

Zum Bernstein im Bitterfelder Raum – Geologie und genetische Aspekte

Concerning Amber in the Bitterfeld Region – Geologic and Genetic Aspects

Mit 24 Abbildungen und 2 Tabellen

GÜNTER KNUTH, THOMAS KOCH, IVO RAPPSILBER & LUTZ VOLLAND

Zusammenfassung

Der Bitterfelder Bernsteinschluff-Horizont wird als Teil des Oberen Bitterfelder Glimmersandes in den hangenden Teil der Cottbus-Formation in das Oberoligozän eingestuft. Für diese Bildungen ist ein absolutes Alter von 23,8 - 25,3 Millionen Jahren anzusetzen. Das Profil des Oberoligozäns besteht im Bitterfelder Raum aus einer abwechselnd marin/fluviatil/limnisch geprägten Folge. Neben unterschiedlich gefärbten Sanden treten bräunliche Schluffe mit einem eingelagerten, etwa 65 cm mächtigen Braunkohlenflöz bzw. dessen Vertreter auf. Der Bernstein wird als parautochthone Bildung in einem Deltabereich mit zahlreichen fließenden und stehenden Gewässern interpretiert.

Abstract

The "Bernsteinschluff"-Horizon of Bitterfeld is classified as part of the Upper "Bitterfelder Glimmersand" in the upper part of the "Cottbus-Formation" (Upper-Oligocene). The absolute age of this layers is 23.8 - 25.3 million years. The profile of the Upper-Oligocene in the Bitterfeld area consists of an alternating marine/fluviatile/limnic influenced sequence. Brownish silts occur with an interleaved lignite seam with a thickness of 65 centimeters (resp. of its substitution) near differently colored sands. The amber is interpreted as parautochthone formation in a river delta with many streaming and standing waters.

1 Einführung

Mitteilungen über Bernsteinfunde aus dem Raum Bitterfeld - Bad Schmiedeberg tauchten sporadisch seit dem 17. Jahrhundert auf. Mit dem Beginn der industriellen Gewinnung von Bernstein im Tagebau Goitzsche (Abb. 1) ab 1975 erfolgte neben Untersuchungen zu Alter und Genese des Bernsteins auch die wissenschaftliche Bearbeitung des Inklusionsmaterials (BARTHEL & HETZER 1982). Ab 1989 erschienen mehrere wissenschaftliche Arbeiten, die auch historische Mitteilungen über Bernstein enthielten (KOSMOWSKA-CERANOVIC & KRUMBIEGEL 1989, KRUMBIEGEL 1996, KRUMBIEGEL & KRUMBIEGEL 1996) und teilweise speziell den Bitterfelder Bernstein behandelten. Damit verbunden wurden Bildokumentationen vorgelegt, die die Schönheit und Attraktivität des Bernsteins unterstreichen und die Faszination und das kulturgeschichtliche Phänomen „Bernstein“ herausstellen.

Weitere Autoren beschäftigten sich mit den Beziehungen zwischen Bitterfelder und Baltischem Bernstein (RÖSCHMANN 1997, WEITSCHAT 1998). Das Vorkommen der Bernsteine von Bitterfeld ist somit weitgehend dokumentiert.

Hier wird nun der Kenntnisstand zur Geologie und Genese der bernsteinführenden Sedimente im Bitterfelder Raum durch die Darstellung neuer geologischer und paläontologischer Untersuchungsergebnisse (BLUMENSTENGEL et al. 1999) vorgestellt und mit der Ableitung eines geologischen Normalprofils ergänzt. Vorstellungen zum Sedimentationsmilieu der bernsteinführenden Schichten werden entwickelt und die Frage nach der Herkunft des Bitterfelder Bernsteins wird diskutiert. Mikrophotographische Aufnahmen von Bitterfelder Inklusionen dokumentieren beispielhaft die faunistische Vielfalt zur Zeit der Harzbildung.

2 Bernstein

Bernstein ist der Sammelname für amorph erstarrte Harze aus dem Tertiär oder älteren erdgeschichtlichen Epochen (STRÜBEL 2001). Verschiedene Laub- oder Nadelbäume sondern Harze zur Versiegelung von Wunden, bei Krankheit oder als Reaktion auf veränderte Umwelteinflüsse ab. Aus dem ursprünglich zähflüssigen Harz bildet sich unter dem Verlust der leichtflüchtigen Bestandteile und infolge Polymerisation allmählich der feste und spröde Bernstein. Je nach Produzent des Harzes, nach Alter, Genese und Lokalität unterscheiden sich die einzelnen fossilen Harze in ihren chemischen und physikalischen Eigenschaften. Insofern ist es nicht verwunderlich, dass die verschiedenen Bernsteine spezielle Namen führen. Im mitteldeutschen Raum treten vor allem Succinit (mit etwa 5 % Bernsteinsäure), Gedanit, Glessit, Krantzit und Sieburgit auf (KRUMBIEGEL 1996). Da die Bildung des Bernsteins von lebenden Organismen ausgeht, wird er den Biolithen zugeordnet. Die Abgrenzung des Bernsteins von den jüngeren, noch nicht so harten und widerstandsfähigen Kopalen erfolgt über die Altersgrenze von 1 Million Jahren (STRÜBEL 2001).

Aus chemischer Sicht ist Bernstein ein Gemisch verschiedener organischer Verbindungen (oxidierte Harzsäuren und Harzalkohole) und besteht elementar aus ca. 78 % Kohlenstoff, 10 % Wasserstoff, 13 % Sauerstoff und 0,5 % Schwefel (KRUMBIEGEL & KRUMBIEGEL 1996, STRÜBEL 2001).

Der Name Bernstein weist auf seine Eigenschaft der Brennbarkeit hin. Er leitet sich aus der niederdeutschen Form „börnen“ (brennen) ab.

Bernstein ist durchsichtig bis undurchsichtig und sehr unterschiedlich gefärbt: meist gelb bis bräunlich, aber auch weiß, bläulich, rosa, grünlich oder schwarz. Er hat eine Dichte von 1 - 1,5 g/cm³ und einen Lichtbrechungsindex von 1,539 - 1,542. Seine Fähigkeit zur negativen elektrischen Aufladung beim Reiben mit einem Wolltuch ist allgemein bekannt. Bernstein hat eine geringe Härte (2,0 - 2,5 nach MOHS) und ist in Wasser praktisch unlöslich.

Hunderte Bernsteinfundpunkte liegen über die gesamte Welt verteilt (nur von der Antarktis sind keine bekannt). Eine Übersicht über die verschiedenen Vorkommen gab SCHLEE (1990). Stellenweise führen sie nur wenig Fundmaterial und teilweise ist der Bernstein für eine technische Verarbeitung oder zur Schmuckherstellung nicht geeignet. Manchmal aber liegen wissenschaftlich interessante Einschlüsse vor. Dies ist paläontologisch vor allem deshalb von Bedeutung, weil man fossiles Harz in den Schichten vom Devon bis ins Quartär findet. Die ältesten bisher bekannten fossilführenden Bernsteine stammen aus Ablagerungen der Unterkreide des Libanon-Gebirges. Sie haben ein Alter von ca. 120-130 Millionen Jahren. Insgesamt haben nur wenige Bernsteinvorkommen wirtschaftliche Bedeutung erlangt: Baltikum, Dominikanische Republik, Libanon, Sizilien, Rumänien, Ukraine, Sibirien, Birma, China, Indonesien, Japan, Mexico. Unter all diesen Vorkommen nimmt der Bitterfelder Bernstein eine herausragende Stellung ein was Menge, Qualität und Inkludenmaterial anbetrifft.

3 Der Bitterfelder Bernstein

3.1 Zur Bernsteinlagerstätte Goitzsche bei Bitterfeld

Bernsteinfunde wurden im mitteldeutschen Gebiet seit dem 17. Jh. als Einzelstücke beschrieben. Der erste Hinweis auf Bernstein von Bitterfeld könnte nach KRUMBIEGEL (1996) in das Jahr 1848 fallen, als „Honigstein“ aus der Grube „Auguste“ erwähnt wird.

Die miozäne Braunkohlenlagerstätte wurde bereits Ende der 20er Jahre des 20. Jh. in die Erkundung einbezogen. Die Braunkohlenförderung begann im Tagebau Goitzsche aber erst in den 50er Jahren. Bei der Erkundung und dem Abbau der Braunkohle wurde auch das Bernsteinvorkommen angeschnitten. 1974 erfolgte eine eingehende Erkundung der bernsteinführenden Schluffschichten unterhalb des Bitterfelder Flözhorizontes, die dann seit 1975 abgebaut wurden (Abb. 2).

Der Rohbernsteingehalt im Fördergut belief sich auf 60 - 260 g/m³. Zwischen 1975 und 1990 wurden im Trockenabbau 408 t Bernstein gewonnen. Danach erfolgte die Flutung der Tagebausohle. Bis zur endgültigen Einstellung der Gewinnung am 31. März

1993 wurde ein Schwimmbagger eingesetzt (KRUMBIEGEL 1996). Vorratsberechnungen aus dem Jahre 1991 weisen noch etwa 950 t verkaufsfähigen Bernstein aus (LIEHMANN 1997). Inzwischen ist der Tagebau vollständig geflutet. Mit der Entwicklung der „Kulturlandschaft Goitzsche“ ist der Zugang zu den bernsteinführenden Horizonten nicht mehr möglich.

3.2 Paläogeographische Situation Mitteldeutschlands im Tertiär

Zu Beginn des Tertiärs verlief die Küstenlinie des Nordwesteuropäischen Tertiärmeeres etwa auf der Linie Magdeburg - Wittenberg (THOMAE 1999). Im mitteldeutschen Raum entstand eine großräumige erosive Geländesenke, die von Flüssen durchströmt wurde (EIBMANN 2000). Im Eozän bildeten sich Binnensenken. Neben tektonischen Vorgängen war lokal daran auch die einsetzende Subrosion der durch Halokinese in Oberflächennähe gerateten ablaugungsfähigen Gesteine des Zechsteins und des Oberen Buntsandsteins beteiligt. Klimaveränderungen bewirkten einen Anstieg des Meeresspiegels. Rückstauende

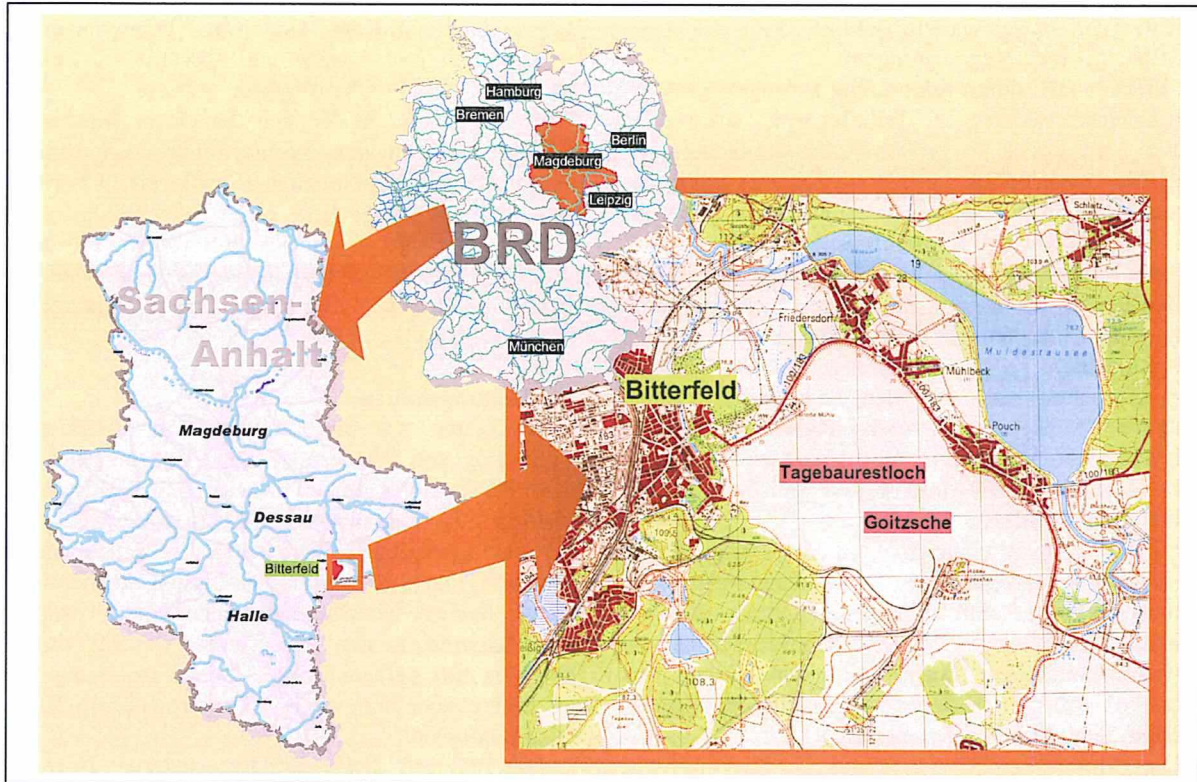


Abb. 1: Lage des Tagebaurestloches Goitzsche bei Bitterfeld.

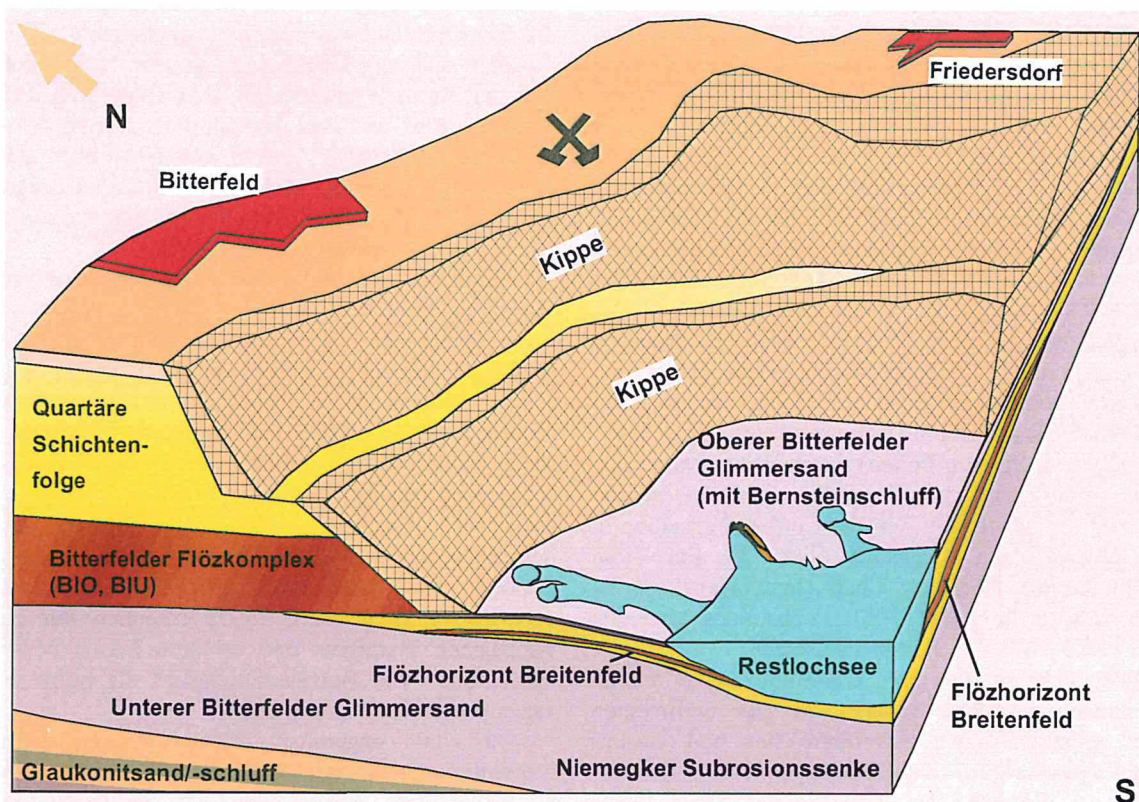


Abb. 2: Blockbild Tagebau Goitzsche (Zustand vor der Flutung).

Flüsse fluteten die Senken, bildeten separierte Buchten und setzten zuerst mächtige Sande und Kiese ab. Danach setzte Vermooring ein.

Erhöhte sich durch tektonische Bewegungen bzw. durch Meeresrückzug die Reliefenergie, setzten die Flüsse ihre Fracht in großen Schwemmfächern ab. Nach der Aufschüttung folgte wieder eine Phase der Moorbildung. Diese Prozesse wechselten sich bis ins Oligozän mit örtlichen Differenzierungen ab.

Im Mitteloligozän drang das Meer weit nach Süden bis in den Zeitzer Raum vor (Rupeltransgression). Unter marinem Einfluss lagerte sich eine 30 bis 40 m mächtige Folge aus Feinsanden, Schluffen und Ton (Rupelton) ab. Aus den Sedimenten können mehrere transgressive und regressive Phasen abgeleitet werden. Noch im Oberoligozän zog sich das Meer wieder zurück und Flüsse zerschnitten die älteren Schichtenfolgen.

Ausgehend von einer erneuten Absenkung begann im Miozän die zweite große Flözbildungsperiode mit Schwerpunkt im Raum Leipzig - Eilenburg - Gräfenhainichen (EIBMANN 2000). Unterbrochen von Überschwemmungen lagerte sich eine Folge aus Braunkohlenflözen (Bitterfelder Flözgruppe), Kiesen, Sanden, Schluffen und Tonen ab.

3.3 Stratigraphie und Alter

Zum absoluten Alter des Bitterfelder Bernsteins selbst gibt es keine Angaben, da bisher weder physikalische noch chemische Methoden eine diesbezügliche Altersdatierung erlauben. Auch die Möglichkeit einer Auswertung der im Bernstein enthaltenen Mikroflora zur direkten Altersdatierung versagte bis heute. Insofern kann für den Bitterfelder Bernstein nur ein relatives (geologisches) Alter angegeben werden.

Die massiv bernsteinführenden Schichten im Tagebau Goitzsche bei Bitterfeld wurden bisher dem Untermiozän im Liegenden des Flözhorizontes Bitterfeld zugeordnet (FUHRMANN & BORS DORF 1986, KOSMOWSKA-CERANOWICZ & KRUMBIEGEL 1989, zuletzt BÜCHNER 1999). Für sie wurde ein absolutes Alter von rund 22 Millionen Jahren angenommen.

Nach komplexen Untersuchungen, insbesondere paläontologischer Daten (Nannoplankton, Dinoflagellaten-Zysten, Sporen, Pollen) durch BLUMENSTENGEL et al. (1999) wird der Bitterfelder Bernsteinschluff-Horizont im hangenden Teil der Cottbus-Formation in das Oberoligozän eingestuft (Tab. 1). Für diese Bildungen des höchsten Chatt (bzw. Neochatt) ist nach BERGGREN et al. (1995) ein absolutes Alter von 23,8 - 25,3 Millionen Jahren anzusetzen.

Die Ablagerungen des Oberoligozäns (Cottbus-Formation) bestehen vorwiegend aus Sedimenten eines siliziklastischen Schelfbereiches und küstennahen (paralischen) Kohlebildungen (Flöz Breitenfeld) im Bereich der Überflutungsebenen eines Ästuars bzw. Flussdeltas. Auf das in einer Regressionsphase abgeschlossene Unteroligozän („Rupelium“) mit teilweiser Abtragung folgte das Oberoligozän zunächst mit einer Transgression, bei der sich die Glaukonitschluffe und -sande bildeten.

Während des gesamten Oberoligozäns wechselten im Bitterfelder Raum Regressionen und Transgressionen, so dass sich hier marine und fluviatile Sedimente verzahnen. Das Oberoligozän endete mit einer Regressionsphase, in der sich der Obere Bitterfelder Glimmersand mit dem bernsteinführenden Schluffhorizont (Nannoplanktonzone 25) abgelagerte. Über dem Glimmersand folgen (mit einer Schichtlücke?) die miozänen Ablagerungen des Bitterfelder Flözkomplexes: Marin beeinflusste ästuarine Sedimente mit Kohlebildungen zur Zeit einer erneut einsetzenden Transgressionsphase (Abb. 3).

3.4 Bildungsmilieu

Im Tertiär war die Landmasse in Mitteleuropa weiträumig von Wäldern bedeckt. Entsprechend den klimatischen Bedingungen bildeten sich Waldgemeinschaften aus (KOSMOWSKA-CERANOWICZ 2001): In den Gebirgsregionen Nadelwald, in den niederen Gebirgsregionen Kiefer-Palmen-Eichen-Steppenwald, in den flachen Überflutungsebenen von Flussdeltas oder Ästuaren, in den Niederungen des Mündungsbereiches mit gelegentlicher Überschwemmung von der Meeresseite her, wuchs in subtropischem Klima ein „Sumpfwald“.

Die Pflanzen dieser Wälder sonderten Harz ab. Von verschiedenen harzproduzierenden Gewächsen werden die verschiedenen Bernsteinarten abgeleitet: aus dem Harz von Balsamgewächsen (Bursaceae) soll sich Glessit, aus dem Harz von Zaubernuss (Hamamelidaceae) soll sich Siegburgit, aus dem Harz der Konifere *Cupressospermum saxonicum* soll sich Gedanit und aus Ebenholzgewächsen (Styracaceae) soll sich Krantzit gebildet haben (KRUMBIEGEL 1996). Succinit wird aus den Harzen von Kiefern (*Pinus succinifera*), Zedern (*Cedrus atlantica*) oder neuerdings möglicherweise auch von Araukarien hergeleitet. Ein definitiver Nachweis für den Mutterbaum des Succinit ist gegenwärtig nicht gegeben.

Möglicherweise muss man von einem gesteigerten Harzfluss ausgehen. Allerdings ist die Diskussion einer verstärkten Harzproduktion (Succinose) heute noch weitgehend hypothetisch. Veränderungen des Klimas im Sinne einer Erhöhung von Temperatur und Luftfeuchtigkeit werden als wichtige Ursachen für einen intensivierten Harzfluss angesehen. Auch die Steigerung der Bodensalinität und die Erhöhung des Grundwasserspiegels im Gefolge mariner Überschwemmungen könnten im Bereich des „Sumpfwaldes“ eine Bedeutung gehabt haben. Andere Autoren (z. B. TUTSKIJ 1997) erkennen nur einen natürlichen Harzfluss und erklären lokale Massenvorkommen von Bernstein lediglich als Folge einer langanhaltenden Akkumulation.

Da Harz gegenüber Sauerstoff eine geringe Verwitterungsresistenz besitzt, ist eine rasche Einbettung in Wasser oder in Sedimente unter Luftabschluss zu seiner Konservierung anzunehmen. Der landseitige Harzeintrag wird durch das Vorkommen von Süßwasserplankton-Zysten, Pollen und Sporen in der bernsteinführenden marin-brackigen Fazies angezeigt (Tab. 2). Fluviatiler Transport und

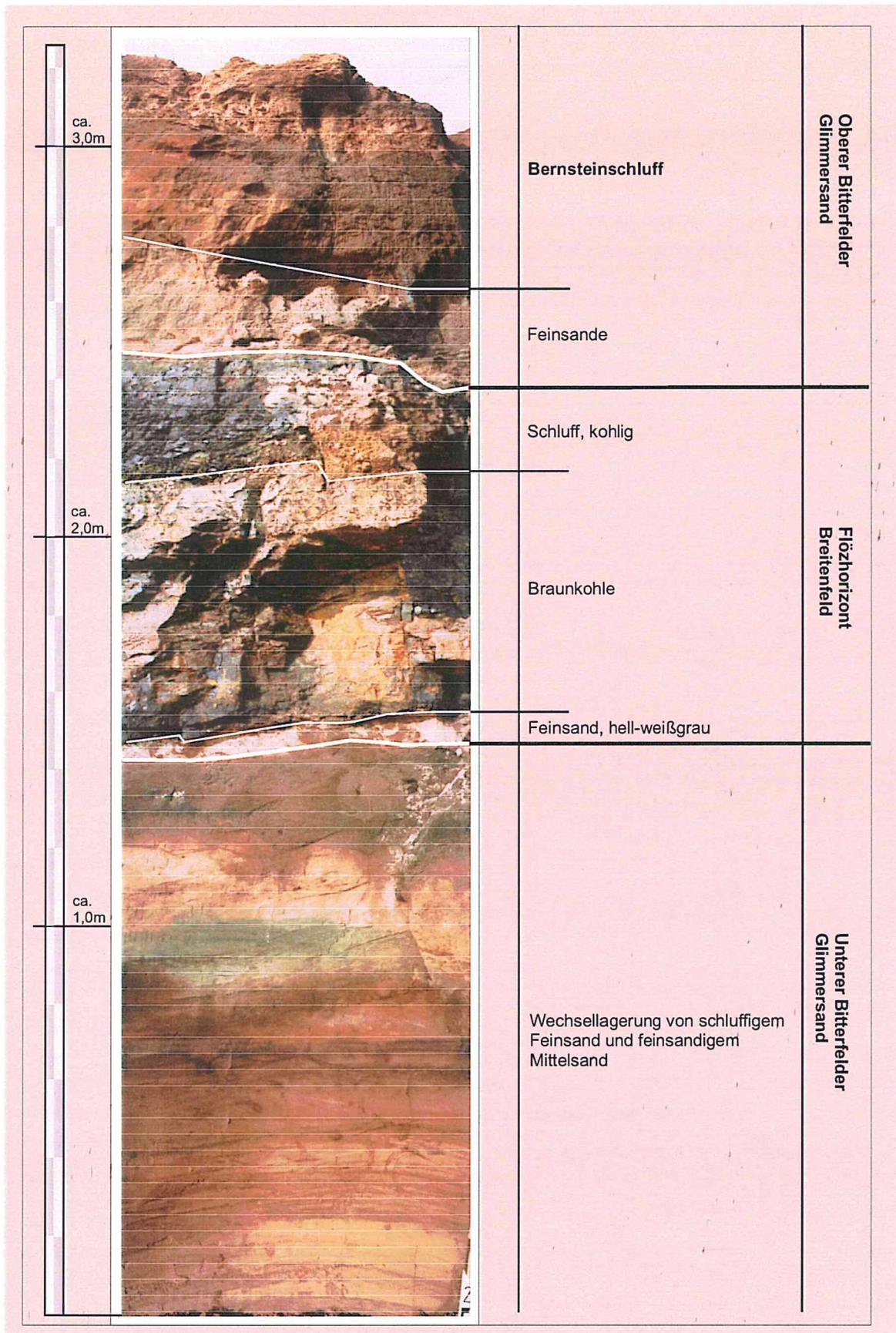


Abb. 3: Profil an der Westböschung im Tagebau Goitzsche (Foto 1999).

Tab. 1: Normalprofil der oligozänen Ablagerungen im Tagebau Goitzsche. Zusammengestellt nach Ergebnissen der Bohrung Kb BiO 1/67 und von Profilen aus dem Bereich der Westböschung.

Stufe	Formation	Member (Subformation)	Mächtigkeit (m)	Lithologie	Petrographie	Bernsteinführung max. Korngröße
Unter-Miozän (tmiu)	Spremberg (tmiSP)	BIO BIU		Braunkohlenflöze mit Zwischenmitteln		
Oberoligozän (tolo)	Cottbus (tol + tmiCO)	Oberer Bitterfelder Glimmersand (9,60 m) (tol + tmiCOob)	7,05	Fein- bis Mittelsande; (dunkel)braun, grau	mit Einlagerungen von Schluff, vereinzelt Grobsand und Kies	
			0,65	Schluff; (hellgrau)braun, feinsandig, stark glimmer- und bernsteinführend (Bernsteinschluff)	mit Gips- und Fe-sulfatführung, a. d. Basis kohlige Lage, horizontalgeschichtet	xxx
			0,50	Braunkohlenschluff; schwarzbraun, feinsandig, glimmerführend	plattig	x
			0,60	Feinsand; dunkel(grünlich)grau, schwach schluffig, sehr schwach mittelsandig	teilweise kohlig, schräggeschichtet, Wellenrippeln, pyritartig, glaukonitf.	
			0,75	Feinsand; grau, mittelsandig, glimmerführend	parallgeschichtet, Grabspuren, Wurzelröhren,	
			0,05	Feinsand; schwarz, schluffig, glimmerführend	Gips, Pyrit, Braunkohlenbröckchen	
		Flözhorizont Breitenfeld (0,90 m) (tolBT)	0,25	Schluff; dunkelolivgrau, schwach feinsandig, kohlig	pyritartig, ungeschichtet, gipsführend	x 3 cm
			0,60	Braunkohle; dunkel- bis schwarz- braun, schluffig, sehr unrein	bankig, im oberen Teil erdig, a. d. Basis bankig, stark vergelt u. tonig mit Muschelschilllage	
			0,05	Feinsand; hell- bis weißgrau, schwach mittelsandig,	Sulfatausblühungen, Gipsführung, Kohlebänderung	
		Unterer Bitterfelder Glimmersand (tolCOoa)	1,50	Wechselagerungen von Feinsand, hellbraun, schw. schluffig mit Mittelsand, (dunkel) bräunlich-grau, schwach feinsandig, z. T. grobsandig bzw. schluffig, obere 10-20 cm schwarzbraungrau, glimmerhaltig	parallelgeschichtet, Grobsand schräggeschichtet, kalkfrei, a. d. Basis glaukonitisch, im höchsten Teil mit Kohlepartikeln, zum Hangenden Kornvergrößerung, Pyritkonkretionen	
Glaukonit- sand/-schluff (tolCOu)	4,00	Unregelmäßige Wechselfolge von Schluff und Feinsand: Schluff; dunkelbraungrau, tonig - feinsandig Feinsand; grau-grün/-braun, schluffig	dolomitisch verfestigte Lagen, kiesführende Lagen mit Muschelkalk (Transgressionshorizont) meist ungeschichtet, feingeschichtet, meist kalkfrei	x 2cm		
Unteroligozän (tolu)	Rupel (tolR)	Rupelsand/ -ton (tolRa, tolRT)		Tone und Schluffe Sande und Schluffe		

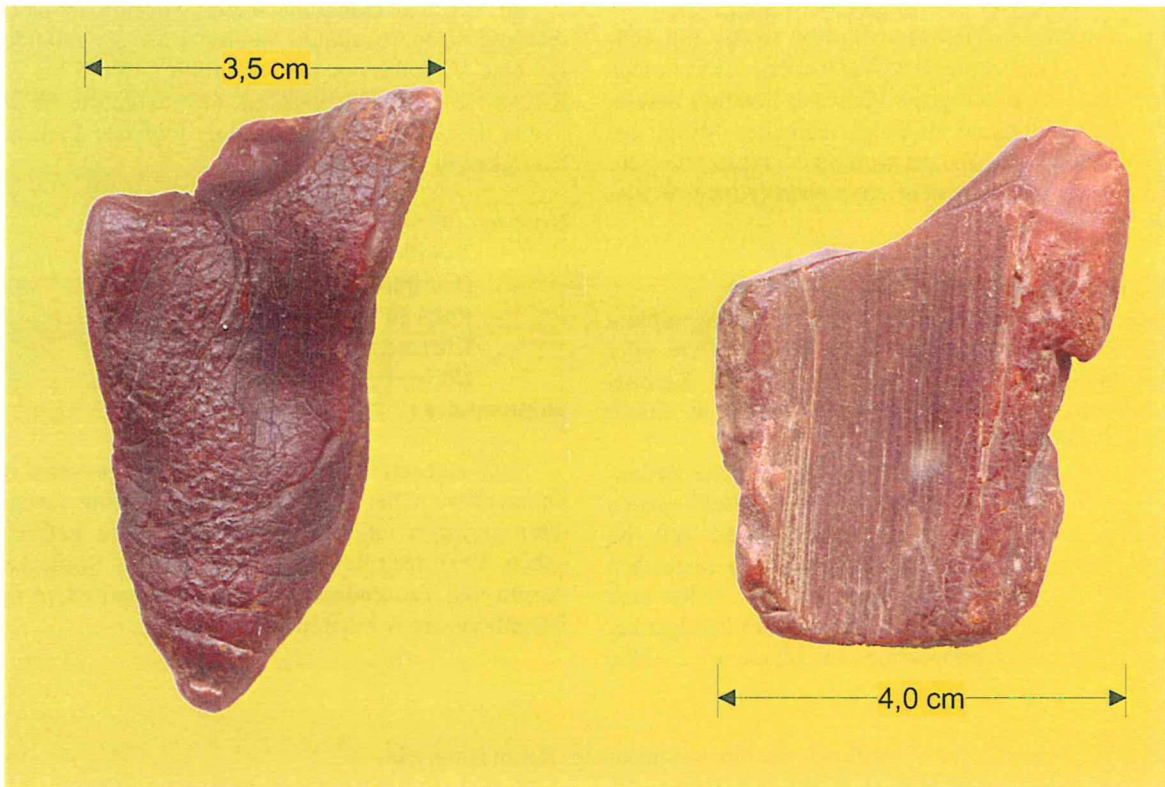


Abb. 4: Bernsteinropfen und Abdruck vom Baumstamm mit geraden Streifen.

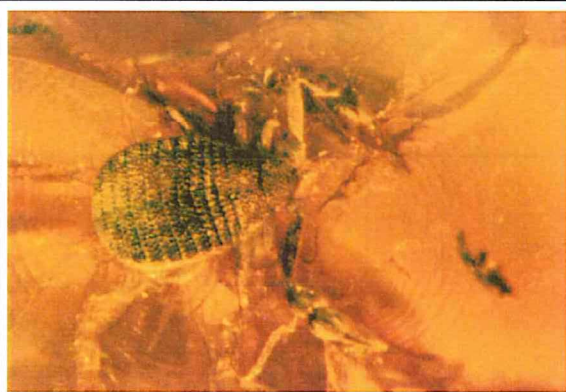


Abb. 5: Pseudoskorpion (Pseudoscorpiones); 2 mm



Abb. 6: Spinne (Araneae); 6 mm



Abb. 7: Zwergfüßer (Symphyla); 3 mm



Abb. 8: Fischchen (Zygentoma); 5 mm

die Einwirkungen von Meeresüberflutungen im Bereich des küstennahen Braunkohlenwaldes mit tiefgründiger Aufarbeitung des Waldbodens schwemmen das Harz in morphologisch günstiger Position zusammen (parautochthone Bildung). Salinares Milieu bei der Einbettung des Harzes wird als Voraussetzung für die Bildung von Bernstein angesehen (KOSMOWSKA-CERANOWICZ 2001).

3.5 Inkluden des Bitterfelder Bernsteins

Als Inkluden werden alle in Bernstein eingeschlossenen Fossilien bezeichnet. Dies können Tiere oder Pflanzen bzw. Teile davon bis hin zu Kleinst-einschlüssen wie Bakterien (DÖRFELT et al. 2000) oder andere Objekte sein.

Sie besitzen eine große wissenschaftliche Bedeutung, da der Erhaltungszustand der eingeschlossenen Fossilien zumeist vorzüglich ist. So kann ein Teil von Flora und Fauna der entsprechenden geologischen Zeitstufe detailliert beschrieben werden. Bisher sind tierische Inkluden mit 97 - 98 % wesentlich häufiger bekannt geworden als pflanzliche Einschlüsse mit 2 - 3 %.

Im Tagebau Goitzsche wurde Succinit in klarer, durchsichtiger Ausbildung in großer Menge gefunden, der eine Vielzahl von Inkluden führt (Abb. 5 bis 24). KRUMBIEGEL & KRUMBIEGEL (1996) gaben für die Fauna des Bitterfelder Bernsteins folgende Inkludenhäufigkeiten an:

Insekten (93 %):

Zweiflügler (80 %)

Hautflügler (8 %)

Käfer (4 %)

Köcherfliegen (3 %)

Übrige Insekten (5 %)

Spinnentiere (7 %)

Nach eigenen Beobachtungen dürfte der Anteil der Spinnentiere höher liegen, da bisher die Milben wegen ihrer geringen Größe weniger Beachtung gefunden haben. Vereinzelt kommen Fadenwürmer, Schnecken, Asseln und Tausendfüßer vor; auch Vogelfedern und Säugetierhaare wurden beschrieben.

Tab. 2: Auswertung der Mikrofloren des Oberoligozäns im Raum Bitterfeld.
(BLUMENSTENGEL et al. 1999)

Lithostratigraphie	Floren-Zone	Formspezies Pollen/Sporen	Sommergrüne [%]	Wärmere Elemente [%]	Trockenelemente [%]	Wasserpflanzen	Süßwasserplankton species	Marines Plankton species	Fazies
1. Bitterfelder Unterflöz (Miozän)	IIIA/B	65	25	22	18	+	7	1	palustrisch bis limnisch, palustrisch, brackisch beein- flusst
2.1 Oberer Bitterfelder Glimmersand	IIIA	36	35	19	14		1	1	limnisch-fluviatil, äolisch, teilweise brackisch
2.2 OBG/Bernsteinschluff- Horizont	II	75	32	21	8	+	7	12	marin bis brackisch
2.3 Oberer Bitterfelder Glimmersand	I/II	43	38	21	14	+	4	?	fluviatil bis marin
3. Flöz Breitenfeld	I/II	54	30	30	19	+	6	?	limnisch bis palustrisch
4. Unterer Bitterfelder Glimmersand	I	57	30	27	13	+	1	2	fluviatil bis brackisch-marin

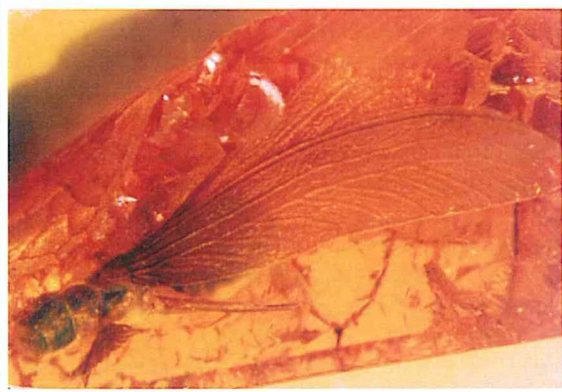


Abb. 9: Termiten (Isoptera); 5 mm



Abb. 10: Weichwanze (Miridae); 3 mm



Abb. 11: Zikade (Auchenorrhyncha); 5 mm



Abb. 12: Blattsauger (Pemphigidae), Larve; 1 mm



Abb. 13: Käfer (Coleoptera); 3 mm



Abb. 14: Schnellkäfer (Coleoptera), Larve; 3 mm



Abb. 15: Ameise (Formicoidea); 5 mm



Abb. 16: Köcherfliege (Trichoptera); 12 mm

4 Schlussbetrachtungen

Da bisher keine absoluten Altersbestimmungen für Bernstein vorliegen, sind Entstehungszeit und -lokalität für verschiedene Vorkommen nach wie vor umstritten.

Aus paläontologischer Sicht wurde vor allem die Übereinstimmung des Inklusionsinhaltes von Bitterfelder und Baltischem Bernstein betont. So stellte WEITSCHAT (1997) die Eigenständigkeit des Bitterfelder Bernsteins aufgrund der vorgefundenen Identität der Faunen und Floren nach taxonomisch begründeten Beispielen in Frage. Weiterhin führte er aus paläoklimatischer Sicht die Forderung an, dass sich die Floren und Faunen des Eozäns von denen des Untermiozäns unterscheiden müssten. Insbesondere eine drastische Abkühlung an der Grenze Eozän/Oligozän sollte deutliche Veränderungen bewirkt haben.

Auch RÖSCHMANN (1997) wies mit Hilfe öko-faunistischer Parameter ein hohes Maß an Übereinstimmung in den Nematoceren-Faunen nach, in dem er das gemeinsame Vorkommen zahlreicher Arten in den beiden Lagerstätten betonte. Er schlussfolgerte daraus eine größere zeitliche Nähe für die Bernsteine, als es durch das Alter der Lagerstätten angezeigt wird. Er nannte Spezitationsraten von 2,5 - 7 Millionen Jahren und schloss auch eine artliche Konstanz von Insekten über einen Zeitraum von >10 Millionen Jahren nicht aus. Für eine große Zahl der untersuchten Vertreter hielt er das allerdings für unwahrscheinlich. RÖSCHMANN (1997) stellte insgesamt aber auch eine ökologische Differenzierung fest, die eine Identität der harzzeugenden Wälder allerdings in Zweifel zieht.

KRUMBIEGEL (1996) schloss eine Entstehung des Bitterfelder Vorkommens durch Umlagerung eozäner Sedimente aufgrund der Schwermineralassoziation aus. Die Aufarbeitung und Umlagerung von Baltischem Bernstein im Oligozän und sein

Transport von Nordosten bis in den Bitterfelder Raum ist angesichts der im gesamten Tertiär in Mitteleuropa vorherrschenden Schüttungsrichtung von Süd nach Nord unwahrscheinlich. Gegen einen weiten Transport des weichen Harzes/Bernsteins sprechen auch die Vielzahl der erhalten gebliebenen Formen, die bei den Harzausflüssen entstehen (z. B. Tropfen, Zapfen, Birnen, Klumpen aus mehreren Tropfen) und gut erhaltene Abdrücke von Baumrinde, Holz oder Blättern auf den Bernsteinstücken (Abb. 4). Trotz seiner geringen Dichte hätten ein weiter Transportweg und mehrmalige Umlagerungen in dem Material aber deutliche Spuren hinterlassen müssen.

Insgesamt kann wohl davon ausgegangen werden, dass sich im Tertiär im gesamten nord- und mitteleuropäischen Festlandsbereich entsprechend den klimatischen Bedingungen Waldgemeinschaften ausgebildet hatten, in denen jeweils über längere Zeiträume hinweg Harz produziert wurde. Diese Harze wurden an verschiedenen Stellen zu unterschiedlichen Zeiten in jeweils morphologisch günstiger Position zusammen geschwemmt:

- im Chlapowo-Samland-Delta im Baltikum,
- im Klesow-Delta in der Ukraine,
- im Parcew-Delta in und eben auch
- im Bitterfelder Raum.

Durch das Wechselspiel von tektonischen Bewegungen, fluviatilem Transport und Transgressionen/Regressionen infolge Klimaschwankungen kam es wiederholt zu Umlagerungen und zur weiteren Anreicherung. Für das Bitterfelder Bernsteinvorkommen wird eine parautochthone floodplain-Bildung in einem Deltabereich mit zahlreichen fließenden und stehenden Gewässern abgeleitet. Damit wird auch die Entstehungszeit der Bernsteine in das Oberoligozän gelegt. Baltischer und Bitterfelder Bernstein sind sich ähnlich, aber nicht identisch.

Danksagung

Die Autoren danken Herrn Dr. H. BLUMENSTENGEL für viele grundsätzliche Diskussionen und Hinweise.

Frau Liane RAPPSILBER stellte dankenswerter Weise 3 Inklusionsfotos zur Verfügung.



Abb. 17: Trauermücke (Sciariidae); 3 mm



Abb. 18: Pilzmücke (Mycetophilidae); 6 mm



Abb. 19: Zuckmücke, (Chironomidae) männlich; 2 mm



Abb. 20: Schnake (Tipulidae); 15 mm



Abb. 21: Mücke (Nematocera), Eiablage; 2 mm



Abb. 22: Langbeinfliege (Dolichopodidae); 5 mm



Abb. 23: ? Larve; 2 mm



Abb. 24: Säugetierhaare (Mammalia); d=0,03 mm

Literatur

- BARTHEL, M. & HETZER, H. (1982): Bernstein-Inklusen aus dem Miozän des Bitterfelder Raumes.- *Z. angew. Geol.*, **28** (7): 314-336; Berlin.
- BERGGREN, W. A., KENT, D. V., SWISHER, III, C. C. & AUBRY, M.-P. (1995): A revised cenozoic geochronology and chronostratigraphy. *Geochronology, Time Scales and Global Stratigraphic Correlation.- SEPM Special Publ. No. 54*, 135-172; Tulsa.
- BLUMENSTENGEL, H., VOLLAND, L. & KRUTZSCH, W. (1999): Zur Stratigraphie und Fazies des Tertiärs im Bitterfelder Raum – Referenzprofile tertiärer Ablagerungen in den Tagebauen Goitzsche, Golpa-Nord und Gröbern.- *Ber. Geol. LA Sachsen-Anhalt*; Halle [unveröff.].
- BÜCHNER, L. (1999): Zum geologischen Bau der Schmiedeberger Endmoräne.- *Mitt. Geol. Sachsen-Anhalt*, **5**: 117–134; Halle.
- DÖRFELT, H., SCHMIDT, A. R. & WUNDERLICH, J. (2000): *Rosaria succina spec. nov.* – a fossil cyanobacterium from Tertiary amber.- *J. Basic Microbiol.*, **40** (5-6): 327-332; Jena.
- FUHRMANN, R. & BORSORF, F. (1986): Die Bernsteinarten des Untermiozäns von Bitterfeld.- *Z. angew. Geol.*, **32** (12): 309-316; Berlin.
- EIßMANN, L. (2000): *Die Erde hat Gedächtnis.- Beucha* (Sax Verlag).
- KOSMOWSKA-CERANOWICZ, B. (1996): Die tertiären und quartären Bernsteinvorkommen in Polen.- In: GANZELEWSKI, M. & SLOTTA, R. [eds.]: *Bernstein, Tränen der Götter.- Bochum* (Deutsches Bergbau-Museum).
- KOSMOWSKA-CERANOWICZ, B. (2001): Wie Bernstein entsteht.- In: KRUMBIEGEL, G. & KRUMBIEGEL, B. [eds.]: *Faszination Bernstein.- Korb/Weinstadt* (Goldschneck-Verlag).
- KOSMOWSKA-CERANOWICZ, B. & KRUMBIEGEL, G. (1989): Geologie und Geschichte des Bitterfelder Bernsteins und anderer fossiler Harze.- *Hallesches Jahrb. Geowiss.*, **14**: 1-25; Gotha.
- KRUMBIEGEL, G. (1996): Bernstein (Succinit) – Die Bitterfelder Lagerstätte.- In: GANZELEWSKI, M. & SLOTTA, R. [eds.]: *Bernstein, Tränen der Götter.- Bochum* (Deutsches Bergbau-Museum).
- KRUMBIEGEL, G. & KRUMBIEGEL, B. (1996): *Bernstein – Fossile Harze aus aller Welt.- Fossilien, Sonderband 7, 2. Aufl.; Korb/Weinstadt* (Goldschneck-Verlag).
- LIEHMANN, G. (1996): Der Braunkohlentagebau Goitzsche bei Bitterfeld und die Bernstein-gewinnung.- In: GANZELEWSKI, M. & SLOTTA, R. [eds.]: *Bernstein, Tränen der Götter.- Bochum* (Deutsches Bergbau-Museum).
- RÖSCHMANN, F. (1997): Ökofaunistischer Vergleich von Nematoceren-Faunen (Insecta; Diptera: Sciaridae und Ceratopogonidae) des Baltischen und Sächsischen Bernsteins (Tertiär; Oligozän-Miozän).- *Paläont. Z.*, **71** (1/2): 79-87; Stuttgart.
- SCHLEE, D. (1990): Das Bernstein-Kabinett.- *Stuttgarter Beitr. Naturk., Serie C*, **28**; Staatliches Museum für Naturkunde Stuttgart.
- STRÜBEL, G. (2001): Bernstein – Name und Definition in Wissenschaft und Praxis.- *Aufschluss*, **52**: 377-380; Heidelberg.
- THOMAE, M. (1999): Palmen in der Leipziger Tieflandsbucht, Tertiäre Klimaschwankungen und ihre Auswirkungen.- *Jahrb. Bergbau Folge Landschaft 1999*: 131-135; Dessau.
- TUTSKIJ, W. (1997): Geologie und Entstehung der Bernsteinvorkommen im Nordwesten der Ukraine.- In: GANZELEWSKI, M., REHREN, TH. & SLOTTA, R. [eds.]: *Neue Erkenntnisse zum Bernstein.- Intern. Symp. Deutschen Bergbau-Museum, Metalla, Sonderheft; Bochum* (Deutsches Bergbau-Museum).
- WEITSCHAT, W. (1997): Bitterfelder Bernstein – ein eozäner Bernstein auf miozäner Lagerstätte.- In: GANZELEWSKI, M., REHREN, TH. & SLOTTA, R. [eds.]: *Neue Erkenntnisse zum Bernstein.- Intern. Symp. Deutschen Bergbau-Museum, Metalla, Sonderheft; Bochum* (Deutsches Bergbau-Museum).
- WEITSCHAT, W. & WICHARD, W. (1998): *Atlas der Pflanzen und Tiere im Baltischen Bernstein.- München* (Verl. Dr. Friedrich Pfeil).

Anschrift der Autoren:

Dr. Günter Knuth
 Thomas Koch
 Ivo Rappsilber
 Lutz Volland
 Landesamt für Geologie und Bergwesen Sachsen-Anhalt
 Köthener Str. 34
 D-06118 Halle (Saale)

**Erster Nachweis von Kleinlibellen - Eilogen
(Insecta, Zygoptera, Lestidae) in der mitteleozänen Braunkohle
des ehemaligen Tagebaues Mücheln, Baufeld Neumark-Nord
(Geiseltal, Sachsen-Anhalt, Deutschland)**

**First Record of Egg-sets from Damselflies (Insecta, Zygoptera, Lestidae)
in the Middle Eocene brown Coal of the opencast Pit Mücheln,
Neumark-Nord (Geiseltal, Sachsen-Anhalt, Germany)**

Mit 13 Abbildungen

MEINOLF HELLMUND & WINFRIED HELLMUND

Zusammenfassung

Im Mai 2001 wurden während geologisch-paläontologischer Profilaufnahmen im ehemaligen Tagebau Mücheln, Bfd. Neumark-Nord, erstmalig auch für die mitteleozäne Braunkohle des Geiseltales (?Obere Mittelkohle = MP 13) Eilogen von Kleinlibellen (Zygoptera, Lestidae) entdeckt. Im Unterschied zu mehreren bereits bearbeiteten Fundstücken aus dem unteren Mitteleozän (= MP 11) der Grube Messel ist dasjenige aus dem Geiseltal etwa 2,5 Millionen Jahre jünger.

Das Gelege aus dem Geiseltal wurde offenbar von Vertretern einer anderen Zygopterenfamilie produziert, als dies in Messel der Fall war. In Messel konnten Individuen aus der Familie der Coenagrionidae bzw. Platycnemidae als Produzenten wahrscheinlich gemacht werden.

Die hier beschriebenen Eilogen aus dem Geiseltal gehen dagegen vermutlich auf Verursacher aus der Familie der Lestidae zurück. Diese Eilogen sind der einzige Nachweis für die Präsenz von Zygopteren, die jemals im Geiseltal gefunden worden sind. Zugehörige Larven oder Imagines fehlen in dem über Jahrzehnte fortgeschriebenen Fossilbericht gänzlich. Dass diese Objekte generell so selten sind, dürfte aufsammlungstechnisch bedingt sein, denn diese sind ausgesprochen klein und auf dem dunklen Substrat unauffällig. Vor allem kommen jedoch biostratigraphische Ursachen für deren Seltenheit in Betracht.

Es wird ein weiteres Mal deutlich, dass die endophytische Eiablage der Zygopteren eine mindestens seit dem Alttertiär entwickelte Fortpflanzungsstrategie ist, die sich bis heute bewährt hat, und zu der sich zahlreiche Analoga in der rezenten Odonatenfauna anführen lassen.

Abstract

In May 2001 geological and paleontological research was done in the opencast pit Mücheln, Neumark-Nord. During this effort egg-sets of fossil damselflies (Zygoptera, Lestidae) were found in the (?) Upper Middle Eocene brown coal (= MP 13) of the Geiseltal, the first record in this famous site ever found. In contrast to earlier treated specimens originating from the Messel pit near Darmstadt, whose sediments belong stratigraphically to the Lower Middle Eocene (= MP 11), the described new specimen is around 2.5 mio. a younger. The producer of the Geiseltal egg-sets presumably is a member of the family Lestidae, whereas the Messel specimens were made by individuals of the family Coenagrionidae, respectively Platycnemidae. These families belong to the sub-order Zygoptera.

It is striking that the recently found egg-sets are the only evidence for the entire order Zygoptera over decades of collecting in the pits of the Geiseltal district. Corresponding larva or imagines were never observed. This fact may be due to biostratigraphical reasons on the one hand, but also because of the fact that such filigree and small objects may have been overlooked on the dark substratum during fossil excavations. It has to be underlined once more that the endophytic reproductive strategy of certain damselflies is at least successfully practised since the Paleogene until today. A lot of analogs can be observed in the recent Odonatafauna.

1 Einführung

Im Bereich des ehemaligen Tagebaues Mücheln wurden im Mai 2001 im Baufeld Neumark-Nord am Kohleschnitt 5 (Ks 5) Profilaufnahmen durchgeführt. Beteiligt waren Mitarbeiter des Forschungsinstitutes Senckenberg (Frankfurt/Main), des Institutes für Mineralogie, Abt. Umweltanalytik, der Universität Frankfurt/Main, des Göttinger Zentrums für Geowissenschaften, Abt. Geobiologie, der Universität Göttingen und des Geiseltalmuseums am Institut für Geologische Wissenschaften der Universität Halle-Wittenberg. Die Arbeiten haben u. a. die Klärung der Flözgenese in diesem Teil des Geiseltales, die stratigraphische Einstufung der Kohle, die Untersuchungen bezüglich der Resinitführung und der Einschaltungen von „Affenhaar“ zum Ziel. Letzteres soll geochemisch näher analysiert werden. Aus einzelnen Horizonten wurden außerdem verschieden große, z. T. glattpolierte Milchquarzklasten gesammelt, die im Unterschied zu den isolierten Vorkommen im ehemaligen Tagebau Mücheln-Westfeld (HELLMUND 2001) hier z. T. auch nestartig auftraten. Es handelt sich dabei offenbar auch um Gastrolithen von aufgelösten Krokodilskeletten oder von Krokodilkoprolithen. Direkte

Nachweise für die Anwesenheit von Wirbeltieren blieben ebenfalls wie in Mücheln-Westfeld aus geochemischen Gründen gänzlich aus.

Die Auswertung der Proben wird vornehmlich von derselben Gruppe von Geowissenschaftlern vorgenommen, die bereits an den Geländeaktivitäten im ehemaligen Tagebau Mücheln-Westfeld im Jahre 2000 beteiligt waren (HELLMUND & WILDE 2001).

Der in Rede stehende Kohleschnitt 5 setzt sich aus einer unregelmäßigen Wechselfolge von Grundmasenkohle mit gelegentlich eingeschalteten, hellen, feinklastischen Sedimenten sowie Gewebe- und Lagenkohle zusammen. Aus einer solchen Lagenkohle-Schicht (Profil G IV, Schicht 15) stammt das hier behandelte Dikotylenblattfragment mit den beiden Zygopteren-Gelegen. Eine detailliertere Profilbeschreibung bleibt einer künftigen Publikation vorbehalten.

Die Rechts- und Hochwerte des Profiles G IV lauten:

R: 44 91 400; H: 56 87 650.

Die Lokalisierung der Fundstelle zeigt Abb.1.

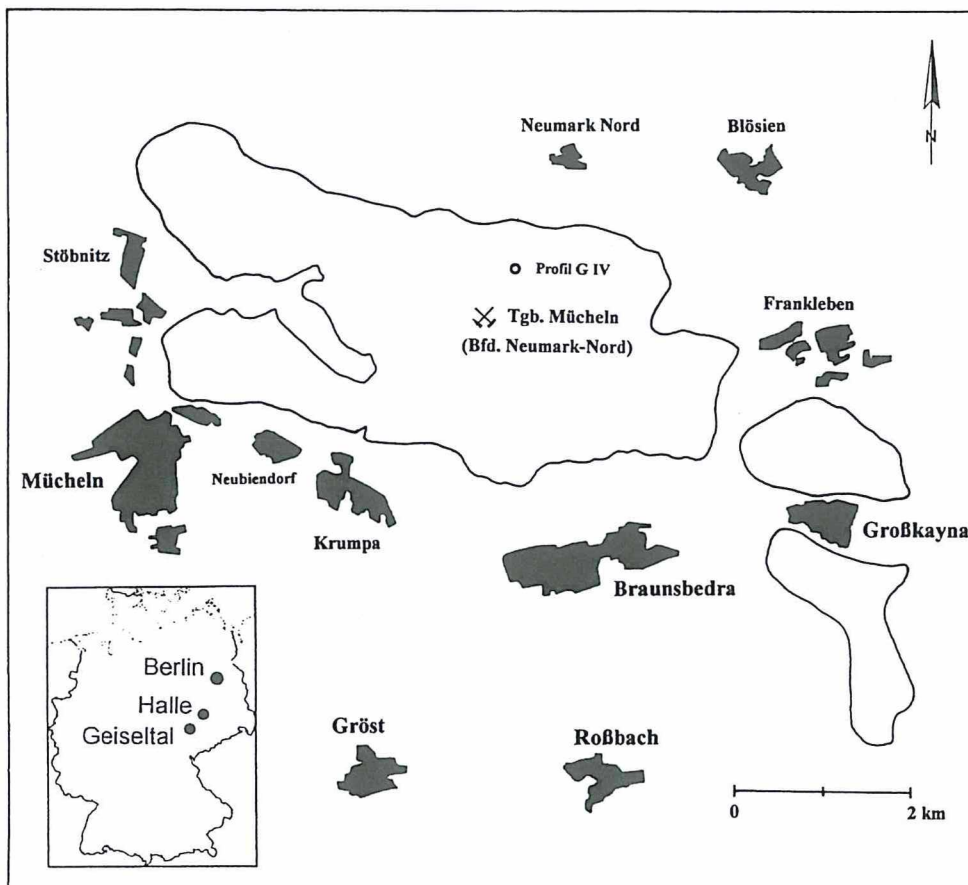


Abb. 1:

Das Geiseltalrevier südwestlich Halle mit den umgebenden Siedlungen und der Lage des Profiles G IV im Baufeld Neumark-Nord des ehemaligen Tagebaues Mücheln. Die Lagenkohle mit den Eilogen stammt aus der „Schicht 15“ dieses Profiles. Die durchgezogene Linie zeigt die maximale Ausdehnung des Kohle-Abbaues.

2 Darstellung des Befundes

Bei dem Fundstück handelt es sich um ein Dikotylenblattfragment indet. von nicht mehr erkennbarem Umriss, das zwei Eigelege von Kleinlibellen (Zygoptera) enthält (Abb. 2 u. 3). Beide Gelege sind offenbar entlang von Blattadern („Leitlinien“) in die Blattspreite eingestochen worden (Pfeile). Das Gelege mit den sechs Logenpaaren (oben rechts) folgt wahrscheinlich der Hauptader des Blattes, während das Gelege mit den vier Logenpaaren, das spitzwinklig zum ersteren (schräg nach links unten) orientiert ist, möglicherweise dem Verlauf einer Nebenader folgt.

Das deutlichere, untere Gelege setzt sich aus vier längsovalen Gebilden zusammen, die wiederum jeweils eine mehr oder weniger deutliche Längsgliederung (Längsteilung) aufweisen und an ihren Schmalseiten gegenüberliegende, seichte „Einschnürungen“ erkennen lassen. Diese Einschnürungen sind

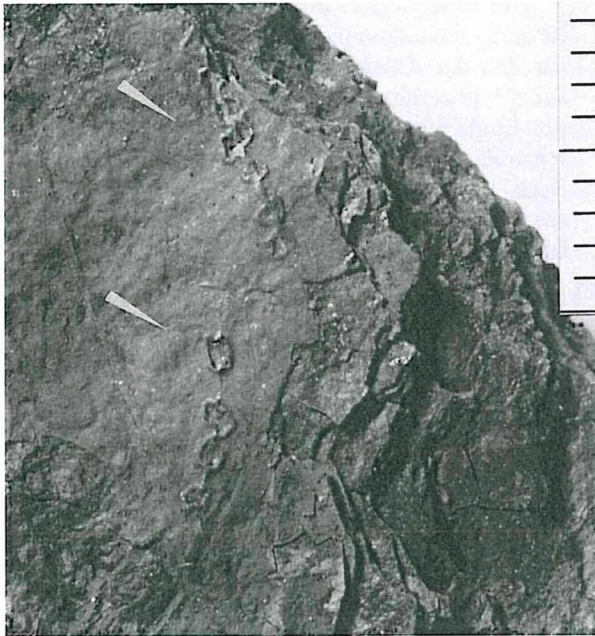


Abb. 2:
Fundstück mit Dikotylenblattresten. Auf dem obersten Angiospermenblatt indet. sind zwei Reihen mit jeweils paarweise übereinander angeordneten Eilogen zu erkennen. Eine Reihe wurde offenbar entlang eines seitlichen Hauptnervs platziert (oberer Pfeil). Eine zweite Reihe verläuft um ca. 40° versetzt (unterer Pfeil).

Foto: E. SCHEINER (Halle/Saale); Teilstrich = 1 mm.

offenbar durch einen tiefergelegenen Zwischenraum miteinander verbunden. Ihre Enden sind ein wenig gegeneinander verschoben. Die Eilogen liegen beiderseits der Blattader, wobei die beiden oberen in einem spitzen Winkel zum Aderverlauf stehen.

Das zweite, obere Gelege verläuft in geringem Abstand (ca. 3 mm) seitlich oberhalb zum ersten in einem Winkel von 40°. Die einzelnen Elemente des Geleges sind ebenfalls paarweise rechts und links entlang einer Blattader angeordnet. Insgesamt besteht dieses aus 6 Paaren. Etwa 1 Millimeter oberhalb sind noch weitere, allerdings schlechter erhaltene Paare angedeutet.

In beiden Gelegen haben die Paarlinge gemeinsame Umgrenzungen, deren Längsausdehnung etwa 1,00 - 1,35 mm und deren Breite 1,00 - 1,25 mm betragen. Die Abstände der Paarlinge variieren zwischen 0,10 und 1,00 mm.



Abb. 3:
Zeichnung des bearbeiteten Fundstückes (Abb. 2) mit den jeweils mehr oder weniger senkrecht übereinander angeordneten Reihen von Zygopteren-Eilogen vom „Lestiden-Typ“ (hier Doppelreihen-Modus), die sich aus sechs (oben) bzw. vier (unten) Eilogen-Paaren zusammensetzen.
Zeichnung: W. HELLMUND; Teilstrich = 1 mm.

Kurzbeschreibung des Fundstückes:

- Lagenkohle: Größe ca. 11 x 12 cm, ca. 2 cm mächtig; Handstück bestehend aus dichtgepackten Angiospermenblättern bzw. deren Fragmenten (Aufbewahrung unter Glycerin).
- Anzahl der Gelege: 2
- Anzahl der Logen:
 - 1. Reihe unten links: 4 Logenpaare = 8 Logen
 - 2. Reihe oben rechts: 6 Logenpaare = 12 Logen
- Länge der Logenpaare: Durchschnitt ca. 1,20 mm
- Breite der Logenpaare: Durchschnitt ca. 1,15 mm
- Länge einer Einzelloge: Durchschnitt ca. 1,00-1,20 mm
- Breite einer Einzelloge: Durchschnitt ca. 0,40-0,50 mm
- Maximale Länge des 1. Geleges (unten links): 70 mm
- Maximale Länge des 2. Geleges (oben rechts): 55 mm

3 Deutung des Befundes

Bei den vorliegenden Objekten handelt es sich aufgrund ihrer Morphologie, ihrer Größe und ihrer Anordnung um Gelege von Kleinlibellen (Zygopteren), bei den deutlich umgrenzten Paarlingen um nahe beieinander liegende Eilogen. Während der Bergung und der anschließenden Aufspaltung des Handstücks ist die überlagernde Epidermis abgerissen. Dadurch liegt auch hier das Erhaltungsphänomen der „scheinbaren Doppelloge“ vor (HELLMUND & HELLMUND 1996a: Abb. 9, 12, 14).

Einzel abgelegte Logenpaare wurden bereits auf fossilen Blattfragmenten anderer Fundstellen nachgewiesen, beispielsweise in den unteroligozänen Maarsedimenten von Hammerunterwiesenthal in Sachsen (HELLMUND & HELLMUND 1998: Taf. 1: Fig. 2, 3; Taf. 2: Fig. 2-5) und in der mittelmiozänen Fundstelle Salzhausen (Vogelsberg) in Hessen (HELLMUND & HELLMUND 2002).

Diese Eilogen sind zum Teil etwas größer, sie sind aber alle ohne Beziehung untereinander oder zu einer Leitlinie abgelegt worden.

Ein Einzelfund aus dem Mitteloligozän von Seiffenhensdorf (Freistaat Sachsen) zeigt linear angeordnete Einzellogen auf der Hauptader eines Hainbuchenblattes, *Carpinus grandis* UNGER (HELLMUND & HELLMUND 1996b: Abb. 4-6 und diese Arbeit Abb. 13). Sie sind etwas länger und breiter als diejeni-

gen aus dem Geiseltal (Abb. 2 u. 3).

Drei Fundstücke aus dem Oberoligozän von Rott bei Bonn weisen im Eilogenmuster sowohl eine Beziehung zu einer „Leitlinie“, d. h. bei zweien zur Mittelader und einmal zu einer der beiden Seitenadern von *Cinnamomum*- („*Daphnogene*“) Blättern, als auch die paarige Anordnung der einzelnen Logen auf (HELLMUND & HELLMUND 1991: Abb. 1: Fig. 1-3, Abb. 2; diese Arbeit Abb. 12). Die Eilogen sind hier ein wenig kürzer (0,60 - 0,90 mm) als diejenigen aus dem Geiseltal. Deutlicher ist der Unterschied in der Stellung der Eilogenpaarlinge zueinander. Die meisten stehen in stumpfem Winkel zueinander, einige mehr waagrecht. Bei den Exemplaren aus dem Geiseltal liegen die Paarlinge mehr oder weniger dicht, beinahe parallel, nur bei wenigen fällt eine Winkelstellung zur „Leitlinie“ auf.

Der Erhaltungszustand der jeweiligen Logenpaare ist z. T. unvollkommen. Offensichtlich reagierte das zur Zeit der Ablage vermutlich noch inserierte Blatt auf die jeweiligen Einstiche mit einer Kallusbildung der Epidermis. Diese ist durch die teilweise angeschwollenen Ränder um die Logen deutlich sichtbar. Beim Aufspalten des Handstückes kam es dann zusätzlich zur Bildung der sogenannten „scheinbaren Doppellogen“ (vgl. HELLMUND & HELLMUND 1996a).

4 Diskussion

Eilogenmuster, wie wir sie aus Seiffenhensdorf und Rott beschrieben haben, treten auch bei rezenten, heimischen Zygopteren auf. Diese sind typisch für die Fam. Lestidae (Teichjungfern). Lestiden legen ihre Eier in linearer Anordnung unter- bzw. hintereinander ab, d. h. in Doppel- oder Einzelreihen oder je nach Ablagesubstrat bzw. je nach ihrer geographischen Verbreitung entweder in Doppel- oder Einzelreihen. Es kommen auch beide Muster gemeinsam vor.

Der Zweitautor beobachtete sowohl bei *Lestes sponsa* (Gemeine Binsenjungfer) als auch bei *Lestes virens* (Kleine Binsenjungfer) ausschließlich die Ablage als Einzelreihe in *Juncus* sp. in einem Sumpfbereich des Naturschutzgebietes Wahner Heide südöstlich von Köln (Abb. 4 u. 5). Bei *Chalcolestes* (= *Lestes*) *viridis* (Weidenjungfer) erfolgte dagegen die Ablage ausschließlich in Doppelreihen mit zueinander gewinkelten Eilogen in Erlen- bzw. Weidenzweigen (HELLMUND 1994: Abb. 27-33; HELLMUND & HELLMUND 1996b: Abb. 7-8 und diese Arbeit Abb. 7).

In den einreihigen Gelegen von *Lestes sponsa* wurden vereinzelt Unregelmäßigkeiten beobachtet, d. h. dass sich Eilogen teilweise überdecken oder halb bzw. fast ganz parallel zueinander liegen (HELLMUND & HELLMUND 1996b: Abb. 7 und diese Arbeit Abb. 5), vergleichbar den Verhältnissen, die bei dem fossilen Exemplar aus dem Geiseltal die Regel zu sein scheint.

WESENBERG-LUND (1913: Fig. 11) beobachtete an Teichen bei Frederiksborg in Dänemark die Eiablage von *Lestes sponsa* überwiegend in *Iris*-Blätter. Dabei entstanden Einzelreihen aus schräg liegenden Eilogen oder Doppelreihen aus stumpfwinklig angeordneten Eilogenpaaren und Übergänge vom Einzelreihen- zum Doppelreihen-Muster (Abb. 6).

Bei *Lestes dryas* (Glänzende Binsenjungfer) stellte derselbe Autor bei der bevorzugt in *Alisma*-Blütenstiele (Froschlöffel) erfolgten Eiablage ausschließlich gerade Eilogen, „linien“ fest.

SCHIEMENZ (1957: Abb. 12 Fig. B1 - D) bildet nur gewinkelte Eilogen in Doppelreihen ab, die von *Lestes sponsa*, *Lestes virens* und von *Chalcolestes* (= *Lestes*) *viridis* produziert wurden (Abb. 10 u. 11).

Von Bedeutung für den Fund aus dem mittelmiozänen Geiseltal ist nicht nur die Art und Weise des entstandenen Musters, sondern auch die Anzahl der in die jeweiligen Eilogen abgelegten Eier. Bei den meisten Zygopteren (Fam. Coenagrionidae, Calopterygidae und Platycnemidae) wird dabei einer in das Pflanzen- gewebe eingestochenen Höhle je ein Ei zugeordnet. Das gilt wohl auch für die meisten Lestiden (Abb. 8). Die bekannteste Ausnahme stellt *Chalcolestes* (= *Lestes*) *viridis* (Weidenjungfer) dar, die in jede der auf einer Höhe, unter Drehung der drei letzten Hinterleibssegmente rechts und links eingestochenen Höhlungen bzw. Eilogen gewöhnlich je zwei Eier,

Abb. 4 - 7

Zeichnerische Zusammenstellung rezenter Gelege, die von verschiedenen *Lestes*- bzw. *Chalcolestes*-Arten hinterlassen wurden. Allen gemeinsam ist die Art und Weise der Ablage von Einzellogen in übereinander angeordneten Einzel- oder Doppelreihen. Die Abb. 6 lässt Analoga zu dem fossilen Gelege aus dem Geiseltal erkennen (Abb. 2 u. 3).

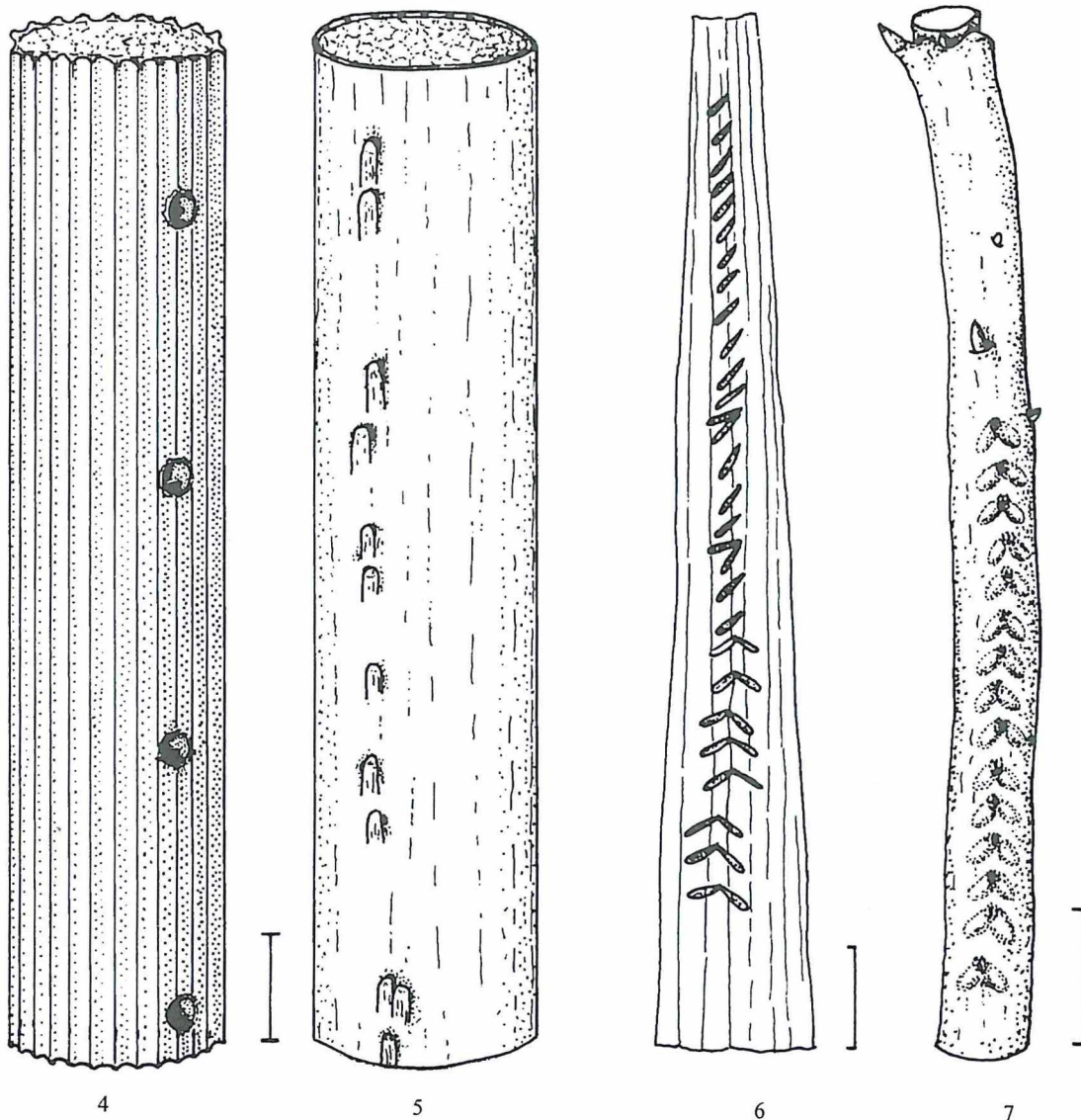
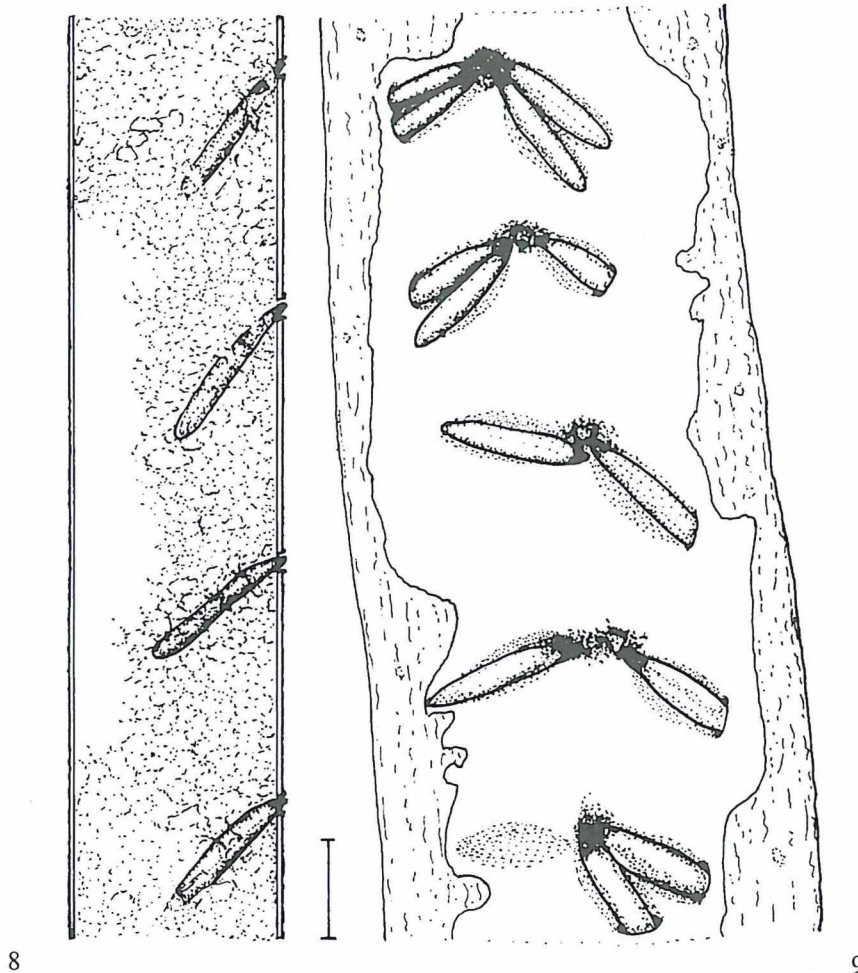


Abb. 4: Rezente Eilogen der Kleinen Binsenjungfer (*Lestes virens* CHARPENTIER) in einem trockenen Binsenhalm. Fundort: Naturschutzgebiet Wahner Heide bei Köln. Zeichnung nach der Natur: W. HELLMUND; Maßstab 1 mm.

Abb. 5: Rezente Eilogen der Gemeinen Binsenjungfer (*Lestes sponsa* HANSEMANN) in einem frischen Binsenhalm. Die durch den Einstich teilweise abgelösten Gewebestreifen verdecken die Einstichöffnungen. Fundort: Naturschutzgebiet Wahner Heide bei Köln. Zeichnung nach der Natur: W. HELLMUND; Maßstab 1 mm.

Abb. 6: Rezente Eilogen der Gemeinen Binsenjungfer (*Lestes sponsa* HANSEMANN) in einem *Iris*-Blatt, Übergang des „Lestiden-Typ vom Einzelreihen-Modus“ (oben), zum „Lestiden-Typ vom Doppelreihen-Modus“ (unten). Zeichnung nach WESENBERG-LUND (1913); W. HELLMUND; Maßstab 10 mm.

Abb. 7: Rezente Eilogen der Weidenjungfer (*Chalcolestes* (= *Lestes*) *viridis* VAN DER LINDEN) in einem Trieb der Kriech-Weide (*Salix repens*). Fundort: Gartenteich Troisdorf bei Bonn. Zeichnung nach der Natur: W. HELLMUND; Maßstab 10 mm.

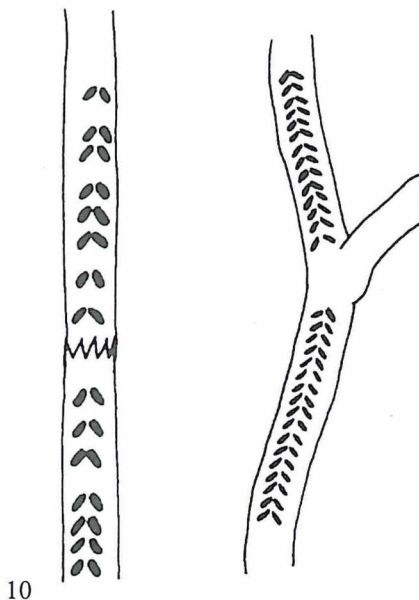


8

9

Abb. 8: Längsschnitt durch einen Binsenhalme mit einem Gelege der Kleinen Binsenjungfer (*Lestes virens* CHARPENTIER). Fundort: Naturschutzgebiet Wahner Heide bei Köln. Zeichnung nach der Natur: W. HELLMUND; Maßstab 1 mm.

Abb. 9: Freipräpariertes Gelege einer Weidenjungfer (*Chalcolestes* (= *Lestes*) *viridis* VAN DER LINDEN) im Bast eines Weidenzweiges. Die Logen sind unregelmäßig besetzt, da das allein ablegende Weibchen durch ein anfliegendes Männchen bei der Eiablage gestört wurde. Beobachtung: Gartenteich Troisdorf bei Bonn. Zeichnung nach der Natur: W. HELLMUND; Maßstab 1 mm.



10

11

Abb. 10:
Gelegemuster von *Lestes sponsa* in einem Schachtelhalme, schematisiert, ohne Maßstab, nach SCHIEMENZ (1957).

Abb. 11:
Gelegemuster von *Lestes virens*, schematisiert, ohne Maßstab, nach SCHIEMENZ (1957).

In beiden Fällen (Abb. 10 u. 11) handelt es sich um gewinkelte Doppelreihen.

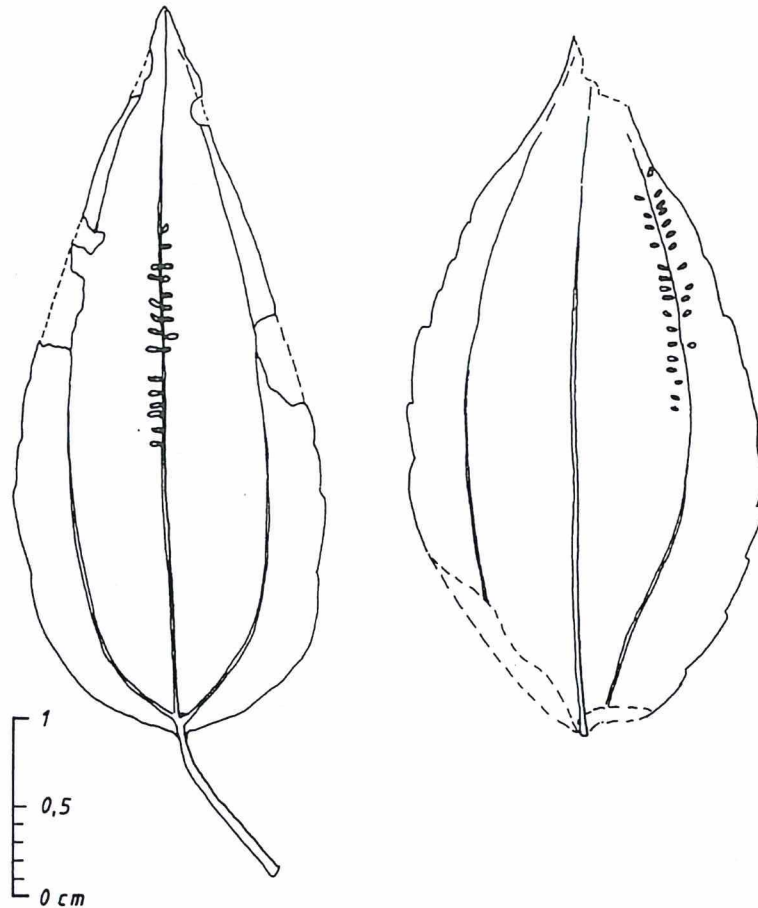


Abb. 12: Zwei Laubblätter von *Cinnamomum* (= „*Daphnogene*“) sp. aus dem Oberoligozän von Rott im Siebengebirge bei Bonn, mit Eigelegen vom „Lestiden-Typ“, hier Wechsel vom Einzel- zum Doppelreihen-Modus (nach HELLMUND 1988, HELLMUND & HELLMUND 1991). Zeichnung: W. HELLMUND.

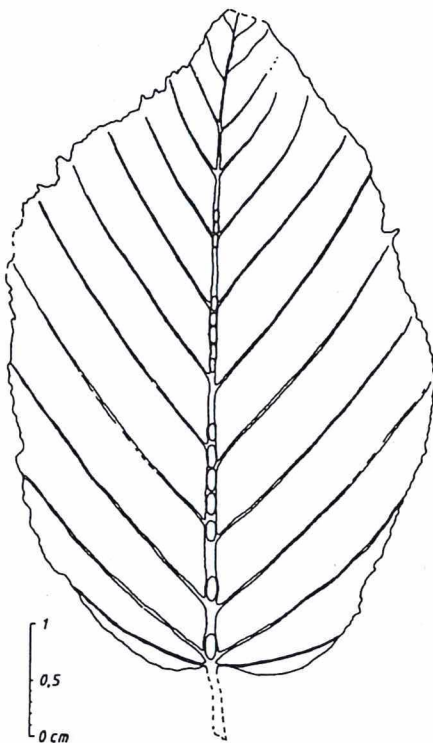


Abb. 13:
Fossiles Hainbuchenblatt, *Carpinus grandis* UNGER, aus dem Mitteloligozän von Seifhennersdorf (Freistaat Sachsen). Das Gelege gehört zum „Lestiden-Typ vom Einzelreihen-Modus“, d.h. die jeweiligen Eier sind entlang der Mittelrippe platziert worden (nach HELLMUND & HELLMUND 1996b). Zeichnung: M. HELLMUND.

seltener, z. B. bei Störungen durch anfliegende Konkurrenten, nur ein Ei oder manchmal auch keines deponiert. Im letzteren Fall bleibt die angelegte Loge leer (HELLMUND 1994: Abb. 27-29, Abb. 32-33 und diese Arbeit Abb. 7 u. 9). Letzteres sowie die dargestellten Übergänge vom Einzelreihen- zum Doppelreihen-Modus bei *Lestes sponsa* (Abb. 5 u. 6) haben uns bewogen, den alten Terminus der Eiloge in unseren Arbeiten beizubehalten und nicht der Definition einer „Eiloge“ nach DREYER (1978, 1986) als „Gelegeinheit aus den rechten und linken Paarlingen“ zu folgen.

Es wird zwar bei der oben erwähnten Prozedur die „energieaufwendige“ Bohrung in die Rinde jeweils nur einmal unternommen, der erreichte Status dann aber unter Einsparung weiteren, zusätzlichen Energieaufwandes genutzt, um rechts wie links mehrere Eilogen anzulegen.

Vergleichbare Gründe, d. h. um eine möglichst große Ökonomisierung zu erreichen, könnten auch bei

der Spezies aus Mücheln, Baufeld Neumark-Nord, eine Rolle bei der Eiablage gespielt haben. Denn hier wurden die Eier in mehr oder weniger parallelen Eilogen untergebracht.

Der vorliegende Gesamtbefund hat uns seinerzeit veranlasst, beim fossilen „Lestiden-Typ“ der Eiablage, einen „Lestiden-Typ vom Doppelreihen-Modus“ und einen „Lestiden-Typ vom Einzelreihen-Modus“ zu unterscheiden (HELLMUND & HELLMUND 1996b).

Die beiden Gelege aus dem Geiseltal lassen sich unzweifelhaft dem „Lestiden-Typ vom Doppelreihen-Modus“ zuordnen (Abb. 2 u. 3). Allerdings liegt in diesem Falle durch die vorherrschende Parallelstellung der Logenpaarlinge eine bislang nicht beobachtete Variante hinsichtlich der Winkelstellung zueinander vor. Was bei der einreihigen Eiablage der rezenten *Lestes sponsa* als gelegentliche Unregelmäßigkeit beobachtet wurde, scheint bei der Lestiden-Art aus dem Mitteleozän des Geiseltales sozusagen ritualisiert, d. h. zum üblichen Ablagemodus geworden zu sein.

5 Schlussfolgerungen

Es werden zwei voneinander unabhängige Reihen von jeweils paarig abgelegten Eilogen beschrieben, die reißverschlussartig übereinander angeordnet sind. Diese werden aufgrund rezenter Analogien sowohl wegen morphologischer als auch dimensioneller Übereinstimmungen Vertretern der Familie Lestidae (Zygoptera), d. h. dem „Lestiden-Typ vom Doppelreihen-Modus“ zugeordnet. Die Eilogen zeigen alle das Phänomen der „scheinbaren Doppelloge“, also einen bestimmten Erhaltungszustand, der durch das Abreißen von Epidermistteilen des Blattes vornehmlich beim Aufspalten von Handstücken entsteht (vgl. HELLMUND & HELLMUND 1996a).

Im Unterschied zu einem Angiospermenblatt aus der Grube Messel (unteres Mitteleozän = MP 11) mit mehr als 400 Eilogen, die von einem Vertreter der

Familie Coenagrionidae bzw. Platycnemidae produziert wurden, ist das Fundstück aus dem Geiseltal stratigraphisch etwa 2,5 Millionen Jahren jünger. Die Abschätzung der Altersdifferenz zwischen Messel und dem Geiseltal ergibt sich aus den Mammal Paleogene Zones (vgl. SCHMIDT-KITTLER 1987). Der Flözabschnitt, aus dem der Fund stammt, gehört aufgrund lithologischer Parallelisierung in das obere Mitteleozän (= MP 13). Eine palynologische Datierung zu deren Überprüfung steht noch aus.

Die Bedeutung des eher unscheinbaren Fundes liegt vor allem darin, dass diese Eigelege den einzigen Nachweis für die Präsenz der Ordnung Zygoptera im gesamten Geiseltal liefern und die Anwesenheit der Lestidae im unteren Mitteleozän wahrscheinlich machen.

Dank

Ein herzlicher Dank gilt Herrn Dr. P. TROPP (Lausitzer und Mitteldeutsche Bergbau-Verwaltungsgesellschaft mbH, Bitterfeld) für die Erlaubnis zur Befahrung des ehemaligen Tagebaues Mücheln, Baufeld Neumark-Nord und die Möglichkeit, am dortigen „Kohleschnitt 5“ wissenschaftliche Untersuchungen durchzuführen. Die Markscheiderei der LMBV in Bitterfeld stellte dankenswerterweise relevantes Kartenmaterial zur Lokalisierung des Profils G IV bereit.

Für die bewährte kollegiale Zusammenarbeit im Gelände während der Profilaufnahmen im Mai 2001 dankt der Erstautor allen daran Beteiligten, vor allem

Herrn PD Dr. V. WILDE (Forschungsinstitut Senckenberg, Frankfurt am Main).

Herrn Dr. G. BECHLY (Staatliches Museum für Naturkunde Stuttgart) sind wir für die Begutachtung der Arbeit dankbar verbunden.

Für die finanzielle Unterstützung der Druckkosten dieser Arbeit danken wir Herrn Dr. G. MILOJIC und Herrn Dipl.-Volksw. M. MAASSEN, Deutscher Braunkohlen Industrie Verein Köln.

Frau E. SCHEINER (Institut für Geologische Wissenschaften und Geiseltalmuseum, Halle) leistete in bewährter Weise photographische Arbeiten, wofür wir verbindlich danken.

Literatur

- DREYER, W. (1978): Etho-ökologische Untersuchungen an *Lestes viridis* (Zygoptera: Lestidae).- *Odonatologica*, 7 (3): 309-322; Bilthoven.
- DREYER, W. (1986): Die Libellen. Das umfassende Handbuch zur Biologie und Ökologie aller mitteleuropäischen Arten mit Bestimmungsschlüsseln für Imagines und Larven.- 219 S.; Hildesheim (Gerstenberg).
- HELLMUND, M. (1988): Porzellanite - eine neue fossilführende Kieselgesteinsmodifikation aus Rott im Siebengebirge.- *Decheniana*, 141: 319-326, 2 Abb.; Bonn.
- HELLMUND, M. (2001): Magensteine von Crocodiliern in der mitteleozänen Braunkohle des Geiseltales des ehemaligen Tagebaues Mücheln-Westfeld (Geiseltal, Sachsen-Anhalt, Deutschland).- *Hallesches Jahrb. Geowiss., Reihe B, Beiheft 13*: 77-99, 7 Taf.; Halle (Saale).
- HELLMUND, M. & HELLMUND, W. (1991): Eiablageverhalten fossiler Kleinlibellen (Odonata, Zygoptera) aus dem Oberoligozän von Rott im Siebengebirge.- *Stuttgarter Beitr. Naturk., Ser. B*, 177, 17 S., 12 Abb.; Stuttgart.
- HELLMUND, M. & HELLMUND, W. (1996a): Zum Fortpflanzungsmodus fossiler Kleinlibellen (Insecta, Odonata, Zygoptera).- *Paläont. Z.*, 70 (1/2): 153-170, 22 Abb.; Stuttgart.
- HELLMUND, M. & HELLMUND, W. (1996b): Zur endophytischen Eiablage fossiler Kleinlibellen (Insecta, Odonata, Zygoptera), mit Beschreibung eines neuen Gelegetyps.- *Mitt. Bayerischen Staatsslg. Paläont. hist. Geol.*, 36: 107-115, 8 Abb.; München.
- HELLMUND, M. & HELLMUND, W. (1998): Eilogen von Zygopteren (Insecta, Odonata, Coenagrionidae) in unteroligozänen Maarsedimenten von Hammerunterwiesenthal (Freistaat Sachsen).- *Abh. Staatl. Mus. Mineral. u. Geol. Dresden*, 43/44: 281-292, 5 Abb., 2 Taf.; Dresden.
- HELLMUND, M. & HELLMUND, W. (2002): Eigelege fossiler Kleinlibellen (Zygoptera) auf Dikotylenblättern aus dem Mittelmiozän von Salzhausen (Vogelsberg, Hessen, Deutschland).- *Odonatologica*, 31 (3): 253-272, 24 Abb.; Bilthoven.
- HELLMUND, M. & WILDE, V. [eds.] (2001): Das Geiseltal-Projekt 2000 – erste wissenschaftliche Ergebnisse.- *Hallesches Jahrb. Geowiss., Reihe B, Beiheft 13*, 99 S.; Halle (Saale).
- HELLMUND, W. (1994): Unsere Libellen – Versuch einer Bestandsaufnahme. III. Teil: Unsere Teichjungfern.- *Troisdorfer Jahreshefte*, XXIV: 22-30, 33 Abb.; Troisdorf (Broermann-Druck).
- SCHMIDT-KITTLER, N. [ed.] (1987): International Symposium on Mammalian Biostratigraphy and Paleocology of the European Paleogene - Mainz, February 18th - 21st 1987.- *Münchner Geowiss. Abh. (A)*, 10, 312 S.; München.
- SCHIEMENZ, H. (1957): Die Libellen unserer Heimat.- 154 S., 30 Taf.; Stuttgart (Franckh).
- WESENBERG-LUND, C. (1913): Odonaten-Studien.- *Int. Rev. Hydrobiol. u. Hydrograph.*, 6: 155-422, 16 Abb.; Leipzig.

Anschriften der Autoren:

Dr. Meinolf Hellmund
 Martin-Luther-Universität Halle-Wittenberg
 Institut für Geologische Wissenschaften und Geiseltalmuseum
 Domstr. 5
 D-06108 Halle (Saale)
 Bundesrepublik Deutschland
 e-mail: hellmund@geologie.uni-halle.de

Studiendirektor i. R. Winfried Hellmund
 von - Loe - Str. 31
 D-53840 Troisdorf
 Bundesrepublik Deutschland

Stratigraphie des Quartärs und quartäre Bewegungen an Salzstrukturen in der nördlichen Altmark

Quaternary Stratigraphy and Pleistocene Evolution of salt Diapirs in the northern Altmark (NE-Germany)

Mit 7 Abbildungen und 3 Tabellen

BERNHARD VON POBLOZKI

Zusammenfassung

Anhand der Stratigraphie und Lithologie der quartären Ablagerungen wird die jüngste Entwicklung der Salzstöcke im Gebiet der nördlichen Altmark dargestellt. Es wurden drei Bewegungsphasen ausgehalten, die den Aufstieg des Salzes, aber auch Einbrüche der Dachregionen durch Subrosionsvorgänge beinhalten. Die erste quartärzeitliche Bewegungsphase fand in der späten Elster-Kaltzeit statt und reichte bis in die Holstein-Warmzeit. Die zweite Phase begann nach dem Abschmelzen des Warthe-Eises. Die dritte Phase setzte am Ende der Weichsel-Kaltzeit ein und reicht bis in die Gegenwart (Subrosion).

Die Salzstrukturen sind an rheinischen (NNE - SSW) und herzynisch (NW - SE) streichende Störungszonen des präquartären Untergrundes gebunden. Diese Störungszonen beeinflussen über die Bereiche der Salzstöcke hinaus die Sedimentation im Quartär. Die verschiedenen Oberflächenformen der Salzstöcke weisen auf den Entwicklungsstand der Salzstrukturen hin (Aufstieg, Ablaugung).

Abstract

The youngest, Pleistocene evolution of salt diapirs in the northern Altmark were investigated by means of geological mapping and drilling programs. The Altmark belongs to the southern part of the Northeast German Basin, where many salt pillows reached the diapiric stage at Cenozoic time. In the Pleistocene, three periods of enhanced salt growth and/or subrosion of salt diapirs can be distinguished, 1) from the late Elsterian period to the Holsteinian interglacial, 2) after the decay of Warthenian ice and 3) from the end of the Weichselian period to recent.

The salt structures are tied to the pre-Quaternary underground by the trough-crossing NNE - SSW and NW - SE striking fault zones. These fault zones influence not only the direct vicinity of the salt diapirs, but also Quaternary sedimentation as a whole. The various surficial forms of the salt stocks provide informations concerning the development stages of the salt structures (rising, leaching).

1 Vorbemerkung

Im Rahmen von Kartierungsarbeiten und Bohrprogrammen wurden in den 1960er Jahren die quartären Ablagerungen und die jüngste Entwicklung von Salzstöcken in der nördlichen Altmark untersucht. Die Ergebnisse konnten auch in einer Dissertation der Ernst-Moritz-Arndt-Universität Greifswald im Jahr 1970 vorgelegt werden (POBLOZKI 1970). Jedoch unterlagen alle diese Arbeiten zur Zeit der DDR der Geheimhaltung, so dass ihre Veröffentlichung nicht möglich war.

Die meisten geologischen Aussagen sind aber auch heute noch aktuell. Auf Wunsch und Drängen von

Fachkollegen sollen hier die wesentlichsten Ergebnisse der damaligen Untersuchungen in gekürzter Form wiedergegeben werden. Einschränkungen betreffen die Salzstöcke Meseberg und Meßdorf, bei denen vermutlich eine Überlagerung von Randsenken und Rinnestrukturen vorliegt, was bei der Interpretation der Strukturentwicklung damals unberücksichtigt blieb (HÖNEMANN et al. 1995, SCHWAB & LUDWIG 1996, P. KRULL, Berlin, pers. Mitt., 2002). Neuere Darstellungen zur Entwicklung der Salzstöcke im Gebiet der Altmark enthalten die Arbeiten von RÜHBERG (1976), BENOX et al. (1997) und KOSSOW (2002).

2 Morphologie und Hydrographie der nördlichen Altmark

Das Arbeitsgebiet umfasst den nördlichen Teil der Altmark und wird im Westen und Norden durch die Landesgrenze von Sachsen-Anhalt zu Niedersachsen, im Osten durch die Elbe und im Süden durch den Nordabfall der Colbitz-Letzlinger Heide und der Zichtauer Berge am Nordrand der Scholle von Calvörde begrenzt. (Abb. 1).

Die Altmark verdankt ihre Oberflächengestalt in erster Linie den Vorgängen, die sich während und nach der Saale-Kaltzeit abspielten. Durch die Endmoränen der Colbitz-Letzlinger Heide, der Zichtauer und Klötzer Berge ist das morphologische Bild geprägt. Nach Süden erfolgt ein allmählicher Übergang in die Ohre-Niederung. Im Norden zerfällt die Grundmoränen-Hochfläche durch breite Täler in eine Anzahl Inseln bzw. Halbinseln. Während im Endmoränenbereich Berge bis zu 160 m NN (Hellberge) auftreten, erreichen die Hochflächen nördlich davon durchschnittlich 30 - 50 m NN und nur an wenigen Stellen

in kleineren Endmoränenresten ca. 80 m NN. Bei Salzwedel und in der Elbaue fällt das Gelände bis unter die 20 m-Isohypse ab.

Die Altmark gehört zum Stromgebiet der Elbe. Seitliche Zuflüsse sind bis Tangermünde auf den Tager beschränkt, und erst außerhalb der Altmark bei Schnackenburg und Hitzacker fließen die für dieses Gebiet so wichtigen Flüsse Aland und Jeetze in die Elbe. Moränenseen fehlen in der Altmark. Der Arend-See entstand durch Einsturz des Daches über dem Salzstock Arendsee. Er ist 554 ha groß und fast 50 m tief (s. 4.3).

Ausgeprägte Wasserscheiden sind selten, daher bestehen enge Beziehungen zwischen den einzelnen kleinen Fluss- und Grabensystemen. Die Quellgebiete der Flüsse liegen oft nur wenige Kilometer voneinander entfernt. Die Niederschlagsmenge in diesem Gebiet schwankt zwischen 500 und 600 mm/Jahr.

3 Stratigraphie und Lithologie

3.1 Präglazial

Als jüngstes Präquartär stehen in der nördlichen Altmark bisher nachweislich Schichten des Miozäns an. Es gibt zwar Hinweise auf obermiozäne bis pliozäne Sedimente, jedoch könnten die in diesen Zeitraum gestellten Ablagerungen ebenfalls in das Altpleistozän gehören.

1964 wurden bei Gardelegen und Klötze erstmalig präglaziale, sicher nichttertiäre Kiese in der nördlichen Altmark in Bohrungen nachgewiesen. Weitere Vorkommen kamen 1965 bei Lindstedt und 1966 bei Schernebeck hinzu (POBLOZKI 1970: 7 ff.). Die genaue Alterseinstufung der präglazialen Folgen ist noch offen. Da die Quarze fast ausschließlich aus Milch-quarzen bestehen, scheidet eine Schüttung aus dem Norden aus, obgleich der Gehalt an instabilen Schwermineralien (Epidot, Granat, Hornblende) 25 - 37 % ausmacht (Bohrung Gardelegen, s. Tab. 1). Wahrscheinlich handelt es sich um Schotter einer präglazialen Saale. Das bisher bekannt gewordene nördlichste Vorkommen vergleichbarer Schotter liegt bei Grabo-Nudersdorf.

3.2 Elster-Kaltzeit

Vollständige Zyklen und für den Ablauf der gesamten Elster-Kaltzeit charakteristische Profile sind bisher nicht bekannt. In den Bohrungen wurden durch primäre Sedimentationsbedingungen und spätere umfangreiche Erosion nur Teilabschnitte des für Mitteleuropa gültigen Normalprofils durchteuft.

Bei Arneburg beginnt in einer SE-NW streichenden, bis ca. -162 m NN tiefen Senke (Seehäuser Senke, Abb. 1) die Sedimentation mit einer geringmächtigen Geröllschicht und anhaftendem, sandig-

kiesigem, kalkigem Schluff, der von Sanden, z. T. mit Trümmerkohle, und Beckenschluffen abgelöst wird. In der Randsenke der Struktur Meseberg wurde in einer Tiefe von ca. -222 m NN ein vergleichbarer Geröllhorizont angetroffen. In beiden Fällen handelt es sich um frühglaziale Bildungen.

Im Hangenden dieser frühglazialen Abfolge gelangten im Raum Stendal bis südwestlich Arendsee gut geschichtete, dunkelgraue bis dunkelolive Tone und Schluffe zur Ablagerung, die nordöstlich Stendal ca. 20 m, bei Gagel aber ca. 50 m mächtig werden. Bei Gagel und Wendemark folgen über diesen Beckenbildungen noch Vorschüttsande. An der ehemaligen Schäferei Sadenbeck entwickeln sie sich aus den präglazialen Flussschottern.

Der Grundmoränenkomplex der Elster-Kaltzeit besteht häufig aus zwei durch Sande oder Schluffe getrennte Geschiebemergel. Ihre Unterscheidung ist auch mit geschiebestatistischen Methoden bisher nicht möglich. Reste elsterkaltzeitlicher Grundmoränen sind aus den Gebieten um Kakerbeck, Klötze-Poppau, beiderseits der Hagener Senke, Lüge und Uchtspringe bekannt geworden (Abb. 1).

Bei den geschiebemergelartigen Horizonten in der Dönitzer und der Hagener Senke handelt es sich auf Grund der zahlreichen geringmächtigen Horizonte und Aufarbeitungserscheinungen wahrscheinlich nicht um echte Grundmoränen, sondern um Fließerden.

Südöstlich Stendal, in der Nordostecke der Letzlinger Heide, liegen bei Weißwarte unter einer Elster-(II?-)Grundmoräne und mächtigen Beckenbildungen in einer Tiefe von 67,3 bis 83,0 m feuersteinführende quarzreiche Flussschotter. Beziehungen mit den von WIEGERS (1923) in den Erläuterungen zu Blatt Colbitz

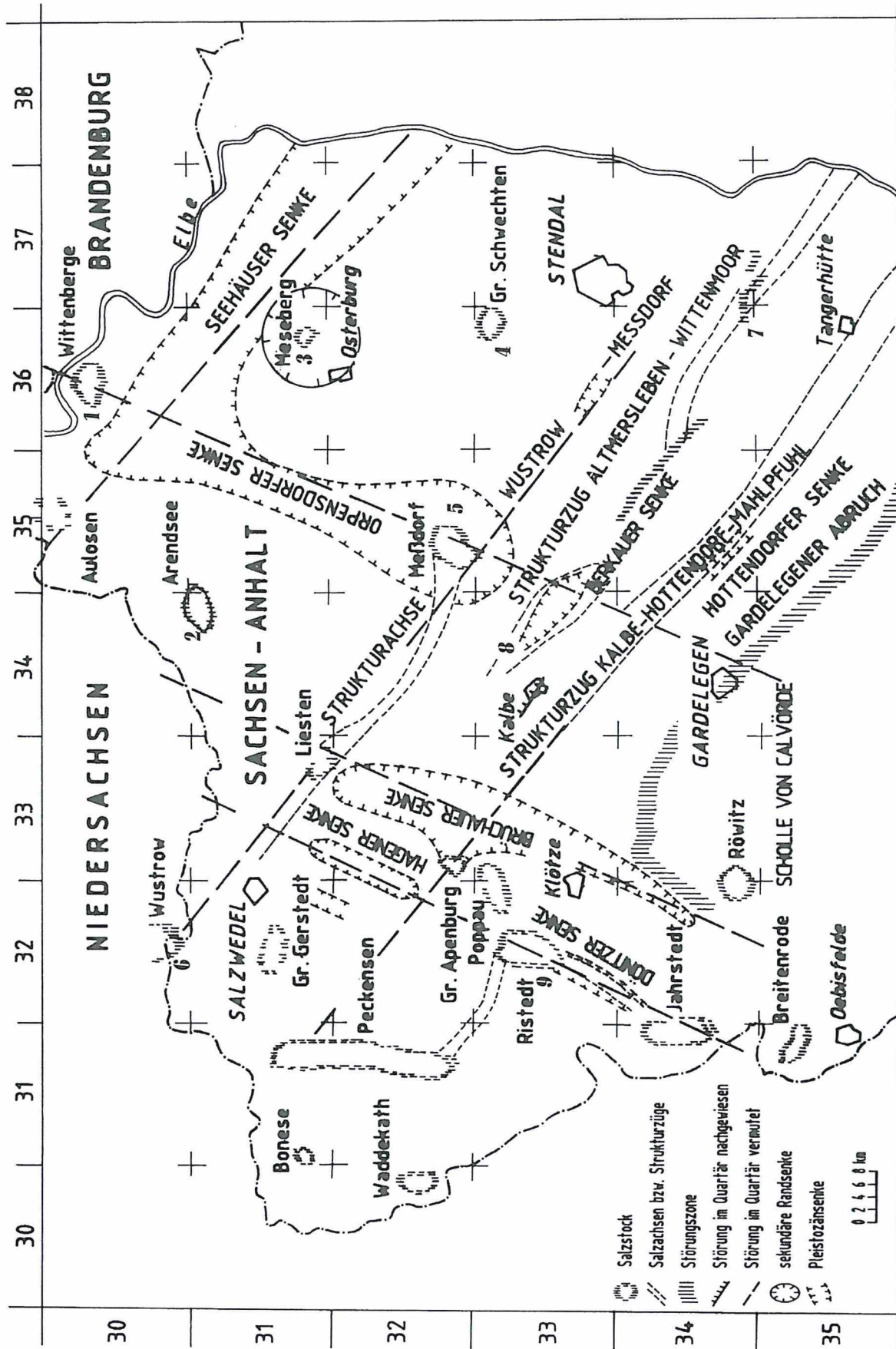


Abb. 1: Strukturkarte der nördlichen Altmark mit Lage der beschriebenen Salzstöcke:

- | | | |
|---------------------|------------------|--------------|
| 1 – Wittenberge | 2 – Meseberg | 3 – Arendsee |
| 4 – Groß Schwechten | 5 – Meßdorf | 6 – Wustrow |
| 7 – Wittenmoor | 8 – Altmersleben | 9 – Ristedt |

(GK 25 – 3635) beschriebenen Flussschottern, die zwischen der Drenthe- und der Elster-II-Grundmoräne eingeordnet werden, sind möglich. Dagegen ordnete GLAPA (1964) diese Schotter in die Zeit zwischen der Elster-I- und Elster-II-Grundmoräne ein.

Sander und Endmoränen aus den Abschmelzperioden der Elster-Vereisungen sind nicht bekannt. GLAPA (1964) beschrieb von der Letzlinger Heide Rinnenbildungen aus der Zeit zwischen den beiden Eisvorstößen der Elster-Kaltzeit.

Die im Hochglazial der Elster-Kaltzeit durch Exaration und unter hohem Druck stehende Schmelzwässer einsetzende Tiefenerosion (EISSMANN 1967) folgte tektonisch vorgezeichneten Strukturen. Durch die Überlagerung von Erosion und tektonischen Vorgängen entstanden große, rheinisch (NNE/SSW) bzw. herzynisch (NW/SE) angeordnete Senken (z. B. Orpensdorfer Senke, Seehäuser Senke, Abb. 1). Gleichzeitig entstand am Salzstock Meseberg mit dem Aufstieg des Salzstockes eine sekundäre Randsenke, die, wie auch die übrigen Senken, mit mächtigen, z. T. kiesigen Beckensanden und -schluffen zugeschüttet wurde (Abb. 4).

Über Salzstöcken, die in dieser Zeit bis an die Oberfläche durchbrachen bzw. abgelautet wurden, sammelte sich in Einsturztrichtern sandig-kiesiges und z. T. verstärktes schluffiges Material (z. B. Meßdorf, Groß Apenburg, Ristedt, Arendsee, Wittenberge). Am Salzstock Meßdorf erreicht diese spätelsterglaziale Serie eine Mächtigkeit von ca. 260 m. In der sekundären Randsenke des Salzdomes Meseberg übersteigt diese Folge 200 m. Den Abschluss der kaltzeitlichen Sedimentation über dem Diapir Meßdorf bildet das hier ca. 45 m mächtige Äquivalent des Lauenburger Tones in Form eines fossilfreien, feingeschichteten, von Sprüngen und kleinen Staffelbrüchen zerstückelten tonigen Schluffes.

3.3 Holstein-Komplex

Nach CEPEK (1967) wird dieser Zeitabschnitt durch die Fuhne-Kaltzeit in zwei selbständige Warmzeiten geteilt (Tab. 3):

Dömnitz - Warmzeit

Fuhne - Kaltzeit

Holstein - Warmzeit i.e.S.

Bisher konnte diese Gliederung in der Altmark nicht belegt werden. Möglicherweise entsprechen aber kalkarme Beckensande im Hangenden der Paludinen-schichten in der Stendaler Gegend den Beckensanden der Fuhne-Kaltzeit am locus typicus bei Pritzwalk.

Schichten der Holstein-Warmzeit i.e.S. (CEPEK, 1967) treten in weiter Verbreitung im Raum Stendal-Hindenburg-Meseberg-Werben-Sandau und lokal bei Meßdorf und Gagel als limnisch-brackische Paludinen-schichten auf. Die ersten Funde beschrieb GRUNER (1887) aus der GROTHEschen Ziegeleigrube bei Wahrburg westlich Stendal. Typisch sind graue bis olivgrüne, sandige, z. T. tonige, kalkarme bis kalkfreie, stellenweise in Sande übergehende Vivianit führende Gytjten mit selten auftretenden Torfhorizonten.

In den meisten Aufschlüssen liegen nur Teilabschnitte der Profilentwicklung vor. Eine Bohrung bei Meseberg durchteufte dagegen möglicherweise ein fast vollständiges Profil der Paludinen-schichten, die sich aus spätelsterkaltzeitlichen Beckenschluffen entwickeln. Sie enthalten nämlich an der Basis (bei ca. -63,2 m NN) neben zahlreichen umgelagerten tertiären Pollen öfter solche von Birke, Kiefer und Erle, also eventuell von einer Frühphase der Holstein-Warmzeit. Die mikrofloristischen Untersuchungen belegen, dass die Sedimentation in den meisten Profilen erst im Klimaoptimum einsetzte und bis weit in die ausgehende Kaltphase hineinreichte. Mikrofaunistische Untersuchungen blieben erfolglos.

Makrofossilien, meist Bruchstücke, sind von der GROTHEschen Ziegelei, von Baben, Meseberg und Meßdorf bekannt. Vorwiegend handelt es sich um Reste von *Viviparus diluvianus* KUNTH. Bei den von V. LOZEK (briefl. Mitt., 1963) aus einer Bohrung bei Baben untersuchten Stücken handelt es sich um:

Viviparus diluvianus KUNTH

Anisus cf. spirorbis LINNE

Pisidium moitessierianum PALADILHE.

WIEGERS (1929) beschrieb aus den Mergelgruben von Klötze-Neuendorf und Brüchau holsteinwarmzeitliche Süßwasserkalke. Bei Brüchau-Neuendorf liegt über diesen Schichten ein saalekaltzeitlicher Geschiebemergel. Es handelt sich nach Bohrungen um insgesamt bis 9 m mächtige graue und oliv- bis blaugraue Kalke. Bei Brüchau folgt darüber noch ein lückenhaft erhaltenes schwaches Torfflöz. In Richtung auf die Ziegelei Brüchau vertreten in steigendem Maße kalkarme bis kalkfreie, z. T. humose Schluffe, selten mit Vivianit, die Süßwasserkalke.

Nach den Ergebnissen der Pollenanalysen entsprechen die Sedimente an den einzelnen Fundorten verschieden alten Teilabschnitten der Vegetationsentwicklung. Die tiefsten pollenführenden Horizonte entstanden bereits in der Birken-Kiefern-Zeit, der bisher stratigraphisch höchste Abschnitt lässt sich in die ausgehende Kiefernzeit am Ende der Warmzeit einstufen. Nördlich Neuendorf-Brüchau macht sich die Holstein-Warmzeit in der rheinisch streichenden Brüchauer Senke durch einen mehrfachen Wechsel kalkiger und kalkarmer bis kalkfreier Schichten bemerkbar.

In der Ortslage Groß Schwechten durchteufte eine Bohrung Schichten des Holsteins, die direkt dem Anhydrit des Diapirs von Groß Schwechten auflagern. Sie bestehen aus wechselnd kalkigen, grünlichgrauen bis schwarzgrauen Schluffen mit dünnwandigen Schalenbruchstücken. Zum Hangenden geht das Gestein in Feinsande mit eingeschalteten Torfhorizonten über. Lediglich zwei dieser Torfhorizonte lieferten Pollen aus der ausgehenden Holstein-Warmzeit.

Am Ostrand des Arendsees traf eine Bohrung in ca. 34,0 - 34,6 m Teufe auf einen braunkohlenartigen Torfhorizont. Die relativ hohen Nichtbaumpollen-gehalte der obersten von drei untersuchten Proben, es handelt sich vorwiegend um Gramineen, sowie das Vorherrschen der Birke mit 76 % (Kiefer 19 %)

weisen auf angenähert subarktische Klimaverhältnisse hin. In den beiden tieferliegenden Proben geht die Birke stark zurück. Hier besitzen Kiefer und Erle noch die Übermacht.

Am Garseberg zwischen Meseberg und Dobbrun durchteufte eine Bohrung von -15,0 bis -23,8 m NN undeutlich gebänderte, stark kalkige Schluffe mit einer artenarmen, aber individuenreichen Ostrakodenfauna:

Iliocypris gibba (RAMD.)
Iliocypris cf. gibba (RAMD.)
Candona neglecta SARS.

Bis -19,4 m NN sind alle drei Arten vorhanden, danach fehlt *Candona neglecta* SARS. und ab ca. -20,2 m NN auch *Iliocypris gibba* (RAMD.). Nur *Iliocypris cf. gibba* (RAMD.) reicht, allerdings in größerer Zahl, bis etwa -23,8 m NN. Darunter fehlen Fossilien. Pollenuntersuchungen hatten wegen hoher Tertiäranteile keinen Erfolg.

In die Holstein-Warmzeit gehören auch die Verwitterungsrinden auf elster-kaltzeitlichen Grundmoränen, die in den oberen Metern in Form graugrüner Verfärbungen und Entkalkungen, verbunden mit einer Verwitterung der Hornblenden, auftreten. Außer auf der Hochfläche im Westteil des Blattes Seehausen (GK 25 – 3136) sind diese Erscheinungen im Raum nordwestlich Gardelegen-Klötze häufig anzutreffen.

Ausgangs der Holstein-Warmzeit bzw. zu Beginn der Saale-Kaltzeit kam es auch in der Altmark verbreitet zur Sedimentation von Schotterkörpern verschiedener Flusssysteme. Westlich der Heilanstalt Uchtspringe durchteufte eine Bohrung bei Lindstedt von 44 bis 89 m (+34 m bis -11,0 m NN) sandig-kiesige Flussablagerungen eines bisher unbekanntes Flusses. Der Geröllbestand wird durch die hohen Quarz- und Kristallinanteile und den niedrigen Porphyrgehalt bestimmt (Tab. 1). Im Hangenden folgt Geschiebemergel der Drenthe-Vereisung.

Südlich Salzwedel, ca. 1 km NE Quadendambeck, lieferten Schürfe sandig-kiesige Schichtenfolgen mit einzelnen eingeschalteten Schluffbändern. Der Quarzgehalt schwankt um 50 %. Vom Liegenden zum Hangenden fällt der Feuersteinanteil ab, dagegen steigen die Prozentwerte der Kristallin-, Porphy- und der Sedimentgerölle an. Es handelt sich um Flussschotter, die sich mit ihrer Geröllzusammensetzung und ihrer Höhenlage (ca. +35 m NN) gut mit den „frühwarthezeitlichen“ Flussschottern aus der Letzlinger Heide (GLAPA 1964) vergleichen lassen. Die hohen Gehalte an nordischem Material geben aber bereits Hinweise auf eine mögliche Vermischung mit Schmelzwasserbildungen. Der Quarzanteil enthält, wie der in der Letzlinger Heide (z. B. Meseberg), Restquarze mit Turmalinnadeln, die nach KNOTH (1964) für Schotter der vereinigten Saale-Mulde typisch sind. In der Ortslage Binde wies eine Bohrung unter einem Geschiebemergel einen Schotterkörper mit ähnlicher Geröllzusammensetzung nach.

Auf dem Gelände der Zuckerfabrik Goldbeck ist von 24,6 bis 30,5 m (+3 bis -3 m NN) ein kiesarmer Schotterkörper mit ca. 50 % Quarz in der Kiesfraktion

(4 - 20 mm) im Hangenden der Paludinenschichten ausgebildet. Darüber folgen kalkige Beckensande.

3.4 Saale-Kaltzeit

Drenthe-Vereisung

Abgesehen von den oben beschriebenen, in die Drenthe-Vereisung hineinreichenden Flussschottern, gelangten in dieser Zeit in den Niederungen verbreitet Beckenbildungen zur Ablagerung. Sie bestehen aus deutlich dunkelgrau und weiß geschichteten Schluffen mit sandigen und tonigen Einschaltungen. Dabei deckt sich der Sedimentationsraum weitgehend mit dem der holsteinwarmzeitlichen Schichten und reicht nur unwesentlich auf die damals bestehenden Hochflächengebiete hinauf.

In einer Bohrung bei Werben erreicht dieser Beckenschluff eine Mächtigkeit von 24 m. Sowohl in den ehemaligen Niederungen als auch auf den Hochflächen sind über den Beckenablagerungen bzw. über präsaalekaltzeitlichen Schichten verbreitet Schmelzwasserbildungen anzutreffen.

Auf diese Sedimente der Vorstoßphase legt sich in weiten Teilen der Altmark die Grundmoräne des Gletschers, und nur örtlich vertreten sandig-kiesige Bildungen den meist sandig-schluffigen, schwarz-grauen Geschiebemergel. Die Mächtigkeit schwankt stark. In Rinnen kann sie bis auf über 60 m anschwellen. In der Wische und auch in der Gegend von Groß Apenburg (an der Abdeckerei) enthält der Geschiebemergel Reste aufgearbeiteter Paludinenschichten. Typisch für die geschiebestatistischen Verhältnisse sind die geringen Feuersteingehalte und hohe, noch den Kristallinanteil übersteigende Kalksteinwerte.

Die auf der Drenthe-Grundmoräne liegenden sandig-kiesigen Bildungen lassen sich nur schwer genetisch deuten, soweit ihr Auftreten nicht außerhalb des Verbreitungsgebietes der Warthe-Vereisung liegt.

Der Dolchauer Endmoränenkomplex lässt sich von südlich Brunau über Jeetze-Schäferberg bis nordwestlich Jeggerleben, hier unter jüngerer Grundmoränenbedeckung, verfolgen. Auch der weiter südlich verlaufende von Warthe-Grundmoräne überlagerte Endmoränenbogen von Grobleben - Lüderitz - Wittenmoor - Vinzelberg kann als vom Eis der Warthe-Vereisung überfahrene Stillstandsphase der Drenthe-Vereisung gedeutet werden.

Die Endmoränenbögen der Colbitz-Letzlinger Heide, der Zichtauer und Klötzer Berge bis hin zur Göhrde sind vermutlich zum größten Teil von den Gletschern der Drenthe-Vereisung aufgeschüttet worden und markieren etwa mit ihrem Nordrand die Maximalausdehnung des Warthe-Eises. Die altersmäßige Einstufung der Endmoränen südlich und westlich Salzwedel im Hinterland der oben beschriebenen Moränenbögen der Colbitz-Letzlinger Heide ist noch weitgehend ungeklärt.

Warthe-Vereisung

Beckenbildungen, vorwiegend gut geschichtete braune bis graue, z. T. stark sandige und dann kaum sichtbar gebänderte Schluffe leiten auf den Hochflächen zur Grundmoräne der Warthe-Vereisung über.

Tab. 1: Geröllbestand präglazialer Kiese in Bohrungen (Geröllzählung nach TGL 25 232, Blatt 1-6).

Ansatzpunkt (m NN)	Bohrung	Quarz		Kristallin		Porphyr		Sediment		Kieselschiefer		Sonstige		Anzahl der Gerölle	
		Anzahl	%	Anzahl	%	Anzahl	%	Anzahl	%	Anzahl	%	Anzahl	%		
		(TK 25 – 3434, an der ehemaligen Schäferei Sadenbeck)													
81,5	Gardelagen 88,8 – 90,1	496	82,0	30	5,0	14	2,3	32	5,2	22	3,7	Pyrit 6 Kalk 2	0,9	602	
“	98,4 – 99,7	247	86,0	6	2,1	8	1,5	5,6	10	3,1	3,1	Gelitt 1	0,3	287	
“	99,7 – 100,9	941	85,0	33	3,0	22	2,0	57	5,2	46	4,1	Pyrit 4	0,4	1103	
		(TK 25 – 3332, am Milchwerk westl. Klötze)													
53,0	Klötze 47 – 49 m	30	35,0	10	11,6	2	2,3	29	33,9	3	3,5	Kalk 7 Kiesel 5	0,2 5,8	86	
“	49 – 50 m	401	86,5	31	6,7	1	0,2	29	6,3	-	-	Flint 1 Bernstein 1	0,2 0,2	464	
“	50 – 52 m	472	77,8	26	4,2	19	3,1	45	7,4	29	4,8	Kalk 13 Pyrit 4	2,1 0,6	608	
		(TK 25 – 3435, westl. der Heilanstalt Uchspringe)													
78,0	Lindstedt 89 – 94 m	78	80,5	4	4,1	2	2,1	12	12,4	1	1,0	-	-	97	
		(TK 25 – 3536, Ortslage Schernebeck)													
48,0	Schernebeck bei 42 m	44	78,6	5	8,9	1	1,8	5	8,9	1	1,8	-	-	76	

Nur selten, z. B. bei Drüsedau, schiebt sich zwischen Beckenbildungen und Grundmoräne noch ein Vorstoßschmelzwassersand ein.

Die Grundmoräne liegt in erster Linie als rotbrauner, nach unten bräunlich-grauer, stark sandiger, geschiebeführender Schluff vor, dem sog. „roten altmärkischen Geschiebemergel“. Verbreitet liegen auf ihm oder vertreten ihn sandig-kiesige Bildungen verschiedenen Ursprungs. Bei ungeschichteten und unsortierten Sanden und Kiesen, deren Vorkommen morphologisch nicht erkennbar sind, handelt es sich überwiegend um schluffarme Grundmoräne.

Die Endmoränen der Maximalausdehnung des Warthe-Eises lassen sich auch heute noch nicht exakt abgrenzen, da sie mit drenthezeitlichen Moränen eng verknüpft sind und letztere z. T. überlagern. Kleine Rückzugshalte sind durch meist stark unterbrochene bzw. nur über geringe Entfernungen verfolgbare Randlagen und Einzelkuppen markiert. Vorwiegend bestehen sie aus Sanden mit geringem Kiesgehalt, selten nimmt der Kiesanteil zu, Blockpackungen kommen kaum vor. In den meisten Fällen handelt es sich um Aufschüttungsmoränen mit lokalen Stauchungen, z. B. bei Wiepke und Osterburg. Hier wurden mächtige tertiäre Schollen, bei Wiepke oberoligozänen und bei Osterburg miozänen Alters, verfrachtet und z. T. stark verfaltet.

Der Haupttrandlage (= Maximalausdehnung) der Warthe-Vereisung sind zahlreiche Sander vorgelagert, die sich bei Schwiesau in die älteren Endmoränenstaffeln eingeschnitten haben. Heute sind diese Erosionsränder als Steilstufen deutlich erkennbar. Die Stillstandslagen im Hinterland besitzen in den meisten Fällen keine ausgeprägten Sander. Zwischen den einzelnen Kuppen am Südrand des Blattes Apenburg (GK 25 – 3233) gaben sich zum Vorfluter gerichtete Senken als ehemalige Schmelzwasserabflussbahnen zu erkennen. Geringe Sanderreste liegen im Vorland der Endmoränen von Häsewig, Osterburg, Düsedau und Arneburg.

3.5 Eem-Warmzeit

Das von G. LENK und B. MARZINKOWSKI bearbeitete Profil einer Bohrung bei Jeetze (MARZINKOWSKI 1964) bildete die Grundlage für die Einstufung einer Vielzahl der in der Biese-Niederung vorkommenden Teilprofile in die Eem-Warmzeit. Die Jeetzer Abfolge beginnt mit einer geringmächtigen Moorerde, die in einen grüngrauen kalkigen Schluff übergeht. Während des Klimaoptimums entstand ein Seemergel. Gegen Ende der Warmzeit verlandete der See mit Moorerden, Torfen und Sanden. Die arktischen und subarktischen Vegetationsphasen zu Beginn und am Ende des Profils fehlen. Die Entwicklung setzt mit einer Kiefern-Birken-Zeit ein und endet mit einem schon subarktisch beeinflussten Abschnitt. Die Schichten enthalten weiterhin zahlreiche Ostracoden und eine artenarme Makrofossilfauna (vorwiegend *Valvata piscinalis* O. F. MÜLLER).

Ähnliche Verhältnisse, durch Einzelproben belegt, sind auch aus den anderen Niederungsgebieten, z. B. der Jeetze, der Uchte und des Tanger bekannt

geworden, so dass in den breiten Flussauen im Innern der Altmark unter ca. 4 - 5 m weichselkaltzeitlichem Talsand bzw. holozänen Schichten verbreitet mit Bildungen der Eem-Warmzeit gerechnet werden kann. Die Unterkante der warmzeitlichen Schichten fällt im Biese-Milde-Tal von Güssefeld nach Storbeck (von Westen nach Osten) um über 2 m ab. Die Entwässerung in der Eem-Warmzeit erfolgte also nach Osten.

Auch östlich der oben angeführten warmzeitlichen Vorkommen, südlich Osterburg und in der Wische bei Königsmark und Iden, trafen Brunnenbohrungen in 4 - 10 m Tiefe unter Talsanden auf noch nicht näher untersuchte Torfhorizonte.

Die Talsande erreichen in der Biese-Niederung und auch in den Randgebieten der Elbaue nur geringe Mächtigkeiten von ca. 3 - 5 m. Die Oberfläche lag somit gegen Ende der Eem-Warmzeit in den Niederungen bei ca. 15 bis 19 m NN.

3.6 Weichsel-Kaltzeit

Für die geologische Einstufung weichselkaltzeitlicher Schichten im Innern der Altmark ist die Klärung der Verhältnisse in dem vereinigten Urstromtal der Weichsel-Kaltzeit Voraussetzung. Deshalb soll sich die Darstellung zunächst nur auf den zuletzt genannten Raum beschränken.

Zu Beginn der Weichsel-Kaltzeit setzte in den Tälern eine starke Tiefenerosion der bis ca. 5 m unter der heutigen Oberfläche verbreitet anstehenden eemwarmzeitlichen und älteren Schichten ein. Nach der Tiefenlage verschiedener Schotterreste reichte die Einschneidung in den zentralen Teilen der heutigen Elbe-Niederung bis ca. -7 m NN. Jedoch waren die Täler zur Zeit des Brandenburger Stadiums bereits wieder vollständig vorwiegend mit Mischschottern zugeschüttet.

Spätestens ausgangs des Pommerschen Stadiums fand die Talsandsedimentation in der Wische und auch im Innern der Altmark ihr Ende. Eine südöstlich Osterburg von Düsedau bis an das Stadtgebiet verfolgbare tiefere Terrassenkante lässt sich möglicherweise mit der Erosion durch abfließende Schmelzwasser des Pommerschen Stadiums erklären. Über den weiteren Verlauf dieser Terrassenstufe fehlen bisher Hinweise. Lediglich die starke Einschneidung des Zehrengrabens bei seinem Eintritt in das Urstromtal macht ihr Vorhandensein wahrscheinlich. Die Talsande bestehen im Bereich des vereinigten Urstromtales in erster Linie aus hellgrauen, durch Eisenausscheidung teils rostbraunen, undeutlich geschichteten, selten kiesigen Fein- bis Mittelsanden mit wenigen stärker kiesigen Horizonten. Bei den Kiesen handelt es sich um nordisches und südliches Material.

Außer zwischen Hochflächenrändern und der auelehmbedeckten holozänen Elbe-Niederung tritt der Talsand noch in einer Anzahl kleiner Inseln in der Elbaue zutage. Die Oberkante der Talsande im vereinigten Urstromtal der Weichsel-Kaltzeit besitzt eine Höhenlage von ca. 22 bis 25 m NN. In den breiten Talauen der Milde-Biese- und der Uchte-Niederung sowie in der Jeetze- und Tanger-Niederung schwankt diese Oberkante etwa von 25 bis 30 m NN und steigt

talaufwärts kontinuierlich an. In diesen Tälern macht sich auch eine Kornvergrößerung in Richtung auf die Talränder und die Talanfänge bemerkbar. Diese Kornvergrößerung ist durch mangelnde Sortierung auf den kurzen Transportwegen in den Talanfängen und durch die Qualität des zugeführten Materials bedingt.

Die bisher unbekanntes Hochflutlehme von Dobbrun und Meseberg, im folgenden **Dobbruner Schichten** genannt (POBLOZKI 1974), liegen bei ca. 22 bis 23,0 m NN. Am Salzstock Meseberg sind sie durch Salzaufstieg aufgewölbt.

Die Schichtenfolge besteht aus einem an der Oberfläche dunkelbraunen, kalkfreien, zum Liegenden hellbraunen, sandigen, kalkigen Schluff, in den sich, nach unten zunehmend, Sandlagen einschalten. Darunter folgt Sand.

Auf Grund der in diesen Schichten enthaltenen Molluskenfauna (Tab. 2) sind die Dobbruner Schich-

ten wahrscheinlich in den Ausgang der Ältesten Dryas und in das Bölling-Interstadial einzustufen. Ein Zusammenhang mit der jüngsten Lösssedimentation ist nicht ausgeschlossen.

V. LOZEK (briefl. Mitt. 1963) schließt aus der Faunenzusammensetzung auf ein Klima, das einem Randabschnitt einer Kaltzeit oder einem schwachen Interstadial entspricht. Ein Vergleich dieser Fauna mit der des Ascherslebener Sees (MANIA 1967) stützt die Einstufung der Dobbruner Schichten ins Bölling-Interstadial.

Zu den Dobbruner Schichten gehört wahrscheinlich auch zwischen Meseberg und Calberwisch an der Oberfläche anstehender Hochflutlehm. Gegen Ende des Bölling-Interstadials setzte aber bereits eine starke Erosion ein, der in weiten Teilen der Elbaue die Dobbruner Schichten zum Opfer fielen.

Tab. 2: Fossilführung der Dobbruner Schichten (E. LAZAR, pers. Mitt.).

r.: rechte, l.: linke (Klappe bei Muscheln)

+: vorhanden

n: Anzahl der Exemplare

	Aufschluss Meseberg	n	Schürfe bei Meseberg u. Dobbrun	n
<i>Valvata piscinalis</i> O.F. MÜLLER	+		3	
<i>Lymnaea truncatula</i> O.F. MÜLLER			1	
<i>Lymnaea sp.</i>		1 Bruchstück		
<i>Anisus spirorbis</i> (L.)		3		
<i>Gyraulus acronicus</i> FERUSSAC			1	
<i>Gyraulus laevis</i> ALDER			2	
<i>Succinea putris</i> (L.)			3	2
<i>Succinea oblonga</i> DRAPARNAUD			2	
<i>Succinea oblonga fagotiana</i> BOURGUIGNAT.			1	
<i>Sphaerium corneum</i> (L.)			9 r. Klappen 8 l. Klappen	1 r. Klappe
<i>Sphaerium solidum</i> NORMAND	+			
<i>Sphaerium sp.</i>	+			
<i>Pisidium amnicum</i> MÜLLER	+		4 r. Klappen 6 l. Klappen	1 l. Klappe
<i>Pisidium supinum</i> A. SCHMIDT			5 r. Klappen 4 l. Klappen 1 kompl. Exemplar	
<i>Pisidium sp.</i>	+			

Zu Beginn der Älteren Dryas (?) kam es östlich und nördlich von Dobbrun und bei Schönberg zu einer sandig-kiesigen Aufschotterung. Die Schotteroberkante liegt bei ca. 21 m NN. Ob die östlich Dobbrun und bei Schönberg auftretende starke Verockerung auf eine Bodenbildung im Alleröd-Interstadial zurückzuführen ist, bleibt vorerst ungeklärt.

Den Trockentälern am Hochflächenrand vorgelagerte, auf Talsand liegende Schwemmkegel aus Fein- bis Mittelsanden haben an ihrer Oberfläche nur eine schwache Bodenbildung aufzuweisen. Sie gehören möglicherweise in die Jüngere Dryas. Ein holozänes Alter ist allerdings nicht auszuschließen. Auf den Talsanden verbreitet vorkommende Dünen und Flugsand-

decken entstanden in der Mehrzahl im Spätglazial. Das Material für die Dünenbildung lieferten zum größten Teil die Talsandflächen. Petrographisch bestehen die Dünen aus vorwiegend gelblichen bis gelblichweißen, kalkfreien Fein- bis Mittelsanden. Hauptbestandteil ist Quarz neben wenigen Schwermineralien, Feldspäten und Glimmerschüppchen.

In den großen Niederungen außerhalb des Urstromtales lag zu Beginn der Weichsel-Kaltzeit die Geländeoberkante nur etwa 3 - 5 m unter der heutigen Talsandoberfläche. Die liegenden Schichten, vorwiegend Bildungen der Eem-Warmzeit, wurden nur geringfügig zertalt und bald wieder mit Talsanden verfüllt. Die Hauptsedimentation erfolgte im Hochglazial, und zwar im Brandenburger Stadium. Im Pommerschen Stadium entstand östlich Osterburg eine Erosionsstufe. Die Taltone bzw. -schluffe in der Umgebung von Meßdorf bildeten sich wahrscheinlich durch Stauwirkung der Schmelzwässer, die aus dem Osten und Westen in diesen Raum eindringen. Hinweise auf eine Schmelzwasserzuführung aus dem heutigen Elbtal in die Biese-Milde-Niederung sind die Abdachung des Geländes von Osten nach Westen bei gleichzeitiger Kornverfeinerung. Auch die zweite Verbindung der Biese-Milde-Niederung mit dem Urstromtal, die Zehrengaben-Niederung, verdeutlicht durch das Einschneiden des stark mäandrierenden Zehrengabens den Anstieg der Talsandoberfläche von Süden nach Norden in Richtung auf das Urstromtal. Hier drang also das Wasser von Norden, südlich Osterburg von Osten und aus den Quellflüssen von Westen in das Gebiet um Messdorf ein. Durch den Stau von drei Seiten gelangten vorwiegend schluffig-tonige und zeitweise, bei Vorherrschen der Zuflüsse aus einer Richtung, Sande zur Ablagerung.

Für die Gliederung des Spätglazials in den breiten Talauen der inneren Altmark kommt in erster Linie das Gebiet um Kalbe/Milde in Frage, das im Zusammenhang mit den mesolithischen Funden südlich Kalbe in seinem Aufbau sehr gut von WIEGERS (1929) beschrieben wurde. Schon SCHOLZ (1887) setzte sich in den Erläuterungen von Blatt Kalbe (GK 25 - 3334) ausführlich mit dem Holozän auseinander.

Die Frage nach der Herkunft des in Restinseln auftretenden sehr sandigen Hochflutlehms ist bis heute nicht sicher zu beantworten. Ein Zusammenhang mit dem Auelehm der Elbaue durch bis Kalbe wirksame Hochfluten, wie sie SCHOLZ (1887) diskutiert, ist nicht möglich. Der Hochflutlehm der großen Wiese südlich Kalbe ist älter als die erosiv an diesen grenzende Senke der Zichtauer Wiese, die an der Basis mit Faulschlammschichten des Boreals gefüllt ist. Dieser vorboreale Hochflutlehm soll hier mit den Dobbruner Schichten des „Bölling-Interstadials“ bzw. der „Ältesten Dryas“ in der Elbaue verglichen werden. Die Schluffkomponente im Hochflutlehm würde sich dann mit der zu Ende gehenden Löss- bzw. Flottsandauswehung erklären lassen. Möglicherweise fällt die der Hochflutlehm bildung folgende, in ihren Ausmaßen unbekannt Erosionsphase noch ins Spätglazial. Im gesamten Gebiet um Kalbe ergibt sich dann für die Sande, die den Hochflutlehm durchragen

bzw. unter ihm liegen, kein holozänes, sondern ein pleistozänes Alter.

Während des Hochglazials bildeten sich im eisfreien Gebiet Strukturböden, Eiskeile, Windkanter und Steinsohlen. Fließerden treten an den Rändern der Hochflächen und in morphologisch stärker gegliederten Bereichen in Erscheinung. Der Geschiebedecksand, eine 0,2 - 0,7 m mächtige sandig-schluffige und z. T. kiesige Deckschicht mit einer Steinsohle, bedeckt fast das gesamte Altmoränengebiet. Sicher spielen Windtransport, Solifluktion und häufiges Auftauen und Gefrieren eine große Rolle bei seiner Entstehung.

3.7 Holozän

Die im Spätglazial begonnene Tiefenerosion setzte sich im Holozän fort und erlangte bis Ende des Boreals in der Elbaue etwa eine Tiefe von ca. 7 - 8 m unter der Oberfläche. Schichten des Präboreals und des Boreals sind bisher nicht bekannt. In diesen Rinnen kam es im Laufe des Atlantikums zur Akkumulation von Sanden und Kiesen und in nicht durchflossenen ausgeräumten Hohlformen, z.B. südlich Geestgottberg, zur Bildung dunkelgrauer bis grünlichgrauer, vivianithaltiger, schwach kalkiger bis kalkfreier, pollenführender Schluffe mit Holzstückchen. Der im Profil von Wolterslage unter 0,5 m Auelehm bis ca. 7 m anstehende Kiessand enthält von ca. 4,0 - 6,0 m Tiefe mächtige Baumstämme der Gattungen *Ulmus* und *Fraxinus* und in nicht sicher bestimmbarer Teufe einen Torfhorizont mit Borken- und Aststückchen sowie Käferflügeldecken (STEINER & STEINER 1963). Südlich Geestgottberg liegen über den oben beschriebenen Schluffen noch Sande, die zum Auelehm (Schlick) überleiten. Für das Alter der Auelehmsedimentation kommt das Atlantikum nicht mehr in Frage. Nach vorgeschichtlichen Funden (Scherben und Bestattungen) von Berge und Giesenslage-Hohenhof aus der frühen Eisenzeit und dem Spät-Latène begann die Schlickbildung bereits im Subboreal und reichte noch weit ins Subatlantikum hinein.

Der Schlick ist im wesentlichen ein Gemisch aus Sand, Schluff und Ton. Die Bohrg. Seehausen 24/60 erbrachte folgende Werte:

31 % Sand, davon 14 % Mittelsand und
1 % Grobsand,
30 % Schluff und
39 % Ton.

In der Nähe von Sandinseln steigt der Sandgehalt beträchtlich an. Die Mächtigkeit der Schlickdecke liegt vorwiegend bei 1,4 m, kann aber auch 2,0 m übersteigen. Eine Schichtung fehlt meistens. Nur selten deuten sandigere Lagen eine Schichtung an. Der Schlick ist an der Oberfläche durch den hohen Eisengehalt häufig braun gefärbt. Konzentriert treten Eisengehalte vor allem in rostbraunen Schlieren und Raseneisenerzknoten auf. Nach unten nimmt der Schlick eine blaugraue Farbe an. Örtlich wird er durch Humusanreicherung schwarz. Der Schlick ist immer kalkfrei.

Tab. 3: Stratigraphische Übersicht für das Quartär der nördlichen Altmark
(Pollenzonen nach FIRBAS 1949, 1952).

Gliederung			Pollenzonen nach FIRBAS	Lithologie/ Fazies	wichtige Vorgänge/ Vorkommen	
Holozän		Sub-atlantikum	X	Abschlammassen Moorerden Flugsand Deichbruchssande	Dünenbildung Deichbrüche Eindeichung der Elbe Erosionsrinnenbildung (bis ca. 4 m Tiefe)	
			IX			
		Subboreal	VIII	Auelehm (Jüngerer Auelehm)	Auelehm bildung Aufschotterung bzw. Verlandung	
		Atlantikum	VII	Sande und Kiese (z.T. mit Baumstämmen)		
			VI	Faulschlamm und Torf in der Elbaue	Erosion	
		Boreal	V	Faulschlamm, Moorerde und Schluff	Verlandung Faulschlamm und Moorerde von Kalbe/Milde	
		Präboreal	IV		Hangmoor von Püggen	
Pleistozän	Weichsel-Kaltzeit	Spät-	Jüngere Dryas	III	Dünen und Schwemmkegel Dünen- und Schwemmkegelbildung von Polkern	
			Alleröd	II ^{b.} a.	? Verockerung Erosion Bodenbildung: Verockerung bei Schönberg und Dobbrun	
			Ältere Dryas	I c.	Sande und Kiese Aufschotterung: Sande und Kiese von Schönberg und Dobbrun	
			Bölling	I b.	„Dobbruner Schichten“ = Hochflutlehm (Älterer Auelehm)	Erosion
			Älteste Dryas	I a.	Auelehm bildung	
		Hoch-			Talsande Sande und Kiese	Talsandsedimentation Aufschotterung im Elbtal
			Früh-			Erosion

Fortsetzung Tab. 3

Gliederung		Lithologie/Fazies	wichtige Vorgänge/ Vorkommen
Eem-Warmzeit		Limnische Bildungen (Sande, Torfe, Mooren, Seekreiden)	in den Tälern der Elbe (Schönhauser Damm) der Biese (Jeetze, Wollenrade) der Jeetze (Brietz) der Uchte (Stendal) des Tanger (Lüderitz)
Saale-Kaltzeit	Warthe- Vereisung	Beckenbildung Schmelzwasserbildungen Sander, Bildungen der Endmoräne Grundmoräne Schmelzwassersande Beckenbildung	in den Tälern der rezenten Flüsse Zethlingen – Gestiner Endmoräne? Entwässerung durch das Toteis Brunkauer Endmoräne? Doller Endmoräne? Letzlinger Endmoräne Entwässerung durch den Drömling
	Drenthe- Vereisung	Schmelzwasserbildungen, Sander, Kames und Bildungen der Endmoräne Grundmoräne Schmelzwassersande Beckenbildung fluviatile Sande und Kiese der Saale-Mulde	Endmoränen der Colbitz-Letzlinger Heide, Lüderitzer u. Dolchauer Endmoräne Entwässerung durch den Drömling Kames von Wischer u. Gestien? Plankener u. Calvörder Endmoräne Entwässerung durch Spetze-Tal u. Gr. Bruch? fluviatile Kiese von Meseberg und Quadendambeck (= Hauptterrasse)
Dömnitz- Warmzeit ----- Fuhne-Kaltzeit -----		1) limnisch bis limnisch- fluviatile Bildungen	
Holstein-Komplex		2a) limnische Bildungen (Sande, Torfe, Schluffe, Süß- wasserkalke)	2b) Paludinen- schichten (Schluffe, Sande, Torfe, Gerölle, mit Fossilien und Vivianit)
		3) Ver- witterungs- rinden	Linddorf ?, Brunkau? (1) Klötze, Neuendorf, Brüchau, Groß Schwechten, Arendsee, Schützensohl, Kesselsohl, Brunkau, Schernebeck (2a) Osterburg, Schwarzholz, Arneburg, Jerichow, Stendal, Meßdorf, Heeren (2b) Drüsedau, Jemmeritz, Klötze (3)
Elsterkomplex		1a) Sande und Kiese, z.T. fluviatil (Saale- Mulde) } obere Grundmoräne } Zwischensedimente } untere Grundmoräne Schmelzwassersande Beckenbildungen Sande, Kiese und Schluffe in Rinnen	1b) sandig- kiesige und schluffige Rinnenfüllung Brüchauer Senke, Hagener Senke (1a) bei Colbitz (1b) } Raum Stendal-Arneburg } Raum Klötze-Beetzendorf } Raum Seehausen-Arendsee } Südteil der Colbitz-Letzlinger Heide } Ohre-Tal } der Saale am Nordrand der Colbitz- Letzlinger-Heide } der Ohre im Ohre-Tal
Prä-Elster			

Schon vor der Eindeichung der Elbe um 1100 n. Chr. war die Auelehmabildung abgeschlossen, denn eine inzwischen wirksam gewordene Erosionsphase schuf ein bis ca. 4,0 m tiefes Rinnensystem, das vorwiegend von Abschlämmassen oder einem jüngeren Auelehm und in abgeschlossenen Mäandern von Torfen bzw. stark humosen Schluffen ausgefüllt wurde. Nach pollenanalytischen Untersuchungen begann die Zuschüttung bzw. Verlandung der Altwasserläufe nicht vor der Pollenzone X nach FIRBAS (1952), also im jüngeren Subatlantikum. Kurz oberhalb der Rinnenbasis sind in einem Abschnitt weitreichende Rodungsvorgänge bei einer gewissen Schonung der Eichen festzustellen.

Nach der Eindeichung beschränkte sich in der Elbaue die Sedimentation auf Verlandungen in den Altwasserläufen und auf Übersandungen der Auelehme an den Deichen bei Deichbrüchen (nördlich Schönberg). Innerhalb der Deiche kam es zu beträchtlichen Betaufhöhungen.

Im Innern der Altmark in den Niederungen der Biese-Milde, der Uchte, der Jeetze und des Tanger bildeten sich im Holozän Erosionsrinnen, die z. T. durch eine Tieferlegung der Erosionsbasis im Elbtal, z. T. aber auch durch Ausblasung zu erklären sind. Diese Vorgänge waren schon spätestens Ende des Präboreals (Hangmoor bei Püggen, Blatt Beetzendorf, GK 25 – 3232) abgeschlossen. WIEGERS (1929) beschrieb im Zusammenhang mit den mesolithischen Funden südlich Kalbe aus den Zichtauer Wiesen unter im Atlantikum gebildeten Torfen und Sanden fossil- und pollenführende braune, graue und grüne

Faulschlammabildungen, die im Liegenden über eine Torfmudde in feinsandigen Schluff übergehen. Nach den durchgeführten Pollenanalysen entstand der Faulschlamm im Boreal.

Vermutlich verbunden mit dem Ansteigen des Grundwasserspiegels verlandeten weite Gebiete im Atlantikum. Es bildeten sich Wiesenkalke und Niedermoortorfe, deren Entwicklung bis ins beginnende Subboreal, z. T. auch noch weiter reichte. In geringem Ausmaß kommen an der Biese wenige Dezimeter mächtige holozäne Auelehme vor, so z. B. bei Mehrin und Klein Rossau. Eine nähere Einstufung ist nicht möglich.

Wenn auch der größte Teil der Dünenbildung auf den Talsanden in die ausgehende Weichsel-Kaltzeit fällt, gibt es doch am Wischerand, auf Pleistozäninseln innerhalb der Wische und auf den Hochflächen holozäne Dünen und Flugsanddecken, die auf Grund von vorgeschichtlichen Funden in Verbindung mit begrabenen Bodenbildungen etwa um 200 n. Chr. entstanden sind (z. B. in Losse und Königsmark). Jüngste Flugsandanhäufungen finden sich auf den Deichbruchsanden bei Schönberg.

Ehemalige Ziegelei- und Kiesgruben und auch die Stadtkerne weisen Aufschüttungshöhen bis über 4 m auf (z. B. Seehausen). Meist an Hochflächenrändern treten nicht selten Aufschüttungshügel mit mehreren vorgeschichtlichen Siedlungshorizonten bzw. als Reste ehemaliger Burgen auf. Südlich der Haakenkuhls-Berge (südl. Seehausen) befindet sich direkt am Wischerand ein 2,7 m hoher Siedlungshügel, der etwa in der Zeit von 1800 vor bis ca. 500 n. Chr. entstand.

4 Bewegungen an den Salzstrukturen

Im Folgenden wird der Versuch unternommen, die Bewegungsabläufe an den Salzstrukturen, insbesondere die quartären bzw. noch anhaltenden Bewegungen anhand der geologischen und morphologischen Verhältnisse darzustellen.

Die Salzbewegungen beginnen bereits im Keuper mit einem Wechsel zwischen Aufstieg und Ablaugung bzw. Einsturz. Im Keuper entstanden die ersten weitspannigen Salzkissen mit den dazugehörigen primären Randsenken (MEINHOLD 1959, MEINHOLD & REINHARDT 1967).

Der Salzstock Aulosen brach noch im Keuper durch, und wahrscheinlich haben auch die Strukturen Waddekath und Bonese im oberen Keuper bis unteren Lias die Oberfläche erreicht. Im Jura erfolgte eine Verstärkung der Antiklinalen, verbunden mit einem allmählichen Aufstieg und der Abtragung in den Scheitelbereichen.

Schon im Wealden bis Hauterive durchstießen die Diapire Arendsee, Wittenberge und Meßdorf das Dach, während der Durchbruch der Struktur Groß Schwechten erst in der höheren Oberkreide vor sich ging. Die Aktivität der durchgespießten Salzstöcke blieb weitgehend erhalten, kenntlich an der sich fortsetzenden Akkumulation von Oberkreideschichten in den sekundären Randsenken.

Die Entstehung der Strukturen südwestlich der Linie Lüge-Liesten-Meßdorf (Abb. 1) beruht vorwiegend auf tektonischen Vorgängen. Die herzynisch streichenden Strukturzüge im Vorland des Abbruches von Gardelegen bildeten sich einheitlich zwischen dem Hauterive und dem tiefsten Tertiär und stehen im engen Zusammenhang mit der Heraushebung der Scholle von Calvörde (NÖLDEKE et al. 1963).

Der Salzstock Meseberg erreichte das Diapir Stadium erst im Jungtertiär; der Durchbruch bis an die Oberfläche erfolgte aber erst im Quartär.

4.1 Salzstock Wittenberge

Die Salzstruktur Wittenberge liegt in der Elbaue (Abb. 1 und 2f). Die Oberfläche weist etwa eine Höhe um 20 m NN auf. Am Rande der Elbe-Niederung im Südwesten und Nordosten steigt das Gelände zunächst über dünenbesetzte Urstromaltterrassen zu den Pleistozänhochflächen an. Zahlreiche heute verlandete Altwasserläufe und durch die Elberegulierung abgeschnittene Altwasserarme der Elbe charakterisieren die Landschaft. Ausgangs der Elster-Kaltzeit nach dem Abschmelzen des Eises durchbrach das Salz die Decke, schleppte die tertiären Schichten an den Flanken auf und wurde abgelaugt. Der stark zerrüttete Anhydrit/Gips wies starke Auswaschungspuren auf.

Die auf dem Top liegenden Schichten verfielen der Abtragung bzw. sammelten sich in dem Einsturztrichter über dem Top (Abb. 3). Schichten der Holstein-Warmzeit ließen sich nicht in diesem Strukturbereich nachweisen, wahrscheinlich kam die Ablaugung schon vor dieser Zeit zum Stillstand.

An den südlichen bzw. südwestlichen Flanken des Salzstockes angetroffene Drenthe-Grundmoränen lassen ihr ehemaliges Vorhandensein im Topbereich vermuten. Das heutige Fehlen ist eventuell durch geringe Aufstiegsbewegungen in der ausgehenden Warthe-Vereisung bzw. in der Eem-Warmzeit, verbunden mit verstärkter Abtragung, zu erklären.

Im Holozän sind die Anzeichen für einen möglichen Aufstieg bzw. für eine Ablaugung fragwürdig. Für einen schwachen Aufstieg in jüngster Zeit sprechen evtl. der Elbebogen im Norden um den Salzstock herum und die breite unter 20 m NN liegende Aue des Alands. Für eine schwache, ebenfalls sehr junge Absenkung lässt sich der ausgedehnte unter 20 m NN liegende Bereich im Westen des Salzstockbereiches als Argument anführen.

4.2 Salzstock Meseberg

Der Salzstock Meseberg befindet sich in der Elbaue im Bereich der Wische. Die Wische ist eine schwach nach Westen geneigte Ebene, deren Entwässerung vom Elbdeich im Osten zur Biese im Westen erfolgt. Zahlreiche morphologisch erkennbare Altwasserläufe durchziehen die weitgehend mit Schlick bedeckte Fläche. Aus ihr ragen der Meseberg, der Garseberg und drei weitere kleine, sich nur etwa 1 m über die Aue erhebende Terrassenreste bei Dobbrun hervor (Abb. 2a und 4).

Reflexionsseismische Untersuchungen im Raum Seehausen (REINHARDT & LEHMANN 1959, ALBERT 1961) gaben die Tophöhe der 1941 entdeckten Struktur Meseberg mit ca. -50 m NN an. Eine auf der Sohle einer Kiesgrube angesetzte Bohrung durchteufte bis zum Gipshut des Salzstockes lediglich 1,0 m weichselkaltzeitlichen Talsand und 34,7 m spätsterkaltzeitliche Beckenschluffe und erreichte den Gipshut bereits bei -10 m NN (Abb. 4).

Der erste quartärzeitliche Aufstieg des Salzstockes erfolgte unmittelbar nach dem Abschmelzen des Elster-Eises in diesem Gebiet. Die über 250 m tiefe sekundäre Randsenke kann als Mindestmaß für den Aufstiegsbetrag angesehen werden, denn auch in größerer Entfernung vom Salzstock bei Calberwisch (Osterburg) liegt die Quartärbasis noch bei ca. -230 m NN. Gipsbrocken dicht über der Basis belegen einen Durchbruch bis an die Oberfläche. Bereits im Klimaoptimum der Holstein-Warmzeit waren die Bewegungsvorgänge weitgehend abgeschlossen, die holsteinwarmzeitlichen Ablagerungen in der Ausbildung als Paludinenschichten inner- und außerhalb der sekundären Randsenke weisen keine großen Höhenunterschiede mehr auf.

Nach dem Abschmelzen des Warthe-Eises machten sich erneut Aufstiegsbewegungen bemerkbar. Die warthezeitlichen Schichten im Gebiet der heutigen Wische waren zu diesem Zeitpunkt bereits abgetragen.

Auch im Eem muss diese Aufwärtsbewegung ange-dauert haben, denn zu Beginn der Talsand-sedimentation und damit der Weichsel-Kaltzeit muss über dem Salzstock eine Aufwölbung bestanden haben. Der Talsandkomplex ist hier lückenhaft sedimentiert worden. Er schließt im Hangenden mit den spätglazialen Dobbruner Schichten ab. Die Basisschichten des Talsandes liegen auf dem Top bei 24,7 m NN in der Umrandung des Salzstockes aber bei ca. 0 m NN (Abb. 4). Auf Grund des Oberflächenreliefs der elsterkaltzeitlichen Beckenschluffe bzw. der Unterkante des Talsandes, ohne Berücksichtigung der Abtragung, ergibt sich ein Aufstiegsbetrag von ca. 20 - 25 m in der Zeit von der späten Warthe-Vereisung bis heute. Wahrscheinlich lag der Wert höher, denn die unter dem Talsand anstehenden Schluffe zeigen keine eemwarmzeitlichen Verwitterungserscheinungen an der Oberfläche.

Im Holozän bedingte der Aufstieg des Salzstockes eine Veränderung der hydrographischen Verhältnisse. Die ehemals über ihn hinweggehenden Altwasserläufe, die an den Flanken ausgeprägt erhalten sind, lassen sich auf dem Top nur als schwache Senken verfolgen. Der Salzaufstieg erfolgte also erst nach der Einschneidung der Altwasserläufe. Als Bezugshorizont der Höhendifferenzen kann nur die Basis der Altwasserläufe genommen werden. Während sich in den nicht aufgewölbten Teilen die Rinnen mit mindestens 2 m Abschlammassen füllten, unterblieb ihre Zuschüttung auf dem Top. Die Höhenangaben beziehen sich aber jeweils auf die Oberfläche. Rechnet man zu der Höhendifferenz von ca. 11 m (von ca. +22 m NN bis ca. +33 m NN) noch die Mächtigkeit von ca. 2,0 m der auf dem Top fehlenden Abschlammassen hinzu, ergibt sich für die Heraushebung des Meseberges in den vergangenen 800 Jahren seit der Eindeichung der Elbe ein Betrag von ca. 13 m. Das sind bei einem kontinuierlichen Aufstieg ca. 16 mm/Jahr im Zentrum des Diapirs. Hierzu lässt sich dann für das Spätglazial der Warthe-Vereisung und die Eem-Warmzeit ein Aufstiegsbetrag von mindestens 7 - 12 m folgern (20 - 25 m abzüglich ca. 13 m holozäner Aufstieg).

4.3 Salzstock Arendsee

Die Struktur Arendsee liegt am SW-Rand des Elbe-Urstromtales. Der Salzstock wurde 1938/39 durch Messungen der geophysikalischen Reichsaufnahme nachgewiesen.

Während die östlichen und nördlichen Uferpartien des Sees allmählich und flach in die Talsandgebiete übergehen, bilden im Süden und Westen Steilstufen die Ufer (Abb. 2g und 5). Die Talsandgebiete sind durch die starke Überdünung mit Höhen über 5 m nicht mehr als ebene Terrassenflächen zu erkennen. Im Südwesten und Westen hebt ein schmaler, heute vom Ufer angeschnittener Wall das Steilufer noch stärker hervor. Diese Aufwallung ist im Talsandgebiet nicht mehr vorhanden.

Der bei ca. 20 m NN liegende Wasserspiegel des Sees schwankt nur geringfügig. Die Entwässerung erfolgt durch den Landgraben zur Jeetze nach Westen.

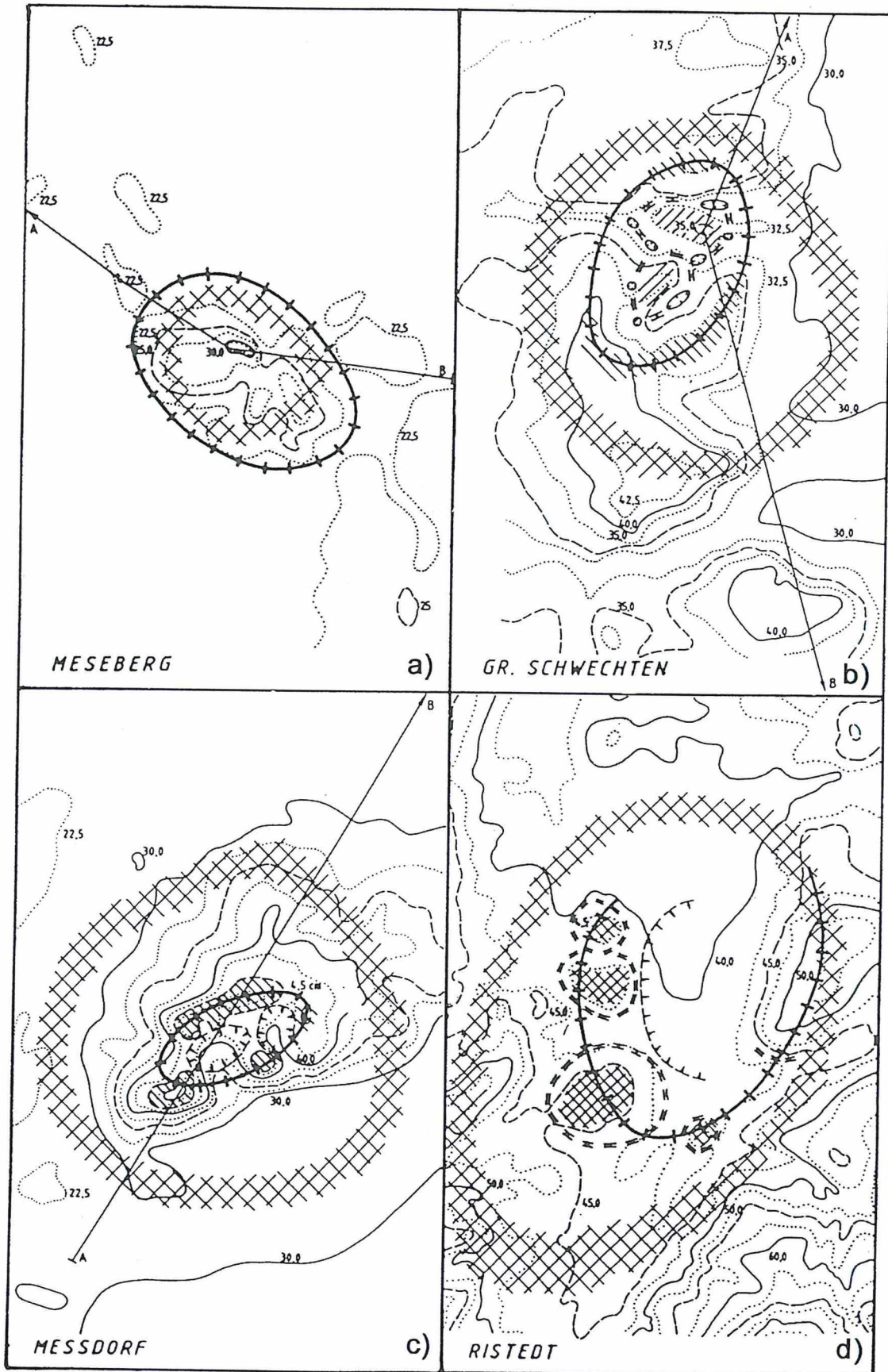
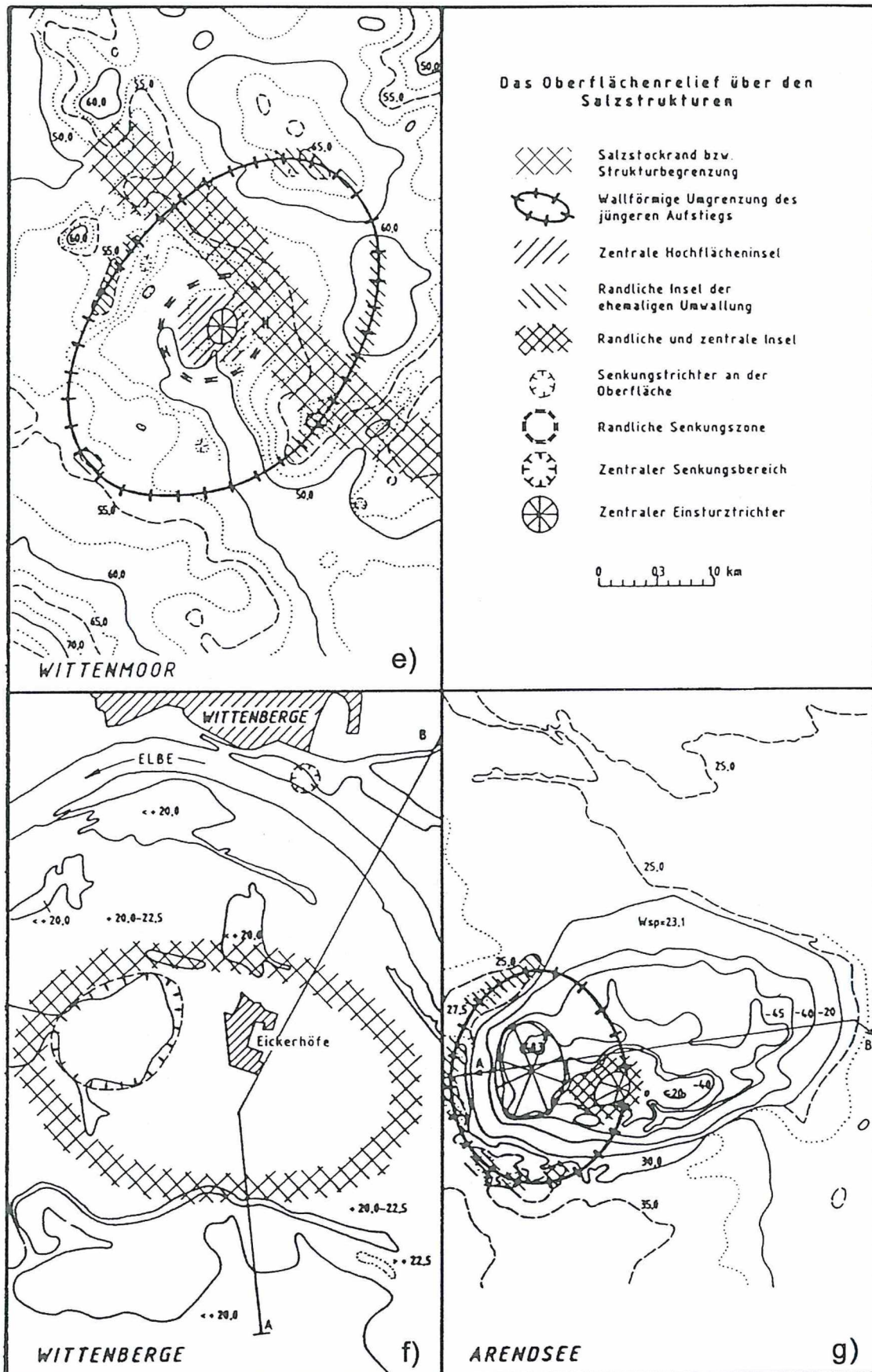


Abb. 2: Das Oberflächenrelief über den bearbeiteten Salzstrukturen.
Der aufgewölbte Dachbereich über den Salzstöcken zeigt zwei morphologische Haupttypen:
A - Salzstöcke mit eingebrochenem Zentrum (Abb. 2c, 2d) und
B - Salzstöcke mit eingebrochenen Rändern (Abb. 2b). Weitere Erläuterungen im Text.

Fortsetzung Abb. 2



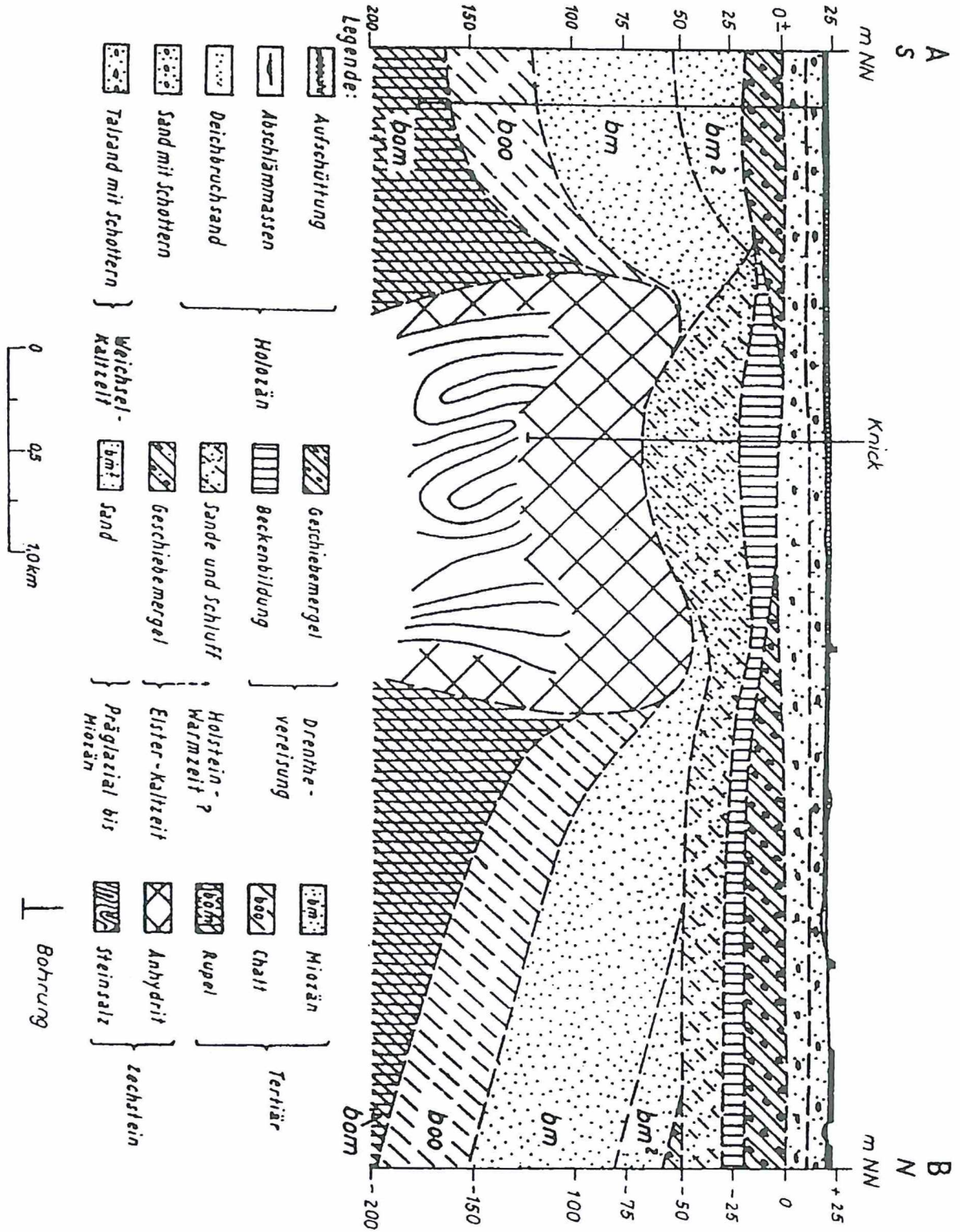


Abb. 3: Geologischer Schnitt durch den Salzstock Wittenberge (Schnittlinie s. Abb. 2f).

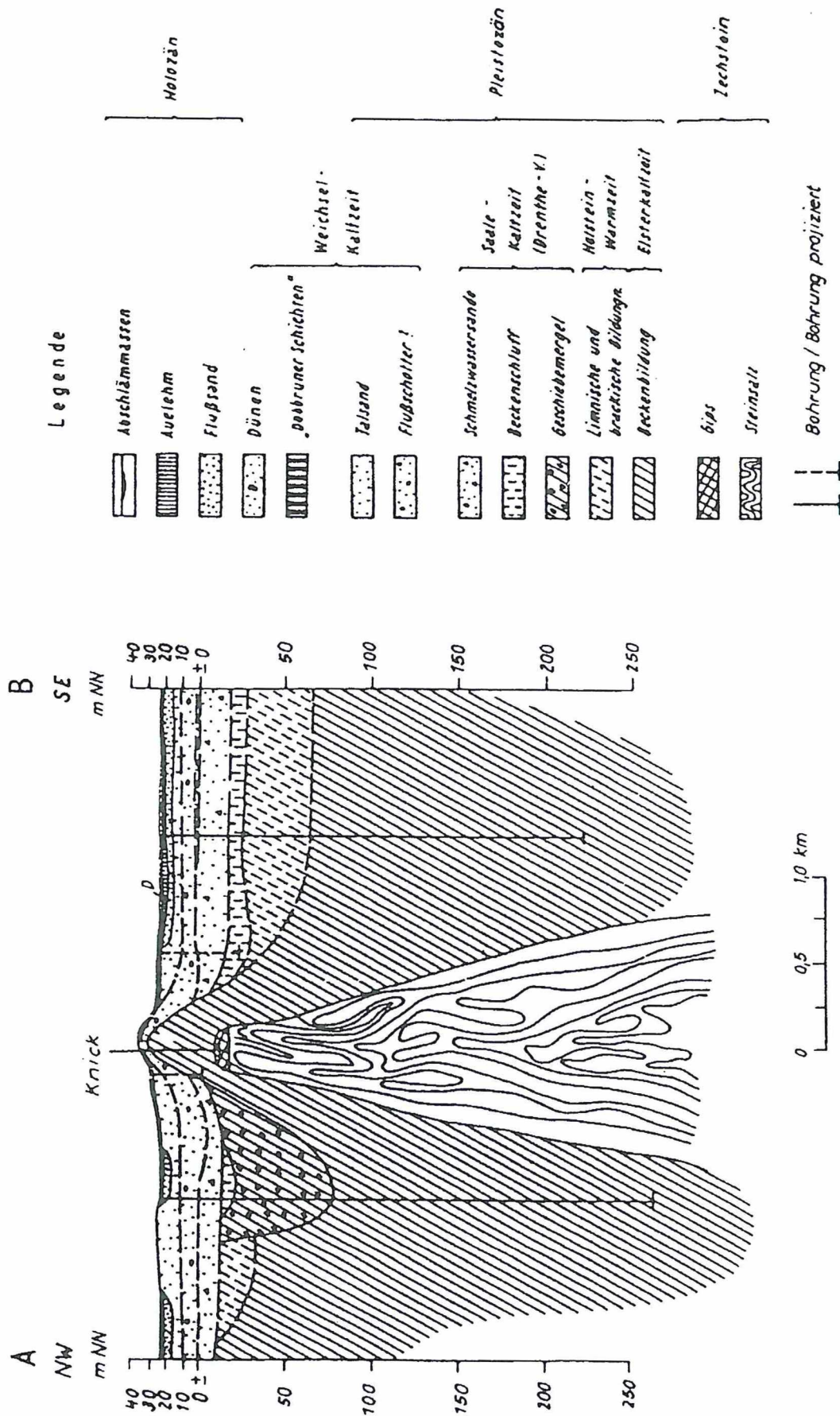


Abb. 4: Geologischer Schnitt durch den Salzstock Meseberg (Schnittlinie s. Abb. 2a).

Der Seeboden weist beträchtliche Höhenunterschiede und z. T. Böschungswinkel bis zu 35 ° auf. Das starke Relief ist wahrscheinlich durch die dem Einsturz vorausgehende Aufwölbung zu erklären. Die Auftragungen nordwestlich der Stadt, die bis ca. 16 m unter die Wasseroberfläche reichen, dürften abgesunkene, um den ersten Einsturztrichter herum angeordnete Aufwölbungsreste darstellen. Die jüngeren Einstürze sind nur Nachbrüche.

Nach dem Abschmelzen des Elster-Eises und der damit verbundenen Druckentlastung stieg das Salz auf und schleppte die Flanken mit, so dass tertiäre Schichten heute z. T. an der Oberfläche anstehen. Die Auflockerung der Dachregion, evtl. mit Durchbruch bis an die Oberfläche, löste eine starke Ablaugung aus, die zu einer ersten Einsturztrichterbildung führte. Eine Bohrung am Ostrand des Trichters lässt vermuten, dass im Zentrum des Salzstockes die Mächtigkeiten der Einsturzbildungen wesentlich größer als 25 m sind. Die Zuschüttung reichte bis in die ausgehende Holstein-Warmzeit.

Ausgangs der Warthe-Vereisung kam es wahrscheinlich zu einer erneuten Aufstiegsbewegung, die ihre Zeugen in der schmalen Aufwölbungszone am Süd- und Westrand der Struktur hinterlassen hat (Abb. 5). Der größte Teil dieser Kuppel ist heute durch den Einsturz des Daches nicht mehr vorhanden. Das Alter dieses Einsturzes ist unsicher, wahrscheinlich aber post-eemzeitlich. Im Talsandgebiet sind am Nord- und Ostrand keine Anzeichen einer Aufwölbung zu beobachten, so dass seit der Talsandsedimentation wohl keine Aufstiegsbewegungen zustande kamen. Die durch den Einsturz des Daches bedingte Seebildung begann vermutlich im frühen Holozän, der größte Teil des Sees entstand aber erst in geschichtlicher Zeit.

Auf eine frühe Anlage des Sees deutet auch das Plankton des Arendsees, das nicht mit dem Plankton der umgebenden norddeutschen Seen, sondern eher mit älteren Formen der großen Seen am Nord- und Südfuß der Alpen verwandt ist (HALBFASS 1896).

In den Fränkischen Annalen EINHARDS wird im Jahre 822 berichtet, dass an einem wüsten Ort in der Nähe des Sees, der Arnseo heißt, sich ein Erdfall ereignete (zit. in HALBFASS 1896). Zu dieser Zeit bestand der See aber schon. Ein weiterer Bericht aus dem Jahre 1685 gibt an, dass am 25.11.1685 nach vorausgegangenem schwerem Sturm und einer erdbebenartigen Erschütterung ein ca. 20 ha großes Stück des südlichen Seeufers versank. Seit dieser Zeit haben sich keine neuen Erdfälle mehr ereignet.

4.4 Salzstock Groß Schwechten

Refraktionsseismische Messungen erfassten 1941 im Rahmen der geophysikalischen Reichsaufnahme den Salzstock. Schließlich wurde er 1956 durch Streuermessungen bei der refraktionsseismischen Übersichtsvermessung als Kurzzeitengebiet erkannt und abgegrenzt.

Der Salzstockrand ist morphologisch zumindest im Süden und Westen durch wallartige Aufwölbungen markiert. Die Hochfläche in der Umgebung des Salz-

stockes wird durch einen Bach im Bereich der Ortslage durchschnitten. Im Bachbett, wie auch in einer südlich des Dorfes gelegenen, mit ihm in Verbindung stehenden Niederung reihen sich zahlreiche Senkungstrichter aneinander und umschließen einen inselförmigen Hochflächenrest (Abb. 2b). In einem westlich des Ortes liegenden Senkungstrichter wiederholt sich die kreisförmige Anordnung der Senkungszonen um eine kleine Insel einer zweiten Generation. Der Ostrand der Struktur liegt bereits im Bereich der Uchte-Niederung. Zu Beginn der Elster-Kaltzeit bestand vermutlich bereits eine Aufwölbung über dem Diapir. Ausgangs der Elster-Kaltzeit durchbrach der Salzstock die Deckschichten. Der Einsturz erfolgte möglicherweise erst im Klimaoptimum der Holstein-Warmzeit, denn in dieser Zeit beginnt die Sedimentation und die Absenkung im Einsturztrichter. Sie reichte bis weit in die ausgehende Warmzeit hinein (Abb. 6).

Nach dem Abschmelzen des Warthe-Eises kam es erneut zu Aufstiegsbewegungen, die für die heute sichtbare Aufwölbung der Deckschichten im Nordteil der Struktur verantwortlich waren. In dieser Zeit ging auch die Ausräumung des Uchtetales im Osten der Struktur und die Anlage des Baches in der Ortslage Groß Schwechten vor sich. Trichterförmige Senkungen sind aus dem Eem bisher nicht nachgewiesen. Seit der Eem-Warmzeit sind keine Aufstiegsbewegungen mehr in Gang gekommen. Im Nordteil der Struktur macht sich eine starke Auslaugung bemerkbar. Sie äußert sich in ringförmig um eine Pleistozäninsel angeordnete Senkungstrichter (Abb. 2b).

Gebäudeschäden sind in der Ortslage bisher nicht bekannt. Zu beachten ist allerdings das tiefliegende Schiff der Kirche im Zentrum des Ortes. Zu ihm hinabführende Stufen könnten als Maß für notwendig gewordene Aufschüttungen bzw. für erfolgte Absenkungen gewertet werden.

4.5 Salzstock Meßdorf

Der Salzstock Meßdorf gehört zur NW-SE-streichenden Strukturzone Wustrow-Meßdorf (Abb. 1). Der Bereich des Salzstockes hebt sich morphologisch deutlich von den umgebenden Niederungen ab. Nur im NE fällt die Hochfläche allmählich in Richtung Spänigen-Natterheide ab. Dieser großen Kuppel sitzt etwa in der Ortslage Meßdorf ein im Innern eingetiefter ellipsenförmiger Wall auf (Abb. 2c). Durch die Erosion liegt dieser Ring in Form von Zeugenbergen vor. Die am Fuß dieser Kuppel weit verbreiteten Talbildungen weisen nur geringe Höhenunterschiede auf.

Der Salzstock wurde 1941 durch die geophysikalische Reichsaufnahme als Kurzzeitengebiet entdeckt, aber erst die 1959 bis 1962 durchgeführten reflexionsseismischen Messungen erbrachten ein detailliertes Bild vom Bau der Struktur.

Nach dem Abschmelzen des Eises der Elster-Kaltzeit hob das aufsteigende Salz die Deckschichten an und unterlag damit der Ablaugung. Noch in der Elster-Kaltzeit stürzte das Dach ein. Es bildete sich ein Trichter, der größtenteils mit spätelsterzeitlichen Sanden, Kiesen und Schluffen zugeschüttet wurde

(Abb. 7). In der Holstein-Warmzeit, zumindest im Klimaoptimum, waren die Bewegungen weitgehend beendet. Die bestehenden Höhenunterschiede, im Topbereich liegen die Schichten um ca. 20 m tiefer als an der Flanke, lassen sich auf Grund der heute noch weitergehenden Senkungen nicht als Beweis für starke Auslaugung in der Holstein-Warmzeit heranziehen.

Erst nach dem Abschmelzen des Warthe-Eises setzte ein erneuter Aufstieg ein, allerdings nur im Zentrum der Struktur (Abb. 7, Pfeile). Es bildete sich eine Aufwölbung, die durch Senkung des Zentralteils morphologisch hervortritt. Die Aufwölbung war vermutlich schon zu Beginn der Eem-Warmzeit wieder beendet. Die Einsenkung des Topbereiches ging dagegen im Holozän weiter.

4.6 Salzstock Wustrow

Der Salzstock Wustrow befindet sich im NW-Teil der Strukturachse Wustrow-Meißdorf (Abb. 1). Er liegt im Bereich der großen vereinigten Niederung von Dumme, Jeetze und zahlreichen kleineren Gräben und Bächen. Das Gelände unterschreitet vorwiegend sogar die +20 m-NN-Isohypse, und nur einige Inseln erreichen diese. Der Fehll und das ihn umgebende Gebiet innerhalb der +17,5 m-Isohypse wird von einer heute noch im Absinken begriffenen Depression umgeben, kenntlich an den aufgeschütteten Straßen- und Flussdämmen.

Bohrungen mit gegliederten Quartärprofilen standen nicht zur Verfügung. Altbohrungen durchteuften meist nur geringmächtiges Quartär und erreichten den Salzstock in einer Tiefe von 167 bis 200 m. Durch Schachtaufschlüsse wurde der Aufbau des Salzstockes gut bekannt. Über den Schichtenaufbau des Quartärs bis einschließlich der Saale-Kaltzeit besteht keine Klarheit.

Rückschlüsse über Bewegungen können nur aus den Oberflächenformen gezogen werden. Ältere Aufstiegsvorgänge bzw. Ablaugungen in der ausgehenden Elster-Kaltzeit bzw. Holstein-Warmzeit sind auch hier nicht ausgeschlossen. Als Hinweis mögen der Verlauf der Isolinien der Quartärbasis und die Tatsache dienen, dass der Salzstock Wustrow ein Teilstück der Strukturachse Wustrow-Meißdorf ist und damit vermutlich in den Bewegungsablauf der Diapire Meißdorf und Liesten mit einbezogen wurde.

Die ersten Anzeichen eines Aufstiegs sind auf der Hochfläche nordwestlich Wustrow in den etwa kreisförmig um den Fehll angeordneten, die 20 m-NN-Isohypse überragenden Flächen zu sehen. Der Aufstieg fällt etwa in die ausgehende Warthe-Vereisung und die beginnende Eem-Warmzeit. In den weichselkaltzeitlichen Talsandgebieten fehlen diese Aufwölbungen, sie waren demnach bereits vor dem Beginn des Klimaoptimums in der Eem-Warmzeit im heutigen Talsandgebiet erodiert. Eine Ablaugung in der Eem-Warmzeit lässt sich auf Grund der ausgleichenden Zuschüttung der Niederung mit Talsand in der Weichsel-Kaltzeit nicht feststellen.

Im Holozän setzte eine wahrscheinlich bis heute anhaltende Senkung in der Umgebung des Fehll westlich Wustrow ein. Sie macht sich durch

Dammaufschüttungen an den Straßen von Wustrow nach Dolgow, von Wustrow zum Vorwerk südlich Güstritz und beiderseits der Dumme südlich Wustrow bemerkbar. Die Deichhöhe dürfte ein Maß für die Absenkungsbeträge in jüngster Zeit sein.

4.7 Salzstock Wittenmoor

Die Salzstruktur Wittenmoor gehört zum Strukturzug Altmersleben-Wittenmoor und liegt am Südrand der Tangermünder Hochfläche im nordwestlichen Ausläufer der Tanger-Niederung (Abb. 1). Im Südwesten schließt sich mit einem markanten Geländeanstieg die Colbitz-Letzlinger Heide an. Zahlreiche abflusslose Senken in der südlichen Umrandung der Struktur sowie Kieskuppen auf dem Südwestrand der Tangermünder Hochfläche zeichnen die Umrisse der Struktur an der Oberfläche nach. Dieser äußeren Umwallung folgt in der unmittelbaren Umgebung des Fenn eine innere, aber nur schwach ausgeprägte Hochfläche (Abb. 2e). Dazwischen liegen südwestlich des Strukturzentrums die abflusslosen Senken. Das Gelände wird vom Lüderitzer Tanger entwässert, der bei Wittenmoor als Wittenmoorer Graben in den Wiesen entspringt.

Lediglich die 80 m mächtigen Sande unmittelbar am Rande des Fenn im Zentrum der Struktur sprechen für einen Bewegungsablauf am Salzstock Wittenmoor vor der Saale-Kaltzeit. Analog den Vorgängen am Salzstock Altmersleben (s. unten) erfolgte die Sedimentation vermutlich nach dem Abschmelzen des Elster-Eises und in der frühen Holstein-Warmzeit. In dieser Zeit haben starke Bewegungen an der Struktur Altmersleben-Wittenmoor stattgefunden, so dass mit einem Salzaufstieg gerechnet werden kann.

Nach dem Ende der Warthe-Vergletscherung setzte ein erneuter Aufstieg des Salzes ein, kenntlich an der Randwallbildung um den Diapir. Eine anschließende, evtl. bis in die Eem-Warmzeit hineinreichende Absenkung zeichnet sich in der Verbreiterung der Tanger-Niederung bei Wittenmoor ab.

Nach der Ablagerung des weichselkaltzeitlichen Talsandes kam es erneut zu Senkungen in der Umgebung des Salzstockes. Der Kern der sich dabei bildenden Insel stürzte ein, der See vertorfte und ließ einen nur am Ostufer sichtbaren halbkreisförmigen Restwall bestehen. Der Torf ist heute zum größten Teil gestochen.

4.8 Salzstock Altmersleben

Der Salzstock Altmersleben liegt im NW-Teil der Strukturzone Altmersleben-Wittenmoor (Abb. 1). Er befindet sich am Südrand des Kalbeschen Werders unmittelbar am Rande des Mildetales. Der Diapir ist durch die aus triassischen Festgesteinen bestehende angehobene Nordflanke (Kalkberg) und durch die Umwallung des Auslaugungsbereiches an der Oberfläche deutlich erkennbar (SCHULZE 1964).

Die nördlich und südlich der Struktur noch in Resten erhaltenen Grundmoränen der Elster-Kaltzeit zeugen von einer ehemaligen Bedeckung des Strukturbereiches, so dass die quartärzeitlichen Salzaufstiegsbewegungen erst nach dem Abschmelzen des Eises

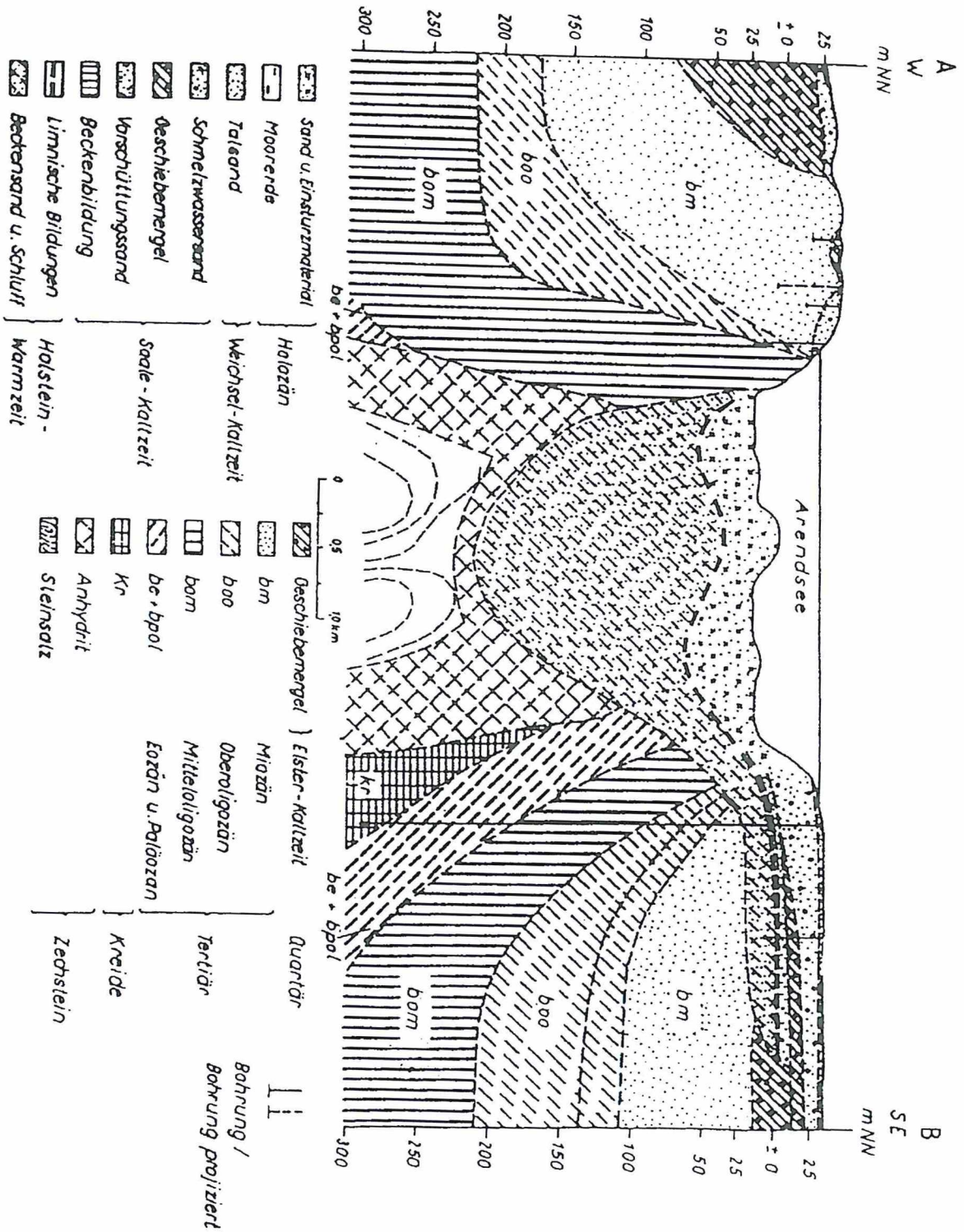


Abb. 5: Geologischer Schnitt durch den Salzstock Arendsee (Schnittlinie s. Abb. 2g).

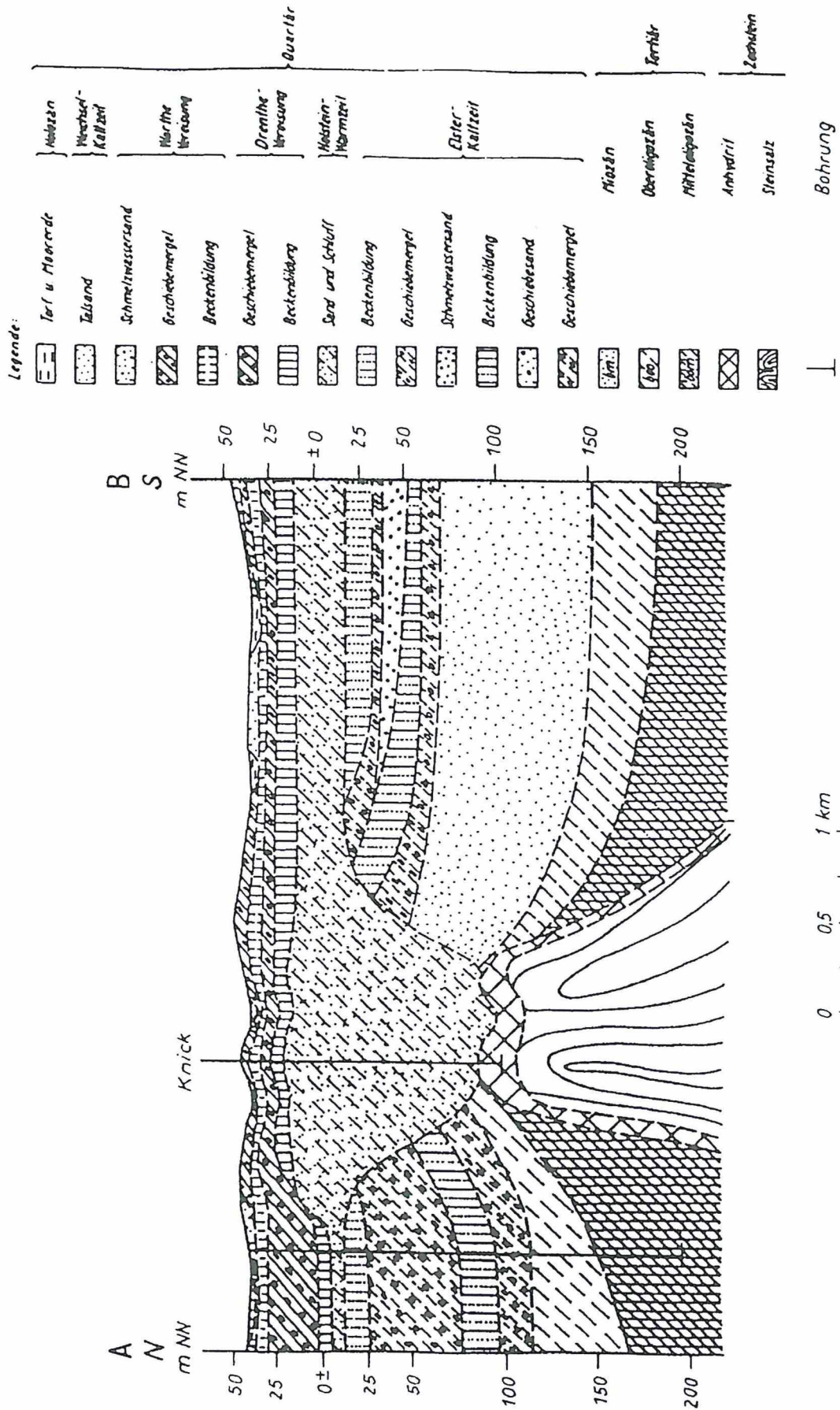


Abb. 6: Geologischer Schnitt durch den Salzstock Groß Schwechten (Schnittlinie s. Abb. 2b).

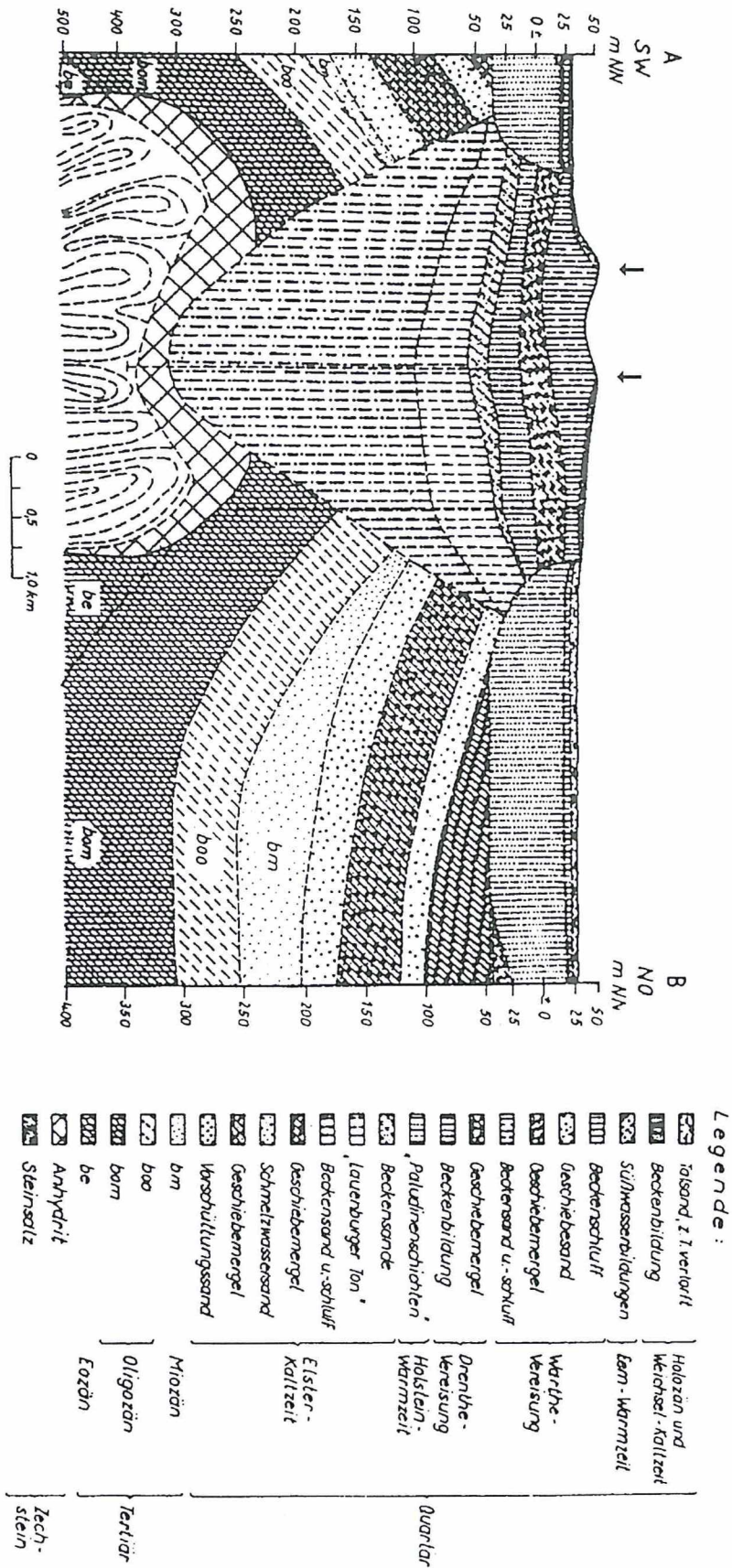


Abb. 7: Geologischer Schnitt durch den Salzstock Meßdorf (Schnittlinie s. Abb. 2c). Die Pfeile begrenzen die jüngere randliche Aufwölbung, die durch Absenkung des Zentralteils morphologisch hervortritt (s. Text).

eingesetzt haben können. Anschließend erfolgte ein Einbruch des Topbereiches und die Bildung eines Senkungstrichters, der noch in der ausgehenden Elster-Kaltzeit zum größten Teil wieder zugeschüttet wurde.

In der Holstein-Warmzeit hielt zumindest die Erosion an den Rändern der Senkungszone weiter an, denn auf den tertiären Schichten unter dem Drenthe-Geschiebemergel ist von einer für Hochgebiete typischen, starken Verwitterungsrinde auf älteren Gesteinen keine Spur. Infolge der geringen Ausdehnung und der Zuführung vorwiegend kalkigen Materials in den Auslaugungsbereich kam es nicht zur Kalkverarmung der holsteinwarmzeitlichen Schichten.

Die Ablagerungen der Drenthe- und Warthe-Vereisung liegen in der Umrandung des Salzstockes auf gekapptem Tertiär, im Senkungstrichter vorwiegend auf Beckenbildungen. Ob nach dem Abschmelzen des Warthe-Eises ein Aufstieg und eine Ablaugung erfolgten, ist ungewiss, aber wahrscheinlich. Die Dauer der Absenkung hängt von dem Nachweis eemwarmzeitlicher Schichten im Senkungstrichter ab, die nach den geologisch bearbeiteten Schichtenverzeichnissen vorhanden sein können. Pollenanalytische Untersuchungen fehlen bzw. lassen auf Grund hoher Gehalte an tertiären Pollen eine entsprechende Aussage nicht zu.

Nach der Ablagerung des weichselkaltzeitlichen Talsandes, also im Spätglazial der Weichsel-Kaltzeit bzw. im frühen Holozän, stieg das Salz nur kurzfristig auf und wölbte auch den Talsand mit auf. Die sich anschließende Absenkung im Zentrum der Struktur hält möglicherweise bis heute an.

4.9 Salzstock Ristedt

Über dem Salzstock Ristedt befindet sich eine ausgedehnte Senke, die im Südwesten von den Höhenzügen der Klötzer Berge umrahmt wird (Dönitzer Senke, Abb. 1). Die Oberfläche dieser Niederung ist nicht einheitlich. Im zentralen Teil sind mehrere durch Senken getrennte, meist runde, die Umgebung überragende Inseln vorhanden (Abb. 2d).

Der Hauptaufstieg des Salzstockes fiel in die ausgehende Elster-Kaltzeit. Nach dem Abschmelzen des Eises stieg das Salz bis an die Oberfläche. Mit der Ablaugung bildete sich ein Einsturztrichter, in dem sich auch in der Holstein-Warmzeit Beckensande ablagerten.

Drenthe- und warthezeitliche Grundmoränen sind nur am Rande der Struktur erhalten geblieben. Deshalb ist mit einer zweiten Senkungsperiode nach dem Abschmelzen des Warthe-Eises zu rechnen, in der nur die höhergelegenen Inseln saalekaltzeitlicher Schichten als Reste des ehemaligen Talbodens stehenblieben.

In der Eem-Warmzeit kam es bereits zur Ausbildung limnischer Schichten im Randbereich (z. B. westlich Bandau, bei Ristedt). Die Absenkung war zu dieser Zeit wahrscheinlich schon im Abklingen. Der Talsand der Weichsel-Kaltzeit glich die bestehenden Reliefunebenheiten aus, so dass die Schlinge der 45 m-Isohypse nördlich des Dorfes Ristedt mit jungen Absenkungsbewegungen im Holozän zusammenhängt. Hier bildeten sich, wie auch an den beiden weiter nördlich über 45 m NN gelegenen Stellen, um die Hochlagen herum kranzförmige Senken. Sie stellen die Hauptsenkungsbereiche in der Dachregion des Salzstockes dar.

4.10 Zusammenfassung der Bewegungsvorgänge an den Strukturen

Trotz vorhandener Unsicherheiten lassen sich drei Zeitabschnitte im Quartär aushalten, in denen Bewegungen an den Salzstrukturen als gesichert gelten können.

Besonders starke Aufstiegsbewegungen sowie sich anschließende Senkungserscheinungen traten im ersten Zeitabschnitt auf, der von der ausgehenden Elster-Kaltzeit bis in die frühe Holstein-Warmzeit reichte. Von der überwiegenden Zahl der Salzstöcke sind aus diesem Zeitraum Einsturztrichter über dem Top nachgewiesen und ist beim Salzstock Meseberg eine sekundäre Randsenke entwickelt. Am Strukturzug Kalbe traten in dieser Zeit Störungen auf, an denen die Nordflanke abgesunken ist.

Im zweiten, nach dem Abschmelzen des Warthe-Eises beginnenden Zeitabschnitt waren die Bewegungen wesentlich schwächer. Sie bewirkten meist nur eine schwache Aufwölbung begrenzter Teile der Salzstockoberfläche. An zahlreichen Salzstöcken setzte nach dem Aufstieg auch noch die Ablaugung ein. Insgesamt gesehen erreichten die Bewegungen dieses Zeitabschnittes bei weitem nicht die Intensität der 1. Periode. Ausgesprochene Einsturztrichter sind nicht bekannt. Typisch für diese zweite Periode ist die Entwicklung der Salzstöcke Groß Schwechten und Meßdorf.

Der dritte Bewegungszeitraum begann frühestens im Spätglazial nach der Ablagerung des Talsandes der Weichsel-Kaltzeit und reicht bis heute; gesicherte weichselkaltzeitliche Aufstiegsbewegungen fehlen. Typisch für diese Entwicklung ist der Salzstock Meseberg.

Während in den meisten Fällen nur Ablaugung und damit verbundene Senkungen zu beobachten sind, hält an dem Salzstock Meseberg der Aufstieg weiter an. Auch die schwachen Aufstiegsanzeichen am Salzstock Altmersleben, die weichsel-kaltzeitliche Talsande mit einbezogen, fallen möglicherweise erst ins Holozän.

5 Bemerkungen zu den tektonischen Vorgängen im Quartär

Der tiefere Untergrund im Arbeitsgebiet ist sehr kompliziert gebaut. Als Bestandteil der Mitteldeutschen Hauptabbrüche trifft der herzynisch streichende Gardelegener Abbruch etwa an der Linie Oebisfelde-Jahrstedt-Ristedt-Salzwedel auf die rheinisch streichenden östlichen Randstörungen der Mittelmeer-Mjösen-Zone. Eine Vielzahl von Parallelstörungen zu diesen beiden Haupttrichtungen im nördlichen Vorland des Gardelegener Abbruchs und östlich der Mittelmeer-Mjösen-Zone zerschneiden den mesozoischen Untergrund in ein Schollenmosaik.

Beim Aufstieg der Salzstöcke spielen neben halokinetischen Abläufen auch tektonische Vorgänge eine wesentliche Rolle. Zahlreiche Salzstöcke sitzen auf Kreuzungs- bzw. Vergitterungspunkten der oben erwähnten Störungssysteme oder sind an rheinisch (NNE-SSW) oder herzynisch (NW-SE) streichende Strukturzonen (Strukturzüge, Strukturachsen) gebunden (Abb. 1).

Im nordöstlichen Vorland des Gardelegener Abbruchs erstrecken sich parallel dazu die SE-NW-streichenden Strukturzonen von Kalbe-Hottendorf-Mahlpfehl, Altmersleben-Berkau-Wittenmoor und Wustrow-Meißdorf. An ihnen brach an verschiedenen Stellen das Salz durch die mesozoischen und tertiären Schichten, bei Altmersleben wurden durch das Salz triassische Gesteine bis an die Oberfläche herausgehoben.

Im Arbeitsgebiet weisen rheinisch und herzynisch gerichtete Senken und Verwerfungen auf beträchtliche Bewegungen entlang im Quartär auflebender Störungen des Untergrundes hin. Der Bewegungszeitraum umfasst in erster Linie die ausgehende Elster-Kaltzeit und den Beginn der Holstein-Warmzeit. Im Nordosten des Arbeitsgebietes können schon in der frühen Elster-Kaltzeit vor der Eisbedeckung starke Absenkungen an herzynisch und rheinisch streichenden Störungszonen stattgefunden haben.

Zu den rheinisch streichenden Senkungszonen gehören die Senken von Dönitz, Hagen und Brüchau. Eventuell rechnet auch die Orpensdorfer Senke dazu. In der Dönitzer Quartärsenke fehlt z. T. das Tertiär, unter fast 400 m mächtigen quartären Schichten folgt sofort Unterer Buntsandstein. In der Hagener Senke besteht das Profil aus mehr als 350 m quartären

Schichten über dem Oberoligozän. Einige hundert Meter östlich steht das Tertiär in weniger als 30 m unter der Oberfläche an. Östlich dieser schmalen Tertiärhochlage schließt sich die Brüchauer Senke an. In ihr ist das Quartär auch nach 210 m nicht durchteuft worden. Östlich dieser Senke steigt die Quartärbasis sehr schnell bis auf Werte um 20 m unter der Oberfläche an.

Für starke Senkungserscheinungen entlang herzynisch verlaufender Zonen sprechen die ca. 200 m Quartär der Hottendorfer Senke am Südostrand der Störungszone Kalbe-Hottendorf-Mahlpfehl, die ca. 145 m Quartär der Berkauer Senke am Strukturzug Altmersleben-Berkau-Wittenmoor und mit Vorbehalt die Beckenbildungen von Steinfeld über der Struktur Wustrow-Meißdorf.

Entsprechend dem Wandern der sekundären Randsenken zum Salzstock hin (z. B. Meseberg) lassen sich die oben genannten rheinisch und herzynisch streichenden Senkungszonen als Vorsenken zu großen Störungen deuten. Zeiten starker Absenkung in Senken gehen mit Bewegungen an Störungen konform. Möglicherweise hängt die Bildung der Hottendorfer Senke als jüngeres Glied der Uchtspringe-Schernebecker Tertiärsenke mit den Bewegungen am Gardelegener Abbruch zusammen, da sich das Zentrum der Sedimentation vom Tertiär bis zum Quartär hin zum Gardelegener Abbruch verlagerte (BROSSMANN & POBLOZKI 1964).

Östlich Kakerbeck brechen die Tertiärhochlagen der Strukturzonen Altmersleben-Berkau-Wittenmoor und Kalbe-Mahlpfehl plötzlich ab. Nach BREMER (1966) setzen sich die Strukturen hinter einer Störung in der Tiefe fort. Dieser Störung ist im Westen die rheinisch streichende Brüchauer Senke vorgelagert, die, wie die Hottendorfer Senke, einer Vortiefe zur Störung entsprechen würde. Die Höhendifferenz, z. B. der Rupeloberkante, beträgt zwischen der Tertiärhochlage bei Faulenhorst (westlich Kalbe) und ca. 4 km nordwestlich davon bei Wustrow bereits über 100 m und wird nach Westen zu noch größer. Die starken, etwa rheinisch ausgerichteten Hoch- und Tieflagen der Quartärbasis westlich der Brüchauer Senke stehen sicher auch mit Störungen im Untergrund im Zusammenhang.

6 Oberflächenmorphologie der Salzstrukturen

Die morphologischen Formen an der Oberfläche von Salzstöcken lassen unterschiedliche Entwicklungsstadien erkennen, wobei einzelne morphologische Typen durch Übergänge miteinander verbunden sind bzw. auseinander abgeleitet werden können.

In der ausgehenden Elster-Kaltzeit brachen zahlreiche Salzstöcke bis an die Erdoberfläche durch. Die dominierende Form war der Einsturztrichter, der den ganzen Teil des Daches nachzeichnete. Über dem Dach anstehende Schichten wurden vorher abgetra-

gen. Die ausgangs der Warthe-Vereisung erneut wirksamen Aufstiegsbewegungen reichten nicht mehr aus, um das Salinar bis an die Oberfläche steigen zu lassen. Die sich anschließenden Subrosionsvorgänge führten im Wesentlichen zu zwei unterschiedlichen Oberflächenformen:

Typ 1:

Das durch den Salzaufstieg aufgewölbte Dach des Diapirs ist durch Subrosion zuerst in seinem Zentrum eingesunken (Salzstöcke Meißdorf und Ristedt). Es

entstanden kranzförmig um die Einsenkung herum angeordnete Wälle (Meßdorf, Abb. 2c), um die sich im späteren Verlauf der Ablaugung kreisförmige Senken bildeten (Ristedt, Abb. 2d). Am Arendsee blieb die Auslaugung zunächst auf das Zentrum der Aufwölbung beschränkt; erst infolge der verstärkten Ablaugung stürzte das Dach in mehreren Nachbrüchen ein. Hierbei hat die starke Wasserzufuhr durch das Anzapfen des Grundwassers der Landgraben-Niederung eine bedeutende Rolle gespielt. Die Einsenkung der Salzstöcke Nettgau und Altmersleben dürfte ähnlich verlaufen sein (POBLOZKI 1970).

Typ 2:

Das aufgewölbte Dach des Salzstockes stürzte zuerst am Rand ein. Die Ablaugung des Salinars erfolgte hier vom Rand aus, so dass sich das Dach ringförmig um eine Restinsel einsenkte. Die Absenkung tritt durch zahlreiche um die Insel angeordnete Senkungstrichter deutlich in Erscheinung (Groß Schwechten, Abb. 2b).

Erst im Verlauf der weiteren Entwicklung stürzte der zentrale Teil der Restinsel des Daches ein (Wittenmoor, Abb. 2e).

Eine Verbindung von Typ 2 zu Typ 1 in der Oberflächenentwicklung besteht durch die kranzförmig um das Senkungszentrum herum angeordneten Höhen. Liegen diese nicht am Rand, sondern über dem Salzstock, ist auch mit einem Einsturz des Zentrums dieser Umwallungsreste zu rechnen. Das war am Arendsee der Fall. Die nordwestlich der Stadt im See liegende Untiefe stellt einen Rest der ehemaligen postwarthezeitlich entstandenen Umwallung dar.

Die Kenntnis der Entwicklungstendenzen aus der Morphologie gestattet eine Abgrenzung senkungs- und einsturzgefährdeter Gebiete. In der Perspektive ist daher mit weiteren Senkungen und eventuell sogar mit Einstürzen im Bereich der Strukturen Wittenmoor, Wustrow, Meßdorf und Groß Schwechten zu rechnen.

Dank

Den Mitarbeitern des Landesamtes für Geologie und Bergwesen Sachsen-Anhalt, Frau L. Stottmeister, Herrn Dr. S. Wansa und Herrn Dr. C.-H. Friedel

danke ich für wertvolle Hinweise und Anregungen sowie für die kritische Durchsicht des Manuskriptes.

Literatur

- ALBERT, W. (1961): Ergebnisbericht über reflexionsseismische Untersuchungen im Gebiet Meseberg.- Bericht, VEB Geophysik Leipzig; Leipzig [unveröff].
- BENOX, D., LUDWIG, A. O., SCHULZE, W. SCHWAB, G., HARTMANN, H., KNEBEL, G. & JANUSZEWSKI, I. (1997): Struktur und Entwicklung mesozoischer Störungszonen in der Südwest-Altmark.- Hallesches Jahrb. Geow., **B 19**: 83-114; Halle (Saale).
- BREMER, H. (1966): Ergebnisbericht Reflexionsseismische Erkundung SW-Altmark.- Bericht, VEB Geophysik Leipzig; Leipzig [unveröff].
- BROSSMANN, F. & POBLOZKI, B. v. (1964): Zwischenbericht über die Ergebnisse der Bohrungen Meßdorf 201, 202, Schinne 201, 202, Osterburg 201 des Objektes Kartierung Nördliche Altmark aus den Jahren 1962/1963.- Bericht, 56 S., VEB GFE Halle; Halle (Saale) [unveröff].
- CEPEK, A. G. (1967): Stand und Probleme der Quartärstratigraphie im Nordteil der DDR.- Ber. deutsche Ges. geol. Wiss., **A 12** (3/4): 375-404; Berlin.
- GRUNER, H. (1887): Erläuterungen zur Geologischen Karte 1: 25000, Blatt Schinne (3336).- Berlin.
- EISSMANN, L. (1967): Glaziäre Destruktionszonen (Rinnen, Becken) im Altmoränengebiet des Norddeutschen Tieflandes.- Geologie, **16** (7): 804-833; Berlin.
- FIRBAS, F. (1949): Spät- und nacheiszeitliche Waldgeschichte Mitteleuropas nördlich der Alpen.- Bd. 1, 480 S.; Jena (Verlag Gustav Fischer).
- FIRBAS, F. (1952): Spät- und nacheiszeitliche Waldgeschichte Mitteleuropas nördlich der Alpen.- Bd. 2, 256 S.; Jena (Verlag Gustav Fischer).
- GLAPA, H. (1964): Stratigraphische und sedimentpetrographische Untersuchungen im Pleistozän der Scholle von Calvörde.- Dipl.-Arb., Geol.-Pal. Inst. Halle; Halle (Saale) [unveröff.].
- HALBFASS, W. (1896): Der Arendsee in der Altmark.- Petermanns geogr. Mitt., **42**: 173-187; Gotha.
- HÖHNEMANN, G., KÜSTERMANN, W. & MEYER, W. (1995): Reflexionsseismische Kartierung von Tiefen der Pleistozänbasis in Nordostdeutschland.- Z. geol. Wiss., **23** (3): 249-370; Berlin.
- KNOTH, W. (1964): Zur Kenntnis der pleistozänen Mittelterrassen der Saale und Mulde nördlich von Halle.- Geologie, **13**: 598-616; Berlin.
- KOSSOW, D. (2002): Die kinematische Entwicklung des invertierten, intrakontinentalen Nordostdeutschen Beckens.- Scientific Technical Report, **STR 02/04**, 101 S.; Potsdam.
- MANIA, D. (1967): Der ehemalige Ascherslebener See (Nordharzvorland) in spät- und postglazialer Zeit.- Herzynia, **4** (2): 200-260; Halle (Saale).

- MARZINKOWSKI, B. (1964): Abschlußbericht über die Kartierungsbohrungen des Objektes „Kartierung Mbl. Jeetze (3334)“- Bericht, VEB GFE Halle; Halle (Saale) [unveröff.].
- MEINHOLD, R. (1959): Salzbewegung und Tektonik in Norddeutschland.- Ber. Geol. Ges. i. d. DDR, 4 (2/3): 157-168; Berlin.
- MEINHOLD, R. & REINHARDT, H.-G. (1967): Halokinese im Nordostdeutschen Tiefland.- Ber. deutsche Ges. geol. Wiss., A 12 (3/4): 329-353; Berlin.
- NÖLDEKE, W. u.a. (1963): Darstellung der geologischen Entwicklung und Einschätzung der Eisenerzföhrung im Mesozoikum der Altmarksenke.- Bericht, Zentr. Geol. Inst. Berlin; Berlin [unveröff.].
- POBLOZKI, B. V. (1970): Abriß der Stratigraphie des Quartärs und die quartären Bewegungen an Salzstrukturen in der nördlichen Altmark.- Dissertation, Ernst-Moritz-Arndt-Universität, 99 S.; Greifswald [unveröff.].
- POBLOZKI, B. V. (1974): Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte der DDR 1:25000, Blatt Seehausen, 3136.- Zentr. Geol. Inst. Berlin, 147 S.; Berlin.
- REINHARDT, H.-G. & LEHMANN, K. (1959): Abschlußbericht über reflexionsseismische Untersuchungen im Gebiet Seehausen.- Bericht, VEB Geophysik Leipzig; Leipzig [unveröff.].
- RÜHBERG, N. (1976): Probleme der Zechsteinsalzbewegung.- Z. angew. Geol., 22 (9): 413-420; Berlin.
- SCHOLZ, M. (1887): Erläuterungen zur geologischen Karte 1: 25000, Blatt Calbe/M. (3334).- Berlin.
- SCHULZE, G. (1964): Die geologischen Verhältnisse am Salzstock Altmerleben/Altmark.- Abh. Deutschen Akad. Wiss. Berlin, Kl. Bergb., Hüttenw. u. Montangeol., Jg. 1964, Nr. 2: 355-359; Berlin.
- STEINER, U. & STEINER, W. (1963): Zur Stratigraphie der quartären Elbe-Schotter nördlich von Magdeburg.- Geologie, 12 (3): 316-339; Berlin.
- SCHWAB, G. & LUDWIG, A.O. (1996): Zum Relief der Quartärbasis in Norddeutschland.- Z. geol. Wiss., 24 (3/4): 251-568; Berlin.
- WIEGERS, F. (1923): Erläuterungen zur geologischen Karte 1:25000, Blatt Colbitz (3635).- Berlin.
- WIEGERS, F. (1929): Über Gliederung und Alter des Magdeburger Diluviums und die Zahl der Eiszeiten in Norddeutschland.- Jb. Preußischen geol. L.A. f. 1929, Bd. I, T. I: 29-124; Berlin.

Anschrift des Autors:
Dr. Bernhard von Poblozki
Mörikestr. 10
D-06118 Halle (Saale)