

Meereswissenschaftliche Berichte

Marine Science Reports

Digitale
Rekonstruktion,
aus Originaldateien
des Autors neu
zusammengestellt.
IOW 2015

No 31 1998



**Sedimentation und paläogeographische
Entwicklung im westlichen Ostseeraum
(Mecklenburger Bucht bis Arkonabecken)
vom Ende der Weichselvereisung
bis zur Litorinatransgression**

Wolfram Lemke

"Meereswissenschaftliche Berichte" veröffentlichen Monographien und Ergebnisberichte von Mitarbeitern des Leibniz-Instituts für Ostseeforschung Warnemünde und ihren Kooperationspartnern. Die Hefte erscheinen in unregelmäßiger Folge und in fortlaufender Nummerierung. Für den Inhalt sind allein die Autoren verantwortlich.

"Marine Science Reports" publishes monographs and data reports written by scientists of the Leibniz Baltic Sea Research Institute Warnemünde and their co-workers. Volumes are published at irregular intervals and numbered consecutively. The content is entirely in the responsibility of the authors.

Schriftleitung (1998): Dr. habil. Wolfgang Matthäus

Die elektronische Version ist verfügbar unter / The electronic version is available on:
<http://www.io-warnemuende.de/meereswissenschaftliche-berichte.html>

ISSN 0939-396X

Dieser Artikel wird zitiert als / This paper should be cited as:

Wolfram Lemke: Sedimentation und paläogeographische Entwicklung im westlichen Ostseeraum (Mecklenburger Bucht bis Arkonabecken) vom Ende der Weichselvereisung bis zur Litorinatransgression.
Meereswiss. Ber., Warnemünde, 31 (1998), digitale Neuauflage (2015)

Die folgenden
Seiten wurden aus
aufgefundenen Originaldateien
des Autors neu zusammengestellt.
Abbildungen lagen überwiegend in folgenden
Formaten vor: CorelDraw, Surfer, Grapher, sowie
einige Bitmaps; Textbausteine und zwei Tabellen
als Word-Dateien. Grafiken, die in Farbe vorlagen,
wurden wegen der besseren Lesbarkeit farbig
belassen, ebenso wurden Grafiken im Querformat
beibehalten. Die Anordnung von Text und Grafik
wurde so weit wie möglich nach der gedruckten
Fassung von 1998 ausgerichtet. Geringfügige
automatische Änderungen des Zeilen-
umbruchs in Word ließen sich
nicht immer vermeiden.
F.Tauber, IOW 2015

Hinweis zum Ausdrucken dieser Datei:
Die Datei enthält Seiten im Hoch- und
Querformat. Um einen korrekten Ausdruck
zu erreichen, bitte in den Druckeroptionen
„Hoch-/Querformat automatisch“
einstellen.

Meereswissenschaftliche Berichte
MARINE SCIENCE REPORTS

No. 31

Sedimentation und paläogeographische Entwicklung im westlichen Ostseeraum (Mecklenburger Bucht bis Arkonabecken) vom Ende der Weichselvereisung bis zur Litorinatransgression

von

Wolfram Lemke

Institut für Ostseeforschung
Warnemünde
1998

Die vorliegende Arbeit ist die inhaltlich ungekürzte Fassung einer Habilitationsschrift, die im Institut für Ostseeforschung Warnemünde angefertigt und im Juli 1998 von der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät der Ernst-Moritz-Arndt-Universität Greifswald angenommen wurde. Die Verantwortung für den Inhalt dieser Veröffentlichung liegt beim Autor.

Inhalt	Seite
Zusammenfassung	1
Summary	2
1. Einleitung und Problemstellung	3
1.1. Zu bisherigen Forschungsarbeiten	4
2. Das Untersuchungsgebiet	5
2.1. Regionale Stellung des Untersuchungsgebietes	5
2.2. Hydrographische Verhältnisse	7
2.3. Regionalgeologische Stellung des Untersuchungsgebietes	7
2.4. Die Entwicklung des Untersuchungsgebietes im Quartär	10
3. Methodik	16
3.1. Navigationsverfahren	16
3.2. Seismoakustische Verfahren	17
3.3. Sedimentuntersuchungen durch Taucher	20
3.4. Schiffgestützte Probenahme	20
3.5. Laborative Untersuchungsmethoden	21
3.5.1. Korngrößenanalysen	21
3.5.2. Kohlenstoffbestimmung	22
3.5.3. Untersuchungen an Pflanzenresten	22
3.5.4. Diatomeenanalysen	22
3.5.5. Ostracoden, Foraminiferen	23
3.5.6. Datenspeicherung und Visualisierung der gewonnenen Ergebnisse	23
4. Ergebnisse	24
4.1. Seismische Stratigraphie des zentralen Arkonabeckens	26
4.1.1. Zur Tiefenlage der Quartärbasis im Arkonabecken	31
4.1.2. Einheit E1b – Unterer Geschiebemergel	32
4.1.3. Einheit E1c – Oberer Geschiebemergel	34
4.1.4. Einheiten E2 und E3 – Spätglaziale „rosa“ Tone	34
4.1.5. Einheit E4 – Postglaziale graue Tone, Schluffe und Feinsande	44
4.1.6. Einheit E5 – Litorinazeitliche und jüngere marine Sedimente	49
4.2. Seismische Stratigraphie der Mecklenburger Bucht	52
4.2.1. Zur Tiefenlage der Quartärbasis im Bereich der Mecklenburger Bucht	53
4.2.2. Einheit W1 – Geschiebemergel	53
4.2.3. Einheit W2 – Sedimente aus der Zeit des frühen Baltischen Eisstausees	54
4.2.4. Einheit W3 – Spätglaziale Sedimente aus der Zeit des späten Baltischen Eisstausees	57
4.2.5. Einheit W4 – Frühholozäne Süßwasserbildungen	61
4.2.6. Einheit W5 – Litorinazeitliche und jüngere marine Sedimente	66
4.3. Seismische Stratigraphie der Darßer Schwelle	72
4.3.1. Tiefenlage der Quartärbasis im Bereich der Darßer Schwelle	77
4.3.2. Einheit 1a – Unterer Geschiebemergel	77

	Seite
4.3.3. Einheit 1b – Mittlerer Geschiebemergel	80
4.3.4. Einheit 1c – Oberer Geschiebemergel	80
4.3.5. Einheit 2 – Spätglaziale Sedimente aus der Zeit des frühen Baltischen Eisstausees	84
4.3.6. Einheit 3 - Spätglaziale Sedimente aus der Zeit des späten Baltischen Eisstausees	100
4.3.7. Einheit 4 – Frühholozäne Süßwasserbildungen	106
4.3.8. Einheit 5 – Post-Ancyluszeitliche Sedimente	111
5. Diskussion	114
5.1. Die spätpleistozäne Entwicklung des Untersuchungsgebietes vor dem letztmaligen Eisrückzug	114
5.2. Die spätpleistozäne Entwicklung des Untersuchungsgebietes nach dem letztmaligen Eisrückzug	119
5.3. Die prämarine frühholozäne Entwicklung des Untersuchungsgebietes	125
5.4. Der Übergang vom limnisch-terrestrischen zum brackisch-marinen Milieu	132
5.5. Die Entwicklung seit der Etablierung mariner Bedingungen	134
5.6. Zur Rolle isostatischer Prozesse in der Entwicklung des Untersuchungsgebietes	137
6. Zusammenfassung und Ausblick	138
7. Literatur	141
Danksagung	156

Anhang

Tab. 2: Fauna im borealen Kalkschluff

Tab. 3: Im Rahmen der vorgestellten Untersuchungen vorgenommene ¹⁴C-Altersbestimmungen

Zusammenfassung

Die vorliegende Arbeit hat die spätglaziale und frühholozäne Entwicklung des westlichen Ostseeraumes zum Inhalt. Grundlage für eine Betrachtung der paläogeographischen Verhältnisse in diesem Gebiet sind flachseismische und sedimentologische Daten aus der Mecklenburger Bucht, dem Arkonabecken und von der zwischen diesen beiden rezenten Akkumulationsräumen befindlichen Darßer Schwelle.

Zur faziellen Charakterisierung der in bis zu 6 m langen Kernen aufgeschlossenen Sedimente dienten neben Korngrößendaten Untersuchungen zum Gehalt an Diatomeen und Makrophyten in den jeweiligen lithologischen Einheiten. Vorwiegend an Makrophytenresten, aber auch an marinen Mollusken wurde eine Reihe von AMS ^{14}C -Datierungen vorgenommen, die eine exaktere zeitliche Zuordnung des beprobten Materials gestatten, als es bisher mit Altersbestimmungen an Gesamtsedimentproben möglich war.

Im Ergebnis der Untersuchungen wurden in beiden Beckenbereichen und auf der Darßer Schwelle jeweils 5 seismostratigraphische Einheiten erkannt, die sich trotz unterschiedlicher fazieller Ausbildung untereinander korrelieren und bestimmten Entwicklungsphasen der Ostsee zuordnen lassen. Anhand der Verbreitung, der lithologischen Besonderheiten, des Fossilinhaltes sowie der morphologischen bzw. strukturellen Merkmale der einzelnen Einheiten wird eine Rekonstruktion der Paläogeographie zu ihrer Ablagerungszeit vorgenommen.

Es lassen sich bisher nicht bekannte Details zum spätglazialen Eisabbau, zur Entwicklung des Baltischen Eisstausees und des Ancylussees im Untersuchungsgebiet ableiten. Darüber hinaus ergeben sich neue Gesichtspunkte zum Verlauf der initialen Litorinatransgression in der westlichen Ostsee.

Von besonderer Bedeutung für die spätglaziale und frühholozäne Geschichte des untersuchten Gebietes ist eine zwischen Arkonabecken und Mecklenburger Bucht befindliche, aus spätglazialen Schmelzwassersanden aufgebaute Schwelle. Diese bewirkte einen unterschiedlich starken Einfluß der in der zentralen Ostsee ablaufenden Wasserspiegelschwankungen auf die genannten Gebiete. Obwohl inzwischen durchschnittlich 22 m unter NN befindlich, übt diese Schwelle auch heute noch einen entscheidenden Einfluß auf den Wasseraustausch zwischen Nord- und Ostsee aus.

Summary

The present study focuses on the late- and postglacial development of the western Baltic Sea region. It is based on shallow seismic and sedimentological data gathered in the Arkona Basin, the Mecklenburg Bay and the Darss Sill.

Besides detailed descriptions and grain size analyses, sediments from up to 6 m long cores are characterized by investigations on diatoms, makroplant fossils and radiocarbon dating. Due to applying AMS radiocarbon dating to plant remains and marine molluscs, the quality of the results is much higher compared to conventional datings on bulk sediment.

At Darss Sill and in both basins, five seismostratigraphic units were identified. Despite different facies they correlate to each other and may be assigned to certain phases of the Baltic Sea's history. Considering distribution, lithological composition, fossil contents, morphological and structural features of these units, the depositional environment and contemporary paleogeography are reconstructed.

New details of the late Weichselian deglaciation, the development of the Baltic Ice Lake and the Ancylus Lake in the investigation area are inferred. Furthermore, new aspects regarding the initial Littorina Transgression in the western Baltic Sea are presented.

A threshold consisting of late Pleistocene glaciofluvial sands plays a key role in the late glacial and early Holocene history of the studied region. It is situated at the Darss Sill and gave rise to different responses to water level fluctuations within the Baltic Proper in the Mecklenburg Bay and Arkona Basin, respectively. Despite the fact that this threshold is about 22 m below sea level today, it still has major influence on the water exchange between the Baltic Sea and the world ocean.

1. Einleitung und Problemstellung

Die Ostsee ist, entwicklungsgeschichtlich betrachtet, ein außerordentlich junges Meer. Ihre Entstehungsgeschichte beginnt mit dem Ende der Weichselvereisung vor etwa 14.000 Jahren und ihre heutige Ausdehnung hat sie erst seit etwa 6.000 Jahren. Trotz dieses jugendlichen Alters ist die Entwicklungsgeschichte der Ostsee sehr abwechslungsreich.

Verantwortlich für die stark wechselnden Umweltbedingungen im Ostseegebiet ist das komplizierte Zusammenspiel von globalen und regionalen klimatischen, (glazial-)tektonischen und ozeanographischen Prozessen im Verlauf des betrachteten Zeitraumes. Hinzu kommt seit Beginn der Industrialisierung in Mittel- und Nordeuropa ein zunehmender Einfluß menschlicher Tätigkeit auf das Ökosystem Ostsee.

Entscheidenden Einfluß auf die Entwicklung der Umweltbedingungen in der Ostsee hatte stets die Frage nach einer Verbindung der Ostsee mit dem Weltmeer. Diese Verbindung besteht heute über die dänischen Meerengen und im weiteren Verlauf über das Gebiet Fehmarn Belt, Mecklenburger Bucht, Darßer Schwelle und Arkonabecken, im folgenden als westliche Ostsee bezeichnet. Zumindest seit Beginn der Litorina- Transgression ist hier der einzige Weg, auf dem ein Wasseraustausch zwischen Ost- und Nordsee stattfinden kann.

Die paläogeographische Entwicklung bis zu diesem Zeitpunkt wurde auf den umliegenden festländischen Gebieten z.T. sehr detailliert untersucht. Für das Gebiet der westlichen Ostsee selbst fehlt eine entsprechende Darstellung bis heute. Eine zusammenfassende Interpretation wurde vor allem dadurch erschwert, daß mittels der bisher vorhandenen technischen Möglichkeiten keine strukturellen und stratigraphischen Informationen aus dem Schwellenbereich zwischen Mecklenburger Bucht und Arkonabecken verfügbar waren.

Mittels einer Vielzahl neuer Daten, welche insbesondere in diesem Seegebiet gewonnen wurden, wird im folgenden eine Rekonstruktion der spätpleistozänen und frühholozänen Entwicklungsgeschichte des westlichen Ostseeraumes vorgestellt.

1.1. Zu bisherigen Forschungsarbeiten

Ein Teil der bisher existierenden Kenntnislücken erklärt sich aus dem jeweiligen Stand der einsetzbaren geophysikalischen und Beprobungstechnik. Ein weiterer Teil ist jedoch im Zusammenhang mit der Entwicklung der politischen Situation im Ostseeraum in diesem Jahrhundert zu sehen. Die Trennlinie zwischen NATO und Warschauer Pakt verlief mitten durch die westliche Ostsee. Diese Tatsache machte eine wissenschaftliche Kommunikation zwischen beiden Seiten sehr schwer. Allerdings hatten auch schon die vor dem Ende des zweiten Weltkrieges vorgenommenen meeresgeologischen Untersuchungen in der Ostsee meist angewandte, sprich militärische Aufgabenstellungen zum Hintergrund.

Eine erste systematische Kartierung des Meeresbodens der Ostsee erfolgte dementsprechend im Auftrag der deutschen Marine während der dreißiger und vierziger Jahre unseres Jahrhunderts. Die Ergebnisse wurden durch PRATJE (1944) im "Atlas der Bodenbeschaffenheit des Meeres, südliche Ostsee" niedergelegt.

Eine intensive Phase geologischer Arbeiten in der westlichen Ostsee setzte nach dem Ende des zweiten Weltkrieges ein. Auf dem Gebiet der Bundesrepublik Deutschland waren diese Arbeiten schwerpunktmäßig in Kiel angesiedelt, wo das Geologisch-Paläontologische Institut und später der SFB 95 eine Vielzahl neuer Erkenntnisse zur Beschaffenheit des Meeresbodens in der westlichen Ostsee und zu den dort ablaufenden Prozessen zusammentrugen.

In der DDR waren es vor allem das aus dem Seehydrographischen Dienst hervorgegangene Institut für Meereskunde der Akademie der Wissenschaften, das Zentrale Geologische Institut Berlin mit seiner 1972 gegründeten Außenstelle in Reinkenhagen, die Universität Greifswald sowie die Wasserwirtschaftsdirektion Küste, die mit unterschiedlichen Zielstellungen den zur DDR gehörenden Festlandssockel bearbeiteten. Die Wasserwirtschaftsdirektion Küste hatte 1968 vom Institut für Meereskunde das Aufgabenfeld der Küstengeologie übernommen und bis zu ihrer Abwicklung im Rahmen der deutschen Vereinigung entsprechende Forschungsprojekte mit der Zielrichtung Küstenschutz bearbeitet.

Die Arbeiten des Zentralen Geologischen Institutes konzentrierten sich vor allem auf die Erkundung von Rohstoffen im Küstenvorfeld der DDR. Dabei ging es in erster Linie um Sand- und Kiesprospektion für die Bauindustrie sowie um die Bewertung von Schwermineralvorkommen.

Am Institut für Meereskunde Warnemünde wurden im Auftrag der Volksmarine der DDR langfristige Programme zur sedimentologischen und petrophysikalischen Kartierung des Meeresbodens der westlichen Ostsee durchgeführt, aber auch detaillierte paläogeographische und umweltorientierte Studien vorgenommen.

Bis in die späten sechziger und die beginnenden siebziger Jahre hinein wurde ein großer Anteil der aus diesen Arbeiten hervorgegangenen wissenschaftlichen Ergebnisse publiziert (u.a. KOLP 1961, 1964, 1965, 1966, 1975, NEUMANN 1965). Im weiteren Verlauf wurden die meisten Resultate der meeresgeologischen Forschung als vertraulich eingestuft und waren dementsprechend nur einem eng begrenzten Nutzerkreis zugänglich. Stellvertretend dafür seien an dieser Stelle die ausführlichen Arbeiten von NEUMANN (1981) und LANGE (1984) genannt. Diese befaßten sich mit der Verteilung, Stratigraphie und Lagerungsverhältnissen der spät- und postglazialen Sedimente im Arkonabecken bzw. in der Mecklenburger Bucht. Eine der wenigen allgemein zugänglichen Untersuchungen, die im Gebiet

außerhalb der rezenten Beckensedimentation angesiedelt waren, legte GROMOLL (1988) vor. Aus dieser Arbeit entstanden einige Publikationen (GROMOLL 1987, 1992, 1994, GROMOLL & STÖRR 1989), die auch entwicklungsgeschichtliche Aspekte der rezenten submarinen Schwellenbereiche beinhalteten. Eine ausführlichere Darstellung der marinen Forschungsaktivitäten der DDR gibt BROSIN (1995).

Von besonderer Wichtigkeit für die vorliegende Arbeit waren 1989 aufgenommene erste Kontakte mit der Dänischen Natur- und Forstbehörde, die in den achtziger Jahren Erkundungsarbeiten auf submarine Rohstoffe im dänischen Anteil des Untersuchungsgebietes betrieb. Im Verlauf der Umgestaltung der politischen Verhältnisse in Mittel- und Osteuropa konnte eine intensive Kooperation mit der inzwischen zum Dänischen Geologischen Dienst gewechselten maringeologischen Arbeitsgruppe dieser Behörde aufgebaut werden. Damit wurden neben den dänischen Gewässern auch einige bis dahin nicht verfügbare seismische und analytische Verfahren des Dänischen Geologischen Dienstes zugänglich.

Mit dem Beschluß der Bundes- bzw. Landesregierung Mecklenburg-Vorpommerns, das Institut für Ostseeforschung als Institut der Blauen Liste zu gründen, erweiterte sich auch hier das zur Verfügung stehende methodische Spektrum erheblich.

Eine beträchtliche Anzahl der vorgestellten Daten wurde im Zusammenhang mit sedimentologischen Kartierungsarbeiten, die im Auftrag des Bundesamtes für Seeschifffahrt und Hydrographie durchgeführt wurden, gewonnen.

Wo es nötig wurde, seismische Reflektoren in größeren Tiefen zu lokalisieren, wurde in Zusammenarbeit mit Dr. FLODÉN von der Universität Stockholm eine Air Gun genutzt. Durch diese Zusammenarbeit wurde es gleichzeitig ermöglicht, geologische Arbeiten im Nordteil des Arkonabeckens, welcher zur schwedischen ökonomischen Zone gehört, durchzuführen.

Mikropaläontologische Untersuchungen an Kernmaterial aus dem Arbeitsgebiet wurden durch die Arbeitsgruppe von Andrzej Witkowski an der Universität Danzig bzw. seit Oktober 1996 an der Universität Stettin (Diatomeen), sowie durch Peter Frenzel und Mike Reich an der Universität Greifswald (Ostracoden und Foraminiferen) vorgenommen.

2. Das Untersuchungsgebiet

2.1. Regionale Stellung des Untersuchungsgebietes

Nach WATTENBERG (1949) läßt sich das Arbeitsgebiet der Belt- bzw. Arkonasee zuordnen. Es umfaßt die Mecklenburger Bucht, Teile des Fehmarn Belts und das Arkonabecken (Abb. 1). Damit umfaßt es den gesamten Übergangsbereich zwischen Nord- und Ostsee. Von entscheidender Bedeutung für den Wasseraustausch zwischen beiden Seegebieten sind die flachen Schwellen in den Ostseezugängen. Im Öresund ist dies die bis zu -7 m NN aufragende Drogenschwelle, in der Beltsee die zwischen Mecklenburger Bucht und Arkonabecken bis auf -17 m NN ansteigende Darßer Schwelle.

Neben dem deutschen Festlandsockel wurden Teile der dänischen bzw. schwedischen ökonomischen Zone und der dänischen Territorialgewässer in die der vorliegenden Arbeit zugrunde liegenden Untersuchungen einbezogen.

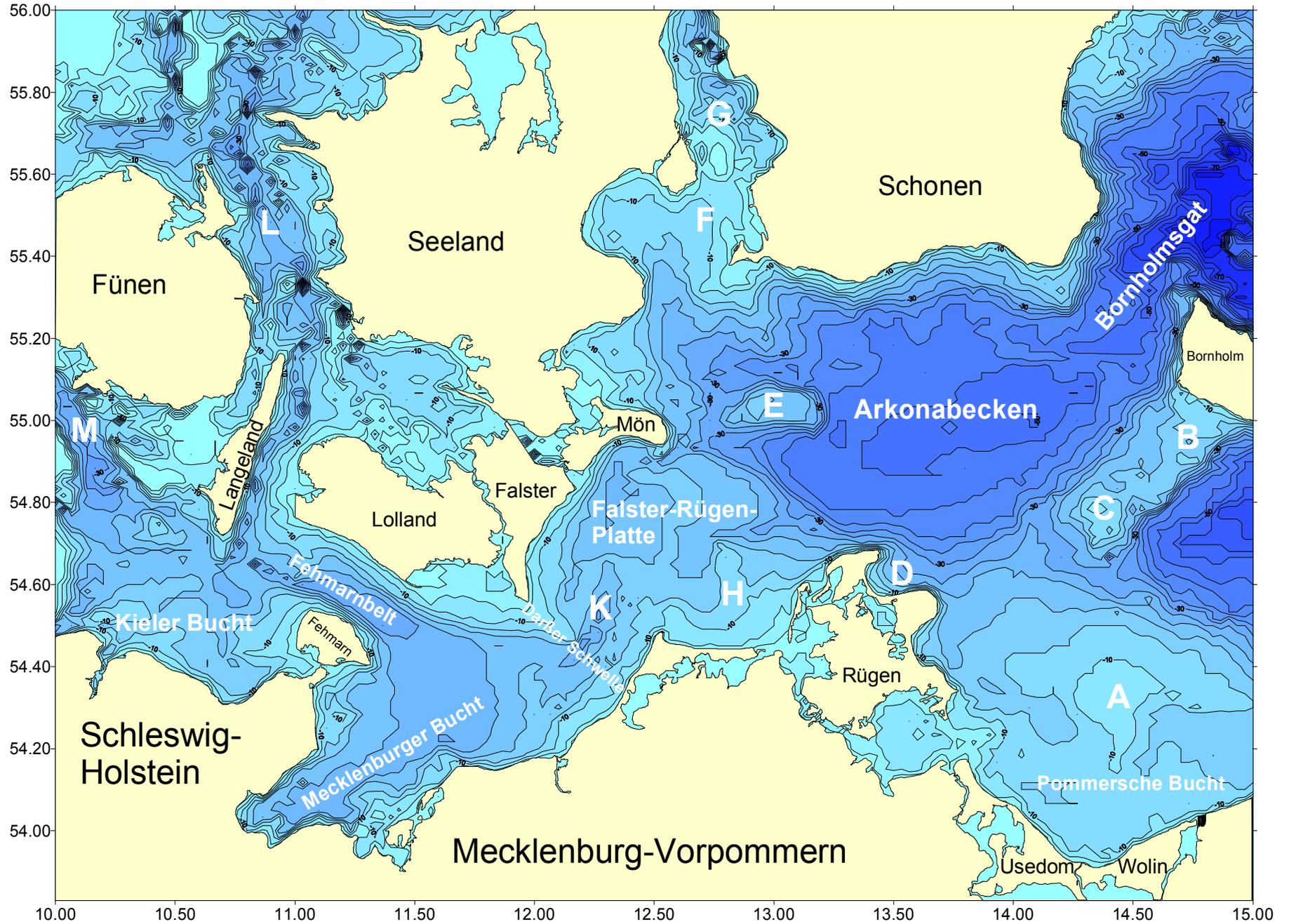


Abb. 1: Untersuchungsgebiet - A = Oderbank; B = Rönnebank, C = Adlergrund; D = Tromper Wiek; E = Kriegers Flak; F = Drogdenschwelle; G = Öresund; H = Plantagenetgrund; K = Kadettrinne; L = Großer Belt; M = Kleiner Belt (Bathymetrie nach Seifert & Kayser 1995)

2.2. Hydrographische Verhältnisse

Der Wasserhaushalt der Ostsee ist durch eine positive Bilanz gekennzeichnet, d.h. die Zufuhr von Flußwasser und Niederschlägen überwiegt die Verluste durch Verdunstung (BROGMUS 1952). Dies führt normalerweise zu einem Ausstrom von Ostseewasser mit relativ geringen Salzgehalten (<15 PSU) durch die dänischen Straßen in Richtung Kattegat. Während des Frühjahres ist dieser Prozeß wegen der hohen Schmelzwasserzufuhr besonders stark ausgeprägt. Gleichzeitig führt der Salzgehaltsunterschied zwischen Ostsee und Kattegat zur Ausbildung eines baroklinen Gradienten. Dieser bewirkt, daß sich salzhaltigeres Kattegatwasser unter das ausströmende weniger salzhaltige Ostseewasser schiebt. Im Mittel bilden sich dementsprechend zwei Grenzflächen zwischen dem Nordsee- und Ostseewasser aus, die von WATTENBERG (1941) als Skagerrak- und Beltseefront bezeichnet wurden. Die Lage beider Fronten ist im Verlauf der Jahreszeiten und in Abhängigkeit von den meteorologischen Bedingungen äußerst variabel. Im Extremfall kann es, entgegen dem durchschnittlichen Trend zum Ostseewasser-Ausstrom, zu sogenannten Salzwassereinbrüchen kommen, die zu einer nachhaltigen Erneuerung des Tiefenwassers im Bornholm- und Gotlandbecken führen können. Ausführliche Untersuchungen zum Entstehungsmechanismus dieser Salzwassereinbrüche nahmen u.a. MATTHÄUS & FRANCK (1992) sowie MATTHÄUS & SCHINKE (1994) vor.

Hauptweg für den Wasseraustausch zwischen Nord- und Ostsee sind der Große und Kleine Belt. Nach LASS et al. (1987) spielen sich auf diesem Weg etwa 70 % des gesamten Wasseraustausches zwischen Kattegat und Arkonabecken ab. Damit kommt der Darßer Schwelle als letztem flachen Hindernis vor dem Arkonabecken eine wichtige Rolle für die Hydrodynamik des betrachteten Gebietes zu.

Treibende Kraft für die hydrodynamischen Prozesse im Bereich der Darßer Schwelle ist nach LASS et al. (1987) die Wasserstandsdifferenz zwischen Kattegat und der Ostsee, welche wiederum von großskaligen Veränderungen der zonalen Windkomponente über dem Nordostatlantik mit einer typischen Periode von etwa 2 bis 3 Wochen gesteuert wird. Die dabei entstehenden longitudinalen Strömungen wurden über Entfernungen von mindestens 150 km als kohärent beobachtet (ebenda).

Theoretisch müßte die barotrope Kelvinwelle den Bereich der Beltsee in der Größenordnung von etwa 10 Stunden durchlaufen und damit jeweils eine Wasserspiegelanpassung herbeiführen. Die gemessene Anpassungszeit der jeweiligen Wasserstände beträgt jedoch ca. 2 Tage. Für die beobachtete Zeitdifferenz wird die Beteiligung verschiedener barokliner Prozesse am Wasseraustausch verantwortlich gemacht. Letztere werden mit dem lokalen Windfeld, der Bodentopographie und der Küstenkonfiguration ursächlich in Zusammenhang gebracht. In der Regel findet der Ausstrom von Ostseewasser im oberen Teil der Wasseroberfläche statt und ist entlang der Küsten von Falster und Lolland besonders intensiv (WYRTKI 1954, LANGE 1975, MATTHÄUS et al. 1982, LASS et al. 1987). Im Gegensatz dazu vollzieht sich der Einstrom von salzreicherem Kattegatwasser im bodennahen Bereich der tiefen Rinnen sowie infolge der Corioliskraft vorwiegend im südlichen Teil des Untersuchungsgebietes. Allerdings unterliegt dieses generelle Strömungsmuster einer großen Veränderlichkeit.

2.3. Regionalgeologische Stellung des Untersuchungsgebietes

Der tektonische Bau des Untersuchungsgebietes wird von 2 Hauptstrukturen bestimmt. Nördlich der Kaledonischen Deformationsfront, die sich subherzynisch streichend von südlich Fünen über Langeland und Falster in das Seegebiet nördlich Rügen und weiter in Richtung polnischer Ostseeküste bei Koszalin erstreckt (PISKE et al. 1992, Abb. 2), wurden unter einer einer mehr als 1 km mächtigen mesozoischen

Bedeckung ungestört lagernde Sedimente des frühen Paläozoikums erbohrt. Damit kann dieser Bereich dem Baltischen Schild bzw. der Osteuropäischen Tafel zugerechnet werden.

Südlich der als Überschiebungszone ausgebildeten Kaledonischen Deformationsfront wurden in einer Reihe von Tiefbohrungen auf Rügen mächtige deformierte ordovizische Folgen aufgeschlossen. Zwischen den offenbar kaledonisch beanspruchten ordovizischen Gesteinen und dem darüber lagernden Devon ist eine Winkeldiskordanz ausgebildet (vgl. u.a. PISKE & NEUMANN 1990). Die durch einen variszisch geprägten Bruchschollenbau gekennzeichneten Ablagerungen des Devon und unteren Karbon werden ihrerseits diskordant von Westfal bedeckt. Im Seegebiet östlich Rügen lagern die Westfalsedimente diskordant direkt über dem gefalteten Ordovizium (PISKE et al. 1994). Ein im höheren Stefan bzw. im Rotliegenden einsetzender Vulkanismus, der im Nordteil Rügens vorwiegend basisch geprägt ist, und sich weiter südlich mit einer Rhyolitoid-Assoziation verzahnt (KORICH & KRAMER 1994), führt zu einer intrusiven Gangbildung in den Sedimenten des Ordoviziums, Devons und Karbons. Lokal sind die Effusivprodukte auch reliefbildend (PISKE et al. 1994).

Diskordant auf dem genannten Siles-Autun-Komplex lagern weitgehend ungestörte Folgen des höheren Perm und des Mesozoikums, die den komplizierten variszischen Blockbau darunter verdecken. Mit zunehmender Entfernung von der kaledonischen Front erreicht der postvariszische Deckgebirgskomplex beträchtliche Mächtigkeiten. KRAUSS & MÖBUS (1981) geben für das Gebiet der Mecklenburger Bucht eine Gesamtmächtigkeit des Deckgebirges von 10 km an.

Insgesamt ist der Teil des Untersuchungsgebietes südlich der Kaledonischen Front der Übergangszone zwischen dem stabilen präkambrischen Schild im Norden und der Norddeutsch-Polnischen Senke im Süden zuzurechnen (KRAUSS 1994).

Die lange Zeit als Südwestgrenze der Osteuropäischen Tafel betrachtete Tornquist-Teisseyre-Zone (TTZ) entwickelte sich nach KRAUSS (1994) postvariszisch, wobei sich in permotriassischer Zeit zunächst deren nordwestlicher Abschnitt, die Sorgenfrei-Tornquist-Zone ausbildete. Ebenfalls im Resultat kimmerischer Bewegungen bildete sich das südöstlich anschließende Rønne-Störungssystem aus, welches heute die Verbindung zwischen der Sorgenfrei-Teisseyre-Zone im Nordwesten und der weiter südöstlich anschließenden Teisseyre-Tornquist-Zone bildet. Letztere entstand nach KRAUSS (1994) in ihrer rezenten Ausbildung erst im Zusammenhang mit alpidischen Bewegungen in der oberen Kreide bzw. dem frühesten Tertiär.

Ein besonderes Element des tieferen Strukturbaus im Bereich des Arkonabeckens bildet die Skurup-Plattform zwischen dem Rønne-Störungssystem im Osten und der rheinisch streichenden Agricola-Svedala-Störungszone im Westen. Sie befindet sich nördlich der Kaledonischen Front und wird als stabiler Plattformbestandteil angesehen. Zusammen mit der südlich der Kaledonischen Front gelegenen Rügenschwelle bildete die Skurup-Plattform während der permotriassischen Periode einen Sedimentationsraum im südöstlichen Randbereich der Ringkøbing-Fyn-Møn-Schwelle. Die Stabilität dieses Gebietes gegenüber den frühkimmerischen tektonischen Aktivitäten äußert sich in einem weit geringeren Störungsgrad der hier lagernden mesozoischen Sedimente im Vergleich mit den benachbarten Gebieten (KRAUSS 1994). Gleichzeitig keilt das frühkimmerisch angelegte Vorpommersche Störungssystem gegen diese Struktur aus (ebenda). Bestandteil des Vorpommerschen Störungssystems ist auch der in der Oberkreide angelegte (KRAUSS & MÖBUS 1981) Grimmener Wall, der sich vom Fischland her kommend eine gewisse Distanz in nordwestliche Richtung fortsetzt (KRAUSS 1994). Die nördliche Begrenzung des Grimmener Walles bildet im Bereich der Darßer Schwelle die

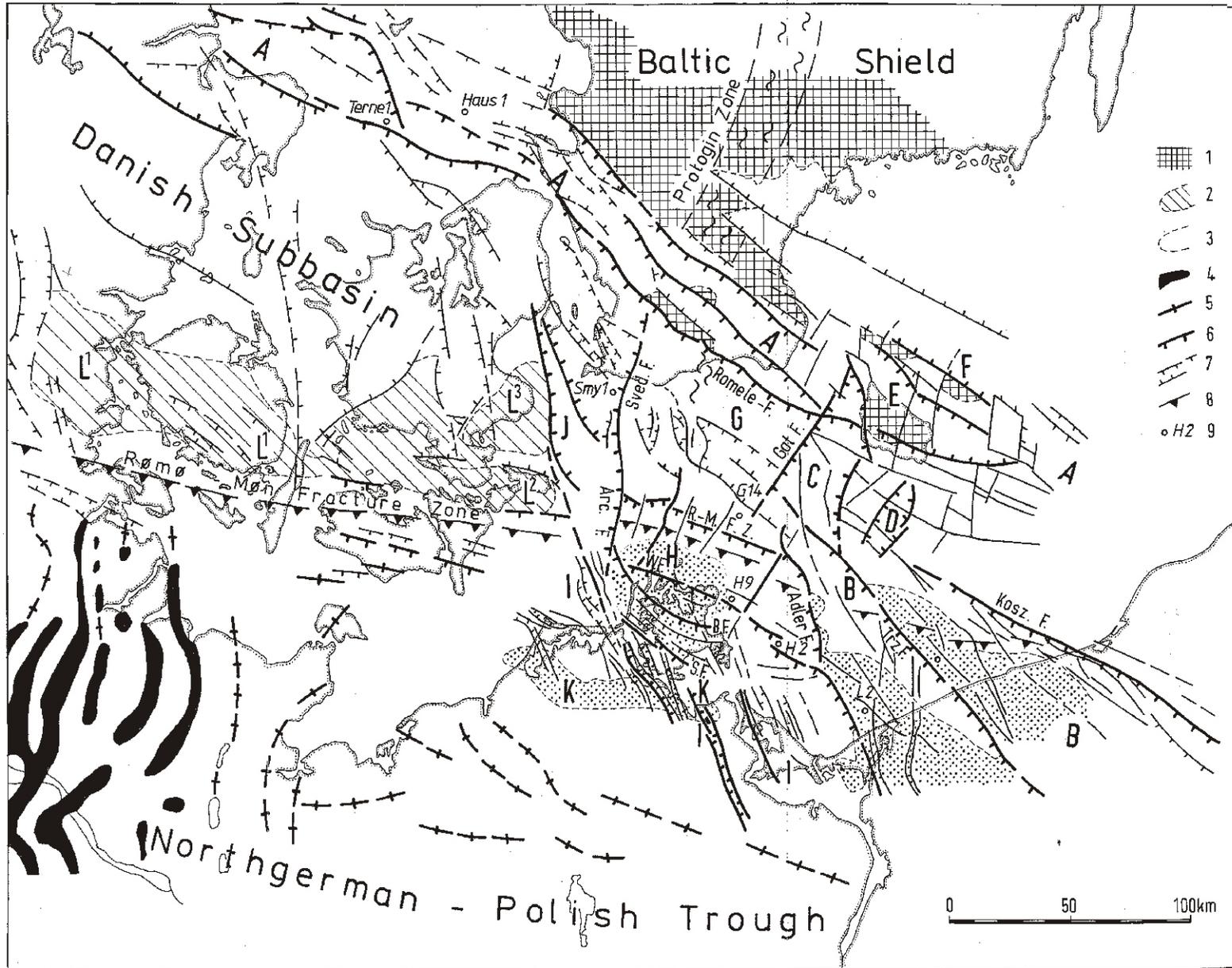


Abb. 2: Struktureller Bau im südlichen Ostseeraum nach Krauss (1994)

- 1 = kristalliner Untergrund; 2 = Hochlage des Kristallins unter dem Deckgebirge; 3 = Schwelle im mesozoischen Deckgebirge
- 4 = Salzdiapir; 5 = Salzkissen; 6 = Hauptstörungen; 7 = Störungen; 8 = Kaledonische Deformationsfront; 9 = Bohrungen im offshore-Bereich;
- A = Sorgenfrei-Tornquist-Zone; B = Teisseyre-Tornquist-Zone; C = Rønne und; D = Arnager Störungssystem; E = Bornholm und;
- F = Christiansö-Auftragung; G = Skurup und; H = Rügen-Schwelle; I = Vorpommern und; J = Öresund-Störungssystem; K = Grimmener Wall
- L = Ringköbing-Fyn-Mön-Schwelle

mit Unterkreide gefüllte Prerow-Lolland-Grabenzone (BEUTLER & SCHÜLER 1981). Generell bildet der Grimmener Wall mit seinen direkt unter dem Pleistozän anstehenden liassischen Sedimenten die südliche Begrenzung eines Blockes, der in nördlicher Richtung in die Dänisch-Polnische Kreidesenke überleitet.

Die dort abgelagerten mesozoischen Folgen schließen im westlichen Bereich mit Schreibkreide des Campan (u.a. Bohrung Prerow 1/65, siehe HOTH et al. 1993) und weiter östlich nach zahlreichen Bohrbefunden vom Festland mit Maastricht in Schreibkreidefazies ab.

Südwestlich einer Linie zwischen dem Fischland und der dänischen Insel Falster ist mit tertiären Ablagerungen unter den pleistozänen Folgen zu rechnen (WINTERHALTER et al. 1981). So wurde östlich von Rostock in der Bohrung Rostock 1/1968 Paläogen unter 127 m Pleistozän aufgeschlossen (HOTH et al. 1993) und bei Grevesmühlen Neogen (Miozän) unter 113 m Pleistozän erbohrt (ebenda).

Die spätertertiäre Landoberfläche wurde im Ostseeraum von einem Flußsystem, dem Baltischen Hauptstrom, beherrscht. Dieser transportierte bis zum Beginn der Elster-Kaltzeit große Mengen klastischen Materials mit typischen Leitgeröllen aus dem süd- bzw. mittelschwedischen Raum in das südliche Nordseebecken. Nach DUPHORN et al. (1995) war die Ausbildung eines derartigen Drainagesystems nur auf einer gleichmäßig flach einfallenden Landoberfläche möglich. Jedoch formte dieses Flußsystem bereits die Wege der pleistozänen Gletscher vor (KÖNIGSSON 1979).

Quartäre Sedimente erreichen im Untersuchungsgebiet kaum Mächtigkeiten von mehr als 100 m.

2.4. Die Entwicklung des Untersuchungsgebietes im Quartär

Dem tektonischen Grenzbereich zwischen Russischer Tafel und Baltischem Schild sowie dem Südwestrand der Osteuropäischen Tafel folgend, bahnten sich die skandinavischen Inlandgletscher während der quartären Vereisungsperioden mehrmals ihren Weg in Richtung Mittel- und Westeuropa durch das Ostseebecken. Die dabei gebildeten Sedimente wurden während der jeweils nachfolgenden Interglazial- und Glazialperiode größtenteils aufgearbeitet, so daß präweichselglaziale Ablagerungen im Untersuchungsgebiet nicht flächenhaft verbreitet sind. Demgemäß ist über den Ablauf der Elster- und Saale-Vereisung sowie der Holstein- und Eem-Interglaziale im Ostseebecken bisher relativ wenig bekannt. Die meisten Erkenntnisse zu diesen Zeitabschnitten stammen von Aufschlüssen auf dem heutigen Festland. So lassen sich tiefe Rinnen in der Quartärbasis in ihrer Entstehungszeit mit dem Elster-Glazial in Verbindung bringen (v. BÜLOW 1967, MÜLLER & RÜHBERG 1995). Vergleichbare Rinnenstrukturen wurden auch im Bereich des Arkonabeckens gefunden (WEGERDT et al. 1994). Inwiefern diese ebenfalls elsterzeitlichen Alters sind, bedarf noch einer endgültigen Klärung. Abgesehen von diesen Rinnen scheint das Elster-Eis den Ostseeuntergrund jedoch nur schwach modelliert zu haben (MEYER 1991). Ein diesbezüglicher Hinweis läßt sich aus der Zusammensetzung elsterzeitlicher Geschiebemergel ableiten (DUPHORN et al. 1995). Diese enthalten nur einen geringen Anteil an Flint- bzw. Schreibkreidegeschieben. Dementsprechend kann angenommen werden, daß die Schreibkreide während der Elster-Kaltzeit noch weitgehend von tertiären Sedimenten bedeckt war (ebenda).

Nach MÜLLER & RÜHBERG (1995) lassen sich marine Folgen des Holstein-Interglazials in Mecklenburg-Vorpommern nahezu landesweit verfolgen. Auch in großen Teilen Schleswig-Holsteins (GRIPP 1964) und der dänischen Inseln (ANDERSON 1963, 1965) lassen sich holsteinzeitliche marine Sedimente nachweisen. Mit großer Wahrscheinlichkeit war auch das Gebiet der westlichen Ostsee in

den Verbreitungsraum des Holsteinmeeres einbezogen.

Die Gletscher der Saale-Vereisung waren maßgeblich an der Entstehung des Ostseetroges beteiligt. Sie hinterließen im Raum Mecklenburg-Vorpommern nach tiefgreifender Exaration sehr mächtige Ablagerungen (MÜLLER & RÜHBERG 1995). Die nachfolgende Transgression des Eemmeeres drang dementsprechend nicht sehr weit in das Festland ein. Sedimente des Eemmeeres wurden im südlichen Ostseeraum vor allem in rezenten Flußmündungsgebieten wie der Trave oder der Warnow gefunden. In seiner Ausdehnung kam das Eemmeer der heutigen Ostsee offensichtlich schon recht nahe. Dafür spricht, daß neben Funden von Eem am südlichen Ostseeufer auch Vorkommen aus Finnland (u.a. GRÖNLUND 1991) bekannt geworden sind. Wahrscheinlich bestand zwischen Ostsee- und Nordseeraum eemzeitlich eine schmale Verbindung im Gebiet zwischen Rendsburg und Eckernförde (DUPHORN et al. 1995). Nach EHLERS (1994) existierte vor etwa 120.000 U/Th - Jahren auch eine Verbindung des Ostseeraumes mit dem Weißen Meer über Ladoga- und Onegasee.

Zwischen Rostock und Wismar werden die eemzeitlichen Sedimente von einer Grundmoräne überlagert, in deren Hangenden wiederum marine Ablagerungen anstehen. Letztere werden von MÜLLER & RÜHBERG (1995) mit dem in seiner stratigraphischen Stellung zeitweise umstrittenen Cyprinton auf Rügen in Verbindung gebracht. Diesem wird in jüngsten Veröffentlichungen ein Alter von ca. 30.000 Jahren BP zugemessen (ebenda, DUPHORN et al. 1995). Nach STEINICH (1992) ist der Cyprinton als ein heterogen zusammengesetztes Schlammstromsediment zu betrachten, das im Einzugsbereich eines Küstendeltas des Skaerumhede-Meeres (FREDERICIA & KNUDSEN 1990) zur Ablagerung kam.

Die größte Bedeutung für die Ausbildung der heute zu beobachtenden Landschaftsformen in Norddeutschland hatten die Eisvorstöße während des jüngsten Abschnittes der Weichsel-Kaltzeit. Das Alter der Maximalvereisung während des Brandenburger Vorstoßes wird von DUPHORN et al. (1995) mit etwa 20.000 Jahren BP angegeben. Die Gletscher des nachfolgenden Frankfurter Stadiums der Weichselvereisung überfuhren in Mecklenburg die Endmoränen des Brandenburger Vorstoßes (SCHULZ 1967) und treten dementsprechend morphologisch stärker in Erscheinung als letztere. Nach DUPHORN et al. (1995) ist mit einem Alter des Frankfurter Stadiums von 17.000 - 18.500 ¹⁴C-Jahren zu rechnen. Zwischen dem Frankfurter und dem Pommerschen Stadium der Weichselvereisung wurden während des Blankenberg-Interstadials die an einigen Abschnitten der deutschen Ostseeküste aufgeschlossenen I₂-Sedimente abgelagert.

Der Maximalvorstoß des Pommerschen Stadiums wird von DUPHORN et al. (1995) in die Zeitspanne zwischen 14.800 und 15.200 a BP gestellt.

Nach DUPHORN et al. (1995) folgte auf das Pommersche Stadium eine Interstadialzeit, deren Höhepunkt vor 13.500 bis 13.600 ¹⁴C-Jahren lag. Sie wird mit dem aus Südschweden bekannten Lockarp-Interstadial parallelisiert.

Seit Mitte der 80er Jahre hat sich zunehmend die Auffassung von EIERMANN (1984) durchgesetzt, der aufgrund einer komplexen Theorie zum "Modell der stadialen Serie" zu einer Dreigliederung der Weichselvergletscherung im nordostdeutschen Raum kommt. Neben den bekannten Brandenburger bzw. Pommerschen Stadien (W₁ und W₂) führte er die Bezeichnung "Mecklenburger Stadium" (W₃) ein. RÜHBERG (1987) belegte die weiträumige Verbreitung einer vom W₃ - Gletscher produzierten Grundmoräne und brachte sie mit der Rosenthaler Staffel in Zusammenhang. Der von HESEMANN

(1932) geprägte Begriff der Rosenthaler Staffel wurde von WOLDSTEDT & DUPHORN (1974) mit einem Eisvorstoß relativ geringer Amplitude in Verbindung gebracht und an den Beginn des Spätglazials gestellt.

Nach RÜHBERG (1987) hat der W_3 - Gletscher bei seinem Vorstoß aus der mittleren Ostsee heraus nahezu die Ausdehnung der vorhergegangenen W_2 - Vereisung erreicht. Dementsprechend stellt der Autor den W_3 - Vorstoß in das Weichsel-Hochglazial. Der Mecklenburg-Vorstoß wird von RÜHBERG (1987) mit dem Fehmarn-Vorstoß in Schleswig-Holstein, welcher dort zur Bildung der Sehberg-Staffel führte (DUPHORN et al. 1995), gleichgestellt. Im Bereich der dänischen Inseln läßt sich dieser Eisvorstoß mit dem Langeland-Vorstoß (LANGE 1984) bzw. mit dem Jungbaltischen Vorstoß (DUPHORN et al. 1995) korrelieren. Für eine solche Korrelation spricht eine veränderte Geschiebeführung des obersten Geschiebemergels, die auf einen mehr westlich gerichteten Gletscherstrom hindeutet (RÜHBERG 1987). Eine vorwiegend E-W gerichtete Eisbewegung gibt auch DUPHORN (1979) für den Langeland-Vorstoß an, den er in den Zeitraum zwischen dem Meiendorf (ca. 13.200-13.500 a BP) - und Bölling (ca. 12.000-13.000 a BP) - Interstadial, d.h. in die älteste Dryas einordnet. WINN et al. (1982) nehmen eine Einordnung dieses Vorstoßes in den Zeitraum 12.500 - 13.500 a BP vor. Mittels warvenchronologischer Untersuchungen an Bändertonen aus dem Eisstausee von Bara bei Malmö wurde das Alter des Jungbaltischen Vorstoßes in Schonen mit 13.000 bis 13.200 a BP datiert (DUPHORN et al. 1995).

STEPHAN (1994) schlägt vor, den Fehmarn-Vorstoß mit dem Pommerschen Stadium bzw. mit dem Ostjütland-Vorstoß in Dänemark zu korrelieren, während der Mecklenburger Vorstoß mit dem eigenständigen Jungbaltischen Vorstoß in Zusammenhang gebracht wird.

Unter den sedimentären Bildungen der heutigen Ostsee lassen sich westlich von Bornholm regional verbreitet mindestens zwei Geschiebemergelhorizonte nachweisen. Unter Berücksichtigung der an Land aufgenommenen Aufschlüsse (u.a. GROBA 1957, LUDWIG 1964a) kann mit bis zu 5 verschiedenen Geschiebemergeln gerechnet werden. Deren stratigraphische Einordnung war lange Zeit problematisch. Nach Ergebnissen von STEINICH (1992) kann man diese allesamt als Produkte der jüngsten (Weichsel-) Vereisung betrachten.

Die wenigen publizierten geschiebestatistischen Untersuchungen an Proben von Geschiebemergeln des Ostseegrundes (westlich von Hiddensee sowie vom Adlergrund) lassen deren Zuordnung zum Weichselglazial als gerechtfertigt erscheinen (RÜHBERG 1978).

Auf dem Fischland wird der bis zu 3,5 m mächtige obere Geschiebemergel mit dem m 5 (W_3 -Mecklenburger Stadium) und der bis zu 16 m mächtige untere Geschiebemergel mit dem m 4 (W_2 -Pommersches Stadium) der Stolteraa parallelisiert (PIETSCH 1991). Für das Gebiet der Mecklenburger Bucht wird der oberste Geschiebemergel mit einer Mächtigkeit von 2,5 bis 3,0 m ebenfalls mit dem m 5 der Stolteraa korreliert (LANGE 1984). Nach HEERDT (1965) ist dieser Geschiebemergel als Grundmoräne der Rosenthaler Staffel zu betrachten und demgemäß ebenso als Produkt des W_3 - Vorstoßes aufzufassen.

Der oberste Geschiebemergel (m 3) auf Rügen wird nach GRIPP (1947) sowie nach HERRIG & SCHNICK (1994) zumindest teilweise als periglaziäres Umlagerungsprodukt gedeutet, nach PANZIG (1995) vertritt der m 3 sowohl einen Teil des Pommerschen Stadiums als auch den Mecklenburger Vorstoß, während der m 2 mit dem Brandenburger und dem Beginn des Pommerschen Stadiums in Zusammenhang

gebracht wird.

Über die spätglaziale Entwicklungsgeschichte des Untersuchungsgebietes nach dem letztmaligen Rückzug der Gletscher ist der bisher vorhandene Kenntnisstand relativ dürftig. Er soll im folgenden überblicksartig vorgestellt werden:

Unmittelbar nach dem Rückzug des Eises bildeten sich vor der Eisfront mit Schmelzwasser gefüllte Seen unterschiedlicher Größe. Sie hinterließen teils gebänderte Tone, die heute vorwiegend in den Beckenbereichen der Mecklenburger Bucht und des Arkonabeckens anzutreffen sind. Aber auch auf der Darßer Schwelle sowie im Gebiet nördlich der Halbinsel Zingst lassen sich Vorkommen von Tonen mit allen Merkmalen einer proglazialen Staubeckenbildung nachweisen. Weitgehend ungeklärt ist bisher die Beziehung dieser Ablagerungsräume zum **Baltischen Eisstausee**, dem ersten Vorläufer der heutigen Ostsee. Die Entwicklung des Baltischen Eisstausees wurde vorwiegend anhand seiner infolge isostatischer Hebung heute über dem Meeresspiegel befindlichen Ablagerungen auf dem skandinavischen Festland (u.a. BJÖRCK 1979, AGRELL 1979, LUNDQVIST 1986) sowie in Finnland (u.a. ALHONEN 1979) rekonstruiert.

Eine ausführliche Übersicht zum derzeitigen Kenntnisstand der spätglazialen und frühholozänen Ostseegeschichte aus schwedischer Sicht gibt BJÖRCK (1995). Die folgenden Ausführungen beziehen sich im wesentlichen auf dessen zusammenfassende Arbeit.

Unter Verweis auf zahlreiche schwedische und dänische Publikationen datiert BJÖRCK (1995) den endgültigen Eisrückzug aus dem Gebiet südlich von Schonen auf 13.500 bis 13.000 konventionelle ¹⁴C - Jahre BP. In diese Zeit wird die Entstehung eines ersten "embryonalen" Baltischen Eisstausees mit vielen Toteisflächen und zahlreichen driftenden Eisbergen gestellt. Inwiefern diese Vorstellung mit der zeitlichen Einordnung des oben genannten Fehmarn- bzw. Langeland-Vorstoßes in Übereinstimmung zu bringen ist, bedarf noch weiterer Klärung.

Nach BJÖRCK (1995) bestand bereits in dieser frühen Phase des Baltischen Eisstausees eine Verbindung zwischen dessen südlichen, eisfreien Bereichen und dem Kattegat über den Öresund. Im übrigen ist über die Paläogeographie zu diesem Zeitraum relativ wenig bekannt. Bis etwa 12.000 a BP geht der Autor von einem schnellen Eisrückzug, verbunden mit der Freisetzung von großen Mengen Schmelzwassers und zahlreichen Eisbergen aus. Große Teile der südlichen Ostsee, und damit auch das in dieser Arbeit untersuchte Gebiet, wurden endgültig eisfrei.

Nach JENSEN (1992) erstreckte sich der Baltische Eisstausee um 12.500 a BP von der Hanö-Bucht im NE über das Bornholmsgat und das nördliche Arkonabecken bis an die Darßer Schwelle heran, wobei Kriegers Flak ebenso wie Bornholm über den Wasserspiegel hinausragte. Südlich Bornholm befand sich der in westliche Richtung bis nach Usedom und Rügen vorgreifende (Tot?-) Eiskörper des Odergletschers. Unterschiede in der Aktivität des nördlich Bornholm über das Bornholmsgat in die westliche Ostsee vorstoßenden Beltseegletscherkörpers gegenüber dem Odergletscherkörpers stellte u.a. auch NEUMANN (1981) bei der Untersuchung von glazialmorphologischen Merkmalen auf der Rønne-Bank bzw. Adlergrund fest. Die generell größere Vorstoßfähigkeit des Odergletschers führte der Autor auf einen nahezu ungehemmten Eisnachschiebung über das Bornholmbecken zurück. Andererseits behinderte die südschwedische Küste den kontinuierlichen Eisnachschiebung für den Beltseegletscher.

Um 12.500 a BP bestand nach wie vor über den Öresund eine Verbindung des Baltischen Eisstausees mit dem Kattegat, in dessen südöstlichem Teil nach BERGSTEN & NORDBERG (1992) zwischen 12.600

und 12.000 a BP sehr große Sedimentationsraten nachgewiesen werden können. Da der Öresund im Bereich isostatischer Hebung liegt, fand hier als Ausgleich eine verstärkte Erosion statt, bis bei ca. 7 m unter dem heutigen Meeresspiegel schwer erodierbare Gesteine der oberen Kreide freigelegt wurden. Dieser Zeitpunkt wurde nach BJÖRCK (1995) vor etwa 12.000 Jahren erreicht. Nun konnte die isostatische Hebung des Öresundes nicht mehr durch Erosion ausgeglichen werden. Stattdessen begann der Wasserspiegel des Baltischen Eisstausees zu steigen. Nach BJÖRCK & DIGERFELDT (1991) lag der Meeresspiegel im Öresund vor 11.500 Jahren bei -10 bis -12 m im Vergleich zu heute, während der Spiegel des Baltischen Eisstausees zu dieser Zeit bei -5 m und damit oberhalb der Öresundschwelle lag. Im Ergebnis dieser allerdings unvollständigen Isolierung des Baltischen Eisstausees vom Weltmeer stieg der Wasserspiegel an seinen südlichen Ufern um ein gewisses Maß an.

Um 11.200 Jahre vor heute läßt sich ein plötzliches Absinken des Wasserspiegels im Baltischen Eisstausee nachweisen. Die Beträge dieses Absinkens differieren allerdings bei verschiedenen Autoren im Bereich von 5 bis 60 m. Nach BJÖRCK (1995) steht dieser Vorgang im Zusammenhang mit der zeitweiligen Schließung der Öresundstraße und der Öffnung einer anderen Verbindung zwischen Kattegat und Baltischem Eisstausee im Gebiet von Billingen im südlichen Mittelschweden. Möglicherweise bestand diese Verbindung ausschließlich subglazial. Nach einem erneuten kurzzeitigen Eisvorstoß während der jüngeren Dryaszeit wurde diese Verbindung um 10.800 vor heute wieder geschlossen. Resultat dieses Vorgangs war ein beträchtlicher Anstieg des Wasserspiegels an der südlichen Küste des Baltischen Eisstausees. Erstmals erreichte der Baltische Eisstausee von Osten her kommend das Gebiet der Darßer Schwelle. In der nördlich der Insel Møn gelegenen Faxe-Bucht konnte zu dieser Zeit ein Höchststand des Wasserspiegels von 13 m unter NN nachgewiesen werden (JENSEN & STECHER 1992, JENSEN 1992).

Das Ende der Entwicklungsetappe des Baltischen Eisstausees wird durch ein erneutes plötzliches Absinken des Wasserspiegels um ca. 25 m gekennzeichnet. Der Zeitpunkt dieses Ereignisses konnte mit Hilfe verschiedener Datierungsmethoden mit etwa 10.300 Jahre vor heute bestimmt werden. Wiederum war es das Gebiet um Billingen, das nach einem erneuten Rückzug des Eises den Weg für einen Abfluß des Wassers aus dem Baltischen Eisstausee in Richtung Kattegat freigab.

Damit begann die nächste Phase der Ostsee-Entwicklung, die Phase des **Yoldia-Meeres**. Charakteristisch für diese Phase der Ostsee-Entwicklung ist ein zumindest zeitweiliger Einstrom von salzhaltigem Wasser in das Ostseebecken. Die Zeitdauer der Yoldia-Phase wird von 10.300 bis 9.500 Jahren vor heute angegeben (BJÖRCK 1995). Hinweise auf das Eindringen von salzhaltigem Wasser über das südliche Mittelschweden in den Ostseeraum gibt es allerdings erst ab ca. 10.000 a BP. Spuren des Salzwassereinflusses zu dieser Zeit lassen sich entlang der schwedischen Ostküste bis hin zur Hanö-Bucht im Süden nachweisen. Auch in Finnland, Estland und Lettland (ERONEN 1974, ALHONEN 1979, GLÜCKERT 1995, KESSEL & RAUKAS 1979, VEINBERGS 1979) wurden Anzeichen für einen kurzzeitigen Salzwassereinfluß während der Yoldia-Phase gefunden. In neueren Arbeiten aus dem baltischen Raum (RAUKAS 1990, 1991) wird allerdings eine marine Beeinflussung des Gebietes außerhalb der schwedischen Küstengewässer abgelehnt, und dementsprechend die gesamte Ostsee-Entwicklung in eine durch Süßwasserseen gekennzeichnete prä-Litorina (prä-Mastogloia) Phase und einen marinen post-Litorina-Abschnitt unterteilt (ebenda).

Verbunden mit dem offenbar sehr plötzlichen Absinken des Wasserspiegels am Ende der Phase des Baltischen Eisstausees waren erhebliche Umweltveränderungen im Ostseeraum. Hiervon war insbesondere das Gebiet der südlichen bzw. westlichen Ostsee betroffen. Nun, da der Öresund

geschlossen war, existierte eine breite Landverbindung zwischen Norddeutschland, den dänischen Inseln und Schonen. Bornholm war mit dem Festland verbunden und nur die tiefsten Teile des Arkonabeckens waren noch von Wasser bedeckt.

Mit dem isostatischen Aufstieg Schwedens verengte und verkleinerte sich die Verbindung zwischen Ostseebecken und Kattegat zusehends. Gegen 9.500 vor heute war der Zeitpunkt erreicht, wo die zunehmend kleiner werdende Verbindung nicht mehr ausreichte, um eine gleiche Höhe des Wasserspiegels von Kattegat und Ostseebecken zu gewährleisten. Eine neue Phase der Ostsee-Entwicklung, die Phase des **Ancylussees**, hatte begonnen.

Das Aufstauen des Ancylussees hinter dem nicht mehr genügend großen Abflußgebiet hatte regional sehr unterschiedliche Folgen. Während der nördliche Teil des Ostseeraumes wegen seines fortgesetzten isostatischen Aufstieges kaum einen Wasserspiegelanstieg erfuhr, wurde der südliche Ostseeraum, wo isostatische Hebungen weniger ausgeprägt waren, zunehmend überflutet. Die Grenze zwischen Wasserspiegelabfall und -anstieg ist auf einer etwa südwest-nordöstlich verlaufenden Linie zwischen dem Vänern-See in Schweden und einem Gebiet ca. 50 km nördlich der finnischen Südküste zu suchen (BJÖRCK 1995).

Besonders dramatisch dürfte der Wasserspiegelanstieg wiederum im südlichen Ostseeraum vor sich gegangen sein. Nach BJÖRCK (1995) ist hier mit einem Anstieg des Wasserspiegels von 5-10 m in 100 Jahren zu rechnen. Dies führte zu einer erneuten starken Veränderung der Küstenlinien in diesem Bereich. Beispielsweise dürfte Bornholm zu diesem Zeitpunkt wieder vom Festland isoliert gewesen sein.

Etwa 9.200 Jahre vor heute setzte nochmals ein starker Rückgang des Wasserspiegels ein. Die durch viele Arbeiten aus dem skandinavischen, finnischen und baltischen Raum (u.a. ERONEN 1983, ERONEN & HAILA 1982, RISTANIEMI & GLÜCKERT 1987, SVENSSON 1989, 1991, KESSEL & RAUKAS 1979, GUDELIS 1979) belegte schnelle Absenkung des Ancylussees wurde einem mehr (u.a. KOLP 1986) oder weniger (u.a. BJÖRCK 1995) katastrophentartigen Überlauf der mindestens 10 m über dem damaligen Meeresspiegel befindlichen Wasserfüllung des Ancylussees (BJÖRCK 1995) über die Darßer Schwelle zugeschrieben. Allerdings hatte sich KOLP in früheren Veröffentlichungen (u.a. 1976a und b) mehrmals gegen einen Abfluß des Ancylussees über die Darßer Schwelle ausgesprochen. Erst Ergebnisse von KLIWE & JANKE (1982), die aus Bohrdaten von SE-Rügen und Usedom einen Höchststand des Ancylussees von -12 m NN schlußfolgerten, veranlaßten KOLP zu einer Revidierung seiner diesbezüglichen Ansichten.

Nach BJÖRCK (1995) sank der Wasserspiegel des Ancylussees innerhalb von 200 Jahren auf die damalige Meeresspiegelhöhe. Offenbar hatte sich die Verbindung zwischen Ancylussee und Kattegat in diesem Zeitraum plötzlich erheblich verbessert. Allerdings ist bis heute noch nicht völlig geklärt, wo diese Verbindung existierte. Wegen des fortgesetzten isostatischen Aufstiegs Mittelschwedens ist nicht damit zu rechnen, daß die dort noch immer in Funktion befindlichen Abflüsse des Ancylussees ihre Abflußkapazität dramatisch erhöhen konnten.

Aus diesem Grund wurde von einer Reihe Autoren angenommen, daß sich das Wasser des Ancylussees seinen Weg in einem "katastrophalen Übersturz" (KOLP 1986) über die Darßer Schwelle, den Fehmarn Belt sowie den Großen Belt in das Kattegat bahnte.

Im Zeitraum von 9.000 - 8.000 vor heute bestand offenbar eine ausreichend große Verbindung zwischen Ancylussee und Kattegat, um ein erneutes Aufstauen des Ancylussees zu verhindern. Andererseits war diese Verbindung nicht in der Lage, den Einstrom salzhaltigen Meerwassers in den Ancylussee zu ermöglichen. Abgesehen vom Arkonabecken und einem See in den tiefsten Teilen der Mecklenburger Bucht, der über Fehmarn Belt und Großen Belt möglicherweise einen Abfluß in Richtung Kattegat hatte, waren weite Teile des deutschen Küstenvorfeldes Festland, welches von zahlreichen kleinen Seen und Mooren bedeckt war.

Erste Anzeichen für marine Einflüsse zeigten sich in der Mecklenburger Bucht um 8.000 vor heute (ERONEN et al. 1990). Sie repräsentieren den Übergang von limnisch-terrestrischen zu brackisch-marinen Bedingungen und gehören zur **Mastogloia-Phase**, welche der Phase des **Litorina-Meer**es vorausgeht. Zwischen 7.900 und 7.300 vor heute läßt sich anhand sedimentologischer und stratigraphischer Befunde ein außerordentlich schneller Anstieg des Meeresspiegels nachweisen. Dieser weltweite Meeresspiegelanstieg führte zur Überflutung der Belte und des Öresundes und damit zu einer tiefgreifenden Umgestaltung der Küstenlinien, besonders in der südlichen und westlichen Ostsee. KLIEWE und JANKE (1982) ermittelten hier eine Geschwindigkeit des Wasserspiegelanstieges von 2,5 cm pro Jahr, d.h. innerhalb von nur 6 Jahrhunderten stieg der Wasserspiegel um etwa 15 m an. Bis etwa 5.700 vor heute verlangsamte sich der Wasserspiegelanstieg auf Werte von durchschnittlich ca. 0,3 cm pro Jahrhundert. Zu diesem Zeitpunkt lag der Wasserspiegel der Ostsee nur noch 1 m unter seinem heutigen Niveau, um danach keinen größeren Schwankungen mehr unterworfen zu sein.

Der schnelle Wasserspiegelanstieg zu Beginn des Litorina-Meer

es führte besonders in der westlichen Ostsee zu einer weit in das damalige Festland hinein greifenden Überflutung und der Bildung einer stark gegliederten Küste. Mit der Verlangsamung des Wasserspiegelanstieges spielten Küstenausgleichsprozesse eine zunehmend wichtige Rolle bei der Gestaltung der Ostseeküsten. Spätestens seit 5.700 vor heute dominieren bei der Gestaltung der Küstenkonfiguration in der südlichen und westlichen Ostsee wind- und strömungsgesteuerte Abtragungs-, Transport- und Anlandungsprozesse gegenüber eustatischen und isostatischen Vorgängen. Vor etwa 2.000 Jahren setzte ein schwacher Rückgang des Salzgehaltes ein. Diese erste postlitorine Phase der Ostsee-Entwicklung wird auch als **Lymnaea-Meer** bezeichnet. Mit der Einwanderung der Muschel *Mya arenaria* vor etwa 500 Jahren setzt die jüngste der Ostsee-Entwicklungsphasen, das **Mya-Meer** ein.

3. Methodik

3.1. Navigationsverfahren

Der größte Teil der vorgelegten Ergebnisse wurde im Verlauf von Schiffsausfahrten mit den Forschungsschiffen "A.v. Humboldt" und "Professor Albrecht Penck" gewonnen. Diese gehörten bis Ende 1991 zum Institut für Meereskunde der AdW der DDR und gingen mit Gründung des Instituts für Ostseeforschung an der Universität Rostock in den Besitz des Landes Mecklenburg-Vorpommern über.

Die während der seeseitigen Arbeiten genutzten Ortungsverfahren spiegeln die rasante technische Entwicklung auf diesem Gebiet innerhalb der vergangenen 10 Jahre wider. Bis Ende des Jahres 1990 wurde zur Bestimmung des Schiffsortes routinemäßig das Decca-Verfahren genutzt. Dieses

Funkortungsverfahren hat je nach der Schiffsposition relativ zu den Decca-Sendern einen unterschiedlichen konstanten Standlinienfehler, der im Bereich der Mecklenburger Bucht zwischen ± 19 und ± 25 m (LANGE 1984), bei Adlergrund im östlichen Arkonabecken allerdings schon ± 97 m beträgt (NEUMANN 1981). Trotz dieser nicht sehr hohen Ortungsgenauigkeit geht GROMOLL (1988) noch von einer reproduzierbaren Kartendarstellung des Seebodens im Maßstab von 1 : 25 000 aus. Der konstante Decca-Fehler kann jedoch durch eine Anzahl zusätzlicher Faktoren (dämmerungs-, witterungs- oder tageszeitbedingt) teils erheblich vergrößert werden. Besonders in Bereichen, wo die Decca-Hyperbeln spitzwinklig aufeinander zulaufen, muß mit erheblichen Abweichungen vom realen Ort gerechnet werden. So wurden auf einem Testprofil zwischen Darßer Ort und Hiddensee Abweichungen zwischen dem durch das Decca-System und einem durch das wesentlich genauere Syledis-Funkortungssystem gemessenen Ort von bis zu einer Seemeile festgestellt. Ab Dezember 1990 wurde auf den oben genannten Schiffen mittels GPS (Global Positioning System) navigiert. Die damit erreichte Genauigkeit liegt bedeutend höher als beim Decca-Verfahren. Die bewußte Verfälschung des Ortes für zivile Nutzer durch den Betreiber des GPS beeinflußt die Genauigkeit der Ortsbestimmung in negativem Sinne. Für zivile Nutzer ist mit einer Ortungsgenauigkeit von ca. 100 m zu rechnen (MILKERT 1994). Durch Nutzung einer landgestützten Referenzstation (=Differential-GPS; DGPS) wurde dieser Wert seit 1993 wesentlich verbessert. Nach ACKROYD & LORIMER (1990) können von einem solchen System Genauigkeiten im 5- bis 10 m-Bereich erwartet werden.

Daten, die mit dänischen Schiffen gewonnen wurden, haben entweder das Syledis-System oder eine Ortung mittels GPS oder DGPS zur Grundlage.

3.2. Seismoakustische Verfahren

Zur Untersuchung des strukturellen Aufbaus der spät- und postglazialen Sedimente im Untersuchungsgebiet kamen verschiedene seismoakustische Verfahren zum Einsatz. Bis 1989 wurde zu diesem Zweck das Zweifrequenzechocholot Atlas - DESO 10 eingesetzt. Das Gerät arbeitete mit den Frequenzen 210 und wahlweise 30 bzw. 15 kHz. Mit Hilfe der hochfrequenten Signale ließ sich die Wassertiefe mit hoher Genauigkeit bestimmen. Zur Erfassung tieferer Reflektoren waren die niederfrequenten Signale vorgesehen. Dort, wo Sedimente mit günstigen akustischen Eigenschaften anstehen, konnten mit Hilfe dieses Echolotes Eindringtiefen von bis zu 30 m erreicht werden. Dies betrifft in erster Linie die durch eine feinkörnige Schlick- bzw. Tonsedimentation gekennzeichneten Bereiche der Mecklenburger Bucht bzw. des Arkonabeckens. In Gebieten mit oberflächlich anstehenden stark gashaltigen oder schallharten Sedimenten, wie Sanden, Schluffen oder Geschiebemergel, konnte das DESO 10 keine nennenswerte Eindringtiefe in das Sedimentpaket gewährleisten. Dies änderte sich auch nach Ablösung des DESO 10 durch ein Nachfolgegerät des Typs DESO 25 im Jahr 1989 nicht. Ein Side Scan Sonar (EG & G, Mark 1b; 100 kHz) diente der Erkundung von Verteilungsmustern oberflächlich anstehender Sedimente.

Außerhalb der Beckengebiete und zur Erfassung tieferer Reflektoren wurden geeignete Geräte von Kooperationspartnern genutzt. So wurde in den 80er Jahren ein dichtes Profilnetz über das Arkonabecken gelegt. Neben dem DESO 10 bzw. DESO 25 kam bei diesen Expeditionen eine einkanalige reflexionsseismische Einheit des Geologischen Institutes der Universität Stockholm (Dr. FLODÉN) zum Einsatz. Das Gerät basiert auf einer PAR-600B Airgun. Die reflektierten Signale wurden von einem Streamer mit 100 Hydrophonelementen empfangen und analog gespeichert. Je nach

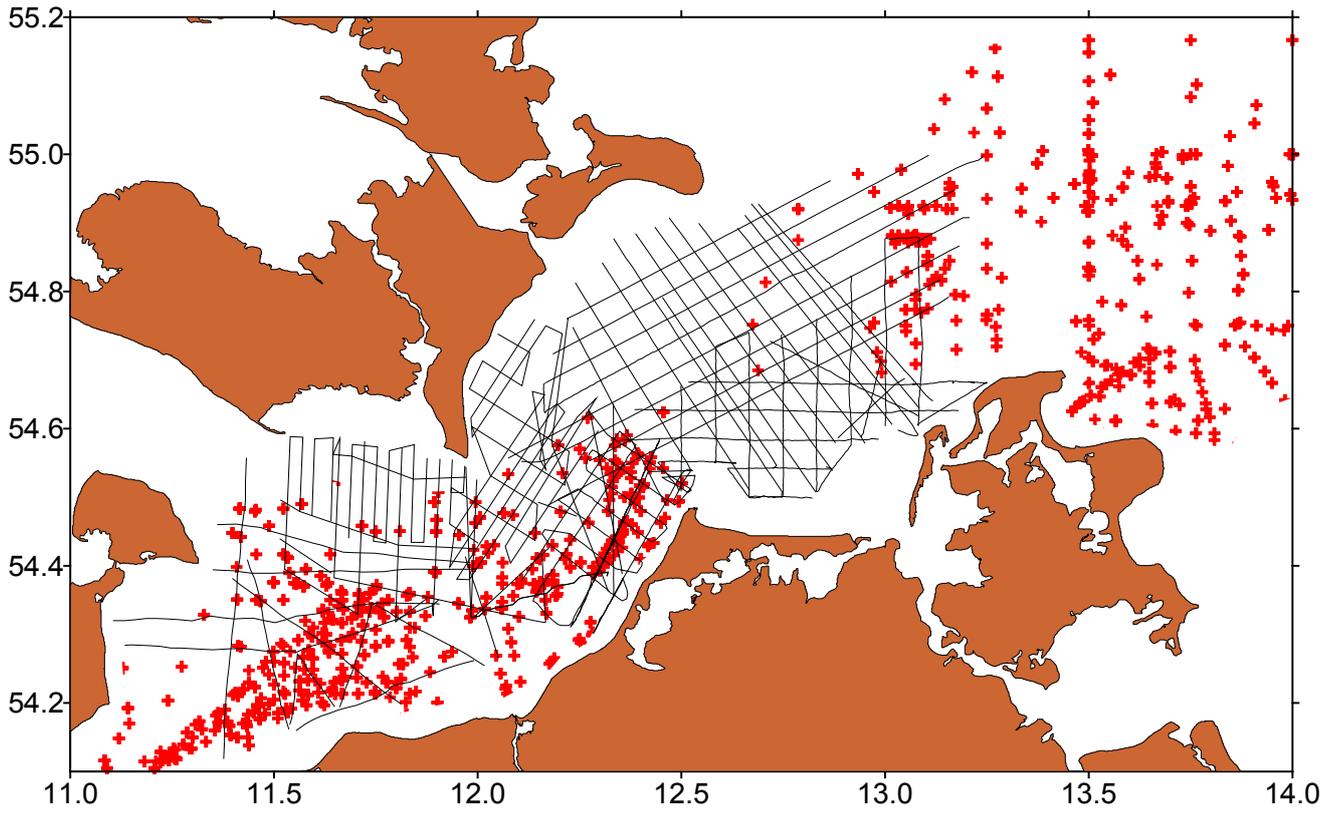


Abb. 3: Flachseismische Profile und Kernstationen zwischen Fehmarnbelt und Arkonabecken

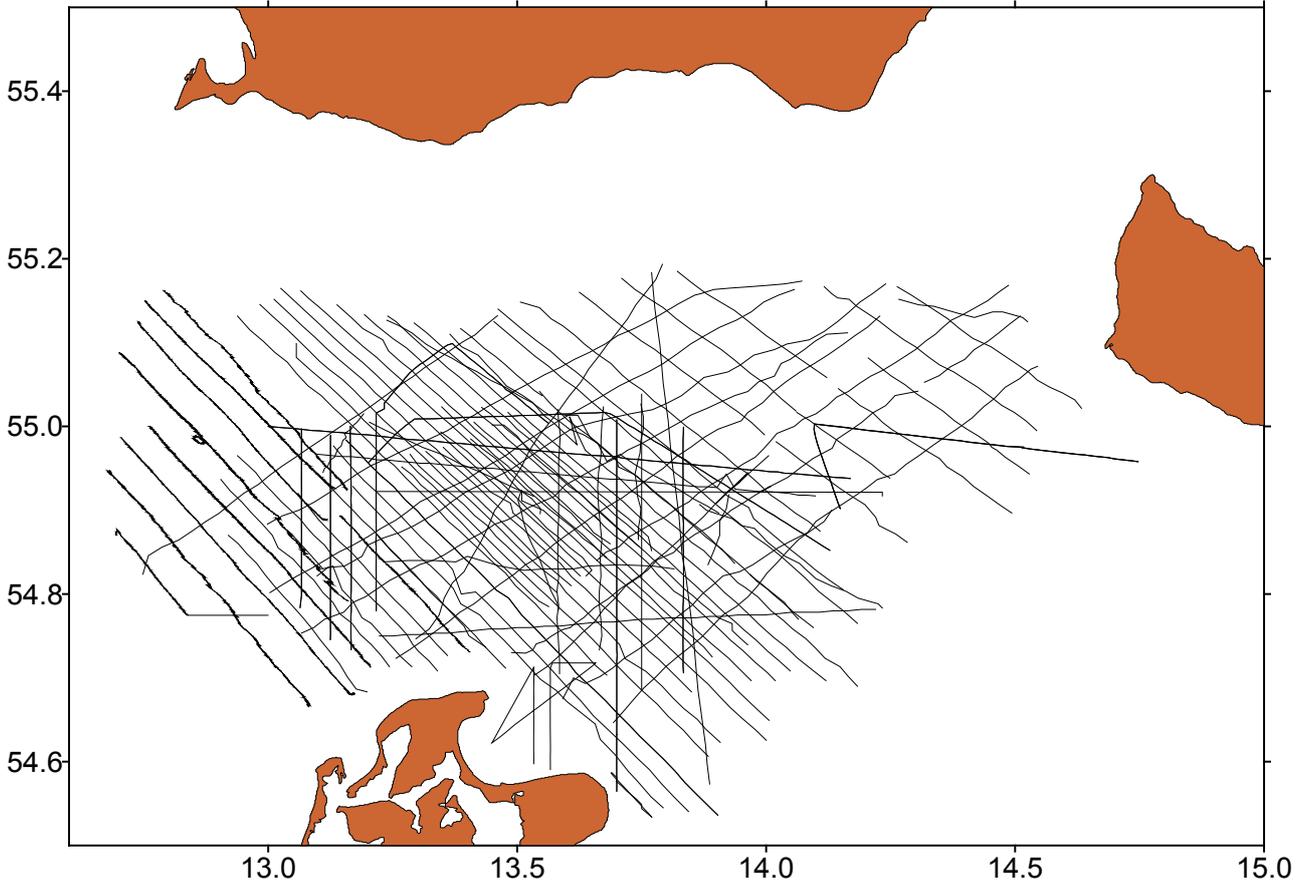


Abb. 4: Seismoakustische Profile im Arkonabecken

Konfiguration des Gerätes konnten Reflektoren bis zu einer Tiefe von 400 m nachgewiesen werden. Ab 1990 wurde in Kooperation mit dem Geologischen Dienst von Dänemark eine Anzahl von flachseismischen Profilen im Gebiet zwischen Fehmarn Belt und Arkonabecken aufgenommen. Die Aufnahmen erfolgten mit einem Boomer-System (EG & G; 0.8-16 kHz), einem Subbottom Profiler (ORE; 3.5 kHz), einem Echolot (ELAC; 30 kHz) sowie einem Side Scan Sonar (Edo Western; 100 kHz). Dabei kamen von dänischer Seite die Schiffe "Marie Miljø" und "Gunnar Seidenfaden" zum Einsatz. Mit Hilfe des Boomers war es möglich, in großen Bereichen des Arbeitsgebietes die Lage zumindest des obersten Geschiebemergels zu erfassen. Der Subbottom Profiler erbrachte Informationen über die Struktur der obersten Sedimentschichten speziell dort, wo mittels Echolot keine Informationen verfügbar waren. Einen Überblick über das bearbeitete Profilnetz geben die Abb. 3 und 4.

Einige zusätzliche Profile (Boomer, Echolot, Side Scan Sonar) wurden 1991 durch das Geologisch-Paläontologische Institut der Universität Kiel mit FK "Littorina" aufgenommen.

Ab 1993 wurde das Spektrum der verfügbaren flachseismischen Verfahren durch das "Chirp-Sonar" (Fa. Datasonics) erweitert. Dieses Gerät wurde auf mehreren Ausfahrten mit "A.v. Humboldt" bzw. "Professor Albrecht Penck" seitens des Geologischen Dienstes von Dänemark zur Verfügung gestellt. Ab 1994 konnte ein "Chirp-Sonar" der Fa. Geoacoustics genutzt werden.

Die "Chirp-Technik" beinhaltet die Aussendung eines breitbandigen Schallimpulses (1-10 kHz), dessen Reflexionen demoduliert und ausgewertet werden. Der Vorteil dieser Geräte besteht in einer gegenüber herkömmlichen Echoloten höheren Eindringtiefe auch in schallharten Sedimenten. Andererseits ist die Auflösung der empfangenen Signale im Vergleich zu flachseismischen Apparaturen, welche mit tieferen Frequenzen arbeiten und demzufolge eine größere Eindringtiefe erreichen können, höher.

Die mit der seismoakustischen Technik gewonnenen Informationen wurden an Land ausgewertet. In Anlehnung an JENSEN (1992) wurde für die Interpretation ein sequenzstratigraphischer Ansatz gewählt. Aus diesem Grund wurden die Profile in erster Linie auf das Vorhandensein von Ablagerungssequenzen oder, wo möglich, von 'systems tracts' im Sinne von van WAGONER et al. (1987, 1988) untersucht. Besondere Aufmerksamkeit galt dabei der Identifizierung von Diskordanzen an der Basis regional verfolgbare Reflektoren. Im Abstand von jeweils 10 Minuten wurden alle über größere Entfernungen verfolgbaren Reflektoren in ihren geographischen Koordinaten und ihrer Tiefenlage in einer Datenbank abgelegt. Für die Datenbank wurde ein Excel 4.0-Format gewählt, welches den Import der Daten in verschiedene graphische Anwendungen wie z.B. Grapher oder Surfer gestattet.

Die Genauigkeit der geographischen Koordinaten hängt dabei wesentlich vom genutzten Navigationsverfahren ab (siehe oben). Die Tiefenangaben der einzelnen Reflektoren sind als Mindestwerte zu betrachten, da für die Umrechnung von Laufzeit in Tiefen eine Schallgeschwindigkeit von 1500 m/s angenommen wurde. Tatsächlich kann die Schallgeschwindigkeit in Sedimenten jedoch sowohl unter als auch z.T. beträchtlich über diesem für destilliertes Wasser geltendem Wert liegen. So beträgt nach ENDLER (1989) die Schallgeschwindigkeit in oberflächennahem Schlick des Arkonabeckens zwischen 1441 m/s und 1550 m/s. In sandigen Sedimenten kann mit Werten von bis zu 1900 m/s gerechnet werden.

Da exakte Angaben für alle im Untersuchungsgebiet anstehenden Sedimente jedoch nicht zur Verfügung stehen, wurde zunächst die einheitliche Schallgeschwindigkeit von 1500 m/s in Ansatz gebracht. Bei Einbeziehung der realen Schallgeschwindigkeiten in Sedimenten muß dementsprechend mit höheren Mächtigkeiten als den hier angegeben gerechnet werden.

Neben der Tiefenlage der wichtigsten Reflektoren wurden die internen Reflexionsmerkmale der einzelnen seismostratigraphischen Einheiten einer Betrachtung unterzogen. Ausgehend von einer vorläufigen Interpretation der seismoakustischen Daten erfolgte die Festlegung von Positionen zur Entnahme von Stechrohrkernen.

3.3. Sedimentuntersuchungen durch Taucher

Bis zum Ende der 80er Jahre gehörten direkte Probenahme und Spüllanzensondierungen durch Taucher zu den Standardverfahren der hier ausgewerteten Untersuchungen. In Gebieten mit Wassertiefen kleiner als 40 m, die mittels Echolot nicht durchschallt werden konnten, wurde versucht, den Aufbau der obersten Sedimentschichten durch den Einsatz von Spüllanzen zu erkunden. Dabei wurden bis zu 8 m lange Rohre mit einer an Bord des Forschungsschiffes befindlichen Pumpe verbunden und in den Meeresboden eingespült. Beim Einspülen beurteilte der Taucher das Eindringverhalten des Rohres sowie das austretende Spülgut. Durch Messung der jeweiligen Eindringtiefe der Spüllanze konnten so Angaben zur Mächtigkeit der durchteuften Ablagerungen gemacht werden.

Daneben konnte der Taucher Informationen zur kleinräumigen Morphologie, zu Sedimentmarken, zur Steinbestreuung der Sedimentoberfläche sowie zu deren Besiedelung machen. Anschließend entnahm der Taucher eine für die jeweilige Station repräsentative Bodenprobe. Insgesamt wurden auf diese Weise mehr als 1600 Positionen zwischen Mecklenburger Bucht und Arkonabecken untersucht.

3.4. Schiffgestützte Probenahme

Neben der Probenahme durch Taucher erfolgte die Beprobung von Oberflächensedimenten mittels van Veen-Greifer und einem Kastengreifer mit einem Querschnitt von 15 x 15 cm sowie einer maximalen Beprobungstiefe von 30 cm.

Für die Gewinnung längerer Sedimentkerne wurden 2 Vibrationsstechrohre unterschiedlicher Bauart eingesetzt. Die Verwendung solcher Geräte war aufgrund der in einem beträchtlichen Teil des Untersuchungsgebietes anstehenden harten Oberflächensedimente zwingend notwendig. Die Auswahl des jeweils genutzten Gerätes war in erster Linie von der Windenkapazität des verfügbaren Schiffes abhängig. Für Ausfahrten mit FS "Prof. Albrecht Penck" stand ein kleines Vibrationsstechrohr zur Verfügung, mit dessen Hilfe Kerne bis zu einer Länge von 4,0 m und einem Durchmesser von 60 mm gezogen werden konnten. Dabei handelt es sich um ein Kolbenlot, das mit Hilfe eines Fußgestells auf dem Meeresboden abgesetzt und durch einen Vibrator in diesen eingerüttelt wird. An Deck des Schiffes wird der Kern hydraulisch aus dem Rohr gepumpt. Wegen des geringen Kerndurchmessers ist allerdings mit erheblichen Störungen des Kernes durch die Vibrationen sowie das Herauspumpen zu rechnen.

Der größte Teil der untersuchten Kerne wurde von Bord des FS "A. v. Humboldt" aus gewonnen. Das auf diesem Schiff genutzte Vibrationsstechrohr (VKG 6) erlaubt die Gewinnung von bis zu 6.0 m langen Kernen bei einem Durchmesser von 120 mm. Ähnlich wie das zuvor beschriebene Gerät wird auch das VKG 6 mit einem Fußgestell auf der Sedimentoberfläche abgesetzt, wo das Stechrohr mittels Vibrator in den Meeresboden hineingetrieben wird. Das Gerät arbeitet jedoch ohne Kolben. Es enthält wahlweise einen Plastikschlauch oder einen PVC-Liner, welche nach erfolgtem Kernvorgang aus dem Stechrohr gezogen werden.

Routinemäßig wurde zunächst ein Kern im Plastikschauch gezogen. Dieser wurde im Labor des Schiffes geöffnet und der Kern einer ersten Begutachtung unterzogen. Im Bedarfsfall wurde an gleicher Position ein zweiter Kern im PVC-Liner für weitere Untersuchungen an Land gewonnen.

Der Kernvorgang selbst dauerte in Abhängigkeit vom zu durchteufenden Sediment bis zu 10 Minuten. Aus diesem Grund ist bei den relativ geringen Wassertiefen im Untersuchungsgebiet die Fixierung des Schiffes über der Probenahmestelle besonders wichtig, um eine Beschädigung des Kerngerätes durch Schrägzug zu vermeiden. Zu diesem Zweck wurde neben dem normalen Anker ein zweiter (Heck-) Anker eingesetzt. Die relativ zeitaufwendige Verankerung des Schiffes führte dazu, daß an einem Seetag nur eine begrenzte Anzahl von Kernen gewonnen werden konnte.

Der im Plastikschauch geborgene Kern wurde im Labor des Schiffes ausführlich beschrieben und in Abhängigkeit von der lithologischen Variabilität und den vorgesehenen laborativen Untersuchungen in verschiedenen Abständen beprobt.

Einen Überblick über alle Positionen von Stechrohrkernen, zu denen Daten verfügbar waren, zeigt Abb. 3. Kerndaten, die bereits in den Arbeiten von NEUMANN (1981) und LANGE (1984) ausgewertet wurden, wurden hier ebenfalls berücksichtigt.

3.5. Laborative Untersuchungsmethoden

3.5.1. Korngrößenanalysen

In Abhängigkeit von der Korngrößenzusammensetzung der jeweiligen Proben kamen bei der granulometrischen Analyse verschiedene Verfahren zum Einsatz. Der überwiegende Teil der untersuchten Proben bestand aus sandigem Material. Dementsprechend wurde für die Ermittlung ihrer Korngrößenzusammensetzung die Siebanalyse genutzt. Aus der Vielzahl der üblichen Klassifizierungsschemata bot sich aus Gründen der Vergleichbarkeit die im früheren Institut für Meereskunde Warnemünde verwendete Unterteilung nach KOLP (1966) an. Diese lehnt sich weitgehend an die DIN 4022 an, verwendet aber zusätzliche Siebschnitte bei 0.4 mm und 0.1 mm. Soweit möglich, wurde nach der Lufttrocknung der Sandproben mit einer Einwaage von 100 g trocken gesiebt. Bei Sanden mit sehr hohem feinkörnigen Anteil kam die Naßsiebung zum Einsatz.

Zur Korngrößenzusammensetzung schlickiger Sedimente aus der Mecklenburger Bucht und dem Arkonabecken liegen bereits zahlreiche Untersuchungen vor (KOLP 1966, LANGE 1984, NEUMANN 1981). Die bei diesen Studien ermittelten Werte basieren auf einer von KÖHN (1927) für die Bodenkunde entwickelten Pipettier-Methode. Die im Rahmen der vorliegenden Untersuchungen vorgenommenen Korngrößenanalysen an schlickigen, siltigen bzw. tonigen Sedimenten wurden mit Hilfe eines Laser-Sizers (CIS - Galai 1) durchgeführt.

Das Meßprinzip dieses Gerätes beruht auf einem rotierenden Laserstrahl, der in der Meßzone fokussiert und schnell über das zu messende Partikel bewegt wird. Dabei ergeben Schärfe und Dauer von dessen Schattenwurf die Partikelgröße mit einer Auflösung, die vom Hersteller mit bis zu 0.2 µm angegeben wird.

HAUF (1990) zeigte, daß die Vergleichbarkeit der mit dem Pipettierverfahren gewonnenen Werte mit solchen modernerer Verfahren Probleme aufwirft. Deshalb wird im folgenden auf eine vergleichende Diskussion beider Datenkollektive verzichtet.

3.5.2. Kohlenstoffbestimmung

An einigen ausgewählten Proben wurde eine Bestimmung der Kohlenstoffgehalte vorgenommen. Für diese Analysen wurde ein CHN-S-Analyzer der Fa. Foss Heraeus genutzt. Nach Bestimmung des Gesamtkohlenstoffgehaltes wurde der karbonatisch gebundene Kohlenstoff durch HCl ausgetrieben und im Anschluß die Menge des verbliebenen (organisch gebundenen) Kohlenstoffes bestimmt.

3.5.3. Untersuchungen an Pflanzenresten

An einer Vielzahl von Proben, die während gemeinsamer Ausfahrten gewonnen worden waren, führte OLE BENNIKE vom Geologischen Dienst Dänemarks Untersuchungen an Pflanzenresten (Makrophyten) durch. Diese wurden soweit wie möglich vom umgebenden Sediment separiert und bestimmt. Anhand der Erhaltungsmerkmale wurde daraufhin versucht festzustellen, inwiefern es sich bei diesen Resten um autochthones oder allochthones Material handelte. Sprachen die Anzeichen für autochthone Pflanzenreste, wurden diese im ^{14}C -Labor des Dänischen Geologischen Dienstes datiert. Bei sehr kleinen Mengen datierbaren Materials konnte auf die AMS ^{14}C -Methode zurückgegriffen werden. Diese Bestimmungen wurden am Beschleuniger des Institutes für Physik und Astronomie der Universität Århus vorgenommen.

Neben einer Aussage zum Alter der betreffenden Pflanzenreste konnten aus der Florenzusammensetzung Rückschlüsse auf das Ablagerungsmilieu der umgebenden Sedimente gezogen werden.

Zusätzliche konventionelle ^{14}C -Datierungen lieferte das ^{14}C -Labor des Niedersächsischen Landesamtes für Bodenforschung in Hannover.

Sofern die im folgenden Text angegebenen Alter nicht ausdrücklich anders bezeichnet werden, handelt es sich dabei um unkorrigierte Angaben.

3.5.4. Diatomeenanalysen

Die in der vorliegenden Arbeit vorgestellten Diatomeenanalysen wurden an gemeinsam gewonnenem Kernmaterial von ANDRZEJ WITKOWSKI (Institut für Meereswissenschaften der Universität Stettin) ausgeführt. Was die Methodik der Präparation und Auswertung dieser Untersuchungen betrifft, sei hier auf WITKOWSKI (1994) verwiesen.

Mit Hilfe der jeweils im Kern angetroffenen Diatomeenflora wird es möglich, Aussagen zu Art und Veränderlichkeit des im entsprechenden Kernabschnitt repräsentierten Sedimentationsmilieus zu machen.

3.5.5. Ostracoden, Foraminiferen

Wo es sinnvoll erschien, wurden die beprobten Sedimente auf kalkschalige Mikrofossilien untersucht. Diese Analysen waren Bestandteil einer Praktikumsarbeit, die MIKE REICH und PETER FRENZEL am Geologisch-Paläontologischen Institut der Universität Greifswald durchführten. Die Methodik dieser Arbeiten lehnt sich weitgehend an die bei FRENZEL (1991, 1993) beschriebene Vorgehensweise an.

3.5.6. Datenspeicherung und Visualisierung der gewonnenen Ergebnisse

Alle Stationsinformationen sowie die lithologischen und granulometrischen Daten wurden in dBase IV-Dateien abgelegt. Damit war ihre Verfügbarkeit für eine statistische Auswertung sowie für diverse graphische Darstellungsverfahren gewährleistet. Zur Anfertigung der Abbildungen wurden kommerziell angebotene Softwareprodukte wie Grapher, Surfer und Corel Draw verwendet.

4. Ergebnisse

Für die Interpretation der seismoakustischen Daten wurde in Anlehnung an JENSEN & STECHER (1992) ein sequenzstratigraphischer Ansatz in Anwendung gebracht. Bei einer derartigen Vorgehensweise muß allerdings in Erinnerung gerufen werden, daß die Methodik der Sequenzstratigraphie, wie sie u.a. in VAIL et al. (1977) oder van WAGONER et al. (1988) erläutert wird, zunächst für andere zeitliche Skalen und Problemstellungen entwickelt wurde. Die den meisten sequenzstratigraphischen Analysen inhärente Zyklizität von relativen Wasserspiegelschwankungen ist während der spät- und postglazialen Sedimentation im Bereich der westlichen Ostsee nicht nachweisbar. Vielmehr kann man hier mit dem Handwerkszeug der Sequenzstratigraphie die Abfolge einzelner systems tracts nachweisen. Diese bilden allerdings wegen der Kürze der vergangenen Zeit sowie der zeitweiligen Entkopplung des Wasserspiegels vom eustatischen Geschehen keine vollständigen Zyklen. Deshalb sollte die Verwendung sequenzstratigraphischer Methoden gerade hier besonders vorsichtig erfolgen. Andererseits kann die sequenzstratigraphische Betrachtungsweise bei der Analyse des komplizierten Wechselspiels von eustatischen, isostatischen und glaziologisch hervorgerufenen Wasserspiegeländerungen im Untersuchungsgebiet neue Erkenntnisse erschließen. Bei einem derartigen Herangehen müssen die Grundprinzipien des sequenzstratigraphischen Konzepts selbstverständlich beachtet werden, jedoch sollten sie, wie bei POSAMENTIER & JAMES (1993) erläutert, nicht als Schablone, sondern als Werkzeug für die wissenschaftlichen Untersuchungen angesehen werden. Daß die sequenzstratigraphische Methodik unabhängig von zeitlichen und räumlichen Skalen verwendbar ist, stellten bereits POSAMENTIER et al. (1992) heraus. Daß sie auch auf die Analyse holozäner Sedimentationsprozesse angewendet werden kann, zeigen u. a. die Arbeiten von HART & LONG (1996) oder für den Bereich der Ostsee von PERINI et al. (1996).

Als Basis für die Interpretation der vorliegenden seismoakustischen Daten konnten die Arbeiten von JENSEN (1992) bzw. JENSEN & STECHER (1992) genutzt werden. In diesen Arbeiten wurde für die nördlich von Møn gelegene Faxe-Bucht sowie für die Seegebiete östlich bzw. südlich von Møn eine Unterteilung der spät- und postglazialen Sedimente in seismische Sequenzen vorgenommen. Nach Sichtung und Vergleich des von JENSEN (1992) untersuchten Materials mit den seismoakustischen Profilen aus dem Seegebiet zwischen Darßer Ort und zentralem Arkonabecken erschien es sinnvoll, die von JENSEN (1992) eingeführten Sequenzbezeichnungen so weit wie möglich zu übernehmen. Dabei muß berücksichtigt werden, daß der von JENSEN (1992) als Einheit 1 bezeichnete Geschiebemergel kaum in eine sequenzstratigraphische Interpretation einbezogen werden kann, da sich seine Bildungsmechanismen grundlegend von denen der darüber lagernden Sedimente unterscheiden. Insofern sind auch die im folgenden aufgeführten Sedimenteinheiten 1a bis 1c, die jeweils verschiedene Geschiebemergelhorizonte umfassen, nicht als eine Sequenz etwa im Sinne von VAIL et al. (1977) zu betrachten.

Erst nach dem Rückzug der letzten Eisschilde aus dem Untersuchungsgebiet bildeten sich Sedimentationsbecken, in denen das Wechselspiel von unterschiedlichen Wasserständen, verschieden großer Sedimentzufuhr und unterschiedlich großem verfügbarem Akkumulationsraum zur Bildung typischer, im sequenzstratigraphischen Konzept interpretierbarer Sedimentkörper führt. Damit bildet der oberste Geschiebemergel lediglich das Fundament, auf dem sich die Prozesse vollziehen, deren sedimentäre Hinterlassenschaft eine sequenzstratigraphische Interpretation gestattet.

Den wichtigsten Erkenntnisfortschritt für den spätglazialen und frühholozänen Entwicklungsabschnitt der westlichen Ostsee erbrachten Untersuchungen auf der Darßer Schwelle zwischen Mecklenburger

Bucht und Arkonabecken. Zur Interpretation der dort gewonnenen Ergebnisse war jedoch eine kritische Bewertung der existierenden Unterlagen und z.T. auch die Erhebung neuer Daten in den genannten benachbarten Beckengebieten notwendig. Im folgenden sei deshalb zunächst der derzeitige Kenntnisstand zu Lagerungsverhältnissen und sedimentologischen Eigenschaften der spät- und postglazialen Ablagerungen im Arkonabecken und der Mecklenburger Bucht zusammengefaßt. Dabei werden die westlich der Darßer Schwelle anstehenden Sequenzen durch ein W* und die östlich dieser Struktur identifizierten Abfolgen durch ein E vor der Bezeichnung der jeweiligen Abfolge voneinander unterschieden. Die Bezeichnung der Folgen auf der Schwelle selbst erfolgt ohne vorangestellten Buchstaben.

* An dieser Stelle muß darauf hingewiesen werden, daß die mit W bezeichneten Sedimentabfolgen ohne eine tiefstehende Zahl im Anschluß nicht mit den derartig bezeichneten unterschiedlichen Geschiebemergeln der Weichselvereisung verwechselt werden sollten. Eine Umbenennung der hier untersuchten Sequenzen würde diese Gefahr zweifellos verringern. Allerdings greifen einige bereits veröffentlichte bzw. sich im Druck befindliche Publikationen auf die hier verwendete Terminologie zurück. Eine Umbenennung würde demzufolge nur zu weiterer Konfusion führen.

4.1. Seismische Stratigraphie des zentralen Arkonabeckens

Abb. 4 zeigt die Lage der auswertbaren seismoakustischen Profile im Arkonabecken. Bei diesen Profilen handelt es sich um Echogramme und Air Gun-Aufzeichnungen, wobei letztere in Zusammenarbeit mit dem Geologischen Institut der Universität Stockholm (Dr. FLODÉN) aufgezeichnet wurden. Die Auswertung der Air-Gun-Profile erfolgte für dieses Gebiet ebenfalls durch die Arbeitsgruppe von Dr. FLODÉN.

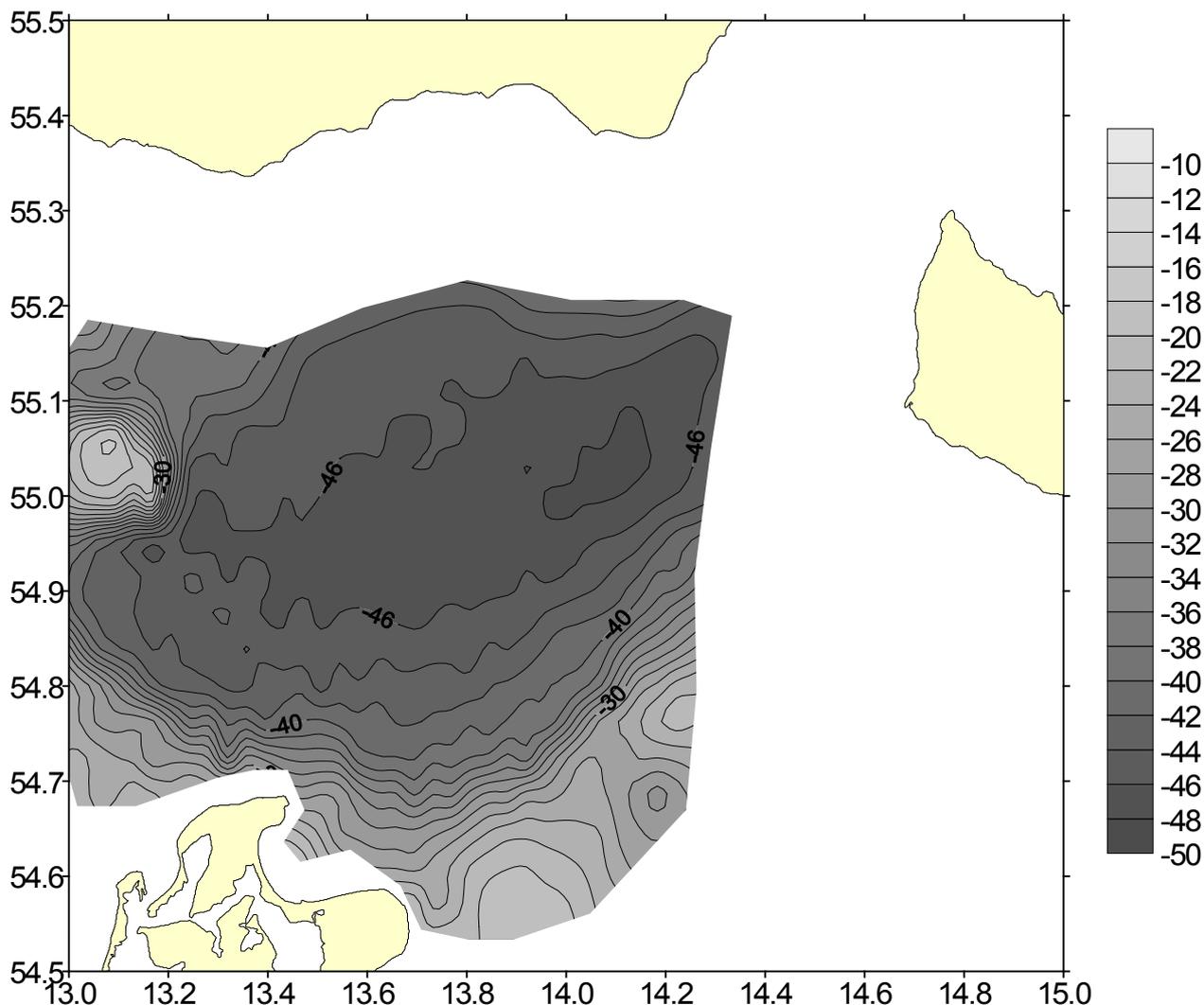


Abb. 5: Wassertiefen in m unter NN nach seismoakustischen Daten

Die bathymetrische Karte des Arkonabeckens (Abb. 5) zeigt eine einheitliche Beckenstruktur, die in etwa von der -40 m NN - Isobathe begrenzt wird. Nach Auswertung der verfügbaren Daten bestätigte sich jedoch die bereits von NEUMANN (1981) beschriebene Unterteilung des Arkonabeckens in zwei mit spät- und postglazialen Sedimenten verfüllte Teilbecken. Die hier vorgelegten Untersuchungen beschränken sich im wesentlichen auf die (größere) südliche Teildepression des Arkonabeckens. Das zuerst von NEUMANN (1981) beschriebene nördliche Teilbecken befindet sich z.T. innerhalb der schwedischen Territorialgewässer und war wegen des geltenden Seerechts für detaillierte seismoakustische Arbeiten nur begrenzt zugänglich.

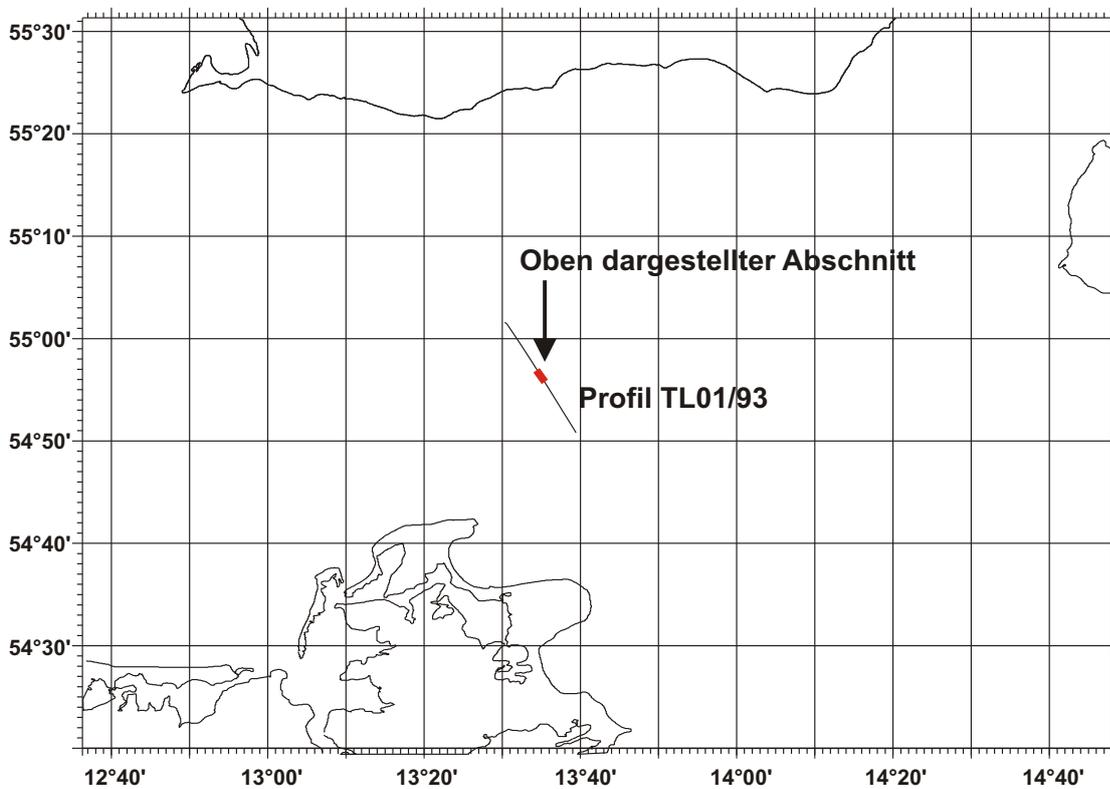
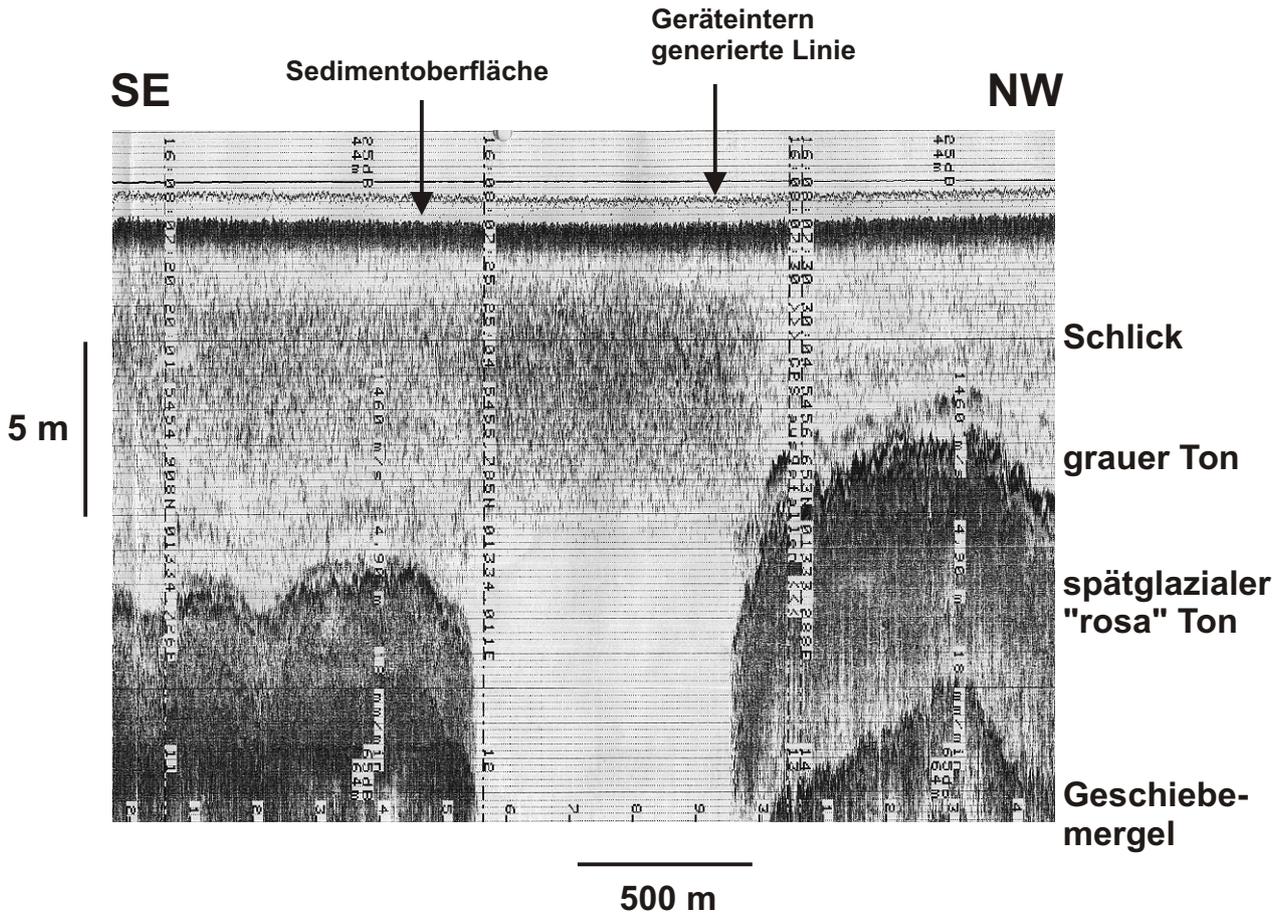


Abb. 6: Akustische Anomalie im Arkonabecken

Generell konnten mit Hilfe von tieffrequenten Echoloten Eindringtiefen in das Sediment von bis zu 30 m erreicht werden. In Profilen unmittelbar nördlich der Insel Rügen erscheinen jedoch häufig Profilabschnitte mit erhöhter Reflektivität im hangenden Schlick und abtauchenden bzw. völlig verschwindenden liegenden Reflektoren (Abb. 6). Diese wurden zunächst als akustische Anomalie bezeichnet. In weiten Teilen des Seegebietes nördlich von Kap Arkona war eine akustische Durchdringung des dort offensichtlich sehr mächtigen Schlickes sogar flächenhaft unmöglich (Abb 7).

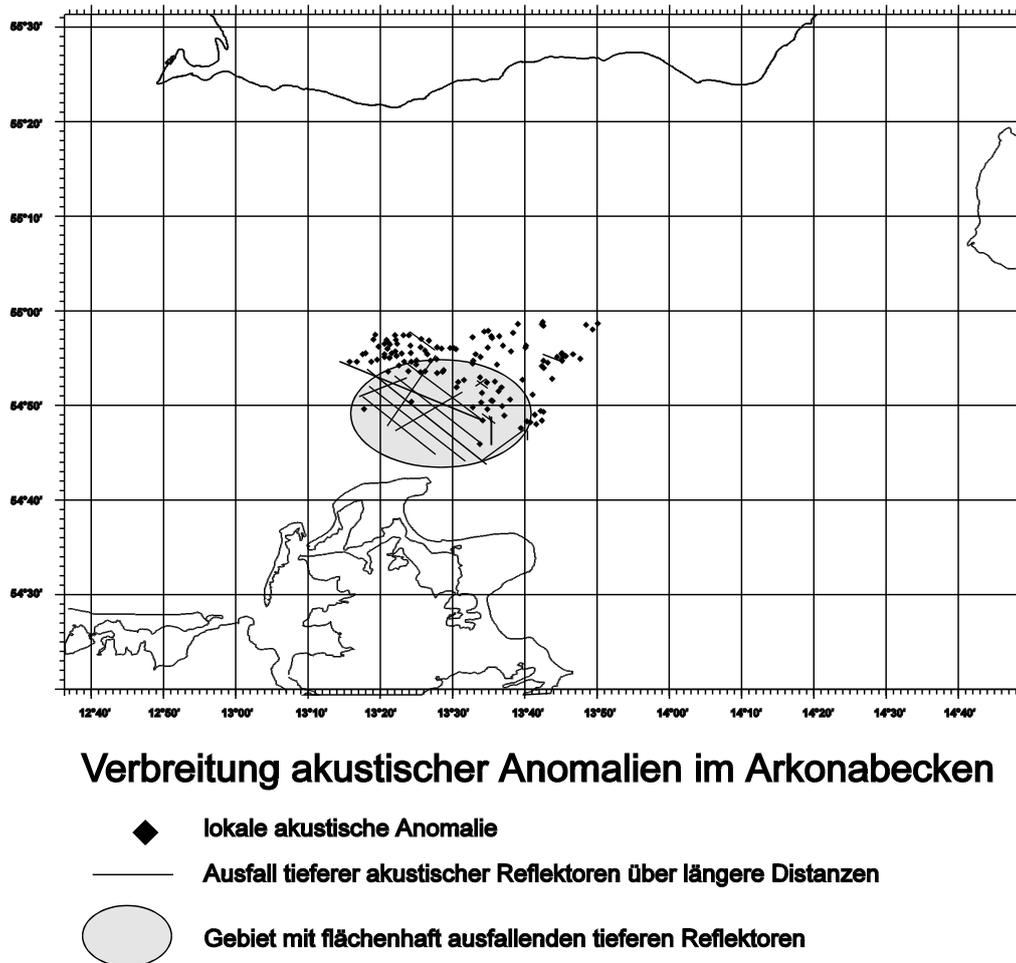
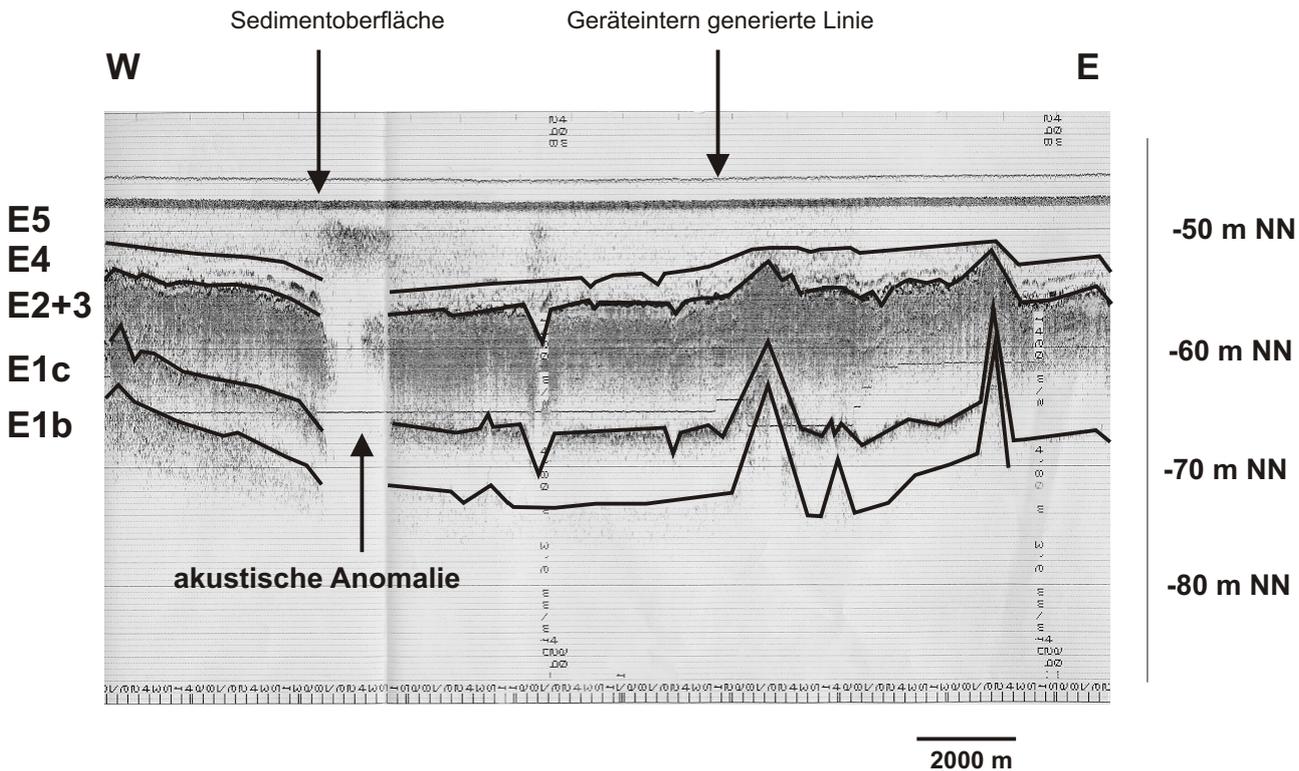


Abb. 7: Verbreitung akustischer Anomalien im Arkonabecken

Die flächenhafte Verbreitung dieses Phänomens, d.h. des Verschwindens von unter dem Schlick befindlichen tieferen Reflektoren, wurde u.a. von HINZ et al. (1969/1971) als sogenannter Beckeneffekt beschrieben.

Ursache für die genannten Phänomene ist der hohe Anteil organischer Substanz im Schlick. Diese wird durch bakterielle Tätigkeit zu Methan und teilweise Kohlendioxid umgesetzt. Die Anreicherung von Gasen im Sediment hat wiederum Auswirkungen auf dessen akustische Eigenschaften. So formen sich bei ausreichender Gassättigung des Sediments millimetergroße, oft münzenförmige Gasbläschen, deren längste Achse vertikal ausgerichtet ist (ORSI & ANDERSON 1994; zit. in LAMBERT, WALTER & HAWKINS 1995). Nach HAWKINS & BEDFORD (1992; zit. in LAMBERT, WALTER & HAWKINS 1995)



Schichtenfolge im zentralen Arkonabecken

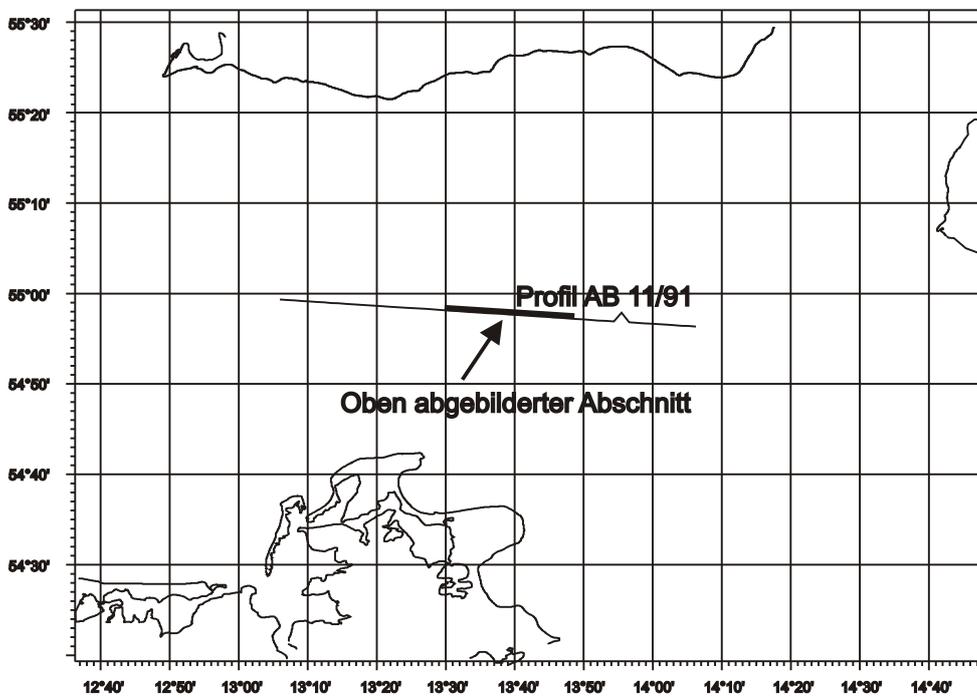


Abb. 8: Schichtenfolge im zentralen Arkonabecken

können diese Bläschen die Reflektivität von Sedimenten, speziell bei Frequenzen <10 kHz, erheblich beeinflussen. Für das in Abb. 7 schattiert dargestellte Gebiet bedeutet dies, daß keine Informationen zur Tiefenlage der unter dem Schlick zu erwartenden Reflektoren möglich sind. An den Rändern der akustischen Anomalien führt der erhöhte Gasgehalt im Schlick zu einer Verlangsamung der Schallgeschwindigkeit und damit zu einem vorgetäuschten Abtauchen der Reflektoren. In ihrem Zentrum verrauscht das akustische Signal vollständig.

In den tiefsten Teilen des Arkonabeckens konnten mit Hilfe von Echolotprofilen im Sediment bis zu 4 regional verbreitete Reflektoren nachgewiesen werden. (Abb. 8). Folgt man der von JENSEN & STECHER (1992) vorgeschlagenen Methode, kann man diese Reflektoren als Diskontinuitätsflächen betrachten, die ihrerseits seismische Sequenzen begrenzen. Nach JENSEN (1992) handelt es sich dabei um die Sequenz 1, welche den Geschiebemergel umfaßt, sowie die darüber lagernden Sequenzen E2 bis E5.

NEUMANN (1981) unterschied im Arkonabecken, basierend auf Auswertungen zahlreicher Echolotprofile, vom Liegenden zum Hangenden vier akustische Einheiten:

1. Geschiebemergel
2. rötlichbraune bzw. "rosa" spätglaziale Tone
3. graue, nacheiszeitliche schluffige Tone, Schluffe und humose Sedimente
4. Schlick

Diese stimmen im wesentlichen mit den von JENSEN (1992) definierten Abfolgen überein. Allerdings konnten mittels der inzwischen verfügbaren leistungsfähigeren akustischen Geräte zwei unterschiedliche Geschiebemergelhorizonte nachgewiesen werden.

4.1.1. Zur Tiefenlage der Quartärbasis im Arkonabecken

Die Tiefe der Quartärbasis im westlichen Arkonabecken konnte mit Hilfe von Air-Gun-Aufzeichnungen ermittelt werden (Abb. 9). Nördlich der Halbinsel Wittow wurden mit mehr als -90 m NN die größten Tiefen dieses Reflektors beobachtet. Weiter östlich wurde die Quartärbasis in der Bohrung G 14 der GO Petrobaltic in einer Tiefe von -56.5 m NN aufgeschlossen. Das Känozoikum erreicht in dieser Bohrung eine Mächtigkeit von 28 m (REMPEL 1992), während in mehreren Bohrungen auf Nordrügen und Hiddensee zwischen 53 und 77 m Quartär angetroffen wurden (HOTH

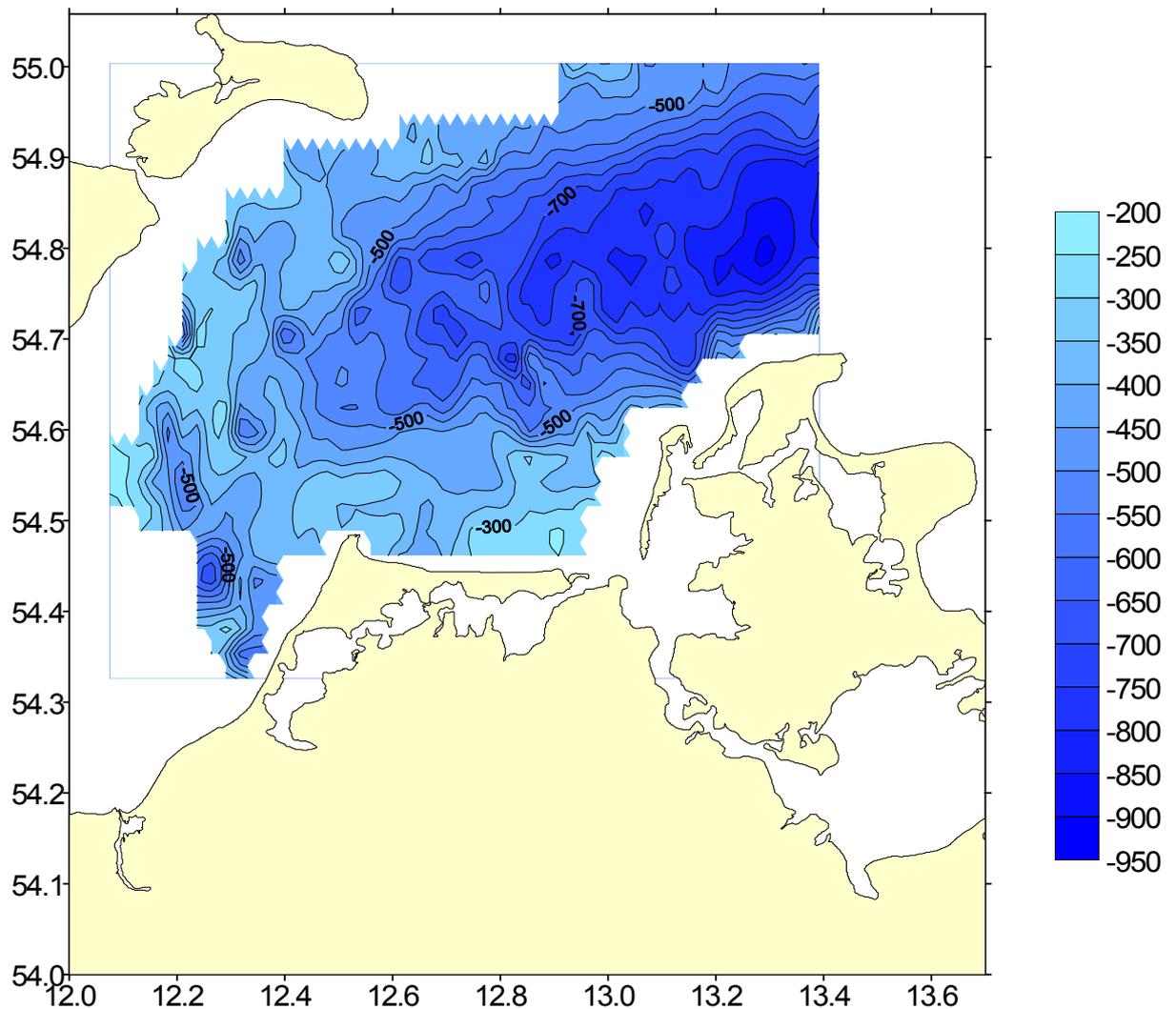


Abb. 9: Tiefenlage der Quartärbasis zwischen Falster und Arkonabecken (Angaben in dm)

et al. 1993). Die Tiefe der Quartärbasis bewegt sich in diesen Bohrungen zwischen -39 m NN (Lohme 2/1970) und -70 m NN (Rügen 2/1967). Ausgehend von Bohrungsdaten dürfte oberkretazische Schreibkreide das Liegende der quartären Sedimente bilden.

4.1.2. Einheit E1b - Unterer Geschiebemergel

Die Obergrenze der tiefsten im Echogramm nachweisbaren seismostratigraphischen Einheit (E1b) lässt sich über einen großen Teil des zentralen Arkonabeckens hin verfolgen. Ihre größten Tiefen erreicht sie in einer WSW-ENE streichenden Zone, wo sie auf bis zu - 78 m NN absinkt (Abb. 10). Hier lagert die Oberfläche der Einheit E1b weitgehend eben. Ausgenommen davon ist eine parallel zur Achse der Depression streichende Zone, in welcher die Oberfläche der Einheit E1b um nahezu 20 m ansteigt. Die über mehr als 20 Seemeilen verfolgbare, eng begrenzte Geschiebemergelauftragung paust sich in ihrer Morphologie bis in die darüber lagernden Einheiten E1c und E2 durch (Abb. 11).

Ausgehend von Kriegers Flak, einer Hochlage von glazialen Ablagerungen, in deren Bereich LETH (1992) zwei Geschiebemergelhorizonte und einen darüber lagernden flowtill nachweisen konnte, lässt

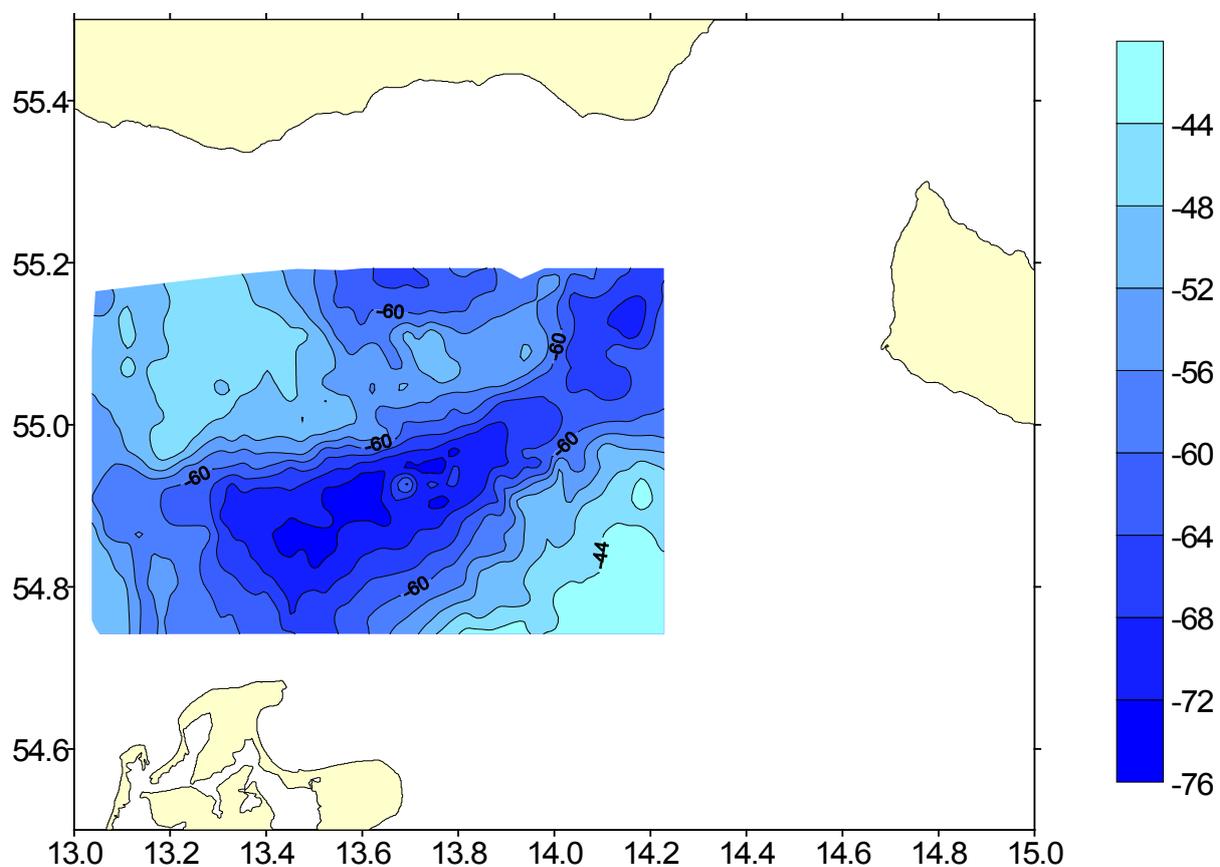


Abb. 10: Tiefenlage des unteren Geschiebemergels in Meter unter NN

sich in östlicher Richtung eine etwa 3 bis 4 Seemeilen breite Zone mit bis zum heutigen Meeresboden aufragendem Unterem Geschiebemergel verfolgen. Nördlich und östlich dieser Zone taucht die Oberfläche der Einheit E1b wieder in Tiefen von mehr als -65 m NN ab.

Ein Kern, der im Bereich der Zone hoch liegenden Geschiebemergels genommen wurde, erbrachte unter dem grauen Geschiebemergel mehr als 2 m Schreibkreide. Nach mikropaläontologischen Untersuchungen, die von Prof. HERRIG am Geologisch-Paläontologischen Institut der Universität

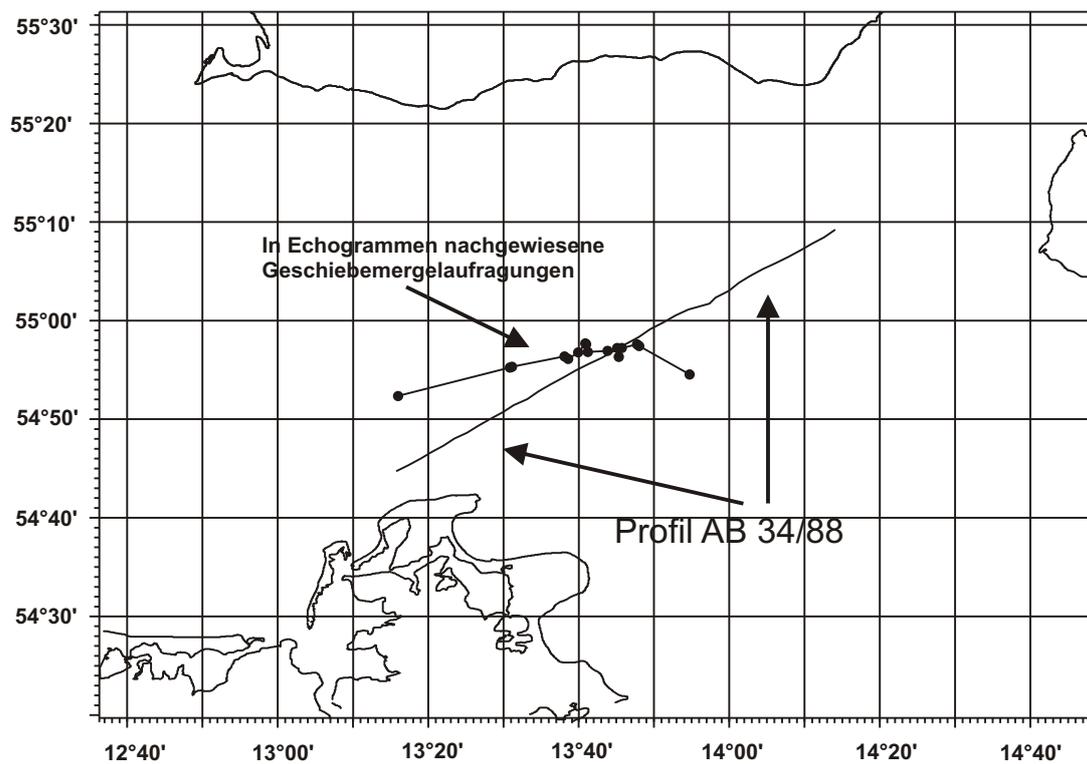
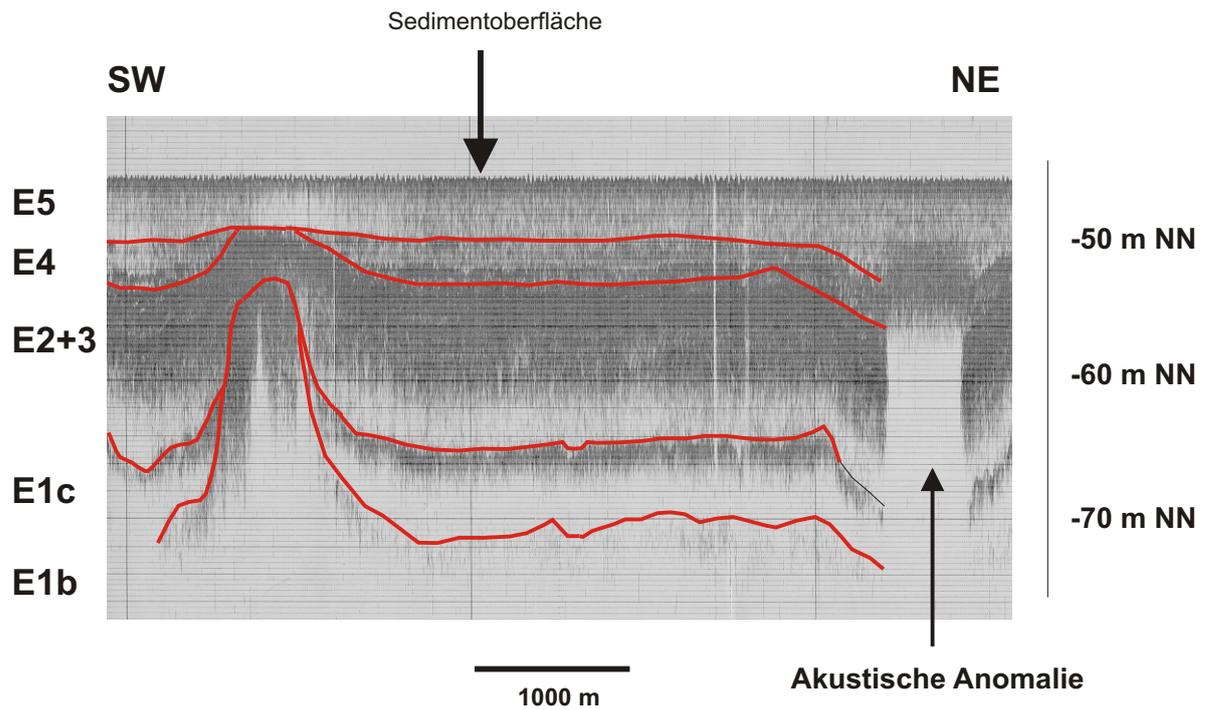


Abb. 11: Geschiebemergelaufung im Arkonabecken (Profil AB 34/88)

Greifswald vorgenommen wurden, ist die Schreibkreide in das oberste Unter-Maastricht oder evtl. in das tiefste Ober-Maastricht einzuordnen. Inwiefern es sich dabei um größerflächig anstehendes Material oder um eine Schollen- bzw. Schuppenstruktur handelt, läßt sich aus den vorliegenden Daten nicht ermitteln.

Dort, wo der Untere Geschiebemergel durch Stechrohrkerne aufgeschlossen werden konnte, wurde er als ein graues, teils toniges, teils feinsandiges Material von meist großer Festigkeit beschrieben. Er enthält zahlreiche kleine Geschiebe, wobei Schreibkreide- und Flintgeschiebe den Hauptanteil ausmachen. Daneben wurden jedoch auch Quarzite, paläozoische Kalke und Kristallineschiebe beobachtet.

Die Mächtigkeit der Einheit E1b beträgt nach Daten von FLODÉN (frdl. mündl. Mitt.) bis zu 35 m. Interne Reflektoren konnten nur in den wenigen Boomer-Aufzeichnungen innerhalb des Arkonabeckens festgestellt werden. Diese zeigen meist eine chaotische Anordnung und werden nur selten von mehr oder weniger geschichteten Strukturen abgelöst.

Ausgehend von seiner Position in der Schichtenabfolge und vergleichbaren Profilen auf dem Festland (z.B. MÜLLER et al. 1994) läßt sich der Untere Geschiebemergel am ehesten mit dem W₂-Gletschervorstoß der Weichselvereisung in Zusammenhang bringen.

4.1.3. Einheit E1c - Oberer Geschiebemergel

Die Oberfläche des Oberen Geschiebemergels zeichnet in weiten Teilen des Arkonabeckens das Relief des darunterliegenden Unteren Geschiebemergels nach (Abb. 8). Dies gilt auch für die im vorherigen Abschnitt genannte Aufragungszone des unteren Geschiebemergels. In diese Aufragung ist der obere Geschiebemergel einbezogen, wobei seine Mächtigkeit im Top der Struktur gegen Null geht (Abb. 11).

Generell beträgt die Mächtigkeit des oberen Geschiebemergels kaum mehr als 12 m. Die größten Werte sind entlang der ENE-WSW streichenden Achse seiner maximalen Tiefenlage nachzuweisen (Abb. 11, 12). Zu den Rändern des südlichen Arkonabeckens hin wird seine Mächtigkeit ständig geringer (Abb. 12). Am nordwestlichen Beckenrand keilt er in einer Tiefe von etwa -55 m NN aus (Abb. 14). Wegen der mehr als 10 m mächtigen spät- und postglazialen hangenden Sedimente konnte dieser Geschiebemergel nicht direkt beprobt werden. Mit seinen relativ geringen Mächtigkeiten und seiner teils lückenhaften Verbreitung zeigt der Obere Geschiebemergel von Landaufschlüssen her bekannte Charakteristika des W₃-Geschiebemergels (vgl. u.a. MÜLLER et al. 1994, MÜLLER 1995). Für eine Entstehung des Oberen Geschiebemergels während des W₃-Vorstoßes spricht auch seine stratigraphische Position im Liegenden der spätglazialen Staubeckensedimente.

4.1.4. Einheiten E2 und E3 - Spätglaziale "rosa" Tone

Eine deutliche Unterscheidung der Einheiten E2 und E3 ist lediglich in den seismoakustischen Profilen aus den Randbereichen des Arkonabeckens möglich. Ein Beispiel dafür bilden entsprechende Aufzeichnungen aus der Tromper Wiek. Die Tromper Wiek ist eine nach Osten bzw. Nordosten zur Ostsee hin geöffnete Bucht im Nordosten der Insel Rügen. Sie reicht zwischen den glazitektonisch stark beanspruchten pleistozänen Inselkernen von Jasmund und Wittow weit nach SW bis an die holozäne Nehrung der Schaabe.

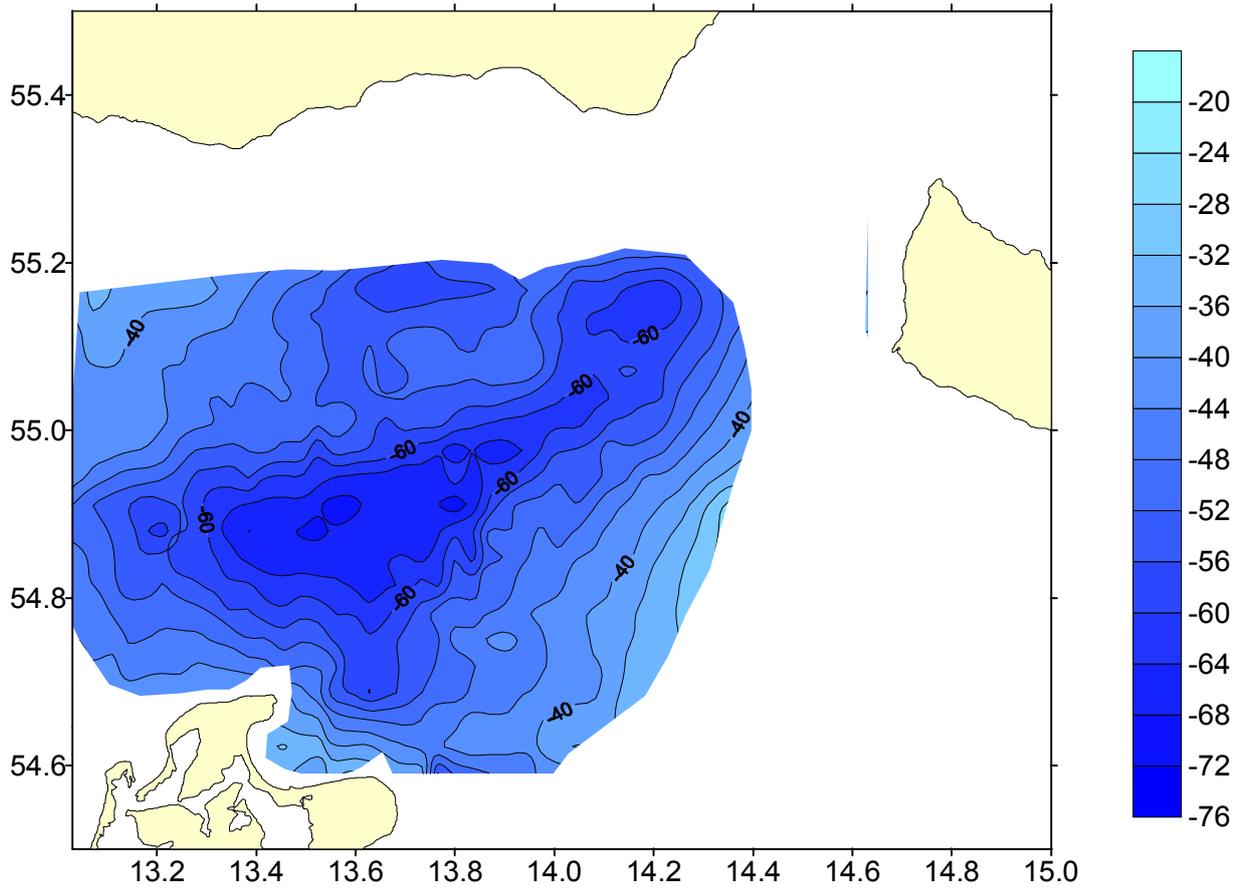


Abb. 12: Tiefenlage des oberen Geschiebemergels in Meter

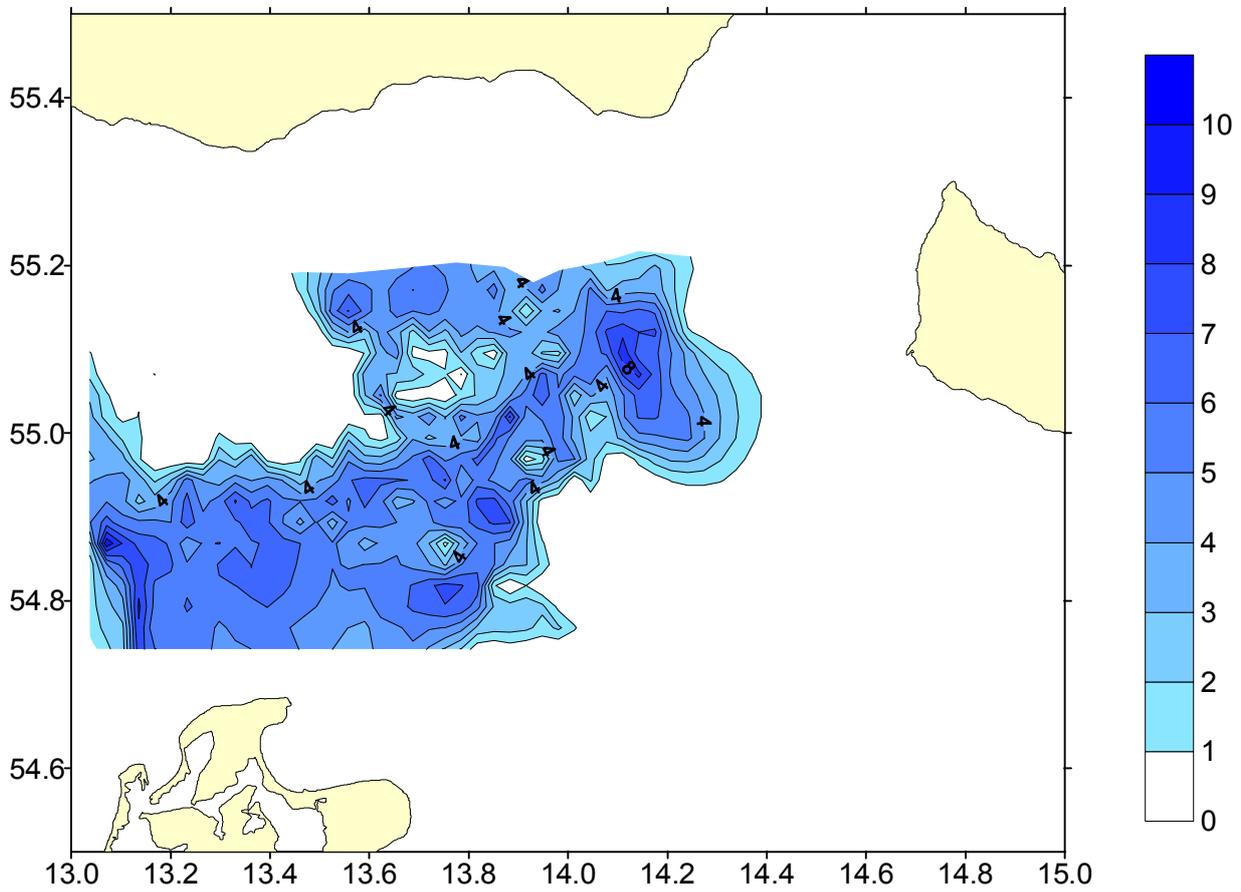


Abb. 13: Mächtigkeit des obersten Geschiebemergels in Meter

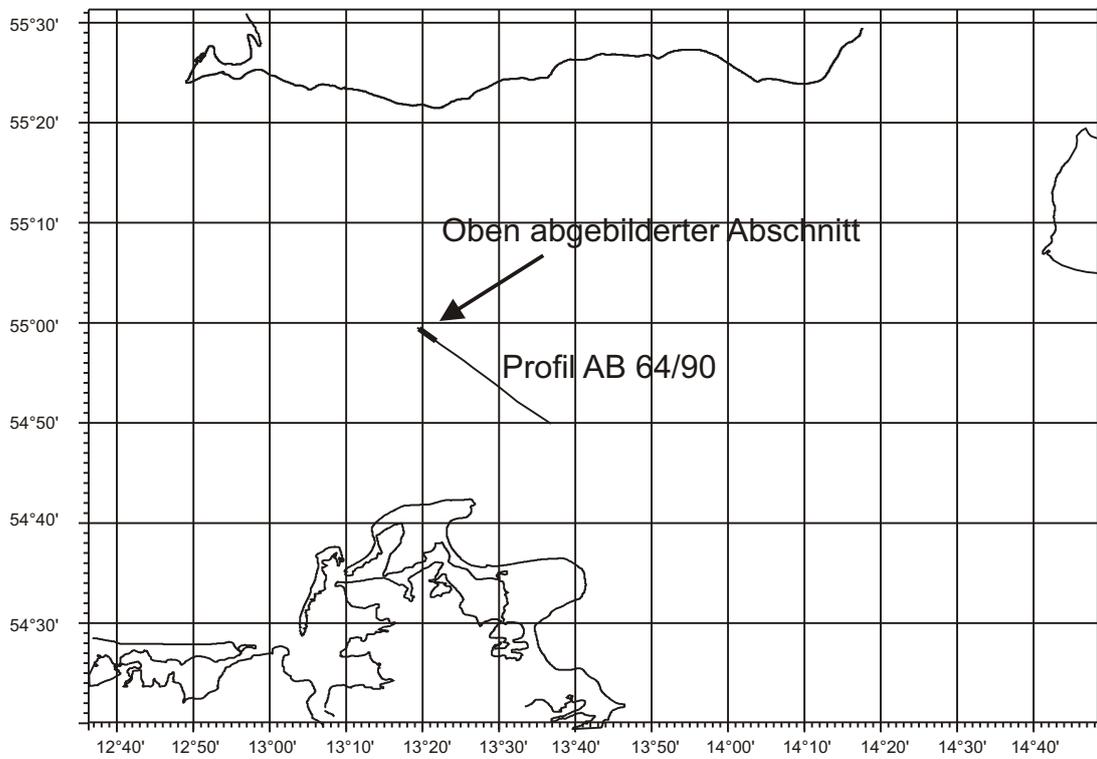
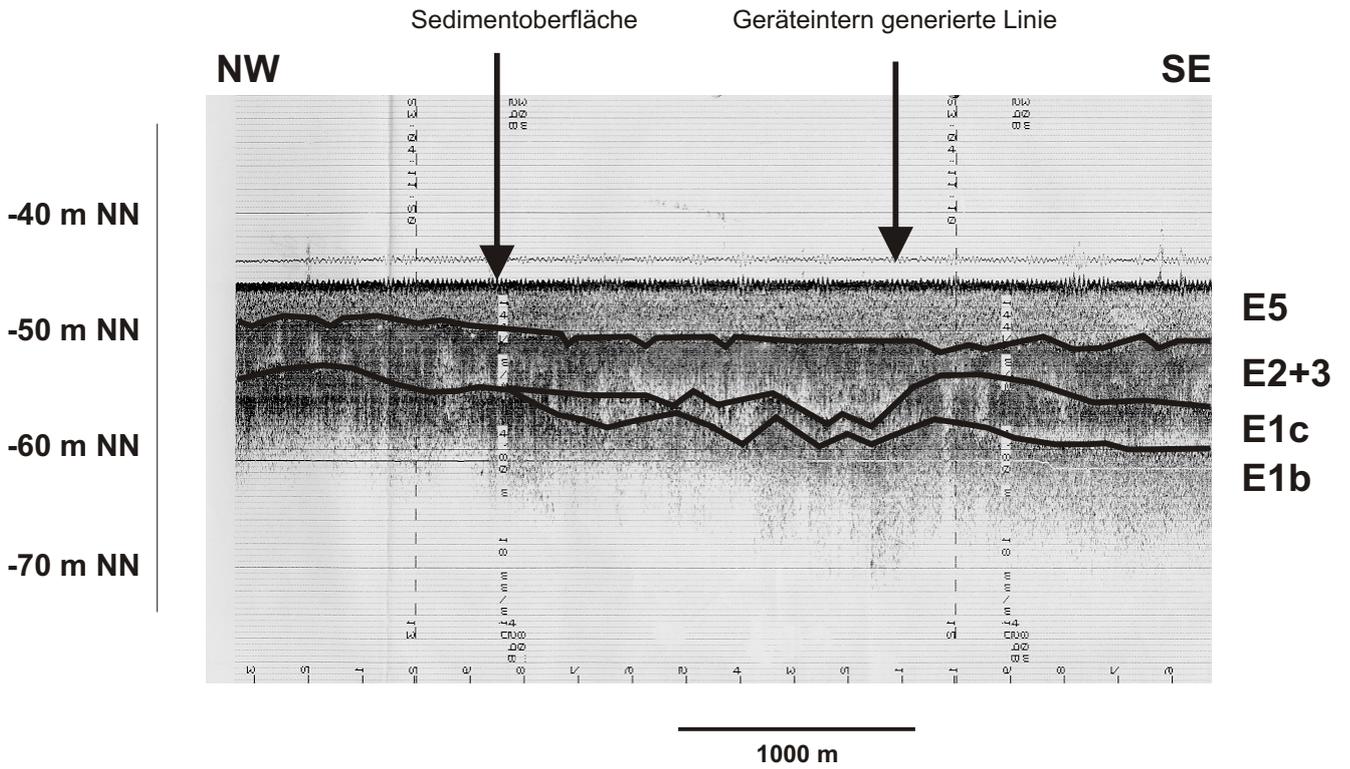


Abb. 14: Auskeilender Horizont E1c im nördlichen Arkonabecken

Der im Liegenden der Einheiten E2 bzw. E3 befindliche Geschiebemergel ist hier morphologisch sehr stark gegliedert. Im nordwestlichen Teil der Tromper Wiek bildet er zusammen mit den aus ihm hervorgegangenen Abrasionsprodukten den rezenten Meeresboden. Im zentralen und südlichen Teil der Tromper Wiek sinkt er auf Tiefen von mehr als -40 m NN ab. Weiter nordöstlich läßt sich die Oberfläche des obersten Geschiebemergels bei -60 m NN nachweisen. Im inneren Teil der Tromper Wiek sind mehrere Rinnenstrukturen in den Geschiebemergel eingeschnitten (Abb. 15, 16). Die Füllung dieser Rinnen erzeugt in den seismoakustischen Aufzeichnungen parallele bis wellenförmig ausgebildete Reflektoren. Ihre Mächtigkeit über dem liegenden Geschiebemergel ist außerordentlich unterschiedlich und bewegt sich von 0 bis 15 m. In Anlehnung an die Ergebnisse von JENSEN (1992) dürfte diese Folge mit der Einheit 2 in der Faxe-Bucht korrelierbar und dementsprechend als glaziofluviale bzw. glazilimnische Bildung unmittelbar nach dem Rückzug der letzten weichselglazialen Gletscher zu betrachten sein. Unter Berücksichtigung der regionalen Position bezüglich der Darßer Schwelle wird die Einheit hier als E2 bezeichnet.

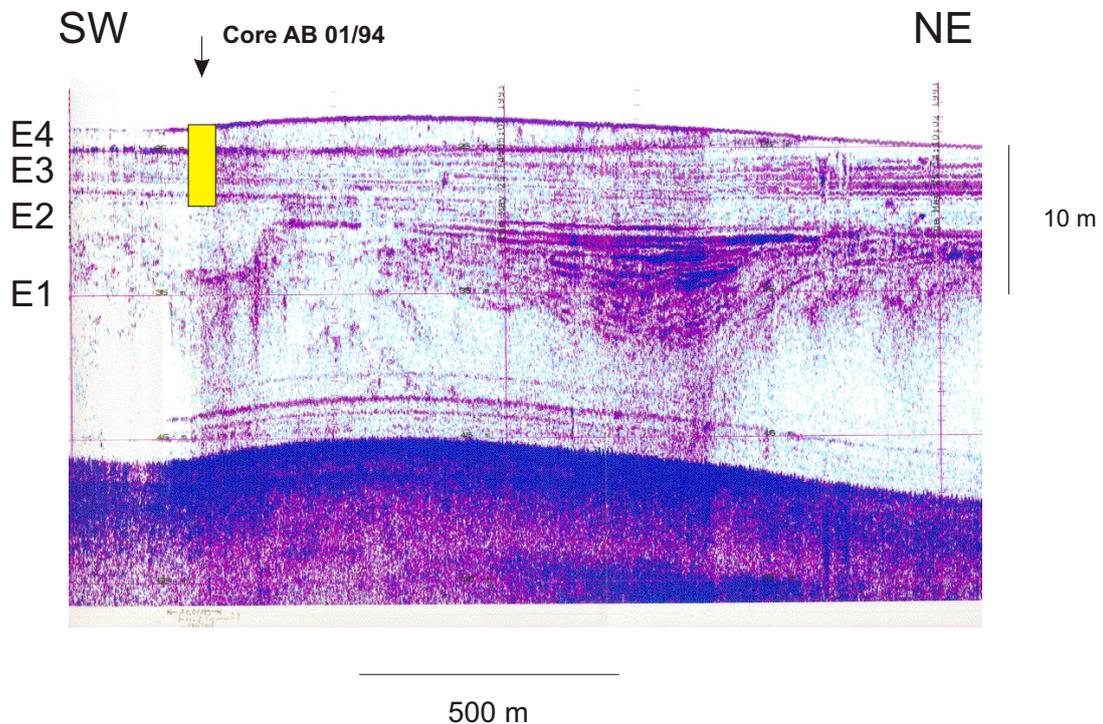
Ein direkter Aufschluß der Einheit E2 war in der Tromper Wiek bisher nicht möglich, da die Mächtigkeit der überlagernden Sedimente dafür zu groß ist. Den hangenden Abschluß der Einheit E2 bildet eine deutliche Diskordanz, über welcher die Sedimente der Einheit E3 lagern.

Die Einheit E3 ist in der Tromper Wiek zweigeteilt. Die ältere der beiden Subeinheiten (E3a) wird durch bis zu 12 m mächtige schluffige Ablagerungen vertreten. Die meist olivgrauen, feingeschichteten und stark karbonathaltigen Silte führen in der Regel feine Pflanzenreste und eine Süßwasserfauna. Ostracoden wie *Limnocythere* sp. und *Cytherissa lacustris* weisen auf einen vermutlich größeren Süßwassersee als Bildungsraum dieser Abfolge hin. Im ihrem hangenden Bereich wurden an Wurzelresten AMS ¹⁴C-Alter von 10.100 ± 120 bzw. 10.570 ± 150 Jahren BP ermittelt (vgl. Abb. 15). Innerhalb dieser Einheit sind deutliche parallele Internreflexionen erkennbar. Sowohl die liegende als auch die hangende Begrenzung sind diskordant. Teilweise bilden die Sedimente der Einheit E3 den rezenten Meeresboden. Nach den vorliegenden Daten dürften sich die Sedimente der Einheit E3 im Baltischen Eisstausee kurz vor dessen letzter großer Wasserspiegelabsenkung gebildet haben.

Die Subeinheit E3b lagert im tieferen Bereich der Tromper Wiek diskordant über der Einheit E3a und keilt in einer Tiefe von etwa -35 m NN aus. Ihre Mächtigkeit beträgt bis zu 10 m. Die Hangendbegrenzung ist ebenfalls diskordant, die Internreflexionen sind subparallel bis unregelmäßig ausgebildet. Lithofaziell besteht die Subeinheit E3b, zumindest im hangenden Abschnitt, wo sie der Beprobung durch Kerne zugänglich war, aus z.T. schluffigen Feinsanden (vgl. Abb. 16, 17).

Sie wird genetisch als küstennahe Bildung oder fluviatile Schüttung zu einem Zeitpunkt, als der Wasserspiegel unterhalb -45 m NN lag, gedeutet. Eine solch tief liegende Erosionsbasis kommt für das vorgelagerte Arkonabecken nur unmittelbar im Anschluß an die letzte große Wasserspiegelabsenkung des Baltischen Eisstausees in Frage. Damit engt sich der Bildungszeitraum der Subeinheit E3b auf den Übergangsbereich Pleistozän/Holozän ein. Der Übergang zwischen der Randfazies der Einheiten E2 und E3 in der Tromper Wiek und der Beckenausbildung dieser Einheiten läßt sich in den seismoakustischen Profilen nicht verfolgen, da Gasanreicherungen im darüber lagernden Schlick der Einheit E5 die in das Sediment eindringende Schallenergie zu stark streuen (vgl. Abb. 16).

Chirp-Profil FR 09/93



Kern AB 01/94 54°38.285 N 13°28.772 E; Wassertiefe = 21.40 m

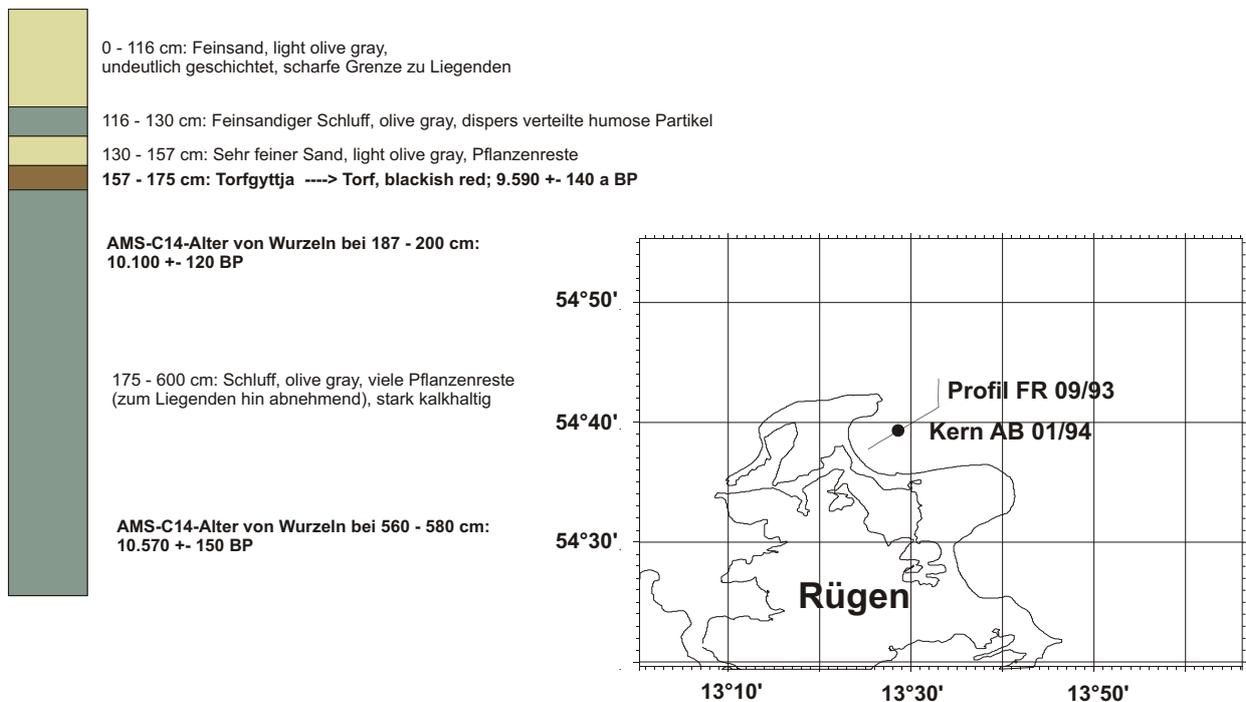


Abb. 15: Kern AB 01/94 in der Tromper Wiek

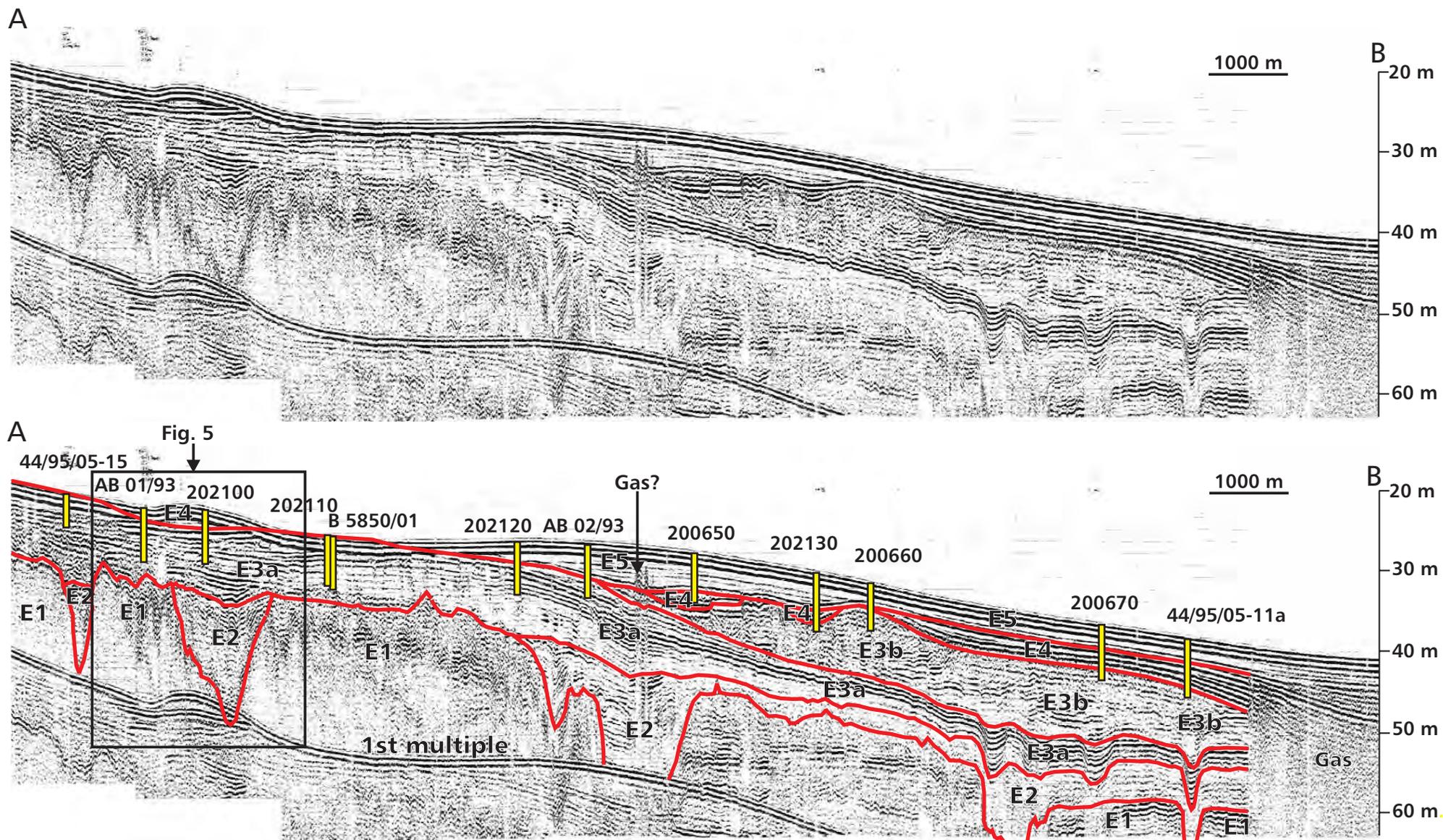


Abb. 16: Interpretiertes Boomer-Profil aus der Tromper Wiek mit zugehörigen Kernstationen
(aus Lemke et al., subm.)

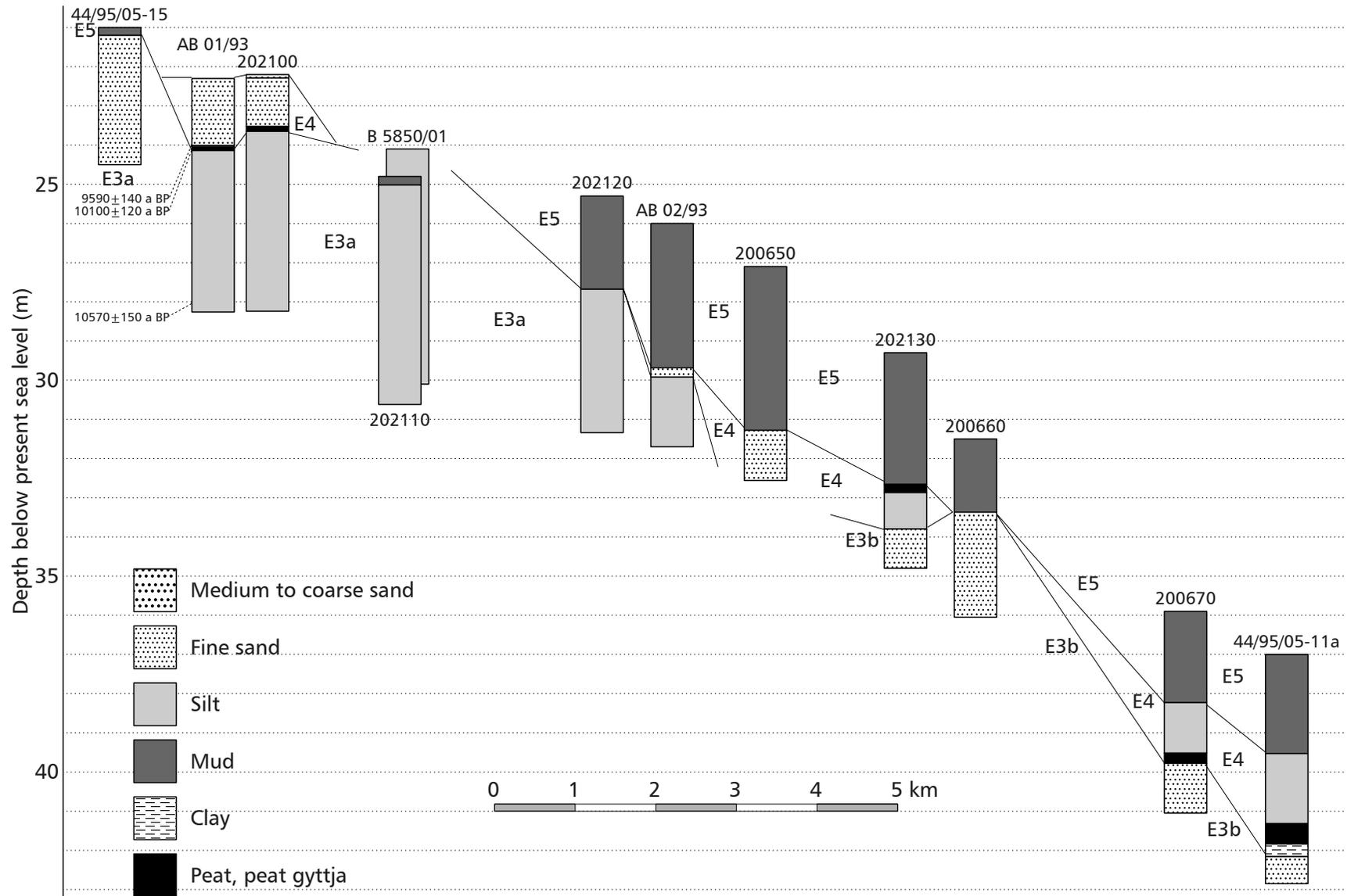


Abb. 17: Sedimentkerne in der Tromper Wiek – Lithotypen und Zugehörigkeit zu seismoakustischen Einheiten

Die im Randbereich des Arkonabeckens deutlich unterscheidbaren Sequenzen E2 und E3 lassen sich in den seismoakustischen Profilen des Arkonabeckens selbst kaum trennen. Vermutlich bedingte die tiefe Position des obersten Geschiebemergels in Verbindung mit einer distalen Position zu möglichen Sedimentliefergebieten eine mehr oder weniger kontinuierliche Sedimentation während des Spätglazials. Eine mögliche Veränderung des Sedimentationsregimes wird durch eine in der Seimik erkennbare diskusförmige Struktur in den spätglazialen Peliten angedeutet (Abb. 18). Diese Struktur mit konkordanter Liegend- und erosiver Hangendgrenze zeigt chaotische Internreflexionen und besteht nach ihrem akustischen Abbild aus gröberen Sedimenten als die umgebenden Tone. In Verbindung mit den weiter unten beschriebenen Schüttungen von der Falster-Rügen-Platte läßt sich diese Struktur als Beckenkomponente eines "Forced regressive wedge systems tracts" im Sinne von HUNT & TUCKER (1992) interpretieren. Folgt man dieser Interpretation, so ist die Sequenzgrenze mit der Obergrenze der diskusartigen Struktur identisch und läßt sich auf das umgebende Sediment extrapolieren. Für den nicht mit dieser Struktur zu verbindenden Bereich der Beckensedimentation lassen sich die Einheiten E2 und E3 nicht auseinanderhalten und werden deshalb im folgenden zusammenfassend dargestellt.

Die die Einheiten E2 bzw. E3 begrenzenden seismoakustischen Reflektoren sind, von wenigen Ausnahmen abgesehen, im gesamten südlichen Arkonabecken deutlich ausgebildet. Sie widerspiegeln die stark unterschiedlichen physikalischen Eigenschaften der Sedimente dieser Einheit im Vergleich zu den Ablagerungen im Liegenden und Hangenden. Speziell die hangende Begrenzung der Einheit E3 ist sehr markant ausgebildet und deutlich morphologisch gegliedert. Im Echogramm sind innerhalb der Einheiten E2 und E3 kaum interne Reflektoren erkennbar. In Boomer-Aufzeichnungen zeigen sich subparallele bis wellenartige, konkordant zur Liegendgrenze verlaufende Reflexionen. Die Mächtigkeit der Einheiten E2 und E3 erreicht dort, wo der liegende Geschiebemergel seine tiefste Position aufweist, bis zu 16 m (Abb. 19). Trotz dieser vergleichsweise großen Mächtigkeiten können die spätglazialen Tone, welche die Einheiten E2 und E3 bilden, das vom Geschiebemergel hinterlassene Relief nicht ausgleichen. Ihre Oberfläche zeichnet die vom Geschiebemergel vorgegebene Morphologie nach (vgl. Abb. 8). Im regionalen Maßstab erscheint die Oberfläche der spätglazialen Tone in Tiefenlagen zwischen 58 m im Beckenzentrum und etwa 40 m an den Rändern des südlichen Arkonabeckens (Abb. 20). Außerhalb dieses Gebietes werden spätglaziale Tone vom gleichen Lithotyp allerdings auch in wesentlich flacheren Bereichen angetroffen.

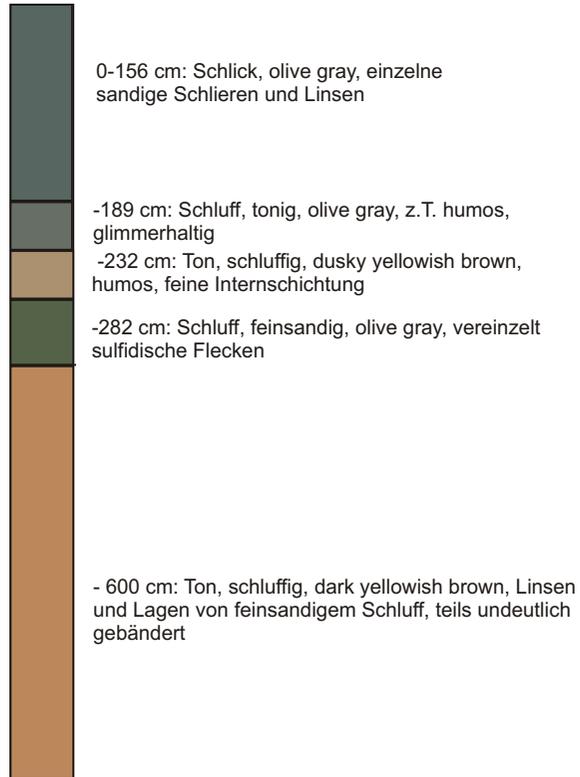
Nördlich von Kriegers Flak bis hin zu den Geschiebemergelauftragungen vor der südschwedischen Küste, d.h. im nördlichen Arkonabecken, bildet die Oberfläche der spätglazialen Tone nach NEUMANN (1981) ein nahezu ausgeglichenes Relief.

Die lithologische Zusammensetzung dieser Sedimentabfolge wurde von NEUMANN (1981) wie folgt beschrieben:

Direkt über dem Geschiebemergel bzw. mitunter durch schlecht sortierte sandig-schluffige Zwischenmittel von diesem getrennt, lagert grauer oder graubraun gefärbter Warventon. Die graue Varietät ist eher im Randbereich des Beckens anzutreffen. Sie zeichnet sich durch Schluffgehalte von 60-80 % aus und sollte dementsprechend eher als Schluff angesprochen werden. Demgegenüber enthalten die in mehr beckenzentraler Position lagernden graubraunen Warventone bis zu 80 % feinkörniges Material der Tonfraktion und können daher auch vom granulometrischen Standpunkt her als Tone bezeichnet werden.

Über der genannten Schichtenfolge oder auch direkt über dem Geschiebemergel wurden in zahlreichen

AB B 5625/01
54°50.57 N / 13°06.20 E
Wassertiefe = 42.00 m



FRW= Forced regressive wedge systems tract (basin floor component) im Sinne von Hunt & Tucker (1992)

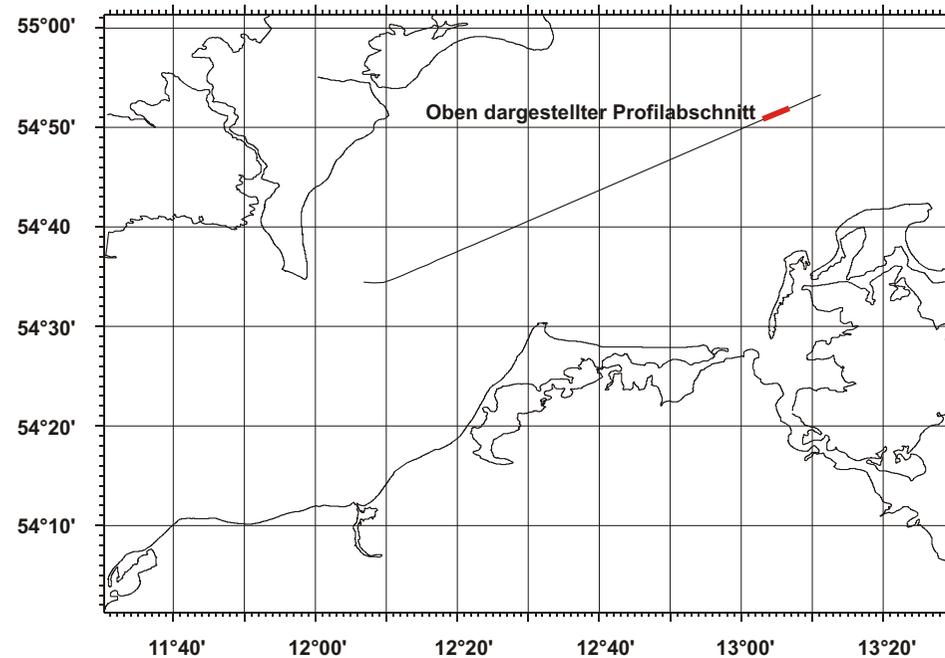
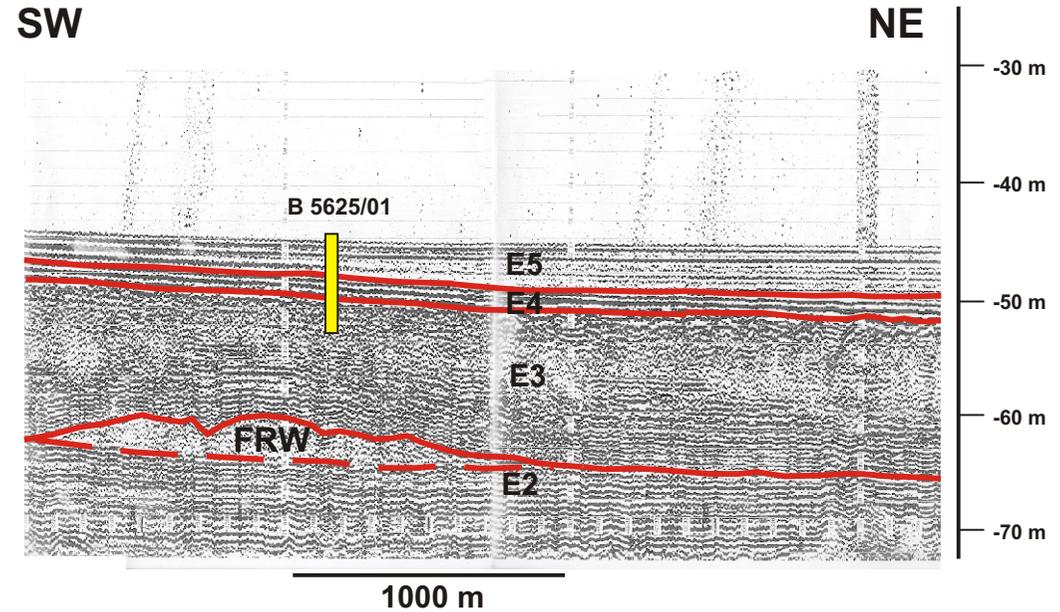


Abb. 18: Boomer-Aufzeichnung vom Westrand des Arkonabeckens mit "Forced regressive systems tract (basin floor component)" im Sinne von Hunt & Tucker (1992)

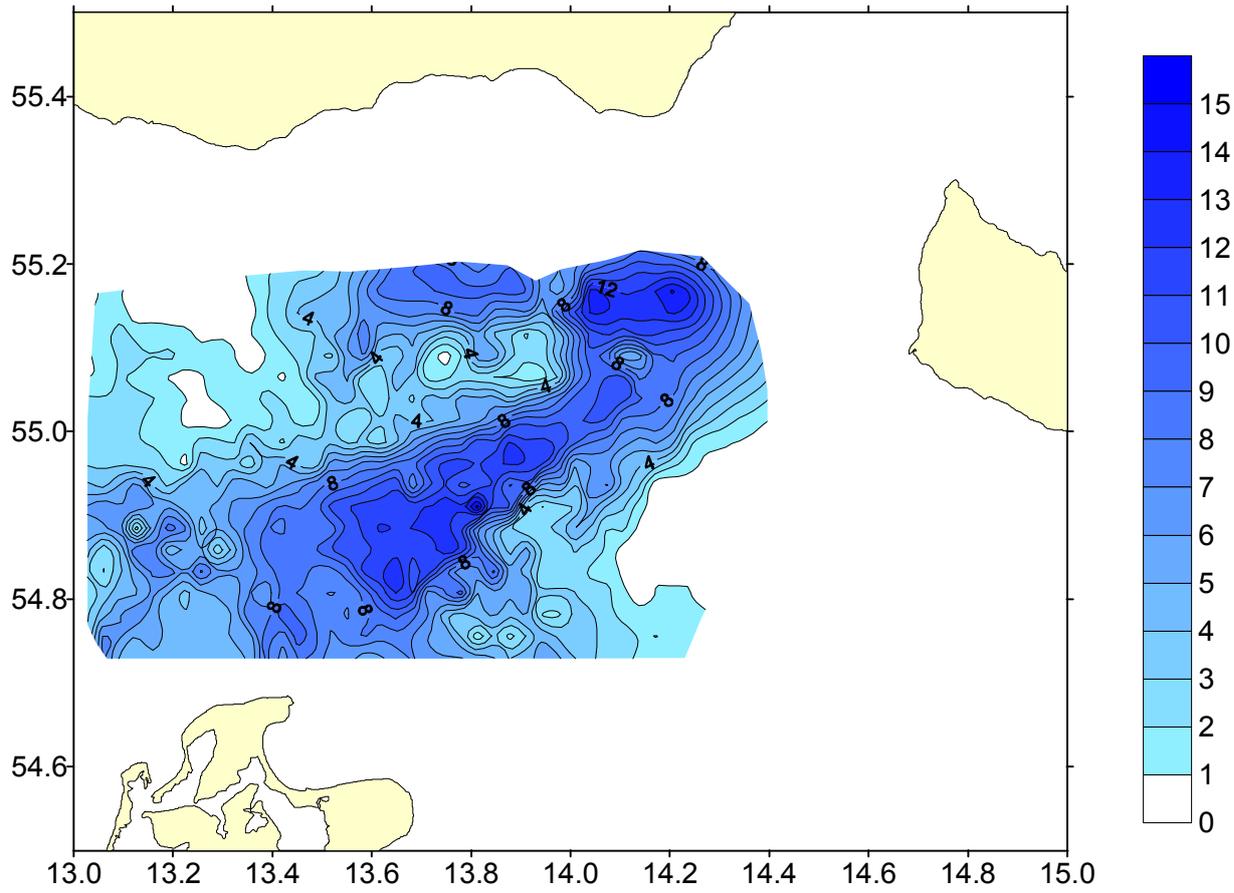


Abb. 19: Mächtigkeit der Einheiten E2 und E3 in Meter

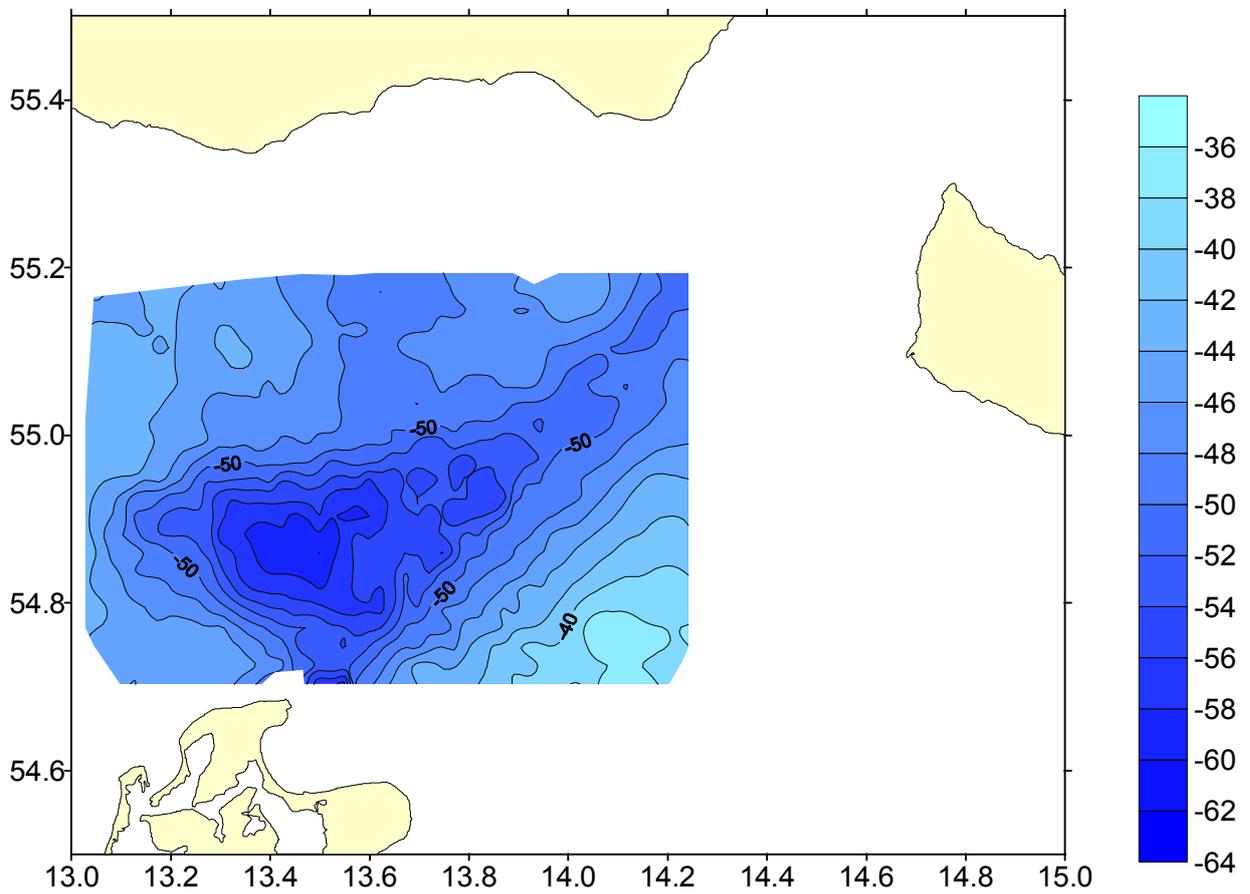


Abb. 20: Oberfläche der Einheit E3 in Meter unter NN

Kernen rötliche bis rötlichbraune Warventone angetroffen. Die Bänderung innerhalb dieser Tone wird durch Färbungsunterschiede deutlich. In ihrer Korngrößenzusammensetzung unterscheiden sich die jeweiligen Lagen kaum voneinander. Sowohl dunklere als auch hellere Bänder enthalten 80-90 % der Fraktion $<2 \mu\text{m}$ und etwa 2-3% Feinstsandanteil. Zum Hangenden hin gehen die Warventone in unregelmäßig geschichtete Tone gleicher Korngrößenzusammensetzung über, wobei die Schichtmächtigkeit zwischen wenigen Millimetern und einem Dezimeter schwankt. Die geschichteten Tone enthalten ebenso wie die im Liegenden anstehenden Warventone zwischen 10 und 15 % CaCO_3 , während der Anteil an organisch gebundenem Kohlenstoff zwischen 0,1 und 0,6 % beträgt.

Den hangenden Abschluß der geschichteten Tone bildet häufig eine Feinsand- bzw. Schlufflage von bis zu 10 cm Mächtigkeit. Darüber folgt ein hellbrauner, homogener toniger Schluff mit 6-8,5 % Kalkgehalt und einem C_{org} -Anteil von bis zu 1 %. Letzterer nimmt jedoch zum Hangenden hin stark ab.

Die von NEUMANN (1981) beschriebene Abfolge geschichteter Tone läßt sich als Einheit E2 interpretieren, wobei die abschließende Feinsand- bzw. Schlufflage möglicherweise eine in den seismoakustischen Profilen nicht nachweisbare Diskordanz dokumentiert. Darüber lagern Tone der Einheit E3.

Die geschichteten Ablagerungen der Einheit E2 lassen sich aufgrund ihrer sedimentologischen Charakteristika als Sedimentationsprodukte des initialen Baltischen Eisstausees deuten. Sie belegen die zunehmende Entfernung zum Eisrand und sind in bezug auf die weiter unten beschriebenen faziellen Ausbildungen der Einheit E2 im Bereich der Darßer Schwelle als distale Bildungen aufzufassen.

Gleiches gilt für die im Arkonabecken abgelagerten Sedimente der Einheit E3. Sie werden nach NEUMANN (1981) durch einen homogenen stark schluffigen, rötlichen Ton vertreten. Dieser enthält Feinsandbeträge von etwa 2 % und Kalkanteile von 6-8,5 %. Sein C_{org} -Gehalt beträgt bis zu 1 %, nimmt zum Hangenden hin allerdings beträchtlich ab.

In allen bisher beschriebenen Sedimenten der Einheit E2 und E3 wurden gelegentlich dropstones und grobklastische Einlagerungen gefunden.

4.1.5. Einheit E4 - Postglaziale graue Tone, Schluffe und Feinsande

Im Vergleich mit den liegenden spätglazialen Tönen weisen die Sedimente der Einheit E4 eine deutlich unterschiedliche akustische Charakteristik auf. Dies drückt sich einerseits in der sehr stark ausgeprägten Grenze zwischen den Einheiten E3 und E4 aus. Andererseits ist die hangende Begrenzung der Einheit E4 wesentlich schwächer ausgeprägt und in manchen Bereichen, besonders bei großen Mächtigkeiten der hangenden Einheit E5, nur schwer zu verfolgen. In den Randbereichen ist die Hangendbegrenzung z.T. erodiert.

Interne Reflexionen in Boomer-Aufzeichnungen sind eben und parallel angeordnet. Sie verlaufen konkordant zur Liegendgrenze.

Am Ost- und Nordrand des Arkonabeckens fehlt die Einheit E4 meist völlig. Hier lagern Schlicke der Einheit E5 direkt über den spätglazialen Tönen der Einheiten E2 bzw. E3.

Nach NEUMANN (1981) setzt sich die Einheit E4 ebenso wie die Einheiten E2 und E3 aus verschiedenen Lithotypen zusammen. An ihrer Basis befinden sich hellgraue bis graue Schluffe bzw. sehr feine Sande mit Kalkgehalten zwischen 10 und 17 %. Darüber lagert im zentralen Arkonabecken ein grüngrauer schluffiger Ton mit mm-mächtigen hellgrauen Schlufflamellen, welche jedoch im bergfeuchten Zustand kaum erkennbar sind.

Über diesem feingebänderten Ton folgen hell- bis dunkelgraue Schluffe mit Tonanteilen von bis zu 25%. Die darüber lagernden grüngrauen Tone sind im Zentrum des Arkonabeckens von fester Konsistenz und relativ homogen, während ihre Randfazies von Gytjenlagen, Wurzelresten und Schlufflinsen durchsetzt wird. Im Randbereich bilden Schluffe, Torfe und Torfgytjen das Liegende der grüngrauen Tone.

Den hangenden Abschluß der Einheit E4 bilden graue Schluffe und schluffige Tone sowie örtlich darüber lagernde geringmächtige schluffige Feinsande.

Die tonig-schluffigen Abfolgen innerhalb der Einheit E4 weisen nach NEUMANN (1981) Kalkgehalte zwischen 15 und 20 % und C_{org} -Werte von 0,5 - 1 % auf. Letztere können gelegentlich jedoch bis auf 4-5 % ansteigen.

Ein kennzeichnendes Merkmal für die feinkörnigen Sedimente der Einheit E4 ist das häufige Vorhandensein von dunkelgrauen bis schwarzen Lagen, Linsen und Schmitzen. Diese wurden auf Grund ihrer Ähnlichkeit mit Eisensulfidbildungen in Sedimenten des Gotlandbeckens zunächst als Sulfidlagen angesprochen. Aktuelle Untersuchungen (Dr. Th. LEIPE, frdl. mündl. Mitt.) ergaben jedoch, daß diese Bereiche im Vergleich zum umgebenden Sediment kaum erhöhte Konzentrationen an Schwefel oder Eisen, dafür jedoch relativ hohe Gehalte an organischem Kohlenstoff mit einem vergleichsweise hohen C/N-Verhältnis aufweisen. Denkbar ist die Entstehung dieser Einlagerungen infolge von Monosulfidbildung innerhalb eines reduzierenden Mikromilieus.

Die Oberfläche der Einheit E4 folgt in ihrem Relief im wesentlichen der liegenden Einheit E3 bzw. E2 (Abb. 8, 21). Ihre Mächtigkeit beträgt maximal 5 m (Abb. 22). Ebenso wie bei den bisher beschriebenen Einheiten werden die größten Mächtigkeiten in der vom Geschiebemergelrelief vorgezeichneten zentralen Depression des Arkonabeckens erreicht. Allerdings zeichnen sich in diesem Bereich eine Anzahl lokaler Becken mit erhöhter Mächtigkeit der Einheit E4 ab (Abb. 22). Eine Rinne mit mehr als 1 m Mächtigkeit weist in Richtung Bornholmshat. Im nördlichen Teilbecken werden bei weitgehend söhlicher Lagerung der postglazialen grauen Tone und Schluffe (NEUMANN 1981) ebenfalls Mächtigkeiten von mehr als 1 m beobachtet.

Abb. 23 zeigt auf einem in Nord-Süd-Richtung verlaufenden Profil am Westrand des Arkonabeckens die Position der Folge E4 im Schichtverband. Die Hangendgrenze der Folge E4 ist hier deutlich ausgebildet. Der Kern 1151/91 wurde innerhalb des in Abb. 23 dargestellten Profilabschnittes abgeteuft. Unterhalb der in diesem Kern 3,51 m mächtigen Schlicke der Einheit E5 wurde zunächst eine geringmächtige Schlufflage angetroffen. Deren Körnung wird vom Liegenden zum Hangenden feiner. Die Liegendgrenze der Siltlage ist scharf ausgebildet und durch kleine load casts gekennzeichnet. Bis zur Endteufe von 6,10 m enthält der Kern schwach schluffige graue Tone. Besonders im Abschnitt von 4,18 m bis 5,53 m treten gehäuft dunkelgraue bis schwarze Bänderungen in Erscheinung, deren Entstehung mit dem oben erläuterten Prozeß der Monosulfidbildung in einem reduzierenden Mikromilieu in Verbindung gebracht wird. Von PER WESTMAN (Dept. of Quaternary Research, Stockholm University) an diesem Kern vorgenommene Diatomeenuntersuchungen ergaben für den

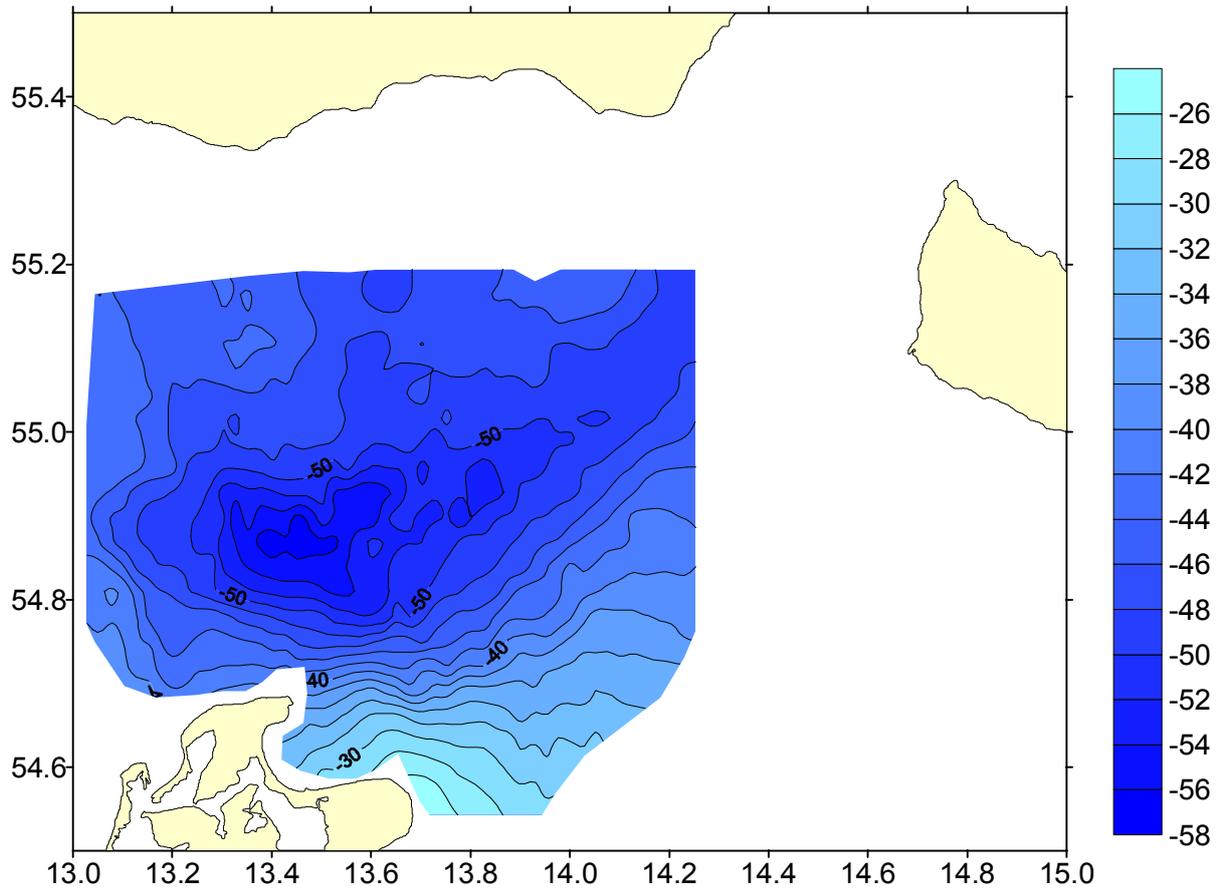


Abb. 21: Oberfläche der Einheit E4 in Meter unter NN

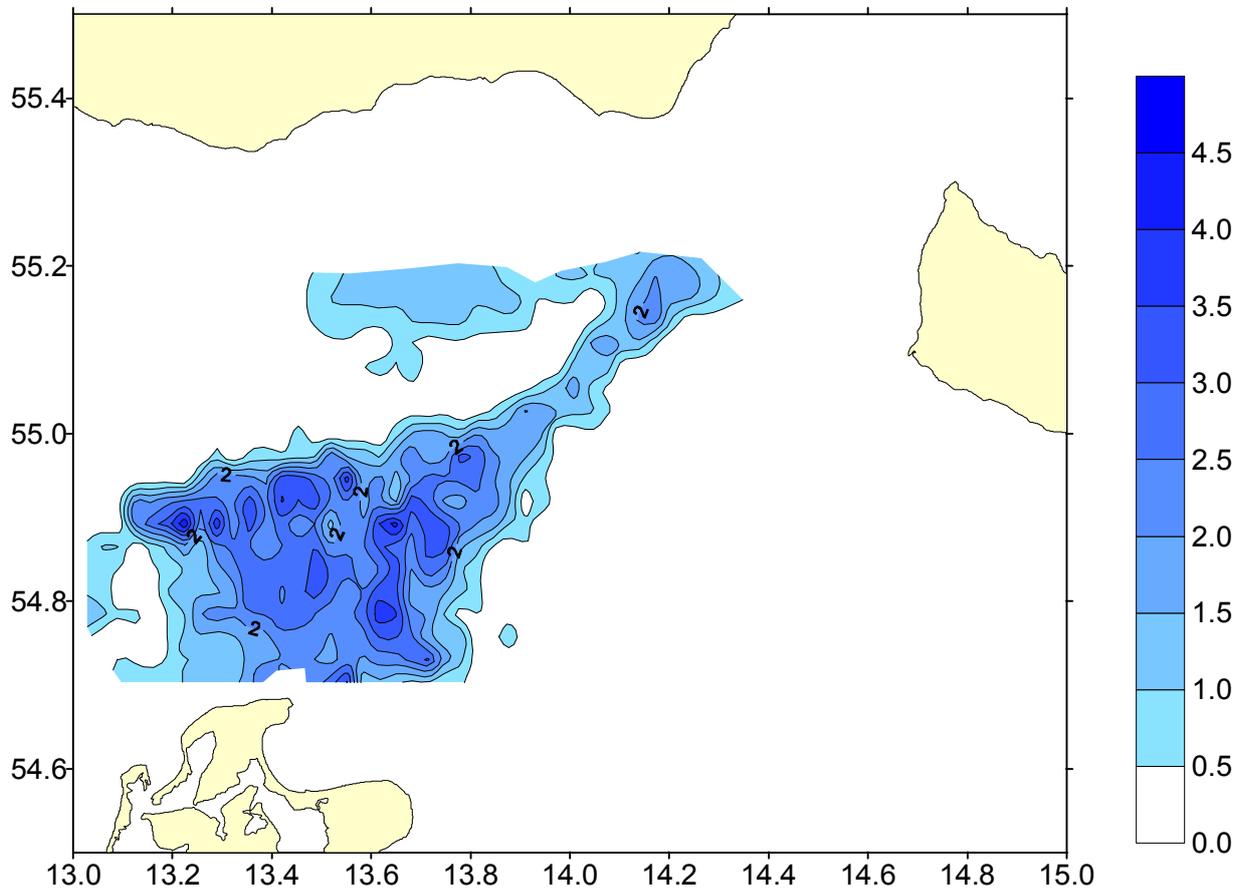


Abb. 22: Mächtigkeit der Einheit E4 in Meter

AB 1151
54°55.24N / 13°09.93E
Wassertiefe = 44.70 m

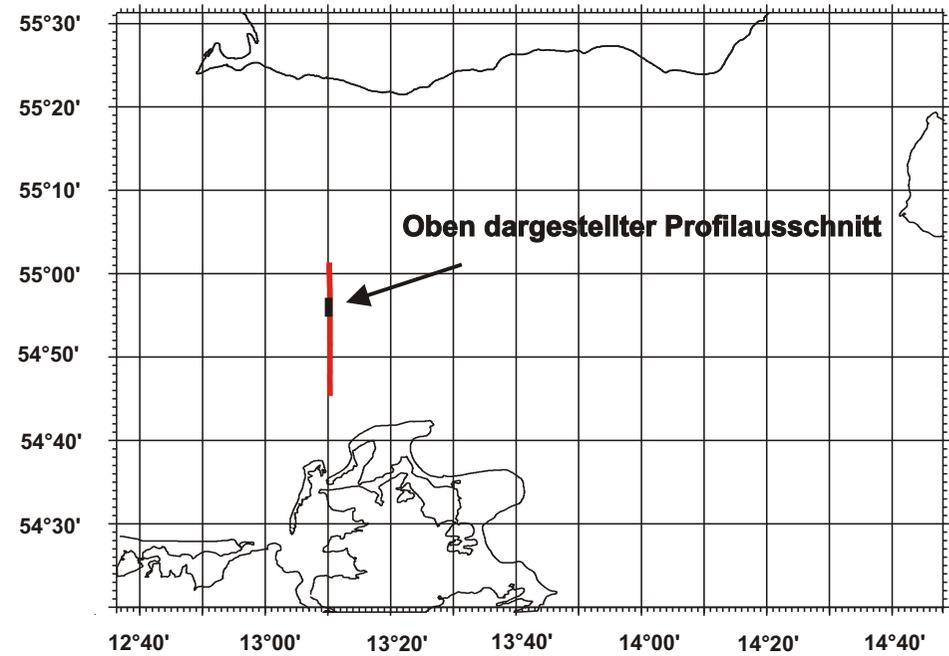
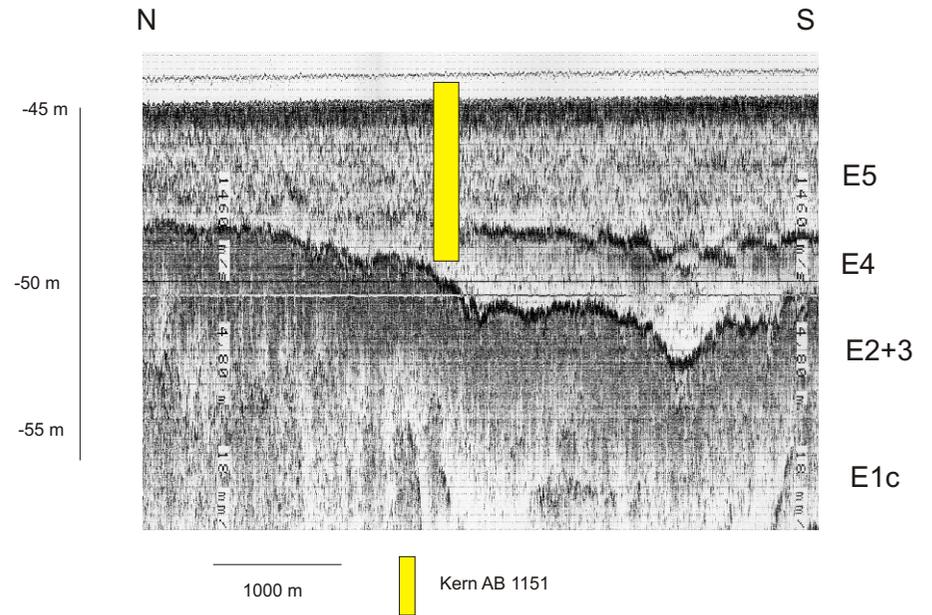


Abb. 23: Kern 1151 vom Westrand des Arkonabeckens

AB 5775/01
54°54.77 N/13°03.41 E
Wassertiefe = 42.50 m



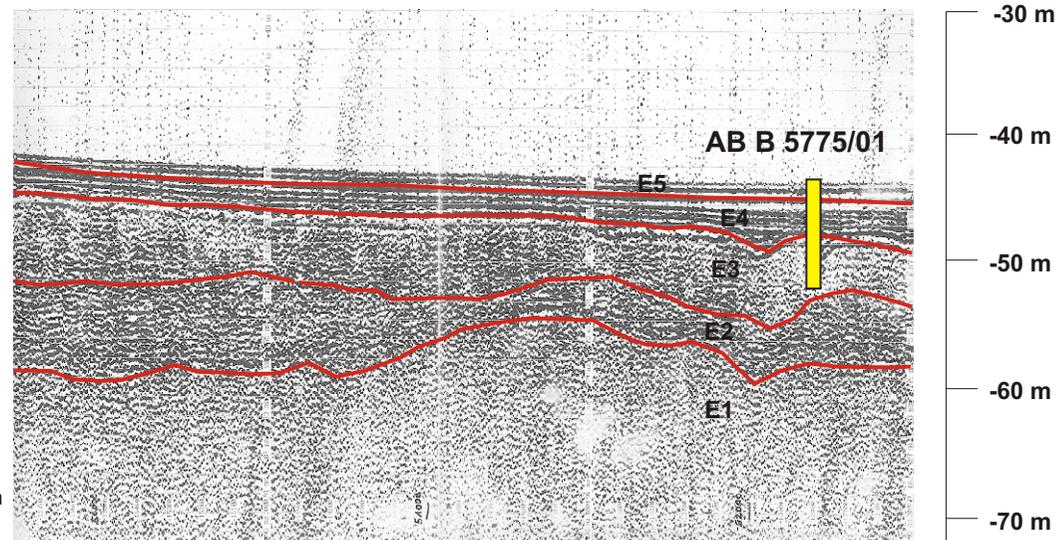
0- 135 cm: feinsandiger Schluff, olive gray, bioturbat, deutliche Grenze zum Liegenden

-137 cm: toniger Schluff, light olive gray, glimmerhaltig
 -153 cm: schluffiger Ton, light olive gray, einzelne humose Partikel
 -156 cm: toniger Schluff, olive gray, glimmerreich, viele humose Partikel
 -175 cm: tonige Torfgyttja, dusky yellowish brown, einzelne Torflagen
 -224 cm: schluffiger Ton, olive gray, Lagen humoser Partikel, AMS-C-14-Bestimmung an Phragmitesteilen = **9360±90 a BP**
 -232 cm: Schluff, light olive gray, weich
 -267 cm: toniger Schluff, brownish gray, weich, einzelne sulfidische Flecken
 -278 cm: schluffiger Ton, olive gray, sehr weich

-610 cm: schluffiger Ton, dark yellowish brown, z.t. undeutlich gebändert

SW

NE



1000 m

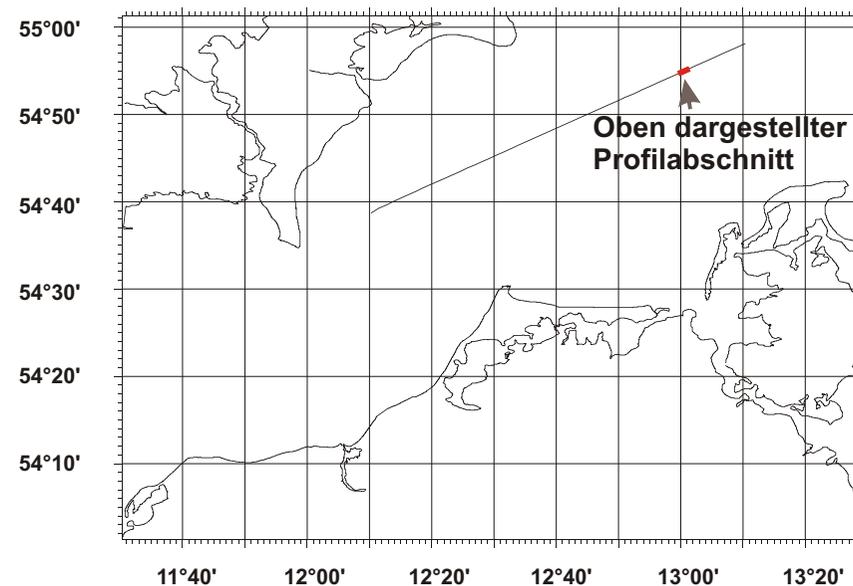


Abb. 24: Kern AB 5775/01 vom Westrand des Arkonabeckens

Kernabschnitt unterhalb 3,80 m keine auswertbaren Daten. Deutlich wird im Kernbereich von 3,55 m bis 3,80 m ein Überwiegen von oligohaloben Arten wie *Fragilaria spp Lyngbye*, *Opephora martyii* Héribaud oder *Amphora pediculus* (Kützing). Zum Hangenden hin zeigt sich ein starker Anstieg der Anzahl polyhalober Diatomeenarten.

Von LANGE & WULFF (1980) wurden in einem weiter südwestlich entnommenen Kern unter brackisch-marinem Schlick der Einheit E5 ebenfalls Feinsande, Tone und eine Torfgyttja mit vorwiegend oligohaloben Diatomeenarten nachgewiesen. Das häufige Vorkommen von *Campylodiscus echeneis* in einer graugrünen geringmächtigen Feinsand- und Schlufffolge im liegenden Abschnitt des Kernes wurde von den Autoren als Hinweis auf ein kurzzeitig mesohalines Gewässer, das u.a. von KOLP (1974) postulierte Echeneismeer angesehen. Im nahe gelegenen Kern 5775/01 (Abb. 24) konnte M. REICH allerdings innerhalb einer vergleichbaren lithologischen Abfolge in den nach LANGE & WULFF (1980) marine Diatomeen enthaltenden Schluffen eindeutig limnische Ostracoden nachweisen (*Ilyocypris cf. biplicata*).

NEUMANN (1981) ordnet die Sedimente der Einheit E4 dem ältesten Holozän, d.h. dem Yoldia-, Echeneis- bzw. Ancylostadium der Ostsee-Entwicklung zu und führt als Beleg dafür diatomeenanalytische Daten, pollenstratigraphische und einzelne ^{14}C - Datierungen an.

Diese Annahme wird durch eine Anzahl neuer Datierungen gestützt. So wurde u.a. an Phragmitesteilen aus einem schluffigen Ton der Einheit E4 ein ^{14}C -Alter von 9.360 ± 90 a BP gemessen (vgl. Abb. 24). Die Randfazies der Einheit E4 ist in Teilbereichen der Tromper Wiek nachweisbar. Hier folgt über den Schluffen der Einheit E4 ein Torfhorizont, der ein konventionelles ^{14}C -Alter von 9.590 ± 140 a BP aufweist. Darüber werden sie lokal von Feinsanden und Schluffen überlagert. Diese führen neben aufgearbeiteten kreidezeitlichen Fossilien Pflanzenreste und Oogonien von *Chara sp.* jedoch keinen Hinweis auf ein marines Bildungsmilieu. Ihre Entstehung dürfte am ehesten mit der Transgression des Ancylossees in Verbindung zu bringen sein.

4.1.6. Einheit E5 - Litorinazeitliche und jüngere marine Sedimente

Die Schlicke der Einheit E5 bilden in weiten Teilen des Arkonabeckens den Meeresboden und gehen in dessen Randbereichen in sandige Schlicke bzw. schlickige Sande über. In akustischen Profilen ist die Einheit E5 weitgehend transparent. Ihre Untergrenze ist dort, wo Sedimente der Einheit E4 fehlen, deutlich ausgebildet, in den anderen Bereichen bedarf es einiger Erfahrung, um die Grenze zwischen den Einheiten E5 und E4 zu erkennen. Die obere Begrenzung der Einheit E5 bildet der Meeresboden. Interne Reflektoren werden innerhalb der Einheit E5 gelegentlich beobachtet, allerdings konnte die Ursache für deren Existenz an Kernmaterial bisher (makroskopisch) nicht erkannt werden.

Der größte Anteil des Arkonabeckens wird von Schlick in einer Mächtigkeit von 2 bis 4 m bedeckt (vgl. Abb. 25). In Abhängigkeit vom Relief der liegenden Sedimente kann der Schlick jedoch Mächtigkeiten von mehr als 10 m erreichen. Die höchsten Werte treten dabei im Zentrum des südlichen Arkonabeckens auf. Ob die gasgesättigten Schlicke unmittelbar nördlich der Insel Rügen noch mächtiger sind, muß im Verlauf künftiger Untersuchungen mittels geeigneter Verfahren geklärt werden. Offensichtlich ist, daß das präexistente Reliefs durch die stark unterschiedlichen Mächtigkeiten des Schlicks weitgehend nivelliert wurde.

Die Einordnung des Begriffes Schlick in die gängigen Klassifizierungsschemata für Sedimente bereitet gewisse Schwierigkeiten. Die klastischen Bestandteile, die etwa 90 % des Trockengewichtes

ausmachen, gehören von der Korngröße her in den Schluff- bzw. Siltbereich. Der Anteil von tonigen bzw. sandigen Beimengungen verändert sich in Abhängigkeit von der Größe und Tiefe der jeweiligen

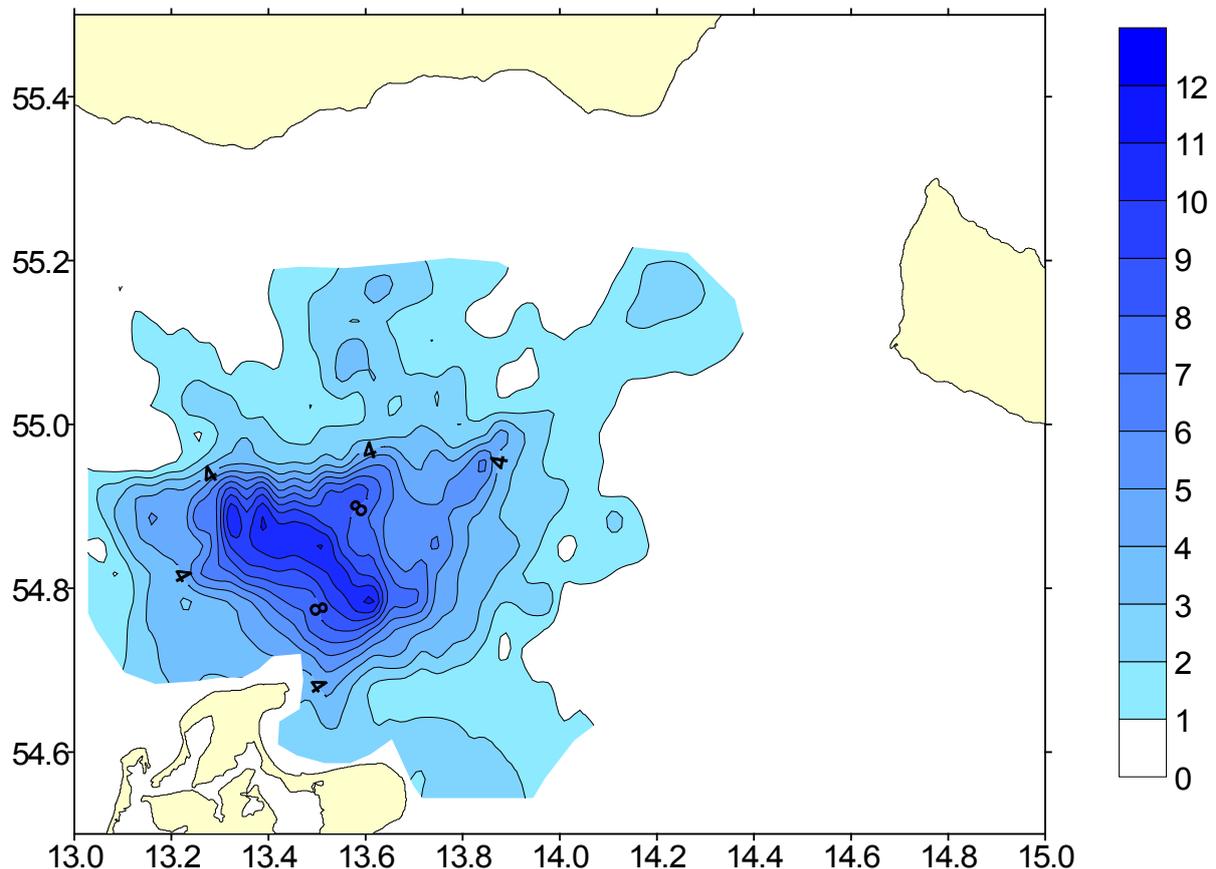


Abb. 25: Schlickmächtigkeit in Meter

Ostseebecken. So enthält der Schlick in den tiefsten Teilen der Mecklenburger Bucht noch 8,5 % Feinsand, während dessen Anteil im Bornholm Becken oder der Danziger Bucht nur noch 0,4 % beträgt (KOLP 1966). Gleichzeitig nimmt der Tongehalt des Schlickes mit zunehmender Größe und Tiefe des betreffenden Meeresgebietes zu. Für den Schlick des Arkonabeckens gibt NEUMANN (1981) bis zu 5 % Sandanteil und zwischen 10 und 20 % Anteile der Tonfraktion an.

Der hohe Anteil von organischem Kohlenstoff im Schlick (bis zu 9 % der Trockensubstanz) bedingt eine Reihe von besonderen Sedimenteigenschaften. So wird z.B. die Korngrößenbestimmung im Schlick sehr stark durch die Bildung von Agglomeraten beeinflusst. In Abhängigkeit von der Zielstellung der Korngrößenanalyse muß dementsprechend ein geeignetes Präparationsverfahren gewählt werden, um entweder die Durchmesser der einzelnen Klasten oder der aus ihnen zusammengesetzten Agglomerate zu bestimmen.

Die biogeochemischen Prozesse beim Abbau der organischen Substanz können neben der Freisetzung

von Methan und Kohlendioxid im Extremfall bis zur Ausbildung völlig anoxischer Bedingungen bereits oberhalb der Sedimentoberfläche führen. Das daraus folgende sub- bzw. anoxische Milieu im Sediment bewirkt, daß bestimmte Verbindungen, wie z.B. Schwermetallsulfide, die in oxischer Umgebung relativ schnell zu mobilen Verbindungen umgesetzt werden, stabil ins Sediment eingelagert werden.

Im Kern erscheint der Schlick als meist oliv- bis dunkelgraues weichplastisches Sediment mit häufigen Schlieren, Linsen und schmalen Lamellen geringfügig helleren, grobschluffigen bis feinsandigen Materials, deren Anordnung offensichtlich auf Bioturbation zurückzuführen ist. Eine makroskopisch sichtbare Lamination wie z.B. in Schlickten des Gotlandbeckens ist nicht festzustellen. Ursache hierfür sind offenbar die genannten Bioturbationsprozesse. Hinzu kommt an der Sedimentoberfläche eine intensive Durchmischung infolge von Scherbrettfischerei. Side Scan Sonar - Aufzeichnungen aus dem Arkonabecken belegen die Existenz zahlreicher Scherbrettspuren. Die starke Durchmischung der Schlickablagerungen, speziell im hangenden Bereich wird auch über ^{210}Pb - Untersuchungen deutlich. Beim Versuch der Altersbestimmung an Schlickten des Arkonabeckens mittels ^{210}Pb stellten SHIMMIELD et al. (1995) fest, daß von 5 untersuchten Kernprofilen lediglich ein einziges relativ ungestörte Sedimentationsverhältnisse widerspiegelte.

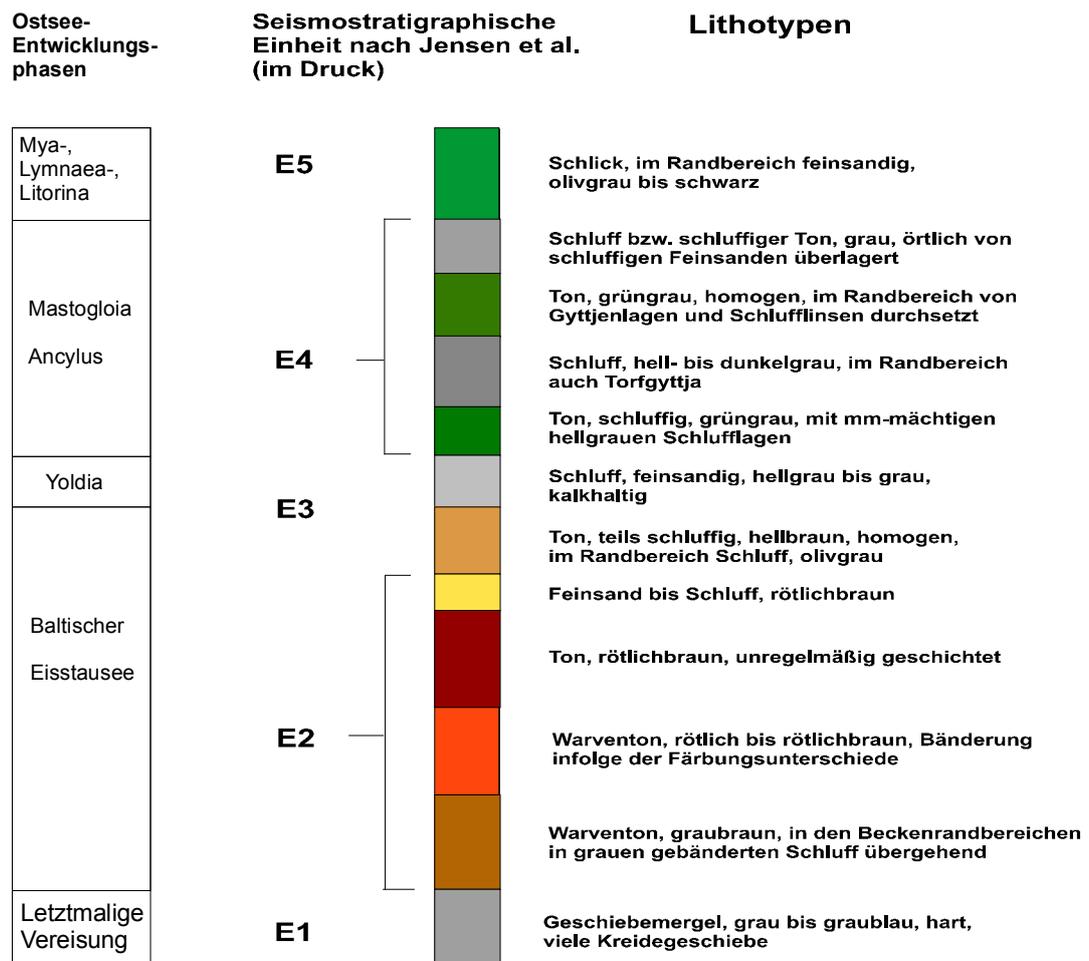


Abb. 26: Normalprofil der Sedimente des Arkonabeckens (vgl. Neumann 1981)

Die Oberfläche des Schlicks wird meist von einer wenige Millimeter mächtigen bräunlich gefärbten "fluffy layer" bedeckt. Unmittelbar darunter befindet sich im Normalfall eine mehrere Dezimeter mächtige dunkelgraue bis schwarze Schicht mit intensivem H₂S-Geruch. Zum Liegenden hin geht dieses Material in den normalen olivgrauen Schlick mit zunehmender Festigkeit über. Im Schlick werden häufig Molluskenbruchstücke und angelöste Molluskengehäuse angetroffen. Eine regionale Verbreitung von Schillhorizonten, wie man sie beispielsweise aus dem Greifswalder Bodden kennt, läßt sich im Arkonabecken allerdings nicht feststellen. In Gebieten mit Gasanreicherungen weist der im Kern gewonnene Schlick Druckentlastungsgefüge wie polyedrischen Bruch und zahlreiche Bläschen an der Kernaußenwand auf.

4.2. Seismische Stratigraphie der Mecklenburger Bucht

Die Mecklenburger Bucht ist mit maximalen Wassertiefen von 28 m wesentlich flacher als das Arkonabecken. In ihrem zentralen Teil ist die rezente Sedimentation ebenso wie im Arkonabecken durch die Ablagerung von Schlick gekennzeichnet. Auch hier wird der Schlick zu den Randbereichen hin zunehmend sandig bis schließlich eine rein sandige Sedimentation vorherrscht.

Die Schichtenfolge der spät- und postglazialen Sedimente in der Mecklenburger Bucht wurde zuletzt ausführlich von LANGE (1984) beschrieben. Wegen der politischen Situation mußten seine Untersuchungen auf den Festlandsockel der DDR beschränkt bleiben. Demgemäß konnte das aus paläogeographischer Sicht besonders interessante Seegebiet zwischen Fehmarn Belt und Darßer Schwelle nicht mit berücksichtigt werden. Neue Daten, die in Zusammenarbeit mit dem Geologischen Dienst von Dänemark sowie durch das Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrographie in Hamburg (Dr. FIGGE) gewonnen wurden, erlauben es, die Aussagen von LANGE (1984) teilweise zu präzisieren oder zu erweitern.

Im Bereich der inneren Lübecker Bucht stehen kaum Informationen über die Schichtenfolge im Liegenden des oberflächlich anstehenden Schlicks zur Verfügung. Ähnlich wie in Teilen des Arkonabeckens verhindern hier Gasansammlungen im Schlick eine Durchdringung der obersten Sedimentschichten (vgl. S. 28-30).

Generell läßt sich für die Mecklenburger Bucht eine ähnliche Abfolge von Sequenzen feststellen wie im Arkonabecken. Diese werden im folgenden unter Bezug auf ihre geographische Position westlich der Darßer Schwelle mit dem Buchstaben W bezeichnet (vgl. Anmerkung S. 25).

Für den südlichen Teil der Mecklenburger Bucht beschreibt LANGE (1984) einen oberen und einen unteren Geschiebemergel. Mehrere NW-SE streichende Geschiebemergelhochlagen werden von LANGE (1984) als Marginalzone der Rosenthaler Staffel definiert. Nach RÜHBERG et al. (1995) ist ihre Entstehung demzufolge mit der Wirkung des Mecklenburger Vorstoßes, welcher sich nach RÜHBERG (1987) mit dem Fehmarn-Vorstoß bzw. nach STEPHAN (1994) mit dem Jungbaltischen Vorstoß in Schleswig-Holstein korrelieren läßt, in Zusammenhang zu bringen. Die zugehörige Grundmoräne ist nach LANGE (1984) flächenhaft verbreitet und wird zwischen Wismarbuch und schleswig-holsteinischer Küste von älterem Geschiebemergel durchragt. Dieser ältere Geschiebemergel wird von LANGE (1984) der Moräne m 4 im Sinne von HEERDT (1965) zugeordnet und muß demzufolge als ein Produkt des Pommerschen Gletschers (W₂) im Sinne von RÜHBERG et al. (1995) betrachtet werden. Nach LANGE (1984) wurde dieser Endmoränenzug des Pommerschen Stadiums durch die Gletscher des Rosenthaler- bzw. Fehmarn-Vorstoßes (d.h. des Mecklenburger Vorstoßes im Sinne von RÜHBERG et al. 1995)

überfahren, wobei sich der Verlauf der Rاندlagen des Mecklenburger Vorstoßes weitgehend an die von der Pommerschen Rاندlage vorgeprägte Struktur anlehnte. An Land verläuft die zum Mecklenburger Vorstoß gehörende Rاندlage z.T. ebenfalls sehr nahe an und teilweise deutlich parallel zur vorgelagerten Pommerschen Hauptrاندlage. Allerdings wird sie dort nicht durch die Gletscher des Mecklenburger Vorstoßes überfahren (RÜHBERG 1987).

4.2.1. Zur Tiefenlage der Quartärbasis im Bereich der Mecklenburger Bucht

Die im Rahmen der hier beschriebenen Arbeiten gewonnenen seismoakustischen Profile konnten in der Mecklenburger Bucht keine neuen Hinweise auf die Tiefenlage der Quartärbasis erbringen. Ausgehend von Ergebnissen an Land abgeteuffer Bohrungen (von BÜLOW 1967, HOTH et al. 1993) dürfte diese im Bereich zwischen -50 und -120 m NN anzutreffen sein und aus tertiären Sedimenten bestehen. So wurde in der Bohrung Grevesmühlen 1/1978 unter 113 m mächtigem Pleistozän eine miozäne Abfolge von Sanden, Tonen und Braunkohle erbohrt (HOTH et al. 1993).

4.2.2. Einheit W1 - Geschiebemergel

Der von LANGE (1984) beschriebene, zwischen der Wismarbucht und der schleswig-holsteinischen Küste aufragende Geschiebemergel ist als Bildung des Pommerschen Gletschers (W_2) anzusehen. Zur Mächtigkeit dieses Geschiebemergels stehen keine direkt gemessenen Daten zur Verfügung. Analog zur Situation in Mecklenburg, wo der W_2 -Gletscher die am weitesten verbreitete und mächtigste Grundmoräne hinterließ (RÜHBERG et al. 1995), dürfte der untere Geschiebemergel beträchtliche Mächtigkeitswerte erreichen. HEERDT (1965) gibt für den mit der Einheit W1b zu korrelierenden Geschiebemergel m 4 im Bereich der Kühlung eine durchschnittliche Mächtigkeit von 20 m an. Nordöstlich von Schwerin erreicht er nach RÜHBERG et al. (1995) Mächtigkeiten von bis zu 120 m.

Die Mächtigkeit des Oberen Geschiebemergels ist nach LANGE (1984) gering. Er ist von grauer bis graubrauner Farbe und enthält zahlreiche Schreibkreide- und Flintgeschiebe. Position und lithologische Ausbildung dieses Geschiebemergels lassen ihn dem Mecklenburger Vorstoß des Weichselglazials (W_3) zuordnen.

In den vorliegenden seismoakustischen Profilen läßt sich im Normalfall lediglich der oberste Geschiebemergel nachweisen. Da dieser nicht unbedingt identisch mit dem jüngsten Geschiebemergel sein muß, ist die Unterscheidung in einen oberen und einen unteren Geschiebemergel häufig mit Problemen behaftet.

Der oberste Geschiebemergel ist über große Flächen der Mecklenburger Bucht in den seismoakustischen Profilen als deutlicher Reflektor erkennbar. Er wurde von LANGE (1984) auskartiert. Dabei zeigte sich, daß eine breite Zone hoch liegenden Geschiebemergels zwischen der Halbinsel Wustrow und der schleswig-holsteinischen Küste zwei Beckenstrukturen nördlich Groß Klützhöved und nordwestlich von Kühlungsborn voneinander trennt. Zwischen beiden Becken konnte LANGE (1984) die Existenz eines Durchbruchtales nachweisen.

Flachseismische Aufnahmen mittels Boomer ergaben, daß die Geschiebemergeloberfläche in der nordöstlichen der beiden Beckenstrukturen erheblich tiefer liegt als bei LANGE (1984) angegeben. In einem Teilbecken dieser Struktur nördlich von Rerik konnten Maximaltiefen der

Geschiebemergeloberfläche von mindestens -75m NN nachgewiesen werden (Abb. 27, 28). Die bei LANGE (1984) beschriebene Beckenstruktur vor Groß Klützhöved erscheint in Abb. 27 nicht sehr stark ausgeprägt, da einerseits die verfügbare Datendichte hier nicht sehr groß war, und andererseits die vorhandenen Informationen für eine weniger tiefe Lage der Geschiebemergeloberfläche als im nordöstlichen Becken sprechen.

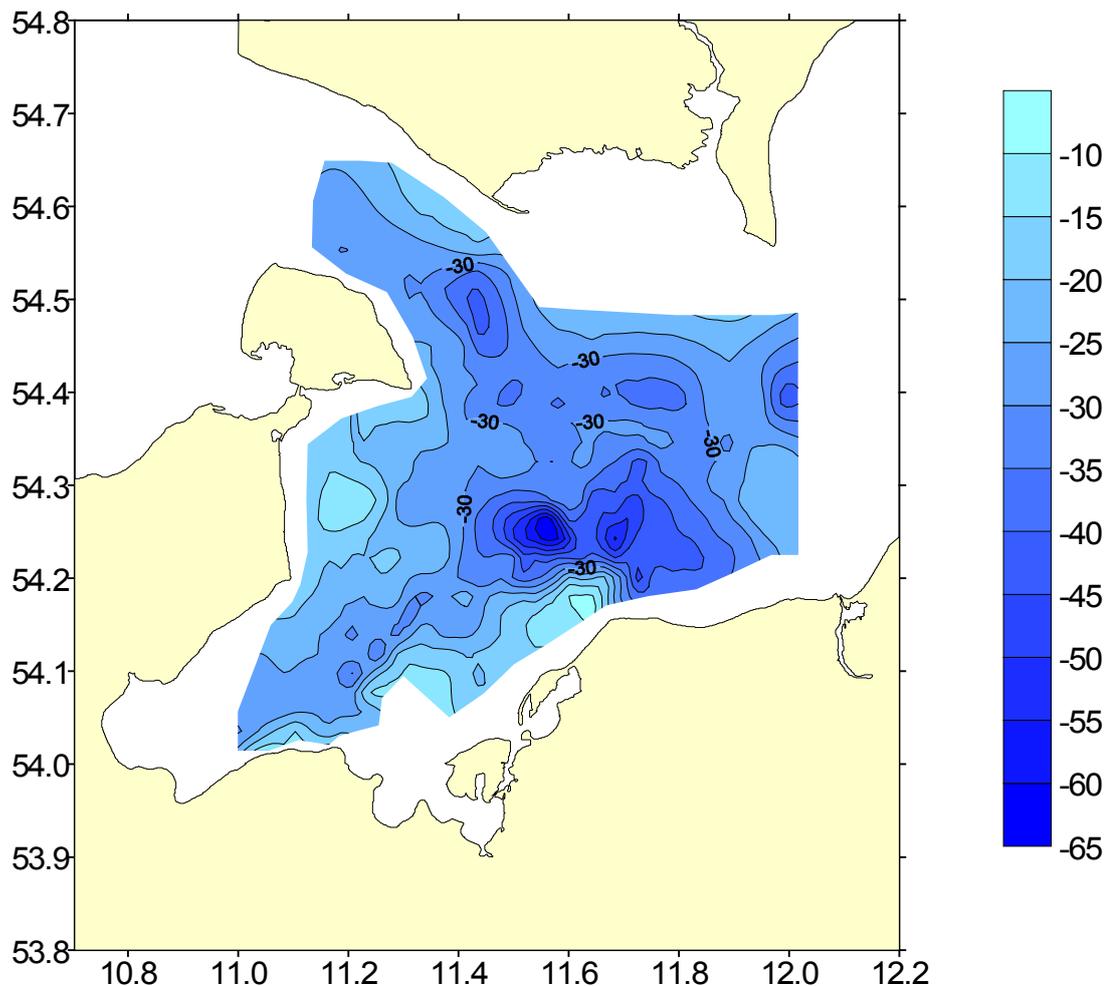


Abb. 27: Tiefenlage des obersten Geschiebemergels in m unter NN

4.2.3. Einheit W2 - Sedimente aus der Zeit des frühen Baltischen Eisstausees

Die Einheit W2 ist die älteste Abfolge über dem Geschiebemergel. Sie wird in den tiefsten Teilen der Mecklenburger Bucht und des Fehmarn Belt gefunden. In flachseismischen Aufnahmen zeichnet sich diese Einheit durch (sub-) parallele Internreflexionen aus. Diese folgen weitgehend der Morphologie der Geschiebemergeloberfläche, insbesondere dort, wo letztere ein ausgeprägtes Relief aufweist. In den tieferen Beckenteilen zeigen sich onlap-Strukturen, während die obere Grenze der Einheit W2 häufig erosiv ist. Eine konkordante Begrenzung zur darüber lagernden Einheit W3 läßt sich im tiefen

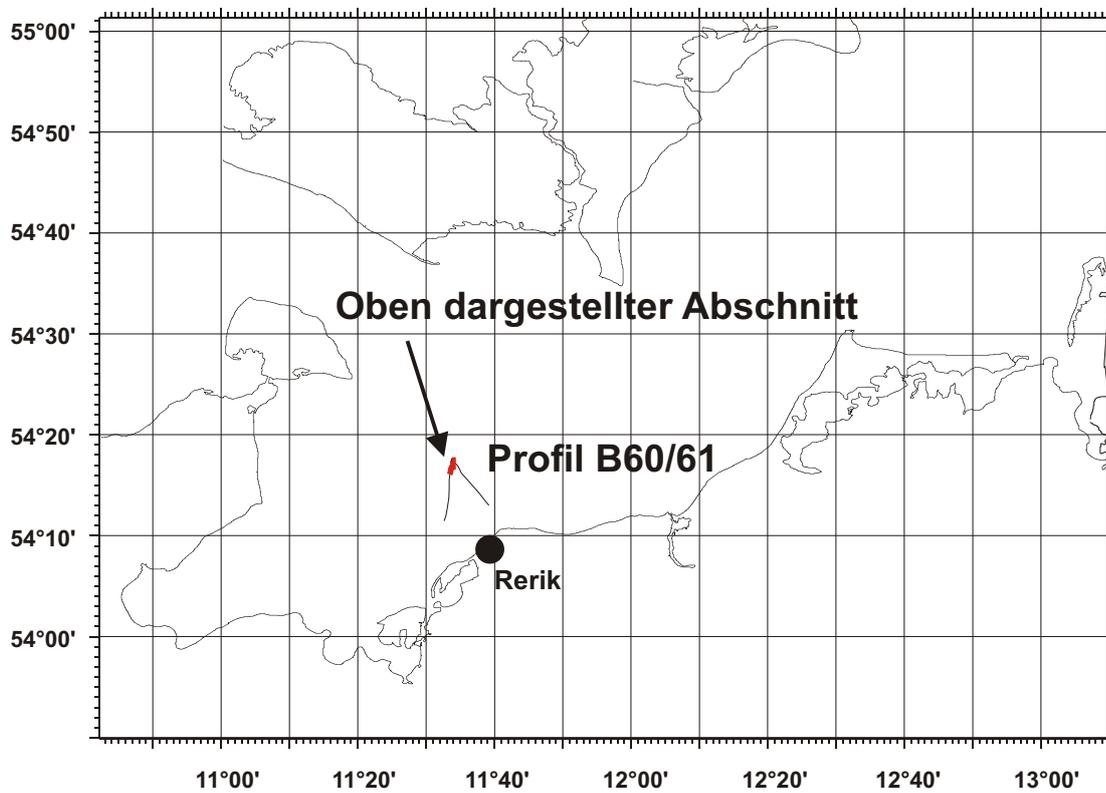
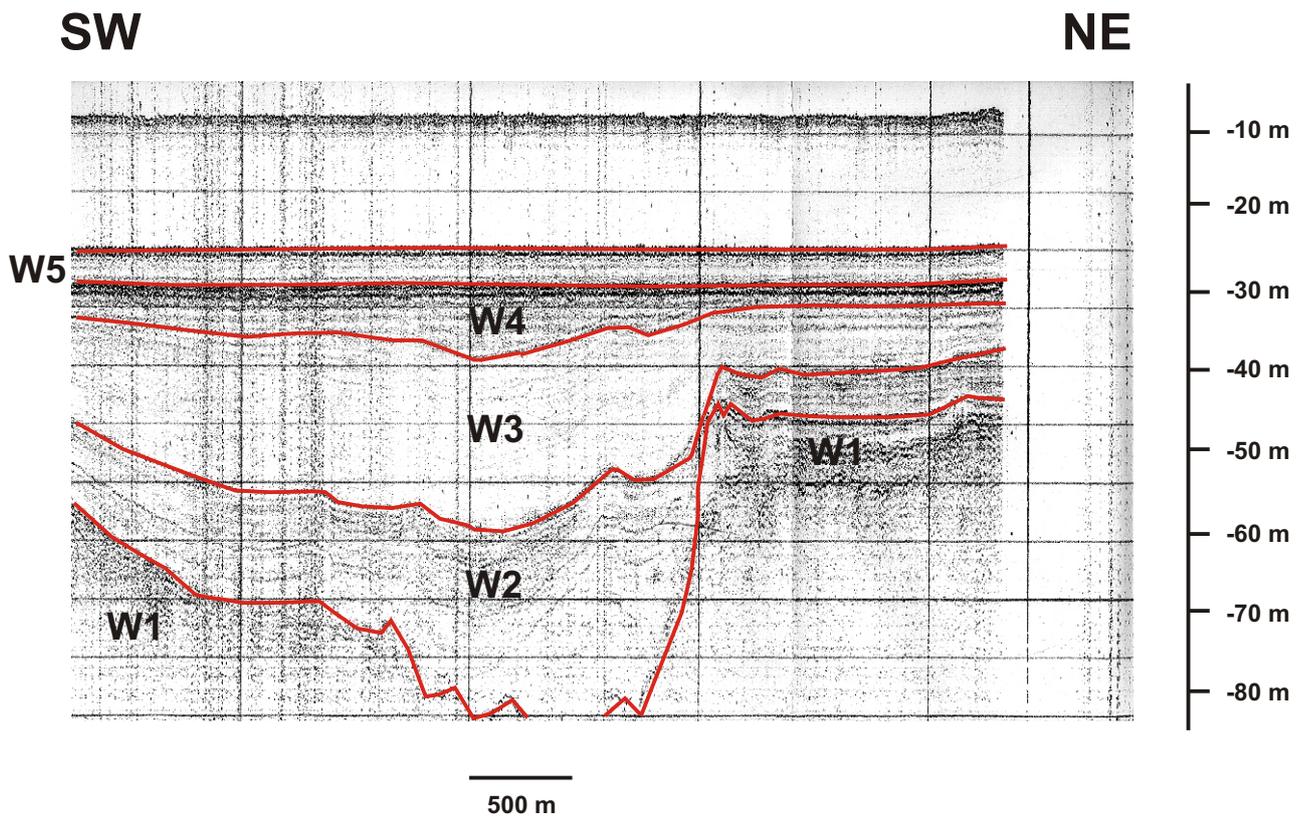


Abb. 28: Spätglaziales Becken nördlich von Rerik

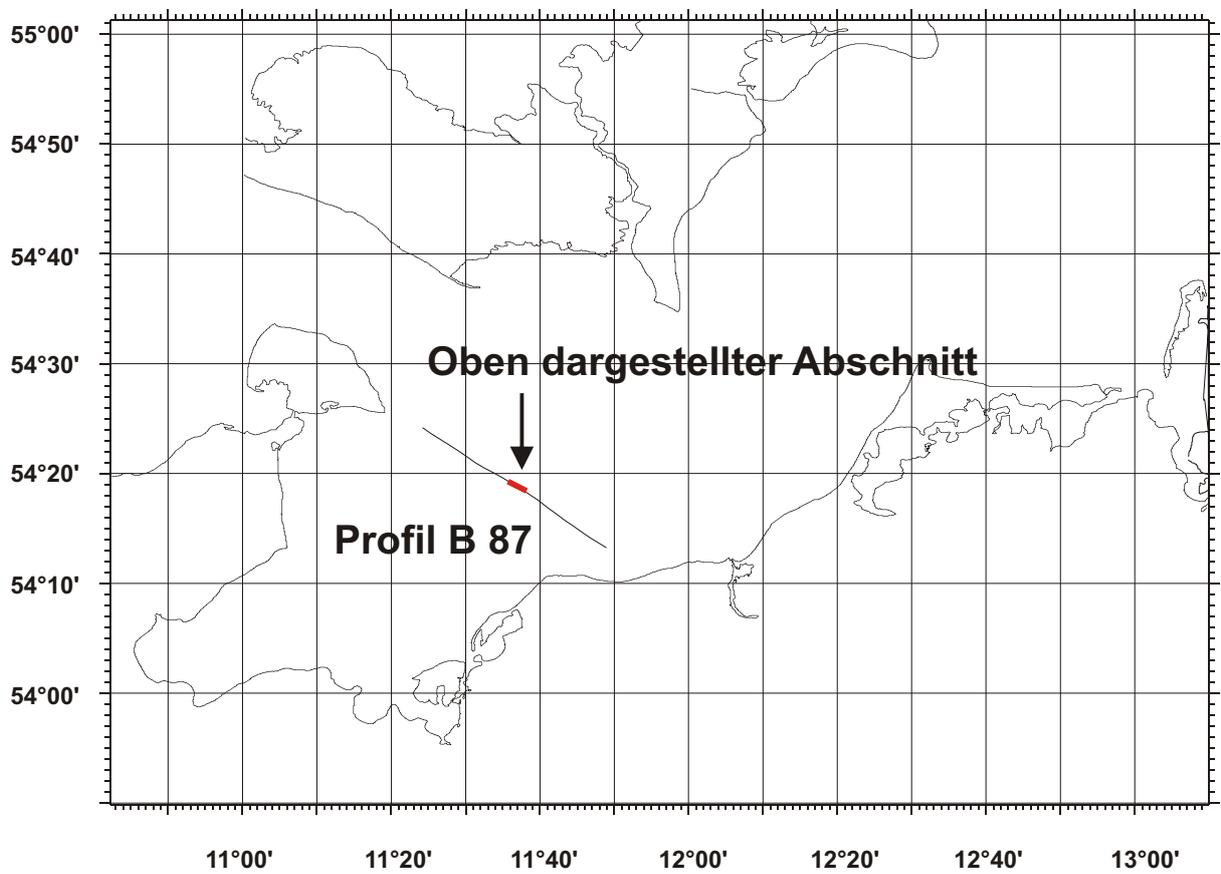
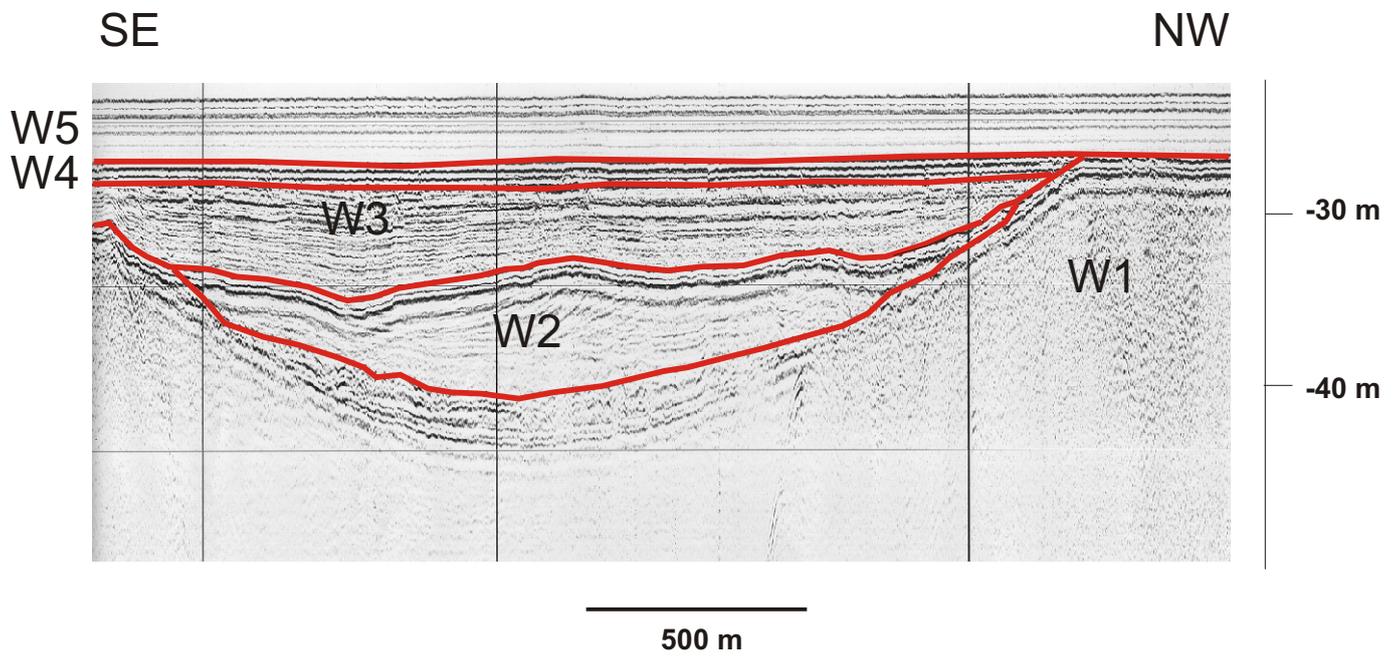


Abb. 29: Schrägschichtungsgefüge innerhalb der Einheit W2

Becken nördlich von Rerik nachweisen . Hier erreicht die Einheit W2 mit nahezu 30 m auch ihre größte Mächtigkeit (Abb. 28). Die wenigen Kerne, die diese Einheit im Fehmarn Belt aufschlossen und das interne Reflexionsmuster sprechen dafür, daß die Einheit W2 im wesentlichen aus gebänderten Tonen bzw. in ihrem liegenden Teil aus gröberen glaziofluviatilen Schüttungen besteht. LANGE (1984) beschreibt als älteste Schmelzwassersedimente in der Mecklenburger Bucht gebänderte Tone mit zum Liegenden hin mächtiger werdenden Jahreswarven. Der CaCO_3 -Gehalt dieser Tone beträgt nach LANGE

(1984) zwischen 15 und 25 %, während die Gehalte an organischem Kohlenstoff um 0,7 % schwanken.

In einem Boomer-Profil wurden innerhalb der Einheit W2 Schrägschichtungsgefüge nachgewiesen, die diskordant von tonigen Ablagerungen der Einheit W3 überlagert werden (Abb. 29). Denkbar ist, daß hier eine sehr frühe postglaziale glaziofluviale Schüttung unter Staubeckentonen eines später gebildeten Eisstausees lagert.

4.2.4. Einheit W3 - Spätglaziale Sedimente aus der Zeit des späten Baltischen Eisstausees

Die Einheit W3 ist in Wassertiefen von mehr als 20 m nahezu über das gesamte Becken der Mecklenburger Bucht hinweg nachweisbar. In seismoakustischen Aufzeichnungen ist diese Einheit durch eine engabständige Schichtung gekennzeichnet. Die Internreflexionen verlaufen weitgehend parallel und folgen in den tiefen spätglazialen Becken der Morphologie der darunter lagernden Einheiten. Außerhalb dieser Becken sind sie eher sählig ausgebildet. Die untere Grenze der Einheit W3 verläuft bis auf wenige Ausnahmen konkordant zur Einheit W2 bzw. greift über diese hinweg (vgl. Abb. 30).

Entsprechend der von der Oberkante der Einheit W2 vorgegebenen Morphologie (Abb. 31) sammelten sich die größten Mächtigkeiten von Ablagerungen der Einheit W3 in den tiefen Becken nördlich von Rerik an. Lediglich durch ein Profil belegt ist das durch Mächtigkeiten von mehr als 15 m der Einheit W3 gekennzeichnete Gebiet östlich dieser Becken (Abb. 32).

In den zentralen Teilen der Mecklenburger Bucht sind die Sedimente der Einheit W3 von toniger Ausbildung. Nach LANGE (1984) sind diese Tone allerdings nicht mehr so deutlich geschichtet wie die liegenden Bändertone. Hinzu kommt eine geringe Zunahme des C_{org} -Gehaltes vom Liegenden zum Hangenden und das Auftreten von Diatomeen wie z.B. *Melosira islandica* oder *Stephanodiscus astrea*. Bei diatomeenanalytischen Untersuchungen im Kern 564017 (Abb. 33, 34) fand A. WITKOWSKI in Tonen der Einheit W3 vorwiegend in flachen Gewässern siedelnde benthische Süßwasserdiatomeen wie *Amphora pediculus*, *Fragilaria martyi*, *F. brevistriata*, *F. oldenburgiana* und *F. punctiformis*. Daneben wurden aber auch vermutlich aus eemzeitlichen Sedimenten umgelagerte marine und Brackwasserformen beobachtet.

Aus dem Südostteil der Lübecker Bucht sowie aus dem Bereich hoch liegenden Geschiebemergels zwischen der Halbinsel Wustrow und der schleswig-holsteinischen Küste beschreibt LANGE (1984) dunkelgraue bis bräunliche Tonmudden, die kontinuierlich in einen kompakten Verlandungstorf übergehen. ^{14}C -Datierungen weisen diesen organogenen Bildungen Alter von 10.750 ± 140 a BP bzw. 10.670 ± 180 a BP zu. Noch ältere spätglaziale Ablagerungen wurden am Ostrand der Mecklenburger Bucht gefunden. Hier konnte LANGE (1984) in Feinsande eingelagerte Torfhorizonte mit 12.015 ± 140 a BP bzw. mit 11.170 ± 580 a BP datieren. Mit Hilfe neuer flachseismischer Aufzeichnungen wurde im Südostteil der Mecklenburger Bucht innerhalb der Einheit W3 ein 3-4 m mächtiger

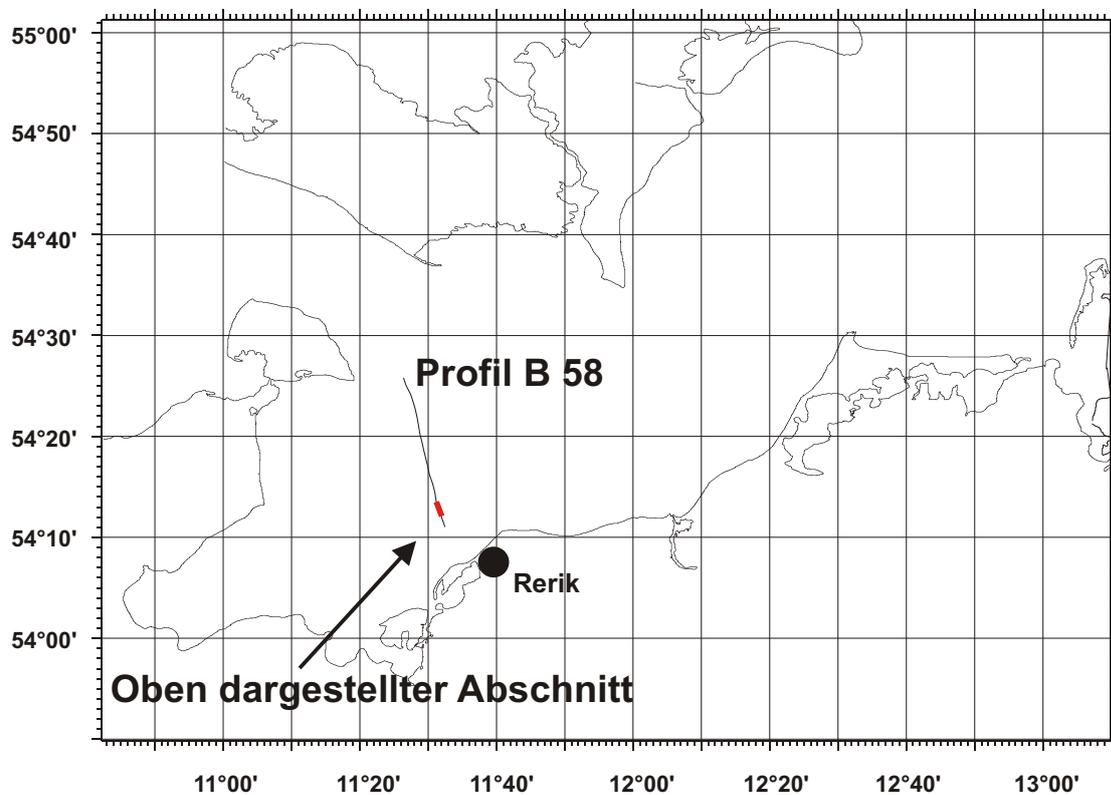
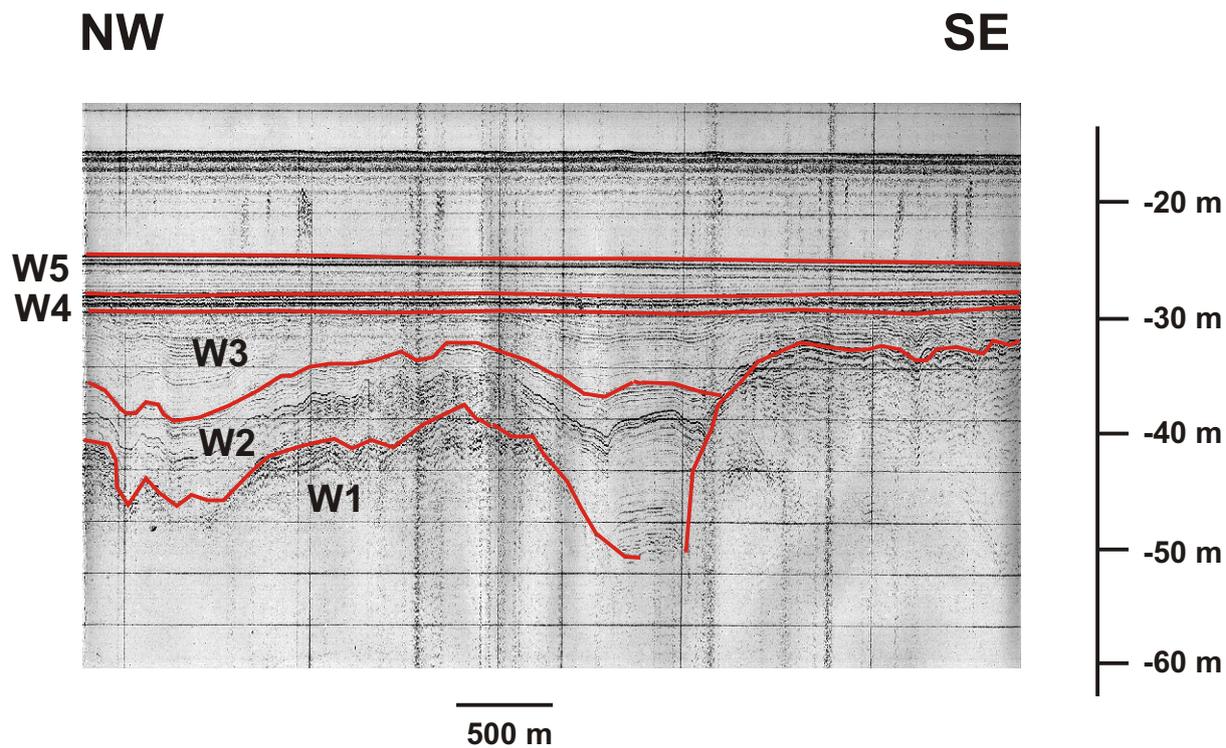


Abb. 30: Schichtenfolge norwestlich von Rerik

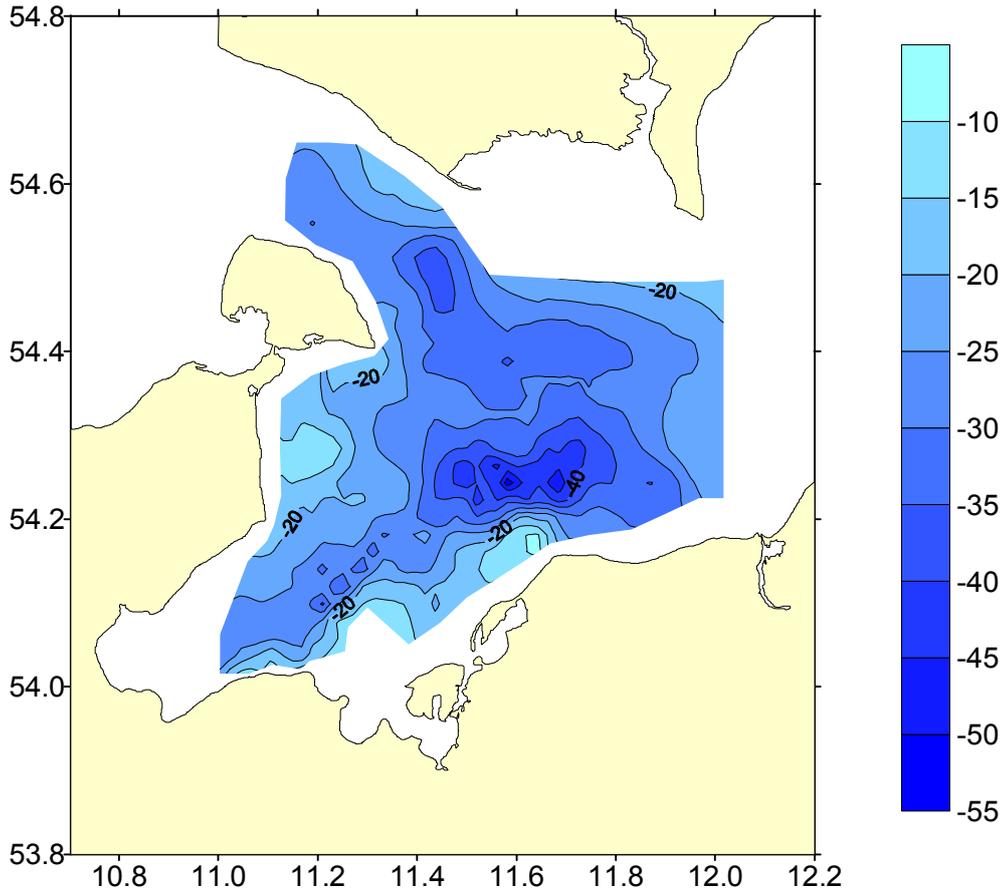


Abb. 31: Oberkante des Reflektors W2

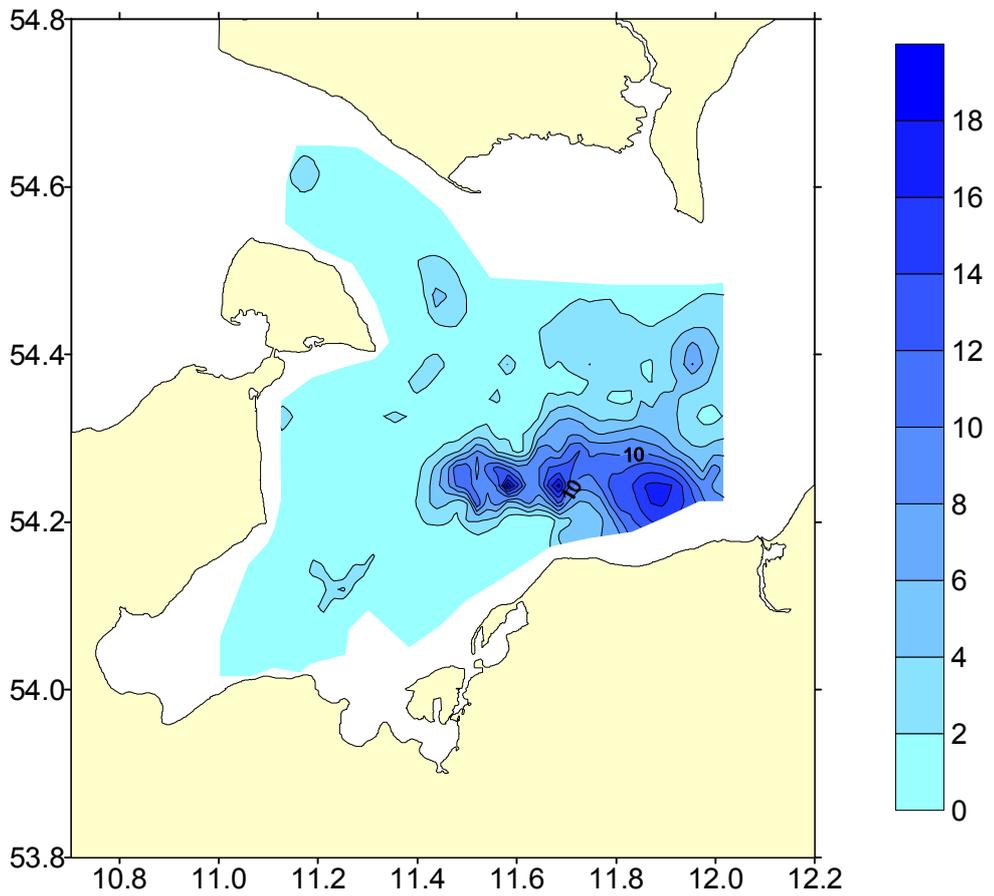


Abb. 32: Mächtigkeit der Einheit W3 in m

564017

54°23.395 N / 11°32.265 E

Wassertiefe = 26.00 m

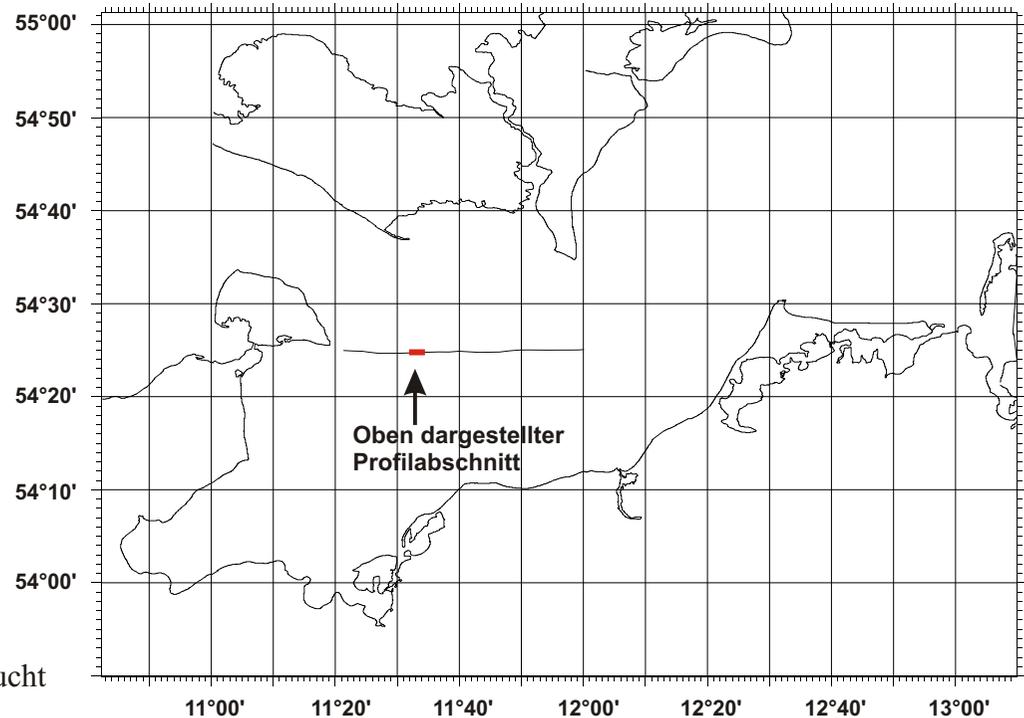
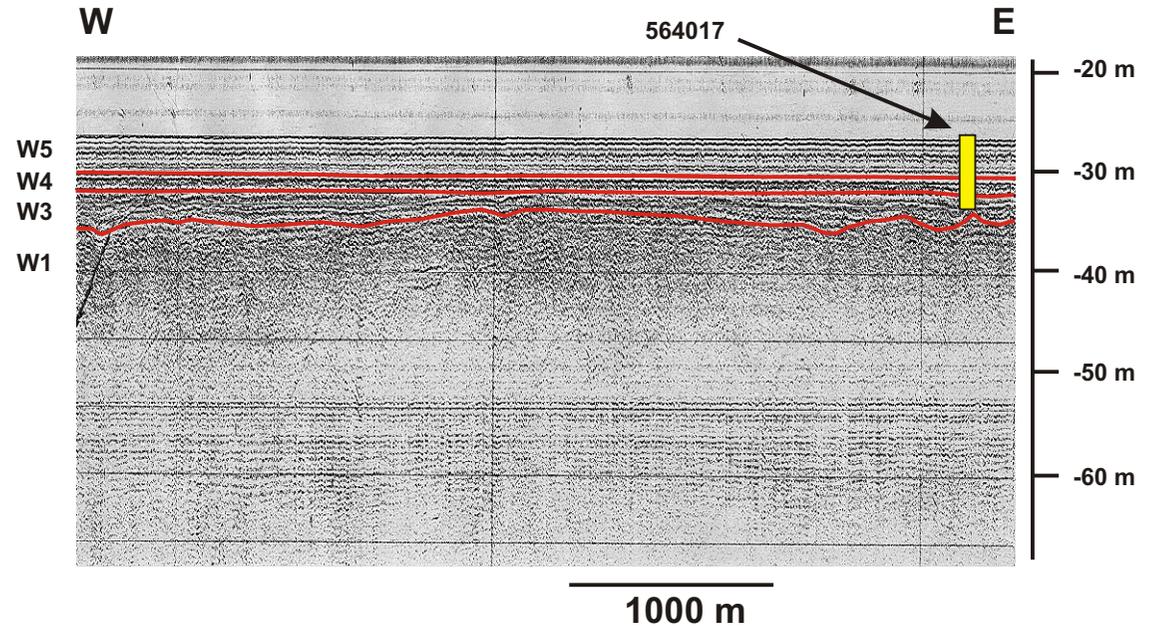
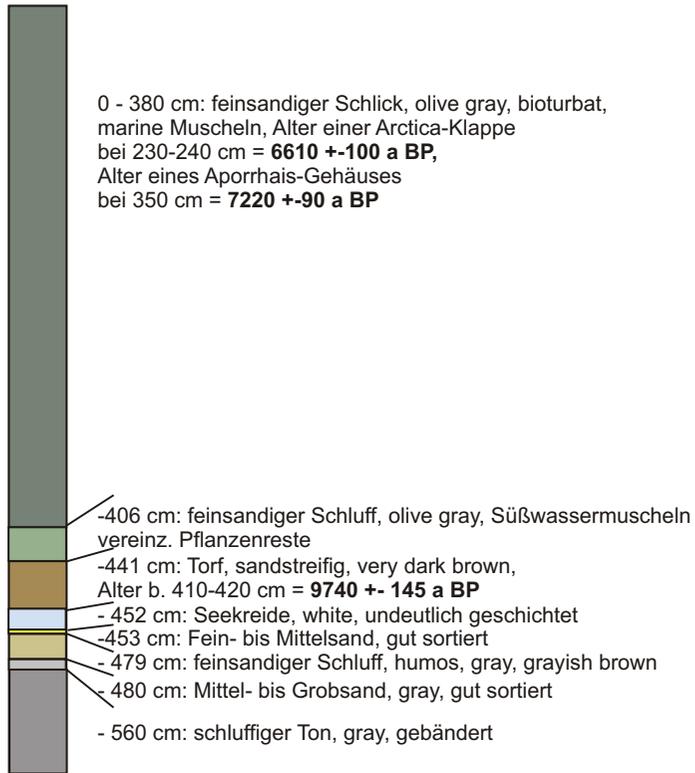


Abb. 33: Kern 564017 aus dem Zentralteil der Mecklenburger Bucht

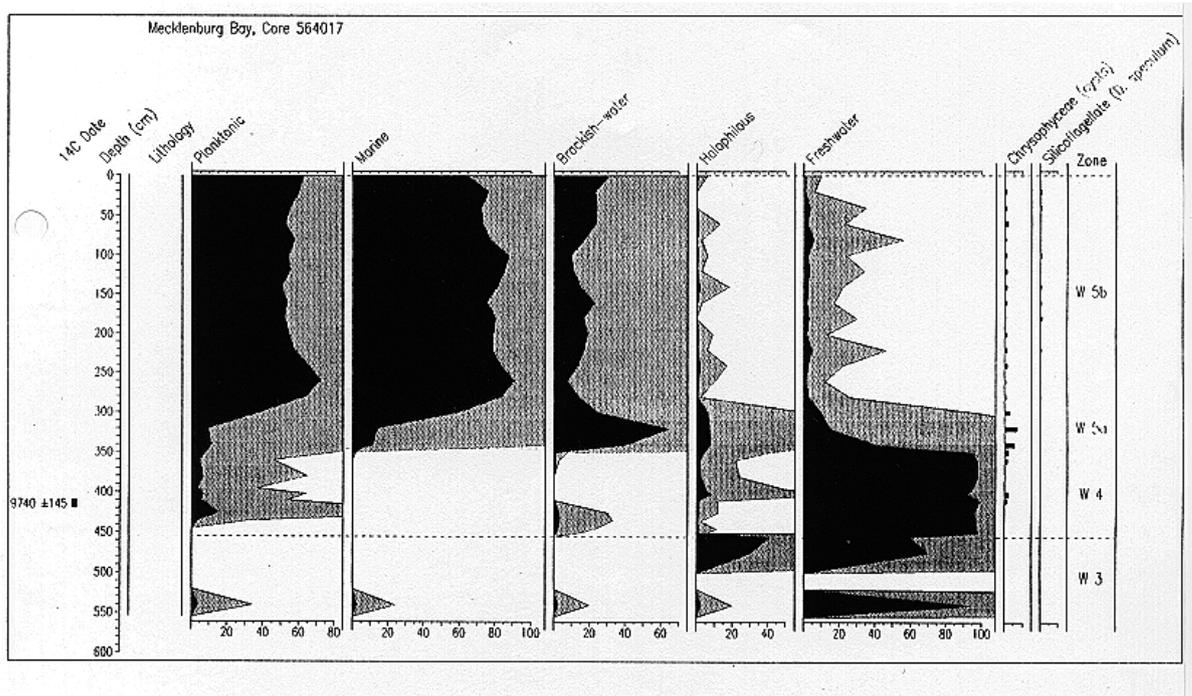


Abb. 34: Diatomeenformen im Kern 564017 (A. Witkowski)

Vorschüttungskörper mit charakteristischen, nordwestwärts einfallenden Internreflexionen nachgewiesen. Diese gehen beckenwärts in die für die distale Fazies der Einheit W3 typischen parallelen Reflexionsmuster über. Die obere Grenze dieses Vorschüttungskörpers zeigt deutliche Erosionsspuren. Der Übergang von der Beckenfazies zum Vorschüttungskörper wird auch durch die lithologische Zusammensetzung der zugehörigen Sedimente widerspiegelt. Während im distalen Bereich gebänderte Tone vorherrschen, ist in südöstlicher Richtung eine zunehmende Vergröberung von gebänderten, schluffigen Tonen über Feinsande bis hin zu Mittelsanden festzustellen (Abb. 35-37).

Stellvertretend für die beckenzentrale Fazies sei hier der Kern 564017 (vgl. Abb. 33) genannt, wo das Mindestalter der W3-Tone indirekt durch Datierung eines Torfes weit über dem Ton bestimmt werden konnte. Dieser Torf wies ein mittels konventioneller ^{14}C -Datierung ermitteltes Alter von 9.740 ± 145 a BP auf. In einem Schluff des näher zum Beckenrand gelegenen Kernes MB 01/94 wurden Blattreste mit Hilfe der AMS- ^{14}C -Technik mit 10.660 ± 90 a BP datiert. Der nur wenige km weiter südöstlich gezogene Kern MB 02/94 erbrachte in Schluffen der Einheit W3 ein an *Betula nana*-Blättern bestimmtes AMS ^{14}C -Alter von 10.300 ± 140 a BP. Pflanzenreste, die weiter südöstlich in einem Torf innerhalb der Einheit W3 gefunden wurden, konnten mittels AMS- ^{14}C -Bestimmungen mit 10.700 ± 170 a BP datiert werden.

4.2.5. Einheit W4 - Frühholozäne Süßwasserbildungen

Die Sedimente der Einheit W4 lagern innerhalb des Verbreitungsgebietes der Einheit W3. Ihre größten Mächtigkeiten erreichen sie in den tiefen Becken nordwestlich von Kühlungsborn mit etwas mehr als 4 m (Abb. 28, 38). Im Zentralteil der Mecklenburger Bucht bewegen sich die Mächtigkeiten der Einheit W4 zwischen 1 und 2 m.

WNW

ESE

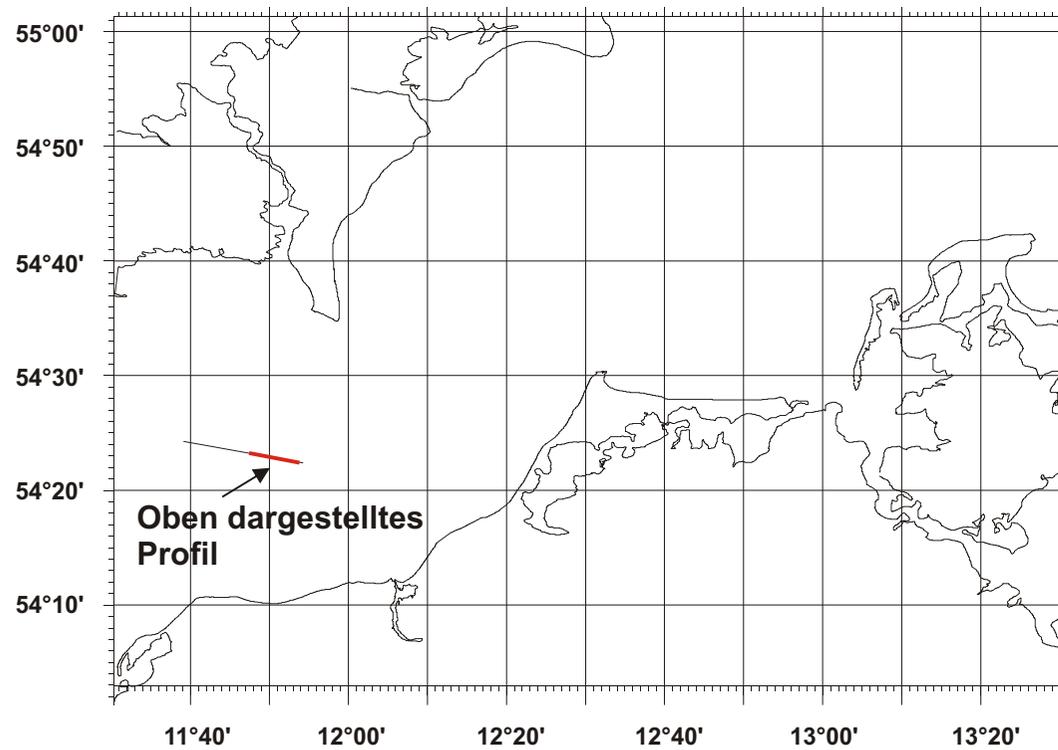
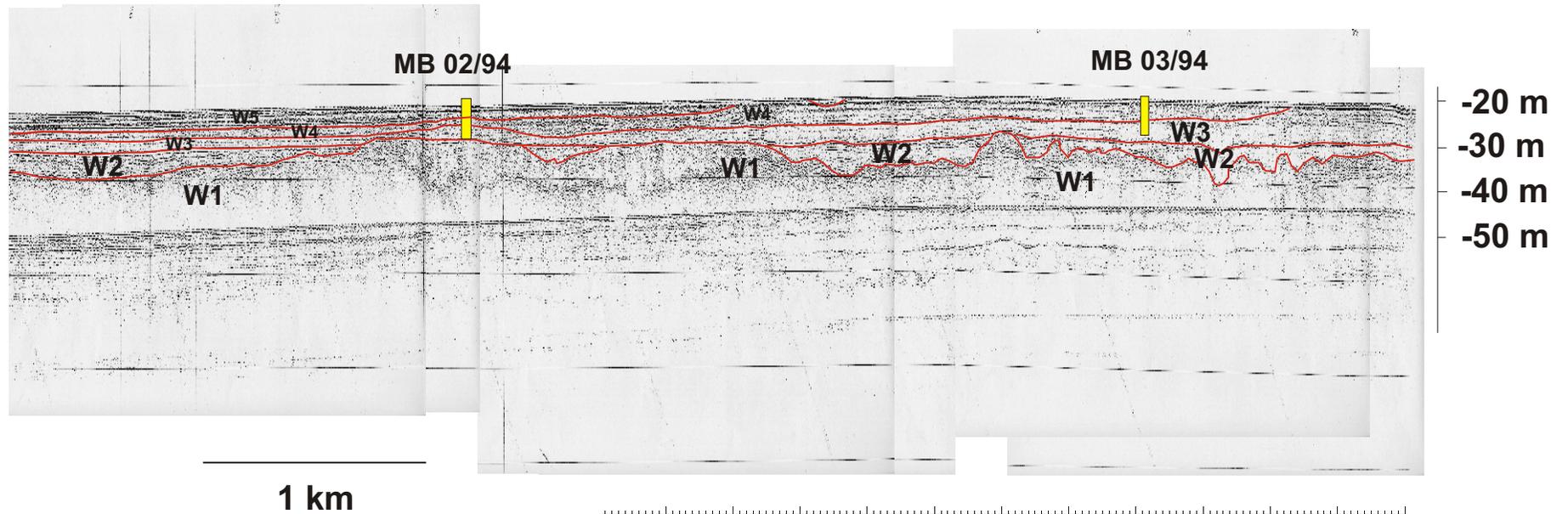
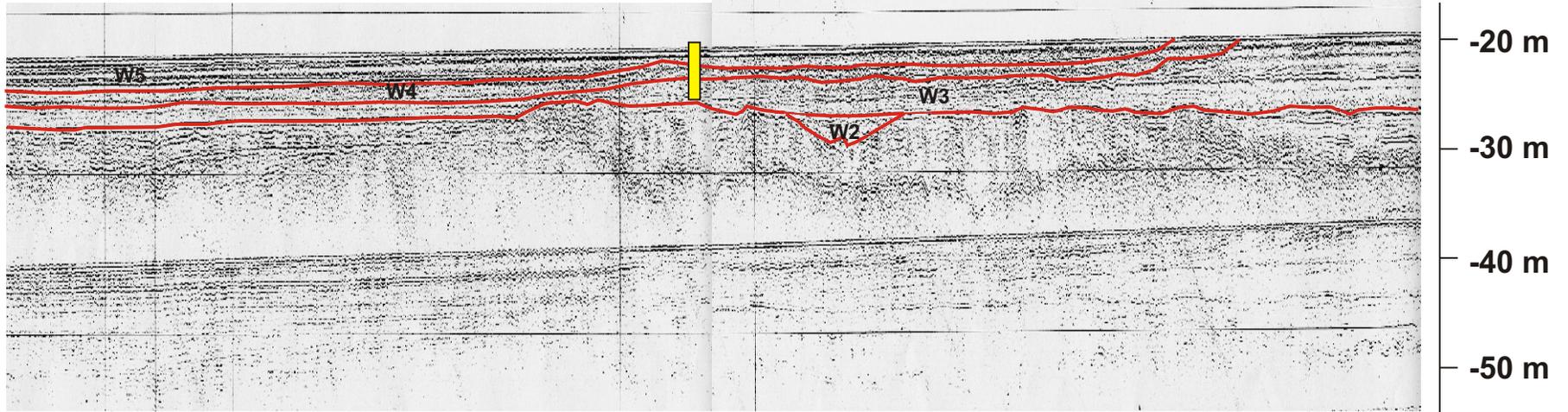


Abb. 35: WNW- ESE-Profil am Ostrand der Mecklenburger Bucht

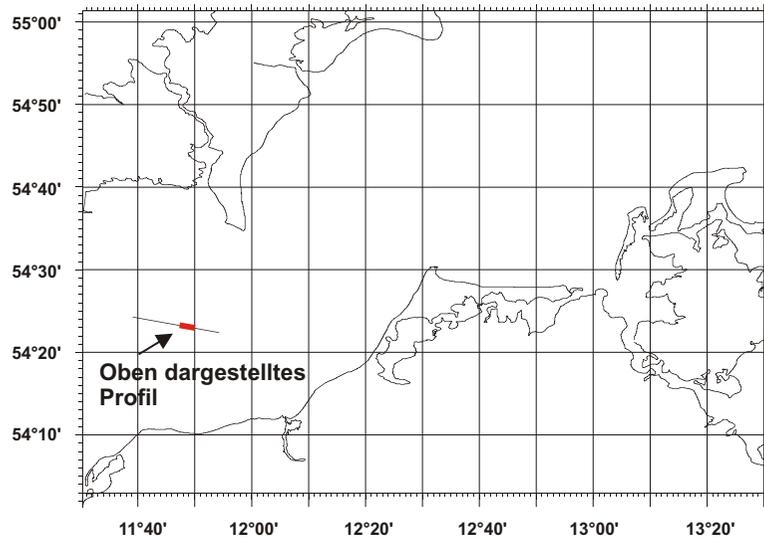
WNW

MB 02/94

ESE



1000 m



MB 02/94

54°21.639N /
11°49.930 E

Wassertiefe =
20.70 m

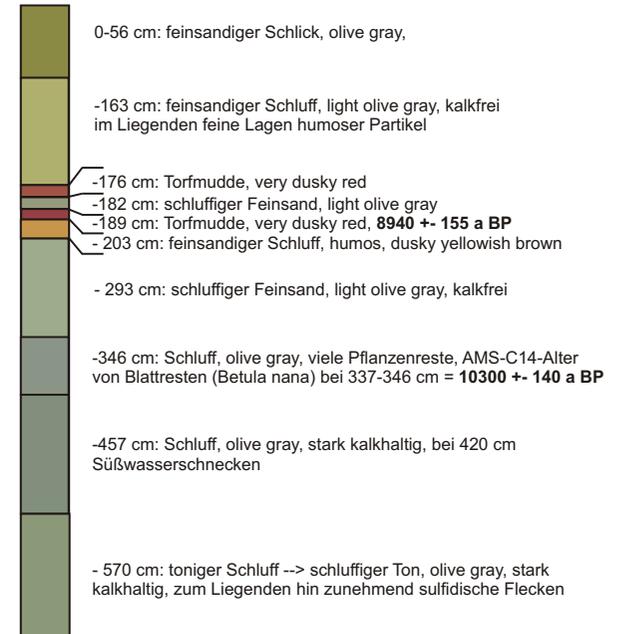
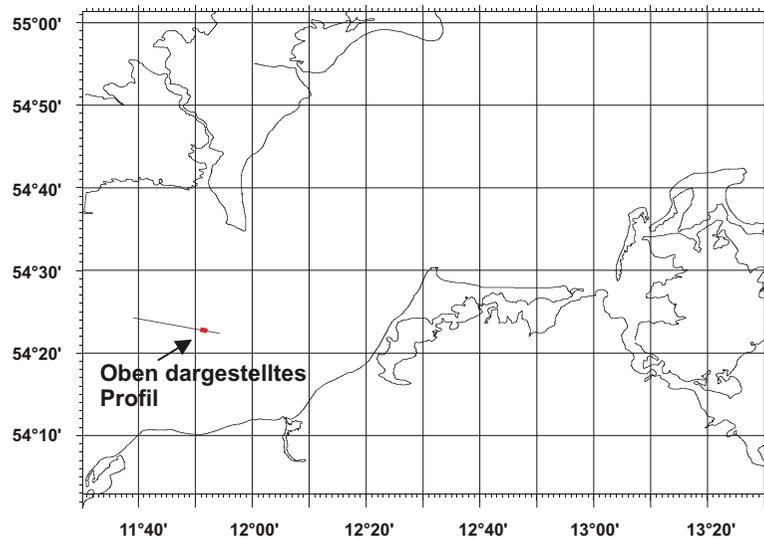
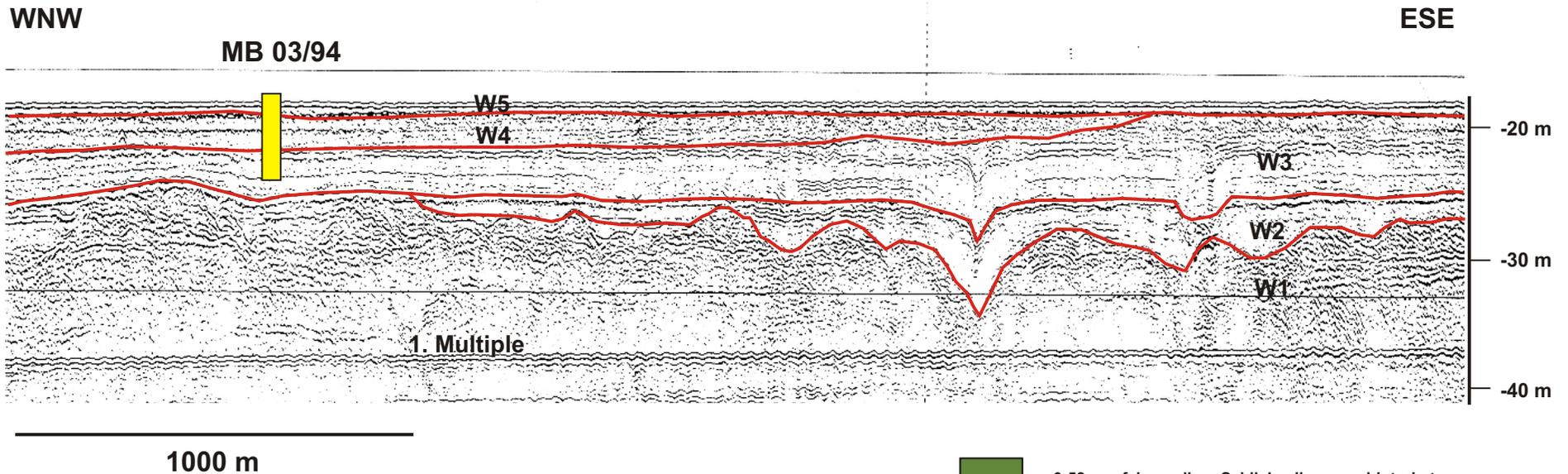


Abb. 36: Kern MB 02/94



MB 03/94

**54°21.275 N /
11°52.687 E**

**Wassertiefe =
19.00 m**

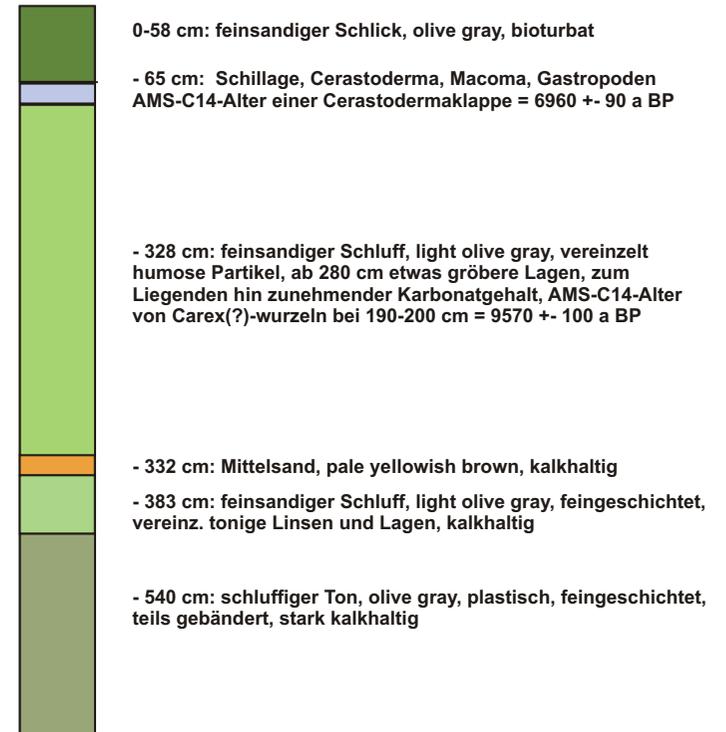


Abb. 37: Kern MB 03/94

Die lithologische Ausbildung der W4-Sedimente ist außerordentlich vielfältig. Sie lagern häufig über grauen Mittel- bis Grobsanden von nur wenigen cm Mächtigkeit. KOLP (1961, 1965) und LANGE (1984) beschreiben neben tonigen Schluffen von vorwiegend grauer Farbe Torfgyttjen und Torfe sowie stark kalkhaltige Gyttjen bis hin zur Seekreide. Insgesamt enthalten die Sedimente der Einheit W4 häufig zahlreiche Pflanzenreste.

In den seismoakustischen Aufzeichnungen lassen die W4-Ablagerungen in den beckenzentralen Bereichen kontinuierliche, engabständig parallele Internreflexionen erkennen. Diese sind hier sowohl zur Hangend- als auch zur Liegendgrenze konkordant. Am östlichen Rand der Mecklenburger Bucht ist die Einheit W4 als keilförmige Struktur mit nordwestwärts zur Liegendgrenze hin einfallenden Internreflexionen ausgebildet. Die Hangendgrenze ist hier z.T. erosiv.

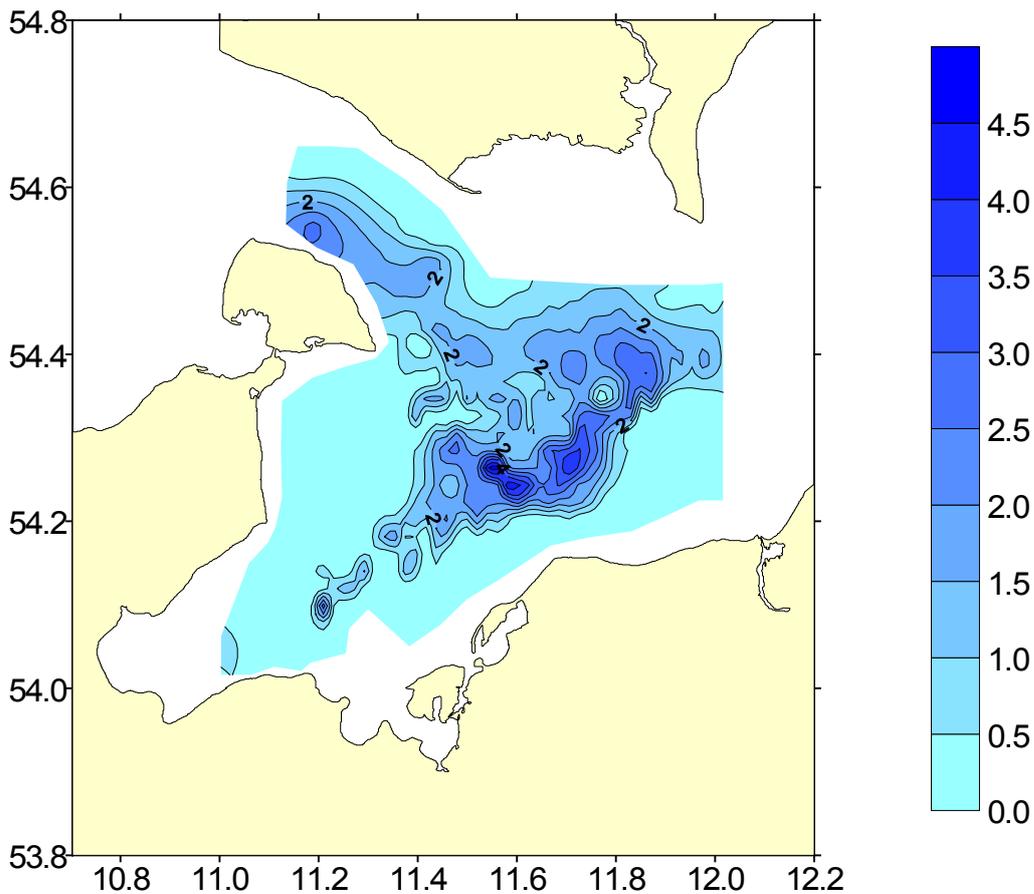


Abb. 38: Mächtigkeit der Einheit W4 in m

Als stellvertretend für die beckenzentrale Ausbildung der W4-Sedimente kann die Abfolge des Kerns 564017 gelten (vgl. Abb. 33). Über einer geringmächtigen Fein- bis Mittelsandlage bilden eine mit 9.740 ± 145 a BP datierte Torfgyttja und eine 11 cm mächtige Seekreide neben feinsandigen Schluffen mit einer Süßwasser-Molluskenfauna die Sedimente der Einheit W4. Eine allmählich einsetzende schlackige Sedimentation mit vereinzelt auftretenden marinen Mollusken leitet zur Einheit W5 über. Eine Besonderheit der Diatomeenführung im Kern 564017 ist der bis zu 5 % ausmachende Anteil planktonischer Formen wie *Aulacoseira ambigua*, *A. islandica* und *Tabellaria flocculosa* in den Sedimenten der Einheit W4. Ebenso wie LANGE (1984) fand A. WITKOWSKI im Kern 564017 marine

Diatomeen wie *Paralia sulcata*, *Dimeregramma minor*, *Dipolneis smithii*, *Grammatophora oceanica* und *Achnanthes delicatula*. Im Gegensatz zu LANGE (1984) werden diese marinen Formen von A. WITKOWSKI jedoch nicht als Beleg für eine kurzzeitige marine Beeinflussung der Mecklenburger Bucht im frühen Boreal gesehen, sondern als Umlagerungsprodukte aus marinen eemzeitlichen Sedimenten gedeutet. Der näher zum Beckenrand befindliche Kern MB 02/94 lieferte innerhalb der Einheit W4 schluffige Feinsande und zwei Torfmuddehorizonte. Der liegende dieser beiden Horizonte wurde mittels konventioneller ^{14}C -Altersbestimmung datiert und erbrachte ein Alter von 8.940 ± 155 a BP.

Als dominierende Diatomeenarten innerhalb der Einheit W4 konnte A. WITKOWSKI hier die Süßwasserformen *Navicula scutelloides*, *Fragilaria martyi*, *F. brevistriata*, *F. oldenburgiana*, *Amphora pediculus*, *Epithema hyndmanii*, *E. argus* und *E. goeppertiana* nachweisen. Diese deuten auf ein flaches, eutrophes und kalziumreiches Gewässer hin.

4.2.6. Einheit W5 - Litorinazeitliche und jüngere marine Sedimente

Sedimente der Einheit W5 lagern vor allem in Wassertiefen von mehr als 20 m. Sie gleichen das präexistente Relief (Abb. 39) weitgehend aus, werden aber auch im zentralen Teil der Mecklenburger Bucht örtlich von älteren Sedimenten durchspießt. Im allgemeinen erreichen sie Mächtigkeiten von bis zu 7 m (Abb. 39). In einem Kern aus der Lübecker Bucht konnte LANGE (1984) Mächtigkeiten des dort die Einheit W5 bildenden Schlicks von mehr als 10 m nachweisen. Eine weitergehende Aufnahme der Schlickmächtigkeit in diesem Gebiet ist wegen des flächenhaft auftretenden Beckeneffektes (vgl. S.28-30) bisher nicht möglich gewesen.

In den Randbereichen der Mecklenburger Bucht nehmen die Mächtigkeiten der Einheit W5 stark ab. Häufig bilden hier ältere Sedimente der älteren Einheiten den Meeresboden.

Innerhalb der Einheit W5 unterschied LANGE (1984) Sedimente aus der Zeit der initialen Überflutung von jenen aus der Zeit danach. Den Beginn der transgressiven Entwicklung setzt LANGE (1984) in der Mecklenburger Bucht um 8.300 a BP in einer Tiefe von -28.5 m an. Im Zuge des sehr raschen Meeresspiegelanstieges im späten Boreal und frühen Atlantikum wurden die in den Einflußbereich des Meerwassers gelangenden älteren Sedimente häufig aufgearbeitet und umgelagert. In Kernen aus diesen Bereichen ist demzufolge mit Sedimentationslücken zu rechnen, obwohl diese makroskopisch zunächst nicht sichtbar sein müssen. Häufig ist der Transgressionskontakt nur über unterschiedliche Molluskenarten zu erkennen. In den Randbereichen der Mecklenburger Bucht wurden allerdings auch Schillhorizonte mit marinen Muscheln aus dem frühen Atlantikum direkt über präborealen Sedimenten angetroffen (Abb. 37).

Lithofaziell betrachtet handelt es sich bei den Sedimenten der Einheit W5 vorwiegend um Schlicke mit unterschiedlichem Anteil von sandigen Beimengungen. Im Vergleich mit den Schlickten des Arkonabeckens sind diese etwas grobkörniger. Sie gehen in den flacheren Randbereichen der Mecklenburger bzw. Lübecker Bucht in meist geringmächtige Sande mit mariner Fauna über.

Wie schon von LANGE (1984) festgestellt, ist es nicht ohne weiteres möglich, die Schlicke den einzelnen postlitorinen Entwicklungsphasen der Ostsee zuzuordnen, da sie sedimentpetrographisch und geochemisch weitgehend homogen sind. Bei näherer Betrachtung der Fossilführung lassen sich für einzelne Kerne jedoch solche Zuordnungen vornehmen. So gelang LANGE (1984) erstmals der Nachweis der hochmarinen Litorina II-Phase in Sedimenten der Mecklenburger Bucht durch die

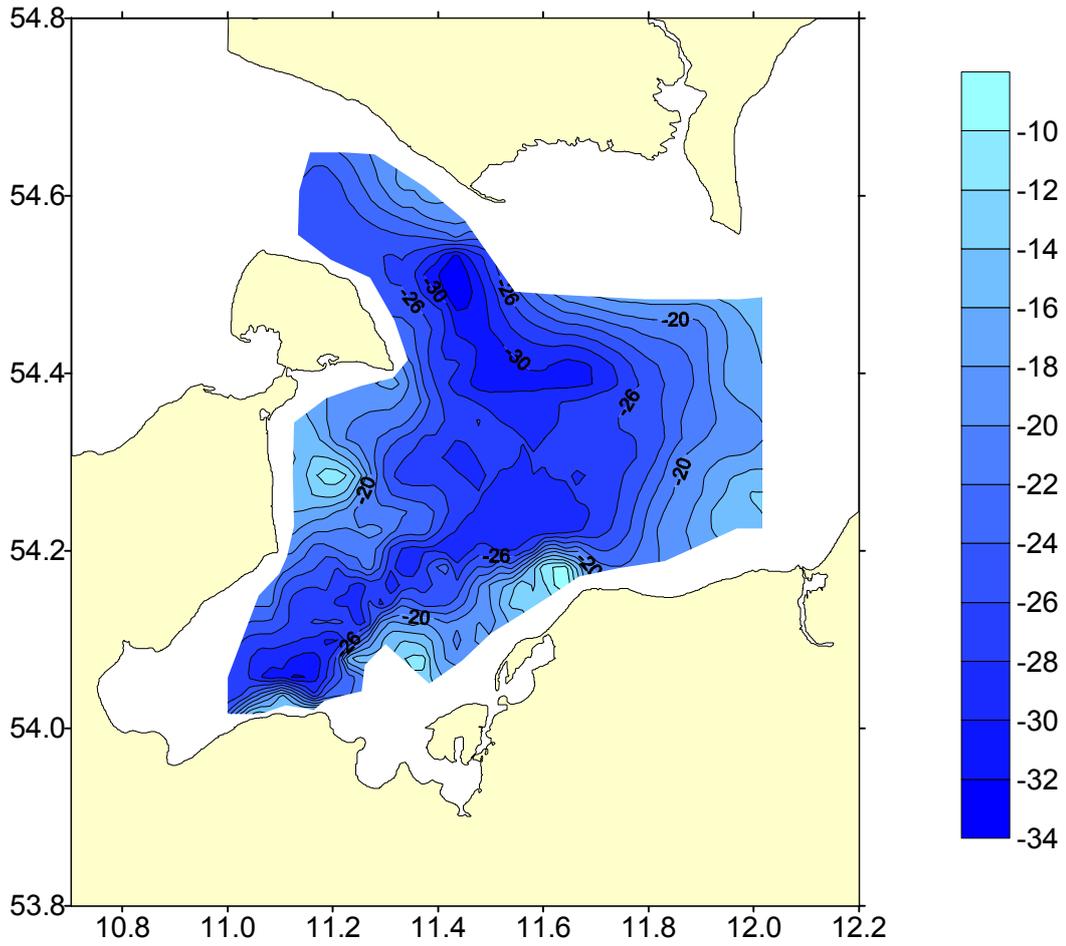


Abb. 39: Unterkante der Einheit W5

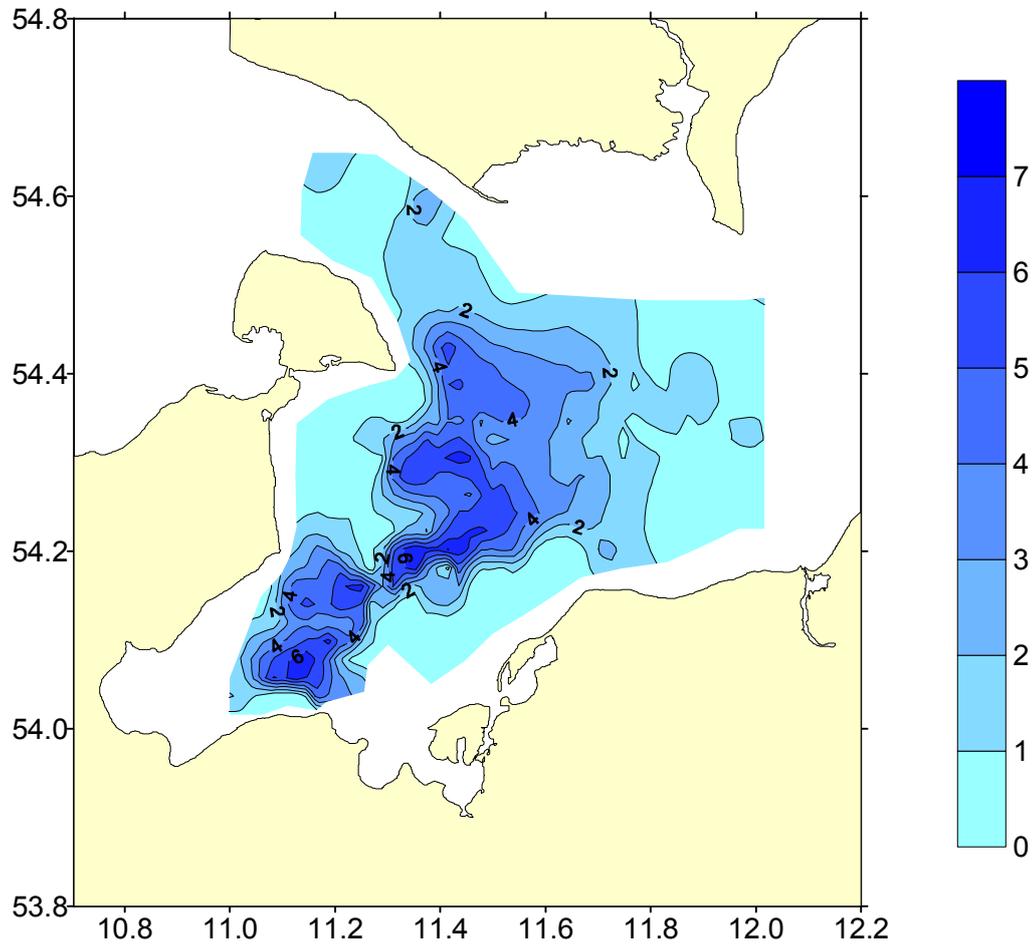
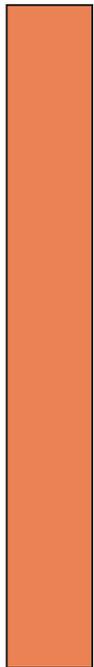


Abb. 40: Mächtigkeit der Einheit W5 in m

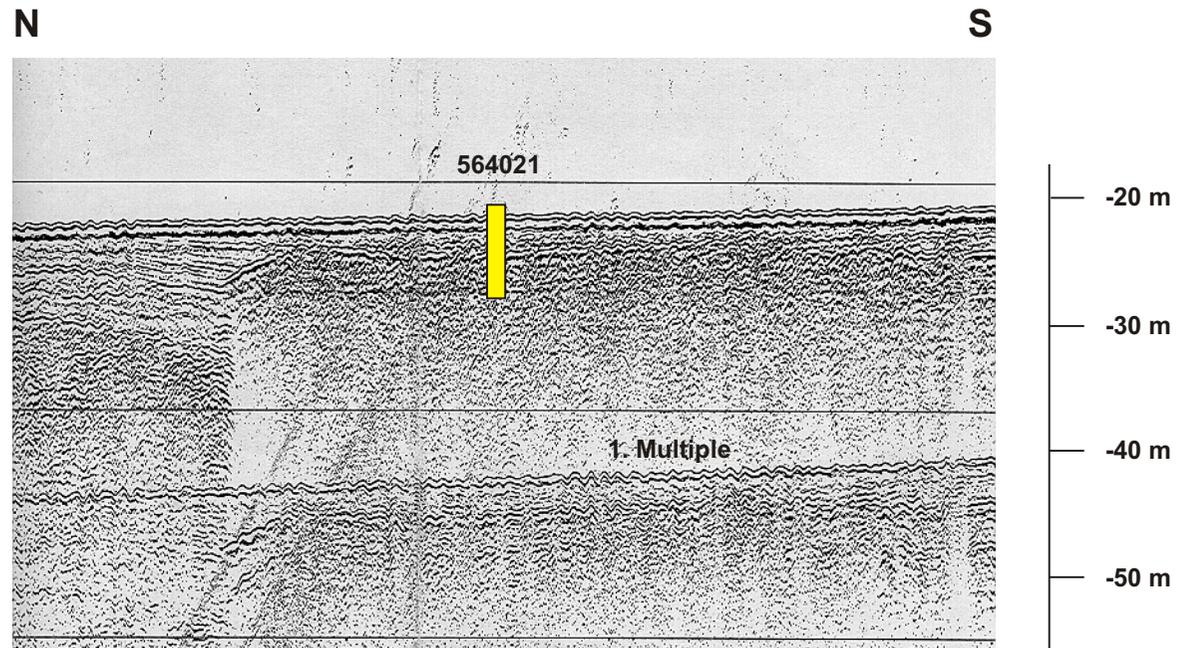
564021 (54°25.39 N / 11°59.42 E)
Wassertiefe = 21.1 m



0-460 cm: Wechsellagerung von gut sortiertem Feinsand (light grayish) und Schluff, (grayish brown), Pflanzenreste

AMS-C-14-Alter an Resten von *Alnus glutinosa* bei 120-130 cm = **7730 ± 110 a BP**

AMS-C-14-Alter an Resten von *Carex rostrata*, *Carex sp.*, *Cladium mariscus*, *Alnus glutinosa*, *Populus tremula* bei 260-270 cm = **7650 ± 150 a BP**



500 m

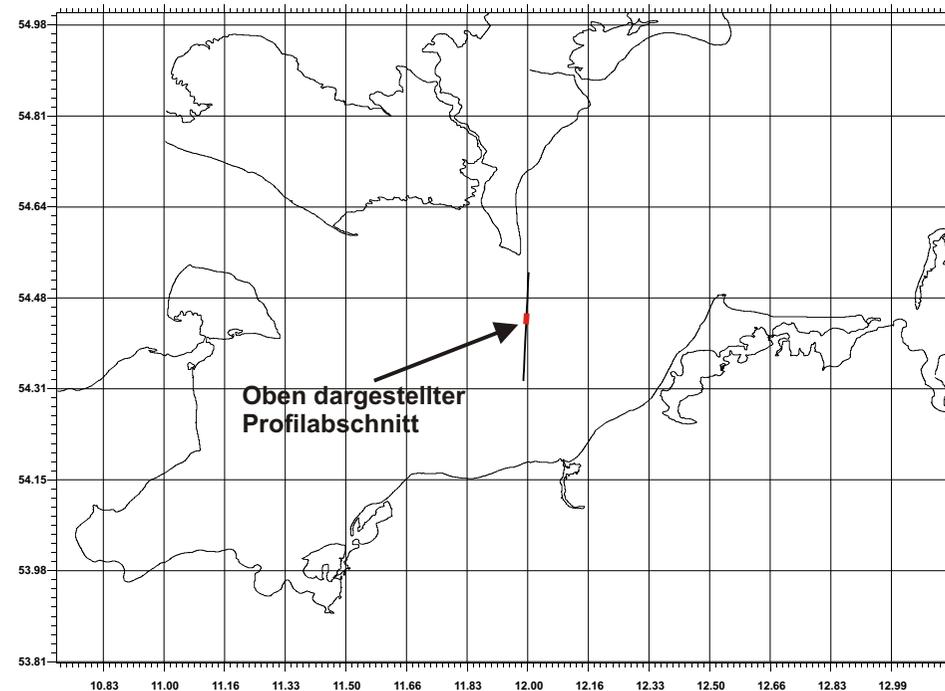


Abb. 41: Kern 564021

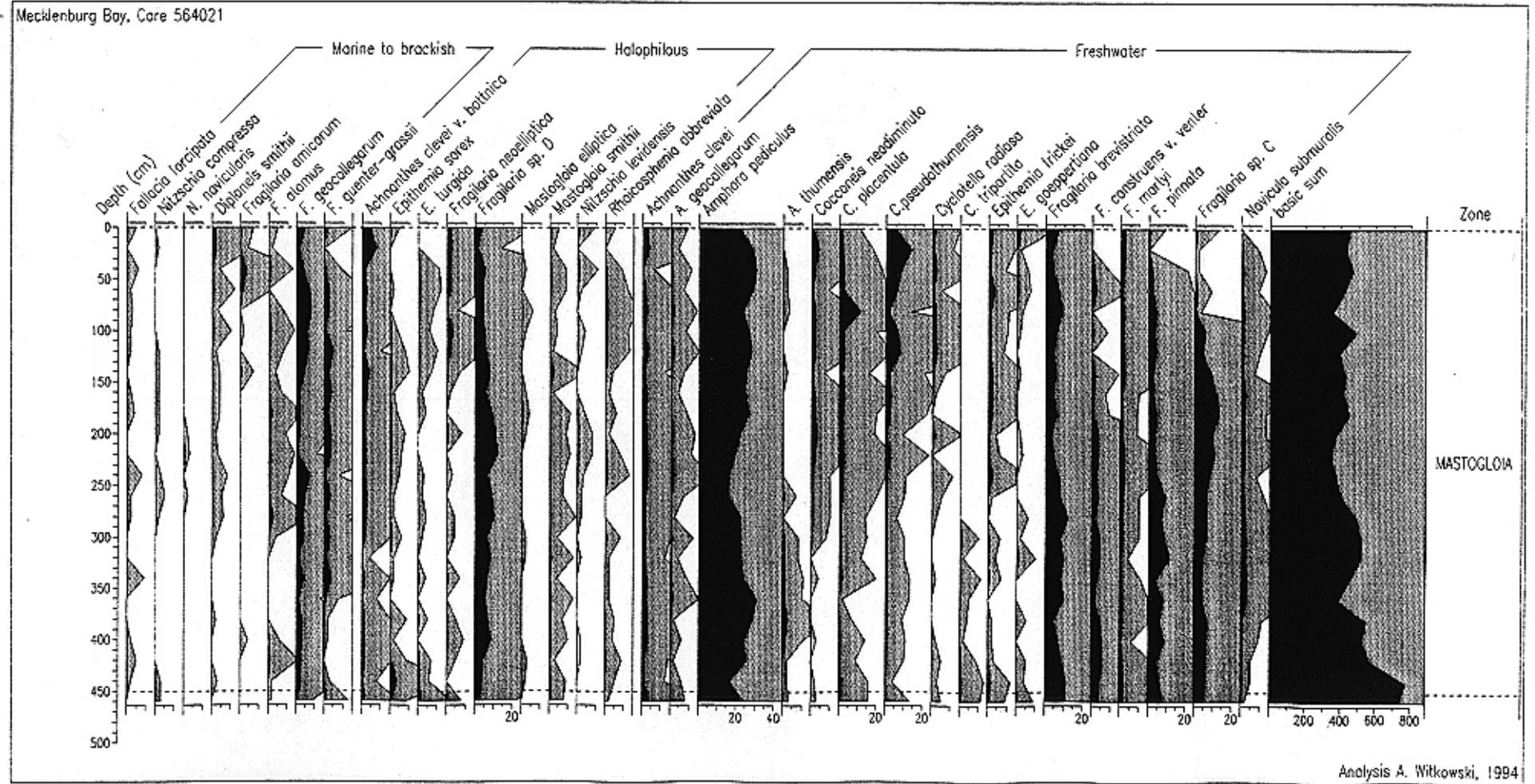


Abb. 42: Diatomeenfloren im Kern 564021 (A. Witkowski)

**564016 (54°27.50 N / 11°42.96 E;
Wassertiefe = 24.7 m**

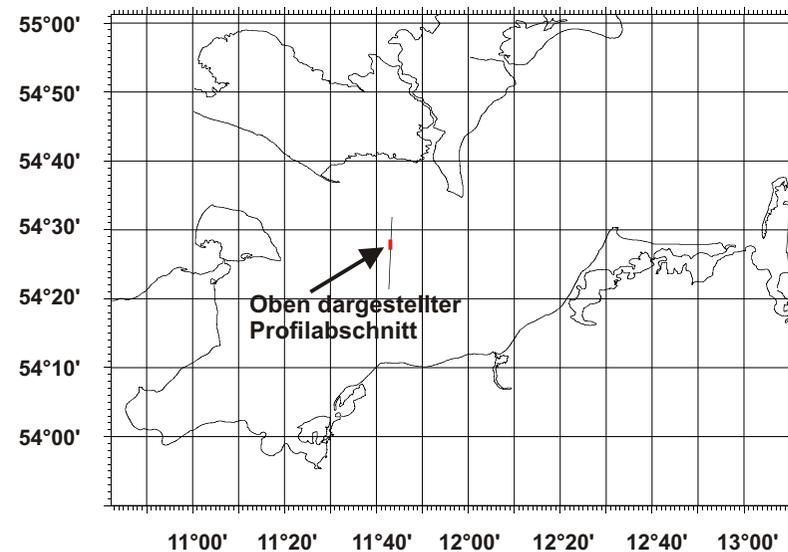
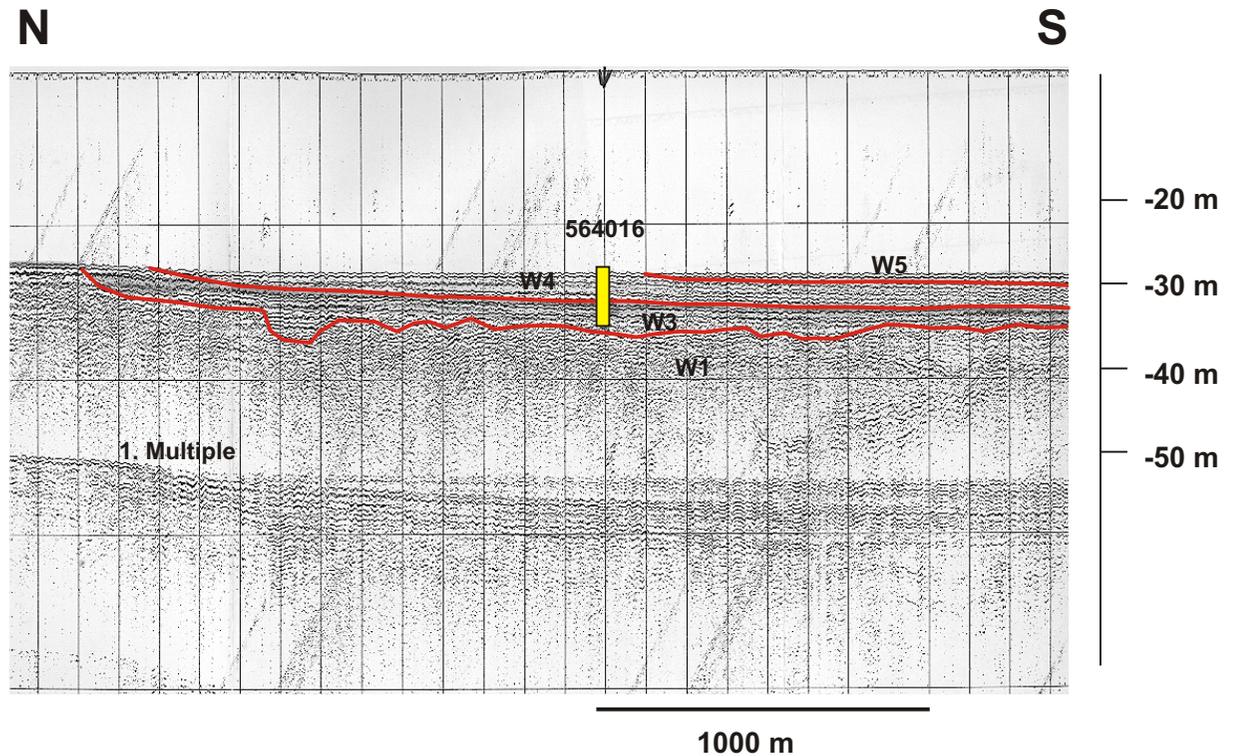
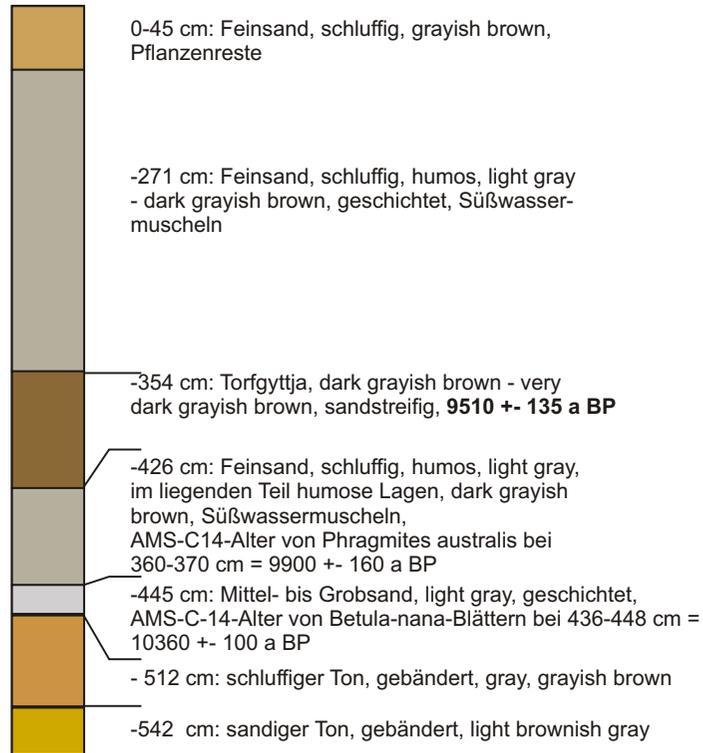


Abb. 43: Kern 564016

Bestimmung von Mollusken wie *Aporrhais pespelicani*, *Nassa reticulata* und *Turritella communis* im Tiefenbereich von -26,4 bis -26,6 m. Während der vorliegenden Untersuchungen konnten im Kern 564017 bei -29,5 m (Abb. 33) ebenfalls adulte Exemplare von *Aporrhais pespelicani* nachgewiesen werden. Eine AMS-¹⁴C-Datierung an diesen Gehäuseteilen ergab ein unkorrigiertes Alter von 7.220 ± 90 a BP. Das um den Reservoirereffekt korrigierte Alter beträgt 6.820 ± 90 a BP. Im Untersuchungsgebiet lassen sich rezent lediglich juvenile Formen von *Aporrhais pespelicani* nachweisen (JAGNOW & GOSSELCK 1987). Für die Ansiedlung adulter Formen bedarf es höherer Salzgehalte, wie sie heute z.B. in der Nordsee vorgefunden werden.

Mit Hilfe der Diatomeenanalyse läßt sich in einigen der untersuchten Sedimentkerne eine deutlich ausgeprägte Übergangsphase zwischen der borealen Süßwasserphase und der marinen Litorinatransgression aushalten. So enthält der am Ostrand der Mecklenburger Bucht gewonnene Kern 564021 (Abb. 41, 42) über seine gesamte Länge von 460 cm eine Wechsellagerung von Schluffen und Feinsanden mit einer brackischen Diatomeenflora, die von solchen Formen wie *Amphora pediculus*, *Diploneis smithii* und *Fragilaria sp. D.* beherrscht wird. Eine AMS ¹⁴C-Datierung an Resten von *Carex rostrata* aus einer Kerntiefe von 260-270 cm ergab ein (unkorrigiertes) Alter von 7.650 ± 150 Jahren BP.

Im eher beckenzentral positionierten Kern 564017 (Abb. 33) ist die im tiefsten Teil des Schlickes gefundene Mastogloia-Flora durch einen zum Hangenden hin zunehmenden Anteil an marinen Diatomeen gekennzeichnet.

Im weiter nördlich gewonnenen Kern 564016 (Abb. 43) lassen sich von den im Hangenden anstehenden schluffigen Sanden mit einer Mächtigkeit von 271 cm lediglich die obersten 45 cm der Litorina-Phase zuordnen. Die liegenden schluffigen Feinsande enthalten eine typische Mastogloia-Flora. Dieser unverhältnismäßig geringmächtige Anteil an litorinazeitlichen bzw. jüngeren Sedimenten deutet auf ein Vorherrschen erosiver Prozesse gegenüber der Akkumulation von (sub-)rezentem Material am nördlichen Rand der Mecklenburger Bucht hin.

Für das zentrale Schlickgebiet der Mecklenburger Bucht gibt LANGE (1984) eine rezente Akkumulationsrate von 1,5 mm pro Jahr an.

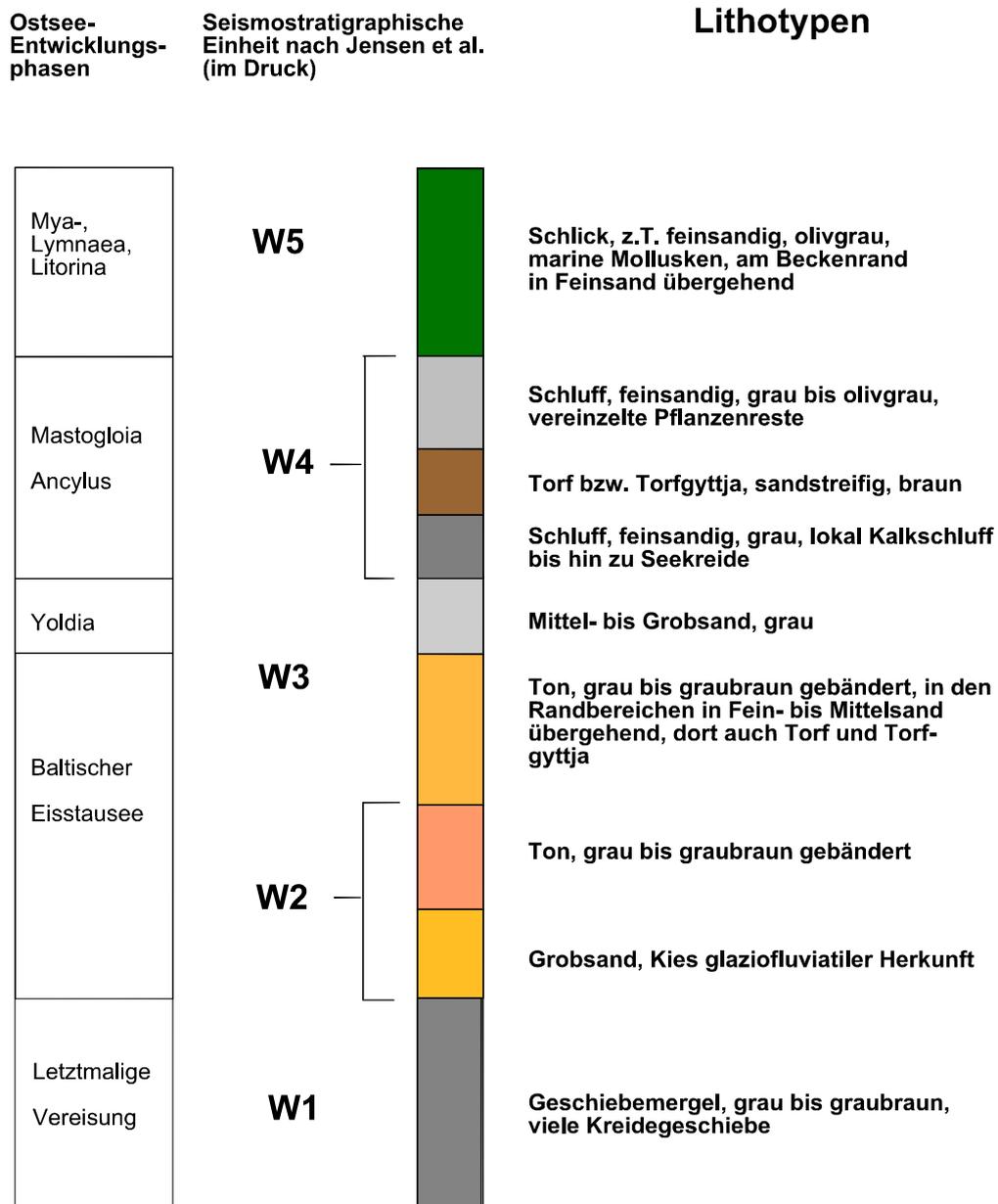


Abb. 44: Normalprofil der Mecklenburger Bucht (vgl. LANGE 1984)

4.3. Seismische Stratigraphie der Darßer Schwelle

Als Darßer Schwelle wird ein Seegebiet der westlichen Ostsee bezeichnet, das sich zwischen der Halbinsel Fischland-Darß und den dänischen Inseln Falster und Møn befindet. Aus ozeanographischer Sicht bildet diese Struktur mit einer durchschnittlichen Wassertiefe von 17 m ein trennendes Element zwischen den jeweils tieferen Schlickakkumulationsgebieten der Mecklenburger Bucht und des Arkonabeckens (Abb. 1). Sie wird nach KOLP (1976 a) beiderseits von der 20 m-Tiefenlinie begrenzt. Im geologischen Sinne definierte KOLP (1965) die Darßer Schwelle als den etwa 6 Seemeilen breiten

Bereich zwischen Fischland, Darß und Falster, der durch die Moränenzüge G und H (nach RICHTER 1937) gekennzeichnet wird. Im folgenden soll dieses Gebiet als Darßer Schwelle i.e.S. angesprochen werden. Das östlich anschließende Seegebiet bis hin zum Arkonabecken wurde von KOLP (1965) erstmals als Falster-Rügen-Platte bezeichnet.

Beide Teile der Schwellenstruktur weisen sowohl bezüglich ihrer Morphologie als auch ihrer Sedimentbedeckung große Unterschiede auf. Die Darßer Schwelle i.e.S. ist durch ein stark gegliedertes Relief mit Wassertiefenunterschieden von bis zu 20 m auf engstem Raum charakterisiert. Bestimmende morphologische Elemente sind die Kadetrinne mit maximalen Wassertiefen von 32 m und Gedser Rev als Geschiebemergelrücken mit Wassertiefen von weniger als 10 m. Die in der NW-SE streichenden Fortsetzung von Gedser Rev jenseits der Kadetrinne gemessenen Wassertiefen von weniger als 15 m stehen ebenfalls mit direkt am Meeresboden ausstreichendem Geschiebemergel im Zusammenhang. Neben Geschiebemergel und Sanden unterschiedlichster Körnung und Genese lassen sich auf der Darßer Schwelle i.e.S. limnische Schluffe, Tone, Gytjen und Torfe nachweisen (siehe unten).

Die östlich anschließende Falster-Rügen-Platte ist morphologisch weit weniger stark strukturiert. Nur der bis in Wassertiefen von weniger als 10 m aufragende Plantagenetgrund nördlich der Halbinsel Zingst (Abb. 1) sowie eine nördlich des Plantagenetgrundes in Richtung Arkonabecken weisende Rinne sorgen für erhöhte Reliefgradienten.

Nahezu die gesamte Falster-Rügen-Platte ist von Feinsand bedeckt. Davon machen lediglich die küstennahen Gebiete sowie der Plantagenetgrund eine Ausnahme. Hier wurden gröbere Sande, Kies und einzelne Geschiebemergelauftragungen festgestellt. Eine schematische Karte der Sedimentbedeckung im Gesamtbereich der Darßer Schwelle zeigt Abb. 45 (aus LEMKE 1994).

Bis zum Beginn der 90-er Jahre war über den Schichtaufbau der spät- und postglazialen Sedimente auf der Darßer Schwelle relativ wenig bekannt. Erste Ergebnisse von flachseismischen Aufnahmen im westlichen Abschnitt dieses Seegebietes wurden von LEMKE et al. (1994) und LEMKE & KUIJPERS (1995a, b) veröffentlicht.

Im Ergebnis der Kartierungsarbeiten konnte festgestellt werden, daß, entgegen der in der Literatur zu findenden Darstellung (KOLP 1965, LANGE 1984), die submarine Geschiebemergelhochlage lediglich eine Eisrandlage repräsentiert. Dabei handelt es sich um die breit ausstreichende Fortsetzung der Velgaster Staffel (Staffel "G" nach RICHTER 1937).

In den Geschiebemergel eingeschnitten ist die bis zu 32 m tiefe Kadetrinne. Bei näherer Betrachtung erweist sich diese in den Seekarten als relativ einfach dargestellte Rinnenstruktur jedoch als ein morphologisch kompliziertes System von vielen einzelnen schmalen Rinnen (Abb. 46, 47). Im tiefsten Bereich dieser Einzelrinnen findet sich erwartungsgemäß Schlick, dem jedoch grobe Komponenten bis zu einer Größe von mehreren cm beigemischt sind. Die Ursache für diese außergewöhnliche Assoziation ist in der engen Nachbarschaft von tiefen Rinnenbereichen und von Restsediment bedeckten Geschiebemergelhochflächen zu suchen. So können auf eine Entfernung von 100 m Tiefenunterschiede von bis zu 20 m auftreten

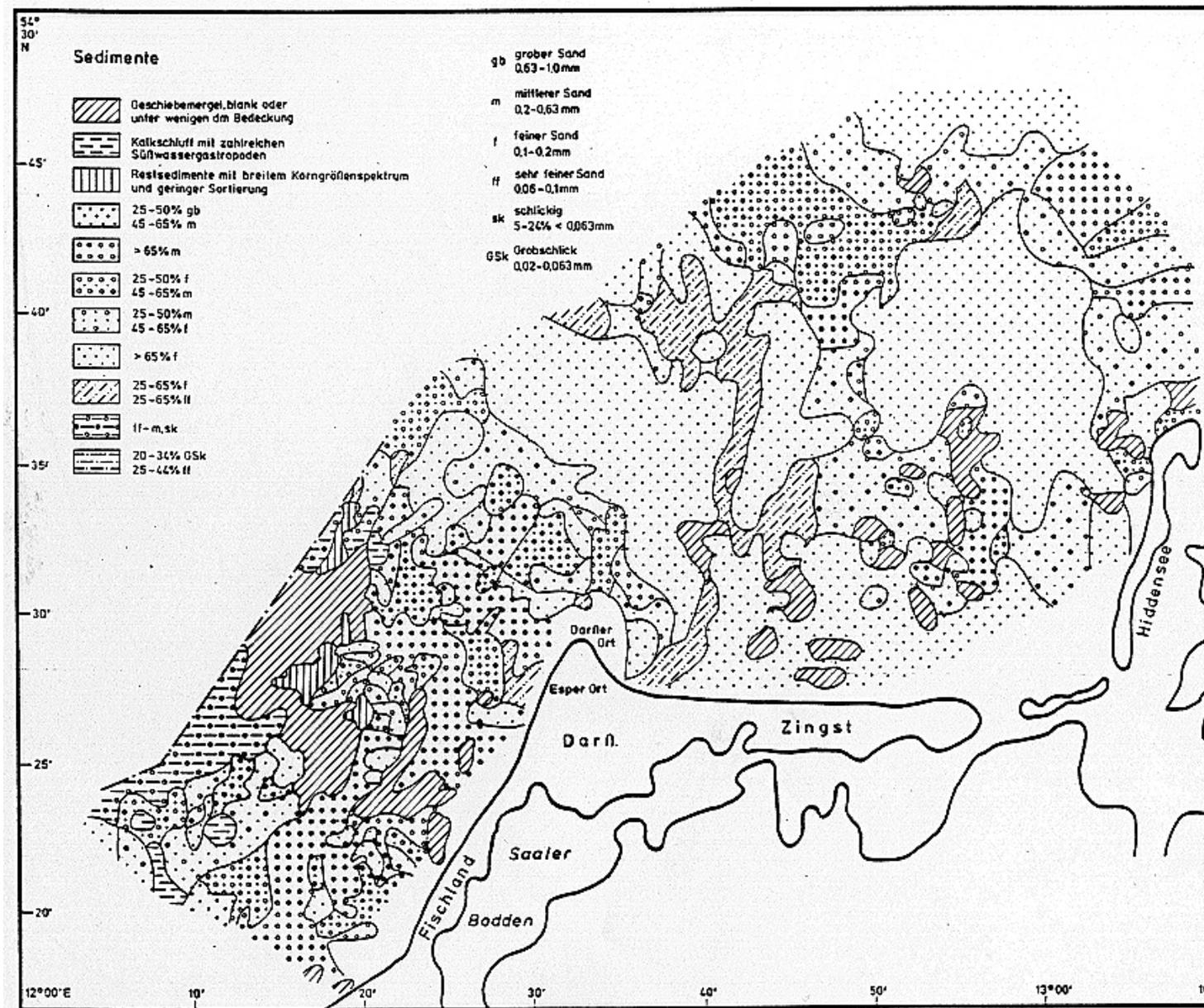


Abb. 45: Oberflächlich anstehende Sedimente Aufschlag der Darßer Schwelle (aus Lemke 1994)

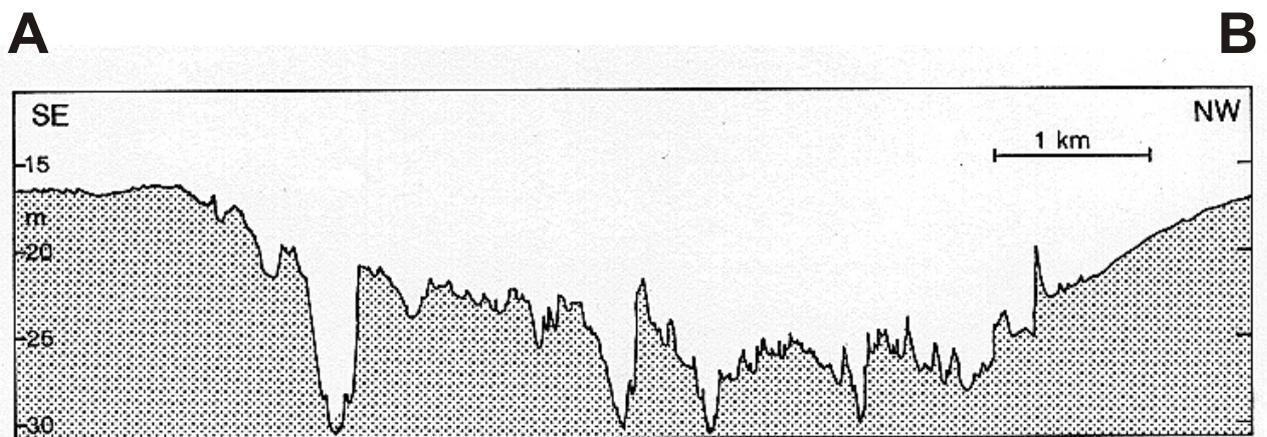
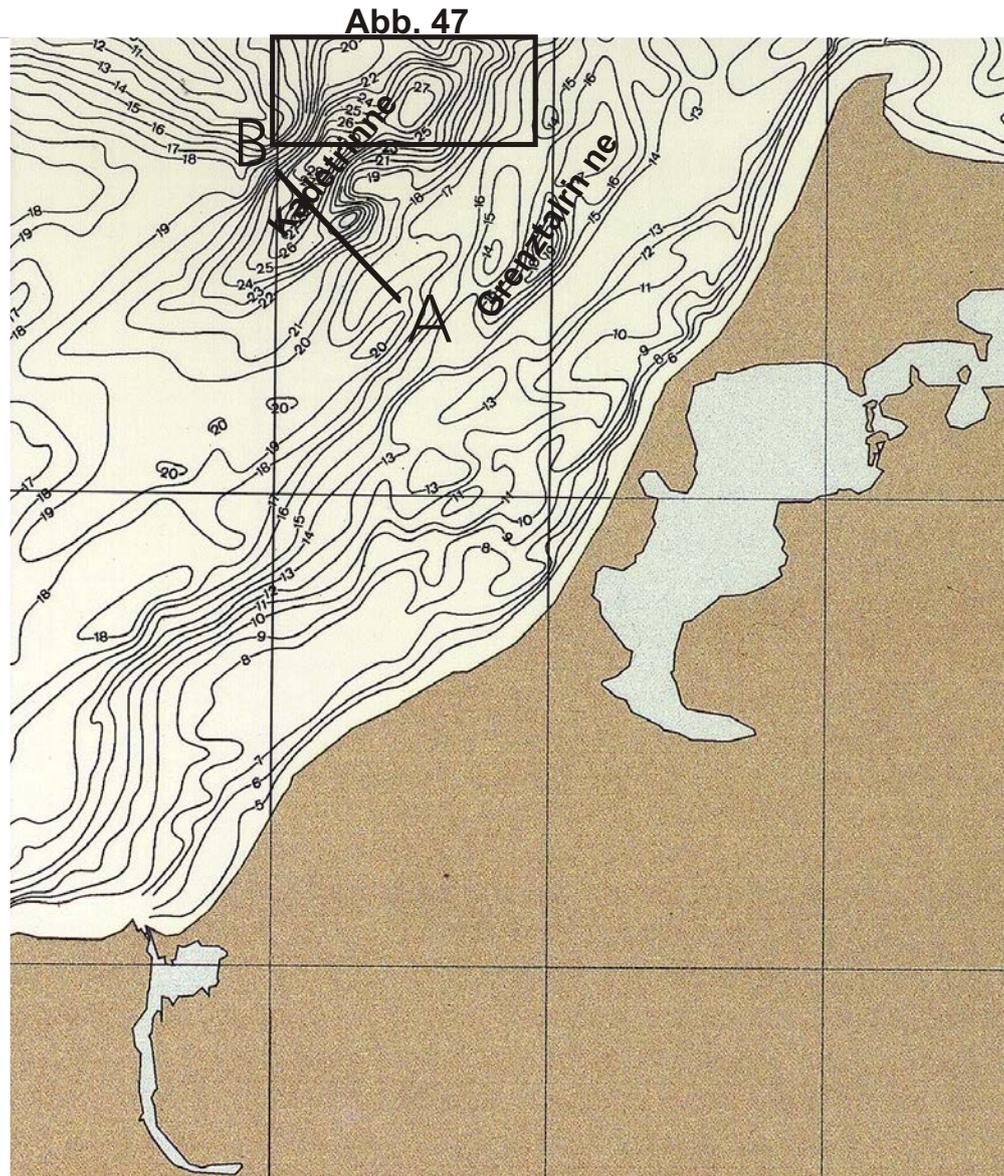


Abb. 46: Generelle Bathymetrie und Querprofil der Kadetrinne

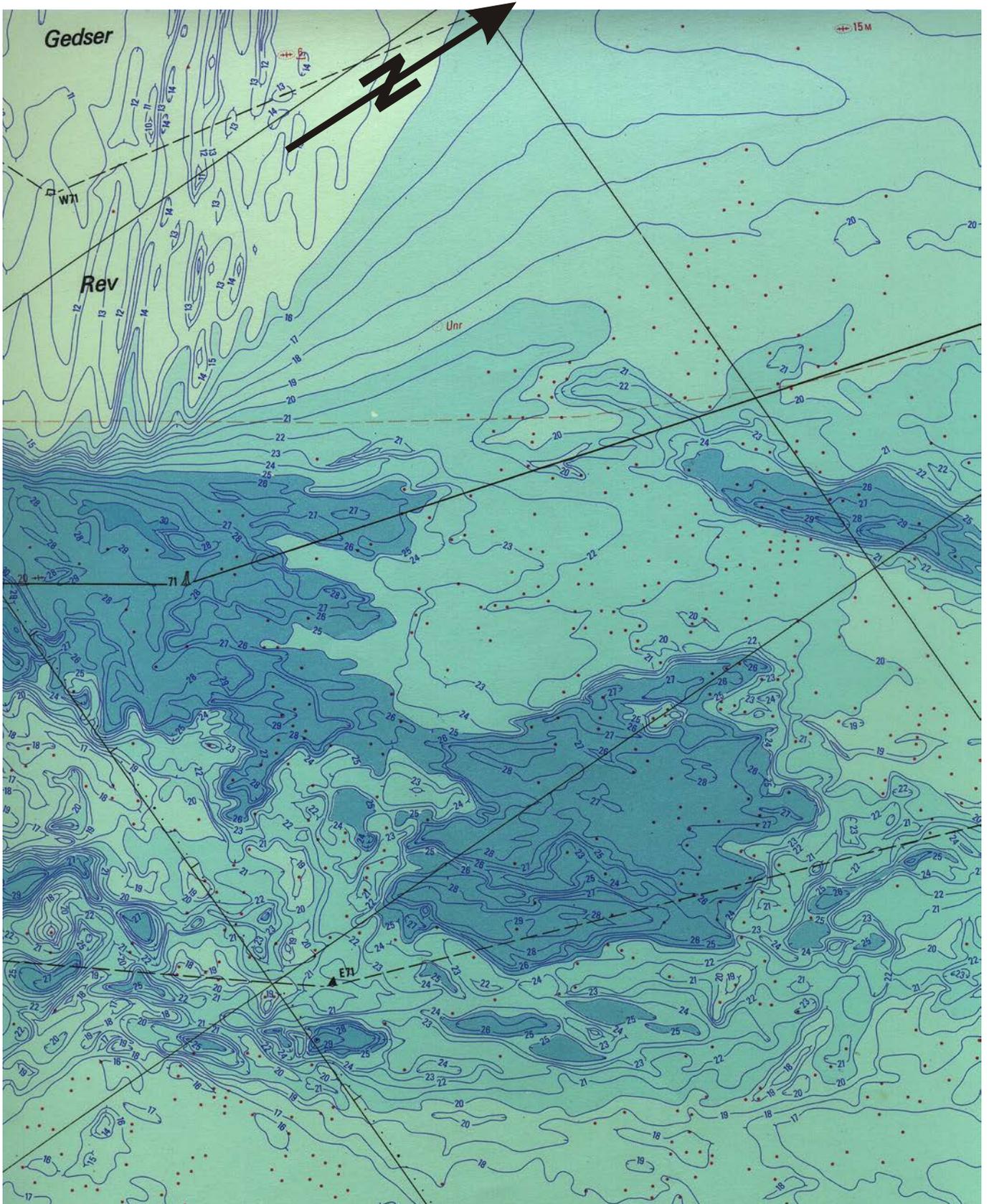


Abb. 47: Bathymetrische Detailaufnahme eines Teilbereiches der Kadetrinne; Position siehe Abb. 46; rote Punkte zeigen Steine und Blöcke an (Ausschnitt aus der Karte 13139-ER des Seehydrographischen Dienstes der DDR)

4.3.1. Tiefenlage der Quartärbasis im Bereich der Darßer Schwelle

Die Quartärbasis im Bereich des Fischlandes wird von liassischen Ablagerungen gebildet. Diese bilden den westlichen Abschnitt des flachherzynisch streichenden Grimmener Walles und stehen dort in einer Tiefe von etwa -90 m NN an. Nach NE folgen Turon, Campan und Maastricht (GURWELL et al. 1986). Auf den mesozoischen Sedimenten fand GROBA (1957) in einer Bohrung auf dem Darß paläozäne(?) Grünsande.

Die Quartärbasis steigt vom Fischland ausgehend in nordöstliche Richtung an und erreicht entlang der zwischen Darßer Ort und dem Südteil von Falster parallel zum Grimmener Wall streichenden Prerow-Störung Tiefen von -30 m NN (vgl. Abb. 9, 48). In einer nahe Darßer Ort abgeteuften Bohrung (Prerow 1; HOTH et al. 1993), d.h. in der streichenden Fortsetzung der Prerow-Störung, wurde in einer Tiefe von ca. -42 m NN Campan in Schreibkreidefazies aufgeschlossen.

Nordöstlich der von BEUTLER & SCHÜLER (1981) als Lolland-Prerower Grabenzone bezeichneten Prerow-Störung sinkt die Quartärbasis wieder in größere Tiefen ab. Am Westrand des Arkonabeckens befindet sie sich in einer Tiefe von etwa -70 m NN (Abb. 9). Direkte Aufschlüsse der Quartärbasis im Arbeitsgebiet unmittelbar nordöstlich der Prerow-Störung sind nicht bekannt. Mikropaläontologische Analysen an Schreibkreidegeschieben im südwestlich anstehenden Geschiebemergel (GURWELL et al. 1986, HERRIG 1995; frdl. Mitt.) lassen jedoch vermuten, daß hier unteres Unter-Maastricht die Quartärbasis bildet.

4.3.2. Einheit 1a - Unterer Geschiebemergel

GROBA (1957) beschreibt aus Bohrungen auf der Halbinsel Fischland-Darß 3 Geschiebemergel, die er vom Liegenden zum Hangenden dem Elster-, Saale- bzw. Weichsel-Glazial zuordnet.

Auch im Seegebiet der Darßer Schwelle i.e.S. konnten mit Hilfe von Seismik und ergänzenden Taucherbeobachtungen bzw. Stechrohrkernen 3 Geschiebemergel nachgewiesen werden (Abb. 49). Im Bereich der Falster-Rügen-Platte gestatten die zur Verfügung stehenden Mittel lediglich die Verfolgung der Geschiebemergeloberkante, wobei eine Zuordnung zu einer bestimmten Geschiebemergel-einheit nicht möglich ist.

Die Mächtigkeit des Unteren Geschiebemergels läßt sich aus dem vorliegenden Material nicht flächendeckend ableiten. Lediglich nahe der Kadettrinne konnte in einigen seismischen Profilen die Unterkante der Einheit 1a identifiziert werden. Dort beträgt die Mächtigkeit dieser Einheit zwischen 2 und 26 m. GROBA (1957) beschreibt in Bohrungen auf der Halbinsel Fischland-Darß Mächtigkeiten dieses Geschiebemergels von bis zu 32 m. Sie nehmen allgemein südlich der Linie Zingst - Prerow zu. In Bereichen mit hochliegender Quartärbasis läßt der Untere Geschiebemergel nach NE einfallende Schuppenstrukturen erkennen (Abb. 49). Möglicherweise haben sich hier ähnliche Stapelgefüge an einer präquartären Hochlage entwickelt wie sie an der Randschwelle des Greifswalder Boddens von NEUMANN (1965) beschrieben wurden.

Im Seegebiet konnte der Untere Geschiebemergel nicht direkt aufgeschlossen werden. Nach Bohrungsdaten vom Fischland bzw. Darß (GROBA 1957) unterscheidet er sich von den darüber lagernden jüngeren Geschiebemergeln durch seine bräunlich graue, mitunter etwas grünliche Färbung sowie seine hohe Festigkeit.

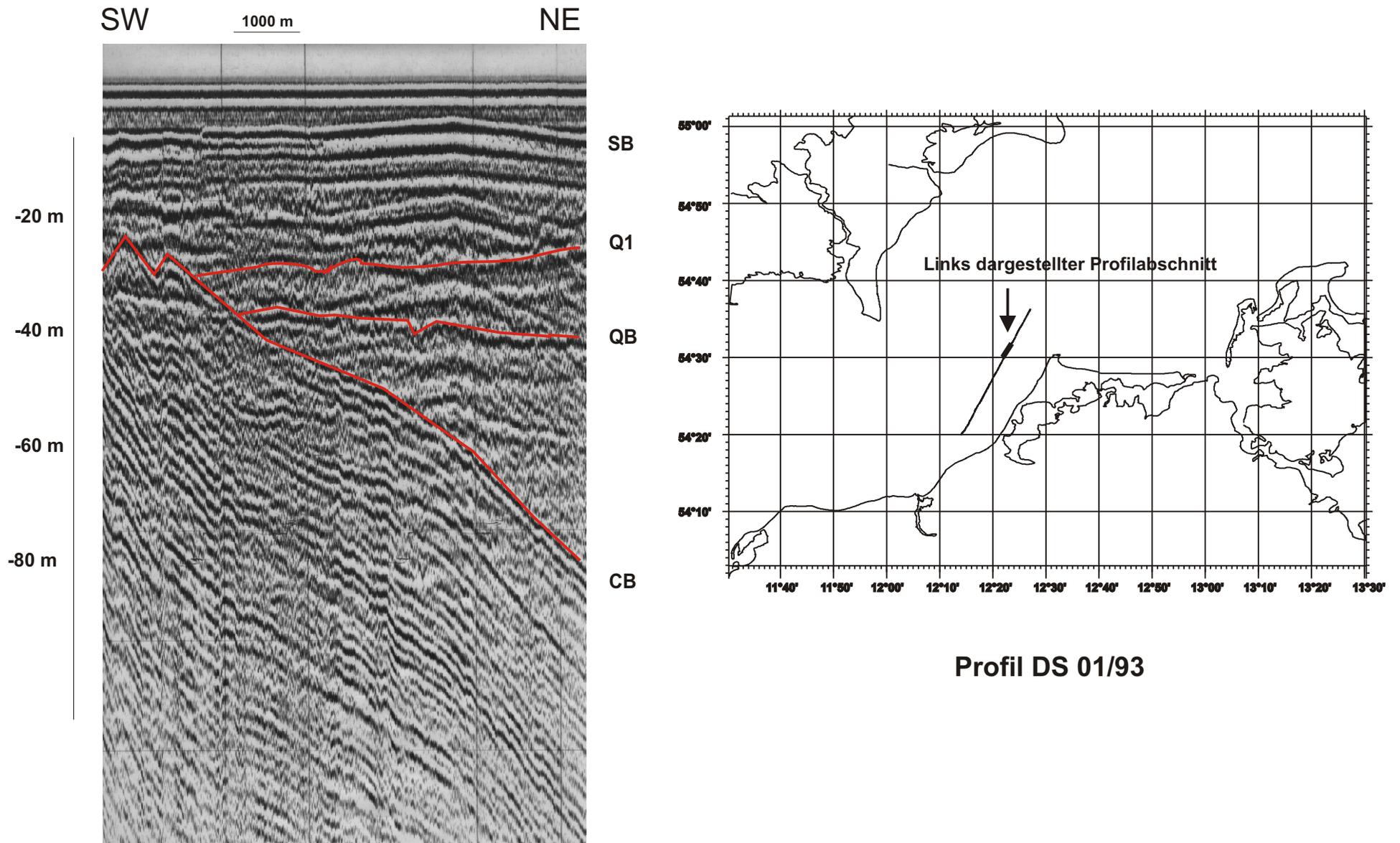
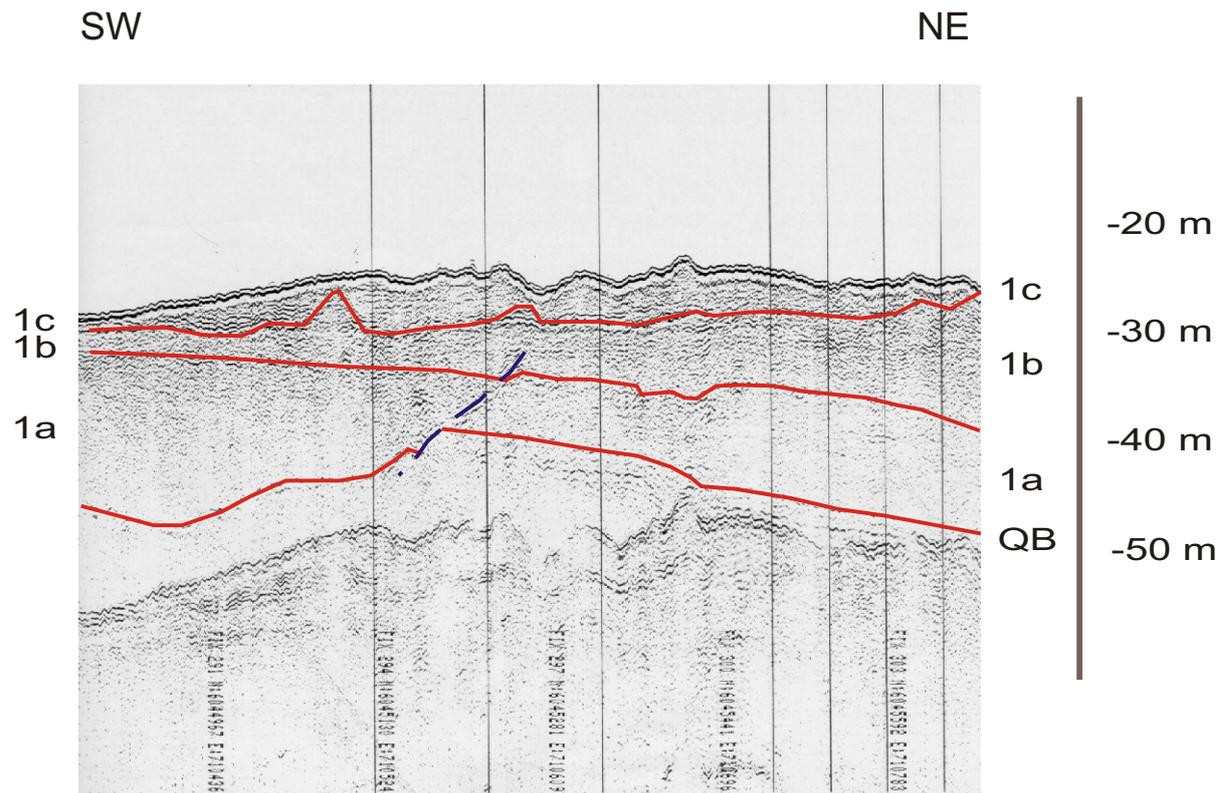


Abb. 48: Hochlage der Quartärbasis im Bereich der Prerowstörung
(Air Gun; Universität Stockholm)

CB = Basis Campan; QB = Quartärbasis; Q1 = Geschiebemergel; SB = Seeboden



100 m

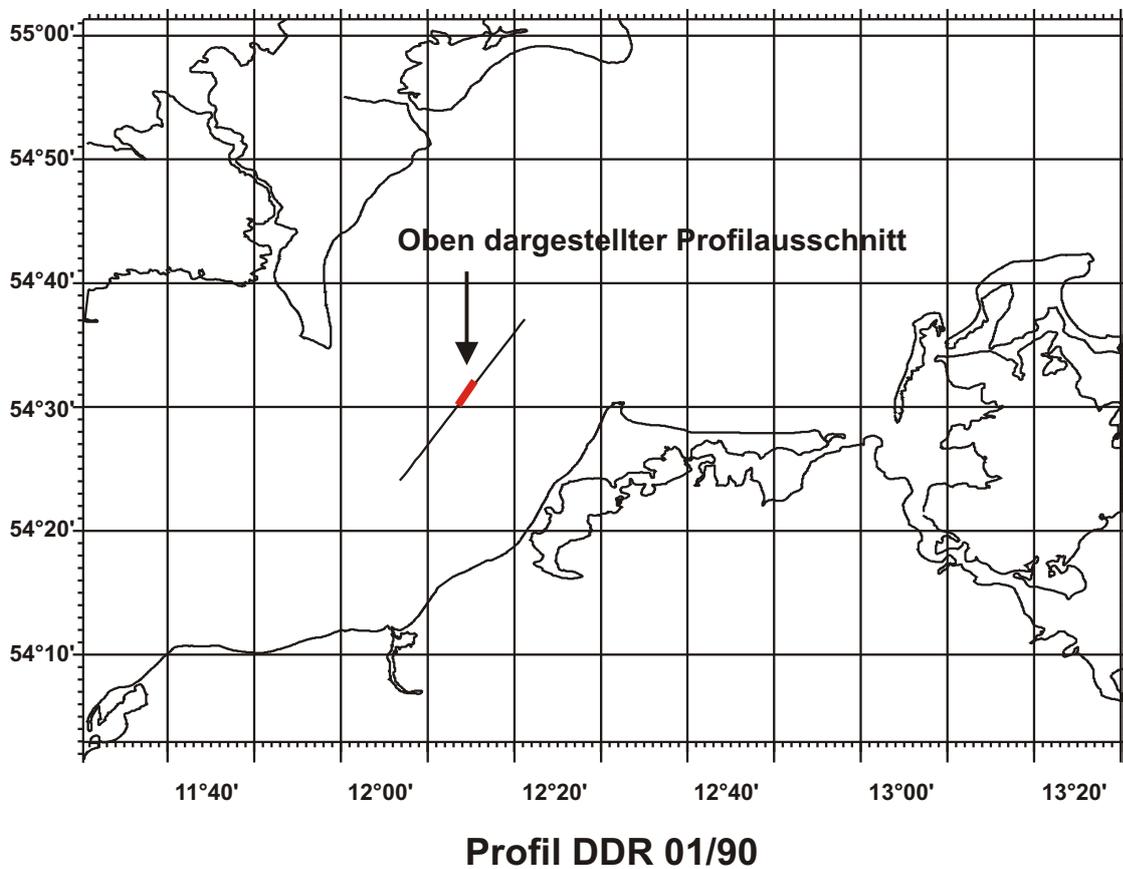


Abb. 49: 3 Geschiebemergel im Bereich der hochlagernden Quartärbasis (QB)

4.3.3. Einheit 1b - Mittlerer Geschiebemergel

Der Mittlere Geschiebemergel ist im Bereich der Darßer Schwelle i.e.S. nahezu flächenhaft verbreitet. Seine Mächtigkeit im Seegebiet beträgt zwischen wenigen Dezimetern im Bereich tiefer Rinnen bis hin zu 26 m (Abb. 50). Auf dem Darß bzw. Fischland stellte GROBA (1957) Mächtigkeiten dieses Geschiebemergels von 1,6 bis 19,1 m fest, wobei seine Oberfläche bei -16,2 bis -33,4 m NN angetroffen wurde. Im Seegebiet zwischen Fischland-Darß und Falster steht seine Oberfläche bei durchschnittlich -22 bis -26 m NN an. Abb. 51 zeigt jedoch zwei rinnenartige Gebilde, in welchen die Oberfläche des Mittleren Geschiebemergels bis auf Tiefen von mehr als 50 m absinkt. Eine dieser Rinnen streicht in etwa SW-NE im Gebiet der heutigen Kadetrinne, eine zweite östlich davon in S-N-Richtung. Boomer-Aufzeichnungen im Bereich der SW-NE streichenden Rinne deuten darauf hin, daß der Mittlere Geschiebemergel hier völlig erodiert wurde. Ähnliche Verhältnisse sind auch für die östliche Rinnenstruktur anzunehmen, jedoch liefern die seismischen Aufzeichnungen keine ausreichend tief reichenden Daten, um diese Annahme zu belegen.

In tieferen Abschnitten der Kadetrinne steht der Mittlere Geschiebemergel direkt unter einer geringmächtigen Schlick- bzw. Restsedimentbedeckung am Meeresboden an. Er ist in der Regel fest, von grauer Farbe und enthält vor allem zahlreiche Schreibkreidegeschiebe (Unteres Unter-Maastricht nach Foraminiferen und Ostracoden - HERRIG 1995, frdl. mündl. Mitt.; GURWELL et al. 1986).

In Anlehnung an Ergebnisse von RÜHBERG et al. (1995) dürfte die hier als Mittlerer Geschiebemergel bezeichnete Einheit 1b dem W_2 -Geschiebemergel des Pommerschen Stadiums der Weichselvereisung entsprechen. Hinweise darauf fand RÜHBERG (1978) auch in der Geschiebezusammensetzung von Geschiebemergelproben aus dem Seegebiet westlich Hiddensee.

4.3.4. Einheit 1c - Oberer Geschiebemergel

Der Obere Geschiebemergel ist in den seismischen Aufzeichnungen von der Darßer Schwelle i.e.S. deutlich zu verfolgen. Im Bereich der Falster-Rügen-Platte läßt sich lediglich die Oberkante des Geschiebemergels erkennen, ohne daß eine Zuordnung zu einer der aufgeführten Einheiten möglich ist. Deutlich wird eine SSE-NNW streichende geringfügig höhere Lage des Geschiebemergels am Westrand des Arkonabeckens (Abb. 52). Westlich dieser flachen Schwelle ist eine Muldenstruktur erkennbar, deren größte Tiefen in etwa mit jenen im Arkonabecken übereinstimmen. Westlich der Linie Darßer Ort- Møns Klint beginnt die Geschiebemergeloberfläche anzusteigen und geht schließlich in das Gebiet der Darßer Schwelle i.e.S. über, wo sich die oben beschriebenen unterschiedlichen Geschiebemergel-Einheiten aushalten lassen. Der Obere Geschiebemergel zeigt hier eine lückenhafte Verbreitung mit wechselnden Mächtigkeiten zwischen 0 und 14 m (Abb.53). GROBA (1957) gibt für das Fischland bzw. den Darß Mächtigkeiten dieses Geschiebemergels von 1,6 bis 16,9 m an. Anzeichen für sandige Zwischenmittel zwischen dem Mittleren und Oberen Geschiebemergel, wie sie von GROBA (1957) beschrieben werden, konnten im Seebereich nicht gefunden werden. Vergleicht man die Tiefenlagen der Einheiten 1b und 1c (Abb. 51, 54), so zeigt sich, daß die westliche der in Abb. 51 erkennbaren Rinnen durch größere Mächtigkeiten des Oberen Geschiebemergels blockiert ist. Andererseits ist die östlich davon befindliche Rinne weiterhin deutlich erkennbar. Wie auch der Mittlere wurde der Obere Geschiebemergel hier offenbar vollständig erodiert.

Der Obere Geschiebemergel wird von GROBA (1957) als grau bis braungrau gefleckt beschrieben. Gegenüber den älteren Geschiebemergeln weist er nach GROBA (1957) eine geringere Festigkeit auf.

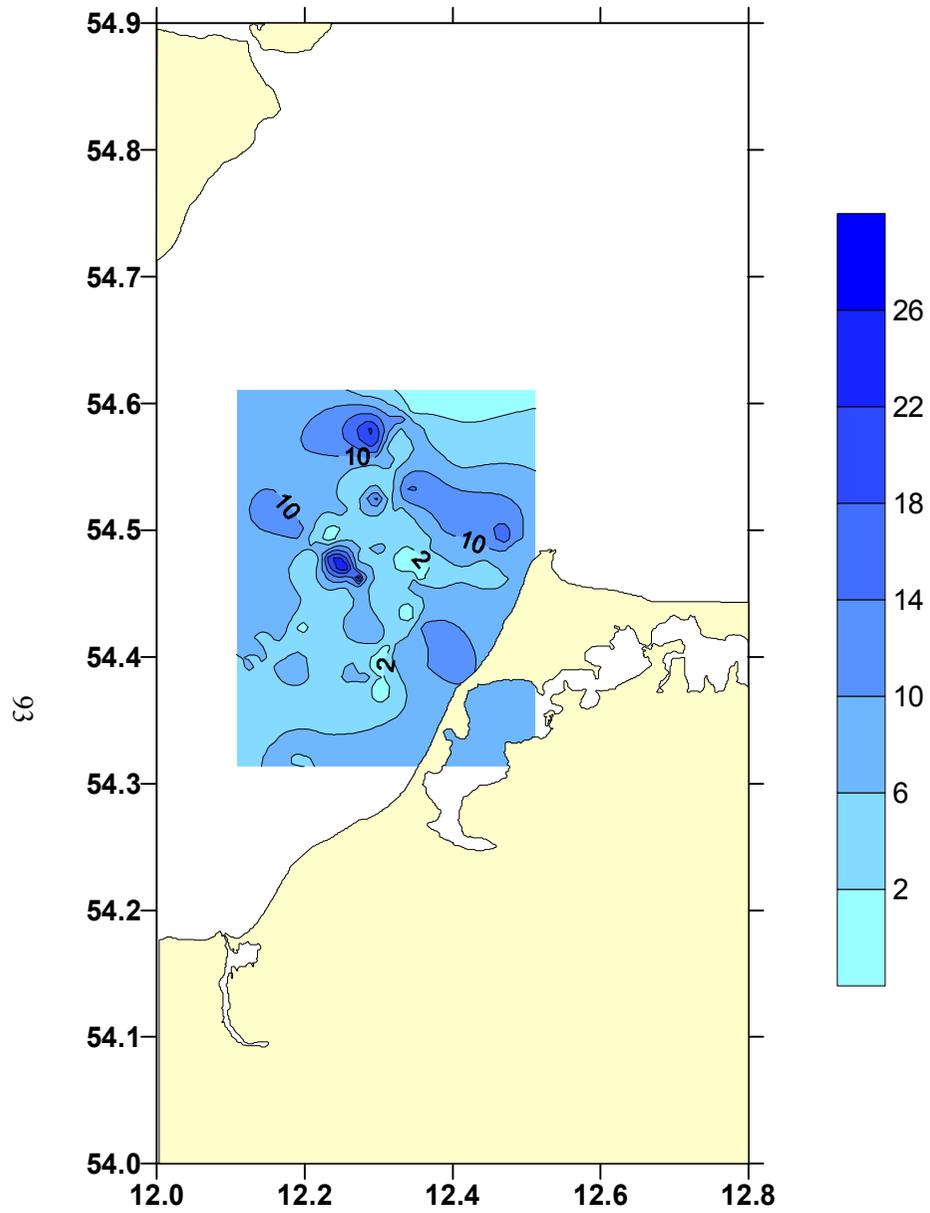


Abb. 50: Mächtigkeit des mittleren Geschiebemergels (Einheit 1b) in m

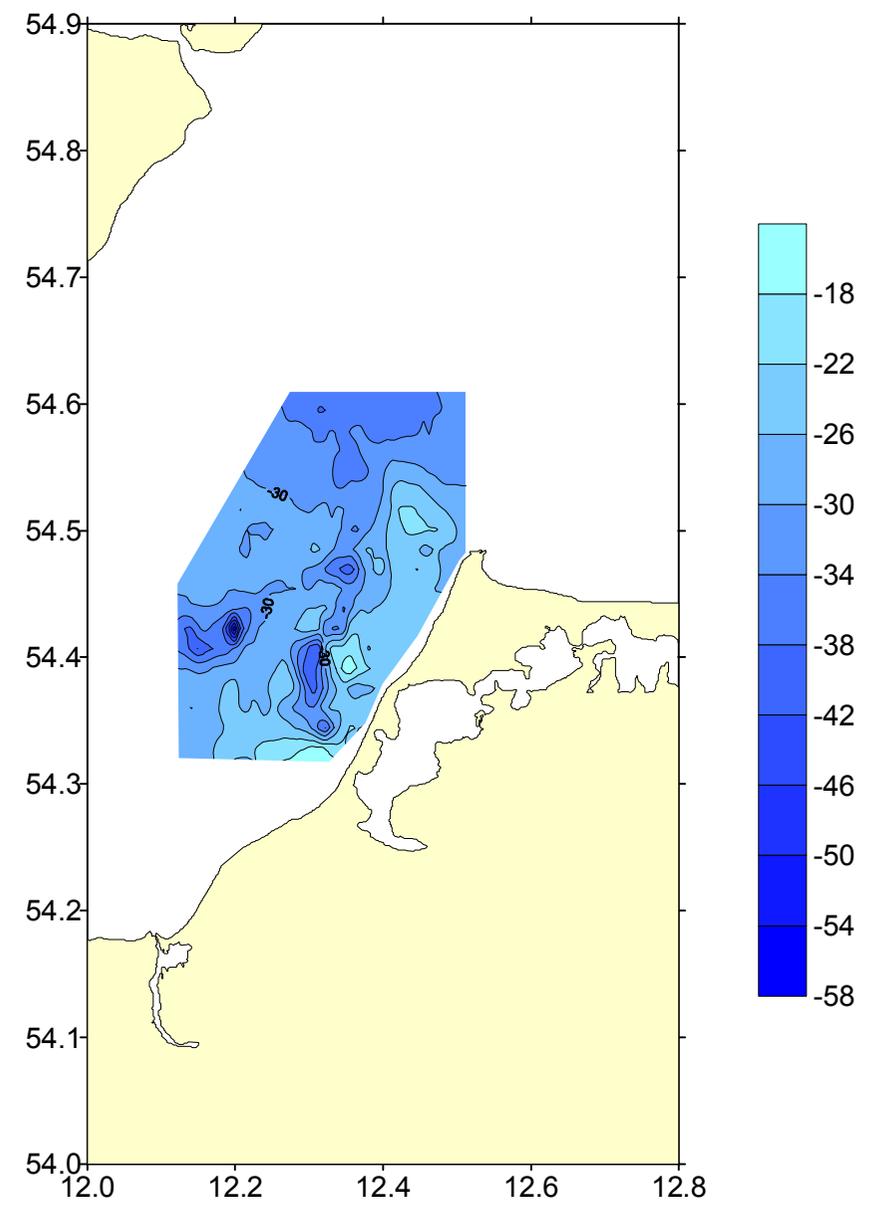


Abb. 51: Oberfläche des mittleren Geschiebemergels (Einheit 1b)

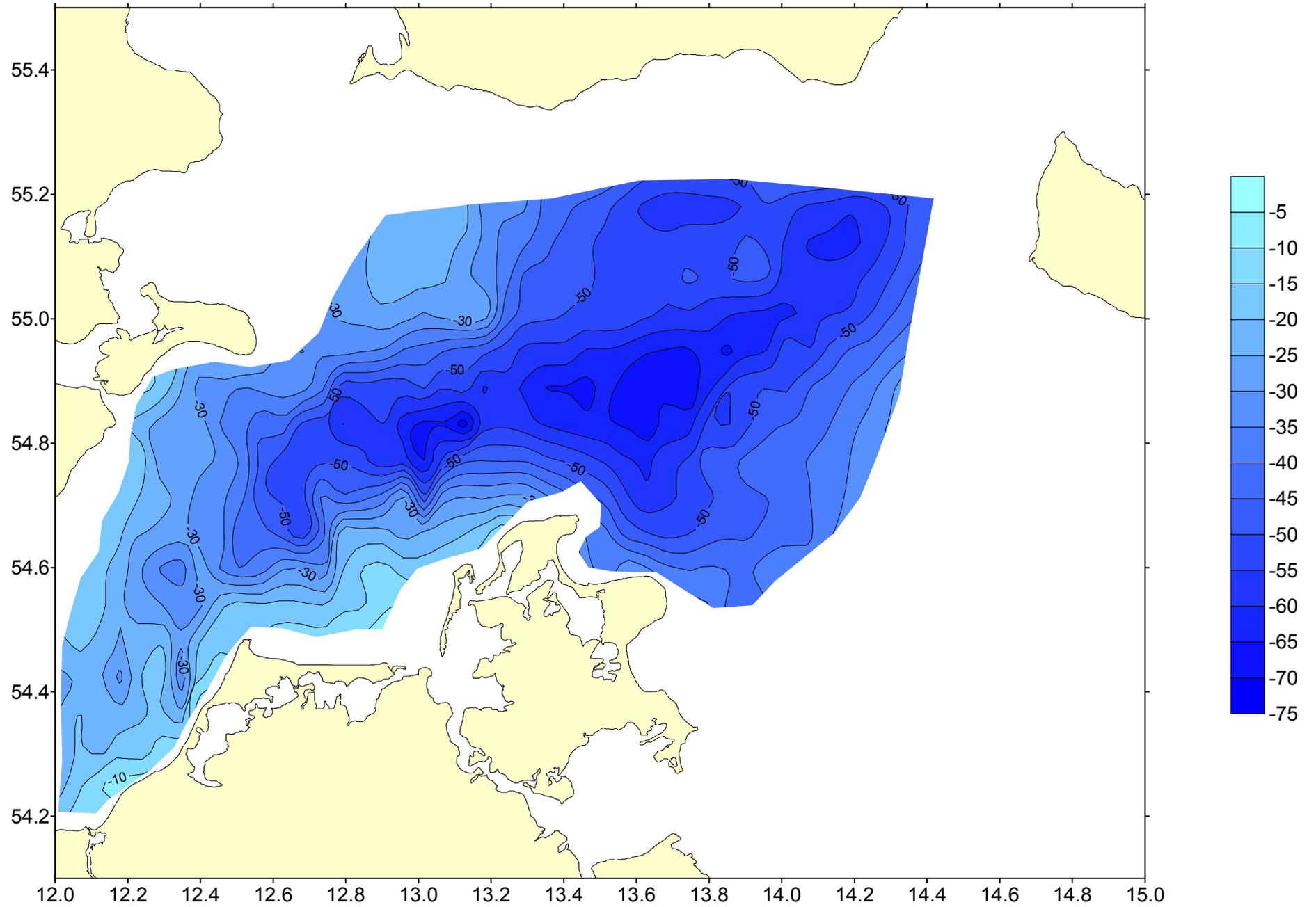


Abb. 52: Tiefenlage des obersten Geschiebemergels in m unter NN

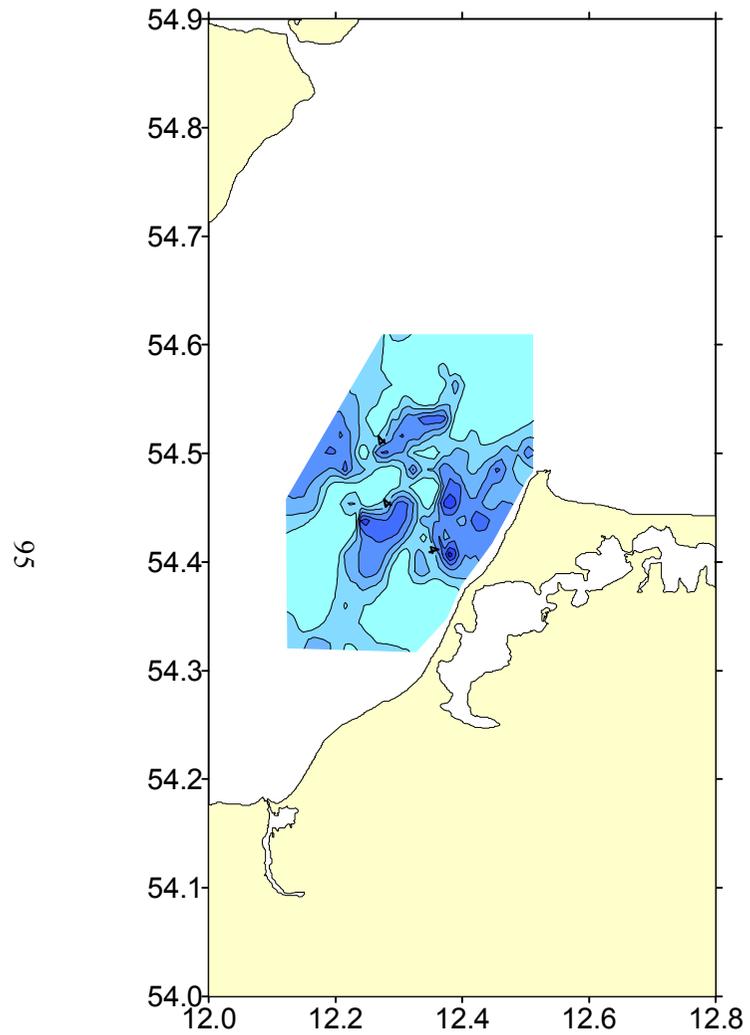


Abb. 53: Mächtigkeit des oberen Geschiebemergels (Einheit 1c) in m

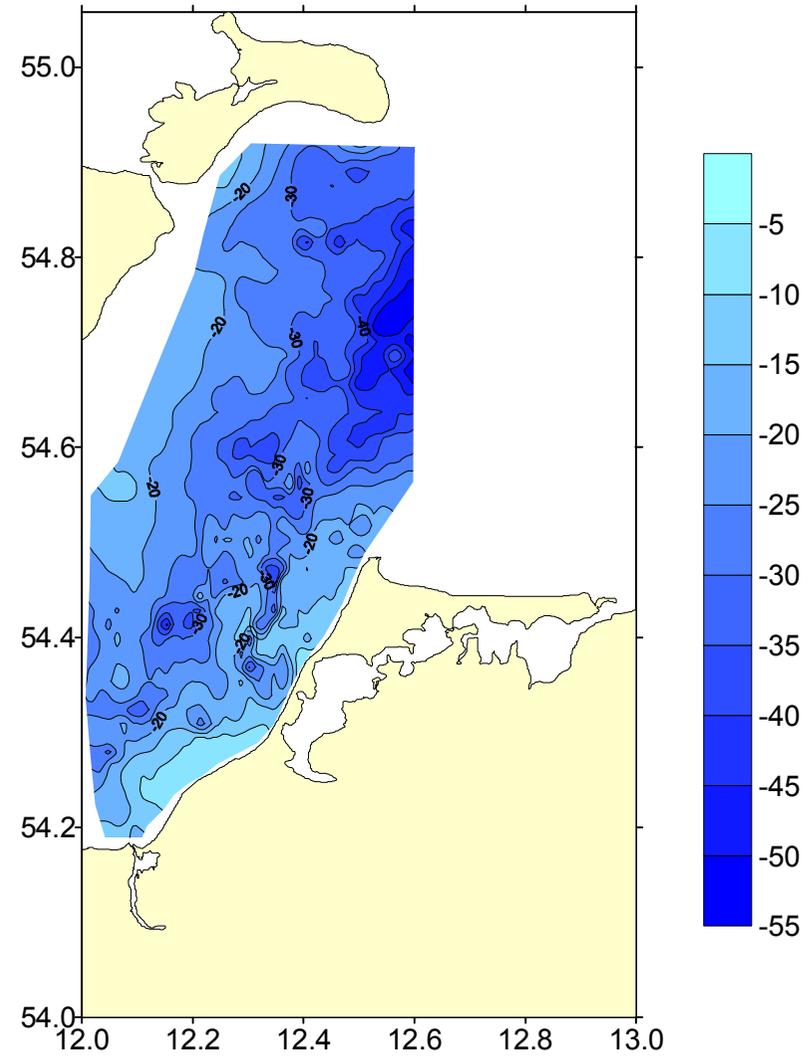


Abb. 54: Oberfläche des obersten Geschiebemergels

Der im Seegebiet in Stechrohrkernen angetroffene Obere Geschiebemergel ist in der Regel grau bis bräunlich grau und plastisch bis sehr fest. Charakteristisch sind zahlreiche Kreidegeschiebe von Unter-Maastricht-Alter (vgl. 3.3.1.). Häufig stehen unsortierte, grobe Restsedimente, Steine und Blöcke von bis zu mehr als einem Meter Durchmesser an der Oberfläche des Geschiebemergels an. Ein Hinweis auf die hier wirkenden intensiven Strömungsprozesse sind Auskolkungen um die Steine und Blöcke herum. Selten sind schichtungsartige Strukturen im Oberen Geschiebemergel beobachtet worden.

Entsprechend seiner Stellung im Profil und seiner lückenhaften Verbreitung läßt sich der Obere Geschiebemergel als Produkt des Mecklenburger Vorstoßes (W_3 -Moräne) auffassen. Zur gleichen Einschätzung gelangte RÜHBERG (1979; zit. in GROMOLL 1988) bei der Auswertung von Geschiebezählungen an oberflächennah anstehenden Geschiebemergeln aus dem Gebiet des Plantagenetgrundes im Bereich der Falster-Rügen-Platte.

4.3.5. Einheit 2 - Spätglaziale Sedimente aus der Zeit des frühen Baltischen Eisstausees

Den Schlüssel zum Verständnis der Lagerungsverhältnisse im Schwellenbereich zwischen Mecklenburger Bucht und Arkonabecken liefern seismoakustische Profile von der Darßer Schwelle i.e.S., aus einem verfüllten Tal westlich der Insel Hiddensee, aus dem Übergangsbereich Falster-Rügen-Platte zum Arkonabecken sowie von der Falster-Rügen-Platte selbst.

Von besonderer Bedeutung für das spätglaziale Drainagesystem dürfte die bis zu Tiefen von mehr als - 50 m NN in den Geschiebemergel eingeschnittene östliche der beiden oben genannten Rinnen gewesen sein. Wie im folgenden noch näher auszuführen sein wird, bildet diese Rinne offensichtlich eine submarine Fortsetzung des Mecklenburgischen Grenztales. Sie soll hier deshalb als Grenztalrinne bezeichnet werden. Die gegenwärtig weitgehend verfüllte Rinne (siehe Abb. 55) enthält in ihrem tieferen Teil akustisch nahezu transparente, möglicherweise sandige Sedimente (Abb. 56). Die im Vergleich zur Nordwestflanke der Rinne durchweg steilere Südostseite wurde von LEMKE & KUIJPERS (1995 a) mit der Wirkung der Corioliskraft in Verbindung gebracht. In der Konsequenz dieser Annahme ist von einem in nordöstliche Richtung fließenden Gewässer auszugehen, das für die Entstehung der heute zu beobachtenden Rinnenmorphologie verantwortlich ist. Andererseits wurden im hangenden Bereich der Rinnenfüllung (Abb. 57) südwestwärts einfallende Reflektoren entdeckt, die für eine spätere Umkehr der Fließrichtung in dieser Rinne sprechen. Demzufolge ist die Existenz zweier verschiedener Sedimenteinheiten in der Rinne wahrscheinlich, obwohl ein direkter Nachweis einer Schichtgrenze in den seismischen Aufzeichnungen bisher nicht möglich war.

Wesentlich detailliertere seismische Aufnahmen gelangen in einem verfüllten Tal nordwestlich der Insel Hiddensee. Dieses Tal bildet die streichende Fortsetzung des Strelasundes bzw. des nordwestlich anschließenden Vierendehlgrundes und soll deshalb im folgenden als Vierendehl-Rinne bezeichnet werden. Abb. 58 zeigt einen NW-SE streichenden Schnitt durch diese Rinne.

Deutlich wird die steile Ostflanke des in Geschiebemergel eingeschnittenen Tales mit einer maximalen Tiefe von mehr als - 50 m NN. Der tiefste Teil der Rinne ist mit Sedimenten verfüllt, die sehr unregelmäßig ausgebildete Internreflexionen zeigen. Teils verlaufen diese konkordant zur Rinnenstruktur, teilweise aber auch völlig unabhängig davon. Die Mächtigkeit dieser Ablagerungen beträgt bis zu mehr als 15 m. Der Gesamteindruck dieser seismischen Einheit spricht für ein glaziofluviales Sediment. In ihrer Entstehungsweise dürften diese Ablagerungen mit der tiefsten

Rinnenfüllung der oben beschriebenen Grenztalrinne korrespondieren. Für diese Annahme spricht

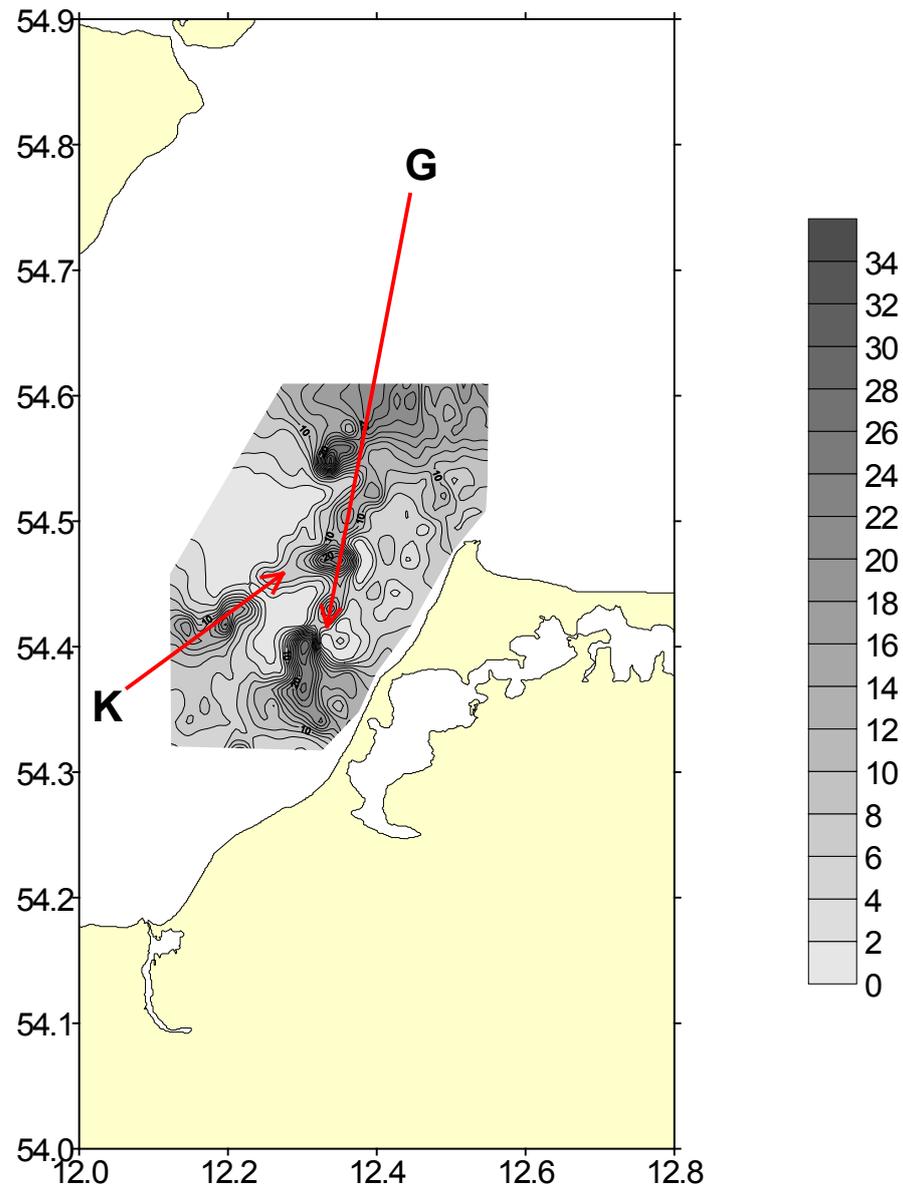
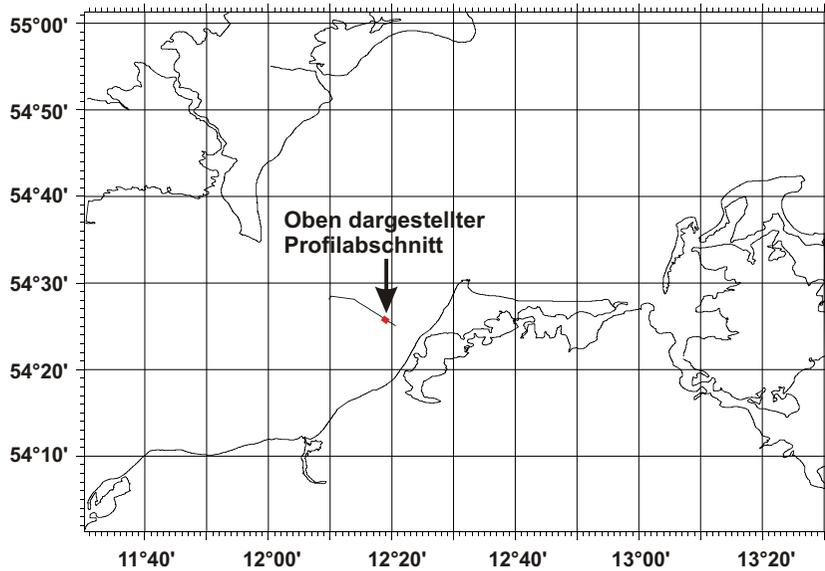
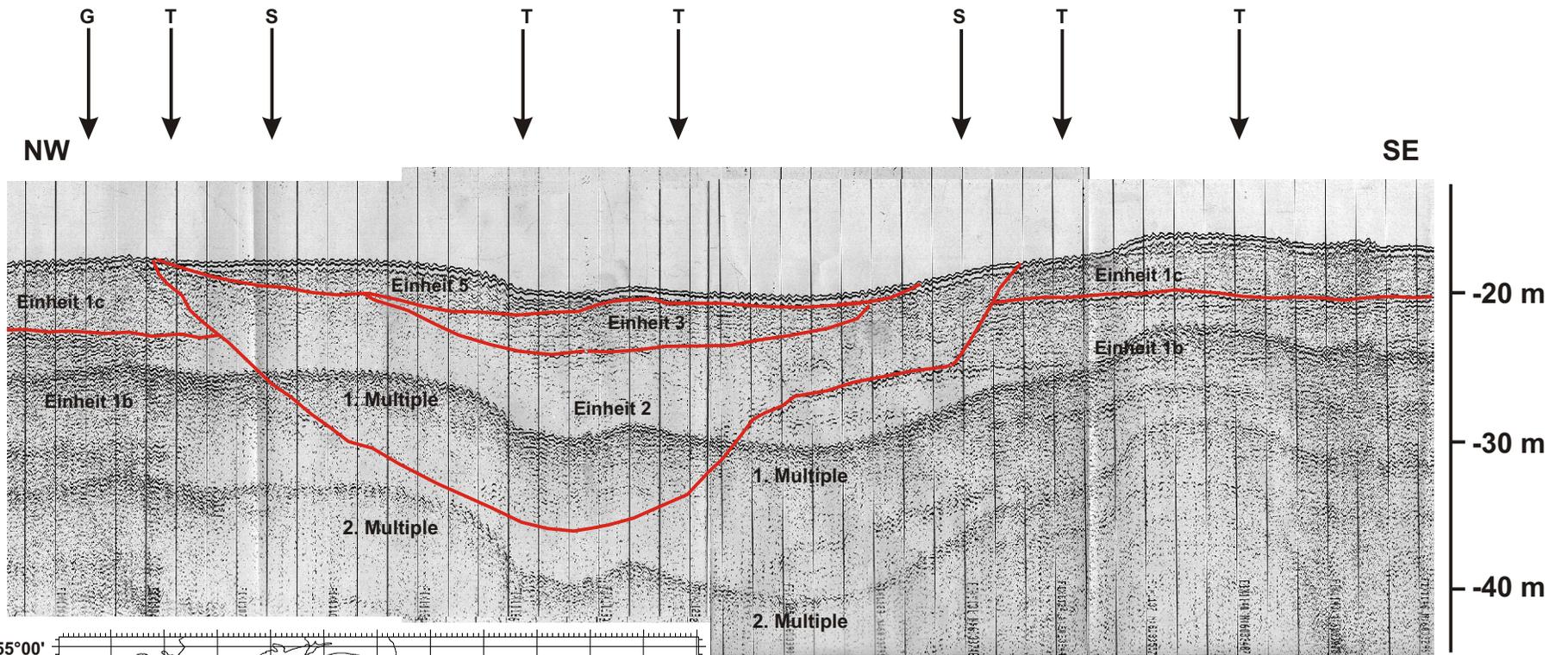


Abb. 54: Sedimentmächtigkeit über dem obersten Geschiebemergel in m
K = Kadetrinne, G = Grenztalrinne

auch die ähnliche Tiefenlage beider Einheiten. Ein ähnliches Erscheinungsbild bieten die spätglazialen Rinnenfüllungen in der Tromper Wiek (vgl. Abb. 15). Insgesamt erscheint eine Zuordnung dieser Abfolge zur Einheit E2 als gerechtfertigt.

Bei der Klärung der Lagerungsverhältnisse auf der Falster-Rügen-Platte lieferten flächenhafte Aufnahmen mittels Chirp-Sonar sowie SW-NE streichende Boomer-Profile entscheidendes Datenmaterial. Bis zum Beginn der dieser Arbeit zugrunde liegenden Untersuchungen gab es aus dem Übergangsbereich zwischen Arkonabecken und Falster-Rügen-Platte eine Reihe von Echolotprofilen sowie einige wenige Air-Gun-Aufnahmen. Die Echolotprofile erreichten in den wenigsten Fällen



500 m

G = Greiferprobe

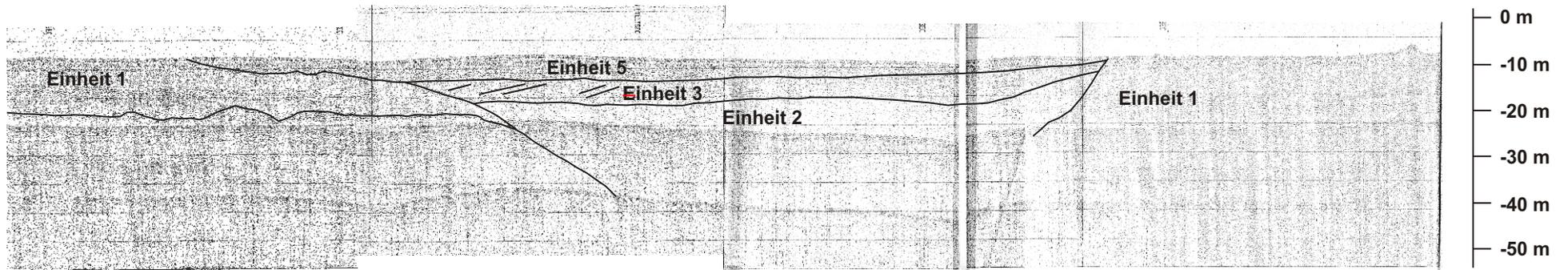
T = Tauchersondierung

S = Stechrohr

Abb. 56: Querprofil durch die Grenztalrinne

WSW

ENE



500 m

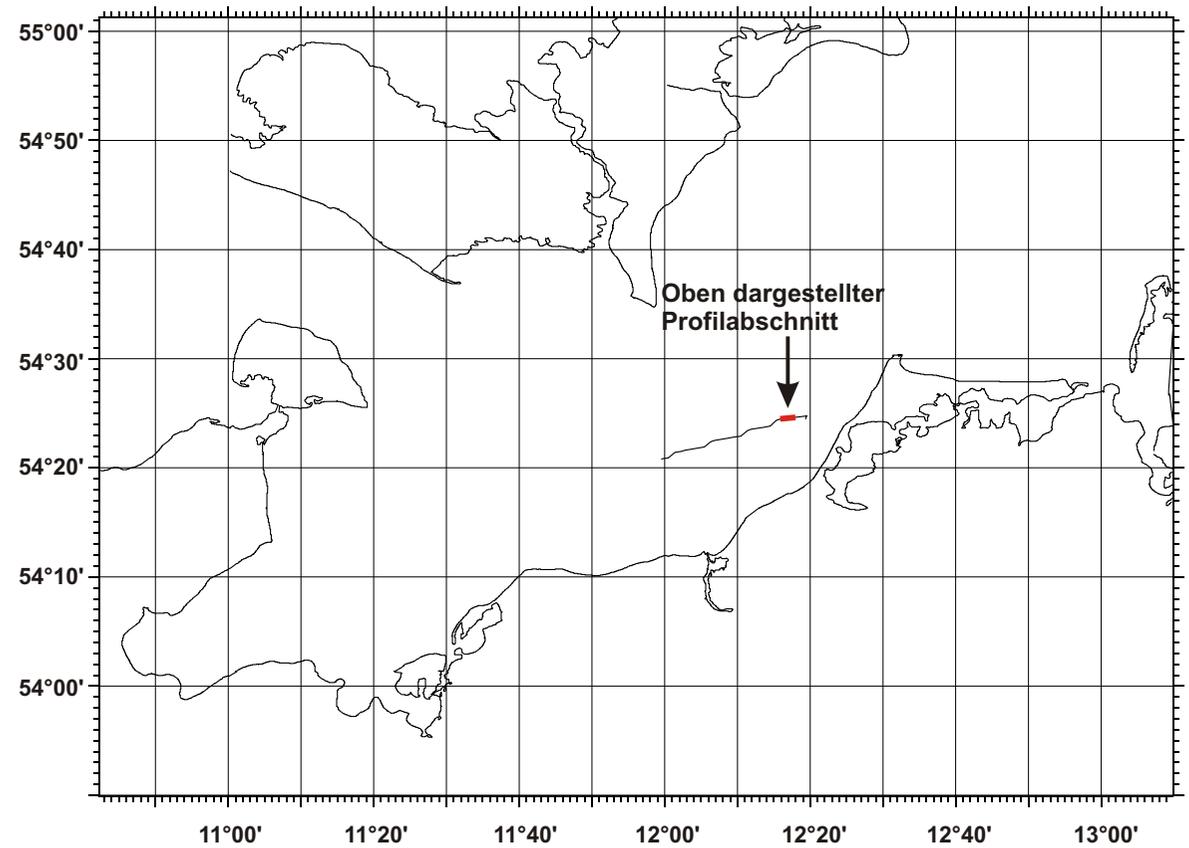


Abb. 57: Schräg durch die Grenztalrinne verlaufendes Boomer-Profil

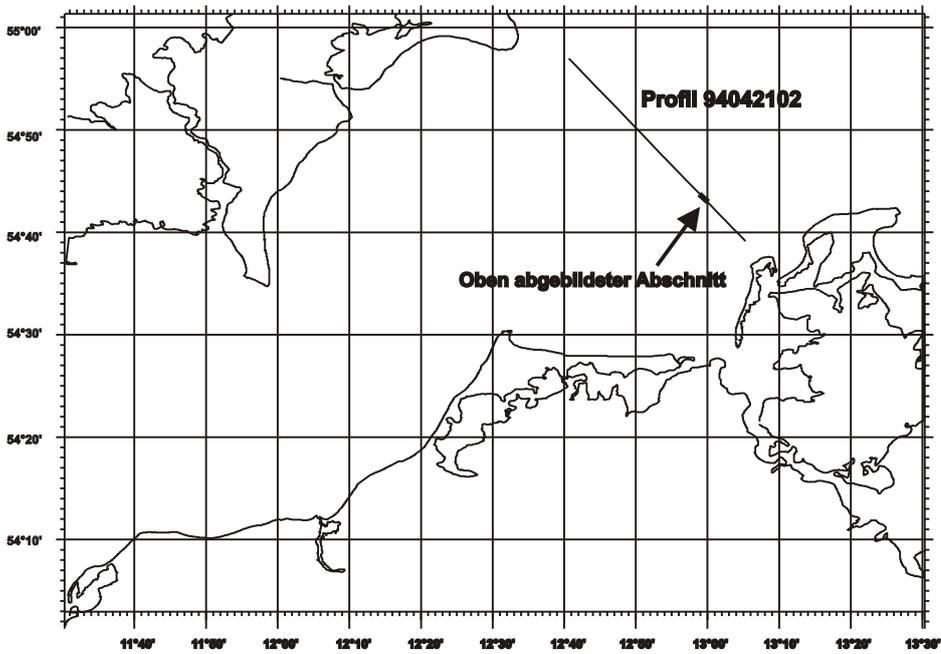
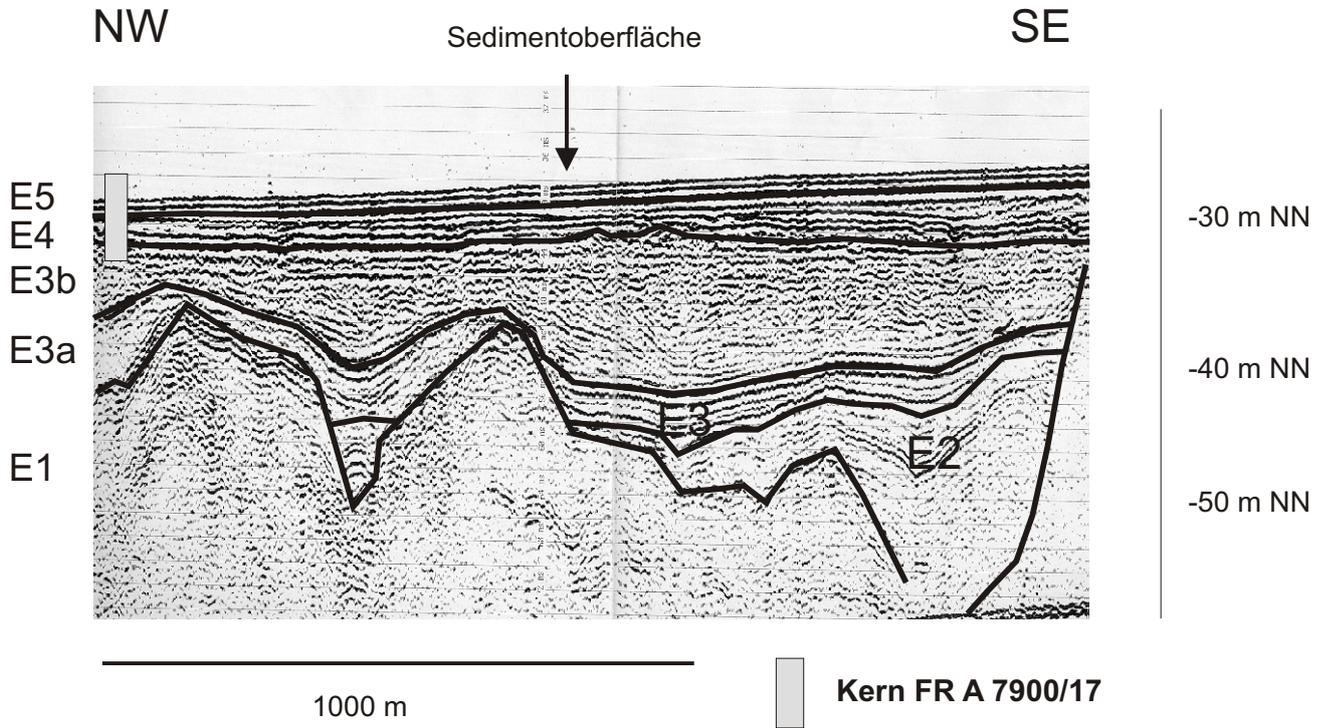


Abb. 58: Querprofil durch die Vierendehrinne

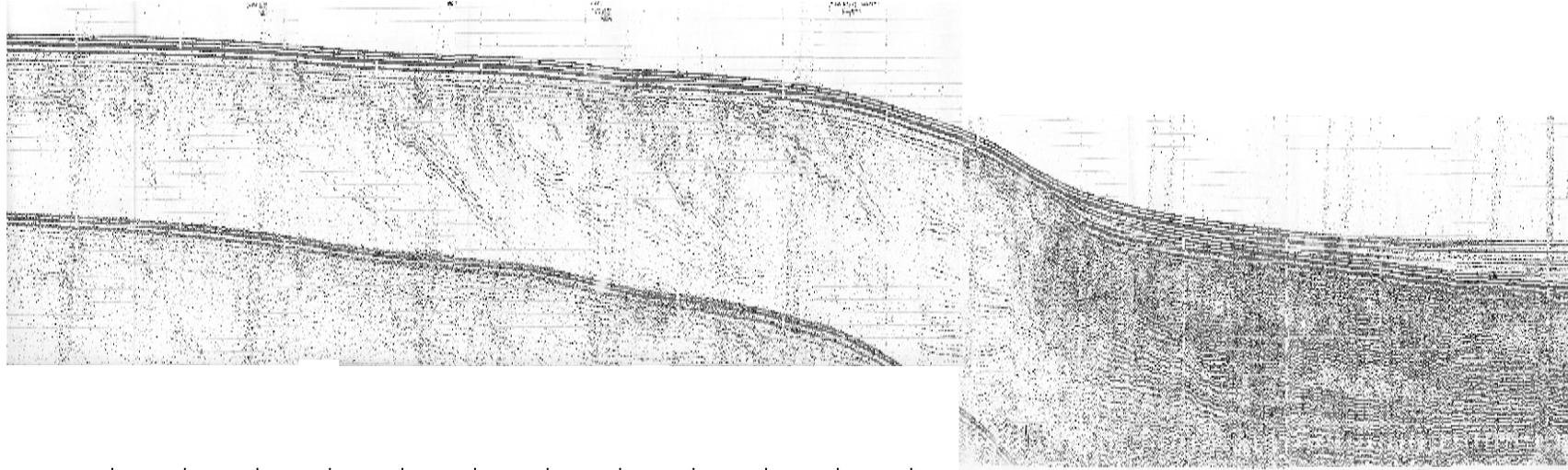
nennenswerte Eindringungstiefen in die schallharten sandigen Ablagerungen. Mittels der Air-Gun-Aufzeichnungen gelang es, die Oberkante des obersten Geschiebemergels, die Quartärbasis, sowie einen weiteren deutlichen Reflektor (Campanbasis; nach T. FLODÉN, frdl. mdl. Mitt.) flächenhaft zu verfolgen. Wegen der methodisch bedingten relativ geringen Auflösung der Air Gun gab es jedoch kaum Informationen über die bis zu mehr als 50 m mächtigen Sedimente über dem Geschiebemergel. Hinzu kam, daß nahezu alle vorhandenen Profile in NW-SE-Richtung angelegt waren, was sich im nachhinein als relativ ungünstig erwies. Als im April 1994 die ersten Boomer-Profile in SW-NE-Richtung aufgezeichnet wurden, zeigten sich sehr auffällige, über mehrere Kilometer aushaltende, in Richtung Arkonabecken einfallende Reflektoren, die auf der Falster-Rügen-Platte fast bis zur Sedimentoberfläche verfolgbar waren (Abb. 59). In Richtung Arkonabecken setzen sich diese Reflektoren unterhalb einer keilförmigen Struktur bis in den Beckenbereich hinein fort, wo sie schließlich in die spätglazialen Tone der Einheit E2 bzw. E3 übergehen. Gegenüber der tonigen Fazies im Arkonabecken bestehen die Sedimente der Einheiten E2 und E3 dort, wo sie auf der Falster-Rügen-Platte für die Probenahme zugänglich sind, aus sandigem, teils schluffigem Material. Die olivgrauen, teils schluffigen Sande lassen makroskopisch kaum Strukturen erkennen. Neben relativ hohen Karbonatanteilen enthalten sie gelegentlich feine pflanzliche Reste und etwas Glimmer. Hauptkornfraktion ist meist die Feinsandfraktion zwischen 0,1 und 0,2 mm Korndurchmesser. Ihre Sortierung nach TRASK (1932) läßt sich im Sinne von FÜCHTBAUER (1959) als vorwiegend gut bis mittelmäßig bezeichnen. Augeprägt gleichkörnig und gut bzw. sehr gut sortiert sind die Feinsande der Kerne FR B 5450/01 und 5400/02 (vgl. Abb. 60-63).

Erste Hinweise auf das Mindestalter der auf der Falster-Rügen-Platte häufig bis zur Sedimentoberfläche reichenden Sande der Einheiten E2 bzw. E3 lieferte eine AMS ¹⁴C-Datierung an organischem Detritus aus dem Kern FR B 5475/01 (Abb. 64). Diese ergab ein Alter von 9.620 ± 100 a BP und weist damit den liegenden Sedimenten ein höchstwahrscheinlich spätglaziales Alter zu.

Auf der westlichen Falster-Rügen-Platte wurde bei den ersten Profilaufnahmen mittels eines vom Dänischen Geologischen Dienst zur Verfügung gestellten Chirp-Sonars im Mai 1993 ein regional verbreiteter Reflektor in relativ geringer Tiefe unter der Sedimentoberfläche entdeckt (Abb. 65). Gegen die zunächst gehegte Vermutung, daß es sich dabei um ein Seitenecho des Sonargerätes handelte, sprach die Tatsache, daß der Reflektor in Richtung NW deutlich nachweisbar auskeilte (Abb. 66). Die Aufnahme eines diesen Reflektor durchteufenden Kerns (vgl. Abb. 65) ergab, daß im Hangenden des Reflektors marine Sande anstehen. Unterhalb davon wurden kalkhaltige Feinsande mit humosen Partikeln und winzigen Pflanzenresten angetroffen. Diese bilden in einem großen Teil der Falster-Rügen-Platte den rezenten Meeresgrund. Im Verlauf weiterführender seismoakustischer Aufnahmen gelang es, in den regional verbreiteten Reflektor eingebettete becken- bzw. rinnenartige Strukturen nachzuweisen. Bei deren Beprobung mittels Vibrationsstechnrohr wurde ein Torf gewonnen, dessen Datierung im ¹⁴C-Labor des Geologischen Dienstes von Dänemark ein unkorrigiertes Alter von 9.660 ± 145 a BP ergab. Damit lassen sich die mächtigen liegenden Sande hier ebenfalls als früheste Holozän- bzw. als spätglaziale Bildung auffassen. Betrachtet man darüber hinaus die Verteilung der Einheiten E2 und E3 am Rand des Arkonabeckens (Abb. 60, 61), so kann man folgern, daß der westliche Teil der Falster-Rügen-Platte von Sanden der Einheit E2 eingenommen wird. Diese erreichen z.T. beträchtliche Mächtigkeiten von bis zu 50 m. Sie nivellieren das glazial geformte Relief weitgehend und bilden zwischen der Insel Møn und der Halbinsel Darß eine durchgehende Schwelle mit einer gegenwärtigen Satteltiefe von -23 m NN. Nach Berechnungen, die BONACKER (1996; frdl. mündl. Mitt.) unter Nutzung der hier vorgestellten Daten vornahm, ist auf der Falster-Rügen-Platte mit einem Gesamtvolumen der spätglazialen Sande von 32 km^3 zu rechnen.

SW

NE



-20 m
-30 m
-40 m
-50 m
-60 m
-70 m

5 km

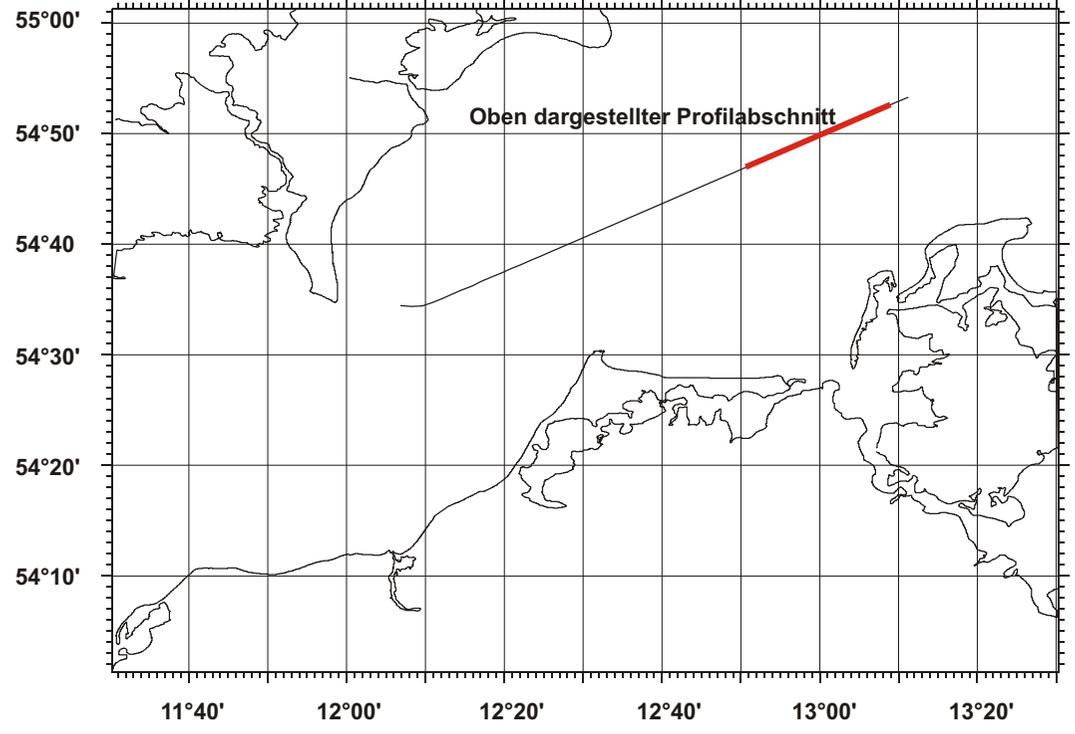


Abb. 59: In Richtung Arkonabecken einfallende Reflektoren

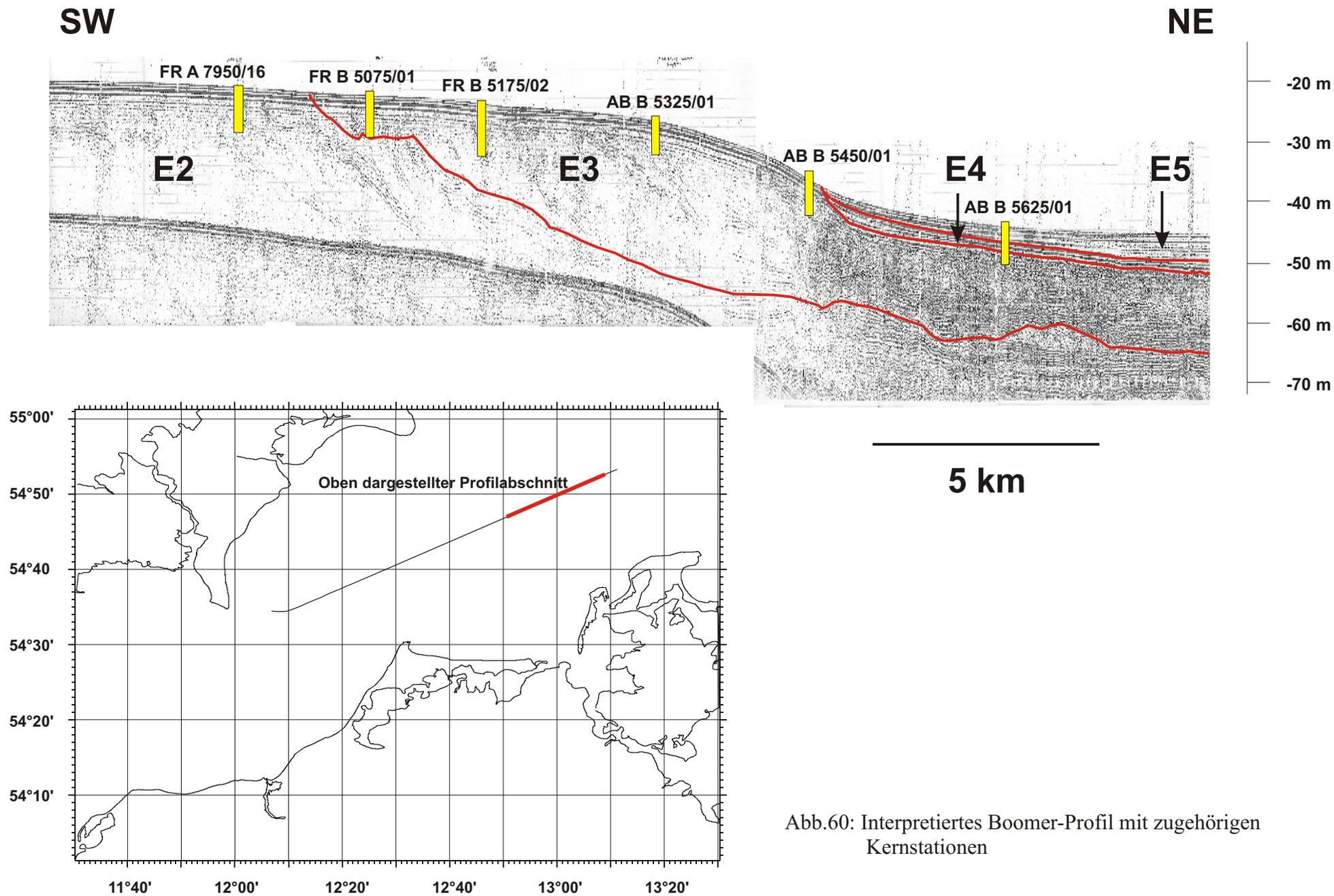
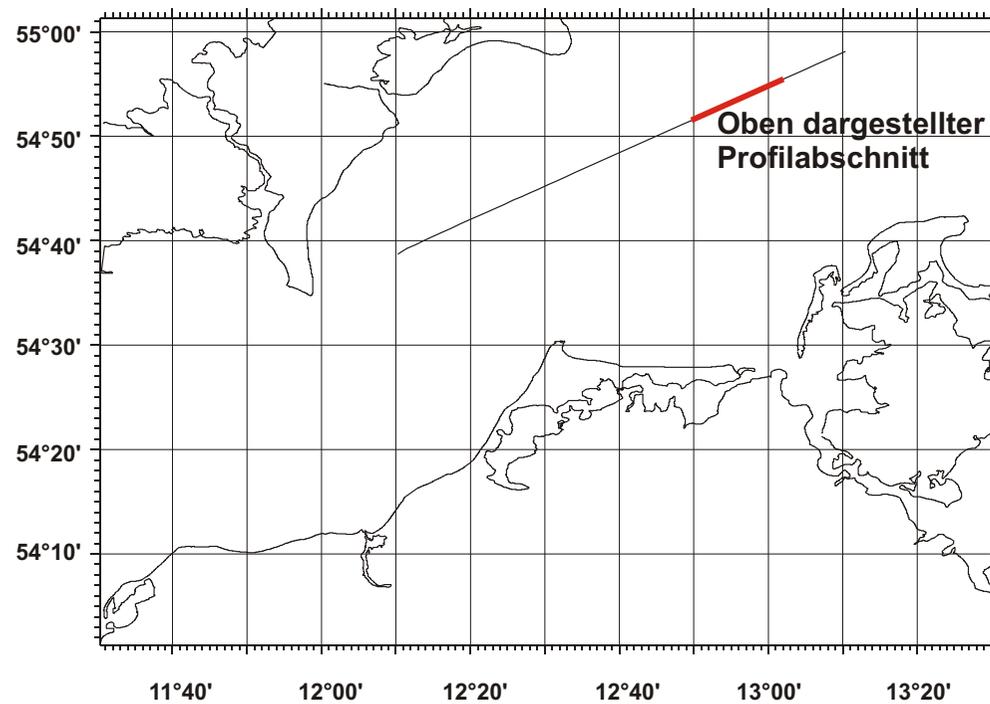
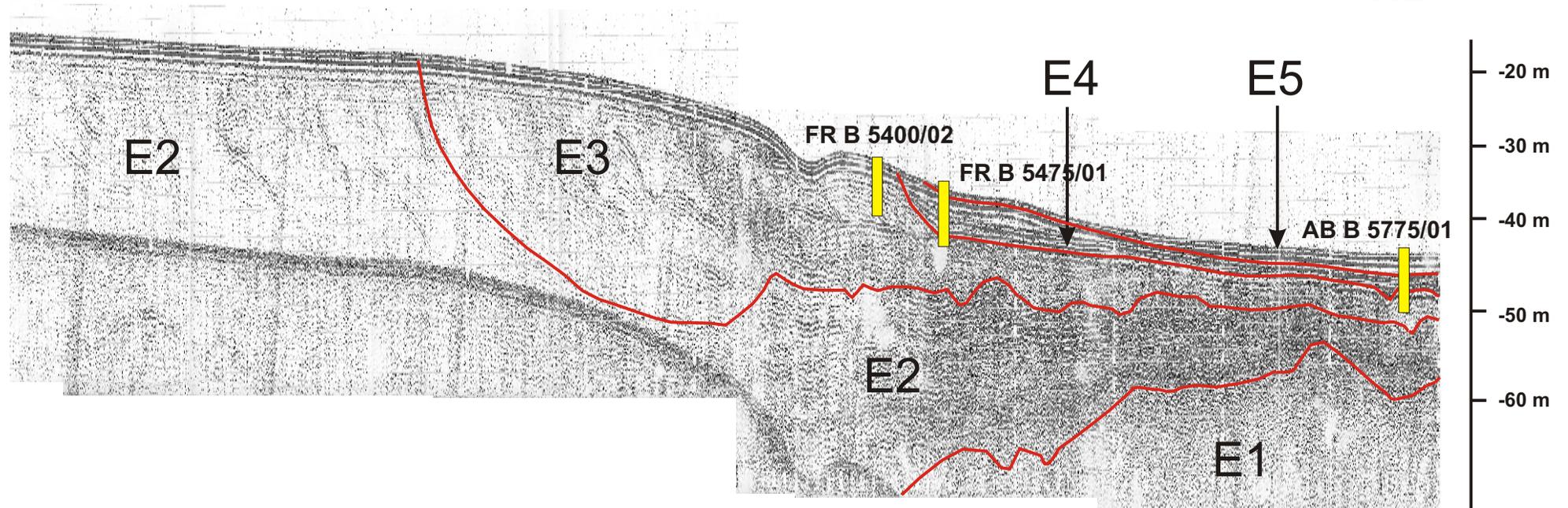


Abb.60: Interpretiertes Boomer-Profil mit zugehörigen Kernstationen

SW

NE



5 km

Abb. 61: Interpretiertes Boomer-Profil mit zugehörigen Kernstationen (nördliches Parallelprofil zu Abb. 60)

Kern FR B 5400/02

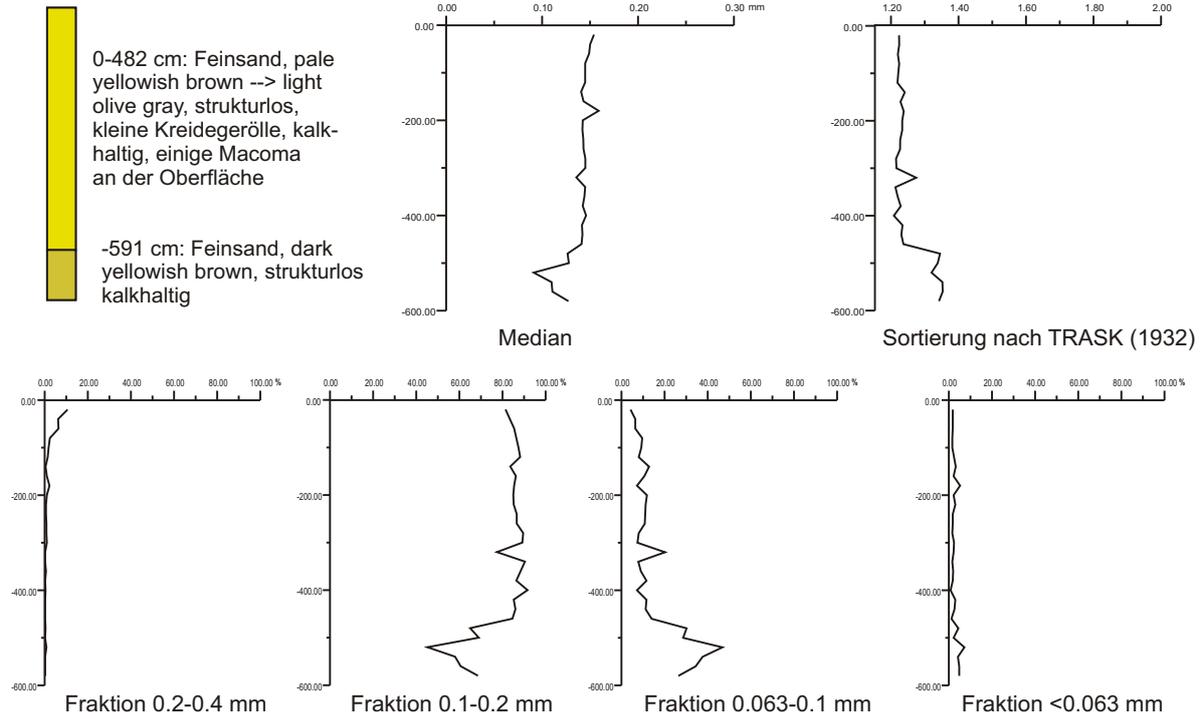


Abb. 62: Korngrößenverteilung im Kern FR B 5400/02 (vgl. Abb. 60)

Kern AB B 5450/01

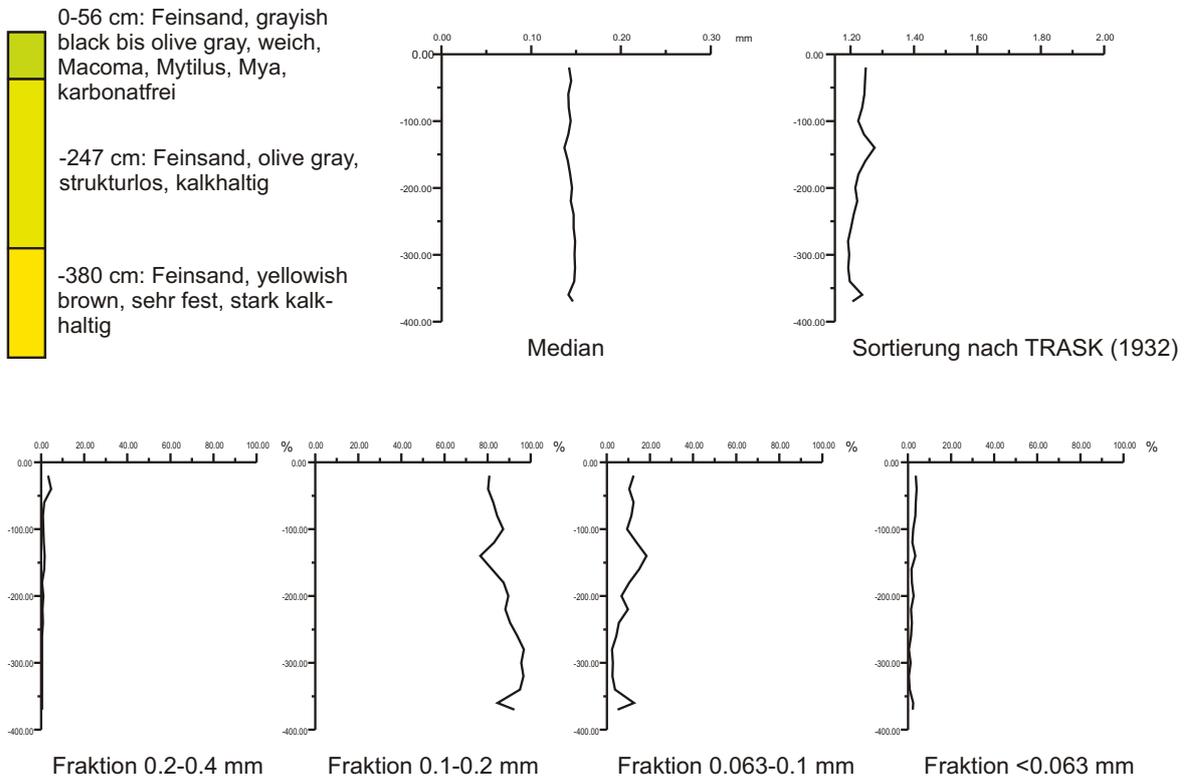


Abb. 63: Korngrößenverteilung im Kern AB B 5450/01 (vgl. Abb. 59)

FR B 5475/01
54°53.12 N / 12°58.38 E
Wassertiefe = 35.90 m

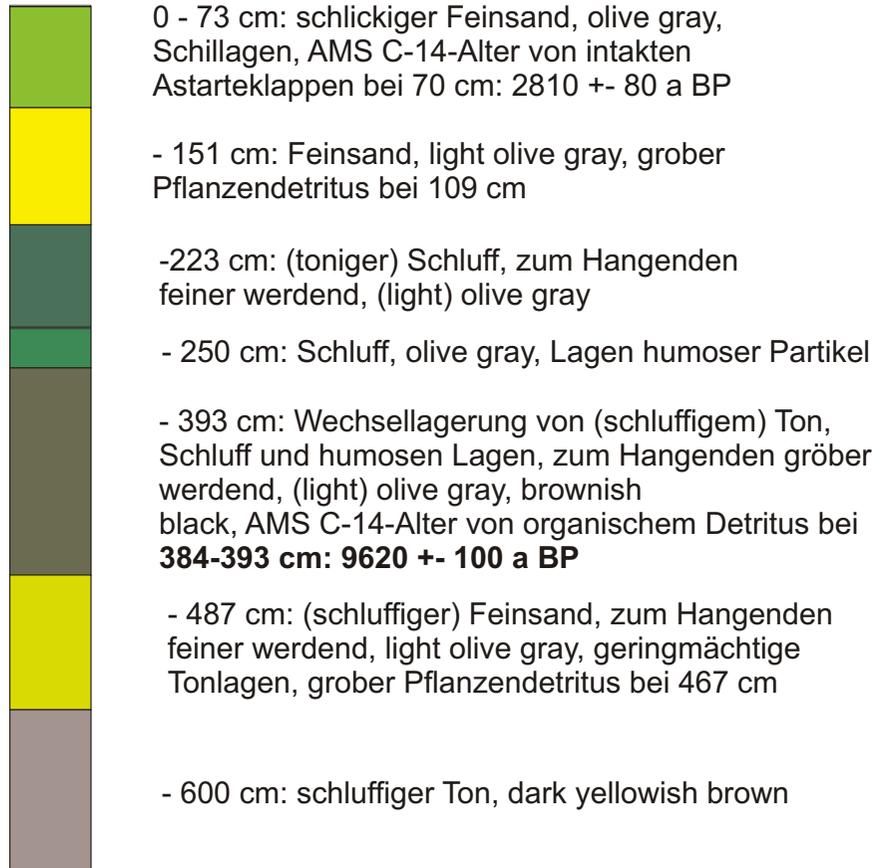
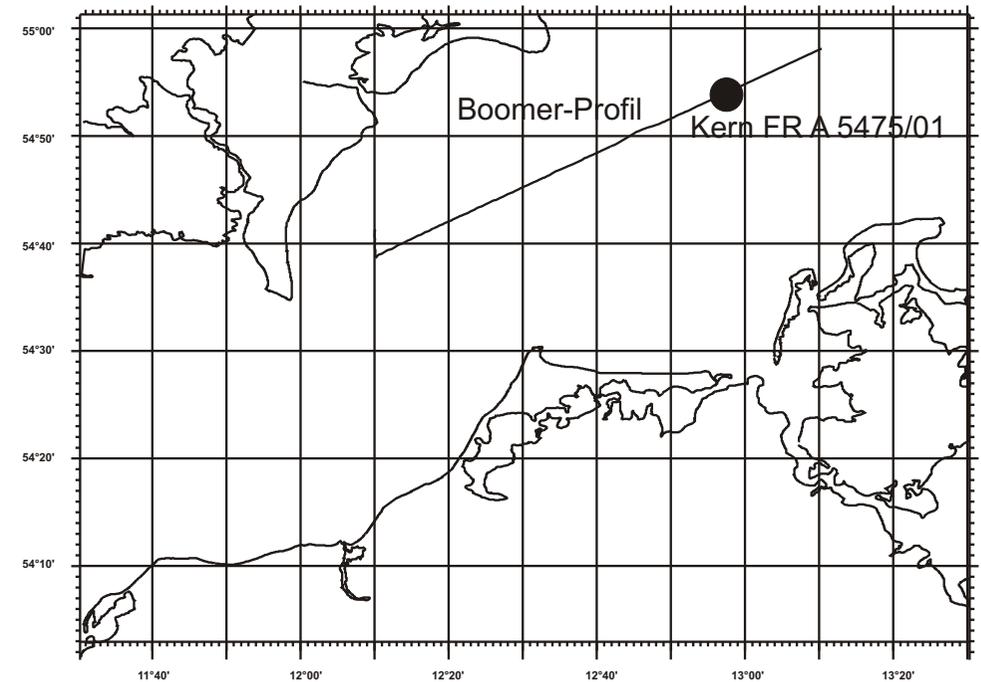
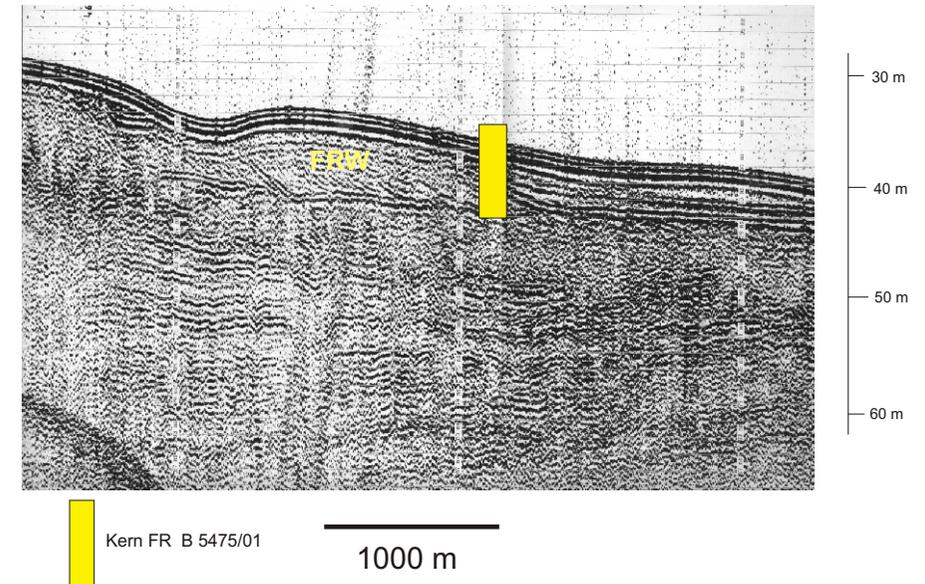


Abb. 64: Kern FR B 5475/01 am Westrand des Arkonabeckens
 FRW = Forced regressive wedge systems tract (slope component) im Sinne von Hunt & Tucker (1992)

WSW

ENE



FR A 6950/15
54°39.02 N/12°35.50 E
Wassertiefe = 18.90 m

	0-75 cm: schluffiger Feinsand, grünlichgrau, vereinz. Muschelklappen
	- 98 cm: Wechsellagerung von grünlichgrauem schluffigem Feinsand mit grauem Feinsand, Muschelschill
	- 183 cm: schluffiger Feinsand, grünlichgrau, vereinz. humose Flecken
	-217 cm: Feinsand, dunkelgrau, vereinz. Muschelschill
	- 248 cm: Feinsand, hellgrau, ab 236 schwach kalkhaltig
	- 264 cm: feinsandiger Schluff, grünlichgrau, kalk- u. glimmerhaltig, feine humose Laminaen
	- 312 cm: Feinsand, grau, homogen, kalkhaltig

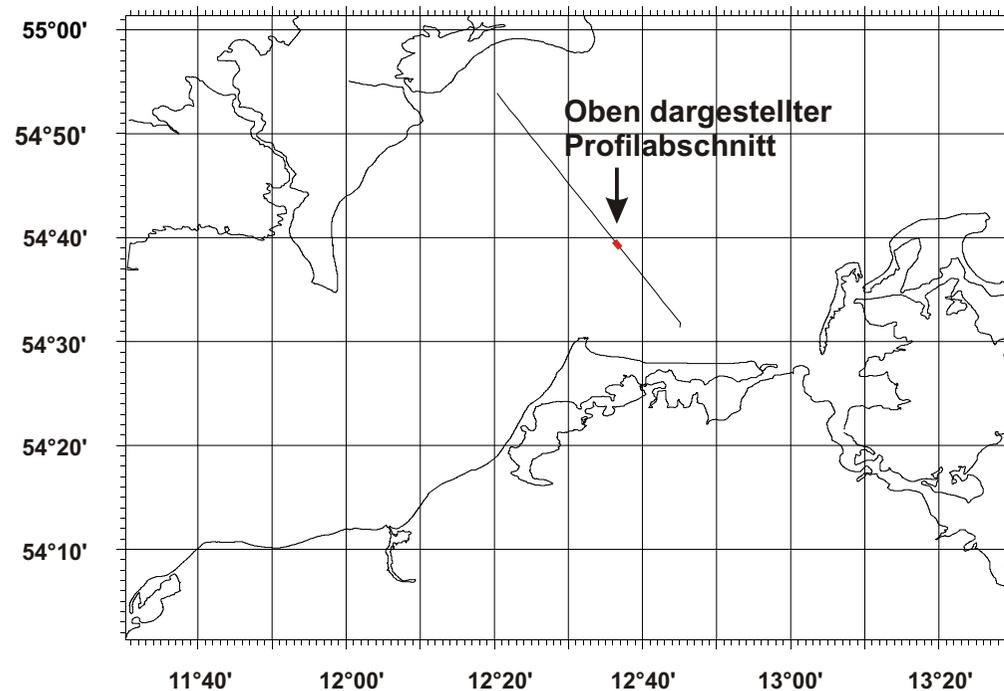
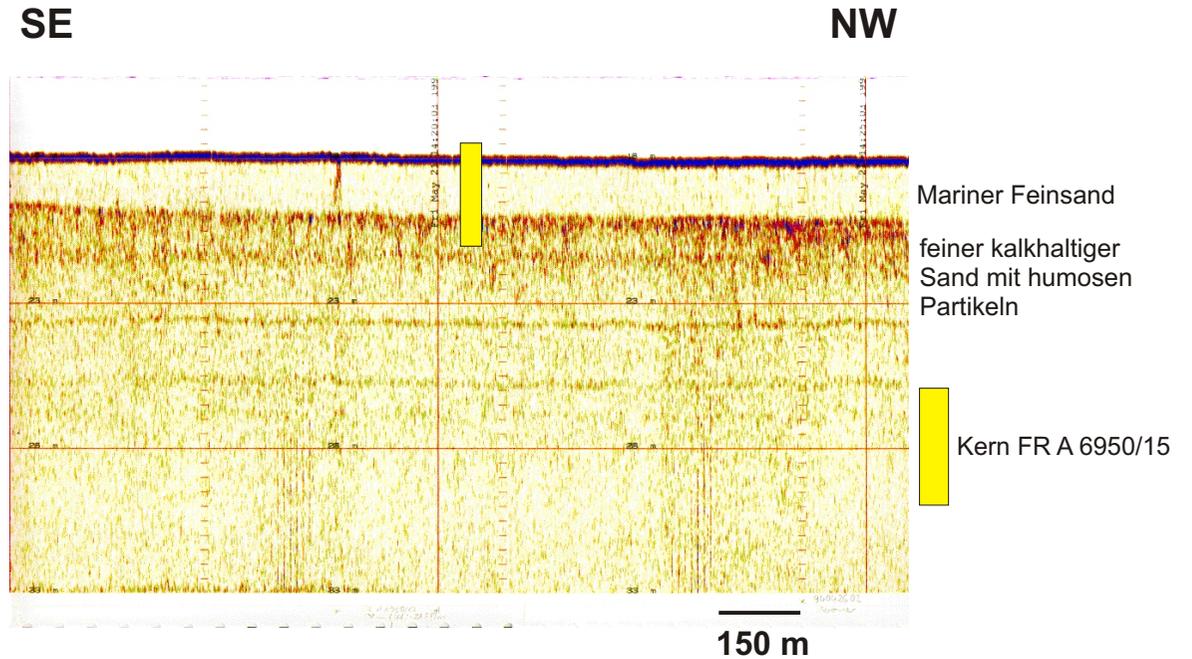


Abb. 65: Regional verbreiteter Reflektor unter der Sedimentoberfläche Auf der west lichen Falster-Rügen-Platte (Chirp-Profil) mit Kern FR A 6950/15

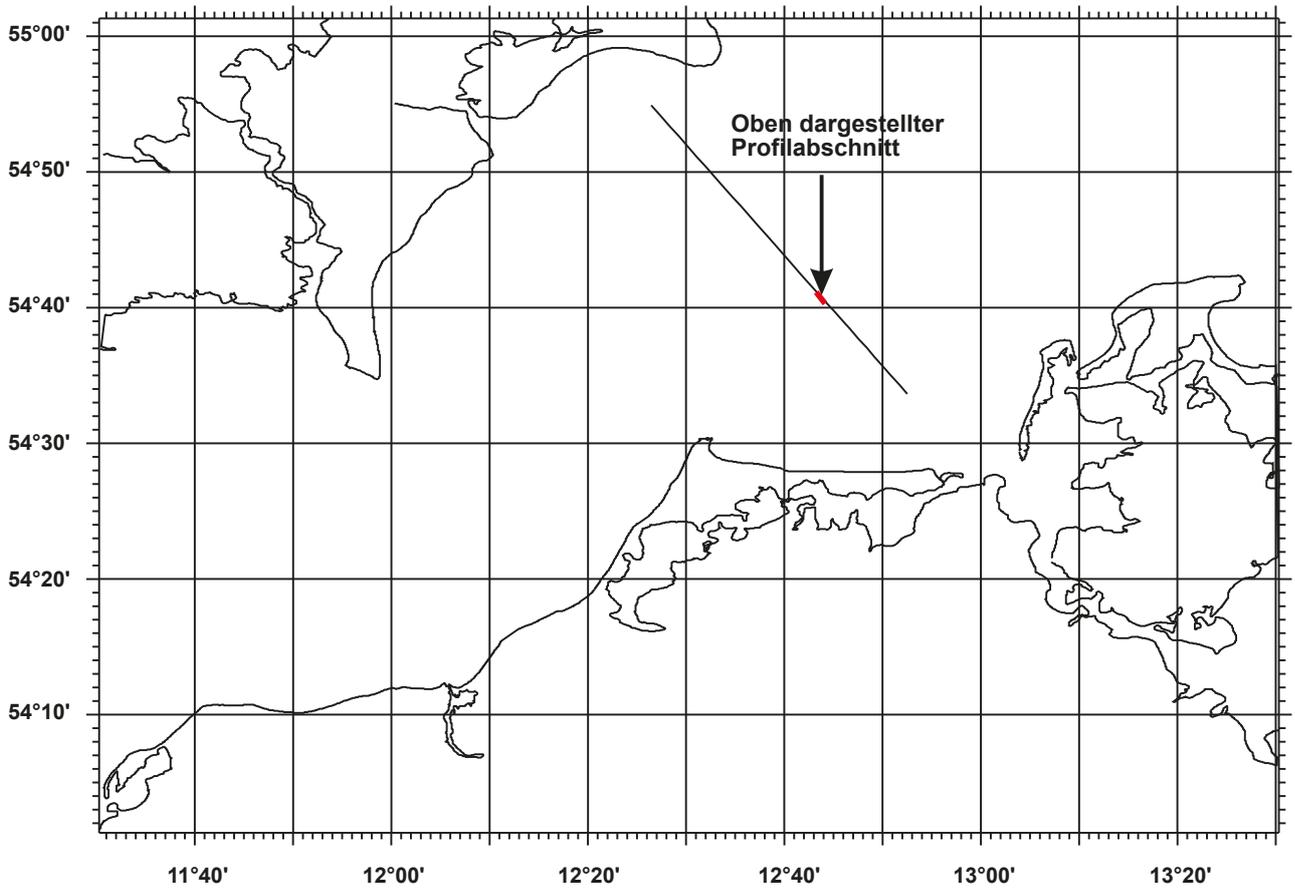
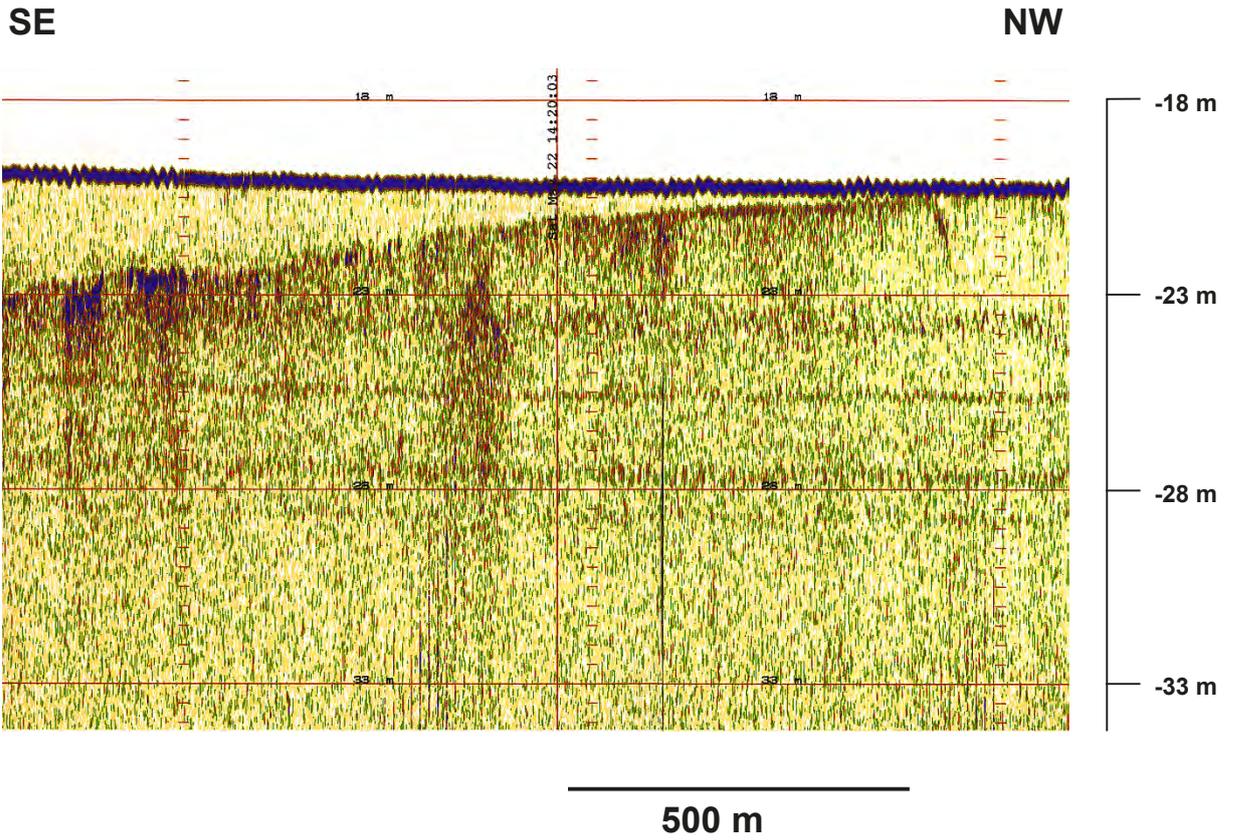


Abb. 66: Auskeilender Reflektor aus Abb. 63 (Chirp-Profil)

Einen Beleg für das relativ hohe Alter der Sedimente auf der Falster-Rügen-Platte lieferte der Kern 200540 (Abb. 67). Unterhalb einer 30 cm mächtigen marinen Sandschicht stehen hier zunächst Feinsande mit Pflanzenresten an. In einer Kerntiefe von 260 cm wurden an Resten von *Meryanthes trifoliata*, *Scirpus lacustris* und *Pinus sylvestris* AMS-¹⁴C-Datierungen vorgenommen. Diese ergaben ein Alter von 9.810 ± 75 Jahren BP. In einer schluffigen Abfolge, welche im gleichen Kern bei etwa 5 m Kerntiefe angetroffen wurde, konnten Reste von *Salix herbacea* datiert werden. Daraus ergab sich ein Alter von 12.180 ± 90 Jahren BP. Weitere Pflanzenreste in letzterer Abfolge wurden von O. BENNIKE als von *Betula nana*, *Dryas octopeta*, *Salix polaris* und *Arctostaphylos uva-ursi* stammend identifiziert. Tiefer im Kern gefundene Reste von *Salix herbacea* und *Betula nana* wurden mit 12.700 ± 110 a BP datiert. Nördlich der Insel Møn konnten BENNIKE & JENSEN (1995) ebenfalls prä-allerödzeitliche Sedimente mit 12.300 - 12.400 Jahre alten Resten von *Salix polaris* nachweisen.

Bei Betrachtung der aquatischen Flora gibt es nahezu identische Gemeinschaften in prä-allerödzeitlichen Sedimenten und den Ablagerungen der jüngeren Dryas. In beiden konnten solche Formen wie *Ranunculus hyperboreus*, *Ranunculus sect. Batrachium*, *Potamogeton filiformis*, *P. natans*, *Callitriche hermaphroditica*, *Myriophyllum alterniflorum*, *Hippuris vulgaris* und *Zannichella palustris* festgestellt werden. An Süßwassermollusken wurde als einzige Form die Muschelart *Pisidium* gefunden. Die artenarme Ostracodenfauna umfaßt u.a. *Candona spp.* und *Cytherissa lacustris*.

Ähnlich wie von BENNIKE & JENSEN (1995) für die Faxe-Bucht beschrieben, deuten die genannten Faunen- und Florengemeinschaften auf ein kalkhaltiges Süßwasser mit spärlich bewachsenem mineralischen Boden hin. Anzeichen für stärker salzhaltiges Wasser konnten nicht gefunden werden.

Neben der sandigen Fazies lassen sich westlich des Plantagenetgrundes vor der Halbinsel Zingst auch teils gebänderte Tone nachweisen, die ähnlich wie auf der Halbinsel Darß (vgl. HURTIG 1954) als spätglaziale Staubeckenbildungen anzusehen sind. In den Aufzeichnungen des Chirp-Sonars sind diese Tone durch laminare, in ihrer Lagerung stark gestörte Internreflexionen gekennzeichnet (Abb. 68). Die meist in unterschiedlichen Grautönen gebänderten Tone erreichen Mächtigkeiten von bis zu mehreren Metern. Ihre Oberfläche fällt in Richtung NW ein. Auffällig ist ihr hoher Karbonatgehalt, der bis zu mehr als 50 % Kalkäquivalent erreichen kann. Der Übergang zur sandigen Fazies erfolgt in den seismoakustischen Aufzeichnungen häufig abrupt. Die auskartierte Verbreitung dieser tonigen Sedimente auf der Falster-Rügen-Platte zeigt Abb. 69. Eng begrenzte lokale Vorkommen von gebänderten Tönen wurden auch auf der Darßer Schwelle i.e.S. nachgewiesen.

200540 (FR A 7500/21)
 54°43.483 N / 12°45.956 E
 Wassertiefe = 21.80 m

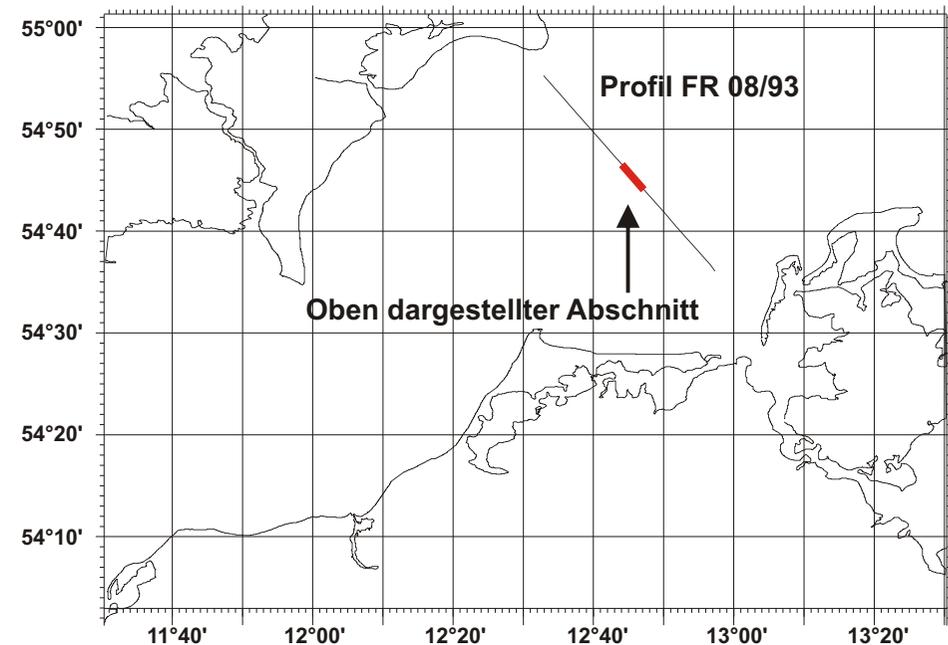
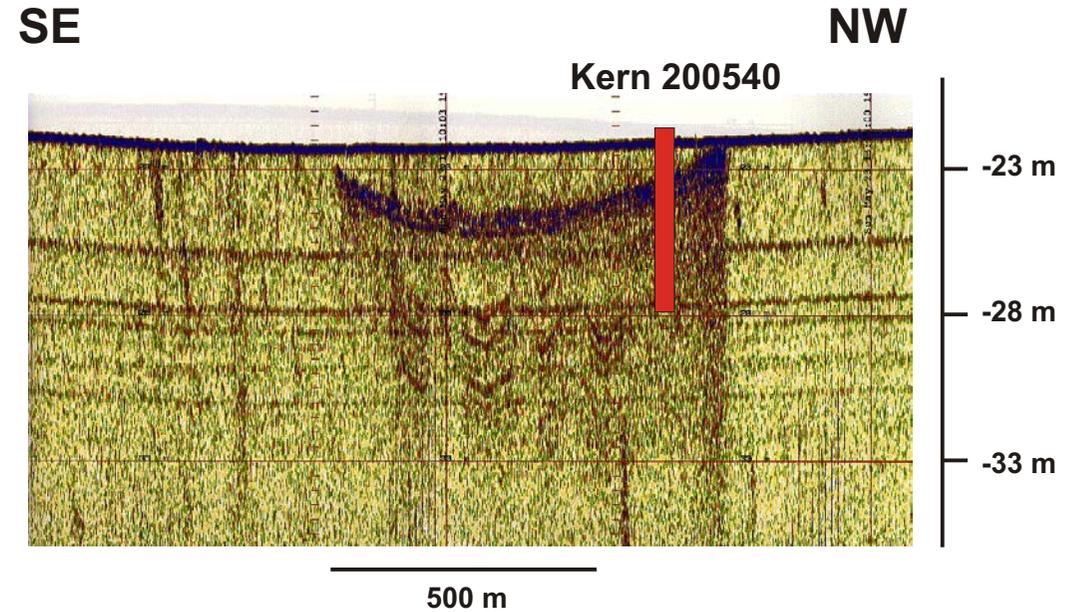
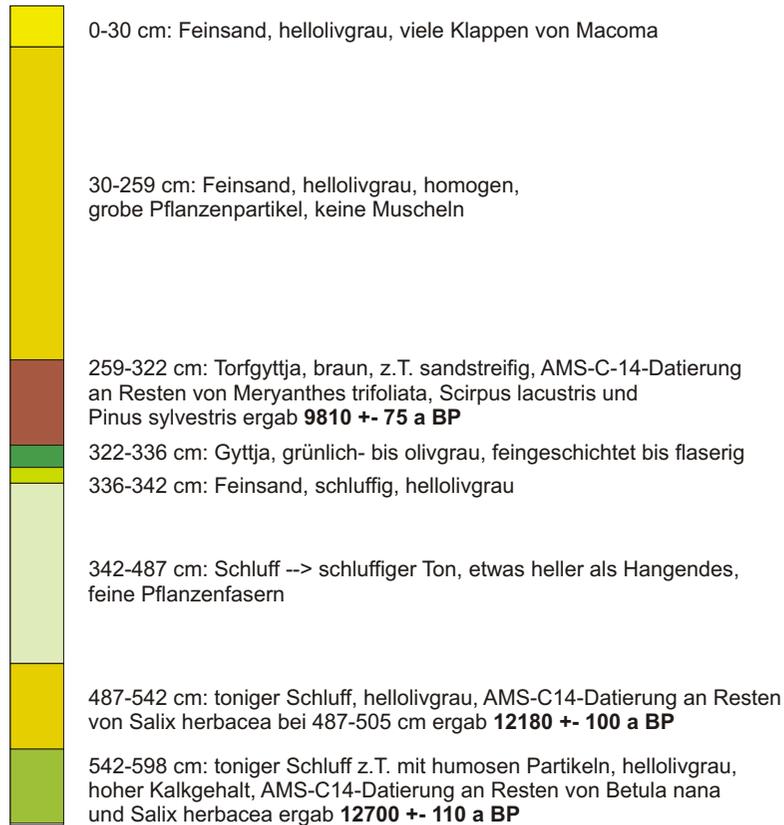


Abb. 67: Kern 200540 Aufschlag der Falster-Rügen-Platte

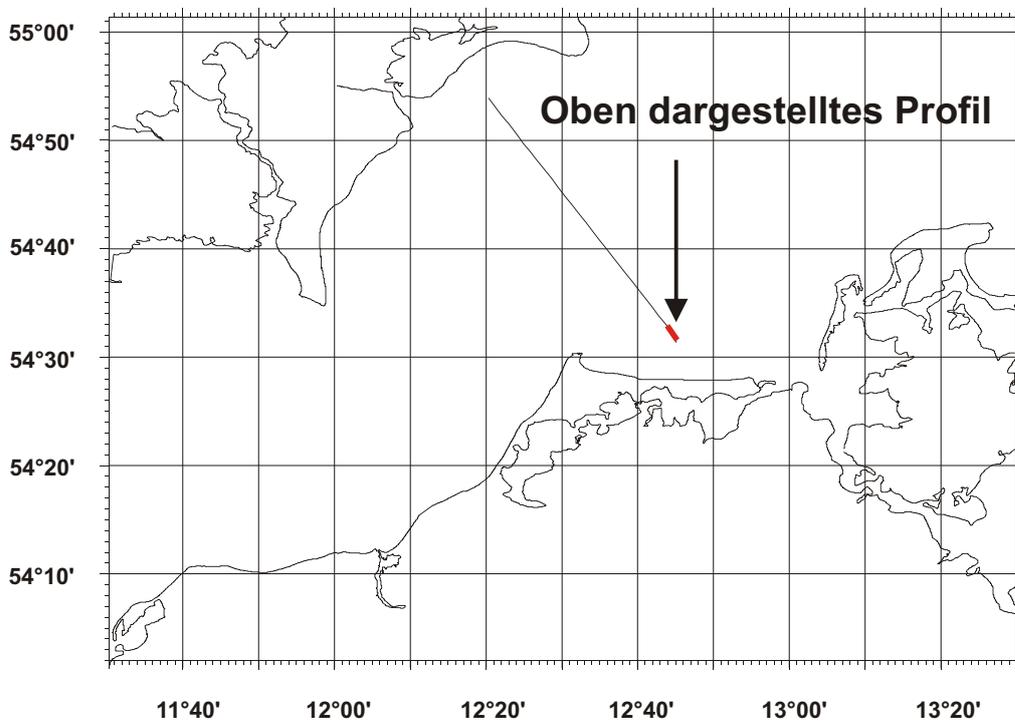
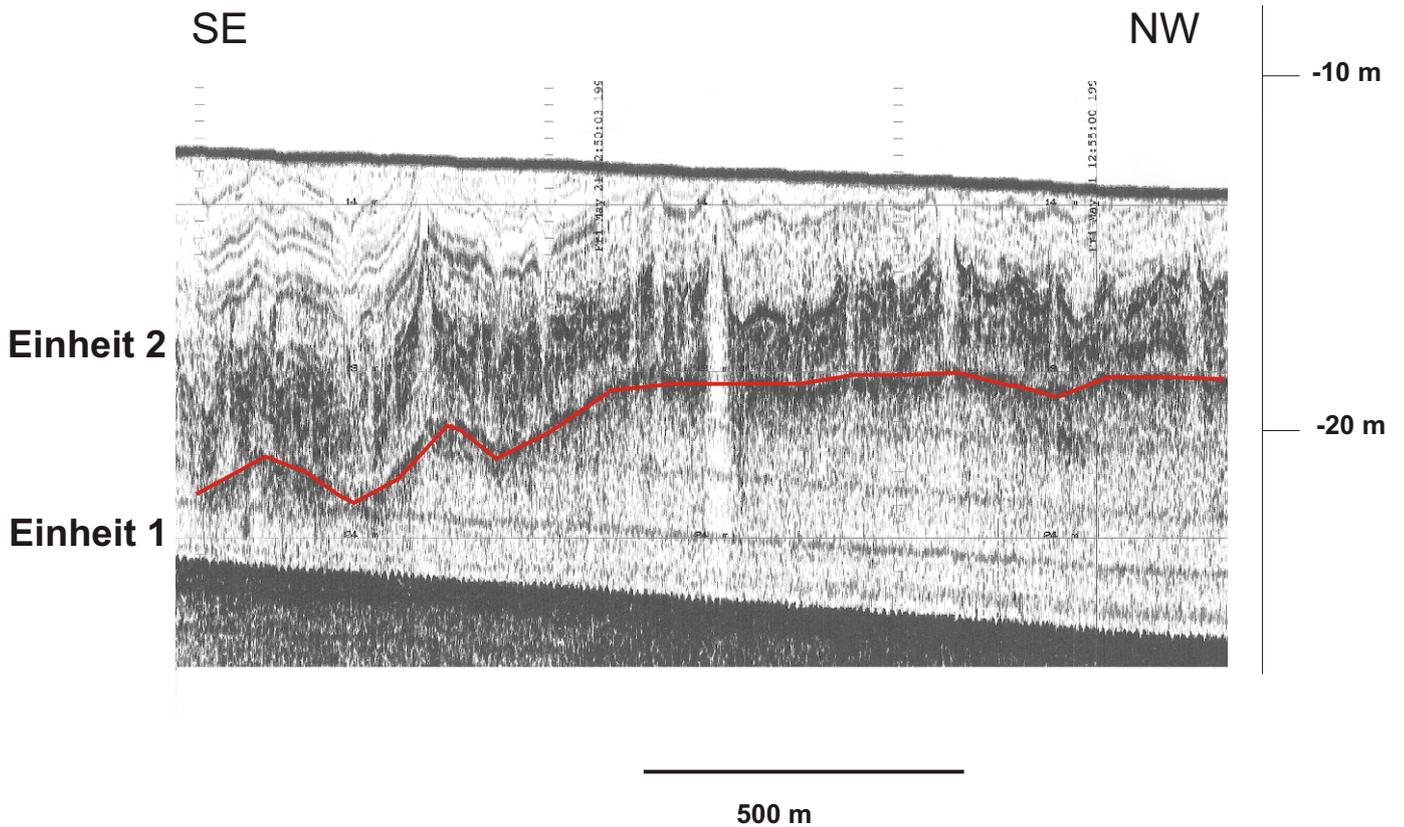


Abb. 68: Spätglaziale Staubeckentone nördlich der Halbinsel Zingst

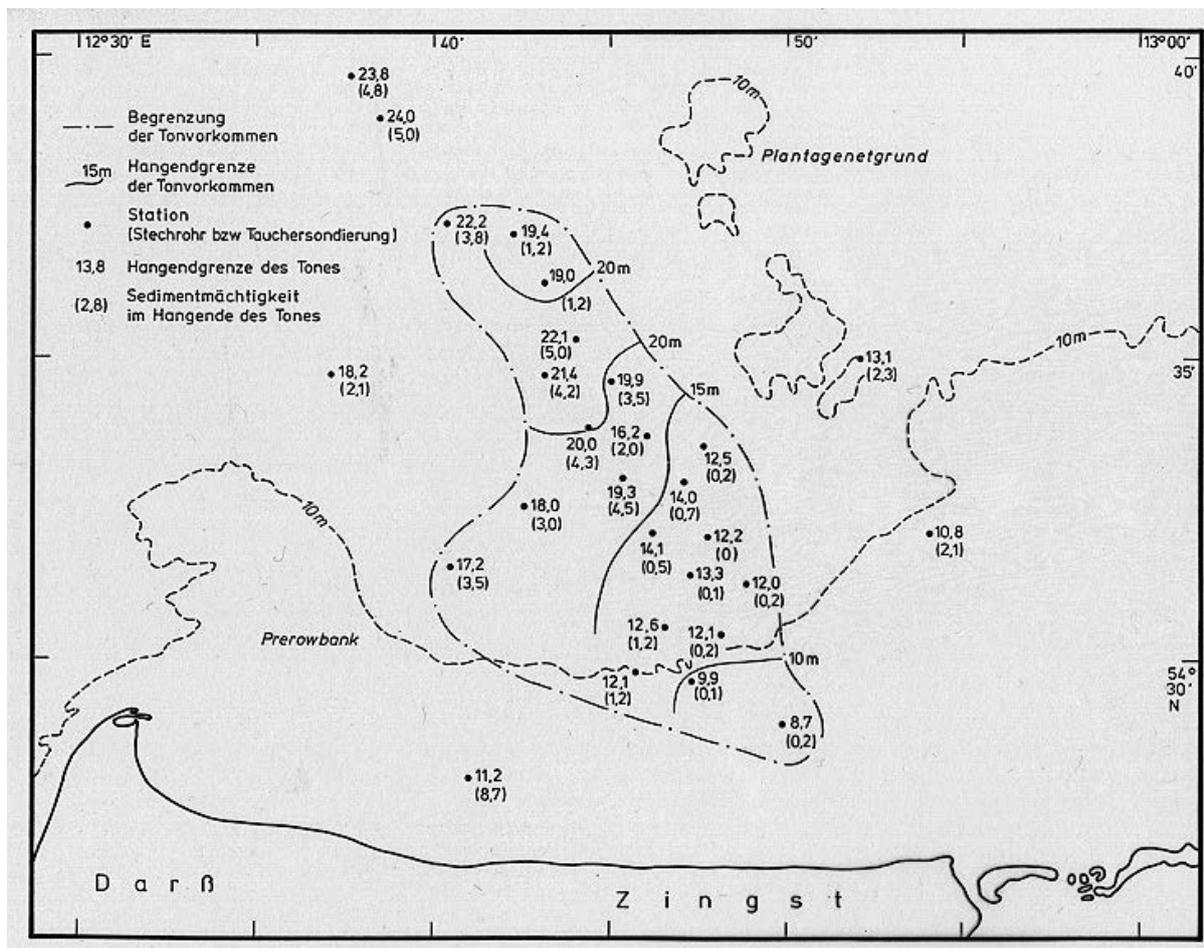
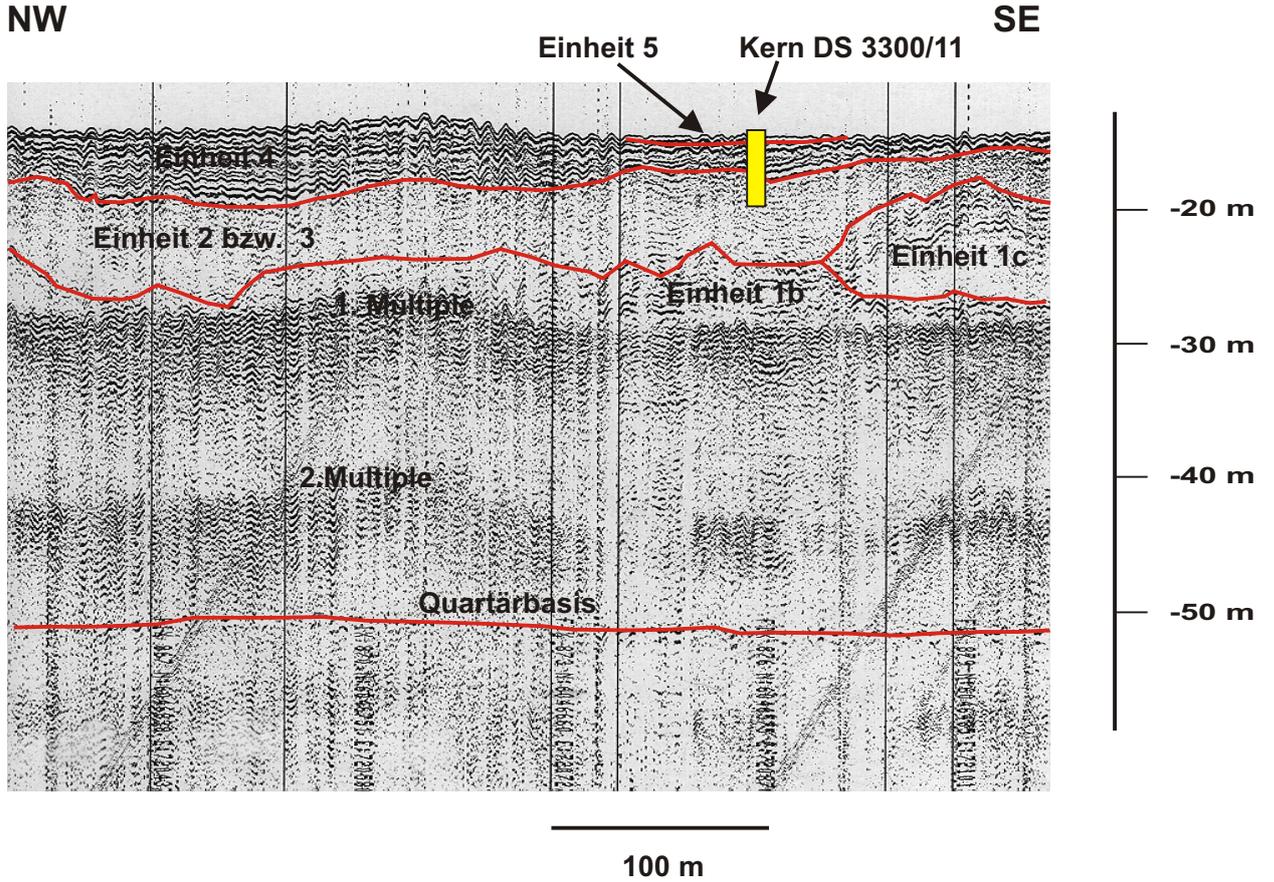


Abb. 69: Verbreitung und Tiefenlage der spätglazialen Tone nördlich von Zingst

4.3.6. Einheit 3 - Spätglaziale Sedimente aus der Zeit des späten Baltischen Eisstausees

Die Sedimente der Einheit 3 sind auf der Darßer Schwelle nicht so weit verbreitet und so mächtig wie in den benachbarten Beckenbereichen. Ihre Verbreitung beschränkt sich im wesentlichen auf den Westrand des Arkonabeckens, sowie auf die Grenztal- bzw. Vierendehlrinne. In der Grenztalrinne ist die Einheit 3 teilweise durch westwärts einfallende Reflektoren gekennzeichnet. Diese sind in akustisch weitgehend transparenten, wahrscheinlich sandigen Sedimenten allerdings nur undeutlich ausgebildet (Abb. 57). Unmittelbar nördlich der Darßer Schwelle i.e.S. wurden daneben in einer Anzahl von Stechrohrkernen Sande gefunden, deren hangende Sedimente (Kalk- und Torfgyttjen; siehe Einheit 4) als frühholozäne Bildungen bestimmt werden konnten. Die Sande sind im allgemeinen bis auf das Vorkommen von sehr feinen pflanzlichen Resten fossilfrei.

In Anbetracht des Mindestalters dieser Sande und ihrer faziellen Ausbildung kommt ein mariner Bildungsraum nicht in Frage. Möglicherweise lassen sie sich mit den teils als fluviatil, teils als äolisch gedeuteten Heidesanden der Nordöstlichen Heide Mecklenburgs (KOLP 1957, SCHULZ 1961)



Kern DS F 3300/11
54°31.14 / 12°24.45
Wassertiefe = 14.20 m

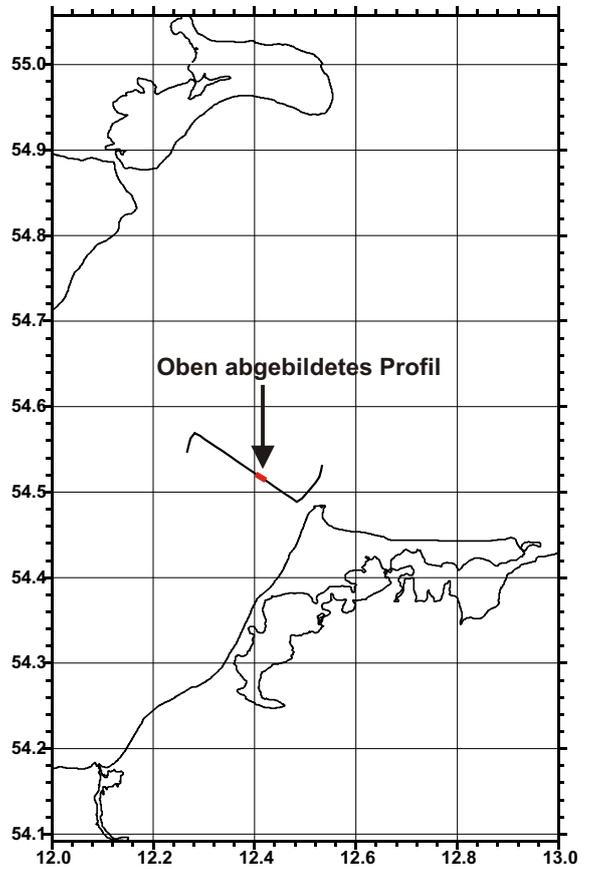
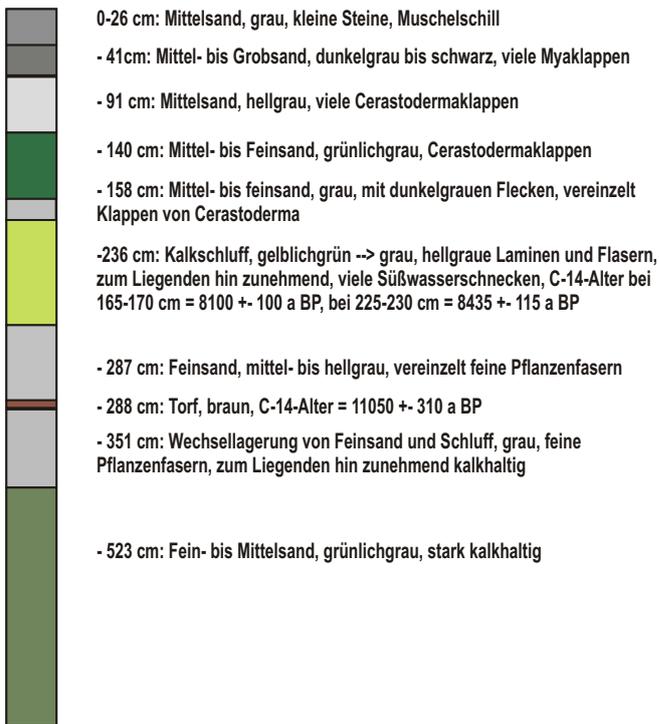


Abb. 70: Kern DS F 3300/11 auf der Darßer Schwelle i.e.S.

FR A 7900/17
54°43.87 N / 12°56.67 E
Wassertiefe = 28.60 m

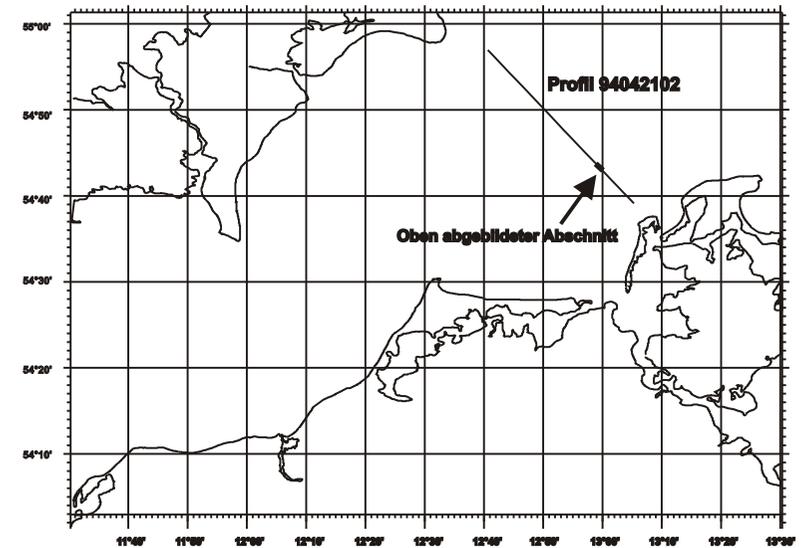
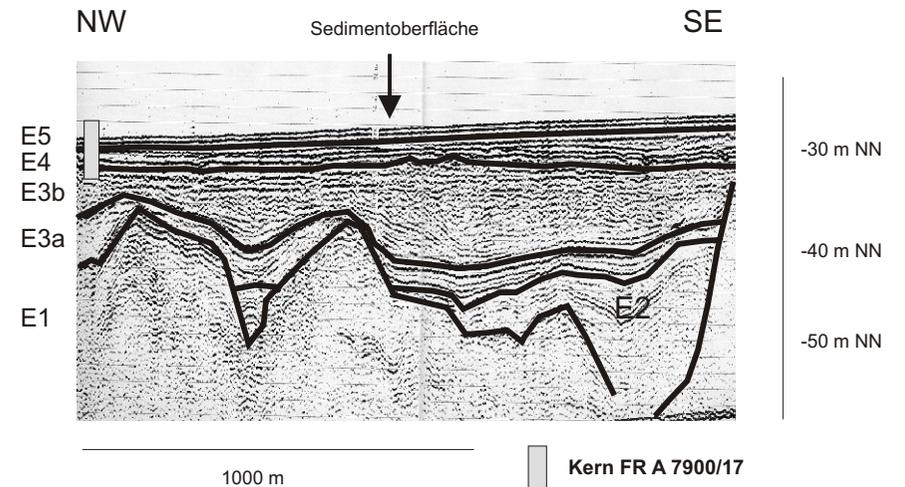
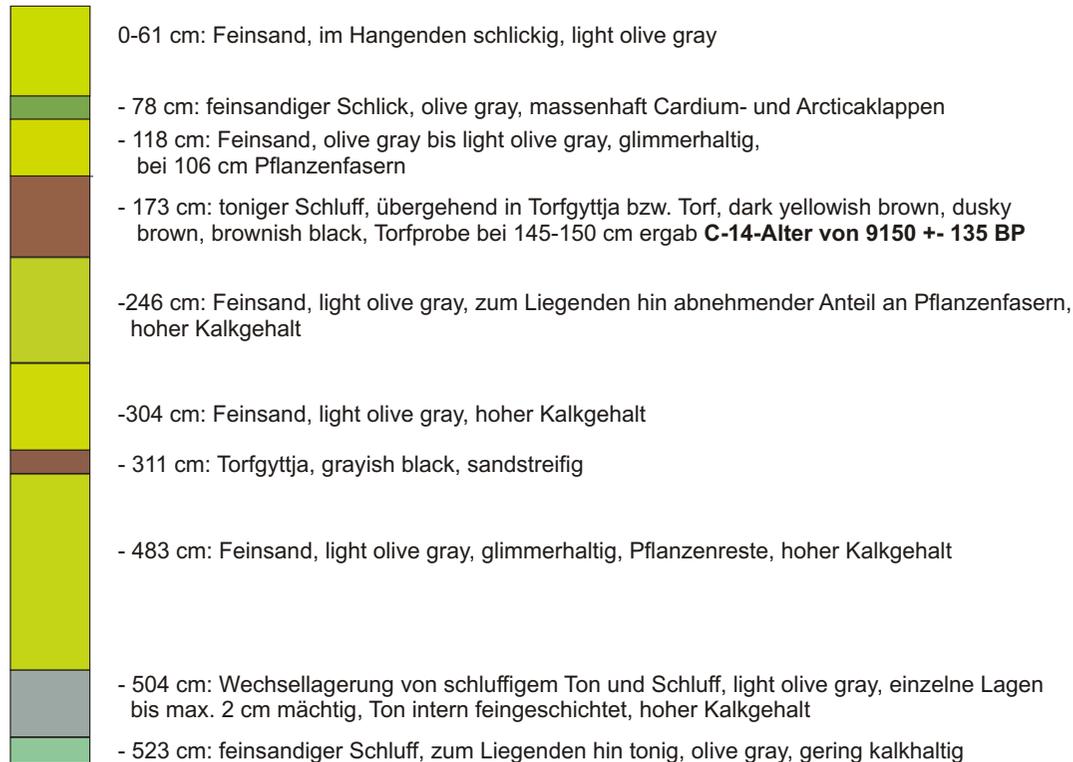


Abb. 71: Kern FR A 7900/17 aus dem Randbereich der Vierendehrinne

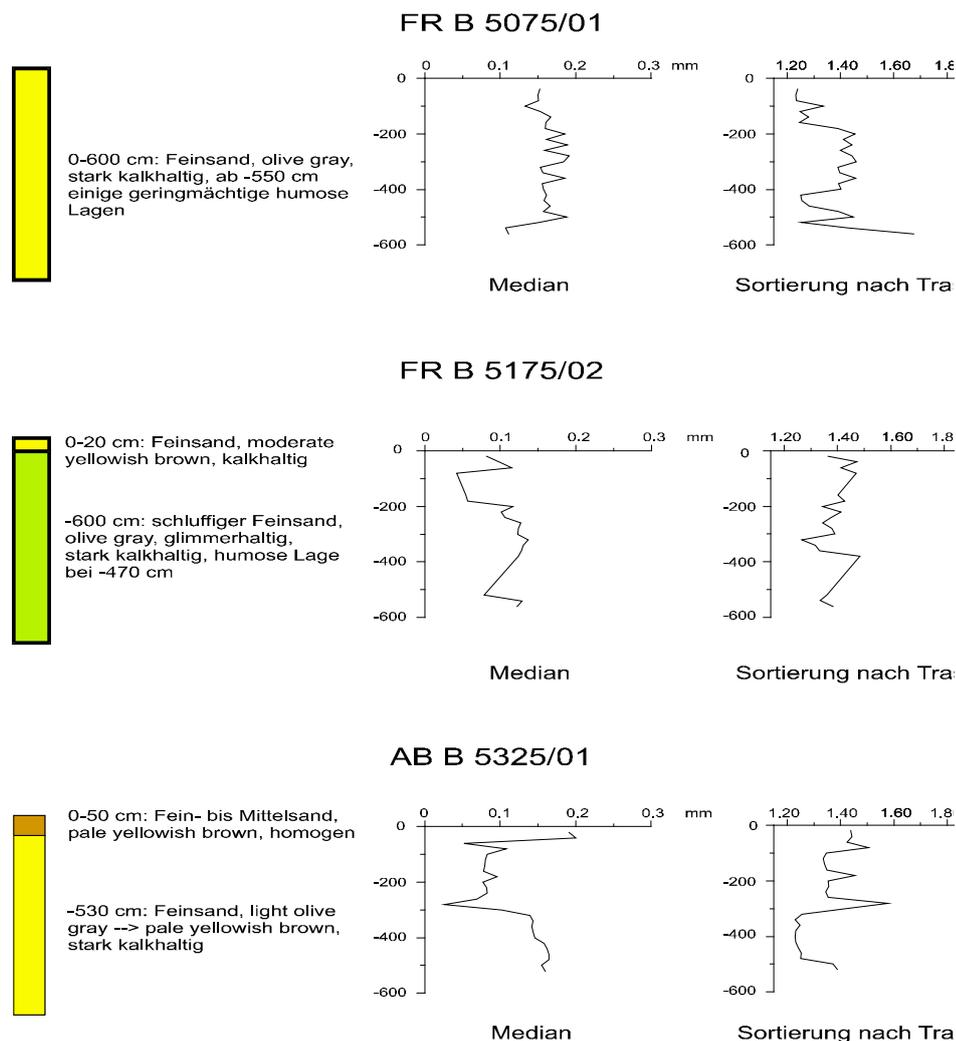


Abb: 72: Korngrößenkennzahlen in Sanden der Einheit 3 (vgl. Abb.60)

korrelieren. In diesem Falle wäre ihre altersmäßige Einstufung in das Alleröd möglich. Für eine solche Altersstellung spricht u.a. die Tatsache, daß im Hangenden von grünlichgrauen Schluffen und Fein- bis Mittelsanden ein Torf mit 11.050 ± 310 ^{14}C - Jahren BP datiert werden konnte (vgl. Abb. 70). GROMOLL (1988) berichtet von einem schwach zersetzten Laubmoostorf, der in Sanden nördlich Darßer Ort aufgefunden und mit 11.780 ± 60 a BP datiert wurde. Die vorliegenden seismischen Daten ermöglichen in diesem Bereich keine Differenzierung zwischen den Einheiten 2 und 3. Die genannten Datierungen lassen jedoch eine Zuordnung dieser Abfolgen zur Einheit 3 als plausible Variante erscheinen.

In der Vierendehrinne läßt sich die Einheit 3 in zwei deutlich voneinander zu unterscheidende Abfolgen unterteilen (Abb. 58, 71): Die über einer Diskordanz zur Einheit 2 folgende 5-8 m mächtige Einheit 3a ist durch (sub-) parallele und zu den Liegend- und Hangendgrenzen konkordante Internreflexionen gekennzeichnet. Die seismoakustischen Merkmale dieser Einheit weisen auf ein eher feinkörniges und feingeschichtetes Sediment hin. Auch die Tiefenlage der Einheit 3a-Sedimente in der Vierendehrinne entspricht jener der spätglazialen Tone der Einheit E3 im Arkonabecken, so daß hier mit einer

ähnlichen lithologischen Ausbildung zu rechnen ist. Die darüber lagernde Einheit 3b ist vorwiegend feinsandig ausgebildet und wird zum Liegenden hin feinkörniger, wie aus der lithologischen Abfolge des Kernes FR A 7900/17 hervorgeht (Abb. 71). Der am Rand der Vierendehlrinne gewonnene Kern FR A 7900/17 liefert auch einen Hinweis auf das Mindestalter der Einheit E3. Er reicht mit seinem liegenden Teil bis in die über der Einheit E3 lagernde Einheit E4. Ein in der Kernteufe von 145-150 cm (an der Hangendgrenze der Einheit E4) beprobter Torf ergab ein konventionelles ^{14}C -Alter von 9.150 ± 135 a BP. Im Liegenden des Kernes wurden auch geringmächtige Einlagerungen pelitischer Sedimente mit den Merkmalen spätglazialer Tone angetroffen.

Unmittelbar unter einer geringmächtigen Bedeckung durch rezent umgelagerte Sande stehen die Sedimente der Einheit 3 am Westrand des Arkonabeckens an. Diese bestehen aus vorwiegend gut bis mittelmäßig sortierten olivgrauen Feinsanden mit hohen Karbonatgehalten (vgl. Abb. 72). Sie fallen in Richtung Arkonabecken ein und gehen mit Annäherung an das Becken in die feinkörnige Fazies der spätglazialen Tone über.

Die Oberfläche der auf der Darßer Schwelle anstehenden pleistozänen Sande bzw. des Geschiebemergels ist in Abb. 73 dargestellt. Hierbei wird deutlich, daß diese pleistozänen Ablagerungen nordöstlich einer Linie zwischen Darßer Ort und der Nordostspitze Falsters eine bis auf mindestens -22 m NN aufragende Schwelle bilden. Dieser Befund ist für die folgenden Entwicklungsabschnitte des Untersuchungsgebietes und darüber hinaus von grundlegender Bedeutung.

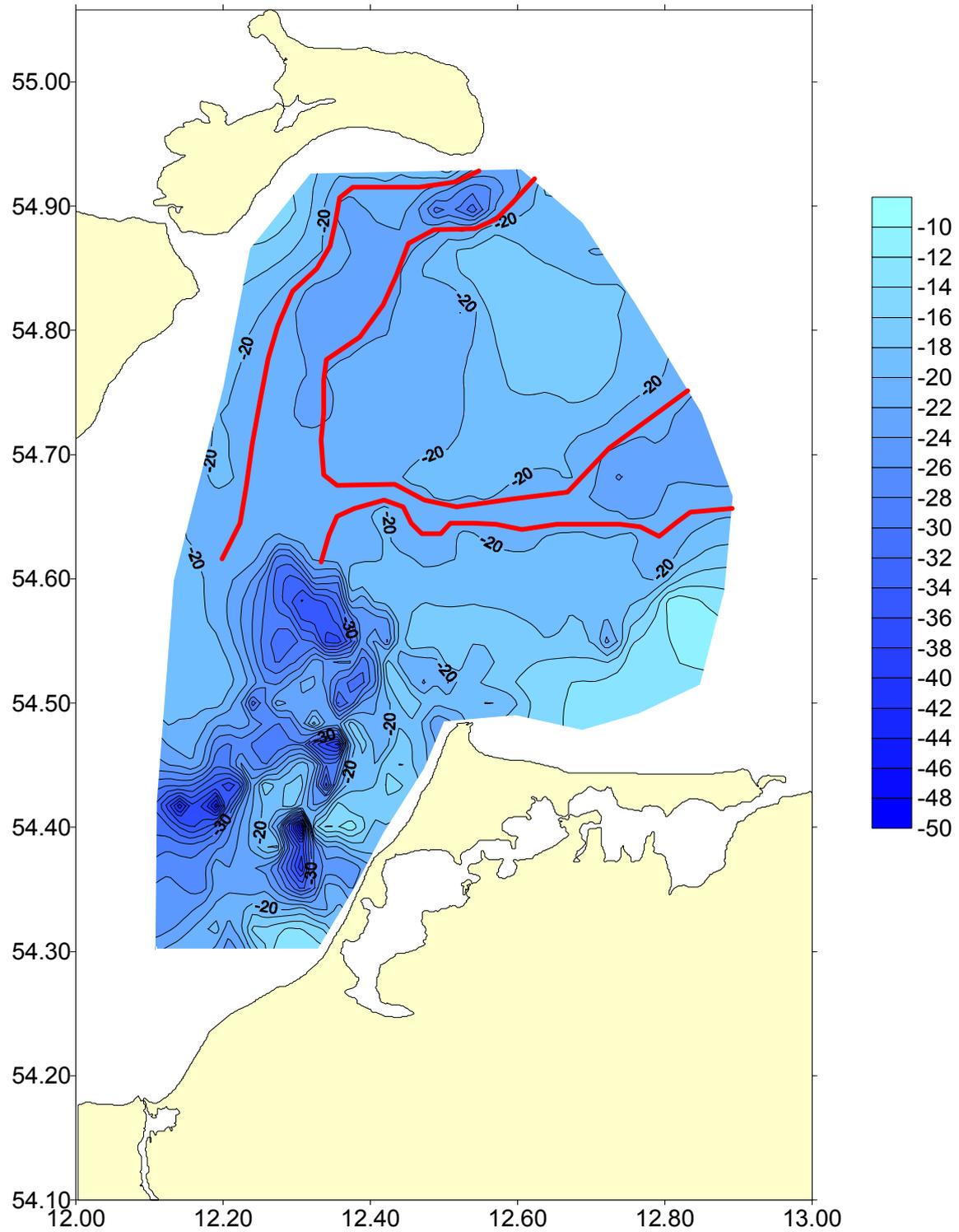


Abb. 73: Tiefenlage pleistozäner Sedimente in m unter NN
 Die roten Linien bezeichnen den Verlauf der in die Falster-Rügen-Platte
 eingeschnittenen postpleistozänen Rinnen

4.3.7. Einheit 4 Frühholozäne Süßwasserbildungen

Die Sedimente der Einheit 4 weisen im Bereich der Darßer Schwelle eine große lithologische Vielfalt auf. Vorwiegend handelt es sich dabei um limnische, paludale und fluviatile Bildungen von lokaler Verbreitung. Auf der Falster-Rügen-Platte sind Vorkommen der Einheit 4 hauptsächlich an flache Rinnen- bzw. kleine Beckenstrukturen in den darunter befindlichen älteren Sanden gebunden. Den Verlauf des mit Sedimenten der Einheit 4 gefüllten Rinnensystems auf der Falster-Rügen-Platte zeigt Abb. 73. Ein Beispiel für die Sedimentabfolge im westlichen Teil des Rinnensystems ist in Abb. 74 dargestellt. Hier lagert unter mehr als 3 m mächtigem sandigem Schlick eine Abfolge von Feinsanden unterschiedlicher Körnung, in welche eine ca. 20 cm mächtige präboreale Torflage eingeschaltet ist. Die Diatomeenflora (bestimmt durch A. WITKOWSKI; Abb. 75) innerhalb der sandigen Folge deutet auf Süßwasserbildungen hin. Dabei fällt auf, daß oberhalb der Torflage kurzzeitig sehr viele planktonische Formen im Sediment überliefert wurden.

In der Vierendehrinne ist die Einheit 4 vorwiegend feinsandig ausgebildet und geht zum Liegenden hin in einen Torf über, dessen Alter mittels konventioneller ^{14}C -Datierung mit 9.150 ± 135 a BP bestimmt wurde (vgl. Abb.71).

Auf der Darßer Schwelle i.e.S. wird die Einheit 4 durch Torf- und Kalkgyttjen und dazwischen lagernde Feinsande vertreten. Vorkommen einer gelblichgrünen bis grauen Kalkgyttja mit zahlreichen Pflanzenresten und einer individuenreichen Molluskenfauna finden sich zu beiden Seiten der vom Fischland nach Falster streichenden Geschiebemergelhochlage (Abb. 76). Die in Sedimentkernen festgestellten Mächtigkeiten der Kalkgyttja bewegen sich von einigen Zentimetern bis zu einem Meter. Die Kalkgehalte des Kalkschluffes erreichen bis zu 80 Gewichtsprozent. Neben der Sedimentfazies weist auch die Bestimmung der einzelnen Molluskenformen auf einen flachen, gut durchlüfteten Bildungsraum dieses Materials hin (Tab. 1). Die bei LEMKE & KUIJPERS (1995 b) und BENNIKE et al. (1998) beschriebenen Mollusken und Pflanzenreste deuten auf Wassertiefen zwischen 4 und 7 m hin, wobei sich zum Hangenden hin eine Verflachung des Sedimentationsbeckens andeutet. Der relativ geringe Anteil an Resten von Landpflanzen läßt sich mit einer größeren Entfernung der Probenahmepunkte zum Beckenrand erklären.

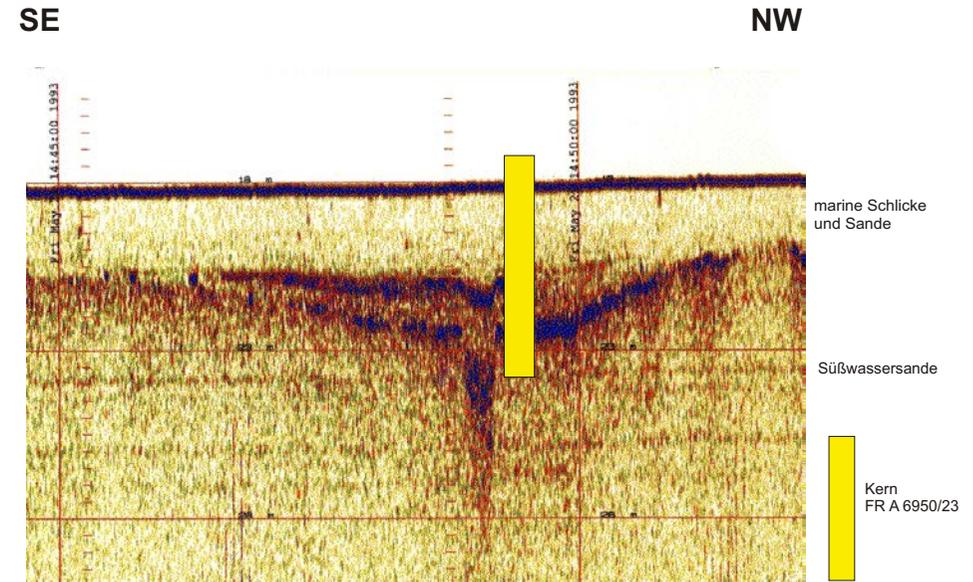
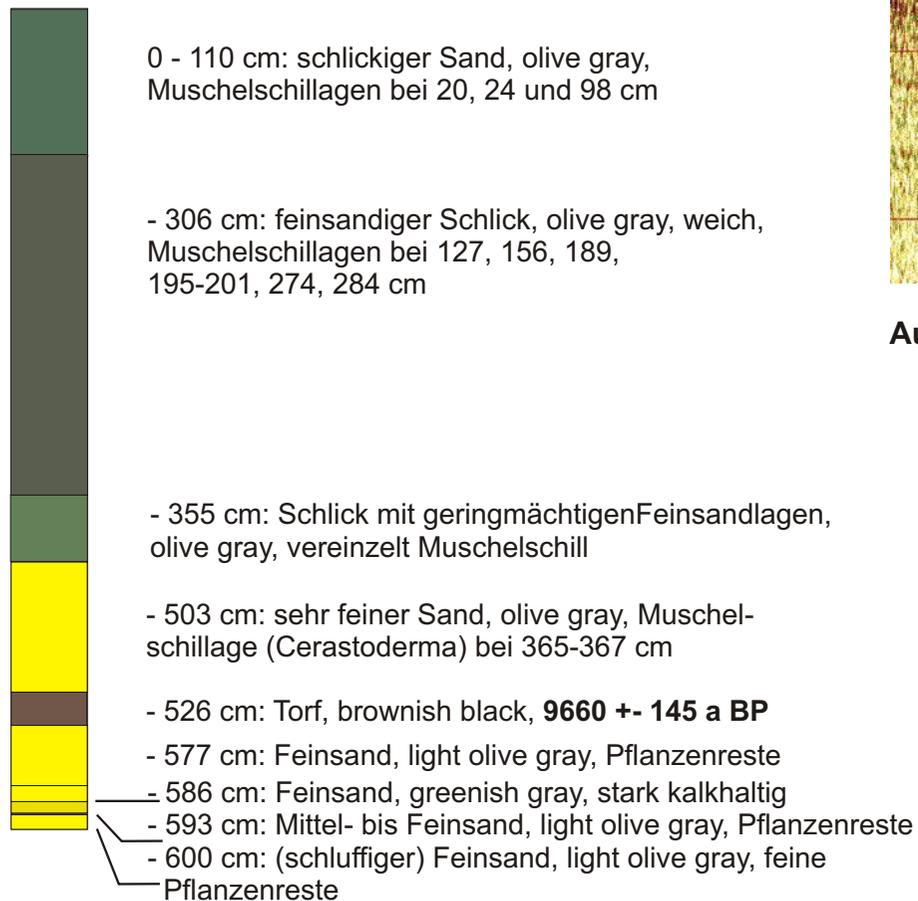
Das Alter des Kalkschluffes wurde in einem Kern zunächst am Gesamtsediment sowohl an der Hangend- als auch an der Liegendgrenze mittels ^{14}C - Datierung ermittelt. Der sich daraus ergebende Bildungszeitraum von 8.100 ± 100 und 8.435 ± 115 ^{14}C - Jahren BP (Abb.70) konnte durch weitere Datierungen belegt werden. So ergibt in einem benachbarten Kern eine Torflage im Hangenden des Kalkschluffes ein Alter von 7.860 ± 100 ^{14}C - Jahren BP, während ein im Liegenden des Kalkschluffes gefundener Torf mit 9.390 ± 130 ^{14}C - Jahren BP datiert wurde (Abb.77). BENNIKE et al. (1998) stellen die Kalkschluffvorkommen aus mehreren Kernen der Darßer Schwelle auf Grund von Pollenanalysen und deren Vergleich mit einem datierten Vergleichsprofil von der Insel Langeland (FREDSKILD 1975) in das späte Boreal bzw. frühe Atlantikum. Akzeptiert man die bisher vorliegenden Datierungen der Kalkschluffe, ergeben sich relativ hohe lineare Akkumulationsraten von bis zu mehr als 2 mm pro ^{14}C -Jahr. Ähnlich hohe Akkumulationsraten werden allerdings auch von anderen Kalkschluffvorkommen beschrieben (vgl. u.a. KELTS & HSÜ 1978).

Weitere Vorkommen von Torfen und Torfgyttjen wurden ebenfalls mittels ^{14}C datiert. Die im Rahmen der hier vorgestellten Untersuchungen vorgenommenen Altersbestimmungen sind in Tab. 3 zusammengefaßt. Ein großer Teil der Datierungen liefert ^{14}C -Alter aus dem späten Präboreal, dem Boreal und dem frühen Atlantikum.

FR A 6950/23

54°39.48 N 12°34.56 E

Water Depth = 17.80 m



Ausschnitt aus dem Chirp-Profil FR 04/93 150 m

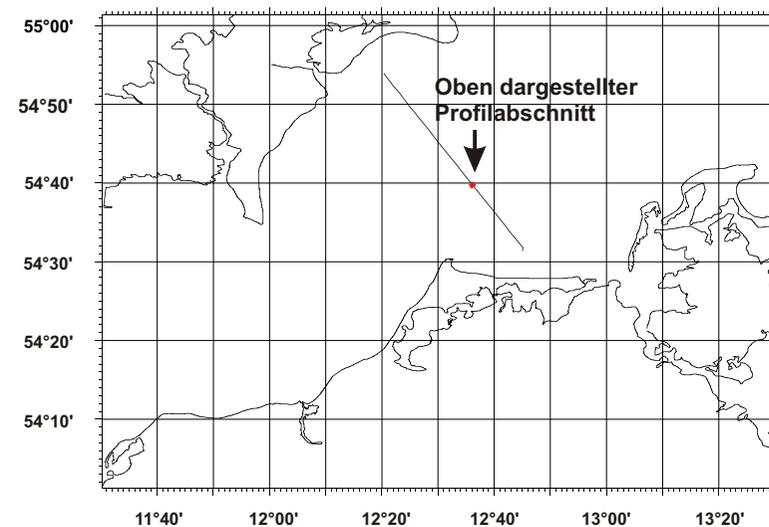


Abb. 74: Kern FR A 6950/23 auf der Falster-Rügen-Platte

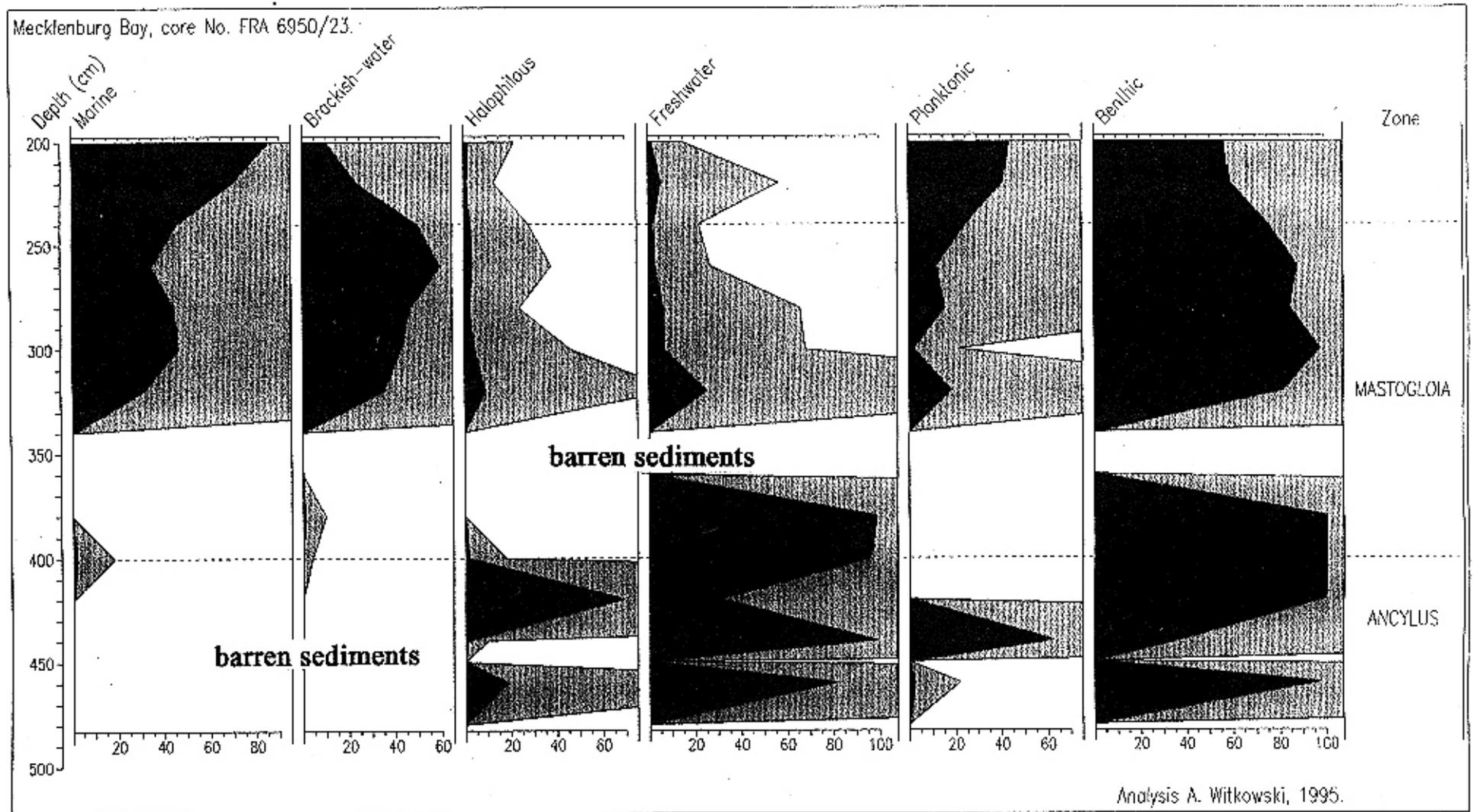


Abb. 75: Diatomeenfloren im Kern FR A 6950/23 (A. Witkowski)

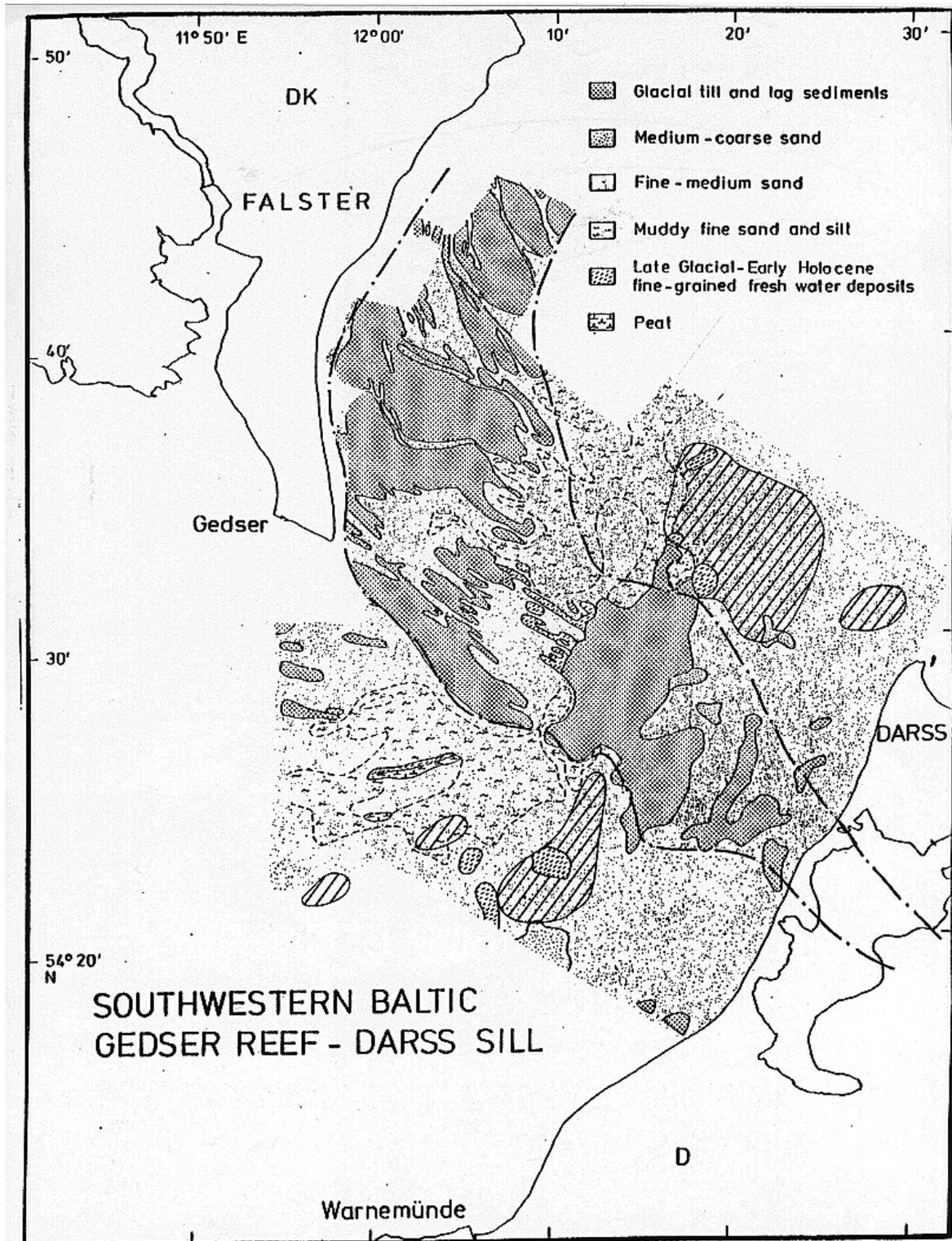
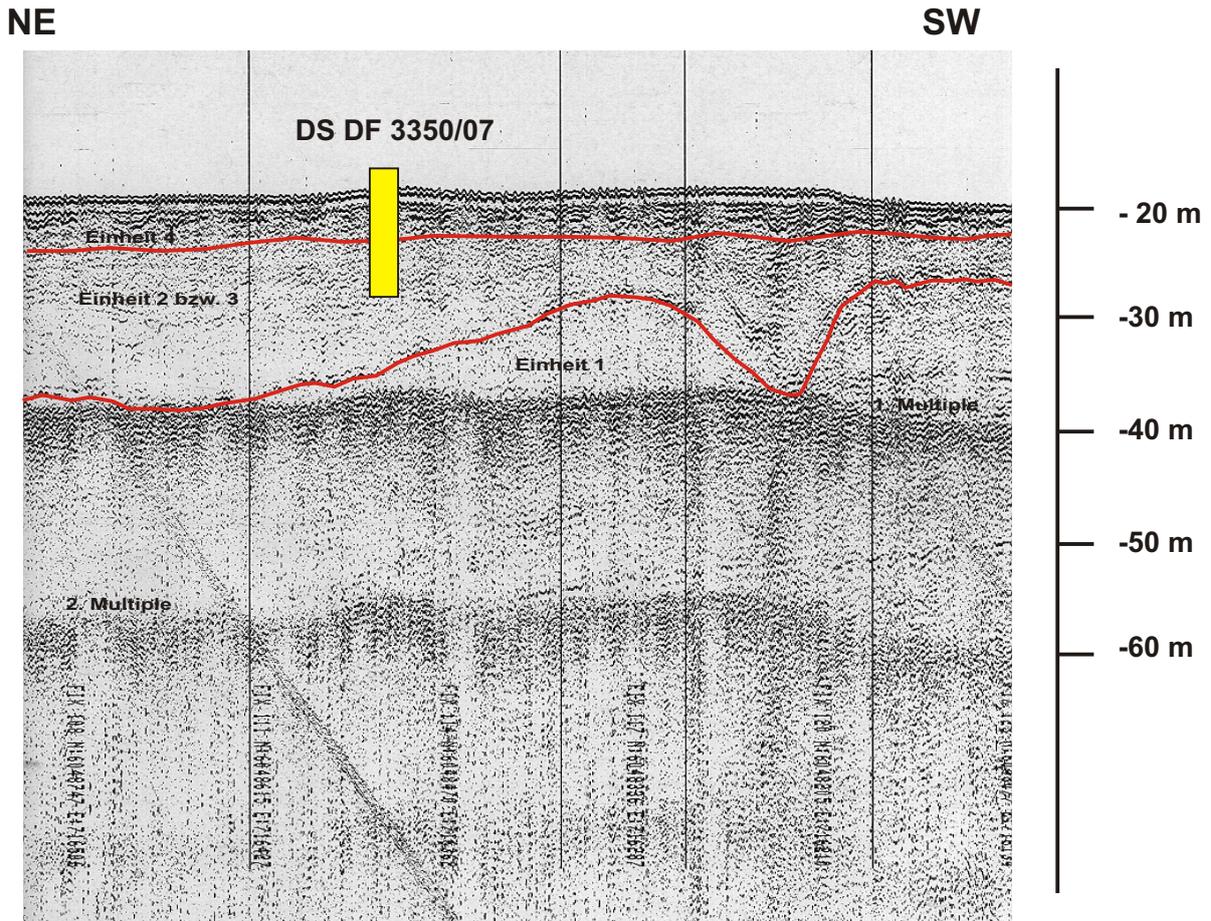


Abb. 76: Vorkommen borealer Kalkschluffe auf der Darßer Schwelle (schraffierte Flächen)



Kern DS F 3350/07
54°32.10 N / 12°20.75 E
Wassertiefe = 18.20 m



0-68 cm: Kalkschluff, yellowish green, viele Süßwasserschnecken, viele Pflanzenfasern, bei 50 cm eine Seekreidelamine

- 74 cm: Torf, braun, C-14-Alter = 9390 +/- 130 a BP

- 410 cm: Feinsand, grayish green, im Hangenden humose Partikel, stark kalkhaltig

- 594 cm: Feinsand --> Mittelsand, greenish gray, feinverteilte humose Partikel, stark kalkhaltig

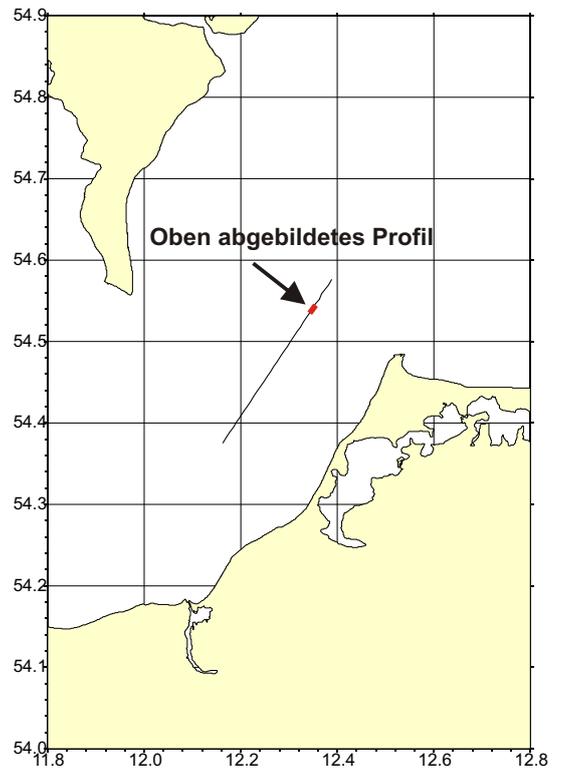


Abb. 77: Kern DS F 3350/07 auf der Darßer Schelle

4.3.8. Einheit 5 - Post-Ancyluszeitliche Sedimente

Zu Beginn der dieser Arbeit zugrundeliegenden Untersuchungen wurde angenommen, daß im Bereich der Darßer Schwelle mit relativ großen Mächtigkeiten post-Ancyluszeitlicher Sedimente zu rechnen sei. Speziell die großen Sandmächtigkeiten auf der Falster-Rügen-Sandplatte (vgl. KOLP 1956, 1965) gaben Anlaß zu dieser Vermutung. Für das Gebiet der Darßer Schwelle i.e.S. konnte bereits frühzeitig nachgewiesen werden, daß die Mächtigkeit mariner Sande selten mehr als 2 m beträgt (LEMKE et al. 1994). Größere Mächtigkeiten wurden hier lediglich bei Gedser Rev und östlich von Falster gefunden. Im Zuge der weiteren Untersuchungen stellte sich heraus, daß auch auf der Falster-Rügen-Platte nur selten Mächtigkeiten der post-Ancyluszeitlichen Sedimente von mehr als 3 m angetroffen werden. Diese sind im Gegenteil sehr lückenhaft verbreitet (Vgl. Abb.78). Nur im Übergangsbereich zwischen Falster-Rügen-Platte und Darßer Schwelle i.e.S. sowie unmittelbar westlich des Plantagenetgrundes werden sie mächtiger als 3 m. Lokal wurden höhere Mächtigkeiten auch in den mit Sedimenten der Einheit 4 gefüllten Rinnenstrukturen nachgewiesen. Nach Diatomeenuntersuchungen von A. WITKOWSKI ist in diesen Rinnenstrukturen mit einem erhöhten Anteil an Sedimenten der Mastogloia-Phase zu rechnen (siehe Abb. 75). Diese sind in ihrer lithologischen Ausbildung kaum von den jüngeren marinen Ablagerungen zu unterscheiden. In Abhängigkeit von der Wassertiefe und hydrographischen Bedingungen bestehen sie vorwiegend aus Sand verschiedener Korngrößen, der mitunter schlickig werden kann. Gelegentlich wird auch feinsandiger Schlick angetroffen. In der Kadetrinne ist der Schlick von groben Sand- und Kiespartikeln sowie Steinen durchsetzt. Ursache für diese selten vorkommende Sedimentassoziation ist das enge Nebeneinander von tiefen Rinnenstrukturen und Geschiebemergelhochlagen. Letztere sind von groben Restsedimenten bedeckt, die bei genügend großen Energieeinträgen in die Rinnen umgelagert werden.

Eine Klassifikation der oberflächlich anstehenden Sedimente im Bereich der Darßer Schwelle anhand granulometrischer Daten wurde von DAVIS et al. (1996) vorgenommen. Dabei ergaben sich 7 Sedimentklassen, die sich bestimmten Regionen innerhalb des betrachteten Gebietes und bestimmten vorherrschenden Sedimentationsprozessen zuordnen lassen. Augenfällig ist der kleinräumige Wechsel der einzelnen Klassen auf der Darßer Schwelle i.e.S. im Vergleich zur Falster-Rügen-Platte. Gleichzeitig wird deutlich, daß von ihrer Häufigkeit her auf der Falster-Rügen-Platte andere Sedimentklassen dominieren als weiter westlich.

Die Verteilung der oberflächlich anstehenden Sedimente auf der Darßer Schwelle i.e.S. wird detailliert bei TAUBER & LEMKE (1995) beschrieben.

Sedimentstrukturen wie z.B. Riesenrippeln von bis zu 5 m Höhe (LEMKE et al. 1994) deuten auf eine starke Sedimentdynamik im betrachteten Gebiet hin. Untersuchungen von KUIJPERS (1985) an vergleichbaren Strukturen in den dänischen Meerengen haben gezeigt, daß zu ihrer Erzeugung bodennahe Strömungsgeschwindigkeiten von $70 - 100 \text{ cm s}^{-1}$ notwendig sind. Das Fehlen solcher Sedimentmarken wie ausgeprägten Sandbändern oder Kometmarken gibt Grund zu der Annahme, daß diese Strömungsgeschwindigkeiten kaum überschritten werden.

Daneben muß jedoch darauf hingewiesen werden, daß die Wellenwirkung den Seeboden bis zu einer beträchtlichen Tiefe beeinflussen kann. So konnten in Radiographien von Kastengreiferproben aus dem Seegebiet östlich von Falster mehrere übereinander lagernde Generationen von Oszillationsrippeln nachgewiesen werden. Die Proben waren in einer Wassertiefe von 17 m gewonnen worden.

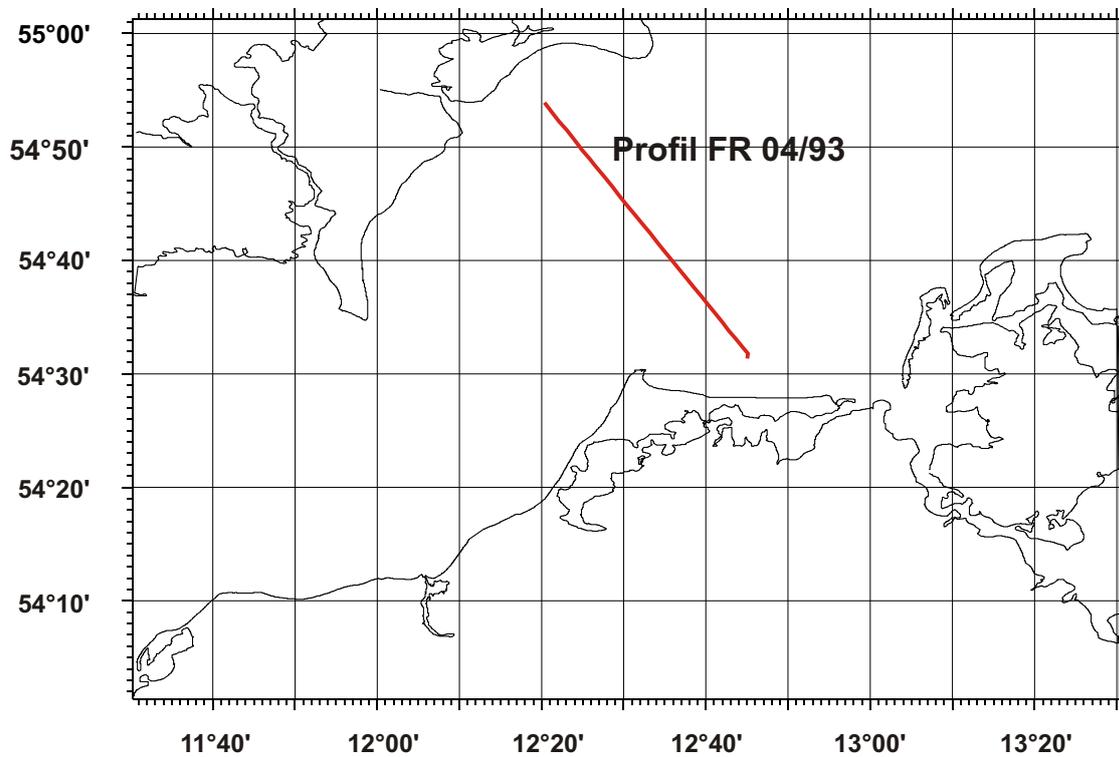
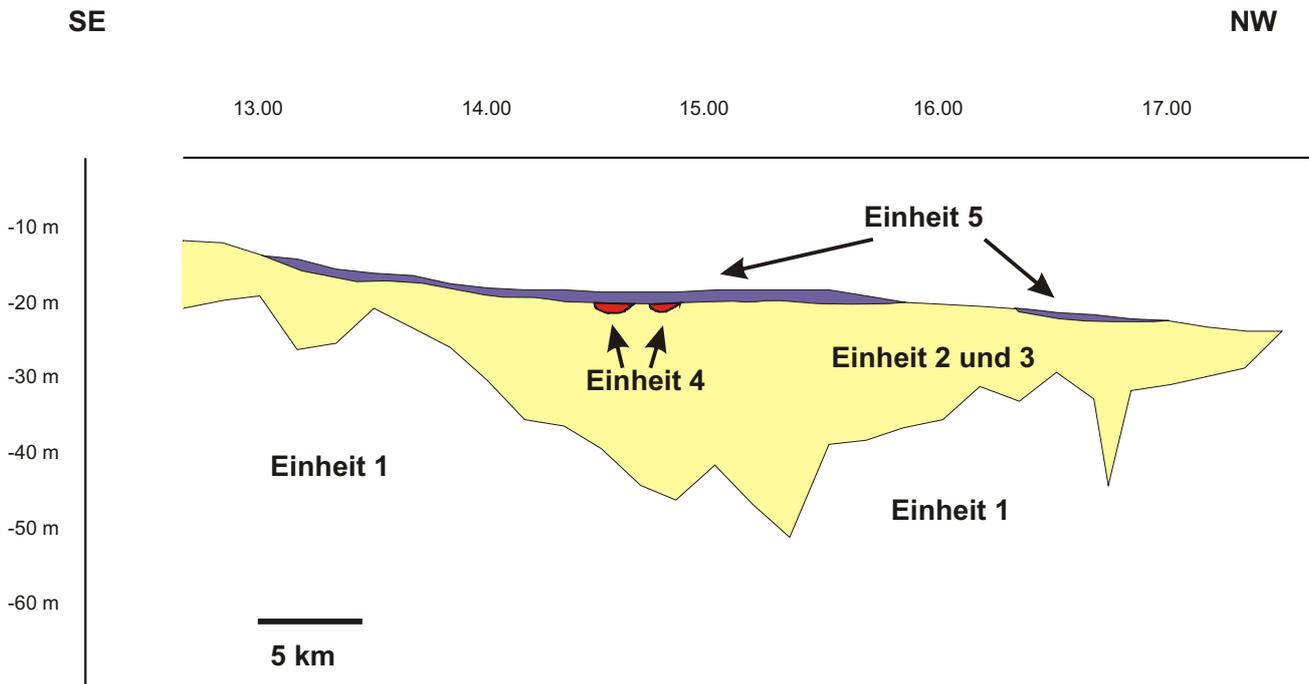


Abb. 78: Profil FR 04/93; Air Gun, Chirp, Deso 25

Wie bei LEMKE (1992) festgestellt, beruht der Mechanismus des Sedimenttransportes im untersuchten Gebiet auf einer Wechselwirkung von Wellen- und Strömungsaktivität. Liefergebiete für die vorwiegend sandigen (sub-) rezente Sedimente sind dabei in erster Linie die submarin ausstreichenden Vorkommen von Geschiebemergel.

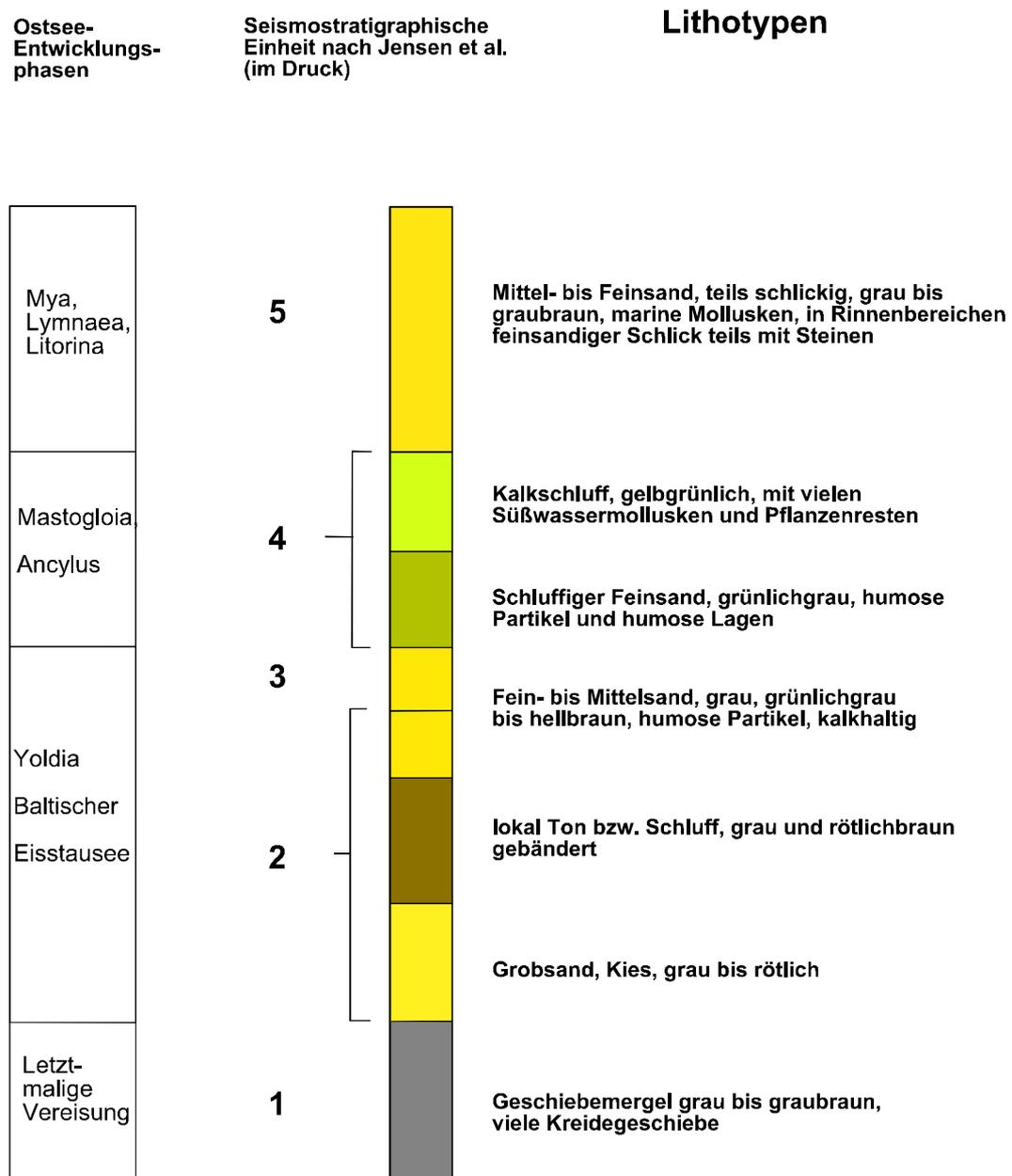


Abb. 79: Normalprofil der Sedimente der Darßer Schwelle (vgl. TAUBER & LEMKE 1995)

5. Diskussion

5.1. Die spätpleistozäne Entwicklung des Untersuchungsgebietes vor dem letzten Eisrückzug

Die weichselzeitlichen Vereisungen hinterließen im Untersuchungsgebiet mehrere Geschiebemergel und eine Vielfalt von morphologischen Strukturen. Eine in der Literatur wiederholt diskutierte Frage ist die nach der submarinen Fortsetzung der an Land nachgewiesenen Eisrandlagen bzw. Marginalzonen im Sinne von KLIEWE (1975). Hierbei muß darauf hingewiesen werden, daß die Aufschlußverhältnisse im submarinen Bereich üblicherweise ungleich komplizierter als an Land sind. Häufig stehen lediglich geophysikalische Daten und Sedimentkerne zur Verfügung, die im Normalfall nur eine Interpretation nach morphologischen Gesichtspunkten zulassen.

Weitgehend akzeptiert sind inzwischen die von EIERMANN (1984) entwickelten Vorstellungen zur Gliederung der glazialmorphologischen Einheiten für das Gebiet Mecklenburg-Vorpommerns. Demgemäß wurden zunächst im Hinterland der Pommerschen Haupteisrandlage die Rosenthaler, die Velgaster und die Nordost-Rügen-Randlage als Äußerste, Äußere und Innere Randschuttzone des Mecklenburger Stadiums der Weichselvereisung ausgehalten.

Gegenwärtig gibt es keine Hinweise darauf, daß die Pommersche Eisrandlage das Gebiet der heutigen Ostsee berührt. Zum Verlauf der Rosenthaler Staffel (Eisrandlage F im Sinne von RICHTER 1937) existieren in der Literatur unterschiedliche Auffassungen. LIEDTKE (1981, Abb. 7) läßt diese Frage für das Gebiet zwischen Rostock und der dänischen Insel Langeland offen. KOLP (1965) nimmt in Anlehnung an THIELE (1938) und GRIPP (1964) einen Verlauf der Rosenthaler Staffel um die Lübecker Bucht herum an. Demgegenüber beschreibt LANGE (1984), daß diese, zumindest teilweise, die südwestliche Ostsee zwischen der Wismarbucht und der schleswig-holsteinischen Küste quert. Dabei unterscheidet LANGE (1984) insgesamt 6 Teilstaffeln (F_1 bis F_6) aus (Abb. 80). Neuere Ergebnisse und eine kritische Durchsicht der vorhandenen Daten führen zu der Annahme, daß es sich bei den von LANGE (1984) definierten Teilstaffeln F_2 bis F_5 um eine einzige, breit ausstreichende Geschiebemergelauftragung mit den morphologischen Merkmalen einer Stauchmoräne handelt. Diese entspricht nach LANGE (1984) der submarinen Fortsetzung eines Teiles der Rosenthaler Staffel. Innerhalb ihres Verlaufs konnte LANGE (1984) neben dem Geschiebemergel m5 im Sinne von HEERDT (1965) auch den nächstälteren Geschiebemergel m4 nachweisen. Der Autor deutete letzteren als Bestandteil eines vom Gletscher des Mecklenburger- bzw. Fehmarn-Vorstoßes überfahrenen Endmoränenzuges des Pommerschen Stadiums. Problematisch bleibt im vom LANGE (1984) vertretenen Konzept die landseitige Fortsetzung der submarinen Geschiebemergelauftragung. Denkbar ist, daß wie von LANGE (1984) vorgeschlagen, die vor der Ostküste der Halbinsel Wagrien befindlichen Geschiebemergelvorkommen eine solche Fortsetzung in nördlicher Richtung bilden, ohne daß das schleswig-holsteinische Festland direkt berührt wird. In Mecklenburg wäre ein Anschluß an das Hochgebiet der Kühlung über die Geschiebemergelhochlage des Trollegrundes vor der Küste von Kühlungsborn möglich. Da die Grundmoräne des W3-Vorstoßes jedoch auch weiter südlich nachgewiesen wurde (RÜHBERG et al. 1995), kann es sich bei der von LANGE (1984) nachgewiesenen Struktur nicht um eine Randlage im Sinne der maximalen Verbreitungsgrenze des zugehörigen Gletschers handeln. Möglicherweise stellt sie eine Toteisstauchmoräne im Sinne von GRIPP (1942; zitiert bei Stephan 1994) dar, wobei für das Gebiet der inneren Lübecker Bucht die Existenz eines

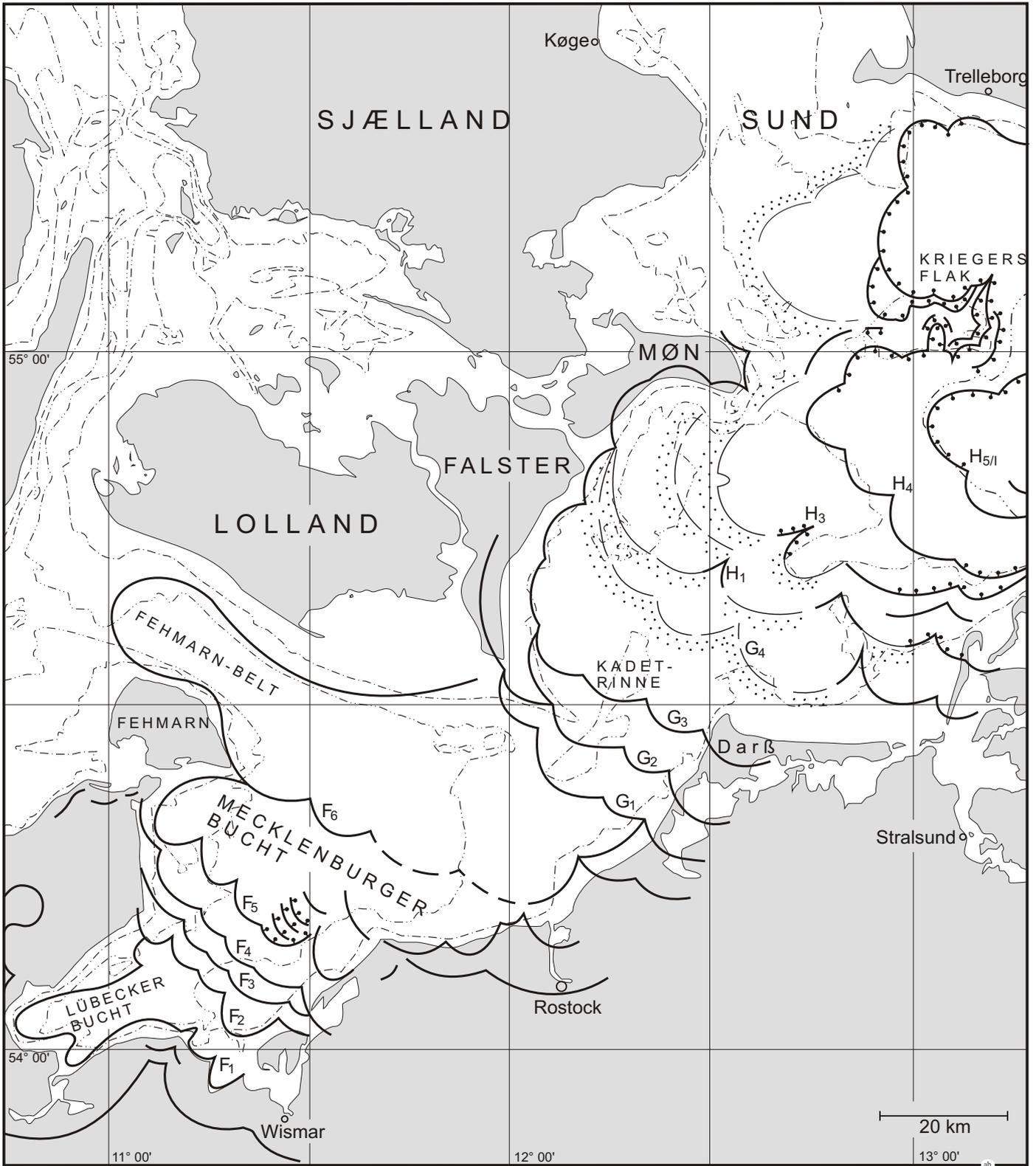


Abb. 80: Eisrandlagen in der westlichen Ostsee nach Lange (1984); Erläuterungen siehe Text

zugehörigen Toteiskörpers angenommen werden müßte. Die von Lange als F_6 bezeichnete Teilstaffel konnte als Hochlage des Geschiebemergels lediglich im Gebiet südöstlich von Fehmarn bestätigt werden. Eine weitere Fortsetzung in ostsüdöstliche Richtung ließ sich nicht nachweisen. Dieser Befund läßt eine Interpretation der als F_6 bezeichneten Geschiebemergelhochlage als Seitenmoräne des Haupteisstromes im Fehmarnbelt bzw. als Kerbbildung zwischen den in Richtung Fehmarn Belt bzw. Lübecker Bucht vorstoßenden Eisloben zu.

Neben den genannten Strukturen führt auch LANGE (1984) eine Teilstaffel der Rosenthaler Endmoräne (F_1) um die Lübecker Bucht herum. Sie verläuft weitgehend parallel mit der Küstenlinie und steht nicht mit dem allgemein angenommenen Verlauf der Rosenthaler Staffel um die Lübecker Bucht herum in Zusammenhang.

Eine endgültige Klärung der Genese und Zuordnung der submarinen, von LANGE (1984) als Stauchmoränen der Rosenthaler Staffel bezeichneten Geschiebemergelauftragungen muß weiteren Arbeiten vorbehalten bleiben. Hierbei macht sich negativ bemerkbar, daß die Arbeit von LANGE (1984) wegen der in der DDR geltenden Geheimnisschutzbestimmungen nicht in einem größeren Rahmen publiziert wurde. Demzufolge finden ihre Ergebnisse auch in neueren einschlägigen Publikationen (z.B. RÜHBERG et al. 1995 oder STEPHAN 1994) keine Beachtung.

Verschiedene Vorstellungen existieren in der Literatur auch über die submarine Fortsetzung der Velgaster Staffel (Staffel G im Sinne von RICHTER 1937). KOLP (1965) postuliert die Existenz einer vom Fischland in Richtung Gedser Rev verlaufenden Eisrandlage, die er der Staffel G zuordnet. Wenige Meilen weiter nördlich nimmt KOLP (1965) parallel dazu den Verlauf der Nordrügenschens Staffel H an.

Eine andere Vorstellung entwickelte in diesem Zusammenhang LANGE (1984). Er unterschied insgesamt 3 parallel verlaufende Teilstaffeln zwischen dem Darß auf deutscher Seite und der dänischen Insel Falster.

Intensive Kartierungsarbeiten in den vergangenen 10 Jahren konnten belegen, daß in diesem Gebiet lediglich eine breit ausstreichende Hochlage des Geschiebemergels existiert, die den Verlauf der Velgaster Staffel im submarinen Bereich markiert (vgl. LEMKE 1993, LEMKE & KUIJPERS 1995 a, b). Ähnlich wie im Bereich der Rosenthaler Staffel in der Mecklenburger Bucht lassen sich auch hier unterschiedliche Geschiebemergel an der Sedimentoberfläche nachweisen. Neben dem teils lückenhaft, teils durch sandige Sedimente vertretenen Geschiebemergel W_3 des Mecklenburger Vorstoßes ist lokal auch (der hier als mittlerer Geschiebemergel bezeichnete) Geschiebemergel des Pommerschen Stadiums aufgeschlossen. Seine Oberfläche wird durch zwei tiefe SW-NE streichende Rinnen gekennzeichnet, die weitgehend mit dem Verlauf der Kadet- und der Grenztrinne übereinstimmen (Abb. 51). Im Verlauf des Mecklenburger Vorstoßes wurde die Kadetrinne durch einen hier mehrere Meter mächtigen Geschiebemergel weitgehend blockiert (vgl. Abb. 53), während die Grenztrinne weiterhin geöffnet blieb. Der im Bereich der Kadetrinne lagernde obere Geschiebemergel wurde später z.T. wieder durchbrochen. Dazu wird seine heterogene, z.T. sandige Zusammensetzung und primär lückenhafte Verbreitung beigetragen haben.

Position und Verlauf der Geschiebemergelhochlage stimmen weitgehend mit einer Hochlage der Quartärbasis überein, die wiederum an eine im tieferen Untergrund nachweisbare Störungszone gebunden ist. Nach Ergebnissen von Air Gun-Messungen verläuft die Velgaster Staffel weitgehend

parallel zu einem Störungssystem, das sich vom Strelasund bis zur Südostspitze der Insel Falster verfolgen läßt und von FLODÉN et al. (1996) als Prerow-Strelasund-Störung bezeichnet wird. Auf den Zusammenhang zwischen den weichselglazialen Eisrandlagen und regionaltektonischen Strukturen machten bereits KRAUSS & MÖBUS (1981) aufmerksam.

Im Bereich der Insel Møn und Kriegers Flak sowie zwischen Darß und Hiddensee liegt die Quartärbasis mit etwa -40 m NN relativ hoch (Abb. 9). Die zwischen den präquartären Sedimenten in etwa parallel zu den Hauptstörungslinien dieses Gebietes vorstoßenden Gletscher mußten auf der Darßer Schwelle i.e.S. die dort ebenfalls in Hochlage befindlichen präquartären Sedimente überwinden. Dies führte dazu, daß die exarative Gletschertätigkeit in einem relativ eng begrenzten Gebiet östlich der Velgaster Staffel besonders intensiv war, was durch die dort auf bis zu mehr als 60 m unter NN absinkende Geschiebemergeloberfläche dokumentiert wird (Abb. 52).

Eine ähnliche Position in Bezug zur Rosenthaler Staffel in der Mecklenburger Bucht haben die tiefen Mulden in der Geschiebemergeloberfläche nördlich von Rerik (vgl. Abb. 28, 30). Diese nahezu zirkulären Strukturen sind allseitig von hoch lagerndem Geschiebemergel umgeben. Im Seegebiet gemessene Daten zur Tiefenlage der Quartärbasis liegen hier nicht vor. Für eine hohe Lage der Quartärbasis in der nordöstlichen Mecklenburger Bucht sprechen jedoch die u.a. von HEERDT (1966) aus diesem Gebiet hergeleiteten Eozänschuppen in der weiter südlich gelegenen Stauchmoräne der Kühlung.

Besonders wenig bekannt war bisher über eventuelle submarine Marginalzonen östlich der Velgaster Staffel. Die hierzu veröffentlichten Arbeiten beruhten zumeist auf landseitigen Untersuchungen (z.B. HURTIG 1954) oder skizzierten mehr oder weniger hypothetische Verbindungen zwischen skandinavischen und südbaltischen Eisrandlagen (u.a. KOLP 1965, MÖRNER 1977a, NEUMANN 1981, LIEDTKE 1981). Im Süden wurde dabei der Anschluß an die Nordrügensche Staffel (Staffel H nach RICHTER 1937) gesucht. Seitdem die Existenz dieser Staffel in Frage gestellt wird (u.a. RÜHBERG et al. 1995), ist die Kenntnis des submarin benachbarten Bereichs noch wichtiger geworden. Die im Rahmen der vorliegenden Arbeit gesammelten Daten lassen kaum eine über das Arkonabecken bzw. die Falster-Rügen-Platte hinweggreifende Marginalzone erkennen (vgl. Abb. 52). Ob der zwischen den tiefen Mulden des Arkonabeckens bzw. der Falster-Rügen-Platte geringfügig höher anstehende Geschiebemergel (Abb. 52) mit einer solchen Zone in Verbindung gebracht werden kann, ist fraglich. Direkte Aufschlüsse des Geschiebemergels in diesem Gebiet sind bisher nicht verfügbar, und die seismischen Daten reichen für eine solche Zuordnung nicht aus. Sollte dies jedoch möglich sein, wäre eine Verbindung zwischen Wittow, dem Dornbusch und Kriegers Flak zu suchen (Abb. 81). Die im tieferen Teil des Arkonabeckens nachgewiesene Aufragung beider Geschiebemergel streicht ENE-WSW, und damit parallel zur Eisbewegungsrichtung (siehe Abb. 11). Ihre Entstehung läßt sich am ehesten als subglaziäre Aufpressung interpretieren. Auch die Hochlage des Geschiebemergels zwischen dem nördlichen und südlichen Teil des Arkonabeckens wird mit subglaziärer Aufpressung im Bereich zwischen den dort mächtigeren, beide Teilbereiche des Arkonabeckens ausfüllenden Gletscherströmen erklärt.

Für eine SE-NW durch das zentrale Arkonabecken streichende Verbindung zwischen der Gardno-Phase in Polen und dem Halland-Westschonen-Stadium, wie sie von USCINOWICZ (1996) vorgeschlagen wird, lassen sich im Arkonabecken keine Belege finden. Gleiches gilt für den Verlauf der von MÖRNER (1977a) und NEUMANN (1981) beschriebenen Fjäras- und Moslätt/Berghem-Randlagen.

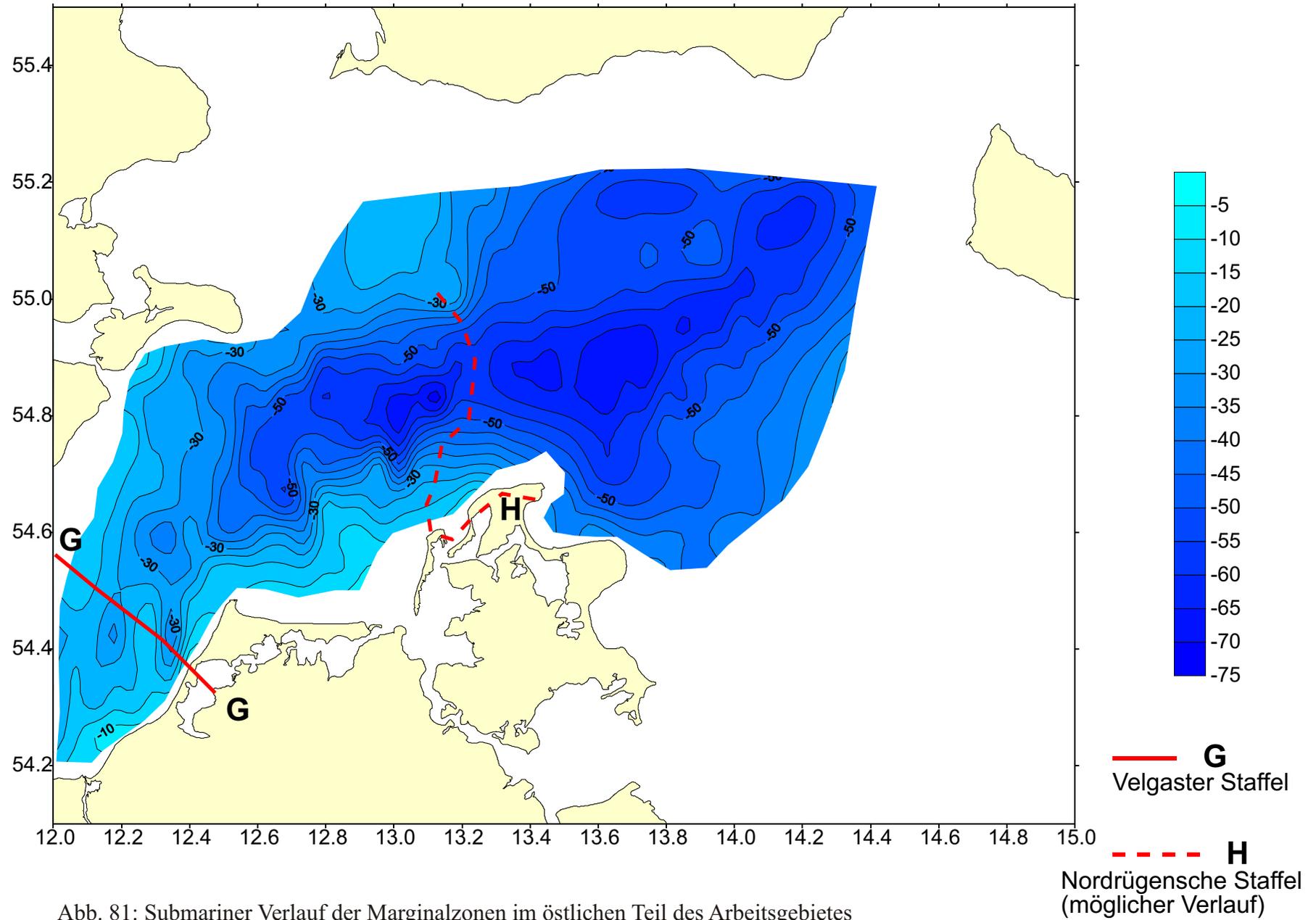


Abb. 81: Submariner Verlauf der Marginalzonen im östlichen Teil des Arbeitsgebietes

Dementsprechend läßt sich feststellen, daß im Untersuchungsgebiet eindeutig die Fortsetzung der Velgaster Staffel und evtl. von Teilen der Rosenthaler Staffel nachgewiesen werden konnten. Die Innere Randschuttzone nach EIERMANN (1984), d.h. die Nordrügenschische Staffel (Staffel H nach RICHTER 1937), hat im untersuchten Bereich keine klar auffindbare Fortsetzung in Richtung Skandinavien.

Wegen der bereits eingangs erwähnten Einschränkungen bei der direkten Untersuchung glazigener Sedimente im submarinen Bereich können weitergehende Schlüsse auf die spätweichselzeitliche Gletscherdynamik nicht gezogen werden. Modellvorstellungen zu randlichen Eisaufwölbungen, wie sie z.B. von LAGERLUND (1987) oder von LAGERLUND et al. (1995) für das Arbeitsgebiet diskutiert werden, lassen jedoch künftig eine vertiefte Auseinandersetzung mit dieser Frage erwarten.

5.2. Die spätpleistozäne Entwicklung des Untersuchungsgebietes nach dem letztmaligen Eisrückzug

Die Entstehungsphase des Baltischen Eisstausees hängt naturgemäß eng mit dem Ablauf des Eisrückzuges aus dem südlichen Ostseebecken zusammen. Entsprechend den unterschiedlichen Vorstellungen zu den Details seines Verlaufs gibt es nur wenige, einigermaßen gesicherte Kenntnisse zur frühesten Phase des Baltischen Eisstausees. Die von BJÖRCK (1995) geäußerte Vorstellung eines "embryonalen" Baltischen Eisstausees, der im Zeitraum um 13.000 a BP entstand, wird durch Untersuchungen von BERGSTEN & NORDBERG (1992) gestützt. Letztere fanden im südlichen Kattegat Hinweise auf einen Abfluß großer Süßwassermengen aus dem Öresund von etwa 12.700 a BP an. Diese werden vom südlich gelegenen Baltischen Eisstausee hergeleitet. Daraus läßt sich auf die Existenz eines zumindest Teile des heutigen Arkonabeckens ausfüllenden proglazialen Sees schließen, dessen Ausdehnung um etwa 12.500 a BP von JENSEN (1992) skizziert wurde (vgl. Abb. 82). Dieser See wird sich, dem Relief der Geschiebemergeloberfläche folgend, bis nahe an die Darßer Schwelle i.e.S. ausgedehnt haben. Im Bereich der Pommerschen Bucht lagerte zu dieser Zeit noch der Oderlobus des letztweichselzeitlichen Gletschers, der möglicherweise auch nur noch aus Toteis bestand (JENSEN 1992), und z.T. direkt in den genannten See entwässerte.

Ablagerungsprodukte dieses frühen Baltischen Eisstausees im Arkonabecken sind Warventone, die in Randbereichen, wie bei Kriegers Flak bis in Wassertiefen um -25 m NN zu verfolgen sind. JENSEN (1995) zählte in Kernen aus dieser Abfolge 150 bis 200 Warven und schließt daraus, daß die Tone bereits in einem größeren Gewässer zur Sedimentation gelangten, das man mit einiger Berechtigung als initialen Baltischen Eisstausee bezeichnen kann.

Dieses Gewässer besaß neben einem Abfluß in Richtung Öresund auch eine Anzahl von Zuflüssen, von denen einige der wichtigsten identifiziert werden konnten. Einer dieser Zuflüsse ist bereits bei JENSEN (1992) angedeutet. Er entwässert, dem heutigen Verlauf des Strelasundes folgend, in Richtung NW über die Vierendehlrinne in den Eisstausee. Von weit größerer Bedeutung wird jedoch ein von SW aus dem Gebiet der Darßer Schwelle i.e.S. in den Eisstausee mündender Zufluß gewesen sein. Dieser hinterließ die mächtigen sandigen Schüttungen der Einheit E2 auf der Falster-Rügen-Platte. Nach den bisher vorliegenden Datierungen (siehe oben) sind diese als spätglaziale Bildungen anzusehen. Sucht man nach ihrem Liefergebiet, ist eine Betrachtung des Raumes südlich der Velgaster Staffel naheliegend. In diesem Bereich befindet sich u.a. die Nordöstliche Heide Mecklenburgs (auch Rostocker bzw. Rostock-Ribnitzer Heide genannt). Dieses Gebiet war bereits seit Beginn des Jahrhunderts mehrmals Gegenstand geologischer Untersuchungen (u.a. KAESTNER 1901, GEINITZ 1913, KOLP 1957, BRINKMANN 1958, SCHULZ 1961, LUDWIG 1964b). Die hier lagernden Heidesande

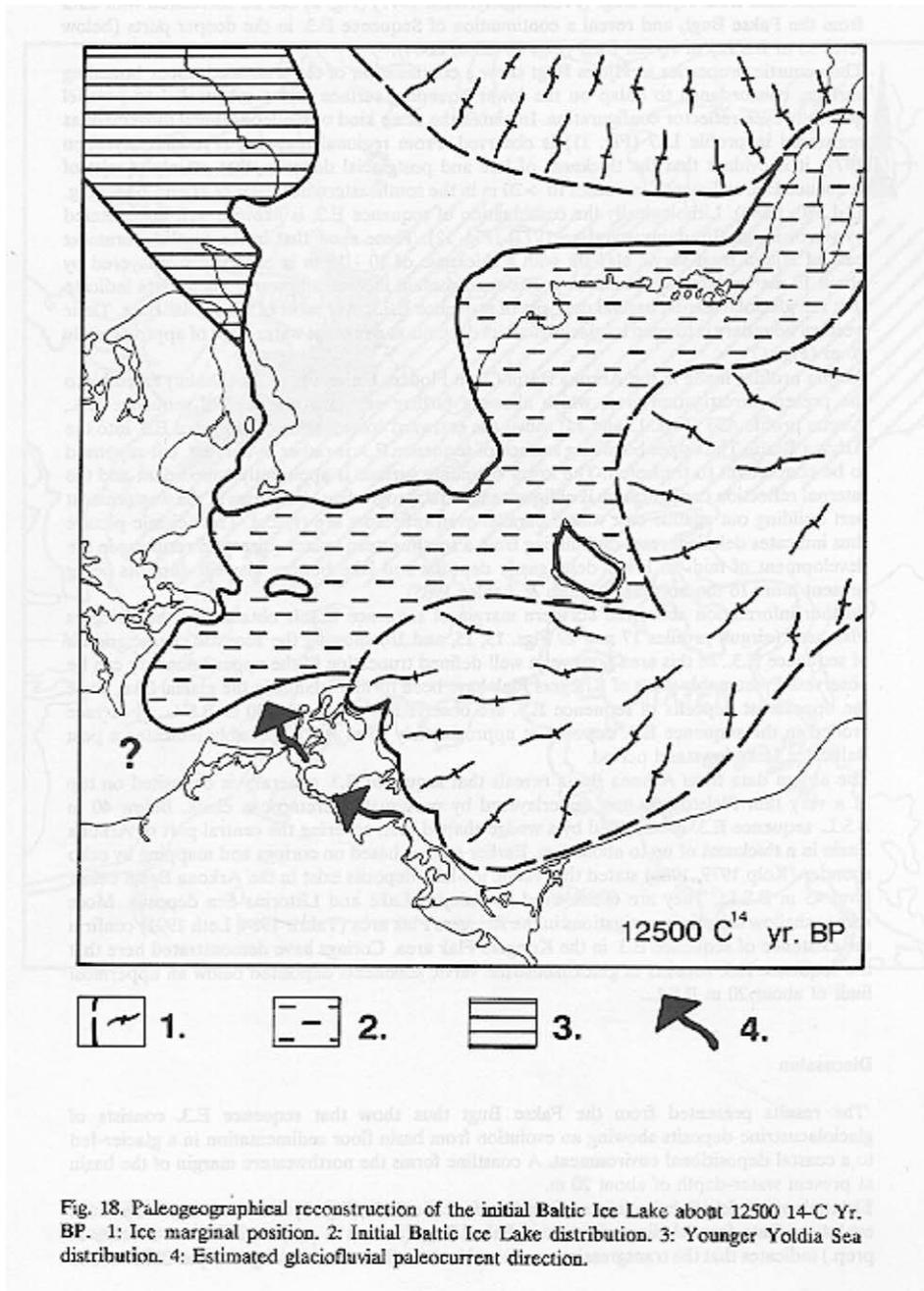


Abb. 82: Paläogeographische Rekonstruktion des Baltischen Eisstausees um 12.500 C-14 Jahre BP (aus Jensen 1992)

sind überwiegend feinkörnig, allerdings belegen Schrägschichtungen und gröbere Einschaltungen, daß diese Sande in strömendem Wasser abgelagert wurden (BRINKMANN 1958). Zur gleichen Ansicht war auch KAESTNER (1901) unter Verweis auf die sehr geringen Kalkgehalte der Heidesande gelangt. Über den Anteil äolischer Umlagerungsprozesse bei der Ausbildung des spätglazialen Reliefs gibt es noch keine völlige Klarheit. BRINKMANN (1958) meint, daß lediglich die oberste Schicht der Heidesande äolisch umgelagert wurde, während SCHULZ (1961) und LUDWIG (1964b) dem äolischen Einfluß bei der spätglazialen Oberflächenformung eine große Bedeutung beimessen.

Das spätglaziale Alter der Heidesande wird durch die lokale Einschaltung allerödzeitlicher Torfe bei

Graal-Müritz belegt (GEINITZ & WEBER 1904, ENGMANN 1939, LUDWIG 1964b). Die Herkunft der Heidesande wird einerseits aus dem Grenztal und andererseits aus dem Warnowtal hergeleitet. Das Grenztal dürfte unmittelbar nach dem Rückzug des Mecklenburger Gletschers aus dem deutschen Küstenraum eine bedeutende Rolle als Entwässerungsbahn gespielt haben. JANKE (1978) geht davon aus, daß während der Ältesten Dryas eine Verbindung zwischen dem Haffstausee und dem Staubecken der Rostocker Heide über das Grenztal bestand. Den weiteren Entwässerungsweg sieht er über die Mecklenburger Bucht. Während des Bölling erhalten die Fließgewässer nach JANKE (1978) ihre heutige Abflußrichtung. Auch LIEDTKE (1981) nimmt eine Entwässerung des Haffstausees über das Grenztal in Richtung Fehmarnbelt und Großer Belt an. Zumindest kurzzeitig soll das Einzugsgebiet dieses zum Netze-Randow-Urstromtal gehörenden Tales bis nach Litauen gereicht haben (LIEDTKE 1981). Nach SCHULZ (1967) ist eine Verbindung zwischen Haffstausee und der Nordöstlichen Heide bis in die jüngere Dryas hinein denkbar.

Hinweise auf eine Sedimentschüttung aus dem Grenztal findet BRINKMANN (1958) in grobkörnigen Sanden und Kiesen bei Ribnitz-Damgarten. Diese unterlagern die weitverbreiteten Heidesande, deren Antransport BRINKMANN (1958) vor allem aus dem Warnowtal herleitet. Die Hauptphase der Sedimentfüllung der Rostocker Heide begann nach BRINKMANN (1958) kurz vor dem Alleröd. Die im Alleröd einsetzende Erwärmung bewirkte eine kurzzeitig verminderte Sandschüttung, die in der Jüngeren Dryas wieder verstärkt einsetzte.

Den weiteren Verbleib der Schmelzwässer und der mit ihnen transportierten Sande vermutete BRINKMANN (1958) im Gegensatz zu JANKE (1978) und LIEDTKE (1981) in einer Deltabildung zwischen Rügen und den dänischen Inseln. Widersprüche zwischen seinen Geländebefunden und der seinerzeit herrschenden Meinung zur Ausdehnung des Baltischen Eisstausees erklärt BRINKMANN (1958) mit einem möglichen "Gefällsbruch" zwischen dem Heidesand-Delta und dem Baltischen Eisstausee bzw. mit dem damals noch unzureichenden Kenntnisstand zu den frühen Entwicklungsphasen der Ostsee.

Eine Fortsetzung des Bildungsbereiches der Heidesande auf der Falster-Rügen-Platte sieht auch GROMOLL (1988). In dem von ihm als Fazies PTG I bezeichneten limnisch fluviatilen Sedimentkomplex konnte er nördlich von Darßer Ort einen schwach zersetzten Laubmoostorf bergen, dessen ^{14}C -Alter mit 11.780 ± 60 a BP bestimmt wurde. Als bevorzugte Transportrichtung innerhalb seiner PTG I ermittelte GROMOLL (1988) eine nördliche Komponente.

Die im Rahmen der vorliegenden Untersuchung erhobenen Daten stützen und erweitern die von BRINKMANN (1958) und GROMOLL (1988) geäußerten Vorstellungen. Für den Verlauf der Entwässerungsbahn(en) aus dem Bereich der Nordöstlichen Heide war das Relief der Geschiebemergeloberfläche von entscheidender Bedeutung. Dieses konnte für das seeseitige Gebiet mit hoher Auflösung auskartiert werden. Abb 83 zeigt die Verteilung von Stationen, an denen der Geschiebemergel heute höher als -20 m NN aufragt, bzw. wo er in Tiefen von mehr als -40 m NN nachgewiesen wurde. Betrachtet man das Gebiet um die Nordöstliche Heide, so stellt man fest, daß diese in Richtung Mecklenburger Bucht weitgehend von hoch liegendem Geschiebemergel umgeben ist. Damit wird eine Entwässerung des Staubeckens in westliche Richtung sehr unwahrscheinlich. Gegen eine solche Annahme spricht auch die Tatsache, daß in der Mecklenburger Bucht selbst keine ausgedehnten spätglazialen Deltaschüttungen nachweisbar sind. Selbst eine denkbare Verbindung

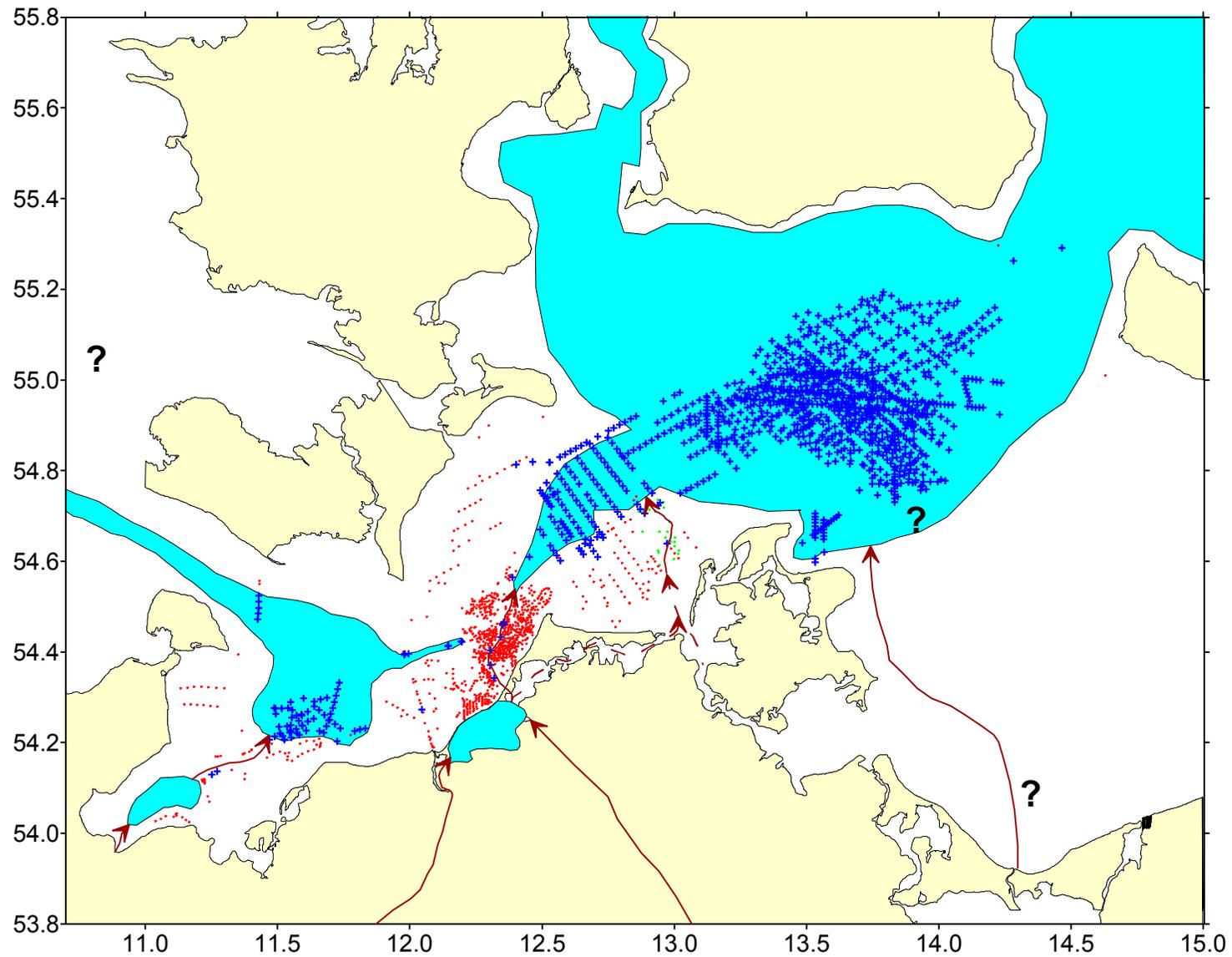


Abb. 83: Drainagesystem vor dem Höchststand des Baltischen Eisstausees

Rote Punkte = Geschiebemergeloberfläche gegenwärtig höher als -20 m NN
 Blaue Kreuze = Geschiebemergeloberfläche gegenwärtig tiefer als -40 m NN

[Anmerkung der Redaktion 2015:
 Im Unterschied zum gedruckten
 Exemplar von 1998 werden hier
 die Symbole vor den blauen
 Flächen gezeigt, damit sie nicht
 von den Flächen verdeckt werden.]

zwischen Nordöstlicher Heide und Kadetrinne wird durch hoch liegenden Geschiebemergel blockiert. Damit bleibt lediglich eine in Richtung NE gerichtete Entwässerung möglich. Für einen solchen Weg kommt zunächst die Darß-Zingster Boddenkette in Betracht. Nach JANKE (frdl. pers. Mitt.) ist die vorhandene Datenbasis in diesem Bereich derzeit noch zu gering, um eindeutige Aussagen über die mögliche Funktion der Darß-Zingster Boddenkette als spätglazialen Entwässerungsweg zu treffen. Allerdings gibt es auch keine zwingenden Argumente gegen eine solche Annahme. Der Hauptteil der auf der Falster-Rügen-Platte akkumulierten Sande kann jedoch nicht auf diesem Weg herantransportiert worden sein, da nördlich des Fischlandes die direkte Verbindung zur westlichen Falster-Rügen-Platte durch hoch liegenden Geschiebemergel bzw. spätglaziale Staubeckentone (vgl. Abb. 68, 69) versperrt ist. Für den Bereich der Prerowbank sind allerdings keine direkten Angaben zur Tiefenlage des Geschiebemergels verfügbar, so daß für dieses Gebiet eine gewisse Unsicherheit besteht, auch wenn GROBA (1957) feststellt, daß "vor allem um die Prerowbank" ein Hochgebiet des Geschiebemergels anzutreffen ist. Gleiches beschreibt bereits OTTO (1913) unter Berufung auf DEECKE (1907). Weitere Hochgebiete werden beiderseits der Straminke, in der Sundischen Wiese, bei Pramort, am Fischland und beim Seebad Ribnitz genannt. Über das Gebiet der heutigen Boddenkette ist immerhin die Verfrachtung der auf dem Darß und Zingst anstehenden Heidesande denkbar. Im weiteren Verlauf dürfte sich dieses Tal mit der aus Richtung Strelasund kommenden Vierendehrinne vereinigt haben.

Der einzige Weg, auf dem eine nachhaltige Entwässerung in Richtung Falster-Rügen-Platte möglich war, war die südöstlich der Kadetrinne verlaufende Grenztalrinne (siehe Abb. 54-56). Die Verbindung zwischen dem heutigen Saaler Bodden und der Grenztalrinne dürfte dabei südlich des Fischlandes zu suchen sein. Dies ist in guter Übereinstimmung mit HURTIG (1954), der, belegt durch eine Anzahl von Bohrungen, für die Ur-Recknitz zwei Mündungsarme annimmt, einen "im Raum des heutigen Permins und einen in der Bucht von Dierhagen".

Über die Grenztalrinne bestand damit eine Verbindung zwischen der Nordöstlichen Heide und dem von BRINKMANN (1958) im Bereich der Falster-Rügen-Platte vermuteten spätglazialen Delta. Über diese Verbindung wurde in relativ kurzer Zeit eine große Menge sandigen Materials in die nordöstlich gelegenen Mulden der Geschiebemergeloberfläche geschüttet. Der weitere Deltaausbau erfolgte in Richtung Arkonabecken und läßt sich in der Seismik deutlich nachweisen (z.B. Abb. 59).

Im distaler gelegenen Arkonabecken entwickelte sich zu gleicher Zeit eine tonige Staubeckensedimentation. Dabei folgt die Oberfläche der spätglazialen Tone weitgehend dem vom Geschiebemergel vorgegebenen Relief, was für relativ ruhige Sedimentationsverhältnisse in Bodennähe spricht. Ähnliche Verhältnisse sind auch für den zentralen Teil der Mecklenburger Bucht anzunehmen. Allerdings ist hier die Grenze zwischen den Einheiten W2 und W3 deutlicher ausgeprägt als jene zwischen den Einheiten E2 und E3 im Arkonabecken. Eventuelle spätglaziale Wasserspiegelschwankungen dürften sich in der Mecklenburger Bucht wegen der geringeren Wassertiefe auch stärker ausgewirkt haben als im tieferen Arkonabecken. Wegen des (allerdings schwer quantifizierbaren) isostatischen Effekts wird dieser Unterschied im Spätpleistozän noch größer gewesen sein als später.

In der Tromper Wiek sprechen die schluffigen Ablagerungen der Einheit E3 für eine beckenrandnähere evtl. auch lagunäre Sedimentation. Die darunter lagernden Sedimente der Einheit E2 lassen sich nach ihrer Morphologie am ehesten als glaziofluviale Rinnenfüllungen deuten. Einen Versuch der Rekonstruktion der paläogeographischen Situation vor dem letztmaligen Höchststand des Baltischen Eisstausees zeigt Abb. 83.

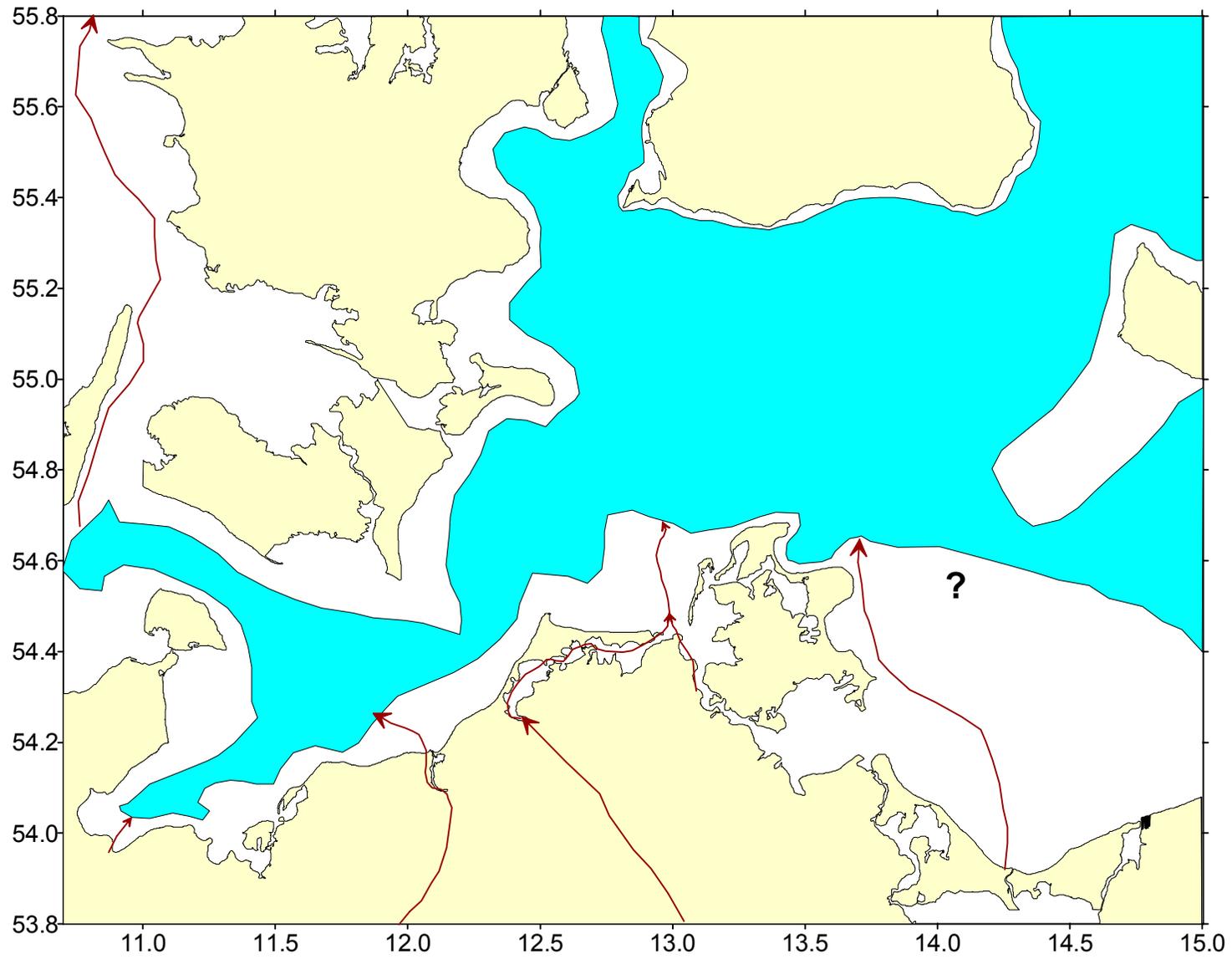


Abb. 84: Paläogeographische Situation beim Höchststand des Baltischen Eistausees (ca. 10 300 a BP)

Mit der gegen Ende der Jüngerer Dryas einsetzenden Transgression des Baltischen Eisstausees änderte sich in den tieferen Beckenbereichen zunächst wenig. Der Baltische Eisstausee erreichte während seines Höchststandes in der Faxe-Bucht ein Niveau von etwa -21 m NN (JENSEN 1992). Damit ist eine Verbindung zwischen Arkonabecken und Mecklenburger Bucht in dieser Phase sehr wahrscheinlich.

Der Einfluß der transgressiven Vorgänge am Ende des Jüngerer Dryas spiegelt sich auch in einem allgemein ansteigenden Grundwasserspiegel, einer Verwilderung der Fließgewässer und einer Reaktivierung des Haffstausees wider (JANKE 1978). Bereits während der Transgression des Baltischen Eisstausees wurde die Grenztalrinne weitgehend verfüllt und verlor damit ihre Bedeutung als Verbindung zwischen dem Staubecken der Nordöstlichen Heide und dem Arkonabecken (LEMKE & KUIJPERS 1995 a). Die spätglaziale Warnow verlagerte ihren Unterlauf weiter in nördliche Richtung (BRINKMANN 1958) und begann, in den Bereich der Mecklenburger Bucht hinein zu entwässern. Ergebnis dieser Änderung des Warnowverlaufes ist der in der Mecklenburger Bucht nachweisbare geringmächtige Vorschüttkörper innerhalb der Einheit W3 (Vgl. S. 67-70). Obwohl von diesem Vorschüttkörper nur foresets und toesets erhalten sind, läßt deren Tiefenlage eine Höhe des damaligen Wasserspiegels von etwa -20 m NN annehmen. Inwiefern eine Verbindung von der Mecklenburger Bucht über den Fehmarnbelt und Großen Belt bis zum Kattegat reichte, müssen künftige Untersuchungen klären. Nach den vorliegenden Befunden ist für den Zeitabschnitt kurz vor dem Ende des Baltischen Eisstausees mit einer paläogeographischen Situation zu rechnen, wie sie in Abb. 84 dargestellt ist.

Als die spätglazialen Gletscher vor etwa 10.300 Jahren die Pforte bei Billingen freigaben und der Baltische Eisstausee eine Absenkung um ca. 25 m erfuhr (BJÖRCK 1995), bedeutete dies für das westliche Ostseegebiet eine entscheidende Veränderung. Die rapide Wasserspiegelabsenkung des Baltischen Eisstausees bewirkte ein Ende der Verbindung zwischen Arkonabecken und Mecklenburger Bucht. Mit der Wasserspiegelabsenkung ging eine verstärkte Erosion der Heidesandterrasse im Warnowtal einher (BRINKMANN 1958). In der Mecklenburger Bucht verblieb ein Restsee, dessen Wasserspiegelniveau der Satteltiefe der auf der Darßer Schwelle anstehenden spätglazialen Sande bei etwa -23 m entsprach. Im Arkonabecken dürfte der Wasserspiegel weit stärker abgesunken sein.

5.3. Die prämarine frühholozäne Entwicklung des Untersuchungsgebietes

Die bei abgesenktem Wasserspiegel zu Beginn des Holozäns einsetzende Yoldia-Phase ist während der ersten 300 Jahre zunächst weiterhin durch lakustrine Bedingungen gekennzeichnet. MÖRNER (1995) konnte auf Gotland und Öland in Sedimenten aus diesem Zeitraum Ancyclusfaunen nachweisen. Etwa ab 10.000 a BP läßt sich eine marine Ingression im Gebiet von Öland und Gotland feststellen (SVENSSON 1989). Nach RAUKAS (1995) herrschten demgegenüber im baltischen Raum während des gesamten Zeitraumes von Jüngerer Dryas bis zum Ende des Boreals Süßwasserbedingungen. Auch im Bornholm- und Arkonabecken dürfte der marine Einfluß während der Yoldia-Phase kaum eine Rolle gespielt haben (ABELMANN 1985, 1992).

Die Mecklenburger Bucht war in ihrem Zentralteil, wie oben beschrieben, von einem Restgewässer des Baltischen Eisstausees erfüllt. Über ein System schmaler und flacher Rinnen, die in die spätglazialen Sande der Falster-Rügen-Platte eingeschnitten wurden (Abb. 73), entwässerte dieser See in Richtung Arkonabecken. Möglicherweise mußte vorher zunächst die submarine Fortsetzung der Velgaster Staffell durchbrochen werden, was zur Ausbildung der schmalen und tiefen Kanäle im Bereich der Kadetrinne

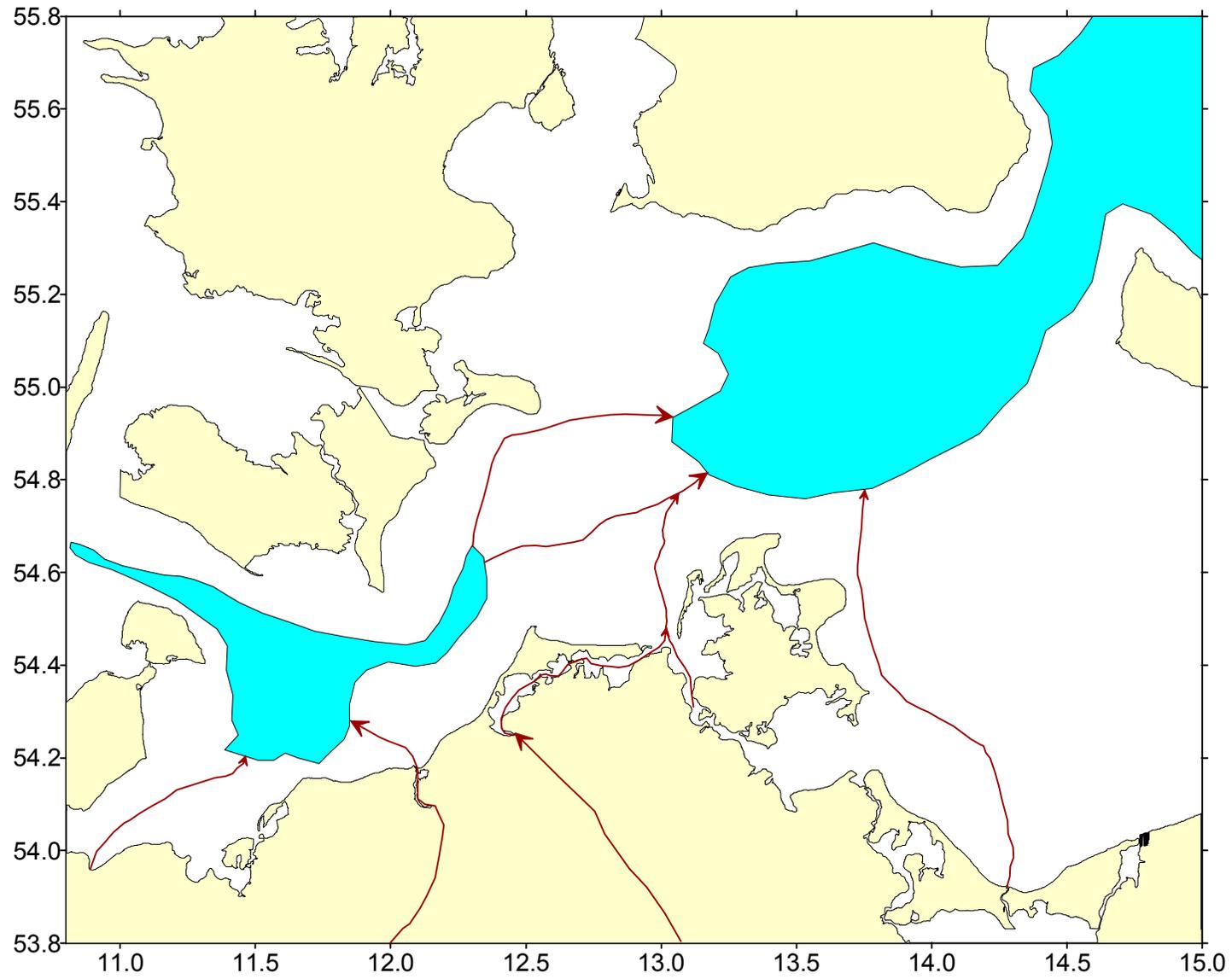


Abb. 85: Drainagesystem nach der letztmaligen Absenkung des Baltischen Eisstausees

führte. Weiter nordöstlich war der zu durchströmende Querschnitt in den spätglazialen Sanden größer als im harten Geschiebemergel. Demzufolge erreichten die hier eingeschnittenen Rinnen nicht eine solch große Tiefe wie in der Kadetrinne. Die in den Rinnen auf der Falster-Rügen-Platte anstehenden humosen Gytten wurden bereits von KOLP (1965) beschrieben und in das frühe Postglazial bzw. in das Präboreal eingestuft. Dies steht in guter Übereinstimmung mit der Datierung des im Kern 6950/23 aufgefundenen Torfes, welche ein Alter von 9.660 ± 145 a BP ergab (Abb. 74).

Zum Zeitpunkt der Wasserspiegelabsenkung des Baltischen Eisstausees war die Verbindung zwischen Arkona- und Bornholmbecken über das Bornholmsgat weit tiefer als jene zur Mecklenburger Bucht. Demzufolge muß im Arkonabecken ebenfalls mit einer Absenkung des Wasserspiegels von ca. 25 m gerechnet werden. Nimmt man die heutige Tiefenlage der im Baltischen Eisstausee abgelagerten Tone als Bezugsfläche, so muß der tiefere Teil des Arkonabeckens weiterhin von Wasser bedeckt gewesen sein. Für die Existenz eines solchen Gewässers spricht u.a. auch die Tatsache, daß jenseits der 45 m-Tiefenlinie keine größeren erosiven Strukturen im Arkonabecken nachweisbar sind. Wäre dieses Gebiet großflächig trockengefallen, hätte der spätglaziale Oderlauf dort seine Spuren hinterlassen müssen. Die von KOLP (1979) in Abb. 5 als Odertal angesprochene Struktur dürfte nach heutigem Kenntnisstand eine der zahlreichen akustischen Anomalien in diesem Bereich sein.

Eine Interpretation der paläogeographischen Situation nach der letztmaligen Absenkung des Baltischen Eisstausees zeigt Abb. 85.

Die von NEUMANN (1981) als ein Indiz für intensive Tieftauprozesse oder auch kleinskalige fluviale Erosion angesehene unruhige Oberfläche des spätglazialen Tones dürfte meines Erachtens eher synsedimentären Ursprungs sein. Für eine solche Deutung spricht die Tatsache, daß das Relief der Tonoberfläche weitestgehend dem des darunter lagernden Geschiebemergels folgt. Ähnliche Verhältnisse werden im nördlichen Gotlandbecken als Resultat einer ruhigen Sedimentation mit einer relativ hohen Akkumulationsrate angesehen (B. WINTERHALTER, pers. frdl. Mitt.).

Im Restsee des Arkonabeckens bildete sich über einer feinsandig schluffigen Basislage, die offensichtlich mit der starken Wasserspiegelabsenkung im Zusammenhang steht, eine tonig-schluffige Sedimentation heraus. Die Oberfläche dieser Einheit folgt nicht mehr in solch starkem Maße dem vom Geschiebemergel vorgegebenen Relief wie die der darunter lagernden spätglazialen Tone der Einheiten E2 und E3. Dies kann als Hinweis für verstärkt einsetzende Sedimentumlagerungen im Beckenbereich angesehen werden.

Am Rand des Arkonabeckens waren nach der starken Wasserspiegelabsenkung weite Gebiete in den subaerischen Bereich gelangt. Damit verbunden war eine intensive Erosion in der Vierendehlrinne, wo die Oberfläche der Einheit 3a bis zu einer Tiefe von -40 m NN abradiert wurde. Dies steht in recht guter Übereinstimmung mit der von BJÖRCK (1995) angegebenen Absenkung des Wasserspiegels um etwa 25 m, wobei sich der Aufnahmeort des flachseismischen Profils in einiger Entfernung vom Mündungsbereich und damit auch etwas höher als der damalige Wasserspiegel befunden haben wird. Später gebildete, vermutlich fluviale Feinsande der Einheit E3b lagerten sich auf der Talsohle mit Mächtigkeiten von bis zu 10 m ab (Abb. 58). Sie dürften nach ihrem Alter und ihrer Genese den Feinsanden der Einheit E3b in der Tromper Wiek (vgl. S. 37) entsprechen.

Die keilförmige Struktur am Rande des Arkonabeckens (Abb. 64) wird als Hangkomponente eines "forced regressive wedge systems tracts" im Sinne von HUNT & TUCKER (1992) interpretiert (JENSEN

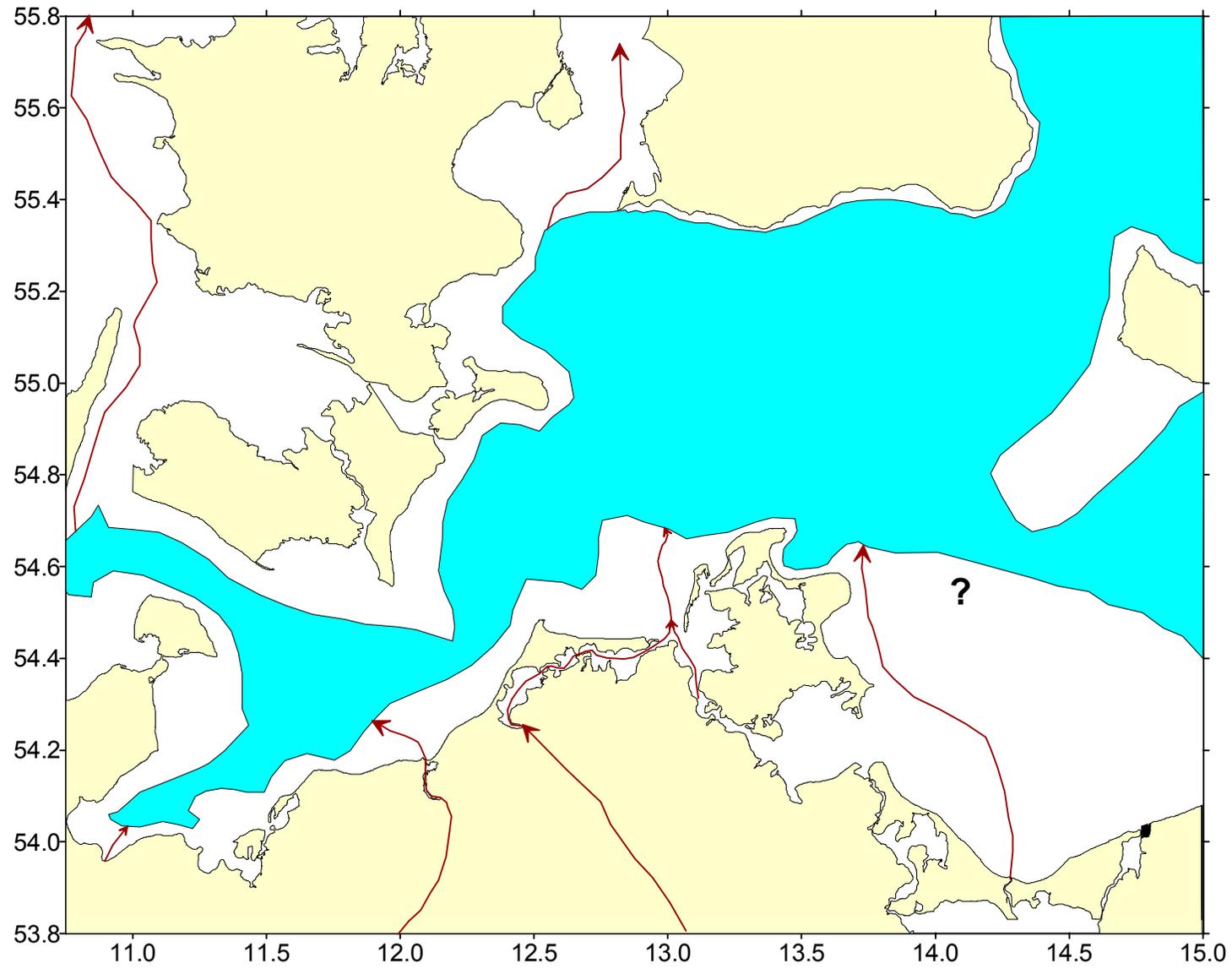


Abb. 86: Höchststand des Ancylussees (ca. 9 200 a BP)

et al. 1997). Sie besteht aus zwei "stranded parasequences" im Sinne von POSAMENTIER et al. (1988). Diese wurden aus dem Kanalsystem auf der Falster-Rügen-Platte bzw. aus der Vierendehlrinne gespeist und belegen, daß vor 9.700 Jahren der relative Wasserspiegel tiefer als -35 m NN gelegen haben muß.

Um 9.500 a BP setzt nach BJÖRCK (1995) die Phase des Ancylussees als ein vom Weltmeer isoliertes Gewässer ein. Diese Phase der Ostseegeschichte zog seit Beginn der wissenschaftlichen Untersuchungen ein starkes Interesse auf sich. Eine zusammenfassende Darstellung der vielfältigen Arbeiten und Theorien zu dieser Thematik geben FREDÉN (1967) und KOLP (1986, 1990). Mit dem Erkenntniszuwachs zur paläogeographischen Entwicklung des mittelschwedischen Seengebietes rückte das Gebiet der südlichen bzw. westlichen Ostsee immer stärker in den Mittelpunkt der Vorstellungen zur Entwicklung des Ancylussees.

Der von BJÖRCK (1995) beschriebene starke Wasserspiegelanstieg von 5 bis 10 m in 100 Jahren im südlichen Teil des Ostseebeckens mußte das Untersuchungsgebiet besonders ausgeprägt treffen. Die Meinungen über den Höchststand des Wasserspiegels während der Transgression des Ancylussees gehen in der Literatur z.T. beträchtlich auseinander. KOLP (1965) sprach sich zunächst entschieden gegen einen Maximalwasserstand höher als -20 m NN aus. Er begründete dies unter Verweis auf ausgedehnte boreale Torfvorkommen in einer Tiefe von -19 m NN am östlichen Rand der Mecklenburger Bucht. Wäre der Wasserspiegel des Ancylussees höher als -20 m NN gestiegen, hätte dies nach KOLP (1965) eine flächenhafte Erosion der Torfe zur Folge haben müssen. KLIEWE & JANKE (1982, 1991) rekonstruierten aus Funden von *Ancylus fluviatilis* sowie von Süßwasserdiatomeen und entsprechenden Mollusken in Bohrungen im vorpommerschen Küstenraum einen Anstieg des Ancylussees auf bis zu -8 m NN um 8.900 a BP. Später schloß sich auch KOLP (1986, 1990) dieser Meinung an und ließ den östlich der Darßer Schwelle aufgestauten Ancylussee in einem "katastrophenartigen Übersturz" in Richtung Fehmarnbelt und Großer Belt abfließen. Eine entsprechende Abflußrinne von 10 bis 20 m Tiefe fräste sich dabei nach KOLP (1986) in die Falster-Rügen-Platte ein und "das in der Zeit der postarktischen Landbrücke verschüttete glaziäre Durchbruchstal der Kadetrinne (wurde) freigespült". Den Maximalwasserstand sah er dabei bei etwa -12 m NN. BJÖRCK (1995) betrachtet demgegenüber frühere Schätzungen des Ancylus-Höchststandes bei -20 m NN als eher wahrscheinlich.

Neben KOLP (1986, 1990) sehen auch KLIEWE & JANKE (1982) und BJÖRCK (1995) die Darßer Schwelle als Schlüsselgebiet betreffs der zügigen Regression des Ancylussees. Der Zeitpunkt dieses Ereignisses wird mit etwa 9.300 a BP (SVENSSON 1991), 9.200 a BP (BJÖRCK 1995), 8.800 a BP (KOLP 1986) bzw. 8.700 a BP (KLIEWE & JANKE 1982, 1991) angegeben. Unterschiedliche Angaben findet man auch zum Ausmaß der Ancylus-Regression.

KESSEL & RAUKAS (1979) stellten für Estland eine Absenkung des Ancylusseespiegels von 25 m fest. ERONEN (1988) gibt einen Absenkungsbetrag von 20 m an. Einen Wert von 13-15 m publizierte ALHONEN (1979). In der gleichen Größenordnung liegt der von GUDELIS (1979) angegebene Betrag. SVENSSON (1991) gelangte bei der Untersuchung von Strandlinienverschiebungen im Gebiet von Oskarshamn und Zentralgotland zu einem Regressionsbetrag von 8-10 m. Auch BJÖRCK (1995) geht von einem Mindestwert von 10 m Absenkung des Ancylusseespiegels aus. Unter Berufung auf die Ergebnisse von KOLP (1986) vertritt er die Ansicht, daß der transgredierende Ancylussee ein Flußtal über die Falster-Rügen-Platte, die Darßer Schwelle i.e.S., den Fehmarn Belt und den Großen Belt ausschürfte, über diesen Weg eine Verbindung zum Kattegat schuf und so eine relativ schnelle Absenkung seines Wasserspiegels bewirkte. Diesen Fluß nannte er in Anlehnung an von POST (1929) Dana River.

Im Rahmen der vorliegenden Untersuchungen war eine der Zielstellungen, den von KOLP (1986) vermuteten Verlauf des Dana River auf der Falster-Rügen-Platte nachzuweisen. Folgt man den Vorstellungen von KOLP (1986) und BJÖRCK (1995), so müßte das Tal des Dana River auf der Falster-Rügen-Platte bis zu einer Tiefe von -32 m NN eingeschnitten sein. Die vorliegenden seismischen Ergebnisse lassen eine solche Struktur jedoch nicht erkennen. Wie aus Abb. 73 hervorgeht, reichen die frühholozänen Rinnenbildungen in diesem Gebiet lediglich bis in eine Tiefe von maximal -23 m NN. Der übrige Bereich wird von höher lagernden spätglazialen Sanden der Einheit 2 bzw. von Geschiebemergel abgeriegelt.

In der Tromper Wiek lassen sich Sande der Einheit E4 bis in eine Wassertiefe von -21 m NN nachweisen (Abb. 15, 16). Westlich der Darßer Schwelle wurden Sedimente der Einheit W4 bis zu einer Wassertiefe von etwa -19 m NN gefunden (JENSEN et al. 1997). Der Höchststand des Ancylussees dürfte demzufolge nicht sehr viel höher gewesen sein und etwa bei etwa -18 m NN gelegen haben (Abb. 86). Höher nachgewiesene Süßwassersedimente, wie sie von KLIEWE & JANKE (1982, 1991) beschrieben werden, sind m.E. als lokale Seebildungen aufzufassen. Dafür sprechen auch neue Ergebnisse von Schumacher (frdl. mdl. Mitt.), der bei intensiven Bohrarbeiten im vorpommerschen Küstenraum keine regional verbreiteten Ablagerungen eines Ancylus-Großsees im Niveau höher als -20 m nachweisen konnte. Die von KLIEWE & JANKE (1991) als Beleg für einen ancyluszeitlichen Großsee angeführte Diatomeenflora in einem Bohrprofil vor der Straminkemündung (Halbinsel Zingst) läßt sich nach WITKOWSKI (frdl. mdl. Mitt.) durchaus als lokale Seebildung interpretieren. Auch die Vorkommen borealer Kalkschluffe auf der Darßer Schwelle lassen sich eher lokalen Sedimentationsbecken zuordnen.

Aus der Differenz zwischen maximaler Wasserspiegellhöhe des Ancylussees (-18 m NN) und maximaler Schwellentiefe auf der Falster-Rügen-Platte (-23 m NN) ergibt sich, daß der Ancylussee bei einem Abfluß über die Darßer Schwelle lediglich um 5 m abgesenkt werden konnte. Sowie die kritische Tiefe von -23 m NN unterschritten wurde, war die Mecklenburger Bucht vom Arkonabecken erneut getrennt. Daraus geht hervor, daß entweder die publizierten Regressionsraten zu hoch sind, oder daß der für die schnelle Regression verantwortliche Abfluß des Ancylussees über ein anderes Gebiet erfolgte.

Neben dem Fehlen einer genügend tiefen Abflußrinne im Bereich der Falster-Rügen-Platte spricht ein weiteres Argument gegen einen von Ost nach West gerichteten Dana River zwischen Arkonabecken und Mecklenburger Bucht. Nach BJÖRCK (1995) entwässerte der Dana River im Zeitraum von der Regression des Ancylussees bis zur Litorinatransgression das gesamte Ostseebecken in Richtung Großer Belt. Wäre dies so gewesen, müßte man im Übergangsbereich zwischen den Rinnen auf der Darßer Schwelle und der Mecklenburger Bucht mit kräftigen Vorschüttungen des von der Schwelle herantransportierten Sedimentmaterials in die Mecklenburger Bucht hinein rechnen. Die seismischen Aufzeichnungen lassen jedoch keine derartigen Strukturen erkennen. Die auf S. 65 beschriebenen einfallenden Reflektoren innerhalb der Einheit W4 lassen sich allenfalls aus dem frühholozänen Warnowtal herleiten. Mehr noch, in den tiefsten Teilen der Rinne selbst wurden ancyluszeitliche Sedimente gefunden, die eindeutig in einem lokalen See zur Ablagerung gelangten und auf eine ruhige Sedimentation hindeuten.

Demzufolge ist eine Entwässerung des Ancylussees über die Darßer Schwelle nach seinem Höchststand wenig wahrscheinlich. Daß es einen Abflußweg für den Überschuß an Süßwasser im Ancylussee gegeben haben muß, steht außer Zweifel. Allerdings läßt sich mit den hier verfügbaren Daten nicht feststellen, wo dieser gelegen war.

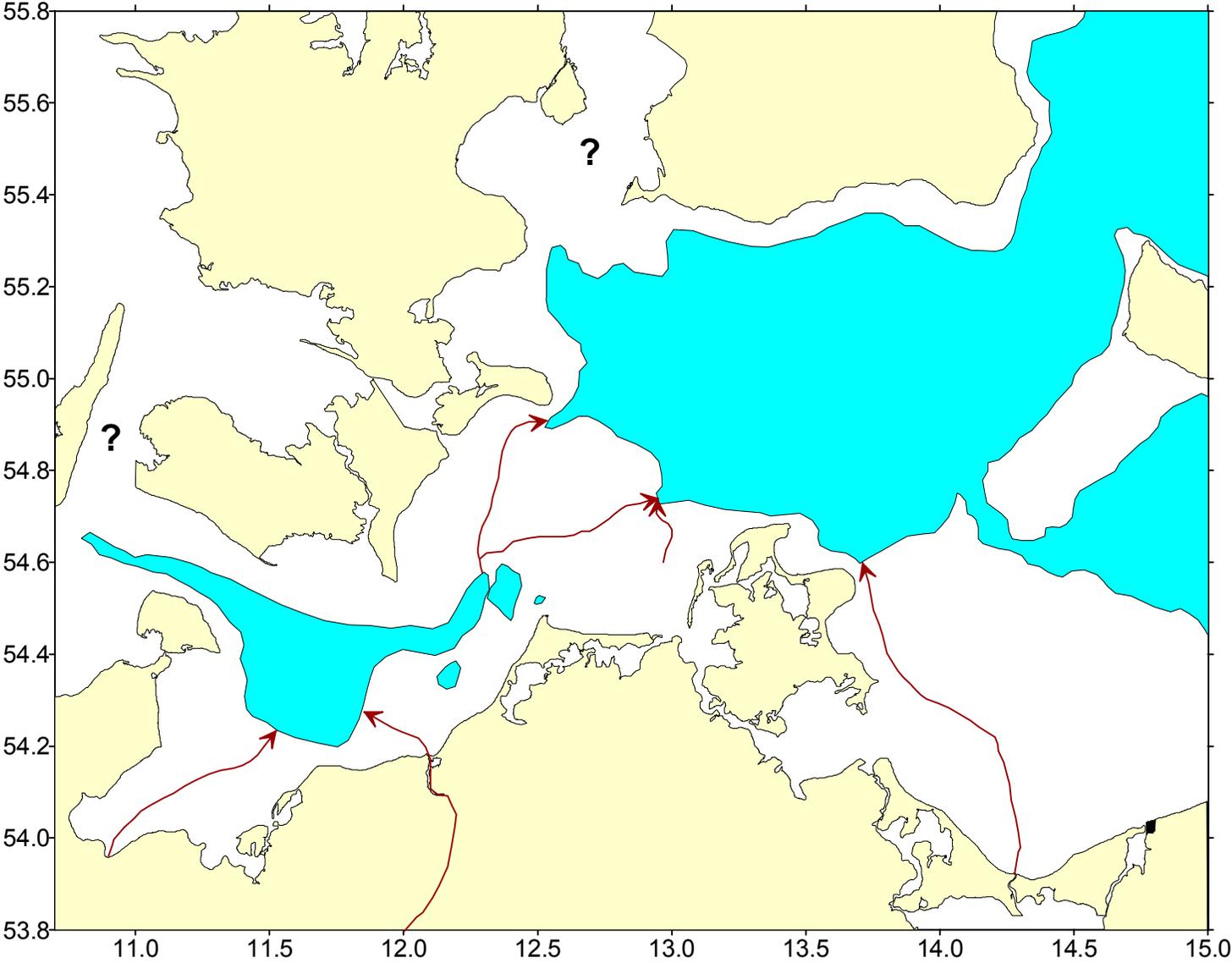


Abb. 87: Situation nach der Regression des Ancylussees

Nach Tiefenlage und Mächtigkeit der Einheit E4 im Arkonabecken zu urteilen (Abb. 21, 22), befand sich der Wasserspiegel des Ancylussees oberhalb der 40 m-Tiefenlinie. Einen weiteren Hinweis auf die Wasserspiegelhöhe des Ancylussees östlich der Darßer Schwelle liefert der Kern 7900/17 (Abb. 71). Der in einer Tiefe von -30,1 m NN angetroffene Torf befindet sich am Rande der Vierendehrinne und wurde mit 9.150 a BP datiert. Bei einem Wasserspiegel des Ancylussees unterhalb dieses Niveaus wäre er mit hoher Wahrscheinlichkeit erodiert worden. Geht man also davon aus, daß die Darßer Schwelle nach dem Höchststand des Ancylussees bis zum Beginn der Litorinatransgression nicht mehr überflutet war, kann man das Niveau des damaligen Wasserspiegels zwischen -23 und -30 m NN erwarten. Für das Untersuchungsgebiet ergibt sich damit eine paläogeographische Situation, wie sie in Abb. 87 dargestellt wird. Nach Berücksichtigung der isostatischen Bewegungen und der regionalen Bedingungen im skandinavischen Raum wäre zu überprüfen, welche anderen Verbindungen zwischen Ancylussee und Kattegat existiert haben können.

In diesem Zusammenhang ist von Interesse, daß HUCKRIEDE et al. (1996) nach Untersuchungen an Sedimenten des Gotlandbeckens von einer Zweiteilung der Ancylusphase ausgehen. Hierbei wird die erste Phase mit einer Zeitdauer von etwa 500 Jahren in Anlehnung an KOLP (1986) als autonome Süßwasserphase angesehen, während die darauf folgende 2. Phase durch brackisches Tiefenwasser im Gotlandbecken gekennzeichnet ist. Ein Antransport von salzhaltigem Wasser in das Gotlandbecken über den Großen Belt ist jedoch selbst bei Annahme der Existenz des Dana Rivers im Sinne von BJÖRCK (1995) sehr unwahrscheinlich. Unter Berücksichtigung der Talmorphologie und der Distanz von mehr als 300 km ist ein salinärer Unterstrom von der Mündung des Dana Rivers bis in das Arkonabecken hinein kaum denkbar. Hinzu kommt, daß nach WINN (1974) der Wasserspiegel im Kattegat noch um 8.400 a BP unterhalb -24,3 m NN und damit auch unterhalb der kritischen Tiefe im Bereich der Darßer Schwelle lag.

Eine befriedigende Lösung für dies neuerlich auftauchende Problem der ancyluszeitlichen Entwicklung im Ostseeraum kann gegenwärtig nicht angeboten werden.

5.4. Der Übergang vom limnisch-terrestrischen zum brackisch-marinen Milieu

Erste Anzeichen für brackisch-marine Verhältnisse in der Mecklenburger Bucht wurden von ERONEN et al. (1990) im Zeitraum von 8.500 bis 8.000 a BP festgestellt. Grundlage hierfür ist eine deutliche Zunahme der Anzahl mariner Diatomeen in einer Sedimentabfolge, die mittels Pollenstratigraphie in das späte Boreal eingeordnet wurde. LANGE (1984) präzisiert den Beginn der brackischen Beeinflussung der Mecklenburger Bucht mit 8.300 a BP in einem Niveau von -28,5 m NN.

Im Rahmen der vorliegenden Untersuchungen vorgenommene Datierungen liefern Hinweise auf einen sehr raschen Übergang zu marinen Verhältnissen innerhalb des Zeitraumes von 7.000 bis 7.500 a BP. Grundlage für diese Aussage ist eine Gegenüberstellung von Datierungen an eindeutig marinem und eindeutig terrestrisch-limnischem Material (Abb. 88). Betrachtet man die im Rahmen der vorliegenden Untersuchungen gewonnenen Daten, so nimmt die Transgressionskurve während des genannten Zeitraumes im Vergleich zu den in Abb. 88 dargestellten bisher publizierten Angaben einen deutlich steileren Verlauf. Verschiebt man die Zeitachse um etwa 700 Jahre in Richtung Gegenwart, so entspricht die bei KLEWE & JANKE (1982) veröffentlichte postboreale Kurve den hier vorgestellten Daten am ehesten.

Bei näherer Betrachtung dieser Angaben zeigt sich jedoch auch, daß in Kernabschnitten mit datiertem

limnischen Material Diatomeenassoziationen mit allen Merkmalen der brackischen Mastogloia-Flora nachweisbar sind (Abb. 41, 42).

Offensichtlich bewirkte der eustatische Meeresspiegelanstieg seit etwa 8.300 a BP erste brackische Intrusionen über den Großen Belt in die Mecklenburger Bucht hinein. Die Koexistenz von limnischen Makrophyten und brackischer Diatomeenflora zeigt jedoch, daß diese episodischen Salzwassereinschübe zunächst noch nicht in der Lage waren, nachhaltig marine Verhältnisse zu etablieren. Dies konnte erst geschehen, als die Schwellen im Großen Belt dauerhaft überflutet wurden. Ab 7.200 a BP zeigen solche Diatomeenformen wie *Paralia sulcata*, *Catenula adhaerens* und *Dimerogramma minor* den Beginn mariner Bedingungen in der Mecklenburger Bucht an.

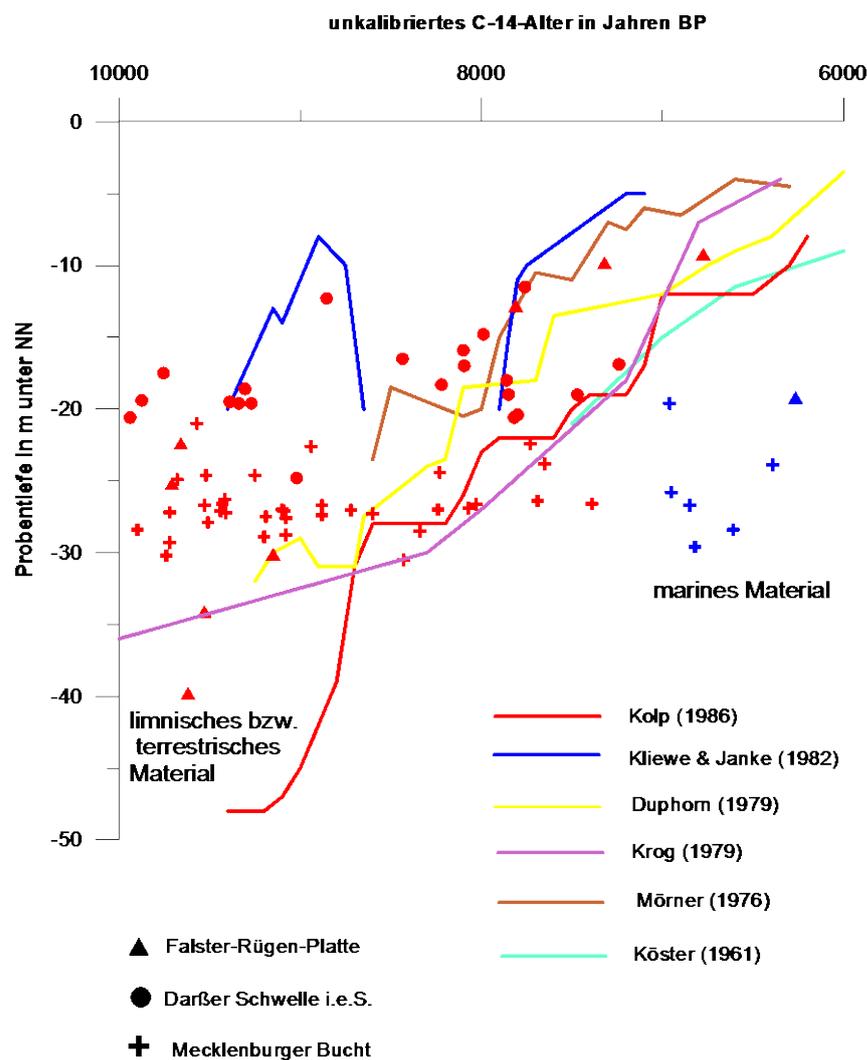


Abb. 88: Ausgewählte Kurven zum Verlauf des holozänen Wasserspiegelanstieges mit ^{14}C -Datierungen, die im Rahmen der vorliegenden Untersuchungen gewonnen wurden

Definiert man den Übergangszeitraum von limnischen zu brackisch-marinen Bedingungen als Mastogloia-Phase, so ergibt sich eine Dauer dieses Abschnittes von ca. 1.000 Jahren. Während dieses Zeitraumes wurden lokal beträchtliche Sedimentmengen akkumuliert. So erreichen die Mächtigkeiten entsprechender Ablagerungen im Kern 564021 (Abb. 41, 42) Werte von mehreren Metern.

Die älteste Datierung an marinen Makrofossilien ergab an einem adulten Gehäuse von *Aporrhais pespellicani* ein Alter von 7.220 ± 90 a BP (Abb. 33). In Kernen aus dem Fehmarn Belt setzt etwas später eine Veränderung der Foraminiferenfauna von beinahe 100 % *Ammonium beccari* zu nahezu 100 % *Egerelloides scabrus* ein (BENNIKE et al. 1998). Ähnliche Verhältnisse wurden von WINN (1974) auch für den Großen Belt beschrieben. Die faunistischen Veränderungen werden am Ostrand der Mecklenburger Bucht von einem Übergang von schlickiger zu überwiegend sandiger Sedimentation begleitet, welcher sich in den seismischen Aufzeichnungen als Diskontinuität widerspiegelt. Als Ursache für die veränderte Sedimentation werden verstärkte bodennahe Strömungen infolge der endgültigen marinen Überflutung der Darßer Schwelle angesehen.

Für das Arkonabecken läßt sich der Beginn des marinen Entwicklungsabschnittes weniger gut eingrenzen, da hier zu wenige Altersbestimmungen vorliegen. Eine bei NEUMANN (1981) publizierte ^{14}C -Datierung ergibt für den untersten Abschnitt des litorinazeitlichen Schlicks ein Alter von 7.186 ± 160 a BP. Dieser Wert wurde jedoch am Gesamtsediment bestimmt und ist demzufolge mit Vorsicht zu betrachten. Generell ist es jedoch wahrscheinlich, daß der Übergang von limnischen zu marinen Verhältnissen im Arkonabecken und in den östlich davon gelegenen Becken zunächst stärker vom Öresund beeinflußt wurde als von der Mecklenburger Bucht her. Nach BJÖRCK (1995) bestand bereits 8.200 a BP die Möglichkeit einer Überflutung der Schwellen im Öresund durch das transgredierende Kattegatwasser.

5.5. Die Entwicklung seit der Etablierung mariner Bedingungen

Die im Rahmen der vorliegenden Untersuchungen gewonnenen Daten gestatten nur wenige Aussagen zur Entwicklung nach der Litorinatransgression, da sich die Arbeiten auf den Tiefenbereich $>5\text{m}$ konzentrierten. Folgt man LANGE (1984) in seiner Interpretation der Terrassen in den submarinen Geschiebemergelkliffs der südlichen Lübecker bzw. Mecklenburger Bucht, so dürfte der erste Transgressionsabschnitt bis etwa 5.700 a BP phasenhaft abgelaufen sein. Regionale Wasserstandsänderungen während der Zeit danach spiegeln sich am ehesten in den rezent ufernahen Gebieten der Ostsee wider. Dementsprechend brachten Arbeiten von küstengeologischer (u.a. KLIEWE & JANKE 1982, 1991) und archäologischer Seite (u.a. GRAMSCH 1978) in diesen Fragen den größten Erkenntnisfortschritt.

In den tieferen Teilen des Untersuchungsgebietes bilden die oberflächlich anstehenden Sedimente das gegenwärtige Wechselspiel von Akkumulation, Erosion und Nichtdeposition ab.

Vorwiegend Sedimentation findet dabei in den Schlickablagerungsräumen der Mecklenburger Bucht bzw. des Arkonabeckens statt. Im Bereich der Darßer Schwelle überwiegen Transport- und Erosionsprozesse. Gleiches gilt generell für die Seegebiete mit Wassertiefen von weniger als 20 m.

Zusammenfassend kann festgestellt werden, daß sich im Verlauf der prä-litorinazeitliche Entwicklung unterschiedliche Kurven der Wasserspiegelbewegungen für das Gebiet östlich und westlich der Darßer Schwelle konstruieren lassen. Den Entwurf einer solchen Darstellung beinhaltet Abb. 89.

In Tab. 1 wird der Versuch einer zusammenfassenden Darstellung der spät- und postglazialen Entwicklung des Untersuchungsgebietes unter Berücksichtigung der erläuterten Ergebnisse vorgestellt.

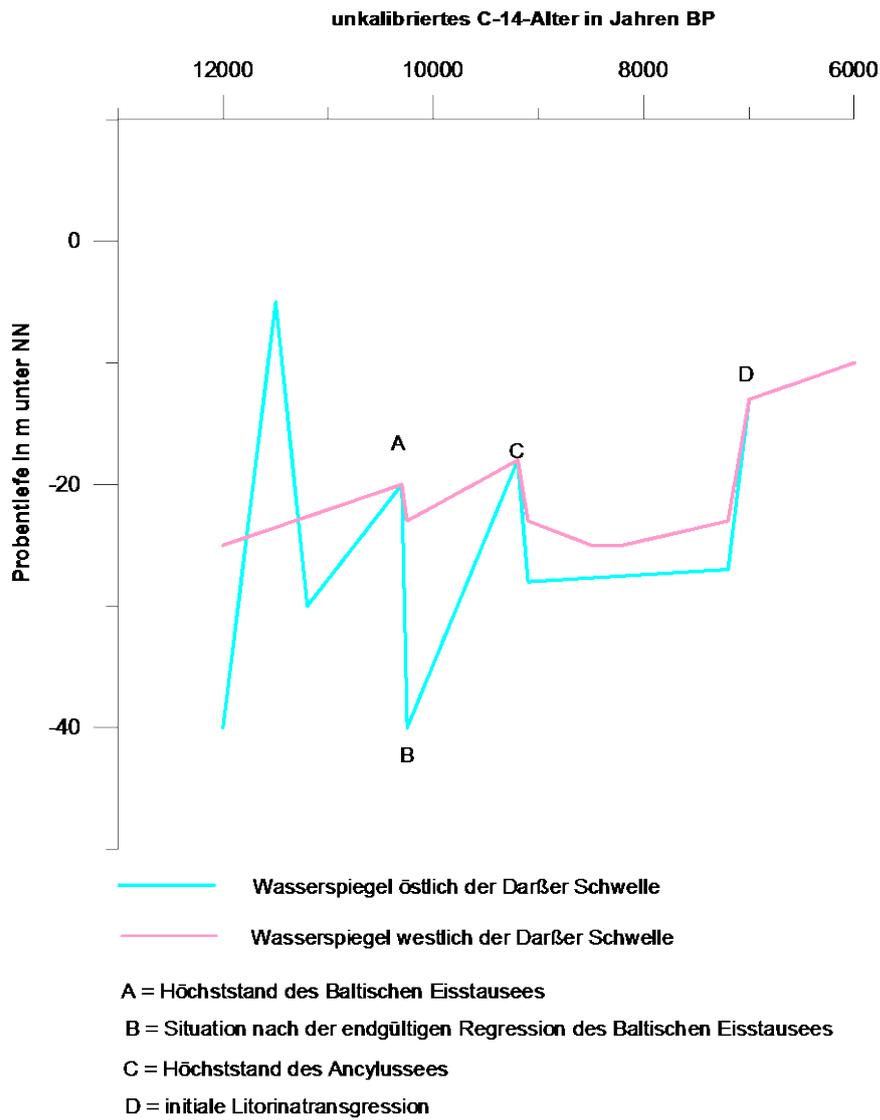


Abb. 89: Prä-litorinazeitliche Wasserspiegelschwankungen östlich bzw. westlich der Darßer Schwelle

	C14-Jahre BP	Chronozonen nach Duphorn et al. (1995)	Phasen der Ostsee-Entwicklung	Mecklenburger Bucht			Darßer Schwelle			Arkonabecken		
				SStE	Sedimente	Paläogeographie	SStE	Sedimente	Paläogeographie	SStE	Sedimente	Paläogeographie
Holozän	1000	Subatlantikum	Mya-Meer									
	2000		Lymnaea-Meer									
	3000	Subboreal		W5	Schlick, zum Beckenrand hin zunehmend sandig, oberhalb 20 m Wassertiefe Sand	brackig-marines Becken	Sand, z.T. schllickig, in Rinnebereichen Schlick, z.T. mit Steinen	brackig-marines Meeresgebiet	E5	Schlick, im Randbereich feinsandig	brackig-marines Becken	
	4000		Litorina-Meer									
	5000	Atlantikum										
	6000											
	7000											
	8000	Boreal	Mastogloia-Meer	W4	Schluff, Sand, z.T. mit humosen Lagen	lokaler Süßwassersee mit episodischen marinen Ingressionen	Kalkschluff, schluffiger Feinsand, in Rinne Torf und Torfgyttja	lokale Süßwasserbecken	E4	Schluff, schluffiger Ton, im Randbereich Torfgyttja	Süßwassersee mit episodischen marinen Ingressionen	
	9000		Ancylussee									
	10000	Präboreal	Yoldia-Meer		Schluff, Torf, Torfgyttja, Kalkschluff, Seekreide, Sand	lokaler Süßwassersee	kurzzeitige Verbindung zum Arkonabecken	Festland mit lokalen Seen, Teichen und Mooren	E4	Feinsand, Ton, schluffig, im Randbereich Schluff	Süßwassersee	
11000	Jüngere Dryas											
Pleistozän	11000	Alleröd-Interstadial	Baltischer Eisstausee	W3	Ton, am Beckenrand Sand und Torfgyttja bzw. Torf	lokaler Süßwassersee	Fein- bis Mittelsand	Festland mit fluviatiler Schüttung in Richtung Arkonabecken	E3	Feinsand	Süßwassersee	
	12000											Ältere Dryas
	12000	Bölling-Interstadial		W2	Ton, Sand, Kies	lokaler Süßwassersee	Fein- bis Mittelsand	(glazio-) fluviatiler Deltabereich	E2	Ton, örtlich Grobsand und Kies	Süßwassersee	
		13000	Älteste Dryas									
	13000	Mecklenburger Stadium	Erste Phasedes Baltischen Eisstausees	W1	Geschiebemergel		Grobsand, Kies	lokale Eisstauseen	E1	Geschiebemergel		
		13000										Lockarp-Interstadial

Tab. 1: Spätpleistozäne und holozäne Entwicklung des Untersuchungsgebietes im Überblick
 Phasen der Ostsee-Entwicklung nach Duphorn et a. (1995) und Björck (1995)
 SStE = Seismostratigraphische Einheit (siehe Text)

5.6. Zur Rolle isostatischer Prozesse in der Entwicklung des Untersuchungsgebietes

In den bisherigen Abschnitten der vorliegenden Arbeit wurde der Einfluß isostatischer Prozesse auf die paläogeographische Entwicklung des Untersuchungsgebietes kaum berücksichtigt, obwohl in der Literatur durchaus entsprechende Angaben existieren (u.a. KOLP 1975, 1979, 1986). Ausgangspunkt für die Berechnung der bei KOLP (1979) beschriebenen Linien gleicher isostatischer Hebung bzw. Senkung (Isobasen) ist die Feststellung von regional verbreiteten Terrassen in bestimmten Tiefenniveaus der Ostsee. Diese werden teils morphologisch und teils sedimentologisch definiert. Allerdings stellt sich aus heutiger Sicht die Frage, ob man tatsächlich auf der Basis von Terrassenbildungen, deren Entstehung noch nicht voll verstanden ist, und wo viele lokale Faktoren eine Rolle spielen, weitgehende paläogeographische Schlußfolgerungen ziehen kann. Ähnliche Zweifel äußerten auch WINN et al. (1986). Hinzu kommt, daß die KOLP zur Verfügung stehende Datenbasis relativ beschränkt war, und demgemäß zumindest einige der bei KOLP (1976 a) definierten Terrassen keiner näheren Betrachtung standhalten. So wird beispielsweise die 45 m-Terrasse am Westrand des Arkonabeckens ausschließlich auf der Basis von lithologischen Merkmalen identifiziert. Im einzelnen sieht KOLP (1976 a) die innerhalb einer frühholozänen Schluffabfolge lagernden humosen und tonigen Lagen als Produkt einer ufernahen Sedimentation. Neue Untersuchungen von BENNIKE et al. (1998) ergaben jedoch, daß die von KOLP (1975, 1979) als ufernahe Bildungen angesprochenen organogenen Sedimente im wesentlichen aus schluffigem Material mit zusammengeschwemmten pflanzlichen Teilen bestehen. Sie werden dementsprechend eher als Bildungen eines tieferen Gewässers interpretiert. Auch die von KOLP (1986) als Beleg für seine 32 m-Terrasse nördlich von Plantagenetgrund herangezogenen Torfe sind eine eher lokale Bildung im Bereich der unteren Vierendehrinne.

Für die Kieler Bucht arbeiteten WINN et al. (1986) heraus, daß hier keine regional differenzierten isostatischen Bewegungen im Sinne von KOLP (1979) nachweisbar sind. Dies wird vorwiegend auf salztektonische Einflüsse zurückgeführt.

ERONEN (1988) geht davon aus, daß die isostatischen Bewegungen sich zwischen 8.500 und 8.000 a BP beträchtlich verlangsamt haben. Auch KLIEWE & JANKE (1982) vertreten die Ansicht, daß die glazialisostatischen Ausgleichsbewegungen während des Präboreals bzw. Boreals ihren Höhepunkt hatten, und sich danach merklich verlangsamt. GROMOLL (1994) stellt fest, daß glazialisostatische Ausgleichsbewegungen in der südlichen Ostsee seit mindesten 8.000 a BP durch differenzierte, in ihrer Rate aber offenbar gleichbleibende epirogene Bewegungen abgelöst wurden. Nach DUPHORN et al. (1995) sind glazialisostatische Bewegungen im südwestbaltischen Raum spätestens 4.000 bis 2.000 a BP völlig abgeklungen. Eine Ansicht, die mit MÖRNER (1977b) in Übereinstimmung steht. Sie steht andererseits im Widerspruch zu dem von KOLP vertretenen Konzept gleichmäßiger, kontinuierlicher isostatischer Hebungen bzw. Senkungen entlang genau definierter Isobasen. Der räumlich diskontinuierliche Charakter der Erdkrustenbewegungen in diesem Gebiet wurde von STRIGGOW & TILL (1987) herausgearbeitet. Auch ELLENBERG (1988) bezeichnet die Randzone der eisisostatischen Hebung Fennoskandiens nur noch als Relikt, in welchem die von der Tornquist-Teisseyre-Zone und den Mitteldeutschen Hauptabbrüchen ausgehenden jüngeren tektonischen Impulse den eisisostatischen Auftrieb überlagern. Jedoch wird angenommen, daß sich die glaziale Ausgleichsbewegung auch heute noch fortsetzt.

Zweifelsohne hat die Isostasie eine bedeutende Rolle in der spätpleistozänen und frühholozänen Entwicklung des westlichen Ostseeraumes gespielt. Allerdings dürften diese Bewegungen m.E. mit unterschiedlicher, aber generell mit der Zeit abnehmender Intensität dem tektonisch vorgegebenen

Schollenbau im Untergrund gefolgt sein. Der für die prä-litorinazeitliche Entwicklung besonders wichtige Bereich auf der Darßer Schwelle befindet sich allerdings selbst bei Berücksichtigung der Ergebnisse von KOLP (u.a. 1986) nahe an der isostatischen Nulllinie (vgl. auch KÖSTER 1961). Da andererseits die isostatischen Bewegungen beiderseits der Schwelle über den gesamten Zeitraum des Spät- und Postglazials mit dem gegenwärtigen Kenntnisstand kaum zu quantifizieren sind, wurde hier auf eine nähere Erörterung verzichtet.

6. Zusammenfassung und Ausblick

Ausgehend von den oben dargestellten Ergebnissen lassen sich zusammenfassend die folgenden wesentlichen Schlußfolgerungen ziehen:

- Erstmals konnte die Tiefenlage des obersten Geschiebemergels nicht nur für das Arkonabecken und die Mecklenburger Bucht sondern auch für die dazwischen befindliche Darßer Schwelle auskartiert werden. Die Bedeutung dieser Kenntnis ergibt sich aus der Tatsache, daß das Relief des obersten Geschiebemergels eine entscheidende Rolle für die nachfolgenden Sedimentationsprozesse spielt.

- Im Bereich der Falster-Rügen-Platte lagert der oberste Geschiebemergel ähnlich tief wie im benachbarten Arkonabecken. Auch in der Mecklenburger Bucht sinkt die Oberfläche des Geschiebemergels in einer Beckenstruktur nordwestlich von Rerik bis auf mindestens -75 m NN ab. In den genannten Beckenstrukturen erreichen die Mächtigkeiten der sie füllenden spät- und postglazialen Sedimente bis zu 50 m.

- Die von LANGE (1984) in der Mecklenburger Bucht gefundenen Hochlagen F₂ bis F₅ konnten in ihrer Position bestätigt werden. Unklar bleibt, ob diese Strukturen Bestandteil der Rosenthaler Rاندlage sind, wie von LANGE (1984) angegeben, da entsprechende Landanschlüsse nicht nachweisbar sind. Möglicherweise handelt es sich um eine Toteisstauchmoräne im Sinne von GRIPP (1942; zitiert bei STEPHAN 1994). Die von LANGE (1984) festgestellte Teilstaffel F₆ findet keine südöstliche Fortsetzung. Der zu ihrer Definition herangezogene hoch lagernde Geschiebemergel südöstlich von Fehmarn wird als Kerbbildung zwischen den in Richtung Fehmarn Belt bzw. Lübecker Bucht vorstoßenden Eisloben interpretiert.

- Der auf der Darßer Schwelle i.e.S. anstehende Geschiebemergel gehört zu der submarin breit ausstreichenden Velgaster Staffel (Staffel "G" im Sinne von RICHTER (1937)).

- Eine nördliche Fortsetzung der Nordrügensch Staffeln, wie bei MÖRNER (1977a) und NEUMANN (1981) vertreten, ist unwahrscheinlich. Allenfalls läßt sich eine geringfügig höhere Lage des Geschiebemergels am Westrand des Arkonabeckens nachweisen, die möglicherweise in Verbindung mit dem Dornbusch auf Hiddensee und Kriegers Flak steht.

- Aufbauend auf einem sequenzstratigraphischen Ansatz bei der Interpretation von seismischen, sedimentologischen und paläontologischen Befunden sowie unter Nutzung zahlreicher konventioneller und AMS ¹⁴C-Datierungen konnten über dem Geschiebemergel 4 seismostratigraphische Einheiten ausgehalten werden, die mit den verschiedenen Entwicklungsstadien der Ostsee korrespondieren.

- Die älteste über dem GM lagernde Einheit (Einheit 2, E2 bzw. W2) besteht aus glaziofluviatilen und glazilimnischen Sedimenten des Spätpleistozäns. In den Beckenbereichen überwiegen dabei tonige

Ablagerungen, die zu den Beckenrändern hin gröber werden. Auf der Falster-Rügen-Platte bilden Sande der Einheit 2 ausgedehnte Deltaschüttungen in Richtung Arkonabecken. Diese (glazio-)fluviatilen Sande verfüllen weitgehend die Mulden in der Geschiebemergeloberfläche, wobei sie Mächtigkeiten von bis zu 40 m erreichen. Die Herkunft der Sande wird unter Berufung auf BRINKMANN (1958) aus dem Mecklenburgischen Grenztal bzw. aus dem Warnowtal hergeleitet.

- Die spätglazialen Sande auf der Falster-Rügen-Platte bilden eine bis -23 m aufragende Schwelle, die für die gesamte weitere Entwicklung dieses Gebietes von entscheidender Bedeutung ist. Einen Versuch der Rekonstruktion der Wasserspiegelschwankungen im Spätpleistozän und frühen Holozän beinhaltet Abb. 89. Hieraus geht deutlich die über einen langen Zeitraum voneinander abgekoppelte Entwicklung beiderseits dieser Schwelle hervor.

- Eine spätpleistozäne Wasserspiegelschwankung zeigt sich in einer Diskordanz in den entsprechenden Sedimenten der Mecklenburger Bucht sowie anhand der Beckenkomponente eines "Forced regressive wedge systems tracts" im Arkonabecken

- Die nächstjüngere seismostratigraphische Einheit (E3, W3, 3) repräsentiert das jüngste pleistozäne Entwicklungsstadium vor dem Abfluß des Baltischen Eisstausees. In den Becken besteht sie aus relativ mächtigen Tonen, die zum Rand hin in Schluffe und sandige Bildungen übergehen. Die gröberkörnigen Sedimente enthalten oft datierbares pflanzliches Material. Gegen Ende dieser Etappe führt die letztmalige Transgression des Baltischen Eisstausees zu Wasserständen bis um -20 m NN. Damit konnte die auf der Falster-Rügen-Platte befindliche Schwelle erstmals überschritten werden, was zu einer Verbindung zwischen Arkonabecken und Mecklenburger Bucht führte.

- Die finale Absenkung des Baltischen Eisstausees bewirkte erneut die Isolierung eines lokalen Sees in der Mecklenburger Bucht vom Arkonabecken, das seinerseits weiterhin mit dem Bornholmbecken verbunden war. Der lokale Wasserspiegel in der Mecklenburger Bucht dürfte dabei um -23 m NN gelegen haben, während er im Arkonabecken tiefer als -35 m NN anzusetzen ist. Denkbar ist, daß der hieraus resultierende Gradient zur Bildung des Kadetrinnensystems und der flacheren Rinnen auf der Falster-Rügen-Platte Anlaß gab.

- Die frühholozäne Entwicklung bildet sich in den Sedimenten der Einheiten E4, W4 bzw. 4 ab. Diese sind von ihren Lithotypen her sehr unterschiedlich und meist nicht sehr mächtig. Sie deuten auf eine schnelle transgressive Entwicklung bis zu einem Wasserstand von ca. -18 m NN hin, die mit dem Höchststand des Ancylussees korrespondiert. Damit wurde erneut kurzzeitig eine Verbindung zwischen Arkonabecken und Mecklenburger Bucht möglich. Die darauf folgende Regression hatte einen Betrag von etwa 10 m. Allerdings gab es bereits beim Wasserstand von tiefer als -23 m NN keine Verbindung mehr von der Mecklenburger Bucht zum Arkonabecken. Der u.a. von BJÖRCK (1995) für den Bereich der Darßer Schwelle prognostizierte Dana River konnte im erwarteten Tiefenniveau nicht nachgewiesen werden. Demzufolge muß die zur Aufrechterhaltung eines konstanten Ancylussee-Wasserspiegels notwendige Verbindung zum Kattegat an anderer Stelle als über die Darßer Schwelle gesucht werden.

- Der Übergang von Süßwasser- zu marinen Bedingungen dauerte in der Mecklenburger Bucht etwa 1.000 Jahre lang. Während dieser Zeit werden limnische Bedingungen durch eine entsprechende Makroflora dokumentiert. Episodische marine Ingressionen führten zur Einwanderung brackischer Diatomeen. Sedimente mit dieser Mastogloia-Mikroflora erreichen lokal Mächtigkeiten von mehreren Metern. Vollmarine Bedingungen lassen sich frühestens ab etwa 7.200 a BP nachweisen. Gegenüber

den bisher publizierten Kurven zum Verlauf des holozänen Wasserspiegelanstiegs bedeutet dies einen wesentlich steileren Anstieg im Zeitraum zwischen 7.500 und 7.000 a BP.

- Die Mächtigkeit der postborealen Sedimente ist in den Schlickgebieten der Mecklenburger Bucht und des Arkonabeckens am größten. Die dazwischen befindliche Darßer Schwelle weist demgegenüber nur lückenhaft verbreitete und relativ geringmächtige marine Sande auf. Gleiches gilt generell für Seegebiete mit einer Wassertiefe von weniger als 20 m.

- Weiterführende Arbeiten sollten sich regional auf die Ostseeausgänge, die Pommersche Bucht und die mittelschwedische Region konzentrieren. Speziell für das Gebiet am Ausgang des Großen Belt liegen bisher kaum verwertbare Daten zur spät- und postglazialen Sedimentation vor. Gleiches gilt für die Pommersche Bucht. Das vorliegende Material aus dem mittelschwedischen Gebiet und dem Öresund sollte unter Berücksichtigung des offenbar nicht verifizierbaren Konzepts von einem den Ancylussee entwässernden Dana River einer erneuten kritischen Bewertung unterzogen werden.

Der Verlauf der marinen Transgression im Arkonabecken ist in seinen Details noch weitgehend ungeklärt. Flächenhafte Untersuchungen des Transgressionskontaktes könnten zur Lösung dieser Frage beitragen. Dabei wäre auch das Durchteufen der mächtigen postlitorinazeitlichen Sedimente im zentralen Arkonabecken wünschenswert.

Der unbefriedigende Kenntnisstand bezüglich der Rolle von isostatischen Prozessen läßt sich m.E. nur langfristig auf der Basis vieler lokaler Untersuchungen zum Verlauf von Wasserspiegelschwankungen klären. Die hier vorgestellten Daten können dabei einen Beitrag aus dem heute submarinen Bereich des westlichen Ostseeraumes leisten.

7. Literatur

- ABELMANN, A., 1985: Palökologische und ökostratigraphische Untersuchungen von Diatomeenassoziationen an holozänen Sedimenten der zentralen Ostsee. - Berichte - Reports, Geologisch - Paläontologisches Institut der Universität Kiel **9**, 200 S.
- ABELMANN, A. , 1992: Diatom ecostratigraphy of the Holocene in the central Baltic Sea. In: LEMKE, W., LANGE, D., ENDLER, R. (eds.): Proceedings of the Second Marine Geological Conference - The Baltic, Meereswissenschaftliche Berichte, Institut für Ostseeforschung Warnemünde **4**, 10.
- ACKROYD, N., LORIMER, R., 1990: Global Navigation - A GPS User's Guide. Lloyd's of London Press Ltd., 202 S.
- AGRELL, H., 1979: The Quaternary history of the Baltic. Sweden. In: GUDELIS, V., KÖNIGSSON, L.-K. (eds.): The Quaternary History of the Baltic. Acta Universitatis Upsaliensis, Symposia Universitatis Upsaliensis Annum Quingentesimum Celebrantis 1, Uppsala, 219-239.
- ALHONEN, P., 1979: The Quaternary history of the Baltic. Finland. In: GUDELIS, V., KÖNIGSSON, L.-K. (eds.): The Quaternary History of the Baltic. Acta Universitatis Upsaliensis, Symposia Universitatis Upsaliensis Annum Quingentesimum Celebrantis 1, Uppsala, 101-113.
- ANDERSON, S., 1963: Pollen Analysis of the Quaternary Marine Deposits at Tornskov in South Jutland. - Danmarks Geologiske Undersøgelse IV, **4**, 427-437.
- ANDERSON, S., 1965: Interglacialer og interstadialer i Danmarks kvartär.- Meddelelser fra Dansk Geologisk Forening **15**, 486-506.
- BENNIKE, O., JENSEN, J.B., 1995: Near-shore Baltic Ice Lake deposits in Fakse Bugt, southeast Denmark. - Boreas **24**, 185-195.
- BENNIKE, O., LEMKE, W., JENSEN, J.B., 1998: Fauna and flora in submarine lake marl deposits from the southwestern Baltic Sea. - The Holocene **8**, (im Druck).
- BENNIKE, O., JENSEN, J.B., LEMKE, W., im Druck: Macrofossil and geochronological studies of submarine deposits from the southwestern Baltic. - Sveriges Geologiska Undersökning, Ser. Ca.
- BERGSTEN, H., NORDBERG, K., 1992: Late Weichselian marine stratigraphy of the southern Kattegat, Scandinavia: evidence for drainage of the Baltic Ice Lake between 12,700 and 10,300 years BP. - Boreas **21**, 223-252.
- BEUTLER, G., SCHÜLER, F., 1981: Zur Bedeutung rhenotyper Bruchstrukturen in der westlichen Ostsee während des älteren Mesozoikums.- Zeitschrift für geologische Wissenschaften **9**, 1139-1147.

- BJÖRCK, S., 1979: Late Weichselian stratigraphy of Blekinge, SE Sweden, and water level changes in the Baltic Ice Lake. - University of Lund, Department of Quaternary Geology, Thesis, 248 S.
- BJÖRCK, S., 1986: Comment on The Ancylus sea. - Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar **108**, 383-385.
- BJÖRCK, S., 1987: An answer to the Ancylus enigma? - Presentation of a working hypothesis.- Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar **109**, 171-176.
- BJÖRCK, S., 1995: A review of the history of the Baltic Sea, 13.0 - 8.0 ka BP. - Quaternary International **27**, 19-40.
- BJÖRCK, S., DIGERFELDT, G., 1991: Allerød-Younger Dryas sea level changes in southwestern Sweden and their relation to the Baltic Ice Lake development. - Boreas **20**, 115-133.
- BRINKMANN, R., 1958: Zur Entstehung der Nordöstlichen Heide Mecklenburgs. - Geologie **7**, 751-756.
- BROGMUS, W., 1952: Eine Revision des Wasserhaushaltes der Ostsee. - Kieler Meeresforschungen **8**, 15-42.
- BROSIN, H.-J., 1995: Zur Geschichte der Meeresforschung in der DDR. - Meereswissenschaftliche Berichte, Institut für Ostseeforschung Warnemünde **17**, 212 S.
- BÜLOW, W.v., 1967: Zur Quartärbasis in Mecklenburg. - Berichte der Deutschen Gesellschaft für Geologische Wissenschaften, Reihe A **12**, 405-413.
- DAVIS, J.C., HARFF, J., LEMKE, W., OLEA, R.A., TAUBER, F., BOHLING, G., 1996: Analysis of Baltic sedimentary facies by regionalized classification. - Geowissenschaften **14**, 2, 67-72.
- DEECKE, W., 1907: Geologie von Pommern. – Berlin: Gebr. Borntraeger, 302 S.
- DUPHORN, K., 1979: The ancient shorelines and the development of the Baltic coastal regions in Late Pleistocene and Holocene times: The German Federal Republic. In: GUDELIS, V., KÖNIGSSON, L.-K. (eds.): The Quaternary History of the Baltic. Acta Universitatis Upsaliensis, Symposia Universitatis Upsaliensis Annum Quingentesimum Celebrantis 1, Uppsala, 195-206.
- DUPHORN, K., KÖGLER, F. and STAY, B., 1979: Late-glacial varved clays in the Bornholm Basin and Hanö Bay. - Boreas **8**, 137-140.
- DUPHORN, K., KLIEWE, H., NIEDERMEYER, R.-O., JANKE, W., WERNER, F., 1995: Die deutsche Ostseeküste. Sammlung Geologischer Führer **88**, Berlin, Stuttgart: Gebr. Borntraeger, 281 S.

- EHLERS, J., 1994: Allgemeine und Historische Quartärgeologie. Stuttgart: Enke-Verlag, 358 S.
- EIERMANN, J., 1984: Ein zeitliches, räumliches und genetisches Modell zur Erklärung der Sedimente und Reliefformen im Pleistozän gletscherbedeckter Tieflandsedimente - ein Beitrag zur Methodik der mittelmaßstäblichen naturräumlichen Gliederung. In: RICHTER, H., AURADA, K. (Hrsg.): Umweltforschung. Zur Analyse und Diagenese der Landschaft. Gotha: Haack, 169-183.
- ELLENBERG, J., 1988: Rezente vertikale Erdkrustenbewegungen als geologischer Prozeß. Unveröffentlichte Dissertation (B), Akademie der Wissenschaften der DDR, 141 S.
- ENDLER, R., 1989: Akustische Eigenschaften des seebodennahen Schlicks im Arkonabecken. Unveröffentlichte Dissertation, Institut für Meereskunde Warnemünde, 114 S.
- ENGMANN, K.F., 1939: Altalluviale Moostorflager im Küstengebiet der südlichen Ostsee. - Sitzungsberichte und Abhandlungen der Naturforschenden Gesellschaft Rostock, III **7**, 89-109.
- ERONEN, M., 1974: The history of the Litorina Sea and associated Holocene events.- Societas Scientiarum Fennicae. Commentationes Physico-Mathematicae **44**, 79-195.
- ERONEN, M., 1983: Late Weichselian and Holocene shore displacement in Finland. In: SMITH, D.E., DAWSON, A.G. (eds.): Shorelines and Isostasy, Institute of British Geographers, Special Publication **16**, 183-207.
- ERONEN, M., 1988: A scrutiny of the Late Quaternary history of the Baltic Sea. - Geological Survey of Finland, Special Paper **6**, 11-18.
- ERONEN, M., HAILA, H., 1982: Shoreline displacement near Helsinki, southern Finland during the Ancylus Lake stage. - Annales Academiae Scientiarum Fennicae, A III **134**, 111-138.
- ERONEN, M., RISTANIEMI, O., LANGE, D., 1990: Analysis of a sediment core from the Mecklenburg Bay, with a discussion on the early Holocene history of the southern Baltic Sea. - Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar **112**, 1-8.
- FLODÉN, T., BJERKEUS, M., ENDLER, R., LEMKE, W., 1996: The upper Cretaceous sedimentary bedrock of the Darss Sill area, south Baltic Sea.- Unveröffentlichtes Manuskript, 16 S.
- FREDÉN, C., 1967: A historical review of the Ancylus Lake and the Svea River. - Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar **89**, 239-267.
- FREDERICIA, J., KNUDSEN, K.L., 1990: Geological framework in the Skagen area. - Danmarks Geologiske Undersøgelse, reprint **57**, 647-659.

- FREDSKILD, B., 1975: A late-glacial and early post-glacial pollen-concentration diagram from Langeland, Denmark. - *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar* **97**, 151-161.
- FRENZEL, P., 1991: Die Ostrakodenfauna der tieferen Teile der Ostsee-Boddengewässer Vorpommerns. - *Meyniana* **43**, 151-175.
- FRENZEL, P., 1993: Die Ostrakoden und Foraminiferen des pleistozänen Cyprinentons der Insel Rügen, NE-Deutschland/Ostsee. - *Meyniana* **45**, 65-85.
- FÜCHTBAUER, H., 1959: Zur Nomenklatur der Sedimentgesteine. - *Erdöl u. Kohle* **12**, 605-613.
- GEINITZ, E., 1913: Die Rostocker Heide, kein Staubecken, sondern ein Sandur. - *Archiv der Freunde der Naturgeschichte in Mecklenburg* **67**, 205-206.
- GEINITZ, E., WEBER, C.A., 1904: Über ein Moostorflager der postglazialen Föhrenzeit am Seestrande der Rostocker Heide. - *Archiv der Freunde der Naturgeschichte in Mecklenburg* **58**, 1-15.
- GLÜCKERT, G., 1995: The Baltic Ice Lake in South Finland and its outlets. - *Quaternary International* **27**, 47-51.
- GRAMSCH, B., 1978: Die Lietzow-Kultur Rügens und ihre Beziehungen zur Ostsee Geschichte. - *Petermanns Geographische Mitteilungen* **123**, 155-164.
- GRIPP, K., 1947: Jasmund und Moen, eine glazimorphologische Untersuchung. - *Erdkunde* **1**, 175-182.
- GRIPP, K., 1964: *Erdgeschichte von Schleswig-Holstein*. – Neumünster: Wachholtz, 411 S.
- GROBA, E., 1957: Neue geologische Ergebnisse vom Fischland-Darß und Zingst (Bohrungen 1954/55). - *Geologie* **6**, 664-673.
- GROMOLL, L., 1987: Sediment-Assoziationen in der südwestlichen Ostsee. - *Zeitschrift für geologische Wissenschaften* **15**, 355-371.
- GROMOLL, L., 1988: Beiträge zum geologischen Bau und zur Genese von Kiessandlagerstätten in der südwestlichen Ostsee. Unveröffentlichte Dissertation, Ernst-Moritz-Arndt-Universität Greifswald, 119 S.
- GROMOLL, L., 1992: Korngrößenuntersuchungen an Sedimenten der südwestlichen Ostsee - Methodik, Probleme und Ergebnisse einer genetischen Interpretation. - *Zeitschrift für geologische Wissenschaften* **20**, 411-432.
- GROMOLL, L., 1994: Fossile Küstenlinien als Wasserstandsmarken in der südlichen Ostsee - Effekte von Isostasie, Eustasie und Neotektonik. - *Zeitschrift für geologische Wissenschaften* **22**, 287-304.

- GROMOLL, L., STÖRR, M., 1989: Zur Geologie und Genese der Kiessandlagerstätten der südwestlichen Ostsee. - Zeitschrift für angewandte Geologie **35**, 314-322.
- GRÖNLUND, T., 1991: The diatom stratigraphy of the Eemian Baltic Sea on the basis of sediment discoveries in Ostrobothnia, Finland. Geological Survey of Finland, Report of Investigation **102**, 26 S.
- GUDELIS, V., 1979: The Quaternary history of the Baltic. Lithuania. In: GUDELIS, V., KÖNIGSSON, L.-K. (eds.): The Quaternary History of the Baltic. Acta Universitatis Upsaliensis, Symposia Universitatis Upsaliensis Annum Quingentesimum Celebrantis 1, Uppsala, 159-174.
- GURWELL, B. et al., 1986: Untersuchungen signifikanter Parameter des Hohen Ufers (Fischland) und Interpretation seiner Lithodynamik sowie Ableitung effektiver Sicherungsmaßnahmen. Unveröffentlichter Bericht, Wasserwirtschaftsdirektion Küste, Abt. Küstenforschung, 103 S.
- HART, B.S., LONG, B.F., 1996: Forced regressions and lowstand deltas: Holocene Canadian examples. - Journal of Sedimentary Research **66**, 820-829.
- HAUF, M., 1990: Die Abhängigkeit der Korngrößenverteilung in Schlickten der westlichen Ostsee von Probenvorbereitung und Meßmethodik. Unveröffentlichte Diplomarbeit, Ernst-Moritz-Arndt-Universität Greifswald, 75 S.
- HEERDT, S., 1963: Strukturuntersuchungen am Pleistozän zwischen der Wismarbucht und der unteren Warnow und ihre Deutung. Ein Beitrag zur Frage endogener oder glazigener Tektonik in der Kühlung (N-Mecklenburg). Unveröffentlichte Dissertation, Universität Rostock.
- HEERDT, S., 1965: Zur Stratigraphie des Jungpleistozäns im mittleren N-Mecklenburg. - Geologie **14**, 589-609.
- HEERDT, S., 1966: Struktur und Entstehung der Stauchmoräne Kühlung. - Geologie **15**, 1169-1213.
- HESEMANN, J., 1932: Zur Geschiebeführung und Geologie des Odergletschers. 1. Äußere, Rosenthaler und Velgaster Rاندlage. - Jahrbuch der preußischen geologischen Landesanstalt **53**, 70-84.
- HERRIG, E., SCHNICK, H., 1994: Stratigraphie und Sedimentologie der Kreide und des Pleistozäns auf Rügen. - Greifswalder Geowissenschaftliche Beiträge, Reihe A, Band 1, 7-55.
- HINZ, K., KÖGLER, F.-C., RICHTER, I., SEIBOLD, E., 1969/1971: Reflexionsseismische Untersuchungen mit einer pneumatischen Schallquelle und einem Sedimentecholot in der westlichen Ostsee. - Meyniana **19**, 91-102 / **21**, 17-24.

- HOTH, K., RUSBÜLT, J., ZAGORA, K., BEER, H., HARTMANN, O., 1993: Die tiefen Bohrungen im Zentralabschnitt der Mitteleuropäischen Senke - Dokumentation für den Zeitabschnitt 1962-1990. - Schriftenreihe für Geowissenschaften **2**, 145 S.
- HUCKRIEDE, H., CLASEN, S., MEISCHNER, D., 1995: Vom Ancyclus-See zur heutigen Ostsee: Die Änderungen der Salinität und der Sauerstoff-Versorgung in den Becken der zentralen Ostsee und ihre Ursachen. - Nachrichten Deutsche Geologische Gesellschaft **54**, 87-88.
- HUCKRIEDE, H., CLASEN, S., MEISCHNER, D., 1996: Hydrographic and climatic changes recorded in Holocene sediments of the central Baltic Sea. - Baltica **9**, 76-91.
- HUNT, D., TUCKER, M.E., 1992: Stranded parasequences and the forced regressive wedge systems tract: deposition during base-level fall. - Sedimentary Geology **81**, 1-9.
- HURTIG, Th., 1954: Die mecklenburgische Boddenlandschaft und ihre entwicklungsgeschichtlichen Probleme. Berlin: Deutscher Verlag der Wissenschaften, 148 S.
- JAGNOW, B., GOSSELCK, F., 1987: Bestimmungsschlüssel für die Gehäuseschnecken und Muscheln der Ostsee. - Mitteilungen aus dem Zoologischen Museum in Berlin **63**, 191-268.
- JANKE, W., 1978: Schema der spät- und postglazialen Entwicklung der Talungen der spätglazialen Haffstauseeabflüsse. - Wissenschaftliche Zeitschrift der Ernst-Moritz-Universität Greifswald, Mathematisch-naturwissenschaftliche Reihe **XXVII**, 1/2, 39-41.
- JENSEN, J.B., 1992: Late Pleistocene and Holocene depositional evolution in the shallow waters near the island of Møn, SE Denmark. Ph.D. Thesis, Geological Survey of Denmark, 160 S.
- JENSEN, J.B., STECHER, O., 1992: Paraglacial barrier-lagoon development in the Late Pleistocene Baltic Ice Lake, southwestern Baltic. - Marine Geology **107**, 81-101.
- JENSEN, J.B., 1995: A Baltic Ice Lake transgression in the southwestern Baltic: evidence from Fakse Bugt, Denmark. - Quaternary International **27**, 59-68.
- KAESTNER, A., 1901: Die nordöstliche Heide Mecklenburgs. - Mitteilungen der Mecklenburger Geologischen Landesanstalt **8**, 1-26.
- KELTS, K., HSÜ, K.J., 1978: Freshwater carbonate sedimentation. In: LERMAN, A. (ed.): Lakes, Chemistry, Geology, Physics. New York: Springer-Verlag, 295-323.
- KESSEL, H., RAUKAS, A., 1979: The Quaternary history of the Baltic. Estonia. In: GUDELIS, V., KÖNIGSSON, L.-K. (eds.): The Quaternary History of the Baltic. Acta Universitatis Upsaliensis, Symposia Universitatis Upsaliensis Annum Quingentesimum Celebrantis 1, Uppsala, 127-146.
- KLIEWE, H., 1975: Spätglaziale Marginalzonen auf der Insel Rügen - Untersuchungsergebnisse und Anwendungsbereiche. - Petermanns Geographische Mitteilungen **119**, 261-269.

- KLIEWE, H., REINHARD, H., 1960: Zur Entwicklung des Ancyclus-Sees. - Petermanns Geographische Mitteilungen **104**, 163-172.
- KLIEWE, H., JANKE, W., 1982: Der holozäne Wasserspiegelanstieg der Ostsee im nordöstlichen Küstengebiet der DDR. - Petermanns Geographische Mitteilungen **126**, 65-74.
- KLIEWE, H., JANKE, W., 1991: Holozäner Küstenausgleich im südlichen Ostseegebiet bei besonderer Berücksichtigung der Boddenausgleichsküste Vorpommerns. - Petermanns Geographische Mitteilungen **135**, 1-14.
- KÖHN, M., 1927: Bemerkungen zur mechanischen Bodenanalyse II. - Zeitschrift für Pflanzenernährung und Düngung, Ausgabe A **10**, 91-99.
- KOLP, O., 1956: Ein Beitrag zur Methodik der Kartierung küstennaher Sandgebiete anhand des eispiels des Seegebietes zwischen Darßer Ort und Hiddensee. - Annalen für Hydrographie **7**, 1-8.
- KOLP, O., 1957: Die Nordöstliche Heide Mecklenburgs. - Abhandlungen der Geographischen Gesellschaft in der DDR **1**, 282 S.
- KOLP, O., 1961: Beitrag zur Entwicklungsgeschichte der Mecklenburger Bucht. - Petermanns Geographische Mitteilungen **105**, 249-254.
- KOLP, O., 1964: Der eustatische Meeresspiegelanstieg im älteren und mittleren Holozän, dargestellt auf Grund der Spiegelschwankungen im Bereich der Beltsee. - Petermanns Geographische Mitteilungen **108**, 54-62.
- KOLP, O., 1965: Paläogeographische Ergebnisse der Kartierung des Meeresgrundes der westlichen Ostsee zwischen Fehmarn und Arkona. - Beiträge zur Meereskunde **12-14**, 19-65.
- KOLP, O., 1966: Die Sedimente der westlichen und südlichen Ostsee und ihre Darstellung. - Beiträge zur Meereskunde **17/18**, 9-60.
- KOLP, O., 1974: Submarine Uferterrassen in der südlichen Ost- und Nordsee als Marken eines stufenweise erfolgten holozänen Meeresspiegelanstiegs. - Baltica **5**, 11-40.
- KOLP, O., 1976 a: Die submarinen Uferterrassen der südlichen Ostsee und Nordsee und ihre Beziehung zum eustatischen Meeresspiegelanstieg. - Beiträge zur Meereskunde **35**, 6-47.
- KOLP, O., 1976 b: Submarine Uferterrassen der südlichen Ost- und Nordsee als Marken des holozänen Meeresanstiegs und der Überflutungsphasen der Ostsee. - Petermanns Geographische Mitteilungen **120**, 1-23.
- KOLP, O., 1977: Die Beziehungen zwischen dem eustatischen Meeresanstieg, submarinen Terrassen und den Entwicklungsphasen der Ostsee im Holozän (Diskussion einer eustatischen Kurve). - Zeitschrift für Geologische Wissenschaften **5**, 853-870.

- KOLP, O., 1979: Eustatische und isostatische Veränderungen des südlichen Ostseeraumes im Holozän. - *Petermanns Geographische Mitteilungen* **123**, 177-186.
- KOLP, O., 1981: Die Bedeutung der isostatischen Kippbewegung für die Entwicklung der südlichen Ostseeküste. - *Zeitschrift für Geologische Wissenschaften* **9**, 7-22.
- KOLP, O., 1983: Die schrittweise Verlagerung der Odermündung von der Bornholmmulde bis in die Oderbucht infolge holozäner Wasserstandsänderungen im südlichen Ostseeraum. - *Petermanns Geographische Mitteilungen* **127**, 73-87.
- KOLP, O., 1986: Entwicklungsphasen des Ancylus-Sees. - *Petermanns Geographische Mitteilungen* **130**, 79-94.
- KOLP, O., 1990: The Ancylus Lake phase of the Post-Glacial evolution of the Baltic Sea. - *Quaestiones Geographicae* **13/14**, 69-86.
- KÖNIGSSON, L.-K., 1979: The Quaternary history of the Baltic - The development of the Baltic during the Pleistocene. In: GUDELIS, V. and KÖNIGSSON, L.-K. (eds.): *The Quaternary History of the Baltic. Acta Universitatis Upsaliensis, Symposia Universitatis Upsaliensis Annum Quingentesimum Celebrantis 1*, Uppsala, 87-97.
- KORICH, D., KRAMER, W., 1994: Permosilesische Magmatite im Untergrund von Rügen und der östlich angrenzenden Ostsee. - *Zeitschrift für Geologische Wissenschaften* **22**, 249-256.
- KÖSTER, R., 1961: Junge eustatische und tektonische Vorgänge im Küstenraum der südwestlichen Ostsee. - *Meyniana* **11**, 23-81.
- KRAUSS, M., 1994: The tectonic structure below the southern Baltic Sea and its evolution. - *Zeitschrift für Geologische Wissenschaften* **22**, 19-32.
- KRAUSS, M., MÖBUS, G., 1981: Korrelation zwischen Tektonik des Untergrundes und den geomorphologischen Verhältnissen im Bereich der Ostsee. - *Zeitschrift für Geologische Wissenschaften* **9**, 255-267.
- KROG, H., 1979: The ancient shorelines and the development of the Baltic coastal regions in Late Pleistocene and Holocene times: Denmark. In: GUDELIS, V. and KÖNIGSSON, L.-K. (eds.): *The Quaternary History of the Baltic. Acta Universitatis Upsaliensis, Symposia Universitatis Upsaliensis Annum Quingentesimum Celebrantis 1*, Uppsala, 207-217.
- KUIJPERS, A., 1985: Current-induced bedforms in the Danish Straits between Kattegat and Baltic Sea. - *Meyniana* **37**, 97-127.
- LAGERLUND, E., 1987: An alternative Weichselian glaciation model, with special reference to the glacial history of Skåne, South Sweden. - *Boreas* **16**, 433-459.

- LAGERLUND, E., MALMBERG-PERSSON, K., KRZYSKOWSKI, D., JOHANSSON, P., DOBRACKA, E., DOBRACKI, R., PANZIG, W.-A., 1995: Unexpected ice flow directions during the Late Weichselian deglaciation of the South Baltic area indicated by new lithostratigraphy in NW Poland and NE Germany. - *Quaternary International* **28**, 127-144.
- LAMBERT, D.N., WALTER, D.J., HAWKINS, J.A., 1995: Delineation of shallow, subbottom gas concentrations using a narrow beam, high frequency system. In: Proceedings of the workshop: Modelling Methane-Rich Sediments of Eckernförde Bay, Eckernförde, 26. – 30. 6. 1995, FWG-Report **22**, 39-43.
- LANGE, D., 1984: Geologische Untersuchungen an spätglazialen und holozänen Sedimenten der Lübecker und Mecklenburger Bucht. Unveröffentlichte Dissertation (B), Institut für Meereskunde Warnemünde, 166 S.
- LANGE, D., WULFF, B., 1980: Diatomeenuntersuchungen am Stechrohrkern AB 3 vom Westrand des Arkona-Beckens. - *Beiträge zur Meereskunde* **44/45**, 75-88.
- LANGE, W., 1975: Zu den Ursachen langperiodischer Strömungsänderungen im Fehmarn Belt. - *Kieler Meeresforschungen* **31**, 65-81.
- LASS, H.U., SCHWABE, R., MATTHÄUS, W., FRANCKE, E., 1987: On the dynamics of water exchange between Baltic and North Sea. - *Beiträge zur Meereskunde* **56**, 27-49.
- LEMKE, W., 1992: Zur Korngrößenverteilung psammitischer Sedimente im Bereich der Darßer Schwelle. - *Zeitschrift für geologische Wissenschaften* **20**, 483-492.
- LEMKE, W., 1993: Spätglaziale und holozäne Sedimentation im Seegebiet der Darßer Schwelle (westliche Ostsee). Abschlußbericht zum BMFT-Forschungsvorhaben O3G0503A, 59 S.
- LEMKE, W., 1994: Spät- und postglaziale Sedimente der westlichen Ostsee. - *Zeitschrift für geologische Wissenschaften* **22**, 275-286.
- LEMKE, W., KUIJPERS, A., HOFFMANN, G., MILKERT, D., ATZLER, R., 1994: The Darss Sill, hydrographic threshold in the southwestern Baltic: Late Quaternary geology and recent sediment dynamics. - *Continental Shelf Research* **14**, 847- 870.
- LEMKE, W., KUIJPERS, A., 1995 a: Late Pleistocene and early Holocene paleogeography of the Darss Sill area (southwestern Baltic). - *Quaternary International* **27**, 73-81.
- LEMKE, W., KUIJPERS, A., 1995 b: Early Holocene paleogeography of the Darss Sill (southwestern Baltic).- *Prace Panstwowego Instytutu Geologicznego* **CXLIX**, Warszawa, 109-116.
- LEMKE, W., ENDLER, R., TAUBER, F., JENSEN, J.B., BENNIKE, O., subm.: Late- and postglacial sedimentation in the Tromper Wiek (northeast Rügen, western Baltic). – *Meyniana* **50**.

- LETH, J., 1992: Marine-Geological investigations in the Kriegers Flak area. In: LEMKE, W., LANGE, D., ENDLER, R. (eds.): Proceedings of the Second Marine Geological Conference - The Baltic, Meereswissenschaftliche Berichte, Institut für Ostseeforschung Warnemünde **4**, 91-92.
- LIEDTKE, H., 1981: Die nordischen Vereisungen in Mitteleuropa. - Forschungen zur deutschen Landeskunde **204**, 2. erweiterte Auflage, 307 S.
- LUDWIG, A., 1960: Ein wichtiger Faunenfund in warm-interstadialen Staubeckenabsätzen. - Geologie **9**, 575-576.
- LUDWIG, A., 1964a: Stratigraphische Untersuchungen des Pleistozäns der Ostseeküste von der Lübecker Bucht bis Rügen.- Geologie, Beiheft **42**, 143S.
- LUDWIG, A.O., 1964b: Neue Fossilfunde im Spätglazial (Alleröd) der Rostocker Heide. - Archiv der Freunde der Naturgeschichte in Mecklenburg **10**, 59-66.
- LUNDQVIST, J., 1986: Late Weichselian glaciation and deglaciation in Scandinavia. - Quaternary Science Review **5**, 269-292.
- MATTHÄUS, W., FRANCKE, E., LASS, H.U., SCHWABE, R., 1982: Untersuchung der Wasseraustauschprozesse im Bereich der Darßer Schwelle. - Beiträge zur Meereskunde **47**, 31-50.
- MATTHÄUS, W., FRANCK, H., 1992: Characteristics of major Baltic inflows - a statistical analysis.- Continental Shelf Research **12**, 1375-1400.
- MATTHÄUS, W., SCHINKE, H., 1994: Mean atmospheric circulation patterns associated with major Baltic inflows. - Deutsche Hydrographische Zeitschrift **46**, 312-339.
- MEYER, K.-D. (1991): Zur Entstehung der westlichen Ostsee. - Geologisches Jahrbuch **A 127**, 429-446.
- MILKERT, D., 1994: Auswirkungen von Stürmen auf die Schlicksedimente der westlichen Ostsee. - Berichte - Reports, Geologisch-Paläontologisches Institut der Universität Kiel **66**, 153 S.
- MÖRNER, N.A., 1976: Eustatic changes during the last 8.000 years in view of radiocarbon calibration and new information from the Kattegat region and other Northwestern European coastal areas. - Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology **19**, 63-85.
- MÖRNER, N.A., 1977a: Late Weichselian deglaciation of the Baltic. - Baltica **6**, 33-51.
- MÖRNER, N.A., 1977b: Past and present uplift in Sweden: glacial-isostasy, tectonism and bedrock influence. - Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar **99**, 48-54.

- MÖRNER, N.-A., 1995: The Baltic Ice Lake - Yoldia Sea transition. - *Quaternary International* **27**, 95-98.
- MÜLLER, U., 1995: Eem-Interglazial und Weichsel-Hochglazial. In: BENDA, L. (Hrsg.): *Das Quartär Deutschlands*. Berlin, Stuttgart: Gebrüder Borntraeger, 102-107.
- MÜLLER, U., RÜHBERG, N., SCHULZ, W., 1994: Die quartäre Schichtenfolge. - Erläuterungen zur Geologischen Karte von Mecklenburg-Vorpommern, 1 : 500 000, Geologisches Landesamt Schwerin.
- MÜLLER, U., RÜHBERG, N., 1995: Marines Eem-Interglazial und Weichsel-Komplex in Mecklenburg-Vorpommern. - *Nachrichten Deutsche Geologische Gesellschaft* **54**, 135-136.
- NEUMANN, G., 1965: Stapelgefüge im Raum zwischen Südost-Rügen und der Insel Ruden. - *Beiträge zur Meereskunde* **12-14**, 129-142.
- NEUMANN, G., 1981: Lagerungsverhältnisse spät- und postglazialer Sedimente im Arkona-Becken. Unveröffentlichte Dissertation, Institut für Meereskunde Warnemünde, 164 S.
- OTTO, Th., 1913: Der Darß und Zingst: Ein Beitrag zur Entwicklungsgeschichte der vorpommerschen Küste. - 13. Jahresbericht der Geographischen Gesellschaft zu Greifswald 1911-1912, 237-485.
- PAABO, K., 1985: Diatomological studies of two cores from the Western Baltic. In: BORG, G. Ch.: Palaeoecology reflected in physical and chemical properties of three Baltic cores. *Striae* **23**, 83-90.
- PANZIG, W.-A., 1995: Zum Pleistozän Nordost-Rügens. In: *Geologie des südlichen Ostseeraumes - Umwelt und Untergrund*. 147. Hauptversammlung der Deutschen Geologischen Gesellschaft, Exkursionsführer, 177-200.
- PASSE, T., 1986: The Ancylus sea. - *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar* **107**, 271-273.
- PERINI, L., MISSIAEN, T., ORI, G.G., de BATIST, M., 1996: Seismic stratigraphy of Late Quaternary glacial to marine sediments offshore Bornholm, southern Baltic Sea. - *Sedimentary Geology* **102**, 3-21.
- PIETSCH, M., 1991: Lithologische Untersuchungen im Steilküstenprofil des Hohen Ufers auf dem Fischland. Unveröffentlichte Diplomarbeit, Universität Greifswald, Geologisch-Paläontologisches Institut, 80 S.
- PISKE, J., NEUMANN, E., 1990: Zur Ausbildung der Ablagerungen des Altpaläozoikums im Gebiet der südwestlichen Ostsee. - *Zeitschrift für angewandte Geologie* **36**, 342-346.

- PISKE, J., RASCH, H.-J., NEUMANN, E., ZAGORA, K., 1994: Geologischer Bau und Entwicklung des Präperms der Insel Rügen und des angrenzenden Seegebietes.- Zeitschrift für Geologische Wissenschaften **22**, 211-226.
- POSAMENTIER, H.W., JERVEY, M.T., VAIL, P.R., 1988: Eustatic controls on clastic deposition. I-conceptual framework. In: WILGUS, C.K., HASTINGS, B.S., KENDALL, C.G.St.C., POSAMENTIER, H.W., ROSS, C.A., van WAGONER, J. (eds.): Sea-level changes: An integrated approach, Soc. Econ. Paleontol. Mineral., Spec. Publ. **42**, 109-124.
- POSAMENTIER, H.W., ALLEN, G.P., JAMES, D.P., 1992: High resolution sequence stratigraphy - the east Coulee delta, Alberta. - Journal of Sedimentary Petrology **62**, 310-317.
- POSAMENTIER, H.W., JAMES, D.P., 1993: An overview of sequence-stratigraphic concepts: uses and abuses. - Special Publication of the International Association of Sedimentologists **18**, 3-18.
- von POST, L., 1929: Svea, Göta och Dana älvar. - Ymer **49**, 1-33.
- PRATJE, O., 1944: Atlas der Bodenbeschaffenheit des Meeres, südliche Ostsee. - Deutsche Seewarte.
- RAUKAS, A., 1990: On the late Pleistocene and Early Holocene history of the Baltic Sea. - Wiss. Zeitschrift E.-M.-Arndt-Universität Greifswald, Math.-nat.R. **39**, 3-7.
- RAUKAS, A., 1991: Transgressions of the Baltic Sea and the peculiarities of the formation of transgressive coastal deposits. - Quaternaire **2**, 126-130.
- RAUKAS, A., 1995: Evolution of the Yoldia Sea in the eastern Baltic. - Quaternary International **27**, 99-102.
- REMPEL, H., 1992: Erdölgeologische Bewertung der Arbeiten der Gemeinsamen Organisation "Petrobaltic" im deutschen Schelfbereich. - Geologisches Jahrbuch, Reihe D **99**, 3-32.
- RICHTER, G., 1968: Fernwirkungen der litorinen Ostseetransgression auf tiefliegende Becken und Flusstäler. - Eiszeitalter und Gegenwart **19**, 48-72.
- RICHTER, K., 1937: Die Eiszeit in Norddeutschland. - Deutscher Boden **4**, 176 S.
- RISTANIEMI, O., GLÜCKERT, G., 1987: The Ancylus transgression in the area of Espoo - The First Salpausselkä, southern Finland. - Bulletin Geological Society of Finland **59**, 45-69.
- RÜHBERG, N., 1969: Die Geologie der pleistozänen Schichtenfolge am Westkliff von Poel. - Geologie **18**, 626-637.

- RÜHBERG, N., 1978: Bericht über geschiebestatistische Untersuchungen an Geschiebemergelproben aus dem Ostseegrund. Unveröffentlichter Bericht, Zentrales Geologisches Institut, Berlin/Schwerin, 7 S.
- RÜHBERG, N., 1987: Die Grundmoräne des jüngsten Weichselvorstoßes im Gebiet der DDR. - Zeitschrift für geologische Wissenschaften **15**, 759-767.
- RÜHBERG, N., SCHULZ, W., v. BÜLOW, W., MÜLLER, U., KRIENKE, H.-D., BREMER, F., DANN, T., 1995: Mecklenburg-Vorpommern. In: BENDA, L. (Hrsg.): Das Quartär Deutschlands.- Berlin, Stuttgart: Gebrüder Bornträger, 95-115.
- SCHULZ, H. (1961): Entstehung und Werdegang der Nordöstlichen Heide Mecklenburgs. Unveröffentlichte Dissertation, Universität Rostock, 136 S.
- SCHULZ, W., 1967: Abriß der Quartärstratigraphie Mecklenburgs. - Archiv der Freunde der Naturgeschichte in Mecklenburg **13**, 99-119.
- SEIFERT, M., GLÖSS, H., DOSS, H., THOMAS, S.A., MEISSNER, R., 1992: Marine seismic studies of geotectonic structures north of Rügen. In: MEISSNER, R. et al. (eds.): The BABEL - Project, First Status Report - Commission Europ. Communities; Direct. - Gen. XII, Science, Research, Development; R&D Progr., Non-Nuclear Energy, Area: Deep Reservoir Geol., Brussels 1992, 147-150.
- SEIFERT, T., KAYSER, B., 1995: A high resolution spherical grid topography of the Baltic Sea.- Meereswissenschaftliche Berichte, Institut für Ostseeforschung Warnemünde **9**, 73-88.
- SHIMMIELD, G. & ODER Project Members, 1995: Project ODER. Interim Report, March 1995. EC Environment Programme, PL 910398, 165 S.
- STEINICH, G., 1992: Die stratigraphische Einordnung der Rügen-Warmzeit. - Zeitschrift für Geologische Wissenschaften **20**, 125-154.
- STEPHAN, H.-J., 1994: Der Jungbaltische Gletschervorstoß in Norddeutschland. - Schriften des Naturwissenschaftlichen Vereins von Schleswig-Holstein **64**, 1-15.
- STRIGGOW, K., TILL, K.-H., 1987: Einhundertjährige Pegelregistrierungen des südwestlichen Ostseeraumes - Indikatoren für die Existenz kippender starrer Platten beiderseits der Tornquist-Teisseyre-Zone wie für die rezente Aktivität dieser Zone. - Zeitschrift für geologische Wissenschaften **15**, 225-241.
- SVENSSON, N.-O., 1989: Late Weichselian and Early Holocene shore displacement in the central Baltic, based on stratigraphical and morphological records from eastern Småland and Gotland, Sweden.- LUNDQUA Thesis **25**, 195 S.
- SVENSSON, N.-O., 1991: Late Weichselian and Early Holocene shore displacement in the central Baltic Sea. - Quaternary International **9**, 7-26.

- TAUBER, F., LEMKE, W., 1995: Map of sediment distribution in the western Baltic Sea (1 : 100,000), sheet "Darß". - Deutsche Hydrographische Zeitschrift **47**, 171-178.
- THIELE, S., 1938: Diluvialstratigraphische Untersuchungen und Geschiebezählungen in der Umgebung von Kiel. - Kieler Beiträge zur Geschiebeforschung; Beiheft zur Z. f. Geschiebeforschung und Flachlandgeologie **1938**, Leipzig, 20-46.
- TRASK, P.D., 1932: Origin and environment of source sediments of petroleum. Houston: Gulf Publ. Co., 321 S.
- USCINOWICZ, S., 1996: Deglacjacja obszaru południowego Bałtyku. - Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego **373**, 179-193.
- VAIL, P.R., MITCHUM, R.M. Jr., TODD, R.G., WIDMIER, J.M., THOMPSON, S. III, SANGREE, J.B., BUBB, J.N., HATLELID, W.G., 1977: Seismic stratigraphy and global changes of sea level. In: CLAYTON, C.E. (ed.): Seismic stratigraphy - Applications to Hydrocarbon Exploration. American Association of Petroleum Geologists Mem. **26**, 49-212.
- van WAGONER, J.C., MITCHUM, R.M. Jr., POSAMENTIER, H.W., VAIL, P.R., 1987: Key definitions of sequence stratigraphy. In: BALLY, A.W. (ed.): Atlas of seismic stratigraphy. American Association of Petroleum Geologists **27**, 11-14.
- van WAGONER, J.C., POSAMENTIER, H.W., MITCHUM, R.M. Jr., VAIL, P.R., SARG, J.F., LOUITT, T.S., HARDENBOL, J., 1988: An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions. In: WILGUS, C.K., HASTINGS, B.S., KENDALL, C.G.St.C., POSAMENTIER, H.W., ROSS, C.A., van WAGONER, J. (eds.): Sea-level changes: an intergrated approach. Society of Economical Paleontologists and Mineralogists, Special Publication **42**, 39-46.
- VEINBERGS, I., 1979: The Quaternary history of the Baltic. Latvia. In: GUDELIS, V., KÖNIGSSON, L.-K. (eds.): The Quaternary History of the Baltic. Acta Universitatis Upsaliensis, Symposia Universitatis Upsaliensis Annum Quingentesimum Celebrantis 1, Uppsala, 147-157.
- WATTENBERG, H., 1941: Über die Grenzen zwischen Nord- und Ostseewasser. - Ann. Hydrogr. Marit. Meteorol. **69**, 265-279.
- WATTENBERG, H., 1949: Entwurf einer natürlichen Einteilung der Ostsee. - Kieler Meeresforschungen **6**, 10-15.
- WEGERDT, L., SEIFERT, M., MAYER, P., 1994: Laufzeitanomalien in CDP-Zeitschnitten als seismisches Abbild seebodennaher Rinnen. - Zeitschrift für Geologische Wissenschaften **22**, 305-306.
- WINN, K., 1974: Present and Postglacial sedimentation in the Great Belt Channel (Western Baltic).- Meyniana **26**, 63-101.

- WINN, K., AVERDIECK, F.-R., WERNER, F., 1982: Spät- und postglaziale Entwicklung der Vejsnaes Gebietes (westliche Ostsee). - *Meyniana* **34**,1-28.
- WINN, K., AVERDIECK, F.-R., ERLLENKEUSER, H., WERNER, F., 1986: Holocene sea level rise in the Western Baltic and the question of isostatic subsidence. - *Meyniana* **38**, 61-80.
- WINTERHALTER, B., FLODÉN, T., IGNATIUS, H., AXBERG, S., NIEMISTÖ, L., 1981: Geology of the Baltic Sea. In: VOIPIO, A. (ed.): *The Baltic Sea, Elsevier Oceanography Series*, **30** 1-121.
- WITKOWSKI, A., 1994: Recent and fossil diatom flora of the Gulf of Gdansk, Southern Baltic Sea. - *Bibliotheca Diatomologica* **28**, Berlin, Stuttgart: J. Cramer, 313 S.
- WOLDSTEDT, P., DUPHORN, K., 1974: Norddeutschland und angrenzende Gebiete im Eiszeitalter. 3. Aufl., Stuttgart: Koehler, 500 S.
- WYRTKI K., 1954: Die Dynamik der Wasserbewegungen im Fehmarn Belt II. - *Kieler Meeresforschungen* **10**, 162-181.

Danksagung

Für das Zustandekommen dieser Arbeit bin ich sehr vielen Fachkollegen und Mitarbeitern des Institutes für Ostseeforschung sowie den Besatzungen der Forschungsschiffe "A.v. Humboldt", "Professor Albrecht Penck", "Littorina" und "Marie Miljø" zu Dank verpflichtet. Innerhalb des IOW gilt dies besonders für Prof. J. HARFF, der stets großes Interesse am Fortgang dieser Arbeit hatte und die dafür nötigen Rahmenbedingungen gewährleistete. Meinen Kollegen Dr. R. ENDLER, Dr. Th. LEIPE, Dr. F. TAUBER und A. BLIESENER verdanke ich eine Reihe von wichtigen Hinweisen, Hilfestellungen und Korrekturen bei der Entstehung der Arbeit. Die hier vorgestellten Korngrößenanalysen wurden von den Kolleginnen J. CHRISTOFFER, D. BENESCH und R. ROSENBERG vorgenommen. Für die stets verlässliche Unterstützung bei den seeseitigen Arbeiten danke ich den Kollegen G. BENING, A. FRAHM und G. NICKEL. Die Kolleginnen der Bibliothek des IOW A. SCHRÖDER und B. SIEVERT beschafften den Großteil der genutzten Literatur, auch dann, wenn es sich um sehr exotische Zitate handelte.

Besonderen Dank schulde ich Herrn Dr. FIGGE vom Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrographie (BSH) in Hamburg. Er ermöglichte die Verbindung der vorliegenden Untersuchungen mit dem Monitoring-Programm, welches das IOW im Auftrag des BSH durchführt. Darüber hinaus stellte er einen großen Teil der hier ausgewerteten seismischen Aufzeichnungen aus der Mecklenburger Bucht zur Verfügung.

Im ersten Abschnitt der Arbeiten erfolgte eine Förderung durch das BMFT (Projekt O3G0503A). Von entscheidender Bedeutung für den Beginn und den Fortgang der Untersuchungen war die enge Zusammenarbeit mit dem Geologischen Institut der Universität Stockholm, dem Ozeanographischen Institut der Universität Danzig, bzw. ab 1996 dem Institut für Meereswissenschaften der Universität Stettin sowie insbesondere mit dem Geologischen Dienst von Dänemark und Grönland (GEUS). Ohne die Kooperation mit den Kollegen Dr. J.B. JENSEN, Dr. O. BENNIKE, Dr. A. KUIJPERS, Dr. T. FLODÉN, M. BJERKEUS, Dr. P. SÖDERBERG, Prof. A. WITKOWSKI und seinen Mitarbeitern wäre eine Gewinnung und umfassende Interpretation der vorgestellten Daten nicht möglich gewesen.

Ein besonderer Dank gilt Herrn Prof. D. LANGE, der die Rohfassung des Manuskriptes einer kritischen Durchsicht unterzog und eine Reihe von wichtigen Hinweisen zu seiner Verbesserung gab.

Der Unterstützung der Herren Prof. GEYH und Dr. STREIF (Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung) verdanke ich eine Anzahl von ^{14}C -Altersbestimmungen, die Eingang in diese Arbeit gefunden haben.

Wichtige Hinweise bekam ich darüber hinaus bei fachlichen Diskussionen mit den Kollegen Prof. HERRIG, Dr. NIEDERMEYER, Dr. SCHUMACHER, Dr. FRENZEL, M. REICH (Geologisch-Paläontologisches Institut der Universität Greifswald), Prof. KLIEWE, Prof. JANKE, Prof. LAMPE (Geographisches Institut der Universität Greifswald), Dr. RÜHBERG, Dr. W. SCHULZ, Dr. v. BÜLOW (Geologisches Landesamt von Mecklenburg-Vorpommern), Dr. GURWELL (Staatliches Amt für Umwelt und Natur Rostock), Dr. ANDRÉN und P. WESTMAN (Quartärgeologisches Institut der Universität Stockholm) und Dr. B. WINTERHALTER (Geologischer Dienst von Finnland). Allen sei an dieser Stelle herzlich gedankt.

An letzter Stelle in diesem Text, aber sicherlich nicht an Wichtigkeit, möchte ich schließlich meiner Familie für die Geduld und das Verständnis danken, die sie während der vergangenen Jahre aufbrachten, um mir die weit über die normale Arbeitszeit hinausgehende Beschäftigung mit dieser Schrift zu ermöglichen.

Anhang

Species	bevorzugtes Milieu*
<i>Bithynia tentaculata</i> L.	pflanzenreiche, kleinere und ruhige Gewässer des Tieflandes, paläarktisch
<i>Valvata piscinalis</i> O.F. MÜLLER	stehende und langsam fließende Gewässer
<i>Succinea spec.</i>	Ufer von Seen, Sümpfen und Gräben, nicht selten auch auf Wasserpflanzen
<i>Valvata cristata</i> O.F. MÜLLER	Sümpfe und Tümpel
<i>Radix ovata</i> DRAPARNAUD	überwiegend im (Süß-)wasser, zumindest in Wassernähe
<i>Planorbis planorbis</i> L.	stehende und langsam fließende klare Gewässer

Tab. 2: Fauna im borealen Kalkschluff

Die Bestimmungen erfolgten durch Michael Zettler (Universität Rostock, Biologisches Institut);

* die Hinweise auf den Lebensraum der einzelnen Formen nach Jaeckel, S.H.(1983): Mollusca - Weichtiere.- In: Stresemann, E. (ed.): Exkursionsfauna - Wirbellose I, Volk und Wissen, Berlin, S. 102-229.

Tab. 3: Im Rahmen der vorgestellten Untersuchungen vorgenommene ^{14}C -Altersbestimmungen

Labor-Nr.	Probe-Nr.	Position	Wassertiefe	Kerntiefe	Material	^{13}C (‰ PDB)	Konv. ^{14}C -Alter (Jahre vor 1950)
Hv 18483	DS F 3700/01	54°26.92 N / 12°23.61 E	12.3 m	Oberfl.	Torfmulde	-27.9	8.855 ± 80
Hv 18484	DS F 3400/05	54°32.03 N / 12°19.56 E	19.0 m	Oberfl.	Holz	-29.2	7.470 ± 65
K 5910	DS F 3400/05	54°32.03 N / 12°19.56 E	190	Oberfläche	Holz	-27.1	7.850 ± 115
Hv 18487	DS G 3050/07	54°19.86 N / 12°10.14 E	16.4 m	50-51 cm	Torf	-27.7	7.240 ± 180
Hv 18496	DS G 3050/07	54°19.86 N / 12°10.14 E	16.4 m	59-60 cm	Torf	-27.7	8.095 ± 130
Hv 18497	DS G 3050/07	54°19.86 N / 12°10.14 E	16.4 m	107-108 cm	Torf	-28.1	9.755 ± 165
K 6033	DS G 3050/07	54°19.86 N / 12°10.14 E	16.4 m	195-196 cm	Torf	-27.5	10.060 ± 145
K 6034	DS G 3050/07	54°19.86 N / 12°10.14 E	16.4 m	215-216 cm	Torf	-27.3	10.560 ± 150
K 6035	DS G 3050/07	54°19.86 N / 12°10.14 E	16.4 m	234-235 cm	Torf	-27.2	10.560 ± 150
Hv 18498	DS G 3050/07	54°19.86 N / 12°10.14 E	16.4 m	241-242 cm	Torf	-28.5	10.425 ± 120
Hv 18488	DS F 3300/12	54°29.73 N / 12°27.90 E	11.9 m	292-294 cm	Torf	-28.4	7.990 ± 100
Hv 18489	DS F 3350/07	54°32.10 N / 12°20.75 E	18.2 m	68-74 cm	Torf	-29.2	9.390 ± 130
Hv 18490	DS F 3100/27	54°33.04 N / 12°25.30 E	15.4 m	256-258 cm	Torf	-27.9	7.860 ± 100

Labor-Nr.	Probe-Nr.	Position	Wassertiefe	Kerntiefe	Material	^{13}C (‰ PDB)	Konv. ^{14}C -Alter (Jahre vor 1950)
Hv 18491	DS F 4625/06	54°22.39 N / 12°09.75 E	18.4 m	16-22 cm	Torf	-28.0	9.305 ± 165
Hv 18492	DS F 4625/06	54°22.39 N / 12°09.75 E	18.4 m	102-106 cm	Torf	-30.2	9.875 ± 170
Hv 18493	DS F 3300/11	54°31.14 N / 12°24.45 E	14.2 m	287-288 cm	Torf	-28.3	11.050 ± 310
Hv 18494	DS F 3300/11	54°31.14 N / 12°24.45	14.2 m	165-170 cm	Kalkschluff	+6.4	8.100 ± 100
Hv 18495	DS F 3300/11	54°31.14 N / 12°24.45 E	14.2 m	225-230 cm	Kalkschluff	+4.3	8.435 ± 115
Hv 18499	DS F 4650/10	54°21.39 N / 12°11.52 E	17.9 m	33-34.5 cm	Torf	-27.4	8.220 ± 95
Hv 18500	DS F 4650/10	54°21.39 N / 12°11.52 E	17.9 m	37.5-39 cm	Torf	-27.1	6.890 ± 110
K 6338	DS F 4650/25	54°25.88 N / 12°02.41 E	18.9 m	52-68 cm	Torf	-27.8	10.330 ± 160
K 6341	DS F 4775/13	54°22.46 N / 12°06.46 E	18.9 m	131-188 cm	Torf	-26.3	7.800 ± 125
Hv 18482	FR A 6900/03	54°29.00 N / 12°44.90 E	9.2 m	Oberfläche	Torf	-29.3	6.775 ± 170
Hv 18485	FR A7350/10	54°29.00 N / 12°44.90 E	11.7 m	105-110 cm	Torf	-27.2	7.810 ± 130
Hv 18486	FR A7250/03	54°30.89 N / 12°53.88 E	8.5 m	122-135 cm	Torf	-28.5	7.320 ± 100

Labor-Nr.	Probe-Nr.	Position	Wassertiefe	Kerntiefe	Material	^{13}C (‰ PDB)	Konv. ^{14}C -Alter (Jahre vor 1950)
K 6339	AB 01/94	54°38.285 N / 13°28.772 E	21.4 m	167.5-175 cm	Torf	-28.6	9.590 ± 140
K 6340	MB 02/94	54°21.639 N / 11°49.930 E	20.7 m	182-189 cm	Torf	-28.3	8.940 ± 155
K 6341	DS F 4775/13	54°22.46 N / 12°06.46 E	18.9 m	131-188 cm	Torf	-26.3	7.800 ± 125
K 6342	FR A7900/17	54°43.87 N / 12°56.67 E	28.6 m	135-173 cm	Torfgyttja	-28.6	9.150 ± 135
K 6343	FR A 6950/23	54°39.48 N / 12°34.56 E	17.8 m	455-467 cm	Torfgyttja	-30.0	9.660 ± 145
K 6344	564017	54°23.395 N / 11°32.265 E	26.0 m	410-420 cm	Torfgyttja	-27.7	9.740 ± 145
K 6345	564016	54°27.501 N / 11°42.962 E	24.7 m	270-351 cm	Torfgyttja	-26.9	9.510 ± 135
K 6584	200590	54°43.721 N / 12°57.789 E	27.2 m	196-199 cm	humusfreie Gyttja	-29.0	9.660 ± 110
K 6585	200590	54°43.721 N / 12°57.789 E	27.2 m	196-199 cm	Humusfraktion	-28.8	9.920 ± 105
K 6586	200590	54°43.721 N / 12°57.789 E	27.2 m	170-175 cm	humusfreie Gyttja	-28.7	9.560 ± 125
K 6587	200590	54°43.721 N / 12°57.789 E	27.2 m	170-175 cm	Humusfraktion	-28.6	8.850 ± 80
K 6588	200570	54°39.112 N / 12°57.284 E	16.4 m	324-338 cm	Cerastoderma lamarckii	+0.9	5.720 ± 110

Labor-Nr.	Probe-Nr.	Position	Wassertiefe	Kerntiefe	Material	¹³ C (‰ PDB)	Konv. ¹⁴ C-Alter (Jahre vor 1950)
K 6589	200620	54°48.227 N / 12°20.698 E	21.9 m	447-452.2 cm	humusfreie Gytja	-27.2	9.340 ± 120
K 6590	200620	54°48.227 N / 12°20.698 E	21.9 m	447-452.2 cm	Humusfraktion	-27.7	9.600 ± 125
K 6591	200620	54°48.227 N / 12°20.698 E	21.9 m	503.8-509 cm	humusfreie Gytja	-29.1	9.150 ± 110
K 6592	200620	54°48.227 N / 12°20.698 E	21.9 m	503.8-509 cm	Humusfraktion	-29.2	9.220 ± 125
AAR-1554	564003 (FB 05/92)	54°35.82 N / 11°11.30 E	27.8 m	120-130 cm	Wurzeln von Carex o. Phragmites	-26.6	9.460 ± 150
AAR-1551	562041 (KF 552-06)	55°05.52 N / 12°51.54 E	32.5 m	182-192 cm	Wurzeln von Carex o. Phragmites	-26.3	8.540 ± 80
AAR-1555	FR A 7600/16	54°38.90 N / 12°54.69 E	15.8 m	337 cm	doppelte Klappen von Cerastoderma lamarckii	+ 1.6	6.265 ± 65
AAR-1556	FR A 6625/01	54°34.67 N / 12°30.04 E	15.0 m	93 cm	doppelte Klappen von Cerastoderma edule	+ 1.7	910 ± 45
AAR-1716	FR A 6625/01	54°34.67 N / 12°30.04 E	15.0 m	95 cm	doppelte Klappen von Cerastoderma edule	+ 0.6	1.470 ± 120

Labor-Nr.	Probe-Nr.	Position	Wassertiefe	Kerntiefe	Material	^{13}C (‰ PDB)	Konv. ^{14}C -Alter (Jahre vor 1950)
AAR-1915	564016	54°27.501 N / 11°42.962 E	24.7 m	436-448 cm	Blätter von <i>Betula nana</i>	-27.8	10.360 ± 100
AAR-1916	564016	54°27.501 N / 11°42.962 E	24.7 m	360-370 cm	Reste von <i>Phragmites australis</i>	-26.9	9.900 ± 160
AAR-1917	564021	54°25.391 N / 11°59.417 E	21.1 m	260-270 cm	Reste von <i>Carex rostrata</i>	-26.3	7.650 ± 150
AAR-1918	564024	54°24.28 N / 12°00.50 E	19.0 m	260-270 cm	Blätter von <i>Betula nana</i>	-29.4	10.350 ± 320
AAR-1919	564024	54°24.28 N / 12°00.50 E	19.0 m	150-160 cm	Stengel von <i>Phragmites australis</i>	-26.4	9.940 ± 110
AAR-1920	AB 01/94	54°38.285 N / 13°28.772 E	21.4 m	560-580 cm	Wurzeln	-25.0	10.570 ± 150
AAR-1921	AB 01/94	54°38.285 N / 13°28.772 E	21.4 m	187-200 cm	Wurzeln	-25.0	10.100 ± 120
AAR-1922	FR B 5475/01	54°53.124 N / 12°58.379 E	35.9 m	384-393 cm	organischer Detritus	-27.6	9.620 ± 100
AAR-1923	AB B 5775/01	54°54.772 N / 13°03.411 E	42.5 m	175-185 cm	Reste von <i>Phragmites australis</i> oder <i>Cladium mariscus</i>	-26.8	9.360 ± 90
AAR-1924	MB 02/94	54°21.639 N / 11°49.930 E	20.7 m	337-346 cm	Blätter und andere Reste von <i>Betula nana</i>	-25.6	10.300 ± 140

Labor-Nr.	Probe-Nr.	Position	Wassertiefe	Kerntiefe	Material	¹³ C (‰ PDB)	Konv. ¹⁴ C-Alter (Jahre vor 1950)
AAR-1925	MB 11/93	54°20.71 N / 11°56.18 E	18.4 m	105-110 cm	Samen von <i>Menyanthes trifoliata</i>	-25.1	10.700 ± 170
AAR-2054	MB 01/94	54°22.289 N / 11°45.102 E	23.2 m	160-170 cm	Wurzeln u. Stengel von <i>Phragmites</i>	-26.8	9.680 ± 90
AAR-2055	MB 01/94	54°22.289 N / 11°45.102 E	23.2 m	350-360 cm	Blätter von <i>Scorpidium</i>	-26.8	10.660 ± 90
AAR-2056	MB 01/94	54°22.289 N / 11°45.102 E	23.2 m	130-140 cm	Stengelfragmente von <i>Urtica</i>	-26.0	9.520 ± 100
AAR-2057	AB B 5300/05	54°55.289 N / 12°51.669 E	33.6 m	78-87 cm	organischer Detritus	-27.9	9.530 ± 260
AAR-2058	MB 03/94	54°21.275 N / 11°52.687 E	19.0 m	190-200 cm	Wurzeln von <i>Carex</i> (?)	-27.0	9.570 ± 100
AAR-2059	AB B 5300/05	54°55.289 N / 12°51.669 E	33.6 m	209-218 cm	Nadeln von <i>Pinus sylvestris</i>	-28.3	10.540 ± 260
AAR-2276	564029	54°19.550 N / 12°06.081 E	18.4 m	120-130 cm	Klappe von <i>Astarte borealis</i>	+ 0.7	1.710 ± 70
AAR-2277	MB 03/94	54°21.275 N / 11°52.687 E	19.0 m	58-65 cm	Klappe von <i>Cerastoderma lamarckii</i>	+ 0.5	6.560 ± 90
AAR-2278	564017	54°23.40 N / 11°32.27 E	26.0 m	230-240 cm	Klappe von <i>Arctica islandica</i>	+ 1.8	6.610 ± 100

Labor-Nr.	Probe-Nr.	Position	Wassertiefe	Kerntiefe	Material	^{13}C (‰ PDB)	Konv. ^{14}C -Alter (Jahre vor 1950)
AAR-2279	564017	54°27.78 N / 11°58.28 E	26.0 m	350-360 cm	Teile von Aporrhais pespelicani	- 0.2	7.220 ± 90
AAR-2280	564052	54°38.79 N / 10°51.44 E	26.7 m	270-280 cm	Klappe von Cerastoderma lamarckii	+ 1.0	7.140 ± 80
AAR-2281	564007	54°34.16 N / 11°03.96 E	16.4 m	350-365 cm	Klappe von Cerastoderma sp.	+ 1.0	7.170 ± 130
AAR-2282	564034	54°34.36 N / 11°04.17 E	16.5 m	405-410 cm	Klappe von Cerastoderma lamarckii	+ 1.2	7.160 ± 100
AAR-2283	564008	54°32.34 N / 11°10.63 E	7.5 m	90-100 cm	Klappe von Mya arenaria	+ 2.0	455 ± 60
AAR-2284	564008	54°32.34 N / 11°10.63 E	7.5 m	370-380 cm	Klappe von Cerastoderma lamarckii	+ 1.5	1.120 ± 65
AAR-2285	564020	54°29.56 N / 11°59.70 E	20.0 m	390-395 cm	Klappe von Cerastoderma lamarckii	+ 0.6	6.390 ± 90
AAR-2286	564018	54°29.57 N / 11°53.61 E	14.5 m	40-55 cm	Klappe von Cerastoderma lamarckii	+ 1.7	2.300 ± 75
AAR-2287	564036	54°30.46 N / 11°54.20 E	10.6 m	165-175 cm	Klappe von Cerastoderma lamarckii	+ 2.1	2.600 ± 70

Labor-Nr.	Probe-Nr.	Position	Wassertiefe	Kerntiefe	Material	¹³ C (‰ PDB)	Konv. ¹⁴ C-Alter (Jahre vor 1950)
AAR-2288	564026	54°28.62 N / 12°03.83 E	14.0 m	110-120 cm	Klappe von Cerastoderma sp.	+0.7	5.340 ± 90
AAR-2373	DS F 4775/13	54°22.46 N / 12°06.46 E	18.9 m	170-175 cm	Cladium mariscus	- 23.8	7.820 ± 80
AAR-2374	564015	54°26.88 N / 11°23.88 E	24.4 m	486-491 cm	Cladium mariscus	- 27.2	9.270 ± 110
AAR-2374	564015	54°26.88 N / 11°23.88 E	24.4 m	486-491 cm	Cladium mariscus	- 27.2	9.270 ± 110
AAR-2375	FR B 5475/01	54°53.124 N / 12°58.379 E	35.9 m	70 cm	Klappe von Astarte elliptica	+ 2.0	2.810 ± 80
AAR-2376	564021	54°25.40 N / 11°58.86 E	21.1 m	120-130 cm	Alnus glutinosa	- 27.2	7.730 ± 110
AAR-2377	560007	54°34.22 N / 12°15.02 E	19.1 m	560-573 cm	Cladium mariscus	- 26.9	9.020 ± 130
AAR-2378	560009	54°34.02 N / 12°04.53 E	11.8 m	450-460 cm	Zweigreste	- 28.6	11.000 ± 120
AAR-2379	560009	54°34.02 N / 12°04.53 E	11.8 m	320-330 cm	Zweigreste	- 28.3	10.600 ± 130
AAR-2380-1	560010	54°38.74 N / 12°09.74 E	18.0 m	150-160 cm	Cladium mariscus	- 26.9	9.270 ± 120

Labor-Nr.	Probe-Nr.	Position	Wassertiefe	Kerntiefe	Material	^{13}C (‰ PDB)	Konv. ^{14}C -Alter (Jahre vor 1950)
AAR-2380-2	560010	54°38.74 N / 12°09.74 E	18.0 m	150-160 cm	Huminsäure (Cladium mariscus)	- 27.4	9.340 ± 110
AAR-2637	200540	54°43.483 N / 12°45.956 E	21.8 m	580-598 cm	Reste von Betula nana oder Salix herbacea	- 28.8	12.700 ± 110
AAR-3040	200540	54°43.483 N / 12°45.956 E	21.8 m	487-505 cm	Reste von Salix sp.	- 29.4	12.180 ± 100
AAR-2639	200540	54°43.483 N / 12°45.956 E	21.8 m	259-267 cm	Reste von Meryanthes trifoliata, Scirpus lacustris, Pinus sylvestris	- 24.4	9.810 ± 75
AAR-2640	200580	54°42.661 N / 12°58.168 E	22.5 m	360-380 cm	Reste von Eleocharis palustris	- 29.1	10.200 ± 80
AAR-2641	200580	54°42.661 N / 12°58.168 E	22.5 m	340-360 cm	Reste von Eleocharis palustris	- 29.2	10.040 ± 80
AAR-2642	200590	54°43.721 N / 12°57.289 E	27.2 m	240-260 cm	Reste von Eleocharis palustris	- 28.7	10.160 ± 75
AAR-2643	200590	54°43.721 N / 12°57.289 E	27.2 m	113-114 cm	Klappe von Mytilus edulis	- 0.6	6.650 ± 80

Labor-Nr.	Probe-Nr.	Position	Wassertiefe	Kerntiefe	Material	¹³ C (‰ PDB)	Konv. ¹⁴ C-Alter (Jahre vor 1950)
AAR-2644	200620	54°48.227 N / 12°20.698 E	21.9 m	499-504 cm	Reste von Cladium mariscus, Larex sp., Rumex sp.	- 27.6	9.310 ± 80
AAR-2645	200620	54°48.227 N / 12°20.698 E	21.9 m	309-320 cm	Klappe von Mytilus edulis	- 0.3	6.940 ± 70
AAR-2646	200620	54°48.227 N / 12°20.698 E	21.9 m	309-320 cm	Reste von Phragmites australis	-25.9	7.520 ± 65
AAR-2647	200630	54°49.238 N / 12°31.390 E	21.7 m	460-468 cm	Klappe von Mytilus edulis	- 0.1	7.090 ± 90
AAR-2648	200640	54°49.313 N / 12°32.587 E	17.6 m	430 cm	Reste von Pinus sylvestris, Betula alba, Scirpus lacustris	-24.7	8.970 ± 110
AAR-2649	200640	54°49.313 N / 12°32.587 E	17.6 m	350 cm	Reste von Drepanocladus sp.	-24.5	8.610 ± 90
AAR-2650	564024	54°24.28 N / 12°00.49 E	19.0 m	70-80 cm	Reste von Carex sp.	-15.2	9.200 ± 90
AAR-2651	DS F 4775/13	54°22.46 N / 12°06.46 E	18.9 m	170-175 cm	Nymphcea alba	- 24.1	7.940 ± 75

Lemke, W.: Sedimentation und paläogeographische Entwicklung im westlichen Ostseeraum (Mecklenburger Bucht bis Arkonabecken) vom Ende der Weichselvereisung bis zur Litorinatransgression.

CONTENT

Summary

- 1 Introduction
- 2 Investigation area
- 3 Methods
- 4 Results
- 5 Discussion
- 6 German summary and future research
- 7 References

Acknowledgements

Appendix

