

# GREIFSWALDER GEOGRAPHISCHE ARBEITEN

---

Institut für Geographie und Geologie der Ernst-Moritz-Arndt-Universität Greifswald

Band 41

## **Rekonstruktion der Entwicklung des Schulzensees und des Tiefen Sees (Mecklenburg-Vorpommern) seit dem Spätglazial mittels Diatomeenanalyse unter besonderer Berücksichtigung der Trophiegeschichte**

von

**Anja Schwarz**

Der vorliegende Band entspricht im Wesentlichen der von der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät der Ernst-Moritz-Arndt-Universität Greifswald 2003 angenommenen und erfolgreich verteidigten gleich lautenden Dissertation.

**GREIFSWALD 2006**

---

**ERNST-MORITZ-ARNDT-UNIVERSITÄT GREIFSWALD**

## Impressum

ISBN 987-3-86006-282-4

Ernst-Moritz-Arndt-Universität Greifswald

Herausgabe: Reinhard Lampe

Redaktion: Anja Schwarz

Layout: Anja Schwarz

Herstellung: dpc digital print centre Greifswald  
KIEBU-Druck

---

Für den Inhalt ist die Autorin verantwortlich

# VORWORT

Der vorliegende Band 41 der „Greifswalder Geographischen Arbeiten“ beinhaltet meine im Jahre 2005 an der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät der Universität Rostock angenommene Dissertation.

Ausgangspunkt der Untersuchungen war der schon länger gehegte Wunsch der Arbeitsgruppe um Dr. Thomas Hübener (Universität Rostock), die Forschung an Diatomeen zukünftig auch paläolimnologisch auszurichten und den bis dahin geringen Kenntnisstand zur Seenentwicklung im nordostdeutschen Raum zu verbessern. Durch Kontakt zum Institut für Ur- und Frühgeschichte der Universität Kiel ergab sich die Möglichkeit, an einem im Oktober 1997 im Schulzensee geborgenen Sedimentkern erste diatomologische Untersuchungen durchzuführen. Die Zusammenarbeit mit dem Institut für Ur- und Frühgeschichte und im Weiteren mit dem Umweltforschungszentrum in Magdeburg führte zu weiteren Sedimentbohrungen an mecklenburgischen Seen, welche nach umfangreichen Untersuchungen schließlich z. T. in der vorliegenden Arbeit mündeten.

An dieser Stelle möchte ich mich insbesondere bei nachfolgend aufgeführten Personen bedanken, die mit ihrer Unterstützung und so manch aufmunterndem Wort wesentlich zum Gelingen der Arbeit beitrugen:

- Herrn Prof. Dr. Stefan Porembski als Direktor des Lehrstuhls für Allgemeine und Spezielle Botanik der Universität Rostock, an welchem ich die praktischen Untersuchungen durchführte und das Grundgerüst für die vorliegende Arbeit legte, für seine kritischen Anregungen und die Durchsicht des Manuskriptes;
- Herrn Dr. Thomas Hübener, der diese Arbeit initiierte und sie von der Probenahme über die taxonomische Einarbeitung bis zur Fertigstellung mit großer Einsatzbereitschaft und grenzenloser Geduld begleitete. Er stellte wichtige Kontakte her und half mit Rat und Tat bei Problemen jeglicher Art;
- Herrn Dr. Walter Dörfler, der die Pollenanalysen durchführte und wichtige Hinweise zu deren Interpretation gab. Darüber hinaus half er bei der Einarbeitung in TILIA und TILIA GRAPH;
- Herrn Prof. Dr. Burkhard Scharf für die erfolgreiche Zusammenarbeit und seine Hinweise, die er bei Arbeitstreffen und der Durchsicht des Manuskriptes gab;
- Frau Eva Christine Mosch für ihre tatkräftige Unterstützung und ihrem steten Optimismus bei der Sedimentbohrung, Probenahme und Datenauswertung;
- Frau Dr. Vanessa Constanze Heider für die wertvollen Anregungen zur Diskussion der Arbeit;
- Herrn Rüdiger Röhrig für seinen Einsatz bei der Herstellung der Dünnschliffe;
- Herrn Dr. Uwe Selig für die Durchführung der geochemischen Untersuchungen sowie für seine Hilfsbereitschaft bei der Auswertung des Datenmaterials;

- Herrn Dr. Erlenkeuser, Frau Dr. Nadeau und Herrn Dr. F. Bruhn vom Leibniz Labor für Altersbestimmung und Isotopenforschung der Universität Kiel für die Altersdatierungen zahlreicher Proben;
- Frau Dr. Ilka Schönfelder für die Bereitstellung des Kalibrationsdatensatzes Brandenburg.
- Frau Karin Knopf für ihre Hilfe bei der Beschreibung der Böden;
- Christin Löwe, Vanessa Minden und Jens Niederstraßer für ihren unermüdlichen Einsatz bei der Vegetationskartierung;
- Herrn Wolfram Scheffler für die freundliche und umfangreiche Zusendung von Fotomaterial zur taxonomischen Bestimmung;
- Frau Altrichter vom Medienzentrum der Universität Rostock für ihre freundliche Hilfe beim fachkundigen Ablichten historischer Karten sowie für die Entwicklung zahlreicher Filme;
- Herrn Fulda vom Elektronenmikroskopischen Zentrum der Universität Rostock für seine hilfreiche Einführung am Elektronenmikroskop;
- Herrn Siebert von der Universitätsbibliothek Rostock für die nicht selbstverständliche Entleihung historischer Karten;
- Frau Aarti Rassmann und Herrn Thorsten Aab für ihre Hilfe bei der Korrektur der Arbeit;
- Frau Paschen für ihren unermüdlichen Einsatz bei der Aufarbeitung unzählbarer Proben;
- Petra Kiel stellte Kontakte her und half bei Computerproblemen wo sie nur konnte;
- Mirko Dressler für zahllose Anregungen und Hinweise, welche das Fortschreiten dieser Arbeit wesentlich beschleunigten;
- Sven Adler für seine hilfsbereite Unterstützung bei der Arbeit mit den Transferfunktionen sowie bei der Statistik.

Grundlegende Informationen zu den Untersuchungsgebieten erhielt ich freundlicherweise im Umweltministerium M-V bei Herrn Dr. Mathes, im Landesamt für Umwelt, Naturschutz und Geologie M-V bei Herrn Müller, Herrn Nagel und Frau Kolbe sowie im Landesamt für Bodendenkmalpflege M-V. Die Staatlichen Ämter für Umwelt und Natur in Rostock und Neubrandenburg gaben bereitwillig Auskunft und stellten Kartenmaterial zur Verfügung. Weitere Informationen bekam ich bei Herrn Reimann (Wasser- und Bodenverband „Obere Havel“) und Herrn Nawrocki (Wasser- und Bodenverband „Nebel“). Wertvolle Auskünfte zur jüngeren Geschichte der Untersuchungsgebiete gaben Herr Kasten (wohnhaft in Peetsch), Herr Wehden (wohnhaft in Mirow, früher Peetsch), Pfarrer Thal (Johanniterkirche Mirow), Herr Jänicke (Landwirt am Tiefen See), der Förderverein Region Güstrow e. V., Herr Michel (Stadtförster am Tiefen See), Herr Rudolf (Militärförster am Tiefen See) und Herr Neuwirt (ehemaliger Stadtförster am Tiefen See). Weiterhin danke ich dem Deutschen Wetterdienst für die Herausgabe von Datenmaterial.

Meinen „alten“ Mitstreiterinnen Dr. Anja Berndt und Dr. Mandy Bahnwart danke ich für unvergessliche Jahre, in denen neben der Arbeit auch Zeit für gemeinsame Unternehmungen war. Für euer offenes Ohr bei Problemen jeglicher Art danke ich euch herzlich.

Meine Familie und viele Freunde unterstützten mich in vielfältiger Art und Weise und waren immer zur Stelle, wenn ich sie brauchte. Dafür möchte ich ihnen ganz besonders danken.

# INHALTSVERZEICHNIS

## VORWORT

INHALTSVERZEICHNIS.....	I
ABBILDUNGSVERZEICHNIS.....	IV
TABELLENVERZEICHNIS.....	VI
ABKÜRZUNGSVERZEICHNIS.....	VII
1 EINLEITUNG.....	1
2 UNTERSUCHUNGSGEBIETE.....	3
2.1 Geographie.....	3
2.2 Klima.....	3
2.3 Geologie und Böden.....	6
2.4 Natürliche und derzeitige Vegetation.....	8
2.5 Limnologie.....	9
2.6 Landschaftsgenese.....	13
2.6.1 Zeitliche Zuordnung.....	13
2.6.2 Vegetations- und Klimageschichte.....	13
2.6.3 Siedlungsgeschichte und archäologische Fundsituation im Umfeld der Seen.....	19
3 MATERIAL UND METHODEN.....	25
3.1 Geländearbeiten.....	25
3.1.1 Tiefer See.....	25
3.1.2 Schulzensee.....	26
3.2 Laborarbeiten.....	26
3.2.1 Vorbereitung und Durchführung der Probenahme.....	26
3.2.2 Diatomeenstreupräparate.....	27
3.2.3 Herstellung der Dünnschliffe.....	28
3.3 Datenerhebung.....	28
3.3.1 Diatomeen.....	28
3.3.2 Pollen.....	29
3.3.3 Datierungen.....	29
3.3.4 Geochemische Sedimentuntersuchungen.....	29
3.4 Datenauswertung.....	30
3.4.1 Autökologie der Diatomeen.....	30
3.4.1.1 Trophiepräferenzgruppen.....	30
3.4.1.2 pH-Präferenz.....	31
3.4.1.3 Lebensformen.....	32

---

3.4.2 Schwer differenzierbare Taxa.....	32
3.4.2.1 Arten der Gattung <i>Cyclotella</i> .....	32
3.4.2.2 Arten der Gattung <i>Stephanodiscus</i> .....	33
3.4.3 Rekonstruktion des pH-Wertes .....	33
3.4.4 Trophieentwicklung mittels Diatomeen-Phosphor-Transferfunktion .....	35
3.4.5 Auswertung der Dünnschliffe .....	36
4 ERGEBNISSE .....	37
4.1 Tiefer See.....	37
4.1.1 Sedimentabfolge und Datierungen .....	37
4.1.2 Pollenanalyse.....	39
4.1.3 Geochemische Sedimentuntersuchungen .....	42
4.1.4 Diatomeenuntersuchungen.....	44
4.1.4.1 Allgemeines .....	44
4.1.4.2 Charakterisierung ausgewählter Taxa .....	44
4.1.4.3 Diatomeenstratigraphie .....	46
4.1.4.4 Lebensformen .....	50
4.1.4.5 Entwicklung des pH-Wertes .....	52
4.1.4.6 Trophieentwicklung .....	54
4.1.4.7 Durchsicht der Dünnschliffe – saisonale Diatomeenentwicklung.....	57
4.2 Schulzensee.....	59
4.2.1 Sedimentabfolge und Datierungen .....	59
4.2.2 Pollenanalyse.....	59
4.2.3 Geochemische Sedimentuntersuchungen .....	63
4.2.4 Diatomeenuntersuchungen.....	66
4.2.4.1 Allgemeines .....	66
4.2.4.2 Charakterisierung ausgewählter Taxa .....	66
4.2.4.3 Diatomeenstratigraphie - Langkern .....	67
4.2.4.4 Lebensformen - Langkern.....	69
4.2.4.5 Entwicklung des pH-Wertes - Langkern .....	71
4.2.4.6 Trophieentwicklung - Langkern.....	72
4.2.4.7 Diatomeenstartigraphie - Kurzkern .....	74
4.2.4.8 Durchsicht der Dünnschliffe – saisonale Diatomeenentwicklung.....	76
5 DISKUSSION .....	79
5.1 Tiefer See.....	79
5.1.1 Entwicklung des Tiefen Sees.....	79
5.1.1.1 Hochglazial bis frühes Holozän.....	79
5.1.1.2 Mittleres Holozän bis spätes Subatlantikum.....	84

---

5.1.1.3 Zeitraum von ca. 1900 bis heute.....	91
5.1.2 Saisonale Entwicklung .....	95
5.2 Schulzensee .....	97
5.2.1 Entwicklung des Schulzensees.....	97
5.2.1.1 Hochglazial bis frühes Holozän.....	97
5.2.1.2 Mittleres Holozän bis spätes Subatlantikum.....	103
5.2.1.3 Zeitraum von ca. 1900 bis heute.....	109
5.2.2 Saisonale Entwicklung .....	110
6 ZUSAMMENFASSENDER DISKUSSION DER SEENENTWICKLUNG.....	113
7 ZUSAMMENFASSUNG - SUMMARY .....	118
8 QUELLENVERZEICHNIS.....	122
ANHANG .....	135

---

**ABBILDUNGSVERZEICHNIS**

<b>Abbildung 1.</b>	Lage der untersuchten Gewässer.....	4
<b>Abbildung 2.</b>	Langjährige Monatsmittel der Niederschläge und Lufttemperaturen .....	5
<b>Abbildung 3.</b>	Quartärgeologische Strukturkarte von Mecklenburg-Vorpommern.....	7
<b>Abbildung 4.</b>	Quartäre Bildungen im Hoppenrader Becken .....	7
<b>Abbildung 5.</b>	Phytoplanktonzusammensetzung im Tiefen See in den Jahren 1996, 1999 und 2000 .....	11
<b>Abbildung 6.</b>	Diatomeenentwicklung im Tiefen See in den Jahren 1996, 1999 und 2000 .....	11
<b>Abbildung 7.</b>	Bohrpunkte im Tiefen See sowie im Schulzensee.....	25
<b>Abbildung 8.</b>	$^{210}\text{Pb}$ - und $^{137}\text{Cs}$ -Aktivität mit zählstatistischem Fehler im Kurzkern des Tiefen Sees ....	38
<b>Abbildung 9.</b>	Altersberechnung aufgrund der $^{210}\text{Pb}$ - und $^{137}\text{Cs}$ -Aktivität mit zählstatistischem Fehler .....	39
<b>Abbildung 10.</b>	Ausgewählte relative Pollenanteile vom Gesamtkern des Tiefen Sees .....	41
<b>Abbildung 11.</b>	Ausgewählte Ergebnisse der geochemischen Untersuchungen vom Gesamtkern des Tiefen Sees.....	42
<b>Abbildung 12.</b>	Diatomeenstratigraphie vom Gesamtkern des Tiefen Sees.....	48
<b>Abbildung 13.</b>	Stratigraphie der Lebensformen der im Gesamtkern des Tiefen Sees analysierten Diatomeentaxa.....	50
<b>Abbildung 14.</b>	Stratigraphie der pH-Präferenzgruppen der im Gesamtkern des Tiefen Sees nachgewiesenen Diatomeentaxa sowie pH-Entwicklung .....	53
<b>Abbildung 15.</b>	Stratigraphie der Trophie-Präferenzgruppen der im Gesamtkern des Tiefen Sees nachgewiesenen Diatomeen sowie Trophieentwicklung.....	55
<b>Abbildung 16.</b>	Dünnschliffanalyse Tiefer See .....	57
<b>Abbildung 17.</b>	$^{210}\text{Pb}$ - und $^{137}\text{Cs}$ -Aktivität mit zählstatistischem Fehler im Oberflächensediment des Schulzensees .....	60
<b>Abbildung 18.</b>	Ausgewählte relative Pollenanteile vom Langkern des Schulzensees .....	62
<b>Abbildung 19.</b>	Ausgewählte Ergebnisse der geochemischen Untersuchungen vom Langkern des Schulzensees .....	64
<b>Abbildung 20.</b>	Ausgewählte Ergebnisse der geochemischen Untersuchungen vom Oberflächensediment des Schulzensees.....	64
<b>Abbildung 21.</b>	Diatomeenstratigraphie vom Langkern des Schulzensees.....	68
<b>Abbildung 22.</b>	Stratigraphie der Lebensformen der im Langkern des Schulzensees analysierten Diatomeentaxa.....	70



---

<b>Abbildung 23.</b> Stratigraphie der pH-Präferenzgruppen der im Langkern des Schulzensees nachgewiesenen Diatomeentaxa sowie pH-Entwicklung .....	72
<b>Abbildung 24.</b> Stratigraphie der Trophie-Präferenzgruppen der im Langkern des Schulzensees nachgewiesenen Diatomeen sowie Trophieentwicklung .....	73
<b>Abbildung 25.</b> Diatomeenstratigraphie vom Kurzkern des Schulzensees sowie pH- und Trophieentwicklung.....	75
<b>Abbildung 26.</b> Dünnschliffanalyse Schulzensee .....	76

TAFELN IM ANHANG:

<b>Tafel A1</b>	<i>Cyclotella comensis</i> .....	138
<b>Tafel A2</b>	<i>Cyclotella cyclopuncta</i> und <i>Aulacoseira subarctica</i> .....	140
<b>Tafel A3</b>	<i>Stephanodiscus minutulus</i> , <i>St. medius</i> und <i>St. alpinus</i> .....	142
<b>Tafel A4</b>	<i>Achnanthydium catenatum</i> .....	144
<b>Tafel A5</b>	Ausschnitte aus Dünnschliffen und einer Probe im Feinsandbereich .....	146
<b>Tafel A6</b>	Kartenmaterial vom Tiefen See und vom Schulzensee .....	148

---

## TABELLENVERZEICHNIS

<b>Tabelle 1.</b>	Ausgewählte klimatische Jahresmittel der Untersuchungsgebiete.....	5
<b>Tabelle 2.</b>	Allgemeine und limnologische Charakterisierung der untersuchten Gewässer .....	10
<b>Tabelle 3.</b>	Ermittlung des Referenzzustandes der untersuchten Gewässer anhand der Morphometrie .....	12
<b>Tabelle 4.</b>	Chrono- und archäostratigraphische Gliederung seit dem Weichsel-Hochglazial für den nordostdeutschen Raum .....	14
<b>Tabelle 5.</b>	Ausgewählte geochemische Parameter und deren Bestimmung .....	30
<b>Tabelle 6.</b>	Trophiepräferenzgruppen nach Trophieklassifikation von Schönfelder (1997).....	31
<b>Tabelle 7.</b>	pH-Präferenzgruppen nach Hustedt (1937-39).....	31
<b>Tabelle 8.</b>	Ergebnisse der <sup>14</sup> C-Datierungen aus dem Langkern des Tiefen Sees .....	37
<b>Tabelle 9.</b>	Ergebnisse der <sup>14</sup> C-Datierungen aus dem Langkern des Schulzensees .....	59
<b>Tabelle 10.</b>	Zusammenfassende Darstellung der Entwicklung des Tiefen Sees und des Schulzensees .....	115

### TABELLE IM ANHANG:

<b>Tabelle A1.</b>	Gesamtliste aller in den Sedimentkernen nachgewiesenen Diatomeentaxa mit autökologischer Charakterisierung .....	151
--------------------	---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------	-----

---

## ABKÜRZUNGSVERZEICHNIS

<b>acb</b>	acidobiont
<b>acp</b>	acidophil
<b>AD</b>	anno domini
<b>alkb</b>	alkalibiont
<b>alkp</b>	alkaliphil
<b>AMS</b>	accelerator mass spectrometry; Beschleuniger-Massenspektrometrie
<b>BC</b>	before christ, Jahre vor Christi Geburt
<b>BP<sub>conv</sub></b>	before present; Jahre vor 1950
<b>BRB</b>	Brandenburg
<b>cal.</b>	kalibriert
<b>cf.</b>	confer; vergleiche
<b>Chl <math>\alpha</math></b>	Chlorophyll $\alpha$
<b>circ</b>	circumneutral
<b>EDDI</b>	European Diatom Database
<b>EDS</b>	Eichdatensatz
<b>f.</b>	forma; Form
<b>Fig</b>	Figur
<b>FM</b>	Feuchtmasse
<b>IOW</b>	Institut für Ostseeforschung Warnemünde
<b>LAWA</b>	Länderarbeitsgemeinschaft Wasser
<b>LM</b>	lichtmikroskopisch
<b>LST</b>	Laacher See Tephra
<b>LUNG</b>	Landesamt für Umwelt, Naturschutz und Geologie
<b>M-V</b>	Mecklenburg-Vorpommern
<b>MT</b>	Morphotyp
<b>n. Br.</b>	nördliche Breite
<b>ö. L.</b>	östliche Länge
<b>REM</b>	rasterelektronenmikroskopisch
<b>SF</b>	Stenökiefaktor
<b>TM</b>	Trockenmasse
<b>TP</b>	total phosphorus; Gesamtphosphor
<b>TSD 1</b>	Hauptbohrung Tiefer See
<b>TSD 2</b>	Parallelbohrung Tiefer See
<b>UFZ</b>	Umweltforschungszentrum



# 1 EINLEITUNG

Über die Geschichte der über 2000 Seen in Mecklenburg-Vorpommern ist nur wenig bekannt. So existiert zwar seit kurzem ein recht guter Kenntnisstand über ihre Becken- und Wasserspiegelentwicklung sowie den Beginn und die Ausprägung ihrer Sedimentation (Kaiser 1996, Kaiser 2001), weniger untersucht ist jedoch die Entwicklung ihrer Lebensgemeinschaften in Abhängigkeit von direkten und indirekten Wirkungen des Menschen sowie des Klimas.

Um die komplexe Genese eines Sees erforschen zu können, sind umfangreiche Datenreihen über die sich ständig verändernden Verhältnisse im Ökosystem See erforderlich. Diese stehen aber nur in wenigen Fällen und nur für einen Bruchteil seiner Geschichte zur Verfügung. Der See selbst bildet jedoch im Verlauf seiner Entwicklung das Sediment als eine Art „Archiv“, welches uns erlaubt, chronologisch geordnet, seine Geschichte zu rekonstruieren.

Die Paläolimnologie ermöglicht durch Untersuchung der verschiedenen Sedimentparameter die detaillierte Rekonstruktion früherer Umweltbedingungen. Zu den wichtigsten paläolimnologischen Parametern gehören: biologische (z. B. Pollen, Diatomeen, Chrysophyceen, Ostracoden, Chironomiden, Cladoceren), sedimentologische und chemische sowie molekulare Biomarker (Pigmente, Lipide). Vorteilhaft ist dabei die Einbeziehung möglichst vieler Parameter, zum einen, um Aussagen bestätigen zu können, zum anderen, um diese zu ergänzen.

Diatomeen (Bacillariophyceae) sind aufgrund ihrer weltweiten Verbreitung, ihres Vermögens, rasch auf sich ändernde Bedingungen zu reagieren (schnelle Generationsfolge), ihrer hohen Sensibilität gegenüber verschiedener Umweltparameter sowie der Robustheit der Zellwände, die auch langfristig einen hohen Erhaltungszustand in Sedimenten ermöglicht, bevorzugte Objekte paläolimnologischer Forschung. Darüber hinaus sind sie ein wesentlicher Bestandteil des Phytoplanktons und -benthons eines Gewässers und taxonomisch sehr gut untersucht.

Voraussetzung für die Nutzung von Diatomeen als Paläoindikatoren ist die Kenntnis ihrer ökologischen Ansprüche. Diese sind recht umfangreich für die meisten Diatomeen dokumentiert. In den letzten Jahrzehnten wurde versucht, die Beziehung der Diatomeen zu ihrer Umwelt quantitativ zu erfassen. Dazu werden die Dominanzwerte rezent vorkommender Diatomeentaxa aus einer Vielzahl sogenannter Eichgewässer in Beziehung zu einem oder mehreren Umweltparametern gebracht und daraus die Optima und Toleranzen für jedes Taxon errechnet. Die daraus entwickelten Diatomeen-„Umweltfaktor“-Transferfunktionen erlauben nun die Ermittlung des „Umweltfaktors“ für eine beliebige Diatomeenprobe, bei paläolimnologischen Studien die Rekonstruktion längst vergangener Umweltbedingungen. Die verbreitetsten Diatomeen-Transferfunktionen beziehen sich auf den pH (z. B. ter Braak & van Dam 1989, Birks et al. 1990a und 1990b, ter Braak & Juggins 1993, Korsman et al. 1996, Cameron et al. 1999, Larsen 2000, Dixit et al. 2002) den Gesamtphosphor (z. B. Hall & Smol 1992, Anderson et al. 1993, Dixit & Smol 1994, Reavie et al. 1995, Wunsam & Schmidt 1995, Bennion et al. 1996, Lotter et al. 1997a, Lotter et al. 1998, Bradshaw & Anderson 2001, Schönfelder et al. 2002) und die Salinität (z. B. Fritz et al. 1991, Cumming et al. 1995, Wilson et al. 1996).

Die ersten paläolimnologischen Untersuchungen an Sedimenten nordostdeutscher Gewässer erfolgten bereits in der ersten Hälfte des 20. Jh. (z. B. Boehm-Hartmann 1936, Krasske 1936). Weitere Sedimentanalysen hatten vor allem einen vegetationsgeschichtlichen Hintergrund und erfolgten in Zusammenhang mit archäologischen Grabungen (z. B. Kloss 1980). Eine sehr umfangreiche und detaillierte Studie über das Sediment des Kummerower Sees lieferten Kalbe & Werner (1974). Eine bis in das Spätglazial zurückreichende Untersuchung führten Casper & Scheffler (1990) und Krey & Kloss (1990) am Kleinen Barsch-See (Südostmecklenburgische Kleinseenlandschaft) durch. Neuere Forschungsarbeiten in Mecklenburg-Vorpommern zielen auf die Erforschung der Entwicklung von (Paläosee-) Becken (Kaiser 2001) sowie eine umfassende Darstellung der Gewässerentwicklung und der Leitbilderfassung für mögliche Sanierungsvorhaben (Dörfler & Schülke 2002, Dreßler 2002, Homann et al. 2002, Mosch et al. 2002, Selig et al. 2002, Hübener & Dörfler 2004).

In der vorliegenden Arbeit soll die Entwicklung zweier im Spätglazial entstandener mecklenburgischer Seen (Tiefer See bei Güstrow, Schulzensee bei Mirow) mittels Diatomeenanalyse in hoher zeitlicher Auflösung rekonstruiert werden. Ein Schwerpunkt bildet die trophische Entwicklung der Seen in Zusammenhang mit den menschlichen Siedlungsaktivitäten im Umfeld der Seen sowie dem vorherrschenden Klima. Dabei soll der potenziell natürliche trophische Zustand (Referenzzustand, LAWA 1999) der Seen ermittelt werden. Die Trophie-Entwicklung soll durch Anwendung einer regionalen Diatomeen-Gesamtposphor-Transferfunktion rekonstruiert werden (Schönfelder 1997, Schönfelder et al. 2002). Weiterhin werden Ergebnisse der Pollen-, Chironomiden- sowie geochemischen Untersuchungen (Fischer 2001, Mosch & Scharf 2002, Selig 2001, Selig et al. 2001, Selig et al. 2002) sowie die archäologische Fundsituation einbezogen, um die Entwicklungsgeschichte möglichst umfassend darstellen zu können. Die im Verlauf der jeweiligen Seeentwicklung veränderte saisonale Diatomeenentwicklung soll mittels Dünnschliffanalyse erfasst werden.

Diese Arbeit soll zur Erforschung der Seen- und Landschaftsentwicklung in Mecklenburg-Vorpommern beitragen.

# 2 UNTERSUCHUNGSGBIETE

## 2.1 Geographie

Der **Tiefe See** liegt ca. 15 km östlich der Stadt Güstrow, nahe der Ortschaft Dehmen, im Landkreis Güstrow (Abb. 1). Landschaftlich und naturräumlich ist er dem Warnow-Recknitz-Gebiet mit Bützower und Güstrower Becken innerhalb des Rücklandes der Seenplatte zugehörig (Meynen & Schmidthüsen 1959, Thiele & Mehl 1995). Besonders charakteristisch sind in diesem Gebiet die beiden langgestreckten Talzüge von Warnow und Recknitz. Im Süden erweitern sie sich in der Nähe der Pommerschen Hauptendmoräne zum Bützower bzw. Güstrower Becken (Meynen & Schmidthüsen 1959). Am nordöstlichen Rand des Güstrower Beckens, auch als Hoppenrader Becken bezeichnet, ist der Tiefe See gelegen.

Der Tiefe See befindet sich im Einzugsgebiet der Nebel, welche weiter in die Warnow fließt.

Er besitzt keine bedeutungsvollen Zu- und Abflüsse. Aufgrund des im Südwesten befindlichen Armeegeländes und der schlechten Erreichbarkeit (nur über Privatgelände) wird der See kaum direkten anthropogenen Belastungen ausgesetzt (Selig et al. 2001). Die Beeinflussung durch die östlich befindliche Autobahn A19 scheint ebenfalls gering zu sein, vermutlich auch wegen der entgegengesetzt ausgerichteten Hauptwindrichtung (West). Der Tiefe See ist Pachtgewässer des Landesanglerverbandes Mecklenburg-Vorpommern.

Der **Schulzensee** befindet sich etwa 5 km südöstlich der Stadt Mirow, südlich der kleinen Ortschaft Peetsch (Abb. 1) im Landkreis Mecklenburg-Strelitz. Im Nordwesten erstreckt sich die Müritz. Der Schulzensee ist landschaftlich und naturräumlich der Neustrelitz-Templiner Kleinseenlandschaft inmitten der Mecklenburgischen Seenplatte zuzuordnen (Hurtig 1957, Meynen & Schmidthüsen 1959). Bemerkenswert sind die zahlreichen langen, schmalen Rinnenseen, die das Gebiet in wechselnder Richtung durchziehen, so z. B. der westlich gelegene Zotzensee.

Der Schulzensee gehört zum Einzugsgebiet der Havel. Die Zu- und Abflüsse sind geringfügig: zum einen führen aus nordöstlicher Richtung einige kleine Gräben in den See, zum anderen entwässert ein kleiner, künstlich angelegter Graben zum westlich befindlichen Zotzensee.

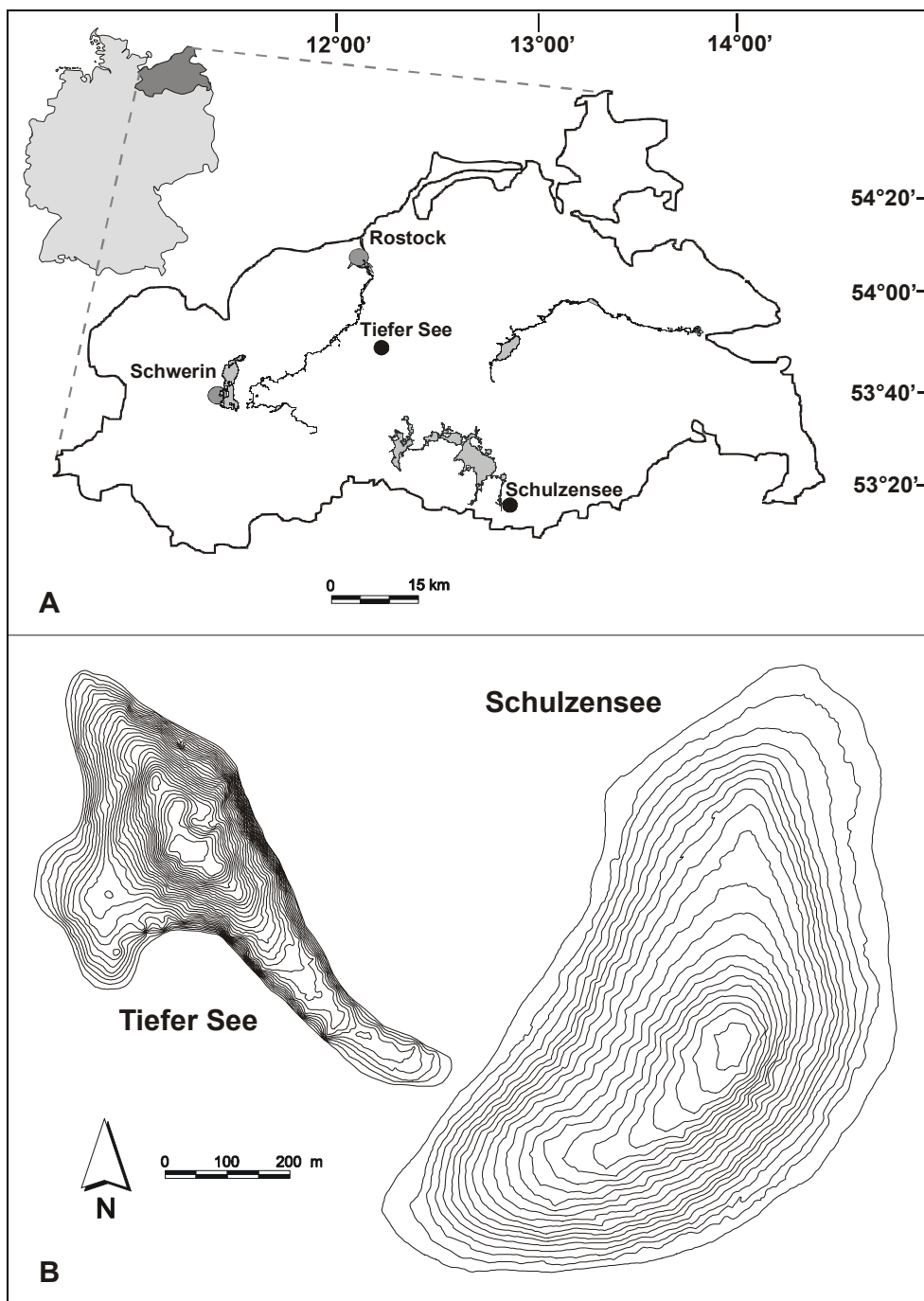
Der Schulzensee wird als Fischerei-, Angel- sowie als Badegewässer genutzt.

## 2.2 Klima

Der Tiefe See sowie der Schulzensee befinden sich im Gebiet des Mecklenburgisch-Brandenburgischen Übergangsklimas (Hurtig 1957).

Die im Bereich des Tiefen Sees und des Schulzensees gemessenen mittleren Jahrestemperaturen liegen im für das Gebiet Mecklenburgs charakteristischen Rahmen von ca. 8 °C (Tab. 1). Im Vergleich mit

früheren langjährigen Mittelwerten der Jahrestemperaturen, beispielsweise von 1881-1930 (Hurtig 1957) und von 1951-1980 (Krumbiegel & Schwinge 1992) (Tab. 1), ist eine allmähliche Erhöhung der Temperaturen festzustellen.



**Abbildung 1.** A: Lage der untersuchten Gewässer in Mecklenburg-Vorpommern, B: Bathymetrische Karte beider Seen, Tiefenlinien meterweise dargestellt.

In der Tabelle 1 sind ausgewählte klimatische Daten für die Untersuchungsgebiete aufgeführt, wobei die Meteorologischen Stationen Teterow und Güstrow für das Gebiet um den Tiefen See repräsentativ sind, die klimatischen Gegebenheiten am Schulzensee mit Hilfe der Datenerfassung in Waren sowie in Mirow charakterisiert werden können.

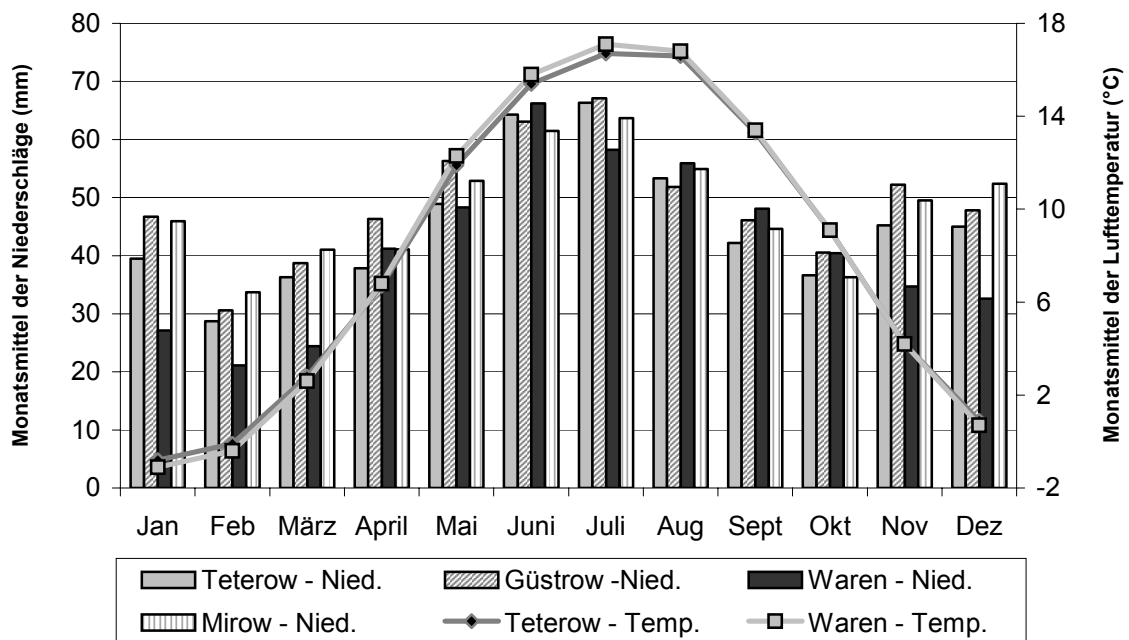


**Tabelle 1.** Ausgewählte Jahresmittel (1961-90) der Untersuchungsgebiete, Sonnenscheindauer (1961-1977), Bedeckungsgrad Waren (1951-1977), Quelle: Deutscher Wetterdienst; (1) aus Krumbiegel & Schwinge (1992) für 1951-1980, (2) nach Hurlig (1957) für 1881-1930.

	Teterow	Güstrow	Waren	Mirow
	Tiefer See		Schulzensee	
Mittl. Jahresmittel der Lufttemperatur [°C]	8,1 7,9 (1)	7,9 (2)	8,1 8,0 (1); 7,9 (2)	
Mittl. Zahl der Frosttage <sup>1)</sup> im Jahr	84,8 88 (1)	88,4 (2)	85,0 96,9 (2)	
Mittl. Zahl der Sommertage <sup>2)</sup> im Jahr	23,8		22,5	
Mittl. tägliche Sonnenscheindauer [h]	4,4		4,5	
Mittl. Jahressummen der Niederschläge [mm]	544 582 (1); 594 (2)	587,1 593 (1); 574 (2)	498 571 (1); 594 (2)	577,5
Mittl. relative Luftfeuchte [%]	82		81	
Bedeckungsgrad [Achtel]	5,6		5,2	
Windstärke [Beaufort]	3,0		2,2	

<sup>1)</sup> Minimum der Lufttemperatur < 0,0°C; <sup>2)</sup> Maximum der Lufttemperatur = 25 °C

Die gegenüber dem Gebiet um den Tiefen See erhöhte Kontinentalität im Umkreis des Schulzensees wird anhand der Zunahme der Jahresschwankung der Lufttemperatur deutlich (Abb. 2).



**Abbildung 2.** Langjährige (1961-90) Monatsmittel der Niederschläge und Lufttemperaturen repräsentativer Klimastationen, Quelle: Deutscher Wetterdienst.

Beide Seen liegen hinsichtlich der jährlichen Niederschlagsmengen (Tab. 1) unterhalb des mecklenburgischen Durchschnittes von ca. 600 mm/a. Im Vergleich mit den Angaben in (Krumbiegel & Schwinge 1992) und (Hurtig 1957) sind innerhalb der letzten 120 Jahre tendenziell abnehmende Niederschläge in den Untersuchungsgebieten zu verzeichnen. Charakteristisch sind hohe Niederschläge in den Sommermonaten (Abb. 2) (Hurtig 1957, Mehl et al. 1995). In Mecklenburg sind westliche Winde vorherrschend. Sie kommen im Sommer vor allem aus Nordwest, im Winter aus Südwest (Erhardt 1938).

Die für das Gesamtgebiet repräsentative Globalstrahlung (Mittlere Jahressumme im Zeitraum von 1992-1999), gemessen an der Meteorologischen Station Neubrandenburg, beträgt ca. 370 kJ/cm<sup>2</sup> (Durchschnitt für Mitteleuropa: 420 kJ/cm<sup>2</sup>) bzw. 1028 kWh/m<sup>2</sup>.

## 2.3 Geologie und Böden

Die geologische Entwicklung Mecklenburg-Vorpommerns wurde entscheidend während des Pleistozäns, welches vor ca. 2,4 - 2,3 Millionen Jahren begann, geprägt (Lang 1994, Mehl & Thiele 1998). Obwohl das Land dabei von allen drei Hauptvorstößen des skandinavischen Eises beeinflusst worden ist, war insbesondere das jüngste Weichsel-Glazial für die Landschaftsgenese entscheidend. Die weichselglazial geprägten Gebiete, auch als Jungmoränengebiete bezeichnet, werden durch mehrere markante Endmoränenzüge gegliedert (Mehl & Thiele 1998) (Abb. 3).

Nordöstlich der Pommerschen Haupteisrandlage ("Innere Baltische Endmoräne") befinden sich überwiegend reliefarme Grundmoränenebenen. Der **Tiefe See** ist am Rande eines darin eingebetteten Beckens (Güstrower oder Hoppenrader Becken) gelegen (Abb. 3 und 4). Vermutlich entstand dieses Becken durch Eiszungen, welche noch nach beginnendem Abschmelzen des Eises längere Zeit aktiv blieben und sich in das Gelände schürften (Hurtig 1957). Nach Zurückweichen des Eises blieb ein auffällig ebenes Gelände zurück, welches durch Schmelzwässer, die wahrscheinlich aus einer nördlich befindlichen Pforte im Raum Priemerburg nach Südosten abgelenkt wurden, überflutet wurde (Schulz 1956). Nach Freigabe des Ostseeraumes durch das abschmelzende Eis konnte das Schmelzwasser anschließend nach Norden abfließen (Thiele & Mehl 1995, Wagenbreth & Steiner 1982). Das mitgeführte Material blieb schließlich als glazilimnischer und glazifluviatiler Sand im Hoppenrader Becken zurück (LUNG M-V 2002). Nördlich des Tiefen Sees verläuft die nicht durchgängige Eisrandlage des Mecklenburger Vorstoßes (W3, Abb. 3).

Der Tiefe See selbst ist durch eine andere geologischen Entwicklung entstanden: Die südliche Uferkante wird durch einen Oserzug gebildet, welcher der westlichste Ausläufer der im Osten befindlichen Schlieffenberger Oser ist (Abb. 4). Oser dokumentieren den Zerfall des Eises. Die dabei anfallenden Schmelzwässer sammelten sich in engen Rinnen oder Tunnel im bzw. unter dem Eis und lagerten beim Abfluss Schmelzwassersande rückenartig ab (Bremer 2000). Weiterhin können begleitende Gräben auftreten, sogenannte "Osgräben" (Schulz 1965). So ein Osgraben stellt das Seebecken des Tiefen Sees dar (Schulz 1956).

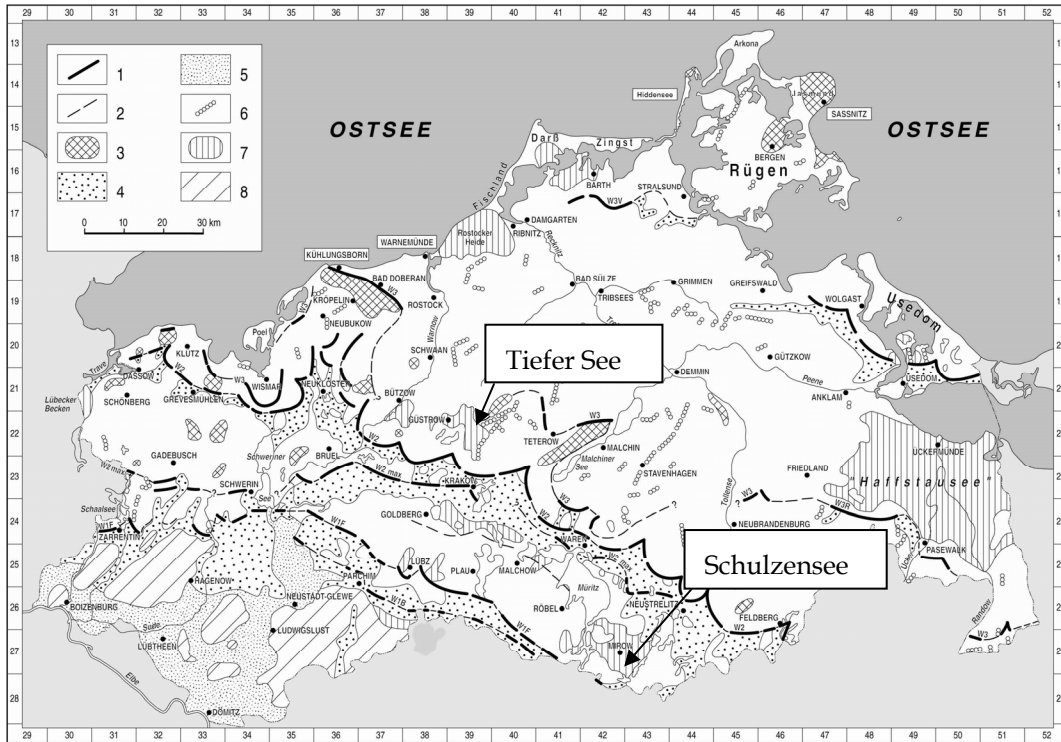


Abbildung 3. Quartärgeologische Strukturkarte von Mecklenburg-Vorpommern, verändert nach Bremer (2000).

1: Eisrandlagen, 2: desgl. wahrscheinlicher Verlauf, 3: auffällige morphologische Vollformen, 4: Sander, 5: Urstromtal, 6: Oser, 7: Becken, 8: saalezeitliche Hochflächen  
**W3 V** - Velgaster Rاندlage, **W3** bzw. **W3 R** - Verbreitungsgrenze der Grundmoräne des Mecklenburger Vorstoßes z. T. Rosenthaler Rاندlage, **W2** - Pommersche Hauptrاندlage, **W2 max.** - Verbreitungsgrenze der Grundmoräne des Pommerschen Maximalvorstoßes, z. T. Frühpommersche Rاندlage, **W1 F** - Frankfurter Rاندlage, **W1 B** - Brandenburger Rاندlage

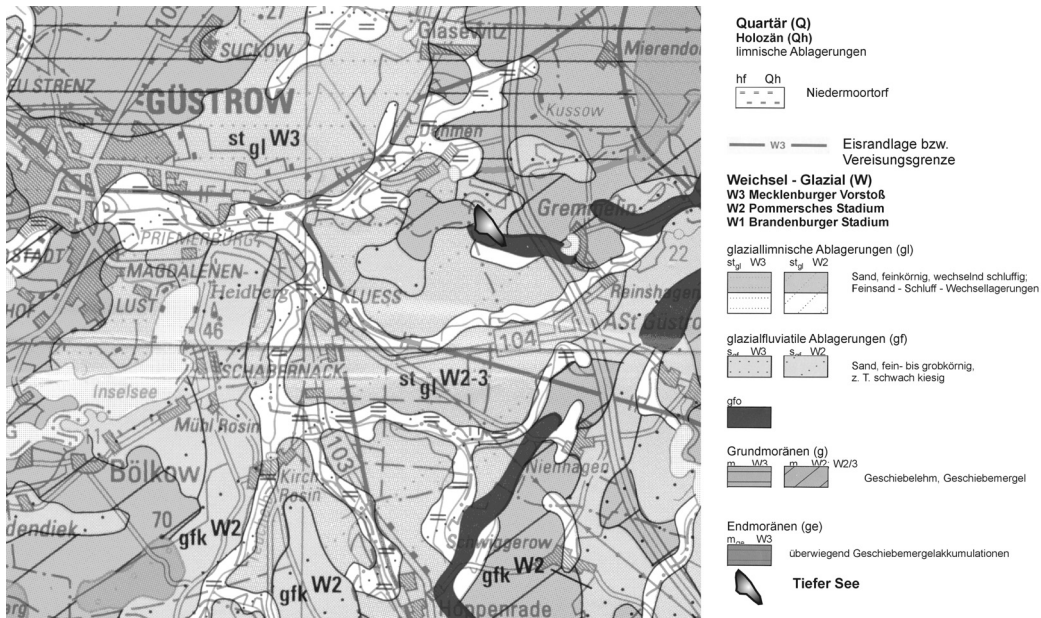


Abbildung 4. Quartäre Bildungen im Hoppenrader Becken, verändert nach "Geologische Karte von Mecklenburg-Vorpommern - Karte der quartären Bildungen", Blatt Güstrow, Landesamt für Umwelt, Naturschutz und Geologie M-V.

Das in Form des Oserzuges südlich des Sees abgelagerte Material ist vor allem Schmelzwassersand und Geschiebemergel (Schulz 1965). Südöstlich vom See entstanden daraus sickerwasserbestimmte Tieflehme mit Lehm-Parabraunerden vergesellschaftet mit Tieflehm-Fahlerde und Tieflehm-Pseudogley (Akademie der Landwirtschaftswissenschaften der DDR 1979a). Im Westen des Tiefen Sees ist Geschiebemergel bzw. -lehm der Grundmoräne anzutreffen (Abb. 4). Dort liegen Bänderparabraunerden, Fahlerden und Parabraunerde-Pseudogleye vor (Geologisches Landesamt M-V 1995). Die im Norden des Sees abgelagerten Beckensande entwickelten sich auf sickerwasserbestimmten Standorten zu Braunerden, die z. T. Lehm unterlagert und mit Tieflehm-Fahlerde vergesellschaftet sind sowie Bändersand-Rosterde (Abb. 4) (Akademie der Landwirtschaftswissenschaften der DDR 1979a).

Das Gebiet um den **Schulzensee** wurde vom Frankfurter Vorstoß des Weichsel-Glazials letztmalig überprägt. (Abb. 3) Auch er liegt in einem Becken, welches sich zum einen in der Grundmoräne des Frankfurter Vorstoßes befindet, zum anderen an im Norden gelegene Sander der Pommerschen Hauptendmoräne angrenzt. Wahrscheinlich hat dieses Becken schon vor dem Herannahen des weichseleiszeitlichen Inlandeises in ähnlicher Form bestanden und wurde dann vom Frankfurter Vorstoß überprägt (Jahnke 1996). Als die Eismassen des Pommerschen Eisvorstoßes abschmolzen, spülten Schmelzwasserströme sandiges Material (Sander) ins südlich angrenzende Vorland. Dabei lagerten sich zunächst Geröll und grobkörnige Substanzen ab (Hurtig 1957). Nach Süden wurde das Material immer feiner bis sich schließlich glazilimnischer Feinsand ablagerte. Diese Feinsande sind als Beckensande im nordwestlichen bis südwestlichen Umfeld des Schulzensees zu finden, zum Teil auf Geschiebemergel (Bremer 2000). Daraus entwickelten sich Sand-Braunerden, Bänder-Braunerden, Sand-Rosterden, Sand-Pseudogleye sowie Rostgleye (Akademie der Landwirtschaftswissenschaften der DDR 1979b). Direkt an der nördlichen bis südwestlichen Uferkante sind Niedermoortorfe, z. T. über Mudde und Sand verbreitet. Nordöstlich des Schulzensees treten äolische Sedimente in Form von Dünen sand auf, woraus Regosole und Braunerde-Gleye entstanden (Bremer 2000, Akademie der Landwirtschaftswissenschaften der DDR 1979b). Aus den ehemaligen Beckensanden südlich des Schulzensees ging Sand-Rosterde hervor.

## 2.4 Natürliche und derzeitige Vegetation

Als natürliche Vegetation wird die Pflanzendecke bezeichnet, die sich allein unter ihren natürlichen Standortbedingungen, also ohne den Einfluss des Menschen ausbildet (Mehl et al. 1995). Vielfach wird darunter aber auch die ursprüngliche Vegetation vor den ersten großen Eingriffen des Menschen verstanden (Mehl & Thiele 1998).

Die Vegetation Mecklenburg-Vorpommerns wäre ohne anthropogene Beeinflussung vorwiegend von Waldgesellschaften geprägt. Hierbei tritt die Buche (*Fagus sylvatica*) als beherrschendes Element auf, andere Baumarten sind nur als Mischgehölze anzusehen (Mehl & Thiele 1998).

Im Gebiet um den **Tiefen See** dominieren reiche Buchenmischwälder auf überwiegend Geschiebelehm/-mergel (nordöstlich des Sees). Bei sandigen Böden (z. B. südwestlich des Sees) gehen diese in bodensaure Buchenmischwälder über (Mehl & Thiele 1998).

Die natürliche Vegetation im Bereich des **Schulzensees** bilden ebenfalls bodensaure Buchenmischwälder, jedoch in kiefernreicher Ausbildung. Weiterhin kommen kleinflächig Stiel-Eichen-

Hainbuchenwald und reicher Buchenmischwald vor. In Fließgewässer- und Seenniederungen sind Bruchgehölze, Röhrichte und Seggenrieder vorherrschend (Mehl & Thiele 1998).

Der **Schulzensee** (siehe Luftbild im Anhang A, Tafel A6, Fig. 8) wurde in den Jahren 2000 und 2001 vegetationskundlich kartiert (Drebitz & Niederstraßer 2001). Dabei wurde sowohl die submerse als auch die Ufervegetation erfasst. Der gesamte See ist von einem Schilfgürtel (*Phragmites australis*) umschlossen. Daran schließt sich bis auf den nordwestlichen Teil, an dem Ruderalvegetation (Dorfnähe) und Weideflur auftreten, Erlenbruch an. Insgesamt ist das westliche Ufer des Schulzensees stärker nährstoff- und feuchtigkeitbeeinflusst als das südliche und östliche Ufer. Dies widerspiegelt sich auch in der submersen Vegetation. Der westliche Teil des Sees wird besonders vom eutraphenten Gemeinen Hornblatt (*Ceratophyllum demersum*) dominiert. Das Makrophytenvorkommen im südlichen und östlichen Seeteil ist deutlich vielfältiger. So treten der Südliche Wasserschlauch (*Utricularia australis*), das Wassermoos *Fontinalis antipyretica* und die Armleuchteralge (*Nitellopsis obtusa*), die vor allem in mesotrophen Gewässern verbreitet sind, neben eutraphenten Vertretern wie dem Ähren-Tausendblatt *Myriophyllum spicatum* auf. Das angrenzende Umfeld des Schulzensees bilden Wiesen und Felder, z. T. mit landwirtschaftlicher Nutzung sowie ein im Osten gelegener Kiefernwald.

Der **Tiefe See** (siehe Luftbild im Anhang A, Tafel A6, Fig. 4) wurde in gleicher Weise in den Jahren 2001 und 2002 vegetationskundlich untersucht (Minden 2002). Er ist fast vollständig von einem Schilfgürtel umgeben. Daran schließen sich im Norden Erlenbruchwald teilweise mit Holunder (*Sambucus nigra*) sowie Waldmeister-Rotbuchen-Gesellschaften und Weißdorngebüsch an. Im Westen und Südwesten grenzen Waldmeister-Rotbuchen- und Hasel-Gesellschaften sowie Intensivgrünland an den Schilfgürtel. Die östliche und südöstliche Ufervegetation wird von Laubmischwald, Feuchtgrünland und Eschenbruch gebildet.

Aufgrund der recht steilen Ufer des Sees und der damit verbundenen raschen Verringerung des Lichtangebots ist die auftretende submerse Vegetation nur in Ufernähe verbreitet. Im nordwestlichen Uferbereich ist die Weiße Seerose (*Nymphaea alba*) z. T. mit der Großen Teichrose (*Nuphar lutea*) verbreitet. Der südöstliche Seeteil weist Vorkommen der Salz-Teichsimse (*Schoenoplectus tabernaemontani*) teilweise mit *Nymphaea alba* sowie des Schwimmenden Laichkrautes (*Potamogeton natans*), des Gemeinen Hornblattes (*Ceratophyllum demersum*), von *Nuphar lutea* und des Flutenden Hahnenfußes (*Ranunculus fluitans*) auf.

## 2.5 Limnologie

Der **Tiefe See** (17,8 m über NN) umfasst eine Fläche von 15,9 ha und besitzt eine maximale Tiefe von 30,6 m. Aufgrund seiner Tiefe, der Morphometrie sowie der starken Bewaldung des teilweise steilen Ufers weist er eine frühe und langanhaltende thermische Schichtung (di- und holomiktisch) im Jahresverlauf auf. Er ist ein elektrolyt- und karbonatreicher Hartwassersee. Die pH-Werte liegen bei 8.

Im Jahre 1996 ist der Tiefe See (Seenummer: 19049) innerhalb des Seenprojektes Mecklenburg-Vorpommern untersucht worden. Im Ergebnis wurden oligo- bis mesotrophe Verhältnisse anzeigende Orthophosphat- und Phosphorkonzentrationen im Epilimnion sowie hohe Sichttiefen, geringe Chlorophyll  $\alpha$ -, Phytoplankton- und Zooplanktonkonzentrationen festgestellt (Tab. 2). Dementsprechend konnte der Tiefe See entsprechend der LAWA-Richtlinie als mesotrophes Gewässer

eingestuft werden (LAWA 1999). Dennoch deuteten die im Hypolimnion nachgewiesene Sauerstofffreiheit ( $H_2S$ -Geruch) im Spätsommer, die beachtliche Entwicklung coccaler Cyanobakterien im Frühjahr als auch das Auftreten eutraphenter Kieselalgen (*Stephanodiscus parvus*, *S. minutulus*) auf eine zunehmende Eutrophierung des Gewässers hin.

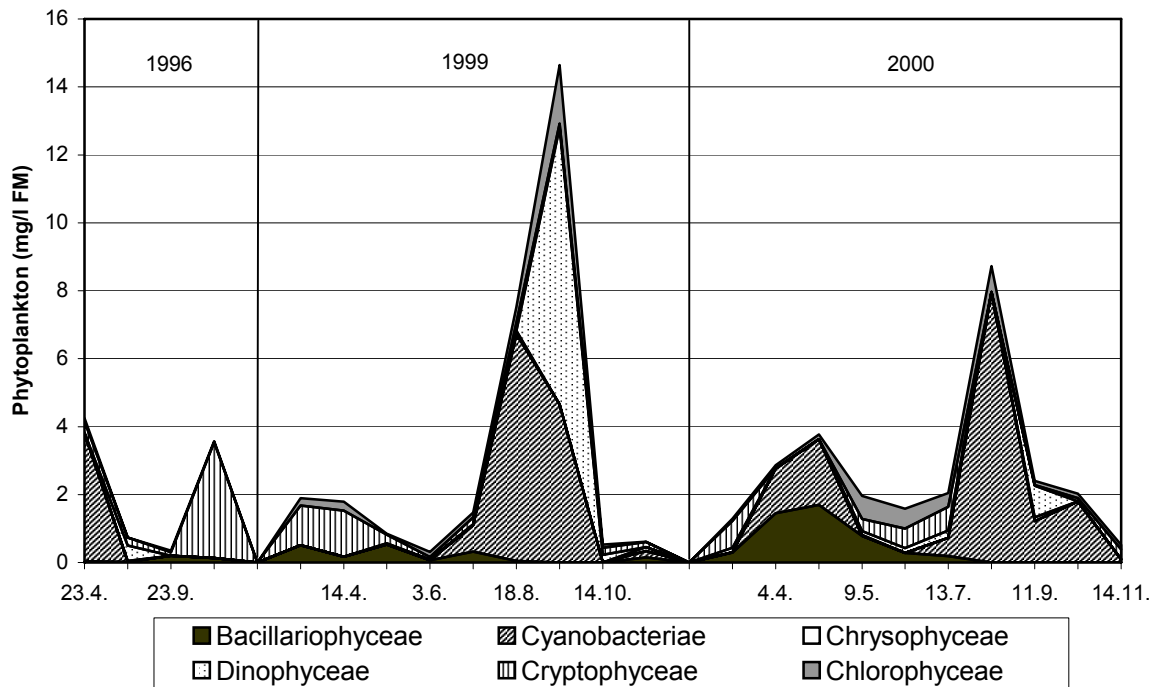
**Tabelle 2.** Allgemeine und limnologische Charakterisierung der untersuchten Gewässer, Trophiezustand (Istzustand) nach LAWA 1999; Epilimniontiefe (Tiefer See): 0,5 m, Epilimniontiefe (Schulzensee): 1,0 m; geographische Angaben nach Gauß-Krüger (Deutschland) mit Potsdamer Datum.

	Tiefer See			Schulzensee	
geographische Lage	53° 47' 35" n. Br., 12° 17' 30" ö. L.			53° 14' 56" n. Br., 12° 50' 54" ö. L.	
Meereshöhe [m ü. NN]	17,8			59,1	
Einzugsgebiet [km <sup>2</sup> ]	1,22			1,5	
	1996	1999	2000	1995	2000
Datenquelle	Seenprojekt M-V	Selig et al. 2001		Seenprojekt M-V	Umweltminist. M-V
Mischungsverhalten	dimiktisch und holomiktisch				
Analysen pro Jahr	4	9	10	4	4
pH-Wert	7,3 - 8,4	7,3 - 9,1	7,2 - 9,2	7,4 - 8,8	6,9 - 8,4
Leitfähigkeit [ $\mu S/cm$ ]	264 - 357	241 - 360	248 - 391	421 - 519	473 - 582
Gesamtphosphorkonz. im Epilimnion [mg P/l]	0,007 - 0,021	0,021 - 0,065	0,033 - 0,097	0,019 - 0,077	0,014 - 0,078
Orthophosphatkonz. im Epilimnion [mg P/l]	0,001 - 0,006	0,005 - 0,020	0,004 - 0,034	0,002 - 0,005	0,005 - 0,009
O <sub>2</sub> -Sättigung im Hypolimnion	ab Ende Sept. = 0	ab Sept. = 0	ab August = 0	ab Ende Juni = 0	ab Juni = 0
Sichttiefe [m]	-	0,7 - 2,2	0,8 - 2,2	1,5 - 3,2	2,5 - 4,0
Chlorophyll-a [ $\mu g/l$ ]	1,92 - 4,14	1,97 - 12,75	1,18 - 10,73	6,0 - 24,0	4,4 - 15,2
Phytoplanktonbiomasse [mg/l FM]	0,350 - 4,245	0,313 - 14,643	0,516 - 8,726	3,187 - 8,128	0,239 - 1,815
Zooplanktonbiomasse [mg/l FM]	0,027 - 1,605	-	-	0,648 - 3,057	0,369 - 6,674
Trophiezustand	mesotroph (Index: 1,59)	eutroph e1 (Index: 2,60)	eutroph e1 (Index: 2,74)	schwach eutroph	

Dies war Anlass, den Tiefen See umfangreicheren Untersuchungen in den Jahren 1999 und 2000 zu unterziehen (Selig et al. 2001). Dabei konnte festgestellt werden, dass sich der Tiefe See in einer Phase zunehmender Trophie befindet. Die Einstufung des Gewässers nach LAWA (1999) ergab für beide Jahre eutrophe Verhältnisse (Tab. 2).

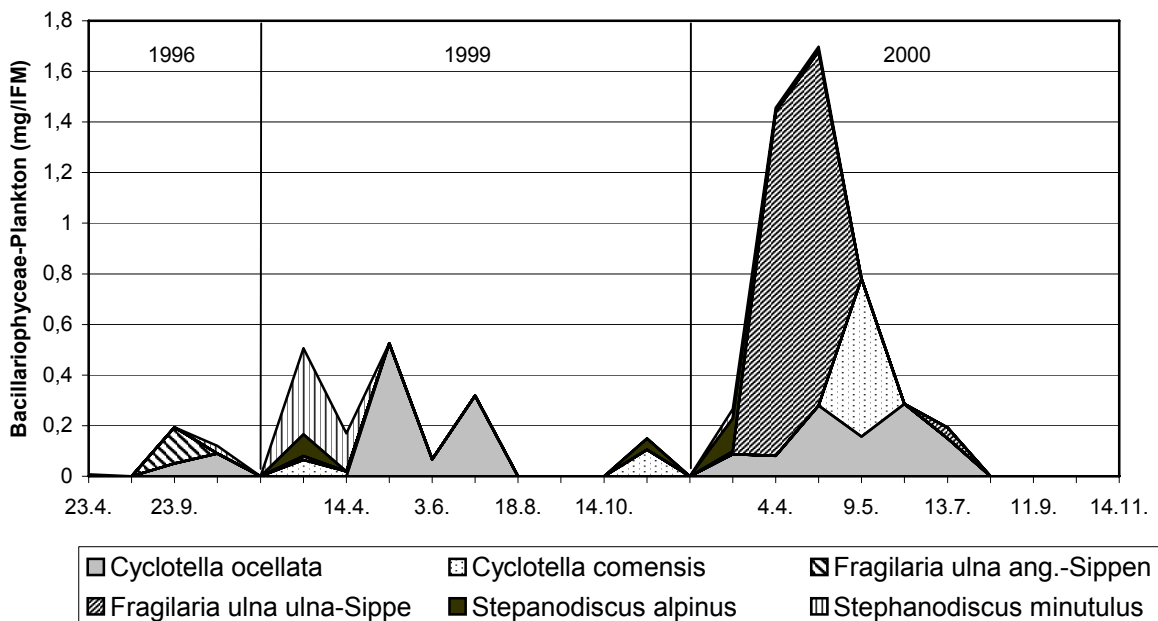
Die Phytoplanktonentwicklung (Abb. 5) wird neben Cryptophyceen und Diatomeen (Bacillariophyceae) vor allem durch Cyanobakterien bestimmt. In den Jahren 1996 und 2000 traten bereits im Frühjahr coccale Cyanobakterien in massiver Form auf. 1999 und 2000 wurden zusätzlich mit Beginn der Sommermonate enorme Entwicklungen von Cyanobakterien beobachtet. Dabei traten 1999 zunächst

*Anabena utermöhl* und *Aphanizomenon flos-aque* sowie im Jahre 2000 anfangs nur *A. flos-aque* auf. Diese Entwicklungen wurden dann in beiden Jahren durch eine Massenblüte von *Synechococcus rhodobactron*, einem coccalen Pikoplankter (Chroococcales), abgelöst.



**Abbildung 5.** Phytoplanktonzusammensetzung im Tiefen See in den Jahren 1996, 1999 und 2000; Quelle: Seenprojekt M-V und Selig et al. (2001).

Die Kieselalgen, welche an der derzeitigen Phytoplanktonbiomasseentwicklung einen wesentlichen Anteil haben, sind in Abb. 6 dargestellt.



**Abbildung 6.** Hinsichtlich ihres Anteils an der Biomasse bedeutende Diatomeen (Bacillariophyceae) in den Jahren 1996, 1999 und 2000 im Tiefen See; Quelle: Seenprojekt M-V und Selig et al. (2001).

Dominante zentrische Taxa sind *Cyclotella ocellata*, *Cyclotella ocomensis* und *Stephanodiscus minutulus* sowie die pennate *Fragilaria ulna* (acus- und angustissima-Sippen).

Der 48,5 ha umfassende **Schulzensee** (59,1 m über NN) ist ein di- und holomiktisches Gewässer mit einer maximalen Tiefe von 21,7 m. Der Schulzensee ist ein elektrolyt- und karbonatreicher Hartwassersee mit pH-Werten um 8.

Im Jahre 1995 ist der Schulzensee (Seenummer: 27050) im Rahmen des Seenprojektes Mecklenburg-Vorpommern einer limnologischen Untersuchung unterzogen worden. Hinsichtlich der Sauerstoffverhältnisse konnte dabei festgestellt werden, dass bereits im Juni große Teile des Hypolimnions sauerstofffrei waren und im Herbst im gesamten Hypolimnion anaerobe Verhältnisse bestanden (Seenprojekt M-V). Weiterhin kam es im Herbst über dem Sediment zu verstärkten Phosphorfreisetzungen (0,29 mg/l Gesamt-P). Die beobachteten Sichttiefen beliefen sich zwischen 1,5 und 3,2 m (Tab. 2). Die Chlorophyllwerte lagen zwischen 6 bis 24 µg/l Chl a. Die Phytoplanktonentwicklung wurde fast ausschließlich von Grünalgen bestimmt, im Herbst erlangten Cryptoflagellaten eine größere Bedeutung. Das Zooplankton wurde von Copepoden dominiert. Im Frühjahr und Frühsommer hatten Cladoceren einen geringen Anteil an der Zooplanktonbiomasse. Insgesamt wurde der Schulzensee aufgrund dieser Untersuchungen (Seenprojekt M-V im Jahre 1995) als schwach eutrophes Gewässer eingestuft.

Im Jahr 2000 wurde der Schulzensee erneut im Auftrag des Umweltministeriums M-V untersucht (Tab. 2). Es waren ähnliche Verhältnisse wie 5 Jahre zuvor anzutreffen. Dies ist anhand der pH-Werte, Phosphorkonzentrationen und der Sauerstoffverhältnisse zu sehen. Ob geringere Chl a-Konzentrationen und Phytoplanktonentwicklungen sowie höhere Sichttiefen auf etwas verbesserte Trophieverhältnisse schließen lassen, lässt sich aufgrund der zu geringen Beprobungsdichte nicht aussagen. Die erhöhte Zooplanktonbiomasse im Frühjahr deutet darauf hin, dass die eigentliche Phytoplanktonentwicklung des Frühjahres zum Zeitpunkt der Probenahme bereits beendet war. Somit fielen die daraus resultierenden Werte geringer aus.

Hinsichtlich ihres morphometrischen Referenzzustandes konnten beide Seen als mesotroph nach LAWA (1999) eingestuft werden (Tab. 3).

**Tabelle 3.** Ermittlung des Referenzzustandes der untersuchten Gewässer anhand der Morphometrie (nach LAWA 1999).

	<b>Tiefer See</b>	<b>Schulzensee</b>
Gewässerfläche	15,9 ha	48,5 ha
Gewässervolumen	1.692.310 m <sup>3</sup>	3.520.000 m <sup>3</sup>
Mittlere Tiefe ( $Z_m$ )	10,66 m	7,26 m
Maximale Tiefe ( $Z_{max}$ )	30,6 m	21,7 m
effektive Länge ( $L_{eff}$ )	870 m	1.150 m
effektive Breite ( $B_{eff}$ )	380 m	554 m
Theoretische Epilimniontiefe ( $Z_{epi}$ )	5,09 m	5,55 m
Tiefengradient (F)	6,01	3,91
Verknüpfung $Z_m$ und F (theoretische Sichttiefe)	5,78 m	3,98 m
Referenzzustand (nach Morphometrie)	mesotroph	mesotroph



## 2.6 Landschaftsgenese

### 2.6.1 Zeitliche Zuordnung

Zur Darstellung der Vegetations- und Klimageschichte Mecklenburgs soll der Zeitraum vom Weichsel-Hochglazial bis in die Gegenwart betrachtet werden. Sie wird im folgenden Abschnitt chronostratigraphisch gegliedert (Tab.4). Für die Darstellung der Siedlungsgeschichte wurde eine archäostratigraphische Einteilung vorgenommen. Die Zeitangaben erfolgen nach Duphorn et al. (1995), Janke (1996), Stuiver et al. (1998), Billwitz et al. (2000), Karge et al. (2000), Erstling et al. (2001) und markieren jeweils den Beginn des Zeitabschnittes <sup>1</sup> (Tab. 4).

### 2.6.2 Vegetations- und Klimageschichte

#### **Brandenburger Stadium (30000 BP<sub>conv</sub>)**

Innerhalb der Weichseleiszeit drang das Inlandeis nur während des Hochglazials in den südlichen Ostseeraum vor und erreichte vor etwa 20000 Jahren (BP<sub>conv</sub> = ca. 23.650 cal. BP) mit dem Brandenburger Stadium seine Maximalausdehnung (Jahnke 1996). Der dazu gehörende Endmoränenzug verlief von Zarrentin (Grenze zu Schleswig-Holstein) über Parchim in südöstlicher Richtung bis in das Land Brandenburg. Im nördlichen Mitteleuropa waren arktisch-kontinentale Klimaverhältnisse anzutreffen. Vermutlich lagen die mittleren Januartemperaturen bei nur -8 °C, es herrschte Permafrost vor. Für die mittleren Julitemperaturen werden ca. 9 bis 10 °C angenommen, die Niederschläge waren gering (Lang 1994, Benecke 1999). Es bildete sich eine offene Vegetation mit Kräutern und Gräsern (Gliemeroth 1995).

#### **Frankfurter Stadium (20000 cal. BC)**

Der kurz nach dem Brandenburger Stadium folgende Vorstoß des Frankfurter Stadiums erreichte seine Maximalausdehnung an der Linie Schwerin-Südrand Plauer See-Wredenhagen (Jahnke 1996). Er wurde von ausgedehnten Sandern begleitet, die teilweise die reliefschwachen Endmoränen des Brandenburger Stadiums überschütteten. Die Klima- und Vegetationsverhältnisse dürften ähnlich dem vorherigen Abschnitt gewesen sein.

#### **Blankenberg-Interstadial (18300 cal. BC)**

Die Erhöhung der Temperatur während dieses Abschnittes führte zum Rückschmelzen des Eises bis in das Küstengebiet Mecklenburg-Vorpommerns. Es waren zwischen Todeisblöcken liegende Eisstauseen verbreitet (Jahnke 1996). Über die in diesem Interstadial vorherrschende Vegetation besteht noch Unklarheit (Lang 1994).

#### **Pommersches Stadium (16200 cal. BC)**

Der Vorstoß des Inlandeises des Pommerschen Stadiums bedeckte Mecklenburg-Vorpommern bis zur Linie Grevesmühlen-Waren-Neustrelitz-Feldberg (Jahnke 1996). Südwestlich der Endmoräne bildeten sich nach dem Abschmelzen ausgedehnte Sanderflächen.

<sup>1</sup> Dabei bedeuten: AD = anno domini, Jahre nach Christi Geburt, BC = before Christ, Jahre vor Christi Geburt, cal. = kalibriert und BP<sub>conv</sub> = before present, unkalibrierte Jahre vor heute, d. h. vor 1950.

**Tabelle 4.** Chrono- und archäostratigraphische Gliederung seit dem Weichsel-Hochglazial für den nordostdeutschen Raum, zusammengestellt nach verschiedenen Autoren: <sup>1</sup> Duphorn et al. (1995), Janke (1996); <sup>2</sup> Billwitz et al. (2000); <sup>3</sup> Stuiver et al. (1998) berechnet für <sup>1</sup> und <sup>2</sup>, Karge et al. (2000), Erstling et al. (2000); <sup>4</sup> Duphorn et al. (1995), Karge et al. (2000).

AD = anno domini, Jahre nach Christi Geburt, BC = before Christ, Jahre vor Christi Geburt, cal. = kalibriert und BP<sub>conv</sub> = before present, unkalibrierte Jahre vor heute, d. h. vor 1950

Chronostratigraphische Gliederung		Archäostratigraphische Gliederung	
Chronozone	Beginn vor: [ <sup>14</sup> C- u. U/Th- Jahre, BP <sub>conv</sub> ] <sup>1</sup>	Beginn vor: <sup>14</sup> C- Jahre, BP <sub>conv</sub> ] <sup>2</sup>	Beginn vor: [Jahre cal. AD/BC] <sup>3</sup>
Holozän			Neuzeit
			Mittelalter
			Slawenzeit
			Völkerwanderungszeit
			Eisenzeit
		2500	Bronzezeit
		5000	Neolithikum
		8000	6500-5000
		9000	
		10200	Mesolithikum
Spätglazial	Jüngere Dryas	11000	
	Alleröd	11800	
	Ältere Dryas	12300	12300 (12100)
	Bölling	12800	13500 (12400)
	Älteste Dryas	13000	13700 (13600)
	Mecklenburger Stadium	13500	14300
	Lockarp-Interstadial	14800	15800
	Pommersches Stadium	15200	16200
	Blankenberg-Interstadial	17000	18300
	Frankfurter Stadium	18500	20000
Hochglazial	Brandenburger Stadium	30000	

Das kühle und trockene Klima führte wie auch schon in den vorherigen Stadien des Weichsel-Hochglazials zur Ausbildung einer zwergstrauchreichen Tundra mit Steppenelementen (Mehl & Thiele 1998).

#### **Lockarp-Interstadial (15800 cal. BC)**

Während dieser Phase der Erwärmung zog sich das Eis bis nördlich der Insel Rügen zurück. Ob es dabei noch das Gebiet Mecklenburg-Vorpommerns erreichte, konnte bisher nicht nachgewiesen werden. Südlich der Eisrandlage war zwischen großen Todeisfeldern und Eisstauseen Strauchtundra mit Zwergbirken (*Betula nana*) verbreitet (Jahnke 1996).

#### **Mecklenburger Stadium (14300 cal. BC)**

Das Mecklenburger Stadium des Weichsel-Glazials bildete den jüngsten und damit letzten bedeutenden Inlandeisvorstoß aus dem Ostseeraum. Der Endmoränenzug ist nur kleinräumig entwickelt und verläuft bei Wismar und Bad Doberan über Teterow bis Neubrandenburg, Pasewalk. Es kam zu einem raschen Zerfall des Eises und zur Entstehung von Osern und Fließgewässern (Jahnke 1996). Während dieses Stadials müssen ähnliche Klima- und Vegetationsverhältnisse wie in den drei vorangegangenen Stadien (Brandenburger, Frankfurter, Pommersches Stadium) angenommen werden. Erst im folgenden Abschnitt kam es zu einer deutlichen Veränderung des Klimas und dementsprechend der Vegetation.

#### **Älteste Dryas (13700 cal. BC)**

Die Älteste Dryas leitet das Spätglazial der Weichselvereisung ein, in welchem sich die Eismassen rasch in den skandinavischen Raum zurückzogen. Im heutigen Mecklenburg-Vorpommern kam es zum Niederschmelzen der Resteisfelder des Mecklenburger Stadiums. Die dabei entstandenen Eisstauseen, die sich vor dem zurückweichenden Eis bildeten, vereinigten sich im Ostseebecken zum Baltischen Eissee.

Obwohl die Temperaturen in diesem Zeitabschnitt erheblich anstiegen, war das Klima noch arktisch (Lang 1994). Nach Gliemeroth (1995) wurden die eisfrei gewordenen Flächen von offener Vegetation mit Kräutern und Gräsern besiedelt. Es bildete sich eine Tundravegetation, die aus an Ericaceen armen Zwergstrauchgesellschaften und offenen Schutt- und Geröllfluren bestand, heraus (Lang 1994).

Duphorn et al. (1995) geben für den Beginn des Spätglazials ca. 13000 BP<sub>conv</sub> an. Möglicherweise erfolgte die Deglaziation des nordostdeutschen Raumes und damit der Beginn des Spätglazials jedoch bereits ein Jahrhundert früher (Kaiser 2001). Danach wäre der Beginn der Ältesten Dryas bei ca. 14800 cal. BC anzusiedeln.

#### **Bölling (13500 cal. BC)**

Der erneute Rückzug des skandinavischen Eises bewirkte eine weitere Erwärmung in unserem Raum (Gliemeroth 1995). Anfänglich vorhandene Steppentundra entwickelte sich über eine ebenfalls lichtbedürftige Sanddorn-Pionierflora (*Hippophae rhamnoides*) zu einer Kraut- und Strauchtundra mit zunehmendem Birkenanteil (*Betula* sp.) (Janke 1996). Weiterhin wanderte die Kiefer (*Pinus* sp.) nach West- und Zentraleuropa ein (Gliemeroth 1995).

Der Grund- und Oberflächenwasserspiegel stieg während des Böllings an. Es entstanden erste geringmächtige Moore und Seen (Jahnke 1996).

### **Ältere Dryas (12300 cal. BC)**

Innerhalb dieser kurzen Epoche kam es zu einer Abkühlung der Temperaturen. Nach Jahnke (1996) waren im norddeutschen Raum Waldtundra und z. T. Krauttundra ausgeprägt. Aufgrund der Auswertung zahlreicher europäischer Pollendiagramme, konnte Gliemerth (1995) feststellen, dass diese Phase nur in Teilen Nord- und Nordosteuropas sowie in höheren Lagen der Gebirge nachweisbar ist.

### **Alleröd (11900 cal. BC)**

Das weitere Abschmelzen des skandinavischen Eisschildes führte zur Abtrennung eines kleineren Eisschildes auf der Kola-Halbinsel (Gliemerth 1995). Die Jahresmittel-Temperaturen waren angestiegen, die Juli-Mitteltemperaturen lagen bei ca. 15 °C (Lang 1994). In den anfangs noch waldfreien Arealen kam es zu einer kurzen Massenfaltung von Gebüsch aus Wacholder (*Juniperus* sp.) und Sandorn (*Hippophae ramnoides*) (Lang 1994).

Die im Süden bereits im Bölling eingesetzte Wiederbewaldung, fand im Norden Deutschlands erst im Alleröd statt. Dabei entwickelten sich zunächst offene Birken-, später offene Birken-Kiefern-Wälder (Gliemerth 1995). Tundrenelemente und Kaltsteppenarten gingen stark zurück, verschwanden allerdings nicht gänzlich (Mehl & Thiele 1998).

Noch vorhandenes Todeis taute in dieser Phase zunehmend aus. Der Grund- und Oberflächenwasserspiegel stieg erneut an. Vermoorung und Seebildung setzten sich in Norddeutschland fort (Jahnke 1996).

Am Ende des Alleröds kam es infolge des Ausbruchs des Laacher Vulkans (Eifel, ca. 11070 cal. BC) zur Ablagerung von Laacher See-Tuff. Dieser ist gebietsweise auch in Mecklenburg nachweisbar und gilt als hervorragender absoluter Zeitmarker (Lang 1994).

### **Jüngere Dryas (11000 cal. BC)**

Während dieses Zeitabschnittes kam es zu einem deutlichen Klimarückschlag, der sich besonders in West- und Nordwesteuropa bemerkbar machte. Dies führte zu einem längeren Stillstand des Gletscherabschmelzens, z. T. sogar zum erneuten Gletschervorstoß. Die Juli-Mitteltemperaturen gingen um etwa 5 °C gegenüber dem Alleröd zurück (Lang 1994). Es herrschte ein ozeanisch geprägtes Klima mit kalten Wintern (Benecke 1999). Örtlich war geringmächtig Permafrost verbreitet (Jahnke 1996). Starke Winde führten zur Bildung von Binnendünen.

Die bereits vorhandenen offenen Wälder wurden weiter aufgelichtet bzw. gebietsweise von Zwergstrauch- und Grastundra abgelöst (Jahnke 1996, Schoknecht 1996). Diese Vegetationsform wird auch als Parktundra bezeichnet (Schoknecht 1996, Mehl & Thiele 1998).

Am Ende der Jüngeren Dryas floss der Baltische Eisstausee, der seit dem frühen Spätglazial bestand, durch die Billinger Pforte in den Skagerrak ab (Lang 1994, Jahnke 1996).

### **Präboreal (10000 cal. BC)**

Das Präboreal, auch als "Vorwärmezeit" bezeichnet, leitete mit einem raschen Temperaturanstieg das Holozän ein (Lang 1994). Es herrschte boreales, winterkaltes Klima (Jahnke 1996). Die Jahresmitteltemperaturen lagen im Durchschnitt nur 3 bis 4 °C unter den heutigen. Außerdem erhöhten sich die Niederschläge (Benecke 1999).

Die zunehmende Temperatur bewirkte als ersten Sukzessionschritt die Ausbreitung der Birke (*Betula pendula*, *B. pubescens*). Erst anschließend setzte sich dann die Wiederbewaldung durch Expansion der

Kiefer (*Pinus sylvestris*) fort (Schoknecht 1996). Es entstanden geschlossene Birken- bis Kiefern-Birken-Wälder (Jahnke 1996). Die vormals verbreiteten Tundrapflanzen wurden weitestgehend zurückgedrängt (Mehl & Thiele 1998).

#### **Boreal (8250 cal. BC)**

Im Boreal, welches auch als "Frühe Wärmezeit" benannt wird, kam es zu einer weiteren kontinuierlichen Erwärmung (Mehl & Thiele 1998). Nach Jahnke (1996) herrschte in Norddeutschland ein kontinentales, sommerwarmes, relativ trockenes Klima, was die Nordausbreitung entsprechender anspruchsvoller Arten wie z. B. den Efeu (*Hedera helix*) und die Laubholz-Mistel (*Viscum album*) während des Boreals erklärt (Lang 1994). Die Hasel (*Corylus avellana*), die bereits im Präboreal nach Mittel- und Nordeuropa eingewandert war, erreichte nun ihre maximale Ausbreitung (Lang 1994, Schoknecht 1996). In der ersten Phase des Boreal waren zunächst noch lichte Hasel-Kiefern-Wälder verbreitet (Jahnke 1996). Anschließend wurde die Kiefer durch Konkurrenz der Laubhölzer zunehmend verdrängt und konnte sich schließlich nur noch auf Extremstandorten behaupten (Lang 1994). Im jüngeren Boreal traten bereits Eichenmischwaldarten wie z. B. Eiche (*Quercus* sp.), Ulme (*Ulmus* sp.) und Erle (*Alnus* sp.) auf (Kloss 1980, Lang 1994, Jahnke 1996).

Während des Boreals kam es nach Jahnke (1996) zu einem Abfall der Grund- und Oberflächenwasserspiegel, was teilweise zum völligen Versiegen von Flüssen und Seen führte. Die Seespiegel in Mecklenburg lagen deutlich unterhalb ihres heutigen Niveaus (Kaiser 1996).

#### **Atlantikum (6900 cal. BC)**

Zu Beginn des Atlantikums herrschte zunehmend feucht-warmes Klima. Die Jahresmittel der Lufttemperatur lagen ca. 3 bis 4 °C oberhalb der heutigen (Jahnke 1996), weshalb das Atlantikum auch als Phase des holozänen Wärmeoptimums bezeichnet wird (Imbrie & Palmer-Imbrie 1981, Gliemerth 1995). Aufgrund dieser klimatischen Verhältnisse konnte die Stechpalme (*Ilex aquifolium*) in das Gebiet einwandern und dabei sogar die heutige Ostgrenze ihrer Verbreitung überschreiten (Lang 1994).

Im frühen Atlantikum breitete sich in Mecklenburg zunächst Eichenmischwald mit hohen Anteilen an Linde (*Tilia* sp.), Ulme (*Ulmus* sp.), Hasel (*Corylus* sp.) bei fortschreitender Verdrängung der Kiefer (*Pinus* sp.) aus. Die Erle (*Alnus* sp.) gewann zunehmend an Bedeutung und nahm im jüngeren Atlantikum, in welchem die Temperaturen wieder etwas zurück gingen (Jahres-Mitteltemperaturen  $\geq$  2 °C als heute), weiter zu (Jahnke 1996). Der Anteil der Hasel ging im jüngeren Atlantikum zurück (Boehm-Hartmann 1973, Jahnke 1996, Mehl & Thiele 1998). Die Esche (*Fraxinus* sp.) hingegen breitete sich aus.

Im Atlantikum stieg der Wasserspiegel besonders der küsten- und grundwassernahen Gewässer in Mecklenburg an (Jahnke 1996, Kaiser 1996).

#### **Subboreal (3800 cal. BC)**

Im Subboreal gingen die Temperaturen merklich zurück (Jahnke 1996, Mehl & Thiele 1998). Es wurde zunehmend trockener (Benecke 1999). Wärmeliebende Pflanzen wie der Efeu und die Mistel nahmen hinsichtlich ihrer Häufigkeiten stark ab (Lang 1994). Ihre Verbreitungsgrenzen verlagerten sich wieder nach Süden. Obwohl weiter Eichenmischwälder verbreitet waren, kam es zu einem Dominanzwechsel innerhalb der begleitenden Laubgehölze (Jahnke 1996).

Das frühe Subboreal ist im allgemeinen durch einen markanten Ulmenrückgang gekennzeichnet (Lang 1994, Schoknecht 1996, Mehl & Thiele 1998). Nach Schoknecht (1996) wurde der sogenannte Ulmenfall klimatisch oder durch Krankheit (Pilzbefall: *Ceratocystis ulmi*) ausgelöst und anthropogen verstärkt.

Neben dem Rückgang der Ulme (*Ulmus* sp.), aber auch der Linde (*Tilia* sp.), kam es während des Subboreals zu einer markanten Einwanderung der Hain- und Rotbuche (*Carpinus betulus*, *Fagus sylvatica*) (Boehm-Hartmann 1973, Kloss 1980, Jahnke 1996).

Im Subboreal war der anthropogene Einfluss erstmals spürbar. Der Wald wurde in Teilen gerodet und in Weide- und Ackerflächen umgewandelt (Schoknecht 1996, Benecke 1999). Die sesshafte Lebensweise ("neolithische Revolution") entwickelte sich zunehmend. Pollenanalytisch sind Siedlungsanzeiger während dieser Zeit nachzuweisen (Kloss 1980, Schoknecht 1996). Die Ausbreitung der Rotbuche ist möglicherweise durch den Einfluss menschlicher Besiedlung gefördert worden. In den vormals bereits vorhandenen dichten Wäldern konnte sich die relativ spät im Gebiet eingetroffene Rotbuche kaum gegenüber der Konkurrenz anderer Gehölze behaupten. So wurde vielfach diskutiert, dass die anthropogen entstandenen Rodungsinseln sowie mögliche Fruchtverbreitung die Ausbreitung der Rotbuche begünstigten (Lang 1994, Schoknecht 1996, Küster 1998).

Gegen Ende des Subboreals waren im küstenfernen Binnenland Mecklenburgs z. T. tiefere Wasserspiegel anzutreffen. Zu- und abflusslose Flachseen konnten sogar trockenfallen (Jahnke 1996).

### **Subatlantikum (500 cal. BC)**

Mit Beginn des Subatlantikums stellte sich ein etwas kühleres und feuchteres Klima ein als zuvor. Es ist mit unserem heutigen Klima vergleichbar (Jahnke 1996).

Es waren zunächst noch Eichenmischwälder mit zunehmenden Anteilen von Hainbuche und Rotbuche verbreitet. Die Rotbuche kam dabei zu ihrer Massenausbreitung, weshalb das Subatlantikum auch als "Buchenzeit" bezeichnet wird (Boehm-Hartmann 1973, Lang 1994, Benecke 1999). Im mittleren Subatlantikum herrschten Eichen-Buchen- und Eichen-Hainbuchen-Mischwälder vor (Jahnke 1996, Schoknecht 1996).

Die neolithische Landnutzung verstärkte sich insgesamt während des Subatlantikums. Zwar ging der Siedlungseinfluss zumeist erst einmal gegenüber der Bronzezeit zurück und war am Ende der Völkerwanderungszeit kaum mehr vorhanden, aber ab dem Mittelalter erhöhte sich der anthropogene Einfluss umso mehr. Die Waldfläche ging durch Rodungen zur Anlage immer weiterer Weide- und Ackerflächen sowie zur Brennholznutzung stark zurück (Schoknecht 1996). Vor allem im Mittelalter kam es zur teilweise völligen Zerstörung der Primärwälder und zur Zunahme der Bodenerosion (Lang 1994, Benecke 1999). Siedlungsanzeigende und Nichtbaumpollen nahmen in ihren Anteilen zu (Boehm-Hartmann 1973, Schoknecht 1996). Erst Mitte bis Ende des 19. Jh. wurde der Wald in Deutschland wieder aufgeforstet, besonders mit Fichte und Kiefer (Küster 1998).

Auch die Gewässer wurden verstärkt vom Menschen beeinflusst. Die Eutrophierung erhöhte sich, Wasserspiegel wurden künstlich verändert sowie Flüsse begradigt (Lang 1994, Jahnke 1996, Schoknecht 1996).

### 2.6.3 Siedlungsgeschichte und archäologische Fundsituation im Umfeld der Seen

#### Paläolithikum

Die frühesten archäologisch nachweisbaren Spuren menschlicher Besiedlung Mecklenburgs stammen aus dem Spätglazial (Benecke 1999). Sehr wahrscheinlich ist jedoch, dass schon davor vereinzelt Menschen nach Mecklenburg kamen, denn in den benachbarten Gebieten belegen dies mittelpaläolithische Funde (Benecke 1999). In Mecklenburg könnten solche Funde durch die intensiven Gletscherbewegungen zerstört, auseinander gerissen oder überdeckt worden sein (Terberger 1997, Benecke 1999, Erstling et al. 2001).

Die am Ende der Altsteinzeit hier lebenden Menschen waren spezialisierte Rentierjäger (Karge et al. 2000, Erstling et al. 2001). So siedelten während des Alleröds Järgergemeinschaften der Federmessergruppen im heutigen Mecklenburg-Vorpommern. Ein dazu gehöriger einzigartiger Fund aus Endingen, welcher auf ca. 11800-11500 cal. BC datiert wurde (Billwitz et al. 2000), stellt den bislang ältesten Beleg für eine Siedlung im Gebiet des heutigen Mecklenburg-Vorpommerns überhaupt dar. Im Verlauf der Jüngeren Dryas, zur Zeit der Ahrensburger Kultur, konnten zahlreiche Funde, beispielsweise Stielspitzen, die menschliche Präsenz belegen (Schoknecht 1996, Benecke 1996).

#### Mesolithikum (10000 cal. BC)

Das Mesolithikum in Mecklenburg-Vorpommern beginnt mit dem Präboreal, also mit der nacheiszeitlichen Erwärmung. Mesolithische Funde aus dieser präborealen Phase sind allerdings bisher in Mecklenburg-Vorpommern nicht nachgewiesen (Schoknecht 1996, Benecke 1996). Im Boreal und Frühatlantik trat zunächst die Maglemose-Kultur auf, im darauffolgenden jüngeren Atlantikum war im Binnenland die Oldesloer Gruppe, im Küstenbereich die Ertebölle-Kultur verbreitet (Benecke 1996). Als charakteristische Feuersteingeräte (Flintgeräte) des Mesolithikums sind die Mikrolithen zu nennen. Weitere Fundstücke aus dieser Zeit sind Kern- und Scheibenbeile, Schaber, Klingen, Knochenspitzen (Harpunen) sowie weitere Knochen- und Geweihwerkzeuge (Schoknecht 1996, Benecke 1996, Erstling et al. 2001). Die mesolithischen Menschen siedelten besonders in der Nähe von Gewässern (Schoknecht 1996, Erstling et al. 2001). Sie ernährten sich vom Fischfang, der Jagd und der Sammelwirtschaft (Benecke 1996, Erstling et al. 2001).

Im Gebiet um den Tiefen See sind zwei mesolithische Fundplätze bekannt (Archiv d. Landesamtes f. Bodendenkmalpflege M-V II und III). Davon liegt einer in unmittelbarer Seenähe. Es handelt sich bei den Fundgegenständen um mesolithische Flintgeräte und Schaber.

Vom Schulzensee sind erst Funde aus der Eisenzeit bekannt.

#### Neolithikum (Beginn zwischen ca. 5500 und 3800 cal. BC)

Mit dem Beginn des Neolithikums trat ein grundlegender Wandel in der Kulturgeschichte ein. Die Menschen gingen zur agrarischen Lebensweise über (Lang 1994, Benecke 1999, Karge et al. 2000, Erstling et al. 2001). Dieser Prozess des Übergangs zur bäuerlichen Lebensweise mit Ackerbau und Viehzucht, auch als "Neolithische Revolution" bezeichnet, vollzog sich auch im Gebiet Mecklenburg-Vorpommerns erst allmählich. So wurde die älteste neolithische Kultur Mitteleuropas, die der Bandkeramik, nur im äußersten Südosten, an der Grenze zu Brandenburg nachgewiesen. In weiten Teilen des norddeutschen Tieflands lebten währenddessen noch Jäger-Fischer-Sammler-Gemeinschaften (Oldesloer Gruppe, Ertebölle-Kultur) (Benecke 1999). Erst zu Beginn des 4. Jahrtausends v. u. Z. setzte die sesshafte agrarische Lebensweise im gesamten Gebiet des heutigen Mecklenburg-Vorpommern ein

(Benecke 1999, Erstling et al. 2001). Die zu jener Zeit lebenden Ackerbauern gehörten der Trichterbecherkultur an. Großsteingräber und zahlreiche Funde, wie z. B. Flintbeile und Steinäxte zeugen noch heute von ihrer Lebensweise (Schoknecht 1996, Benecke 1999). Im Mittelneolithikum wurde das Gebiet durch Angehörige der Havelländischen und Kugelamphoren-Kultur besiedelt (Benecke 1999). Das Spätneolithikum wurde durch die Oberschnurkeramik, die Glockenbecherkultur und schließlich durch die Einzelgrabkultur geprägt (Benecke 1999).

Während des Neolithikums weiteten sich die Siedlungsareale aus, es entstanden erste Rodungsinseln (Lang 1994, Schoknecht 1996).

Um den Tiefen See wurden mehrfach Funde (11 Fundstellen, Archiv d. Landesamtes f. Bodendenkmalpflege M-V I, II und III) aus der neolithischen Zeit nachgewiesen. Dazu gehören verschiedene Flintgeräte und eine Hammeraxt. Bis auf einen Fundplatz, der direkt am Tiefen See liegt, befinden sich die übrigen im weiteren Umfeld.

### **Bronzezeit (1800 cal. BC)**

Die Bronzezeit wird hauptsächlich durch das Auftreten des neuen Werkstoffs Bronze charakterisiert, aus dem nun ein Teil der Werkzeuge, Waffen, aber vor allem Schmuck und Kultgegenstände gefertigt wurde (Lang 1994, Benecke 1999, Erstling et al. 2001). Da die Ausgangsmetalle zur Bronzeherstellung im Gebiet des heutigen Mecklenburgs nicht vorhanden waren, mussten diese durch Tauschhandel erworben werden (Karge et al. 2000, Erstling et al. 2001).

Innerhalb der bronzezeitlichen Bevölkerung bildeten sich allmählich differenzierte soziale Schichten heraus, was z. B. bei der Beigabenausstattung der Begräbnisse deutlich wird (Karge et al. 2000, Erstling et al. 2001). Während der Bronzezeit vollzog sich ein sichtbarer Wandel hinsichtlich der Bestattungsgewohnheiten. Die zunächst noch angelegten Hügelgräber wurden von Flachgräbern abgelöst. Gleichzeitig setzte sich die Brandbestattung durch (Benecke 1999, Karge et al. 2000, Erstling et al. 2001).

Siedlungsbefunde aus der älteren Bronzezeit fehlen bisher für Mecklenburg. Jungbronzezeitliche Siedlungen und Gräberfelder sind dagegen vielfach belegt (Schoknecht 1996, Benecke 1999, Erstling et al. 2001).

Aus dieser Phase sind mehrere Fundplätze (Archiv d. Landesamtes f. Bodendenkmalpflege M-V I und III) im Umfeld des Tiefen Sees bekannt. Die meisten von ihnen sind Hügelgräber, es befinden sich darunter aber auch Funde wie eine bronzezeitliche Lanzenspitze, Bernsteinperlen und goldene Ringe.

### **Eisenzeit (500 cal. BC)**

Mit der Gewinnung und Nutzung des Eisens begann die Eisenzeit. Dazu wurde das nahezu überall vorkommende Raseneisenerz verhüttet und zu Werkzeugen, Waffen, Trachtbestandteilen und Schmuck weiterverarbeitet (Benecke 1999, Erstling et al. 2001). Die Bevölkerungsdichte und landwirtschaftliche Produktion erhöhten sich (Karge et al. 2000, Erstling et al. 2001).

In der älteren, der vorrömischen Eisenzeit, waren im Gebiet Mecklenburgs Angehörige der Jastorf-Kultur verbreitet. Dies war der Beginn der allmählichen Herausbildung der germanischen Stämme im mecklenburgischen Raum (Benecke 1999, Karge et al. 2000, Erstling et al. 2001). Die verbreiteten Germanenstämme, wie z. B. die Langobarden, Warnen, Semnonen und eventuell die Sachsen zeichneten sich durch zunehmende Siedlungsbewegungen aus. Dies führte während der Römischen Kaiserzeit zu verstärkten Kontakten mit dem südlichen Europa, gleichzeitig kam es aber zu einer Ausdünnung der Bevölkerung im mecklenburgischen Raum (Karge et al. 2000, Erstling et al. 2001).



Aus der Eisenzeit ist eine im entfernteren Umfeld des Tiefen Sees gelegene Siedlung bekannt (Archiv d. Landesamtes f. Bodendenkmalpflege M-V I).

Die frühesten im Gebiet des Schulzensees nachgewiesenen Funde (2 Fundstellen, Archiv d. Landesamtes f. Bodendenkmalpflege M-V IV) stammen aus der vorrömischen Eisenzeit.

### **Völkerwanderungszeit (300 cal. AD)**

Der Prozess der Abwanderung und Aufgabe von Siedlungen verstärkte sich noch während der Völkerwanderungszeit (Karge et al. 2000, Erstling et al. 2001). Dies hatte zur Folge, dass sich der Wald auf den Wüstungen und in der Nähe ehemaliger Siedlungen wieder ausbreiten konnte (Lang 1994). Obwohl das Land nahezu verlassen war, dokumentieren Fundstücke aus dieser Zeit die teilweise Anwesenheit und Siedlungstätigkeit der Menschen (Schoknecht 1996, Benecke 1999, Erstling et al. 2001). Die germanische Zeit ging durch Abwanderung fast aller ihrer Angehörigen in andere Gebiete im heutigen Mecklenburg zu Ende (Karge et al. 2000).

### **Slawenzeit (500 cal. AD)**

Mit Beginn des 6. Jahrhunderts begann die slawische Besiedlung mit der Einwanderung der Obotriten aus dem Osten. Im 7. Jahrhundert folgten die Wilzen (später als Lutizen benannt) aus südöstlicher Richtung. Neben diesen beiden slawischen Stämmen siedelten noch kleinere Teilstämme. Dazu gehörten im Müritzgebiet der Verband der Müritzer und an der Recknitz die Zirzipanen (Karge et al. 2000).

Innerhalb dieser Epoche entstanden umfangreiche Siedlungen und Burgen (Benecke 1999, Karge et al. 2000, Erstling et al. 2001). Weiterhin erfuhr die Landwirtschaft einen Aufschwung, z. B. durch die Verbreitung des Roggenanbaus und die Zunahme der Viehhaltung. Gleichzeitig nahmen die handwerkliche Produktion sowie der Handel, der sich z. T. bis in den arabischen Raum nachweisen lässt, deutlich zu (Karge et al. 2000, Erstling et al. 2001). Trotz ihrer anfänglichen Erfolge blieben die Slawen spätestens mit der Jahrtausendwende (um 1000) hinter der westeuropäischen Entwicklung zurück. Möglicherweise sind wiederholte Expansionsversuche ihrer Nachbarn verbunden mit der Absicht die Slawen zu christianisieren die Ursache dafür (Karge et al. 2000, Dreßler 2001). Nachdem der Versuch der Missionierung der Slawen (Lutizenaufstand im Jahre 983, Obotritenaufstand im Jahre 990) zunächst gescheitert war, wurde die slawische Herrschaft im 12. Jahrhundert endgültig beseitigt (Karge et al. 2000, Hofmann 2001).

Bis heute haben sich Ort- und Flurnamen aus slawischer Zeit erhalten und der Stierkopf, einst Symbol der slawischen Herrscher, ist das Wappentier Mecklenburgs (Müller 1999).

Im Gebiet um den Tiefen See konnten bislang 7 Fundstellen in die Slawenzeit datiert werden (Archiv d. Landesamtes f. Bodendenkmalpflege M-V I und II). Dabei wurden vor allem Keramikscherben (Menkendorfer und Suckower Gruppe) gefunden sowie Siedlungen bei Dehmen und Gremmelin nachgewiesen.

Um den Schulzensee wurden bislang 9 Fundstellen (Archiv d. Landesamtes f. Bodendenkmalpflege M-V IV) aus slawischer Zeit dokumentiert. Darunter beweist eine das Vorhandensein einer slawischen Siedlung in unmittelbarer Ufernähe. Weiterhin wurden zahlreiche Keramikscherben (z. B. Feldberger Gruppe), Teersiederkeramik und ein slawischer Mahlstein gefunden.

**Mittelalter (1200 cal. AD)**

Sieben Jahre nach dem endgültigen Sieg Heinrich des Löwen über die Obotriten im Jahre 1160, gab Heinrich große Teile des heutigen Mecklenburgs an den Obotritenfürsten Pribislaw als Lehen zurück. Damit wurde das mecklenburgische Fürstenhaus slawischen Ursprungs begründet (Karge et al. 2000, Erstling et al. 2001). In der Folgezeit kam es zu einer verstärkten Landnahme deutscher Siedler, womit ein bedeutender Landausbau verbunden war (Benecke 1999). Die Bauern, welche die mit Abstand größte Bevölkerungsgruppe bildeten, erlebten nun eine Blütezeit. Deutsche Siedler brachten Neuerungen mit, wie z. B. die Hufenverfassung, den Bodenwendepflug sowie die Dreifelderwirtschaft (Karge et al. 2000). Zahlreiche Städte wurden im 13. und 14. Jahrhundert gegründet (Benecke 1999, Karge et al. 2000, Hofmann 2001). Weiterhin wurde die kirchliche Gliederung und Strukturierung in Mecklenburg vorangetrieben. So wurde die Ortschaft Dehmen (Tiefer See) dem Bistum Kammin zugeordnet, Mirow (Schulzensee) dem Bistum Havelberg (Witte 1970). Aber auch ökonomisch ging es in Mecklenburg voran. Die rasante Entwicklung der Seestädte Rostock und Wismar, beide seit dem 13. Jh. der Hanse zugehörig, ist dafür beispielhaft. Stattliche Kirchen, Stadttore, Bürgerhäuser und nicht zuletzt die Universitätsgründung in Rostock 1419, bezeugen noch heute diesen Aufschwung (Karge et al. 2000).

Der Landausbau und die damit verbundene Zunahme der Bevölkerung führten zu einem enormen Raubbau an den Ressourcen. Das betraf besonders den Wald, der während des Mittelalters in Mitteleuropa nahezu zerstört wurde (Lang 1994, Karge et al. 2000).

Im Spätmittelalter ging es mit dem allgemeinen Aufschwung im Lande wieder zu Ende. Dies betraf die städtische und ländliche Entwicklung gleichermaßen. So führten sinkende Getreidepreise bei wachsender Marktabhängigkeit, große Seuchen, zahlreiche Fehden und Überfälle zur Aufgabe bäuerlicher Wirtschaften, z. T. ganzer Siedlungen.

Die unmittelbar am Schulzensee befindliche Ortschaft Peetsch wurde 1270 erstmals in einer Schenkungsurkunde erwähnt (Archiv d. Landesamtes f. Bodendenkmalpflege M-V IV). Nikolaus, Fürst von Werle hat darin der Johanniter Komturei in Mirow u. a. den Besitz von Peetsch bestätigt.

Insgesamt 10 mittelalterliche Fundstellen (Archiv d. Landesamtes f. Bodendenkmalpflege M-V I und II) sind aus der Umgebung des Tiefen Sees bekannt. Zu den Funden gehören u. a. ein Brunnen, frühdeutsche Keramikscherben sowie ein mittelalterlicher Krug.

Im Umfeld des Schulzensees sind zwei mittelalterliche Fundplätze nachgewiesen (Archiv d. Landesamtes f. Bodendenkmalpflege M-V IV). Es wurden frühdeutsche Gefäßreste aus Keramik und ein umfangreicher Münzschatz gefunden.

**Neuzeit (1500 cal. AD)**

In der Neuzeit entwickelte sich zunehmend eine gutsherrschaftliche Ordnung in Mecklenburg, was im ostelbischen Raum für Jahrhunderte den wirtschaftlichen Rahmen bildete. Die Gutsherren besaßen die Gerichtsbarkeit und konnten verstärkt bäuerliche Dienste verlangen. Im 17. Jahrhundert wurde die Leibeigenschaft gesetzlich fixiert (Karge et al. 2000, Erstling et al. 2001, Hofmann 2001). In der 2. Hälfte des 18. Jahrhunderts intensivierte sich die Bewirtschaftung der landwirtschaftlichen Flächen durch den Übergang von der Dreifelderwirtschaft zur Holsteinischen Koppelwirtschaft bzw. zur Mecklenburgischen Schlagwirtschaft. Die Einführung von speziellen Futterpflanzen (z. B. Klee) ermöglichte eine umfangreichere Rinderhaltung. Der Viehdünger wiederum erhöhte die Bodenfruchtbarkeit und damit die Getreideproduktion (Karge et al. 2000, Erstling et al. 2001).

Die Modernisierung der Landwirtschaft stand jedoch im Widerspruch zu den feudal geprägten gutsherrschaftlich-bäuerlichen Verhältnissen, an denen auch die Aufhebung der Leibeigenschaft um 1820 und weitere gesetzliche Regelungen nichts grundlegendes änderten. Die in der Folgezeit stattgefundenen Abwanderung der Bevölkerung nach Amerika sowie eine durch Missernten ausgelöste Agrarkrise wurden erst gegen Ende des 19. Jh. überwunden. Während der Agrarkrise der 20er Jahre des 20. Jh. und in der folgenden Weltwirtschaftskrise standen viele Bauern Mecklenburgs vor dem finanziellen Ruin. Erst ab Mitte der 30er Jahre verbesserte sich ihre Situation wieder. Während der Kriegsjahre kam es zu einem Arbeitskräftemangel auf dem Lande. Erst nach dem Krieg stieg die Bevölkerung erheblich an, vor allem durch Zuzug vieler Flüchtlinge (ca. 50 % der Bevölkerung Mecklenburg-Vorpommerns, nach Volkszählung 1946). In den folgenden Jahrzehnten entwickelte sich die Landwirtschaft beträchtlich, besonders intensiv in den 70er und 80er Jahren (Erstling 2001).

Auch vor Beginn des 20. Jh. wurde Mecklenburg durch Kriege in Mitleidenschaft gezogen. So überlebte nur etwa ein Fünftel der Bevölkerung Mecklenburgs den Dreißigjährigen Krieg (Karge et al. 2000, Erstling et al. 2001). Es folgten der Brandenburgisch-Schwedische Krieg, der Nordische Krieg, der Siebenjährige Krieg und die Zeit der französischen Besatzung unter Napoleon. Hinzu kamen Missernten und Pestepidemien (Karge et al. 2000, Erstling et al. 2001).

Die großflächigen Rodungen während des Mittelalters wurden bis Anfang des 18. Jh. fortgesetzt. Erst im 19. Jh. wurde wieder mit der Aufforstung begonnen (Erstling et al. 2001).

Aufgrund der verstärkten Nutzung der natürlichen Ressourcen in der Neuzeit wurden die Böden, die Gewässer und die Landschaft entscheidend vom Menschen beeinflusst.

Hinsichtlich der neuzeitlichen Entwicklung des Tiefen Sees und seiner Umgebung bleibt zu ergänzen, dass er zunächst zum Herzogtum Mecklenburg-Güstrow gehörte und dann nach 1701 zum Herzogtum, ab 1815 Großherzogtum Mecklenburg-Schwerin zugeordnet wurde (Karge et al. 2000) (siehe auch Anhang A, Tafel A6, Fig. 1-3). Die industrielle Entwicklung des Gebietes war gering. In einer historischen Karte aus dem 18. Jh. (Fig. 2-3, Tafel A6 im Anhang A) ist am südöstlichen Seeufer ein Hof eingezeichnet. Im 19. Jh. wurde ebenfalls in Dehmen ein Hof und eine Schule, in Gremmelin ein Hof sowie eine Schmiede erwähnt (Restorff 1838). Mitte bis Ende des 19. Jh. wurde das Eisenbahn- und Telegraphennetz in Mecklenburg aufgebaut. Die Telegraphenstation Güstrow wurde im Jahre 1854 eröffnet (Wieden et al. 1987).

Im Gebiet um den Tiefen See konnten an drei frühneuzeitlichen Fundstellen rottonige, innen- bzw. außenglasierte Irdenware-Scherben nachgewiesen werden (Archiv d. Landesamtes f. Bodendenkmalpflege M-V I).

Die am Schulensee gelegene Ortschaft Peetsch entwickelte sich bis zu Beginn des 17. Jahrhunderts zu einem der größten Dörfer des späteren Amtes Mirow (EB & Fuhrmann 1998). Während des Dreißigjährigen Krieges wurde Peetsch größtenteils verwüstet und entvölkert. Peetsch und der Schulensee waren zunächst dem Herzogtum Mecklenburg-Güstrow zugehörig und nach 1701 Bestandteil des Herzogtums (Großherzogtums) Mecklenburg-Strelitz (Karge et al. 2000) (siehe weiterhin Anhang A, Tafel A6, Fig. 5-7). Seit dem 18. Jh. wird der Peetscher Teerofen (Fig. 7, Tafel A6 im Anhang A), ca. 1 km südöstlich des Schulensees erwähnt (Wieden et al. 1988), in welchem aus Holz Teer produziert wurde. Er bestand bis Ende des 19. Jahrhunderts. 1877 wurde die Telegraphenstation Mirow und 1890 die Eisenbahnlinie Mirow-Neustrelitz eröffnet (Wieden 1975, Wieden et al. 1987). Im 19. Jh. gibt es in Peetsch bäuerliche Bewirtschaftung sowie eine Schule (Restorff 1838).

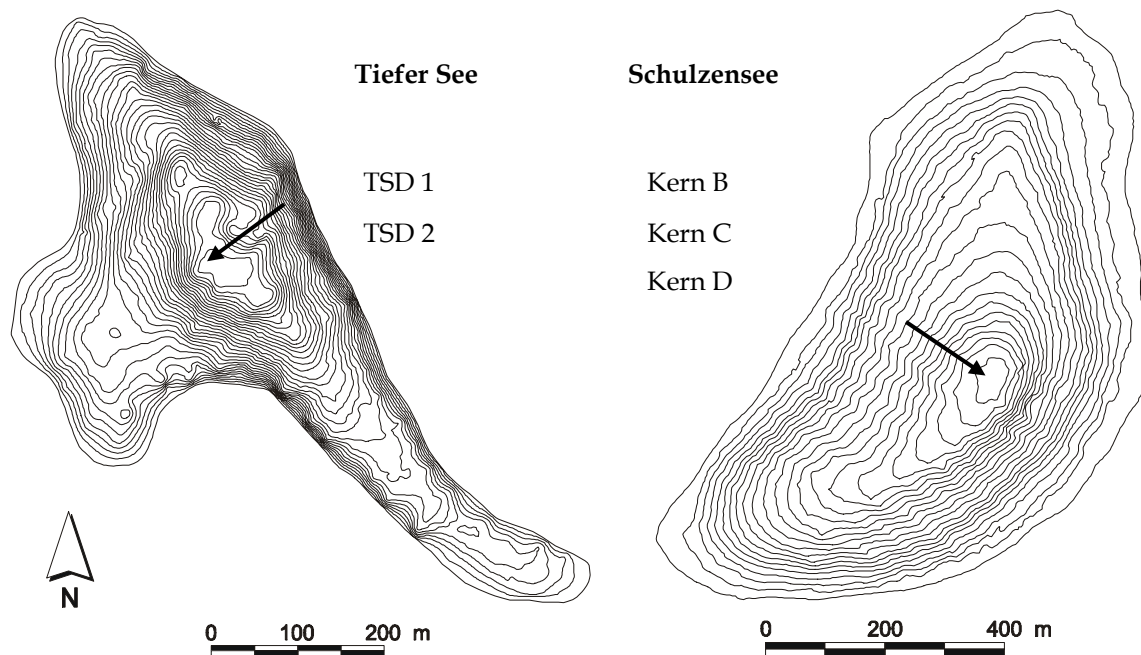


# 3 MATERIAL UND METHODEN

## 3.1 Geländearbeiten

### 3.1.1 Tiefer See

Im Mai 1998 wurde im Tieferen See mit Hilfe eines Kolbenlotbohrgerätes (Kolbenlot und Plattform: Firma Niederreiter jr., Mondsee, Österreich) der Arbeitsgruppe von Prof. Burkhard Scharf vom Umweltforschungszentrum (UFZ) Magdeburg im Bereich der größten Wassertiefe (Abb. 7) eine Sedimentbohrung durchgeführt. Dabei ist zunächst in jeweils 2 m-Segmenten von der Sedimentoberfläche ausgehend ein 9,6 m langer Hauptkern (TSD 1) erbohrt worden, welcher bis 6 m einen Kerndurchmesser von 9 cm und daran anschließend von 6 cm aufwies. Aufgrund dessen, dass bei der Bohrung am Beginn und Ende der 2 m-Segmente Verluste auftreten können, ist es notwendig, eine Parallelbohrung vorzunehmen, um eine durchgehende Sedimentfolge zu erhalten. Die Parallelbohrung (TSD 2) erfolgte unmittelbar neben der Hauptbohrung von 1 bis 6,8 m ebenfalls in 2 m-Segmenten mit einem Kerndurchmesser von 6 cm. Die nach der Bohrung in Plastikrohren befindlichen Kernsegmente wurden möglichst luftdicht verschlossen und waagrecht zur Lagerung in das UFZ Magdeburg transportiert. Dort wurden sie bis zur eigentlichen Beprobung bei 4 °C aufbewahrt.



**Abbildung 7.** Bohrpunkte im Tieferen See sowie im Schulzensee mit Angabe der Wassertiefe, Tiefenlinien meterweise dargestellt.

Zum sicheren Erhalt der oberen Sedimentschichten im Bereich der Sediment-Wasser-Grenzschicht wurden Kurzkerne (ca. 40 cm lang) mittels eines Mondseecorers (Firma Niederreiter jr., Mondsee, Österreich) entnommen. Zusätzlich sollte mit diesen Kernen der Anschluss an die oben beschriebene Sedimentbohrung erreicht werden, da ihr exakter Beginn an der Sediment-Wasser-Grenzschicht bohrtechnisch nicht gewährleistet werden kann. Da sich bei der späteren Auswertung der Daten eine größere Verschiebung der Sedimentbohrung ergab, konnte erst durch einen im Juni 2001 geborgenen Kurzkern mit einer Länge von 68 cm der Anschluss an diesen Sedimentkern erreicht werden. Alle Kurzkerne wurden aufrecht nach Rostock transportiert und noch am selben Tag beprobt.

### 3.1.2 Schulzensee

Im Oktober 1997 wurden zwei Erkundungsbohrungen mit einem Kolbenlotbohrgerät der Arbeitsgruppe von PD Dr. Hartmut Usingers vom Institut für Ur- und Frühgeschichte der Universität Kiel durchgeführt. Dabei wurden zwei Sedimentkerne geborgen (Abb. 7), von denen der aus etwa 19 m Wassertiefe stammende Kern B zu ersten Untersuchungen herangezogen wurde.

Aufgrund der unvollständigen Sedimentabfolge des Kernes B erfolgte eine erneute Sedimentbohrung im Oktober 1999 mit Unterstützung der Arbeitsgruppen von PD Dr. Hartmut Usinger sowie Prof. Burkhard Scharf vom UFZ Magdeburg (Bohrtechnik: Dr. Usinger, Plattform: Firma Niederreiter jr., Mondsee, Österreich). Dabei wurde ein 14,2 m langer Hauptsedimentkern C (in 2 m-Segmenten) mit einem Durchmesser von 8 cm in der Seemitte (20,5 m Wassertiefe) erbohrt. Weiterhin wurde daneben ein Parallelkern D (5,5 cm Durchmesser) von 1,2 m bis 15,2 m Sedimenttiefe (ebenfalls aus 20,5 m Wassertiefe) geborgen.

Unmittelbar nach der Bohrung der Kernsegmente wurden diese aus den Plastikrohren gepresst und in zwei Kernhälften geteilt. Im Anschluss erfolgte die Säuberung der Oberfläche der Kernhälften, um sie zu dokumentieren und zu fotografieren. Jeweils eine dieser Serien von Kernhälften wurde nach Kiel ins Institut für Ur- und Frühgeschichte bzw. ins UFZ Magdeburg waagrecht transportiert und dort jeweils bei 4 °C aufbewahrt.

Auch im Schulzensee wurden Kurzkerne auf gleicher Weise wie beim Tiefen See entnommen und nach Rostock zur Aufarbeitung transportiert.

## 3.2 Laborarbeiten

### 3.2.1 Vorbereitung und Durchführung der Probenahme

Die Kernsegmente vom **Tiefen See** wurden im August 1998 im UFZ Magdeburg weiter aufgearbeitet. Dazu ist jedes Teilstück zunächst mittels eines langstieligen Stempels aus dem Plastikrohr gepresst und gleichzeitig in eine Halbschale befördert worden. Nachdem eine zweite Halbschale auf das jeweilige Kernsegment gelegt wurde, erfolgte die Teilung desselben mit Hilfe eines dünnen Drahtes, so dass schließlich zwei gleichmäßig geteilte Kernhälften zur weiteren Aufarbeitung zur Verfügung standen.

Die Oberfläche der Kernhälften wurde gesäubert und eine Serie anschließend dokumentiert und fotografiert.

Die Kernsegmente der Haupt- und der Parallelbohrung sind mit Hilfe optisch sichtbarer markanter Kernmerkmale (Banden) parallelisiert worden. Daraus ergab sich eine vollständige Sedimentfolge, die als "master scale" festgelegt wurde. Fehlende Kernabschnitte aus dem Hauptkern konnten somit durch Nutzung des Parallelkernes ergänzt werden. Im Weiteren wird dieser aus Haupt- und Parallelbohrung zusammengesetzte Sedimentkern als Gesamtkern bezeichnet.

Aus dem Langkern wurden in 5 cm-Abständen Proben zur Analyse der Pollen, Diatomeen und Chironomiden sowie geochemischer Parameter (z. T. in 10 cm-Abständen) entnommen.

Die Beprobung der Diatomeen und Pollen erfolgte mittels vorn abgeschnittener 2 ml-Einwegspritzen welche mit Parafilm verschlossen wurden. Sie wurden bis zur Aufarbeitung im Kühlschrank bei ca. 4 °C aufbewahrt.

Der für die diatomologischen Untersuchungen erbrachte Kurzkern vom Juni 2001 wurde in 2 cm-Abständen beprobt. Dazu wurde das Sediment zentimeterweise aus dem Plastikrohr gepresst und in Scheiben vom restlichen Kern abgetrennt. Nachdem das Sediment gemischt worden ist, wurde die jeweilige Probe mittels 2 ml-Einwegspritze entnommen, mit Parafilm verschlossen und bis zur Aufarbeitung im Kühlschrank gelagert. Zur geochemischen Analyse und zur Entnahme der Proben zur  $^{210}\text{Pb}$ - und  $^{137}\text{Cs}$ -Datierung sind weitere Kurzkerne in gleicher Weise beprobt worden. Die  $^{210}\text{Pb}$ - und  $^{137}\text{Cs}$ -Datierung erfolgte für den Tiefen See an einem ebenfalls im Juni 2001 geborgenen Kurzkern mit einer Gesamtlänge von 65 cm. Der Probenabstand betrug von 0,5 bis 42,5 cm jeweils einen Zentimeter, darauffolgend bis zum Kernende, zwei Zentimeter. Zur geochemischen Analyse wurden Proben im Abstand von 2 cm aus dem Kurzkern entnommen.

Von den im UFZ Magdeburg gelagerten Kernhälften der Sedimentbohrung des **Schulzensees** (Oktober 1999; Kern C, D) erfolgte im November 1999 und März 2000 eine entsprechende Parallelisierung und eine durchgehende Beprobung nach dem erstellten master scale.

Wie für den Tiefen See bereits beschrieben, verlief auch die Entnahme der Proben zur Diatomeenanalyse, allerdings in Abständen von 4-cm, in Bereichen von denen Dünnschliffe angefertigt werden sollten sogar in 2 cm-Abständen. Zur Untersuchung der Chironomiden-Fauna wurde der Langkern gleichfalls beprobt. Außerdem wurde während der Probenahme geeignetes Material zur AMS-Datierung und zur  $^{210}\text{Pb}$ - und  $^{137}\text{Cs}$ -Datierung (bis maximal 90 cm Sedimenttiefe) entnommen. Die Beprobung zur Pollenanalyse sowie für geochemische Untersuchungen erfolgte an der in Kiel gelagerten parallelen Kernserie.

Zur diatomologischen Analyse wurde im November 1999 ein Kurzkern mit einer Länge von 50 cm erbracht und anschließend in 2 cm-Abständen auf bereits beschriebener Weise beprobt. Weitere geochemische Untersuchungen wurden an anderen Kurzkerne durchgeführt. Zur  $^{210}\text{Pb}$ - und  $^{137}\text{Cs}$ -Datierung wurden insgesamt 20 Proben von zwei Kurzkerne sowie vom Langkern entnommen.

### 3.2.2 Diatomeenstreupräparate

Der Aufschluss der Sedimentproben zur Diatomeenanalyse erfolgte in Anlehnung an (Kalbe & Werner 1974). Dazu wurde das gesamte Sediment einer Probe zunächst gemischt und 0,3 g davon mit 3 ml HCl

und 8 ml H<sub>2</sub>O<sub>2</sub> in einem Erlenmeyerkolben 15 bis 20 min im Wasserbad bei 60 bis 80 °C erhitzt. Anschließend wurde zweimal bei 4000 U/min 12 min zentrifugiert und der Rückstand in 10 ml H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub> gelöst. Nach Überführung in ein Becherglas und Zugabe von 1 ml KMnO<sub>4</sub>-Lösung wurde das Ganze erneut 10 min gekocht. Danach wurde bis zum Aufklaren der Probe-Lösung tropfenweise Oxalsäure hinzugegeben. Abschließend erfolgte eine mehrmalige Waschung/Zentrifugation in destilliertem Wasser bis zur neutralen Reaktion. Zur Herstellung von Diatomeenstreupräparaten wurde die Probensuspension gut gemischt und in verschiedener Konzentration auf zwei Deckgläschen getropft. Diese wurden an der Luft (meist über Nacht) getrocknet. Anschließend erfolgte unter dem Abzug die Einbettung in Naphrax (Brechungsindex: 1,71). Alle angefertigten Diatomeenstreupräparate sowie die getrockneten Probensuspensionen werden im Institut für Biowissenschaften, Lehrstuhl für Allgemeine und Spezielle Botanik der Universität Rostock aufbewahrt.

### **3.2.3 Herstellung der Dünnschliffe**

An Bereiche der Sedimentkerne mit optisch deutlicher Bänderung bzw. Laminierung erfolgten Dünnschliffanalysen. Die Einbettung des Sedimentes mit dem Polyesterharz Palatal (BASF) und die weitere Herstellung der Dünnschliffe wurde von Rüdiger Röhrig (UFZ Magdeburg) nach Altemüller (1974) und Altemüller & Vorbach (1987) modifiziert und wie in (Röhrig & Scharf, eingereicht) beschrieben, durchgeführt. Die angefertigten Dünnschliffe sind im Institut für Biowissenschaften, Lehrstuhl für Allgemeine und Spezielle Botanik der Universität Rostock hinterlegt.

## **3.3 Datenerhebung**

### **3.3.1 Diatomeen**

Die Durchmusterung der Diatomeenstreupräparate und der Dünnschliffe erfolgte lichtmikroskopisch an einem Zeiss Axioplan (Plan-Apochromat, Apertur: 1,4) im differentiellen Interferenzkontrastverfahren. Fotoaufnahmen wurden mit einer Mikroskop-Kamera MC 100 SPOT aufgenommen und im Medienzentrum der Universität Rostock entwickelt. Zur Bestimmung und Dokumentation taxonomisch schwieriger Arten wurde ein Rasterelektronenmikroskop (DSM 960 A, Carl Zeiss) des Elektronenmikroskopischen Zentrums der Medizinischen Fakultät der Universität Rostock genutzt. Je Diatomeenprobe wurden zum großen Teil mindestens 500 Valven ausgezählt und bestimmt. Anschließend erfolgte für jede dieser Proben eine Berechnung der relativen Anteile (Dominanzwerte) der nachgewiesenen Taxa. Bei einer ersten Durchmusterung des Langkernes vom Tiefen See in einem Probenabstand von 20 cm wurden nur jeweils mindestens 400 Valven gezählt. Außerdem war in einigen Proben die Diatomeendichte so gering, dass noch weniger Valven ausgezählt werden konnten. In den im Anhang C (beiliegende Daten-CD) aufgeführten Listen der gefundenen Taxa ist deshalb die Anzahl gezählter Valven je Probe angegeben. Die vom Langkern des Tiefen Sees für die Diatomeenanalysen entnommenen Proben sind von 70 bis 300 cm in 5 cm-Abstand, der restliche Kern in 10 cm-Probenabstand ausgewertet worden. Die Proben vom Schulzensee-Langkern wurden im allgemeinen im 8 cm-Abstand analysiert, von 20 bis 52 cm betrug der Probenabstand 4 cm, im Bereich



von 452 bis 704 cm 16 cm. In nahezu diatomeenfreien Sedimentabschnitten (Feinsand) sind Stichproben in größerem Abstand entnommen und untersucht worden. Die Kurzkerne wurden in der im Abschnitt 3.2 angegebenen Probendichte analysiert.

Das grundlegende Bestimmungswerk war die „Süßwasserflora von Mitteleuropa“ von Krammer & Lange-Bertalot (1986, 1988, 1991a, 1991b) sowie weitere Monographien, Ergänzungen wie Lange-Bertalot (1993), Krammer (1997a und 1997b) und Einzelarbeiten, z. B. Håkansson & Carter (1990), Scheffler (1994), Scheffler et al. (2003). Weiter genutzte Bestimmungsliteratur wird in den entsprechenden Abschnitten aufgeführt.

### 3.3.2 Pollen

Die Pollenanalysen wurden von Dr. W. Dörfler vom Institut für Ur- und Frühgeschichte der Universität Kiel nach Faegri & Iversen (1989) sowie Moore et al. (1991) durchgeführt.

### 3.3.3 Datierungen

Die für die  $^{14}\text{C}$ -AMS-Datierung (AMS = accelerator mass spectrometry; Beschleuniger-Massenspektrometrie) aus den Sedimentkernen gewonnenen Reste von Landpflanzen sind von Dr. W. Dörfler auf deren Eignung zur Datierung durchgemustert worden. Anschließend wurden die ausgewählten Proben im Leibniz Labor für Altersbestimmung und Isotopenforschung der Universität Kiel (Dr. F. Bruhn und Dr. M.-J. Nadeau) analysiert. Die Kalibrierung der  $^{14}\text{C}$ -Daten erfolgte mit den Programmen CALIB rev3.0 (Stuiver & Reimer 1993) bzw. CALIB rev4.3 (Stuiver et al. 1998).

Die Blei( $^{210}\text{Pb}$ )- und Cäsium( $^{137}\text{Cs}$ )datierung ist ebenfalls am Leibniz Labor für Altersbestimmung und Isotopenforschung der Universität Kiel (Dr. H. Erlenkeyser) ausgeführt worden.

### 3.3.4 Geochemische Sedimentuntersuchungen

Die geochemischen Untersuchungen der Sedimentkerne erfolgten im Institut für Aquatische Ökologie, Angewandte Ökologie der Universität Rostock (Dr. U. Selig) sowie z. T. am Institut für Ostseeforschung Warnemünde (IOW) (Dr. T. Leipe).

Die Beschreibung der angewandten Methoden als auch die Ergebnisse der Untersuchungen sind in Selig et al. (2001) und Fischer (2001) nachzulesen. Die Methoden der geochemischen Parameter, welche für die Auswertung der eigenen Untersuchungen genutzt wurden, sind in Tab. 5 aufgelistet.

Die Konzentrationen an Phosphor, Aluminium und Eisen wurden nach HCl-Aufschluss ermittelt. Wenn im weiteren als Ergebnis der geochemischen Untersuchungen des Sedimentes die Gesamtphosphorkonzentration (TP) erwähnt wird, so ist damit demzufolge der Phosphors gemeint, welcher als HCl-löslicher Anteil bestimmt wurde.

**Tabelle 5.** Ausgewählte geochemische Parameter und deren Bestimmung, durchgeführt am Institut für Aquatische Ökologie, Angewandte Ökologie der Universität Rostock (Dr. U. Selig) bzw. Inst. f. Ostseeforschung, Warnemünde (Dr. T. Leipe), TM: Trockenmasse.

Parameter	Methode	Literatur
Organischer Kohlenstoff ( $C_{org.}$ ) [mg/g TM]	C/N-Analysator C/N-Elementaranalyse	Sugimura & Suzuki (1988) Verardo et al. (1990)
Phosphor (P) [mg/g TM]	HCl-löslicher Anteil aus Glührückstand 550 °C, Molybdänblau-Bestimmung	Andersen (1976)
Aluminium (Al) [mg/g TM]	HCl-löslicher Anteil aus Glührückstand 550 °C, Komplexbildung mit Chromazurol-S im Acetatpuffer, Messung bei 546 nm	Dunemann & Schwedt (1984)
Eisen (Fe) [mg/g TM]	HCl-löslicher Anteil aus Glührückstand 550 °C, Reduktion zu $Fe^{2+}$ , Messung als Ferro-Farbkomplex bei 560 nm	Stookey (1970)
Mangan (Mn) [mg/g TM]	Säure- Druckaufschluss (am IOW)	Gingele & Leipe (1997)

### 3.4 Datenauswertung

#### 3.4.1 Autökologie der Diatomeen

Die Beschreibung der autökologischen Ansprüche der in den Sedimentkernen beider Seen gefundenen Taxa wurde auf deren Trophie- und pH-Präferenz sowie auf ihre Lebensform und Substratbevorzugung beschränkt. Auf häufig vorkommende Diatomeen wurde spezieller eingegangen.

##### 3.4.1.1 Trophiepräferenzgruppen

In der Literatur sind verschiedene Systeme bekannt, Gewässer anhand verschiedener trophierelevanter Parameter (z. B. Gesamtphosphorkonzentration) zu charakterisieren (Vollenweider 1979, LAWA 1999).

Die Verbreitung von Diatomeen ist aufgrund ihrer autotrophen Lebensweise ganz wesentlich vom Angebot an Nährstoffen, insbesondere der Phosphorverfügbarkeit, abhängig. Dabei sind Diatomeen im Allgemeinen zur Indikation des trophischen Zustandes eines Gewässers ausgezeichnet geeignet. Entsprechend ihrer Präferenz hinsichtlich der Trophie lassen sich Diatomeen Trophiepräferenzgruppen zuordnen. Eine Trophieklassifikation nach Schönfelder 1997 erwies sich als sinnvoll, da die Klassenbreiten in diesem Fall logarithmisch äquidistant gebildet wurden (Tab. 6). Im Gegensatz zu Hofmann (1994) und Voigt (1996) ist eine stärkere Differenzierung im Bereich höherer Trophie möglich.

In der vorliegenden Arbeit erfolgte die Zuordnung in die Trophiepräferenzgruppen nach Krammer & Lange-Bertalot (1986-1991), Steinberg & Schiefele (1988), Denys (1991), Yang & Dickmann (1993), Hofmann (1994), van Dam et al. (1994), Lange-Bertalot (1996), Reimann & Hamm (1996), Schönfelder (1997) und Juggins (2003).

**Tabelle 6.** Trophiepräferenzgruppen nach Trophieklassifikation von Schönfelder (1997)

Phosphor-Trophie-Status	Abkürzung	Mittelwert für ln TP	TP-Spanne [ $\mu\text{g/l}$ ]
oligotrophent	ot	2,2	< 11,6
oligo- bis mesotrophent	ot-mt	2,7	11,6 - 19,1
mesotrophent	mt	3,2	19,1 - 31,5
meso- bis eutrophent	mt-eu	3,7	31,5 - 51,9
eutrophent	eu	4,2	51,9 - 85,6
eu- bis polytrophent	eu-poly	4,7	85,6 - 141,2
polytrophent	poly	5,2	141,2 - 232,8
poly- bis hypertrophent	poly-hyp	5,7	> 232,8
tolerant	tol	wenig ausgeprägte oder keine Beziehung zur Trophie erkennbar	

#### 3.4.1.2 pH-Präferenz

Zur Einteilung der Diatomeentaxa entsprechend ihrer pH-Präferenz kam das Klassifikationssystem nach Hustedt (1937-39) zur Anwendung (Tab. 7).

Die Zuordnung der Diatomeen zu den aufgeführten pH-Gruppen erfolgte nach Hofmann (1994), van Dam et al. (1994), Ramstack et al (2003).

**Tabelle 7.** pH-Präferenzgruppen nach Hustedt (1937-39)

pH-Präferenz	Beschreibung des Vorkommens
alkalibiont (alkb)	bei pH > 7
alkaliphil (alkf)	bei pH 7 mit vorwiegender Verbreitung bei pH > 7
circumneutral (circ)	um pH = 7
acidophil (acf)	bei pH 7 mit vorwiegender Verbreitung bei pH > 7
acidobiont (acb)	bei pH < 7
indifferent (ind)	keine Beziehung zum pH erkennbar

### 3.4.1.3 Lebensformen

Diatomeen kommen in unterschiedlichen Lebensräumen vor. Sie bilden daher verschiedene Lebensgemeinschaften, welche als Lebensform wie folgt charakterisiert werden können (Voigt 1996):

- Plankton: Unter Plankton werden zum einen die euplanktischen Arten zusammengefasst, deren gesamter Lebenszyklus im Wasser abläuft. Weiterhin gehören zum Plankton auch solche Arten (z. B. die Gattung *Aulacoseira*), welche längere Zeit auf dem Sediment überdauern (Meroplankton).
- Periphyton: Periphytische Arten, auch als "Aufwuchs" oder "Bewuchs" bezeichnet, leben auf einem Substrat. Entsprechend ihrer Substratpräferenz ist eine weitere Unterteilung in epipelische, epilithische, episammische (auf Sediment, Steinen oder Sandkörner lebende) sowie epiphytische (auf Makrophyten lebende) und epizooische (auf Tieren lebende) Arten möglich.
- Tychoplankton: Als tychoplanktische Arten sind fakultativ planktische Arten charakterisiert. Sie sind in der Lage, je nach Bedingungen sowohl im Litoral als auch im Pelagial zu leben. Es handelt sich hierbei zumeist um besondere Wuchsformen (Bänder, Ketten), die sich aus diesen Verbänden oder Assoziationen infolge Turbulenz und Strömung leicht lösen und ins Litoral verbreitet werden.
- Arten unbekannter Lebensform: In dieser Gruppe sind Arten, deren Lebensform nicht bekannt ist, zusammengefasst.

Die Zuordnung der Taxa in die Lebensform-Gruppen erfolgte vornehmlich nach Wolf (1982), Vos & Wolf 1993, Bunting et al. (1997), Campeau et al. (1999) und Cremer et al. (2001) (siehe Anhang B, Tabelle A1).

## 3.4.2 Schwer differenzierbare Taxa

In diesem Abschnitt sollen besonders solche schwer differenzierbaren Diatomeentaxa vorgestellt werden, die häufig in den Proben gefunden wurden. Es ist notwendig, die Eingrenzung der einzelnen problematischen Arten genau festzulegen und zu beschreiben, damit die erfolgte Zuordnung für andere nachvollziehbar ist. Zum Teil sind diese Taxa im Anhang zusätzlich fotografisch dokumentiert.

### 3.4.2.1 Arten der Gattung *Cyclotella*

Ein in den Sedimentkernen vielfach nachgewiesenes Taxon ist *Cyclotella cyclopuncta* Håkansson & Carter (Anhang A, Tafel A2; Fig. 1). Es ist *Cyclotella distinguenda* var. *unipunctata* Håkansson & Carter sehr ähnlich. Leider ist die Beschreibung beider Taxa in Krammer & Lange-Bertalot (1991a) nicht ausreichend, so dass ihre Unterscheidung nahezu unmöglich ist. In Håkansson & Carter (1990) wurde *C. cyclopuncta* erstmals beschrieben und gleichzeitig *C. distinguenda* var. *unipunctata* (syn. *Cyclotella operculata* var. *unipunctata* Hustedt) einer Neukombination unterzogen. Dabei wurde aber auf eine detaillierte Charakterisierung der nun als *C. distinguenda* var. *unipunctata* bezeichneten verzichtet, so dass eine vergleichende Darstellung beider Taxa nebeneinander fehlt. So ist man auf die sehr spärliche Erstbeschreibung des Taxons durch Hustedt (1922) angewiesen.

Die in dieser Arbeit als *C. cyclopuncta* determinierten Schalen schließen Schalen von *C. distinguenda* var. *unipunctata* ein. Zur Bestimmung wurden die Erstbeschreibung von Håkansson & Carter (1990) für *C. cyclopuncta* sowie die Tafel 51 Fig. 6, 8, 16, 18 (*C. distinguenda* var. *unipunctata*) und Fig. 10-14 (*C. cyclopuncta*) in Krammer & Lange-Bertalot (1991a) herangezogen. Eine begründete Differenzierung erscheint aufgrund der unzureichenden Beschreibung nicht möglich.

Weiterhin war *Cyclotella comensis* Grunow Morphotyp *pseudocomensis* Scheffler (nach Scheffler & Morabito 2003) eine der häufigsten Diatomeen in den Sedimentkernen beider Seen (Anhang A, Tafel A1). Sie wurde nach der Beschreibung von Scheffler (1994) bestimmt, wobei besonders auf die tangentielle Wellung der Schalenfläche geachtet wurde.

*Cyclotella comensis* Grunow Morphotyp *minima* Scheffler konnte ebenfalls gefunden werden (Anhang A, Tafel A1). Sie wurden entsprechend der Erstbeschreibung (Scheffler et al. 2003) identifiziert.

Als *Cyclotella comensis* Grunow sind radial gewellte Schalen entsprechend den Abbildungen in Krammer & Lange-Bertalot (1991a) auf Tafel 52 Fig.4-6 benannt worden (siehe auch Anhang A, Tafel A1).

Soweit es möglich war, sind *Cyclotella krammeri* Håkansson und *Cyclotella ocellata* Pantocsek entsprechend der Beschreibungen in Krammer & Lange-Bertalot (1991a) benannt worden. Die eindeutige Trennung beider Arten war aber in einzelnen Fällen nicht möglich, sodass eine gewisse Unsicherheit in Bezug auf die Anteile der einzelnen Arten bestehen bleibt.

Bei der Darstellung der Ergebnisse wurden beide Taxa deshalb z. T. als Summe betrachtet.

#### 3.4.2.2 Arten der Gattung *Stephanodiscus*

Ebenfalls sehr häufig wurden *Stephanodiscus alpinus* Hustedt und in geringerem Anteil *Stephanodiscus medius* Håkansson in den Sedimentkernen beider Seen angetroffen. Ihre durchgängige Unterscheidung erwies sich als äußerst problematisch (Anhang A, Tafel A3). Dreßler (2001) hat verschiedene Literaturangaben beider Taxa dargestellt und diskutiert. Er kommt zu dem Ergebnis, dass es zum einen Unstimmigkeiten bezüglich einiger Merkmale gibt, diese sich z. T. überschneiden und des Weiteren eine klare Aussage zu eindeutig trennenden Merkmalen fehlt.

Innerhalb der vorliegenden Arbeit wurden Schalen, die am Ende jeder Rippe einen Dorn aufweisen als *S. alpinus* betrachtet. Davon abweichende Schalen, die dennoch Merkmale beide Taxa aufwiesen, wurden als *S. medius* angesehen.

Für den Kurzkern des Tiefen Sees werden beide Arten als Summe im Ergebnisteil dargestellt. Dies erwies sich als notwendig, da aufgrund des häufigen Vorkommens beider Arten auch der Anteil nicht eindeutig zuzuordnender Schalen entsprechend hoch war.

#### 3.4.3 Rekonstruktion des pH-Wertes

Die Rekonstruktion des pH-Wertes mittels Diatomeen wurde zum einen nach dem einfachen pH-Modell nach Schönfelder (1997) und des Weiteren mit Hilfe einer Diatomeen-Transfer-Funktion (Schönfelder et al. 2002) durchgeführt.

Beim einfachen pH-Modell wird ein dominanzgewichteter Mittelwert gebildet, dem folgende Formel zu Grunde liegt:

$$\text{pH} = \frac{3,5 \cdot \text{acb} + 5,5 \cdot \text{acp} + 7,0 \cdot \text{circ} + 8,0 \cdot \text{alkp} + 9,0 \cdot \text{alkb}}{\text{acb} + \text{acp} + \text{circ} + \text{alkp} + \text{alkb}}$$

Dieses einfache pH-Modell wurde am rezenten pH-Median der Havel (8,00) geeicht und ist an bestimmte Annahmen geknüpft:

- acidobionte Taxa weisen im Mittel ein pH-Optimum von 3,5 auf,
- acidophile Taxa weisen im Mittel ein pH-Optimum von 5,5 auf,
- circumneutrale Taxa weisen im Mittel ein pH-Optimum von 7,0 auf,
- alkaliphile Taxa weisen im Mittel ein pH-Optimum von 8,0 auf,
- alkalibionte Taxa weisen im Mittel ein pH-Optimum von 9,0 auf,
- jede dieser pH-Gruppen weist die gleiche Chance auf Dominanz bei dem ihr entsprechenden pH-Optimum auf.

Aufgrund der Annahme der Chancengleichheit aller Gruppen ist die Ermittlung von Gewichtungskoeffizienten der pH-Gruppen nicht mehr notwendig. Da die Festlegung des mittleren pH-Optimums für acidobionte Taxa nicht gesichert ist (Schönfelder 1997), ist die Anwendung des Modells auf saure Gewässer zu überprüfen. Für die Nutzung des Modells auf den Tiefen See und den Schulensee ist es aber wegen der Eichung im alkalischen Bereich ausgezeichnet geeignet.

Die Zuordnung der Diatomeentaxa in die entsprechenden pH-Gruppen erfolgte wie bei der Einteilung der Diatomeen in pH-Präferenzgruppen (Abschnitt 3.4.1.2) nach Hofmann (1994), van Dam et al. (1994), Ramstack et al (2003).

Um die Ergebnisse, welche die Anwendung des einfachen pH-Modells lieferten zu prüfen bzw. zu untermauern, wurde weiterhin eine Diatomeen-Transfer-Funktion zur pH-Rekonstruktion angewendet. Diese wurde, wie unter Abschnitt 3.4.4 detailliert für die Trophie-Rekonstruktion dargestellt, von (Schönfelder et al. 2002) an nordostdeutschen Gewässern geeicht.

Im zu Grunde liegenden Eichdatensatz wurden Gewässer mit einem pH von 5,42 bis 8,76 (Median: 8,17, Mittelwert: 7,89) einbezogen. Anhand des Medians und des Mittelwertes wird deutlich, dass vor allem alkalische Gewässer involviert sind und somit die Anwendbarkeit auf die in dieser Arbeit untersuchten Seen möglich ist.

Die Berechnung wurde nach folgender Formel durchgeführt:

$$(1) \quad \text{pH}_{\text{PROBE}} = \frac{\sum \frac{h \cdot \text{pHopt}}{(\text{pHtol})^2}}{\sum \frac{h}{(\text{pHtol})^2}}$$

h:           prozentuale Häufigkeit (Dominanzwert)  
pHopt:   pH-Optimum eines Taxons jeder Probe  
pHtol:   pH-Toleranz eines Taxons jeder Probe

### 3.4.4 Trophieentwicklung mittels Diatomeen-Phosphor-Transferfunktion

Die Beziehungen zwischen dem Vorkommen rezenter Diatomeengemeinschaften und den gleichzeitig herrschenden Umweltfaktoren bilden die Grundlage zur Entwicklung sogenannter Diatomeen-"Umweltfaktor"-Transferfunktionen. Es wird dabei das Auftreten der Diatomeen aus einer Anzahl von Gewässern mit den zur selben Zeit ermittelten Umweltdaten verrechnet und daraus die Verbreitungsoptima und -varianzen der Taxa bezüglich eines oder mehrerer Umweltfaktoren ermittelt. Außerdem ist es möglich, die wesentlichen Steuergrößen zu bestimmen, welche die Ausprägung der Diatomeengemeinschaften im entsprechenden Gebiet maßgeblich bestimmen. Daraus lässt sich ableiten, für welche Umweltfaktoren eine Rekonstruktion mittels Transferfunktion sinnvoll ist. Der zu Grunde liegende Datensatz wird auch als Eichdatensatz bezeichnet. Er soll möglichst regional begrenzt sein. Das heißt, die einbezogenen Gewässer sollen im wesentlichen miteinander vergleichbar sein, beispielsweise hinsichtlich ihrer Entstehung, den Bodenverhältnissen sowie dem grobchemischen Gewässertypus (z. B. kalkreiche Hartwasserseen).

Innerhalb der letzten Jahre sind eine Reihe Diatomeen-Transferfunktionen zur Rekonstruktion trophierelevanter Umweltfaktoren entwickelt worden (Schönfelder 2000). Ein Großteil von ihnen sind Transferfunktionen zwischen Diatomeen und der Gesamtposphorkonzentration (TP) eines Gewässers, so z. B. für Nordamerika (Hall & Smol 1992, Dixit & Smol 1994, Reavie et al. 1995), für Nordeuropa (Anderson et al. 1993, Bennion et al. 1996), für die Alpenregion (Bennion et al. 1995, Wunsam & Schmidt 1995, Lotter et al. 1997a, Lotter et al. 1998) und für Nordostdeutschland (Schönfelder 1997, Schönfelder et al. 2002).

Schönfelder (1997) hat in ihrem Datensatz insgesamt 46 Einzelproben aus 14 alkalischen Gewässern (Probstandorte) Brandenburgs (einschließlich Lustsee, Voralpen) verarbeitet. Er deckt eine TP-Spanne von 9 bis 261  $\mu\text{g TP/l}$  ab, wobei sein Schwerpunkt im meso- bis mäßig eutrophen Bereich liegt. Aus den im Eichdatensatz (EDS) vorliegenden relativen Abundanzen (Dominanzwerte,  $d_i$ ) der einzelnen Taxa aller Proben einerseits und dem ermittelten Umweltfaktor (hier Gesamtposphor = TP) andererseits werden die Verbreitungsoptima und -varianzen durch gewichtete Mittelwertbildung (= weighted averaging = WA) statistisch abgeschätzt. Aus den Varianzen werden im weiteren Stenökiefaktoren (auch Indikationsgewichte) errechnet, welche eine einfache Möglichkeit zur Gewichtung der Taxa bei der weiteren Berechnung darstellt. Es werden Stenökiefaktoren (SF) von 0 bis 3 vergeben. Ein Taxon mit dem SF = 3 ist ausgesprochen stenök gegenüber dem entsprechenden Umweltfaktor und geht mit der dreifachen Gewichtung in die Berechnung ein, ein SF von 0 charakterisiert ein euryökes Taxon und fällt aufgrund der zu großen ökologischen Toleranz aus der Berechnung heraus. Wie bei der Berechnung des Saprobienindex nach Zelinka & Marvan (1961) werden nun für alle Proben des EDS Trophieindizes (hier: Index BRB) aus den errechneten TP-Optima, Stenökiefaktoren und Dominanzwerten ermittelt. Aus den Wertepaaren Index BRB und TP-Konzentration des jeweiligen Eichgewässers ergibt sich durch logarithmische Regression die Transferfunktion (siehe Gleichung (2)).

Der von Schönfelder et al. (2002) erarbeitete Eichdatensatz, welcher die Grundlage zur Entwicklung mehrerer Transferfunktionen bildet, beinhaltet Proben aus 84 vorrangig karbonatreichen, alkalischen Gewässern (Probstandorte) Nordostdeutschlands (Brandenburg). Je Probstandort wurden die Ergebnisse von 2 bis 8 Einzelproben in den Datensatz eingearbeitet. Der Datensatz umfasst eine TP-Spanne von 9,3 bis 1687  $\mu\text{g TP/l}$ . Sein Schwerpunkt befindet sich im meso- bis eutrophen Bereich (Median: 29,5  $\mu\text{g TP/l}$ , Mittelwert: 96,1  $\mu\text{g TP/l}$ ).

Die Diatomeen-TP-Transferfunktion (sowie auch für den pH) nach Schönfelder et al. (2002) beruht auf die WA (weighted averaging = gewichtete Mittelwertbildung) Regression und Kalibration. Eine ausführliche Darstellung dazu ist in Schönfelder (2000) und Baier (2003) nachzulesen.

Aufgrund der sehr starken Ähnlichkeit der in dieser Arbeit zu untersuchenden mecklenburgischen Seen mit den Referenzgewässern beider vorgestellten EDS (Schönfelder 1997, Schönfelder et al. 2002), ist eine Anwendung der jeweiligen Transferfunktionen sehr gut möglich. Sie werden folgendermaßen berechnet:

$$(2) \quad \text{Index BRB} = 0,79165 + 0,80041 \cdot \ln TP; \quad r^2 = 0,956$$

Index BRB: Index Brandenburg

(Schönfelder 1997)

$$(3) \quad \ln TP_{\text{PROBE}} = \frac{\sum \frac{h \cdot \ln TP_{\text{opt}}}{(\ln TP_{\text{tol}})^2}}{\sum \frac{h}{(\ln TP_{\text{tol}})^2}}$$

h: prozentuale Häufigkeit (Dominanzwert)  
 $TP_{\text{opt}}$ : TP-Optimum eines Taxons jeder Probe  
 $TP_{\text{tol}}$ : TP-Toleranz eines Taxons jeder Probe  
 (Schönfelder et al. 2002)

### 3.4.5 Auswertung der Dünnschliffe

Dünnschliffe wurden nur aus solchen Sedimentabschnitten angefertigt, die optisch sichtbar eine Feinschichtung aufwiesen. Sie sollten einen Einblick in die saisonale Entwicklung der Seen und speziell ihrer Diatomeengesellschaften in verschiedene Zeiträumen der Seengeschichte geben.

Zunächst wurden die Dünnschliffe durchgemustert und eingehend beschrieben. Dabei stand die Frage im Vordergrund, ob eine Jahreschichtung eindeutig zu erkennen und die Abfolge der Sedimentationsprozesse eines Jahres dokumentierbar ist. Wenn möglich, wurde die Diatomeensukzession innerhalb der Jahresschichten beschrieben und wesentliche Taxa, die diese bestimmen, ermittelt worden.

#### *Vermessung der Schichtungsstärke*

Waren im Dünnschliff eindeutig Schichtungen zu erkennen, so wurden diese mit Hilfe eines Objekt-Mikrometers am Mikroskop vermessen, zunächst bei größerer Vergrößerung (100x) und anschließend erneut beim detaillierten Durchmustern bei 630-facher Vergrößerung. Dabei wurde die Gesamtbreite der Schichtung an repräsentativer Stelle aufgenommen.

#### *Auffinden von Eutrophierungsmarkern*

Beim Durchmustern der Dünnschliffe wurden Kalzitkristalle sowie Pyritframboide (siehe Anhang A, Tafel 5, Fig. 2-3) nachgewiesen. Der Nachweis dieser Eutrophierungsmarker erfolgte ausschließlich qualitativ.



# 4 ERGEBNISSE

## 4.1 Tiefer See

### 4.1.1 Sedimentabfolge und Datierungen

Zur Festlegung einer ununterbrochenen Sedimentabfolge wurde wie in Abschnitt 3.2.1 dargelegt, eine master scale festgelegt, welche dann den sogenannten Langkern hervorbrachte. Weiterhin ergab die Untersuchung des Kurzkernel (Juni 2001) vom Tiefer See, dass der Langkern hinsichtlich seiner Anfangstiefe nach unten korrigiert werden muss, da noch keine Überlappung zwischen ihm und dem Kurzkernel festgestellt werden konnte. Somit umfasst im Ergebnis der aus Haupt- und Parallelkern entstandene Langkern einen Bereich von 70 bis 992 cm. Die Sedimentabfolge nach master scale und die fotografische Dokumentation des Langkerns sind im Anhang A, Tafel 7 dargestellt.

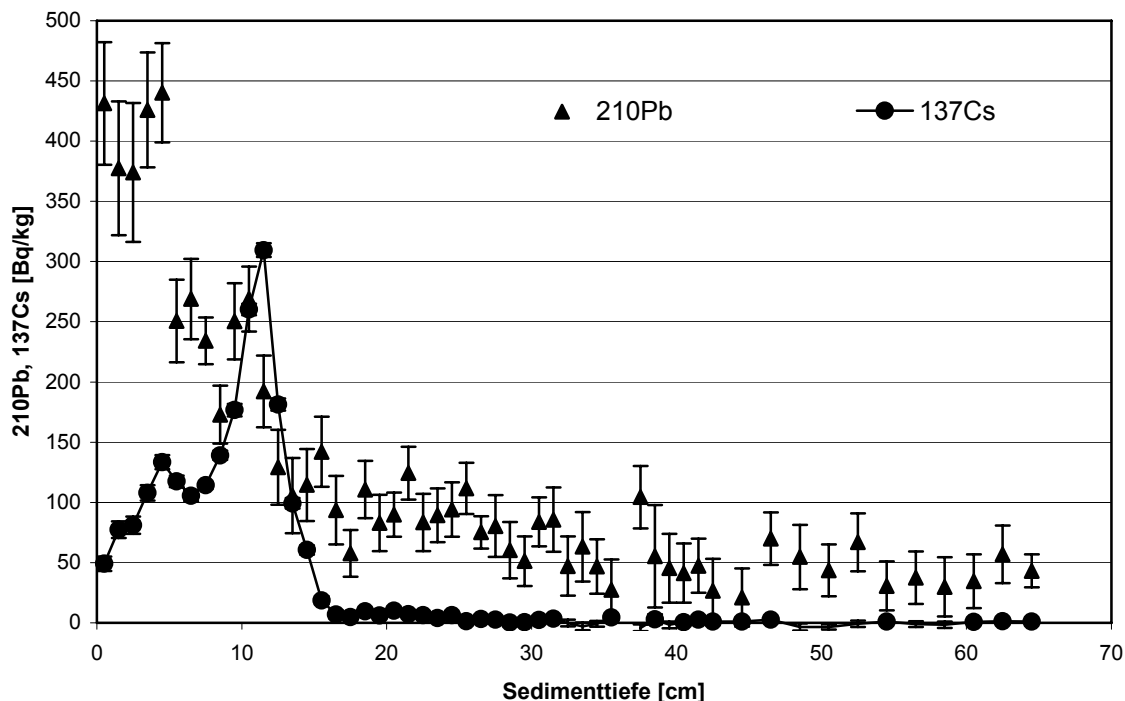
**Tabelle 8.** Ergebnisse der  $^{14}\text{C}$ -Datierungen aus dem Langkern des Tiefen Sees sowie berechnete Sedimentationsraten. BPkonv (BP = before present, unkalibrierte Jahre vor 1950), cal. AD/BC (AD = anno domini, Jahre nach Christi Geburt; BC = before Christ, Jahre vor Christi Geburt, cal. = kalibriert).

Probe	Proben- tiefe (cm)	Probenmaterial	konventio- nelles Alter (BPkonv)	kalibriertes Alter (cal. AD/BC)	kalibriertes Alter, 2- $\sigma$ - Fehler (cal. AD/BC)	Sedimen- tationsrate [mm/a]
KIA6953	216	Blattrest	894 $\pm$ 36	1160, 1174, 1187 AD	1143 $\pm$ 115	216-633,5 cm:  1,01
KIA6957	222,5	Pflanzenhülse	887 $\pm$ 34	1161, 1172, 1189 AD	1164 $\pm$ 95	
KIA6954	228	Holz	1164 $\pm$ 42	889, 932, 937 AD	883 $\pm$ 107	
KIA6951	250-253	Sediment	1283 $\pm$ 31	693, 699, 713, 747, 768 AD	761 $\pm$ 100	
KIA6956	367-367,5	Blattreste	2150 $\pm$ 33	195, 195, 170 BC	202 $\pm$ 149	
KIA6949	459-461	Sediment	3024 $\pm$ 37	1288, 1282, 1258 BC	1222 $\pm$ 168	
KIA14111	633,5	Rinde	4591 $\pm$ 50	3361 BC	3303 $\pm$ 201	633,5-797,5
KIA6950	640-644,5	Sediment	5469 $\pm$ 39	4332 BC	4310 $\pm$ 135	cm: 0,23
KIA14112	697,5	Blattreste, Same	6694 $\pm$ 61	5622 BC	5602 $\pm$ 119	
KIA6952	795-800	Sediment	10466 $\pm$ 77	10660, 10540, 10418 BC	10473 $\pm$ 474	797,5-988 cm:
KIA6955	988	Holz	11735 $\pm$ 79	11859 BC	12344 $\pm$ 850	1,44

Die Ergebnisse der  $^{14}\text{C}$ -Datierungen sind in der Tabelle 8 aufgelistet. Das konventionelle Alter ergibt sich aus dem  $^{14}\text{C}$ -Gehalt einer Probe unter der Annahme, dass sich der  $^{14}\text{C}$ -Gehalt in der Atmosphäre in der Vergangenheit nicht geändert hat und dem  $^{14}\text{C}$ -Gehalt der Atmosphäre von 1950 entspricht. Da es aber durchaus solche Schwankungen gegeben hat (und auch die  $^{14}\text{C}$ -Halbwertszeit zunächst falsch angenommen wurde), wird das konventionelle Alter anhand von Kalibrierungskurven korrigiert. Diese Kurven der rekonstruierten atmosphärischen  $\text{CO}_2$ -Konzentration verlaufen nicht linear, so dass einem konventionellen Alter auch mehrere kalibrierte Alter zugeordnet werden können. Unter Einbeziehung der 1- $\sigma$ - und 2- $\sigma$ -Fehler, sie entsprechen einer 68 %- bzw. 95 %-Wahrscheinlichkeit, ergeben sich somit ein oder mehrere Intervalle für das wahrscheinliche Alter der Probe. In der Tabelle 8 ist ein 2- $\sigma$ -Gesamtintervall angegeben. Dieses Fehlerintervall umfasst alle möglichen Altersintervalle mit 95 % Wahrscheinlichkeit vom kleinsten bis zum größten Wert. In dieser Gesamtspanne befindet sich also mit 95 % Wahrscheinlichkeit das wahre Alter der Probe.

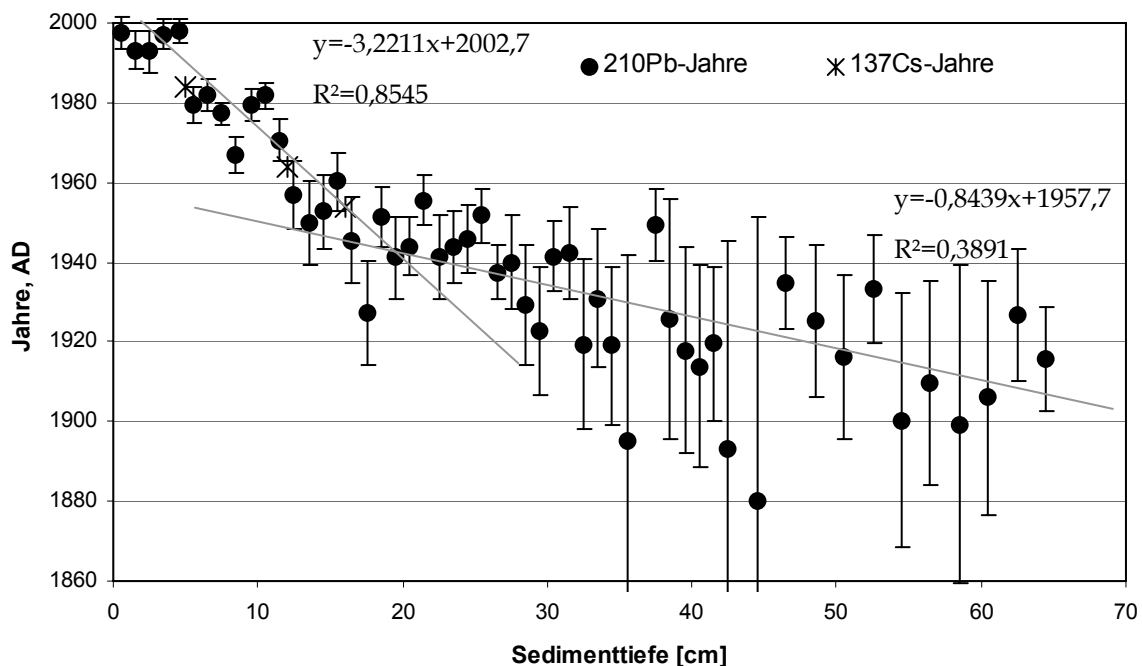
Insgesamt ergeben die Datierungspunkte ein recht gleichmäßiges Bild, in welchem kaum Ausreißer erkennbar sind. Es zeichnet sich jedoch eine deutliche Dreiteilung hinsichtlich der Sedimentationsraten im Verlauf der Entwicklung ab (Tab.8).

So ist zunächst eine recht hohe Sedimentationsrate vom Beginn der Entwicklung im Alleröd bis zum Übergang Jüngere Dryas/Präboreal festzustellen. Es folgt ein rund 7000 Jahre umfassender Zeitabschnitt mit einer nur geringen Sedimentationsrate (0,23 mm/a). Im Neolithikum steigt die Sedimentationsrate wieder an und hält sich bis zum jüngsten  $^{14}\text{C}$ -Datierungspunkt, welcher wahrscheinlich dem 12. Jahrhundert zuzuordnen ist, auf einem durchschnittlichen Niveau von 1,01 mm pro Jahr.



**Abbildung 8.**  $^{210}\text{Pb}$ - und  $^{137}\text{Cs}$ -Aktivität mit zählstatistischem Fehler im Kurzkern des Tiefen Sees (Daten: H. Erlenkeyser, Leibniz Labor für Isotopenforschung, Universität Kiel).

Der datierte Kurzkern umfasst zeitlich etwa die letzten 100 Jahre. Der beginnende Steilanstieg der Aktivitätskurve von  $^{137}\text{Cs}$  (Abb. 8) bei 15,5 cm Sedimenttiefe markiert die Anfänge des weltweiten  $^{137}\text{Cs}$ -Anstieges infolge der Atombombenversuche um 1954. Weiterhin lassen sich deutlich das Maximum der Atombombenversuche 1963/1964 bei 11,5 cm sowie die Reaktorkatastrophe in Tschernobyl bei 4,5 cm als Anstieg erkennen. Diese Fixpunkte der  $^{137}\text{Cs}$ -Datierung sind ebenfalls in Abbildung 9 dargestellt und zeigen eine gute Übereinstimmung mit dem aus der  $^{210}\text{Pb}$ -Aktivität ermittelte Alter des Sediments. Es lassen sich zwei Abschnitte unterschiedlicher Sedimentationsraten erkennen, deren Übergang bei ca. 17 cm (um 1947) liegt. Vor ca. 1947 lag die Sedimentationsrate bei  $1,2 \pm 0,3$  cm/Jahr. Im Folgenden sank die Sedimentationsrate auf durchschnittlich  $0,3 \pm 0,03$  cm/Jahr. Vom 12. Jahrhundert (jüngster  $^{14}\text{C}$ -Datierungspunkt) bis zu Beginn des Kurzkernes bei 1900 lag die Sedimentationsrate im Durchschnitt bei 2,1 mm pro Jahr.



**Abbildung 9.** Altersberechnung aufgrund der  $^{210}\text{Pb}$ - und  $^{137}\text{Cs}$ -Aktivität, dargestellt mit zählstatistischem Fehler, (Daten: H. Erlenkeyser, Leibniz Labor für Isotopenforschung, Universität Kiel).

#### 4.1.2 Pollenanalyse

Der unterste erfasste Sedimentbereich des Langkerns umfasst eine etwa 20 cm starke Torfablagerung, welche entsprechend der  $^{14}\text{C}$ -Datierung bei 988 cm Sedimenttiefe dem **Alleröd** zugeordnet werden kann. Die Pollenanalyse bestätigt dies (Abb. 10). So dominierte vor allem *Betula* und mit geringerem Anteil *Pinus*. Des Weiteren kamen die Poaceae und Cyperaceae in diesem Abschnitt zu ihrer höchsten Verbreitung. Außerdem traten *Salix*, *Juniperus*, *Hippophaë* und *Artemisia* auf. Somit ist dieser allerödzeitliche Entwicklungsabschnitt durch eine von offenen Birkenwäldern, z. T. in Birken-Kiefern-Wälder übergehend, geprägte Vegetation mit hohem Gräseranteil gekennzeichnet. Der hohe Anteil der Cyperaceae und der vorgefundene Torf deuten auf sumpfige bis moorige Verhältnisse hin. Die

wahrscheinlich zu Beginn des Alleröds noch stärker verbreiteten *Juniperus*, *Hippophaë* und *Artemisia* haben nur noch geringe Bedeutung.

In der darauf folgenden **Jüngerer Dryas** war laut Pollendiagramm *Pinus* die dominante Baumart. Gleichzeitig trat *Betula* auf, erreichte aber nur Anteile zwischen 20 und 40 %. Zusätzlich konnten weitere Baumpollen z. B. von *Abies*, *Picea*, *Alnus*, *Quercus*, *Ulmus*, *Tilia*, *Fagus*, *Carpinus* und *Corylus* nachgewiesen werden. Gramineae waren neben *Artemisia*, *Hippophaë* und *Juniperus* weit verbreitet. Es ist demzufolge vom Vorkommen offener Wälder während der Jüngerer Dryas auszugehen. Auch sumpfige und feuchte Verhältnisse anzeigende Cyperaceae, *Empetrum*, *Bidens*, Pollen des *Vaccinium*-Typs sowie Sporen von *Equisetum*, Polypodiaceae und *Sphagnum* konnten besonders zu Beginn dieser Phase nachgewiesen werden. Die Grünalge *Pediastrum* entwickelte sich sehr stark. Auffallend ist das massive Auftreten von Hystrichosphaeren (Dinophyceen-Cysten).

Das **Präboreal** ist durch die Ausbreitung der Birke und die spätere Zunahme des Kiefernanteils gekennzeichnet. Der *Betula*-Anstieg ist deutlich zu erkennen. *Pinus* erlangte Anteile um 20 %. Die Poaceae und Cyperaceae waren verstärkt vertreten, wobei die Bäume die Vegetation dominierten. *Juniperus* und *Artemisia* traten geringfügig auf. Am Ende des Präboreals konnten erstmals Pollen von *Rumex acetosa/acetosella* nachgewiesen werden.

Während des **Boreals** verringerte sich der Anteil der Baumpollen deutlich zugunsten der Sträucherpollen (besonders *Corylus*). Die Verbreitung von Gräsern und Kräutern ging allgemein zurück. Die Hasel erfuhr innerhalb dieser Epoche eine Massenausbreitung. Gleichzeitig wurde die Birke stark zurückgedrängt. Der Anteil von *Pinus* bewegte sich weiter um 20 %. Am Ende des Boreals traten verstärkt Laubbölzer wie *Quercus* und *Ulmus* auf. Cyperaceae, *Typha latifolia*, *Sparganium*, *Bidens* und *Nymphae alba* sowie Farne waren verbreitet. Erstmals waren wärmeliebende Pflanzen wie *Hedera* und *Viscum* anzutreffen. Bemerkenswert ist das bereits in dieser frühen Phase festgestellte Vorkommen von Pollen des *Hordeum*-Typs (cf. *Glyceria*) sowie von *Humulus/Cannabis*.

Zu Beginn des **Atlantikums** waren zunächst *Corylus*, *Betula*, *Quercus* und *Pinus* stark verbreitet. Mit der Zunahme von vor allem *Alnus*, aber auch *Tilia*, *Fraxinus* und *Ulmus* wurden besonders *Corylus*, *Pinus* und *Betula* zurückgedrängt. Neben dem weiteren Vorkommen von *Hedera* und *Viscum* konnten erneut einzelne Körner von *Rumex acetosa/acetosella* nachgewiesen werden. Feuchte Verhältnisse anzeigende Pflanzen sowie Poaceae traten weiterhin auf, erreichten z. T. aber nicht mehr die Ausbreitung wie während des Boreals.

Im folgenden **Subboreal** verringerte sich allmählich der Anteil der Baumpollen zugunsten besonders der Sträucherpollen (Zunahme von *Corylus*). Ab dem mittleren Subboreal erhöhte sich zusätzlich der Anteil der Kräuter- und Gräserpollen. *Betula*, *Alnus*, *Quercus* und *Corylus* dominierten in den Wäldern. Ihre Anteile bewegten sich jeweils um rund 20 %, wobei zwischenzeitliche Einbrüche zu verzeichnen waren. Gegenüber dem Atlantikum erfuhren nur *Alnus* und *Corylus* einen leichten Anstieg. Deutlich ist der Rückgang der Ulme zu Beginn des Subboreals zu erkennen ("Ulmenfall", siehe Abschnitt 2.6.2). Die Kiefer ging in ihrer Verbreitung während des Subboreals zurück. Laubbäume wie *Tilia* und *Fraxinus* nahmen an Bedeutung geringfügig zu. *Fagus* und *Carpinus*, welche im Atlantikum erstmals auftraten, breiteten sich allmählich aus. Es sind erste Nachweise von *Acer* festzustellen. Auffallend ist die Zunahme bzw. das Auftreten von Kulturpflanzen, beispielsweise vom Getreide (*Hordeum*- und *Triticum*-Typ, *Cerealia*, *Secale*) sowie von Siedlungsanzeigern (*Plantago lanceolata*, *Rumex acetosa/acetosella*), *Hedera*, *Artemisia*, vor allem ab der zweiten Hälfte des Subboreals.

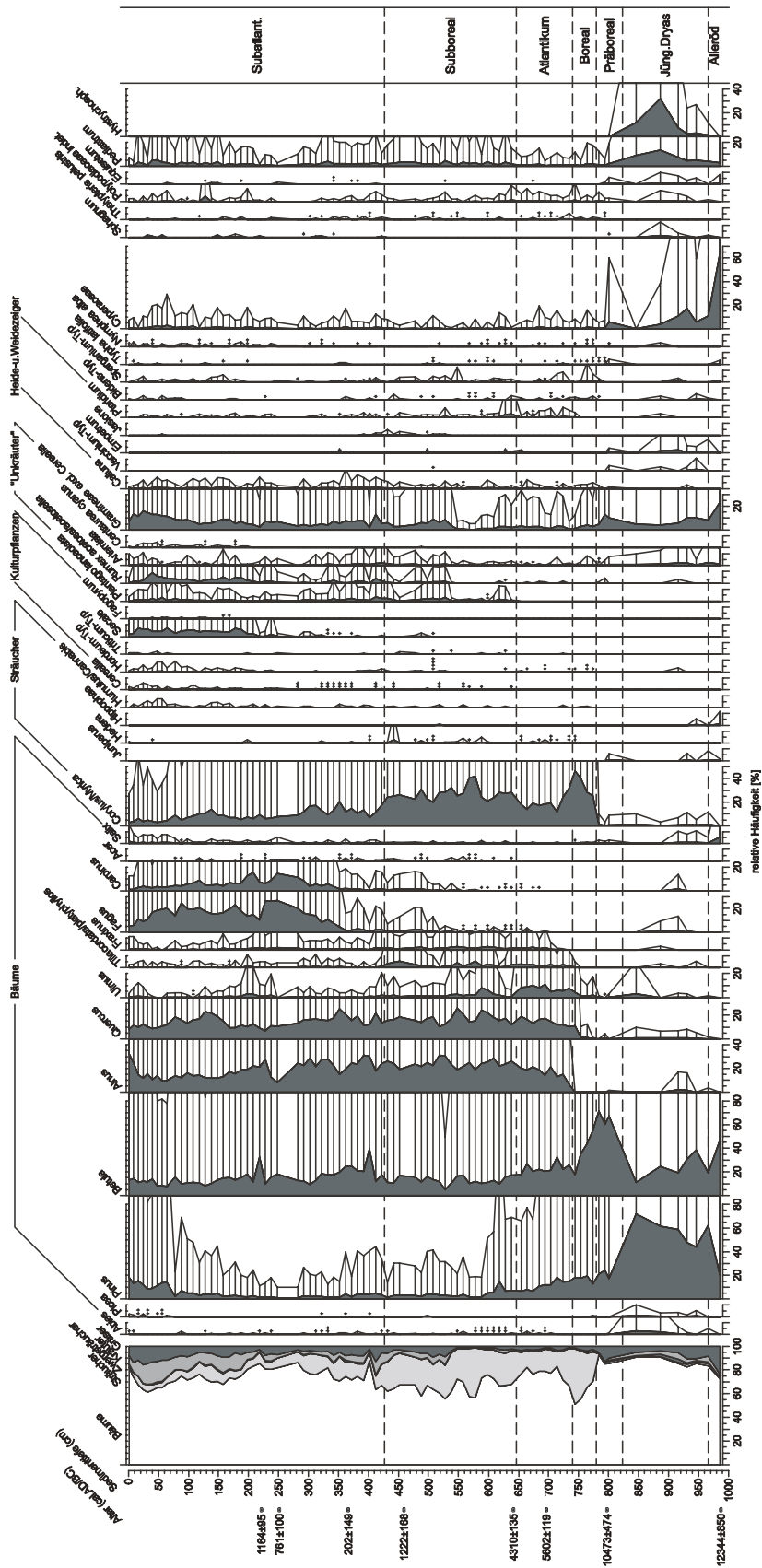


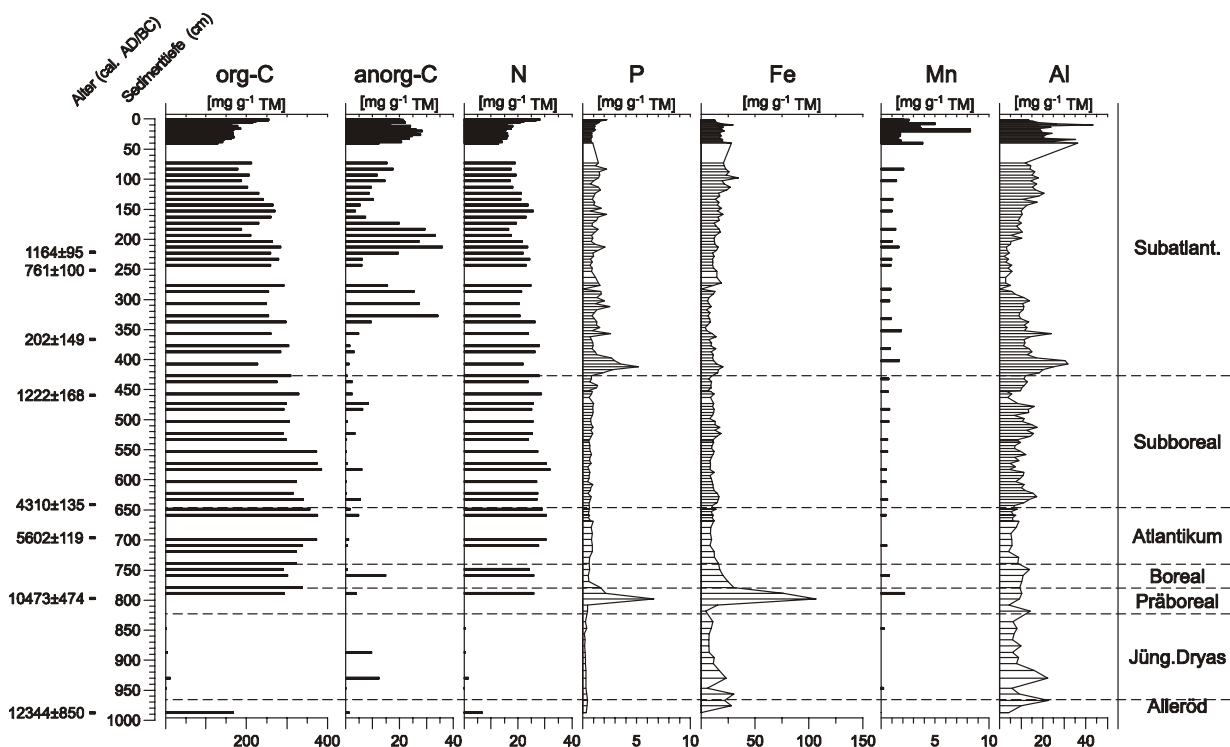
Abbildung 10. Ausgewählte relative Pollenanteile vom Gesamtkern des Tiefen Sees, Bezugssumme: Landpflanzen; Analyse: Dr. W. Dörfler, Institut für Ur- und Frühgeschichte der Universität Kiel.

Von diesem Zeitraum an stieg auch das Vorkommen der Gräser und von *Jasione*. Während des gesamten Subboreals nahm der Anteil von *Humulus/Cannabis* und *Pediastrum* zu.

Im **Subatlantikum** erhöhte sich der Anteil der Baumpollen wieder deutlich. Erst ab dem Mittelalter war ihr Anteil erneut rückläufig und stieg neuzeitlich abermals. *Quercus*, *Alnus*, *Betula* und *Corylus* waren vor allem zu Beginn die beherrschenden Baumarten. Dazu kamen *Fagus* und *Carpinus*, welche sich nun massenhaft entfalten konnten. Die Verbreitung von *Pinus* und *Ulmus* verringerte sich bis zum Beginn des Mittelalters und stieg anschließend wieder. *Tilia cordata/platyphyllos*, *Fraxinus* und *Acer* traten in ihren Anteilen gleichbleibend auf. Die siedlungsanzeigenden Pollen waren im frühen Subatlantikum bis zur Völkerwanderungszeit verstärkt zu finden. Nach einem markanten Rückgang während der Völkerwanderungszeit nahmen ihre Anteile mit Beginn der Slawenzeit wiederum zu. Eine ähnliche Entwicklung zeigten die Poaceae und die Farnpflanzen. Mit Beginn der Slawenzeit setzte gleichfalls eine starke Zunahme der Getreidepollen ein. Besonders der Anteil von *Secale* stieg deutlich auf fast 10 %. Auch *Calluna*, *Humulus/Cannabis*, *Centaurea cyanus* und *Fagopyrum* traten vermehrt auf. *Pediastrum* zeigt zu Beginn und etwa ab dem Mittelalter geringfügig erhöhte Anteile.

### 4.1.3 Geochemische Sedimentuntersuchungen

Hinsichtlich der von Dr. U. Selig durchgeführten geochemischen Untersuchungen soll hier nur auf ausgewählte Ergebnisse eingegangen werden. Diese beziehen sich auf den Gesamtphosphor (P), den organischen Kohlenstoff (org-C), den anorganischen Kohlenstoff (anorg-C), Gesamtstickstoff (N) sowie die Eisen (Fe)-, Mangan (Mn)- und die Aluminium (Al)-Konzentration. Sie sind in der Abbildung 11 dargestellt.



**Abbildung 11.** Ausgewählte Ergebnisse der geochemischen Untersuchungen vom Gesamtkern des Tiefen Sees (ausgeführt von Dr. U. Selig, Institut für Aquatische Ökologie der Universität Rostock).

Detaillierte Ergebnisse sind in Selig (2001), Selig et al. (2001) und Selig et al. (2002) nachzulesen.

Der für das Alleröd ermittelte organische Kohlenstoff bewegte sich, wenn man die weitere Entwicklung des Tiefen Sees betrachtet, mit 167 mg/g TM auf mittlerem Niveau. Sehr gering war der anorganische Kohlenstoff in dieser frühen Phase. Gleiches gilt für den Gesamtstickstoff und für den Gesamtphosphor. Die Eisen- und Aluminiumkonzentrationen lagen bereits um 25 bzw. 22,7 mg/g TM.

Während der Jüngerer Dryas wurde deutlich mehr anorganischer als organischer Kohlenstoff nachgewiesen. Die Gehalte an N und Mn waren gering. P belief sich um 0,3 mg/g TM. Die Fe- und Al-Konzentrationen bewegten sich im Bereich zwischen 5,7 bis 30,4 mg/g TM und 5,6 bis 22,4 mg/g TM.

In der zweiten Hälfte des Präboreals wurde ein org-C von rund 300 mg/g TM ermittelt. Bis zur Mitte des Subboreals nahm die Konzentration bis etwa 380 mg/g TM langsam zu und sank anschließend bis in das jüngere Subatlantikum allmählich auf ca. 200 mg/g TM ab. Ähnlich entwickelte sich die N-Konzentration. Bemerkenswert ist der Anstieg der Fe-, P- und Mn-Konzentration in der Mitte des Präboreals. Während der gesamten Entwicklung des Tiefen Sees wurden keine so hohen P- und Fe-Werte festgestellt. Der anorg-C bewegte sich währenddessen auf geringem Niveau. Die Al-Konzentration lag bis zum Ende des Boreals im Bereich um 10 mg/g TM.

Nach ihrem Maximum im Präboreal sanken die Gehalte an P, Fe und Mn wieder auf mittlerem Niveau. Die P-Konzentration stabilisierte sich bis zum Ende des Subboreals auf ca. 0,7 mg/g TM, die Fe-Konzentration auf etwa 11 mg/g TM und die Mn-Konzentration auf 0,6 mg/g TM. Die ermittelten Werte an anorg-C waren verhältnismäßig gering und beliefen sich bis zum Ende des Subboreals auf maximal 8,4 mg/g TM. Die Al-Konzentration erhöhte sich zu Beginn des Subboreals bei einer Sedimenttiefe von 628 cm kurzzeitig auf 17,3 mg/g TM und erneut im Sedimentbereich zwischen 528 bis 508 cm auf ca. 15 mg/g TM.

Zu Beginn des Subatlantikum kam es wiederum zu einem deutlichen Anstieg des P-Gehaltes. Gleichzeitig nahm die Al-Konzentration markant auf 31,6 mg/g TM zu. Auch anhand der Fe- und Mn-Gehalte ist diese Entwicklung sichtbar. Bei einer Sedimenttiefe von 557 cm erhöhten sich die P-, Al-, Fe- und Mn-Konzentrationen erneut und sanken anschließend langsam bis zum mittleren Subatlantikum ab. Die anorg-C-Konzentrationen waren in der ersten Phase des Subatlantikums sehr gering. Ab einer Sedimenttiefe von 337 cm stiegen sie rasch an und gingen im mittleren Subatlantikum wieder zurück. Nach höheren Werten im Sedimentbereich um 200 cm erreichten sie im jüngeren Subatlantikum Konzentrationen um 15 mg/g TM.

Ab dem mittleren Subatlantikum (ca. 200 cm Sedimenttiefe) nahmen die Metallgehalte bis in den oberen Sedimentbereich wieder allmählich zu. Die P-Konzentration stabilisierte sich zunächst noch auf dem Niveau um 1,2 mg/g TM.

Die mit dem Kurzkern untersuchte jüngere Entwicklung des Tiefen Sees zeigte markante Veränderungen. Die org-C-, P- und N-Gehalte stiegen kontinuierlich an. Der anorg-C nahm ebenfalls unter großen Schwankungen zu. Bei 40 cm Sedimenttiefe wurden hohe Al-, Fe- und Mn-Konzentrationen festgestellt. Der Fe-Gehalt stabilisierte sich anschließend bei 18 mg/g TM, stieg danach wiederum an (auf 29,7 mg/g TM bei 10 cm Sedimenttiefe) und ging dann bis zur Sedimentoberfläche beständig auf 10,9 mg/g TM zurück. Die Mn-Konzentration sank nach ihrem Anstieg bei 40 cm Sedimenttiefe (von 3,9 mg/g TM) auf 1,6 mg/g TM ab und erlangte bei 20 bis 18 cm die höchsten Werte von 8,3 mg/g TM im gesamten untersuchten Sedimentkern. Anschließend ging sie unter Schwankungen bis in die jüngere Zeit auf 2,1 mg/g TM zurück. Ähnlich wie die Mn-Konzentration

verringerte sich die Al-Konzentration nach ihrem Anstieg von 40 bis 34 cm Sedimenttiefe, hatte bei 10 cm ein weiteres Maximum (wie Fe) von 43,3 mg/g TM und sank dann kontinuierlich bis zur Sedimentoberfläche auf ca. 13 mg/g TM ab.

#### 4.1.4 Diatomeenuntersuchungen

##### 4.1.4.1 Allgemeines

Die im Gesamtkern des Tiefen Sees nachgewiesene Zahl der Diatomeentaxa beträgt 297. Bis auf die Jüngere Dryas, in welcher nur vereinzelt Diatomeen gefunden wurden, sind in den Proben jeweils 15 bis 67 Taxa ermittelt wurden. Im Durchschnitt waren es 40 Diatomeentaxa je Probe.

Alle innerhalb dieser Arbeit nachgewiesenen Diatomeentaxa sind mit ihrer Lebensform (Abschnitt 4.1.4.4) sowie Trophie- und pH-Präferenz (Abschnitte 4.1.4.5 und 4.1.4.6) im Anhang B, Tabelle A1 aufgelistet.

##### 4.1.4.2 Charakterisierung ausgewählter Taxa

In diesem Abschnitt sollen im Gesamtkern des Tiefen Sees häufig vorgefundene sowie interessante Diatomeentaxa hinsichtlich ihrer Autökologie eingehender vorgestellt werden.

###### *Aulacoseira subarctica* (O. Müller) Haworth

*Aulacoseira subarctica* (siehe Anhang A, Tafel A2, Fig. 2) ist im nordisch-alpinen Raum verbreitet und bevorzugt oligo- bis mesotrophe Gewässer (Krammer & Lange-Bertalot 1991a). Nach Van Dam et al. (1994) ist sie acidophil, wobei ihre Hauptverbreitung im pH-Bereich kaum unterhalb 7 liegt (Bigler et al. 2000, Dixit et al. 2002). Hinsichtlich der Trophieansprüche gibt Lund (1954) eine Verbreitung *Aulacoseira subarctica* bis in den moderat eutrophen Bereich an. Dies würde mit der Annahme übereinstimmen, dass *A. subarctica* ein Indikator zunehmender Trophie ist (Klee & Schmidt 1987, Jones et al. 1997). Aufgrund ihrer robusten Konstruktion ist sie einerseits auf hohe Siliziumkonzentrationen im Gewässer angewiesen, andererseits sinkt sie rasch aus und benötigt deshalb möglichst turbulente Bedingungen (Round et al. 1990). So gelangt *A. subarctica* während der Frühjahreszirkulation in die euphotische Zone und sinkt nach schneller Entwicklung bei Einsetzen der Stratifizierung in das Metalimnion, wo sie den Sommer überdauert (Interlandi et al. 1999, Rautio et al. 2000). Nach Lund (1954) kann *A. subarctica* längere Zeit (Jahre!) auf dem Gewässergrund überleben und von dort bei entsprechender Turbulenz wieder in den Wasserkörper gelangen. Ihre Entwicklung ist nach Interlandi et al. (1999) positiv hinsichtlich der Phosphorkonzentration und negativ in Bezug auf das Lichtangebot korreliert.

###### *Cyclotella cyclopuncta* Håkansson & Carter

Eine im Sediment des Tiefen Sees häufig nachgewiesene Art ist *Cyclotella cyclopuncta* (Anhang A, Tafel A2, Fig. 1). Sie ist in oligo- bis mesotrophen Gewässern anzutreffen (Wunsam et al. 1995, Juggins 2003). Nach Juggins (2003) ist sie als alkaliphil einzustufen.

Im Abschnitt 3.4.2.1 ist auf die Ähnlichkeit mit *Cyclotella distinguenda* var. *unipunctata* hingewiesen worden. Laut Juggins (2003) kommt *Cyclotella distinguenda* var. *unipunctata* bei Gesamtposphorkonzentrationen zwischen 4 bis 31,6 µg/l vor und ist bei pH-Werten zwischen 7,8 und 8,4 verbreitet. Sie ist besonders im alpinen und subalpinen Raum verbreitet.



### *Cyclotella comensis* Grunow

*C. comensis* Morphotyp *pseudocomensis* Scheffler (nach Scheffler & Morabito 2003) und Morphotyp *minima* Scheffler sind im Plankton oligo-mesotropher bis schwach eutropher Hartwasserseen Norddeutschlands verbreitet (Scheffler & Morabito 2003, Scheffler et al. 2003) (siehe Anhang A, Tafel A1). Die Winterform *minima* erscheint ab Oktober und erreicht im März ihr Maximum. Aus denen im Frühjahr gebildeten Zygoten (Auxosporen) entwickeln sich Zellen von *C. comensis* Grunow exclusive des Morphotyps *minima* welche dann im Plankton besonders vom Frühjahr bis zum Herbst anzutreffen sind.

### *Fragilaria construens* (Ehrenberg) Grunow<sup>(1)</sup>

*F. construens* und deren Varietät *venter* besitzen gegenüber den meisten Umweltparametern eine weite ökologische Toleranz (Carrick et al. 1988, Hofmann 1994, Hickman & Reasoner 1998). Dies gilt auch gegenüber dem Phosphorangebot. Järnefelt (1952), Krammer & Lange-Bertalot (1991a) und Lange-Bertalot (1996) sehen sie als weitestgehend trophietolerant an. Einige Autoren grenzen die trophischen Ansprüche von *Fragilaria construens* ein und bezeichnen sie als meso-eutraphent (Denys 1991, van Dam et al. 1994) bzw. als mesotraphent (Yang & Dickman 1993).

*Fragilaria construens* ist alkaliphil (Meriläinen 1967, Smol 1983, Dixit & Dickmann 1986, Smol 1988, van Dam et al. 1994, Caballero et al. 1999, Dixit et al. 2002, Enache & Prairie 2002).

Sie ist hauptsächlich im Süßwasser verbreitet, tritt aber auch im gering brackigem Wasser auf (Denys 1988, Vos & Wolf 1993, van Dam et al. 1994).

Die spätglaziale und frühe postglaziale Entwicklung vieler Seen wird häufig von *Fragilaria construens*, besonders durch die Varietät *venter* bestimmt (Haworth 1976, Smol 1983 und 1988). Dies hängt vermutlich mit der zu dieser Zeit wahrscheinlichen stärkeren Eisbedeckung zusammen. Aufgrund dessen, dass die Gewässer vom Rande aus auftauen, wird die Entwicklung litoraler Diatomeengemeinschaften begünstigt (Smol 1983, Lotter & Bigler 2000). Den Erfolg der *Fragilaria*-Arten bei der Besiedlung dieses Lebensraumes sieht Haworth (1976) in den vorherrschenden physikalisch-chemischen Bedingungen. Smol (1983 und 1988) begründet dies mit der alkaliphilen Natur der *Fragilaria*-Arten, denn aufgrund des Einsickerns löslicher Basen in das nun enteiste zuströmende Wasser, wird deren Entwicklung gefördert. Lotter & Bigler (2000) fanden einen Zusammenhang zwischen dem Verhältnis der planktischen Diatomeen zu den periphytischen *Fragilaria*-Arten und der Länge der Eisbeckung auf alpinen und arktischen Seen.

Hinsichtlich der Lebensform von *Fragilaria construens* herrscht Uneinigkeit. Voigt (1996) kommt nach gründlicher Diskussion zu dem Schluss, dass die kleinen *Fragilaria*-Arten wahrscheinlich dem Tychoplankton zuzurechnen sind. Geht man davon aus, dass Tychoplankter sowohl im Freiwasser als auch periphytisch leben, also fakultativ planktisch sind (Vos & Wolf 1993), so lässt sich die Schwierigkeit ihre Lebensform genau zu beschreiben, erklären. Gleichzeitig findet sich in der tychoplanktischen Lebensform von *Fragilaria construens* wohl auch die Erklärung für die rasche Besiedlung von Habitaten nach Störungsphasen und ihrer Bezeichnung als Pionierart (Haworth 1976, Denys 1988, Hickmann & Reasoner 1998). Solche Störungen können nach Michelutti et al. (2001) Erosionsereignisse infolge großflächiger Waldrodung und -schädigung durch Metallbergbau sein. Diese führten unter anderem durch Änderung der chemischen Verhältnisse und der Wassertransparenz zu einer deutlichen Zunahme der Entwicklung benthischer *Fragilaria*-Arten (darunter *F. construens* var. *venter*). Sinkende Wasserstände können ebenfalls die vorrangig im flachen Wasser anzutreffende *F.*

*construens* begünstigen (Hickmann & Reasoner 1998, Caballero et al. 1999, Smith 2002). Eine andere Ursache, welche zur Förderung von *F. construens* var. *venter* führt, ist nach Stabell (1985) und Denys (1988) die wechselnde Salinität, beispielsweise infolge zuströmenden Süßwassers im brackigen Habitat. Die Ursachen dafür liegen offenbar in der Änderung des Nährstoffangebotes und des Basenstatus'.

*F. construens* var. *venter* ist wechselnden Bedingungen ausgezeichnet angepasst und reagiert darauf als r-Strategie sehr erfolgreich (Hickmann & Reasoner 1998, Lotter & Bigler 2000).

<sup>(1)</sup> auch als *Staurosira construens* Ehrenberg bezeichnet

#### ***Stephanodiscus minutulus* (Kützing) Cleve & Möller**

*Stephanodiscus minutulus* (siehe Anhang A, Tafel A3) ist in vielen hoch eutrophen Gewässern Norddeutschlands anzutreffen. Die Art gilt als alkalibiont und kommt im Süßwasser als auch in leicht brackigen Gewässern vor (van Dam et al. 1994). Hinsichtlich der trophischen Ansprüche gilt sie vor allem als hoch eutraphent (Lange-Bertalot 1996, Schönfelder 1997). Van Dam et al. (1994) bezeichnen sie als hypereutraphent. Nach Interlandi et al. (1999) benötigt sie eine sehr geringe Konzentration an Silizium, aber eine hohe Phosphorkonzentration zu ihrer Entwicklung. Wenn der Winter relativ kalt war und das Phosphorangebot hoch, scheint *Stephanodiscus minutulus* im frühen Frühjahrsplankton vorherrschend zu sein (Battarbee 2000). Nach Bradbury (1988) begünstigt ein frühes Auftauen der Gewässer und ein kaltes stürmisches Frühjahr die Entwicklung von *St. minutulus*, da aufgrund der langanhaltenden Zirkulation genügend Phosphor in den Wasserkörper eingetragen werden kann.

#### **4.1.4.3 Diatomeenstratigraphie**

In der Abbildung 12 sind die Diatomeen im Sedimentkern des Tiefen Sees (Langkern und Kurzkern), welche mit relativen Anteilen von mehr als 5 % am Gesamtvorkommen in wenigstens einer Probe auftraten sowie ausgewählte Taxa mit geringeren Anteilen, dargestellt. Im Anhang C (Daten-CD) sind in einer Gesamtübersicht alle in den Proben nachgewiesener Diatomeen mit ihren relativen Anteilen aufgezeigt.

Auf der Abszisse der Abbildung 12 sind die relativen Anteile der einzelnen Taxa in Form der dunklen, ausgefüllten Flächen wiedergegeben. Zur Verdeutlichung der geringen Vorkommen ist jeweils eine zweite Fläche mit horizontal verlaufenden Linien zu erkennen. Diese stellt die um den Faktor 10 erhöhten Anteile der Diatomeen dar. Die horizontalen Linien geben den unterschiedlichen Probenabstand wieder. Der Maßstab, der auf der Abszisse aufgeführten Diatomeen untereinander ist gleich, d. h. es wurde keine Art besonders hervorgehoben oder zurückgesetzt. Die Ordinate gibt die Sedimenttiefe wieder. Sie wurde in Chronozonen unterteilt (entsprechend Abschnitt 4.1.2). Links neben der Ordinate sind die kalibrierten <sup>14</sup>C-Datierungen angegeben. Die Altersspanne gibt das mögliche Alter unter Berücksichtigung des 2- $\sigma$ -Fehlers (Wahrscheinlichkeit: 95 %) an (vgl. Abschnitt 4.1.1). Weiterhin wurden die Diatomeen entsprechend ihrer Lebensform (mehr in Abschnitt 4.1.4.4) im Diagramm angeordnet.

Wie in den Abschnitten 4.1.1 und 4.1.2 dargelegt, ist die tiefste, untersuchte Probe des Sedimentkernes dem **Alleröd** zuzuordnen. Die dominanten Diatomeen in dieser spätglazialen Warmphase sind *Aulacoseira granulata* var. *granulata* (rel. Anteil: 16,8 %), *Cyclotella comensis* Morphotyp *pseudocomensis* (12,3 %), *Fragilaria construens* var. *venter* (10,4 %), *Cyclotella radiosa* (9,7 %) und *Actinocyclus normanii* Morphotyp *subsalsus* (9,1 %). Weiterhin traten mit geringeren Anteilen *Cyclotella ocellata*, *Stephanodiscus minutulus* und *Asterionella formosa* auf. Bemerkenswert ist das Vorkommen von *Cyclotella distinguenda*

var. *distinguenda*, *Epithemia goeppertiana* und *Melosira arentii*, welche nur im Sediment des Alleröds nachgewiesen werden konnten.

In dem zur **Jüngeren Dryas** gehörenden Sediment wurden nur vereinzelt Diatomeen gefunden. Diese waren z. T. stark korrodiert, so dass ihre taxonomische Zuordnung erschwert war. Außerdem ist es möglich, dass zartschalige Diatomeen infolge Bruch oder Auflösung bereits verschwunden waren. In diesem Abschnitt mehrfach nachgewiesene Diatomeentaxa sind *Fragilaria construens* var. *venter*, *Cyclotella radiosa* und *Cyclotella comensis* Morphotyp *pseudocomensis*.

Zu Beginn des **Präboreals** lagen zunächst ähnliche Verhältnisse wie während der Jüngeren Dryas vor. Erst allmählich stellte sich eine ganz neue Diatomeenbesiedlung ein. Diese wurde vor allem von tychoplanktischen und periphytischen Formen bestimmt. *Fragilaria construens* mit der Varietät *venter* (25,7 %) und *Amphora inariensis* (21,8 %) waren die dominanten Taxa. *Navicula diluviana* trat in diesem Abschnitt mit dem höchsten relativen Anteil von 12,4 % auf. Weiterhin wurden *Fragilaria brevistriata*, *Fragilaria construens* var. *construens*, *Amphora thumensis* und *Geissleria schoenfeldii* mit relativen Anteilen zwischen 6,1 und 3,2 % während des Präboreals nachgewiesen.

Mit Beginn des **Boreals** traten wieder zunehmend planktische Diatomeen in Erscheinung. Dazu gehören *Cyclotella cyclopuncta* (46 %), *Cyclotella comensis* Morphotyp *pseudocomensis* und Morphotyp *minima* mit 19,1 und 5,4 % sowie *Cyclotella radiosa* (maximal 13,4 %). Dennoch waren die noch im Präboreal als dominant festgestellten Tychoplankter und Periphyten mit relativen Anteilen von 11,7 bis 4,5 % weiter anzutreffen, z. B. *Amphora inariensis*, *Fragilaria brevistriata*, *Fragilaria construens* var. *venter* und *Amphora thumensis*. Die tychoplanktisch lebende *Cyclotella ocellata* nahm in ihrem relativen Anteil auf maximal 19,1 % beim Übergang zum Atlantikum zu. Außerdem wurde gleich zu Beginn des Boreals die planktische *Cyclotella krammeri* mit einem relativen Anteil von 10,9 % nachgewiesen, trat im Verlauf des Boreals jedoch kaum mehr in Erscheinung. *Nitzschia bacillum* hatte innerhalb dieses Abschnittes mit einem relativen Anteil von fast 7 % ihr maximales Vorkommen.

Das **Atlantikum** zeichnete sich insgesamt durch eine deutliche Dominanz der planktischen Diatomeen gegenüber den Periphyten und Tychoplanktern aus. *Cyclotella cyclopuncta* trat mit maximal 87,0 %, *Cyclotella comensis* Morphotyp *pseudocomensis* mit maximal 22,1 % und *Cyclotella radiosa* mit bis zu 18,8 % auf. Weitere planktische Vertreter erlangten nur geringe Bedeutung, so z. B. *Stephanodiscus alpinus* (einschließlich *St. medius*) (3,4 %), *Fragilaria crotonensis* (3,4 %) und *Cyclotella krammeri* (2,7 %). Diatomeen anderer Lebensformen kamen im Verlauf des Atlantikums auf einen relativen Anteil von maximal 10,8 % (*Cyclotella ocellata*) bzw. 5,2 % (*Fragilaria construens* var. *venter*).

Mit Beginn des **Subboreals** kam es zu einer markanten Zunahme der relativen Anteile der tychoplanktischen Diatomeen. Neben *Fragilaria brevistriata*, *Fragilaria construens* var. *binodis* und *F. construens* var. *construens*, trat hier besonders *Fragilaria construens* var. *venter* hervor und erreichte 56,2 %. Die Plankter gingen währenddessen auf 12,9 % (*Cyclotella cyclopuncta*), 2,8 % (*Cyclotella radiosa*) und 2,2 % (*Cyclotella comensis* Morphotyp *pseudocomensis*) zurück. Anschließend dominierte *Cyclotella cyclopuncta* bis zu einer Sedimenttiefe von etwa 550 cm. In der Folge trat allmählich *Cyclotella comensis* Morphotyp *pseudocomensis* verstärkt auf und bestimmte bis zum Übergang in das Subatlantikum gemeinsam mit *C. cyclopuncta* die Diatomeengemeinschaft. Andere planktische Vertreter traten hinzu, so z. B. *Stephanodiscus alpinus* (einschließlich *St. medius*), *Asterionella formosa* und *Fragilaria ulna angustissima*-Sippen.

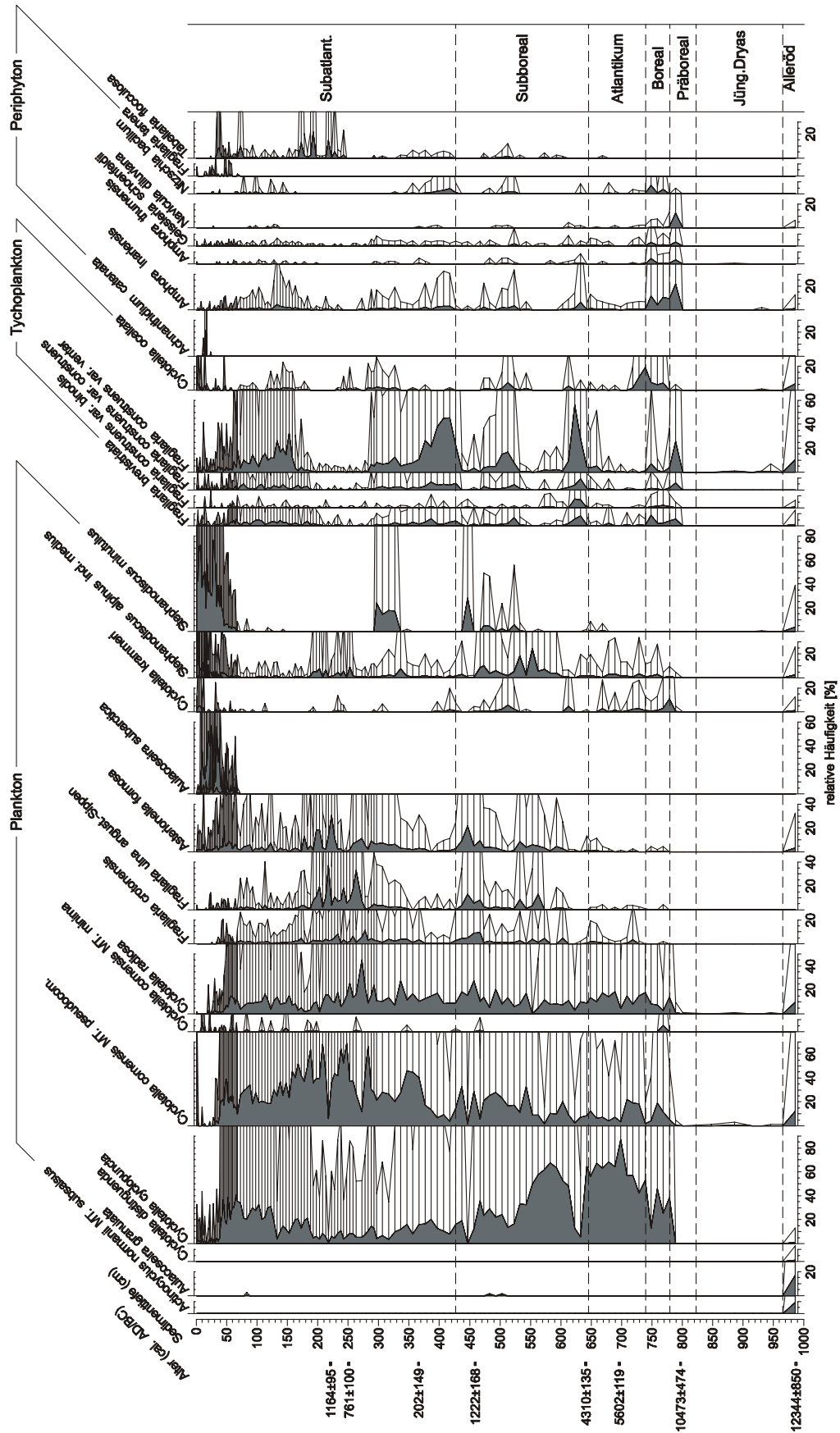


Abbildung 12. Diatomeenstratigraphie der häufigsten (rel. Anteil > 5 %) und ausgewählter Taxa vom Gesamtkern des Tiefen Sees.

Bei einer Sedimenttiefe von 523 bis 473 cm kam es erneut zu einer Zunahme der relativen Anteile der Tychoplankter, wenn auch nicht so deutlich wie zuvor. Wiederum trat besonders *Fragilaria construens* var. *venter* hervor. Anschließend stellte sich bis zum beginnenden Subatlantikum eine ähnliche Diatomeenassoziation wie zuvor ein: Dominanz von *Cyclotella cyclopuncta* und *C. pseudocomensis* bei Anwesenheit von vor allem planktischen Diatomeen wie *Asterionella formosa*, *Fragilaria crotonensis*, *F. ulna angustissima*-Sippen und *Stephanodiscus alpinus* (einschließlich *St. medius*). Während des gesamten Subboreals trat *Cyclotella radiososa* mit schwankenden relativen Anteilen um 10 % auf. Eine Tendenz ist nicht sichtbar. *Stephanodiscus minutulus* erlangte ab einer Sedimenttiefe von 523 cm bis gegen Ende des Subboreals zunehmende relative Anteile.

Zu Beginn des **Subatlantikums** entwickelte sich *Fragilaria construens* var. *venter* erneut sehr massiv (maximal 45,3 % rel. Anteil). Dies geschah bis zu einer Sedimenttiefe von etwa 370 cm. Anschließend verringerten sich die relativen Anteile wieder auf ca. 7 % (bis Sedimenttiefe 288 cm). Diese Entwicklung lässt sich ebenfalls bei den tychoplanktischen Vertretern *Fragilaria brevistriata* und *Fragilaria construens* var. *construens* sowie bei den periphytischen Arten *Amphora inariensis* und *Nitzschia bacillum* beobachten. Planktische Diatomeen wie *Cyclotella cyclopuncta*, *Cyclotella comensis* Morphotyp *pseudocomensis* und *Cyclotella radiososa* traten parallel zum *Fragilaria*-Anstieg in etwa gleichen relativen Anteilen von jeweils rund 13 % auf. Beim Abklingen des Anstieges nahm die Entwicklung von *C. comensis* Morphotyp *pseudocomensis* zu, so dass sie schließlich die Diatomeenassoziation dominierte. Weitere Plankter wie *Fragilaria crotonensis*, *Fragilaria ulna angustissima*-Sippen, *Asterionella formosa* und *Stephanodiscus alpinus* (einschließlich *St. medius*) traten von nun an zunehmend in Erscheinung, besonders ab einer Sedimenttiefe von 283 cm nachdem *F. construens* var. *venter* nahezu verschwand. Ähnlich verhielt sich *Tabellaria flocculosa*, die hier erstmals stärker vorkam. Markant ist das Auftreten von *Stephanodiscus minutulus* im Sedimentbereich 327 bis 297 cm mit relativen Anteilen zwischen 14,1 und 24,0 %. Nach diesem Abschnitt des Subatlantikums, in welchem vor allem planktische Vertreter die Diatomeenentwicklung dominierten, folgte nochmals ein Bereich stärkeren Vorkommens des Tychoplanktons vor allem von *Fragilaria construens* var. *venter* (neben *F. brevistriata* und *F. construens* var. *construens*) und der Periphyten *Amphora inariensis* und *Nitzschia bacillum*. Diese Vorherrschaft begann bei einer Sedimenttiefe von 158 cm und verringert sich anschließend gleichmäßig bis zur Sedimentoberfläche. Ab einer Sedimenttiefe von 123 cm dominierte *Cyclotella cyclopuncta* geringfügig gegenüber *Cyclotella comensis* Morphotyp *pseudocomensis*. Im Bereich zwischen 68 und 38 cm ging ihr Vorkommen von einem relativen Anteil von ca. 30 % auf wenige Prozent deutlich zurück. *Cyclotella comensis* Morphotyp *pseudocomensis* reagierte verzögert und wurde ebenfalls ab einer Sedimenttiefe von 38 cm nahezu vollständig verdrängt. Ähnlich wie *C. cyclopuncta* und *C. comensis* Morphotyp *pseudocomensis* ging auch die Entwicklung von *Cyclotella radiososa* (ab 54 cm) und *Tabellaria flocculosa* (ab 32 cm) zurück. Parallel zum Rückgang von *C. cyclopuncta* und *C. comensis* Morphotyp *pseudocomensis* nahmen die relativen Anteile von *Aulacoseira subarctica* und *Stephanodiscus minutulus* stark zu. *A. subarctica* (f. *recta* und f. *subarctica*) wurde ab einer Sedimenttiefe von 64 cm erstmals nachgewiesen, trat zunächst mit relativen Anteilen von einigen Prozent auf und erreichte ab 38 cm Anteile bis 40,0 %. Nach einem kurzen Rückgang konnte ein zweites Maximum im Bereich zwischen 26 und 20 cm (bis 57,6 %) festgestellt werden. Ab einer Sedimenttiefe von 6 cm wurde sie nur noch vereinzelt gefunden. Der relative Anteil von *Stephanodiscus minutulus* am Gesamtvorkommen begann ab 64 cm, zunächst noch verhalten, auf rund 6 % anzusteigen. Ab 44 cm Sedimenttiefe nahmen die Anteile stärker zu und erreichten bei 28 cm ein erstes Maximum mit 76,6 %. Nach zwischenzeitlichem Rückgang auf ca. 30 %

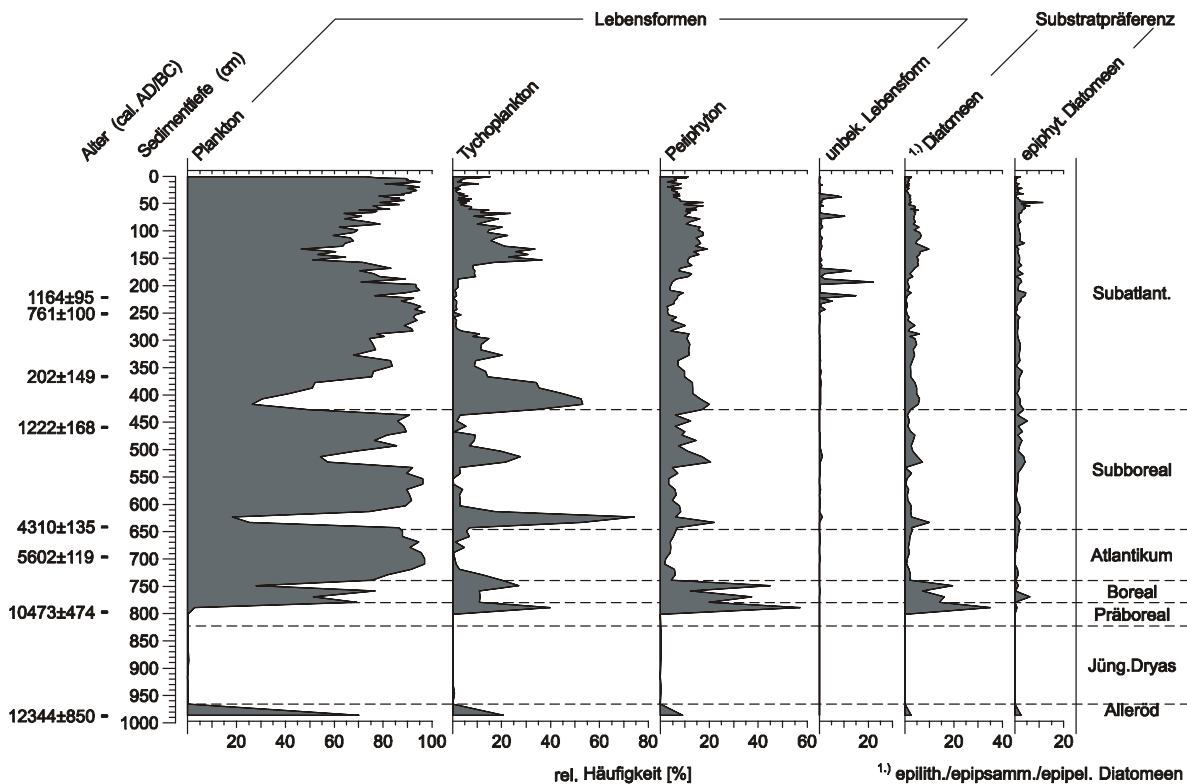
im Bereich zwischen 26 und 10 cm, stiegen die relativen Anteile von *St. minutulus* erneut an und erlangten ein zweites Maximum bei einer Sedimenttiefe von 6 cm (72,5 %). Anschließend gingen die relativen Anteile bis zur Sedimentoberfläche auf durchschnittlich 50 % zurück. Auch *Cyclotella krammeri* und *C. ocellata* nahmen im oberen Sedimentbereich, besonderes unmittelbar an der Sedimentoberfläche, in ihren relativen Anteilen zu.

*Achnanthisidium catenatum* (Anhang A, Tafel A4) wurde ausschließlich in den Sedimenttiefen 24;16 und 12 cm nachgewiesen und erreichte bei 16 cm einen maximalen relativen Anteil von 21,9 %.

#### 4.1.4.4 Lebensformen

In der Abbildung 13 sind die im Sedimentkern des Tiefen Sees nachgewiesenen Diatomeen entsprechend ihrer Lebensform dargestellt. Weiterhin ist die Substratpräferenz, falls sie bekannt war, für die periphytischen Diatomeentaxa in Form zweier Gruppen aufgeführt. Die eine Gruppe bilden die epiphytischen Diatomeen, also solche, die auf pflanzlichem Substrat leben. In der zweiten Gruppe sind Vertreter vereint, deren Leben eng mit dem Sediment bzw. mit dem Gewässerboden verbunden ist.

Insgesamt dominierten die planktischen Diatomeen die Entwicklung im Tiefen See. Die Tychoplankter konnten allerdings zeitweise diese Dominanz einschränken. Hinsichtlich der Anzahl der Taxa ist die Gruppe der Periphyten mit 248 Vertretern am umfangreichsten, was sich jedoch nicht in deren Anteil an der Gesamtentwicklung niederschlägt. Die planktischen und tychoplanktischen Diatomeen bestimmen mit nur 35 bzw. 9 Taxa weitestgehend das Geschehen im Tiefen See.



**Abbildung 13.** Stratigraphie der Lebensformen der im Gesamtkern des Tiefen Sees analysierten Diatomeentaxa.

Im **Alleröd** wurden vor allem planktische Diatomeen nachgewiesen. Aber auch die Tychoplankter hatten mit einem relativen Anteil von etwa 20 % ein nicht unbedeutendes Gewicht am Gesamtvorkommen. Periphytische Diatomeen erlangten einen relativen Anteil von ca. 10 % während des Alleröds. Das Verhältnis zwischen der periphytischen und der zweiten Substratpräferenz-Gruppe war ausgewogen.

Während der **Jüngerer Dryas** wurden Vertreter aller Lebensformen vereinzelt nachgewiesen.

Das **Präboreal** wurde zunächst eindrucksvoll von periphytischen Diatomeen dominiert. Sie erlangten einen relativen Anteil von 57 %, einzigartig im Verlauf der Entwicklung des Tiefen Sees. Auch die Tychoplankter hatten mit fast 40 % einen bedeutenden Anteil am Gesamtvorkommen. Planktische Diatomeen waren nur geringfügig anzutreffen. Von den periphytischen Diatomeen wurden vor allem solche nachgewiesen, welche mit dem Sediment bzw. Gewässergrund in Verbindung stehen, also epilithische, epipsammische und epipelische Diatomeen. Der Anteil epiphytischer Vertreter war gering. Gegen Ende des Präboreals erhöhte sich der relative Anteil der planktischen Diatomeen auf fast 70 %. Der Anteil der Periphyten ging auf 19,9 %, der Anteil der Tychoplankter auf 10,9 % zurück.

Zu Beginn des **Boreals** traten besonders planktische Diatomeen in Erscheinung. Sie erlangten dabei einen relativen Anteil von bis zu 76,8 %. Periphytische und tychoplanktische Vertreter waren mit relativen Anteilen von maximal 37,3 % bzw. 11,3 % an der Entwicklung beteiligt.

Gegen Ende des Boreals gewannen Periphyten und Tychoplankter an Bedeutung. Die relativen Anteile der Plankter gingen auf 28,0 % zurück. Die epilithischen, epipsammischen und epipelischen Diatomeen überwogen gegenüber den Epiphyten.

Die Diatomeenentwicklung im **Atlantikum** erscheint hinsichtlich der Lebensformen und der periphytischen Substratpräferenz recht einheitlich. Nachdem sich der relative Anteil der Tychoplankter zu Beginn des Atlantikums wieder verringerte, dominierten planktische Diatomeen während des gesamten Atlantikums. Sie erlangten dabei relative Anteile von bis zu 97,0 %! Periphytische und tychoplanktische Taxa hatten nur geringe Bedeutung. Das Vorkommen epilithischer, epipsammischer und epipelischer Diatomeen ging zurück. Ihr Anteil war kaum größer als der Anteil epiphytischer Diatomeen innerhalb der Gruppe der Periphyten.

Zu Beginn des **Subboreals** kam es zu einem massiven Anstiegs des Anteils (bis 74,3 %) der Tychoplankter. Auch der Anteil der Periphyten an der Gesamtentwicklung vergrößerte sich. Demzufolge verringerte sich der relative Anteil der planktischen Diatomeen.

Anschließend bestimmten wiederum die Plankter bis zum Ende des Subboreals das Diatomeenvorkommen im Tiefen See. Nur im Sedimentbereich von 523 bis 503 cm konnten die Tychoplankter erneut ihre Anteile erhöhen, allerdings nur noch bis maximal 27,6 %.

Das Verhältnis der beiden Substratpräferenz-Gruppen war während des Subboreals nahezu ausgewogen. Ihr Anteil war recht gleichbleibend.

Am Anfang des **Subatlantikums** kam es nochmals zu einer deutlichen Dominanz der Tychoplankter, die etwa ab einer Sedimenttiefe von 387 cm langsam abklang. Die periphytischen Diatomeen verhielten sich ähnlich, aber in weit geringerem Ausmaß.

Danach erhöhte sich der relative Anteil der planktischen Taxa wieder und hielt sich bis zu einer Sedimenttiefe von 188 cm im Bereich zwischen 80 und 90 %. Ab 158 cm stieg der Anteil der Tychoplankter und der Periphyten erneut an und verringerte sich in der Folge allmählich bis in den

oberen Sedimentbereich. Dementsprechend nahm der relative Anteil der planktischen Diatomeen von neuem zu und erlangte an der Sedimentoberfläche einen Anteil von rund 80 %.

Der Anteil epiphytischer Diatomeen lag gleichbleibend auf einem Niveau von rund 2 %. Epilithische, epipsammische und epipelische Taxa entwickelten sich ähnlich wie die Tychoplankter und Periphyten insgesamt, ihr Anteil war höher als derjenige der Epiphyten.

#### 4.1.4.5 Entwicklung des pH-Wertes

Die im Sedimentkern des Tiefen Sees gefundenen Diatomeentaxa wurden wie in Abschnitt 3.4.1.2 beschrieben, den pH-Gruppen entsprechend ihrer Präferenz zugeordnet. Vor allem alkaliphile Taxa dominierten die Entwicklung des Sees, aber auch circumneutrale, alkalibionte, acidophile und hinsichtlich des pH-Wertes indifferente Kieselalgen kamen zeitweise verstärkt im Tiefen See vor. Acidobionte Taxa konnten nicht nachgewiesen werden. Von den im Sedimentkern insgesamt ermittelten 297 Diatomeentaxa konnten 48 Taxa keiner pH-Gruppe zugeordnet werden. Ihr summierter relativer Anteil erreichte maximal 25,5 % in einer Probe. Die Anzahl und der relative Anteil der indifferenten Diatomeen waren im untersuchten Kern nur sehr gering (6 Taxa, max. rel. Anteil: 0,68 %).

Weiterhin wurde der pH-Wert nach dem einfachen pH-Modell nach Schönfelder (1997) und mit Hilfe der Diatomeen-Transfer-Funktion nach Schönfelder et al. (2002) (siehe Abschnitt 3.4.3) berechnet. Die mittels Transfer-Funktion ermittelten pH-Werte lagen während der gesamten untersuchten Zeitspanne deutlich über 8,0. Auch die pH-Werte, welche mit dem einfachen pH-Modell errechnet wurden, schwankten größtenteils um 8,0. Nur im oberen Sedimentbereich erreichten sie z. T. Werte geringfügig unterhalb 7,0.

Die Entwicklung der berechneten pH-Werte sowie der pH-Gruppen sind in der Abbildung 14 dargestellt.

Im **Alleröd** wurden besonders alkaliphile Diatomeen nachgewiesen. Außerdem traten circumneutrale und alkalibionte Taxa auf. Dementsprechend lag der pH bei 8,0 (pH-Modell) bzw. bei 8,3 (Transfer-Funktion).

Die wenigen Diatomeen, welche während der **Jüngerer Dryas** gefunden wurden, sind als alkaliphil bzw. circumneutral einzustufen. Von einer Berechnung des pH-Wertes wurde aufgrund der geringen Datenmenge abgesehen.

Im Verlauf des **Präboreals** stellte sich eine Entwicklung ein, die vergleichbar mit dem Alleröd vor allem von alkaliphilen Diatomeen dominiert wurde. Gleichzeitig traten Taxa auf, welche im alkalibionten und circumneutralen Milieu anzutreffen sind. So bewegten sich die errechneten pH-Werte gegen Ende des Präboreals um 8,2 (pH-Modell) und 8,5 (Transfer-Funktion). Der relative Anteil der Taxa unbekannter pH-Präferenz war erhöht (22,3 %).

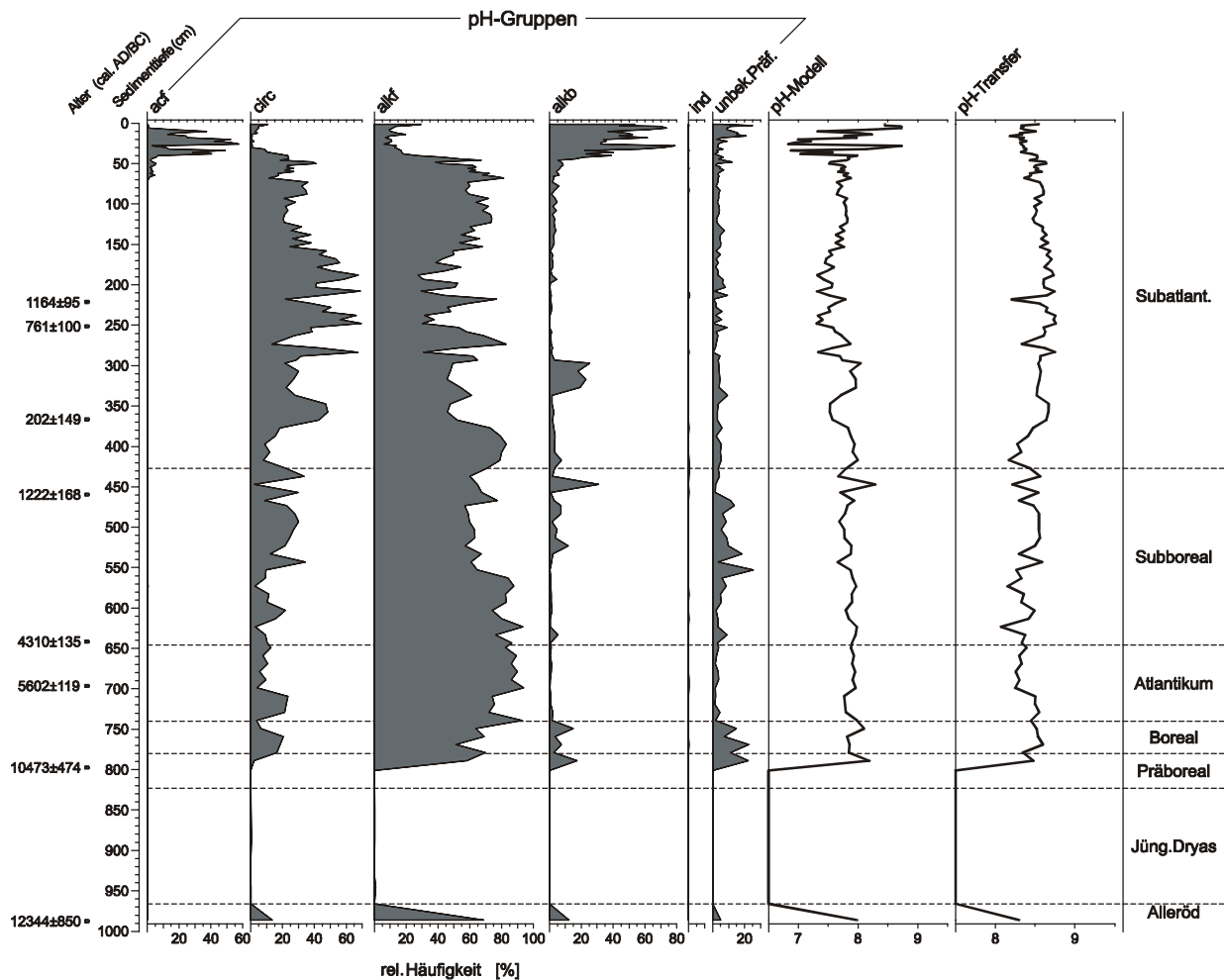
Das **Boreal** wurde ebenfalls durch die Entwicklung alkaliphiler Kieselalgen bestimmt. Mit deutlich geringeren relativen Anteilen traten circumneutrale und alkalibionte Arten in Erscheinung. Im Verlauf des Boreals ging der Anteil der Taxa unbekannter pH-Präferenz zurück. Die pH-Werte, welche mit dem einfachen pH-Modell berechnet wurden, bewegen sich zwischen 7,8 und 8,1. Die mittels Transfer-Funktion ermittelten pH-Werte liegen um 8,5.

Insgesamt zeichnete sich der Tiefen See während des **Atlantikums** bis auf eine größere Schwankung durch relativ konstante pH-Verhältnisse aus. So wurde bei einer Sedimenttiefe von 729 bis 709 cm eine



Zunahme der relativen Anteile circumneutraler Diatomeen festgestellt, währenddessen ein Rückgang der alkaliphilen Taxa auftrat. Ansonsten waren die alkaliphilen Taxa mit relativen Anteilen z. T. weit über 80 % dominant. Die circumneutralen Vertreter erreichten Anteile zwischen 3,6 und 12,7 %, die alkalibionten Taxa zwischen 0,3 und 2,2 %. Die relativen Anteile der Diatomeen mit unbekannter pH-Präferenz lagen um 3 %.

Die rekonstruierten pH-Werte wurden auch von der Verschiebung innerhalb der pH-Gruppen beeinflusst. So verringerte sich der mittels einfachen Modells errechnete pH-Wert von durchschnittlich 8,0 auf 7,8. Der Verlauf der mit der Transfer-Funktion ermittelten pH-Werte zeigte stattdessen einen Anstieg von durchschnittlich 8,3 auf 8,5.



**Abbildung 14.** Stratigraphie der pH-Präferenzgruppen (Klassifizierung nach Hustedt 1937-39) der im Gesamtkern des Tiefen Sees nachgewiesenen Diatomeentaxa, pH-Entwicklung (berechnet nach Schönfelder 1997 und Schönfelder et al. 2002).

Auch im **Subboreal** dominierten alkaliphile Diatomeen die Entwicklung im Tiefen See deutlich. Sie erlangten relative Anteile zwischen 56,8 und 93,2 %. Die zweitstärkste pH-Gruppe bildeten die circumneutralen Taxa, deren relative Anteile jedoch sichtbar schwankten. Tendenziell erhöhte sich ihr Anteil allmählich. Auch die alkalibionten Diatomeen verzeichneten im Verlauf des Subboreals eine leichte Zunahme. Die pH-Werte beliefen sich um 7,8-7,9 (einfaches pH-Modell) bzw. um 8,3-8,5 (Transfer-Funktion).

Die pH-Entwicklung im **Subatlantikum** zeigt ein wechselvolles Bild. Bis zu einer Sedimenttiefe von 377 cm waren die alkaliphilen Diatomeen mit relativen Anteilen um 75 % am stärksten vertreten, gefolgt von den circumneutralen und alkalibionten Taxa. Die ermittelten pH-Werte lagen bei 7,9 (einfaches pH-Modell) und zwischen 8,3 und 8,5 mit leicht zunehmender Tendenz (Transfer-Funktion).

Anschließend war bis zu einer Sedimenttiefe von 158 cm das Verhältnis zwischen alkaliphilen und circumneutralen Diatomeen ausgeglichen, wobei sehr starke Schwankungen ihrer Anteile zu verzeichnen waren. Im Sedimentbereich von 327-297 cm nahm der Anteil der alkalibionten Vertreter deutlich von rund 2 % auf ca. 20 % zu. Auch die errechneten pH-Werte zeigen größere Schwankungen. Die mittels einfachem pH-Modell ermittelten pH-Werte lassen eine tendenzielle Abnahme auf 7,4 erkennen. Die pH-Werte, welche mit Hilfe der Transfer-Funktion berechnet wurden, bewegen sich in diesem Bereich um 8,5.

Ab einer Sedimenttiefe von 153 cm stiegen die relativen Anteile der alkaliphilen Taxa wieder sichtbar an und stabilisierten sich auf rund 70 %. Die circumneutralen Diatomeen erlangten Anteile um 20 %. Die pH-Werte nahmen wieder leicht zu (einfaches pH-Modell) bzw. sanken geringfügig (pH-Transfer).

Im jüngeren Subatlantikum geschah ein merklicher Wechsel innerhalb der pH-Gruppen. Ab einer Sedimenttiefe von ca. 42 cm gingen die relativen Anteile der alkaliphilen Diatomeen deutlich zurück. Gleiches gilt für die circumneutralen Taxa ab etwa 38 cm. Im Gegenzug nahm der relative Anteil der alkalibionten Diatomeen zunächst allmählich und schließlich ab 38 cm enorm zu. Erstmals traten die acidophilen Taxa sichtbar in Erscheinung, ab einer Sedimenttiefe von 68 cm (Beginn Kurzkern) vorerst zögernd, ab 38 cm auffallend. Ihr Anteil ging bis 28 cm wieder zurück und erlangte um 22 cm ein weiteres Entwicklungsmaximum. Diese Zunahme der Gruppe acidophiler Diatomeen ist ausschließlich durch das Vorkommen von *Aulacoseira subarctica* begründet, welche nach van Dam et al. (1994) als acidophil gilt. Ab einer Sedimenttiefe von 6 cm hatten die acidophilen Diatomeen nur noch geringe relative Anteile zu verzeichnen. Dieser markante Wechsel der pH-Präferenz in der jüngeren Zeit schlägt sich auch im Verlauf der pH-Entwicklung wieder. Die mittels Transfer-Funktion ermittelten pH-Werte gingen leicht zurück und erreichten in den oberen Sedimentschichten Werte um 8,3. Der Verlauf der pH-Kurve des einfachen pH-Modells zeigt sehr starke Schwankungen. Die pH-Werte sanken zeitweise auf unter 7,0 (26-24 cm). In den oberen Sedimentschichten erhöhten sie sich auf rund 8,5.

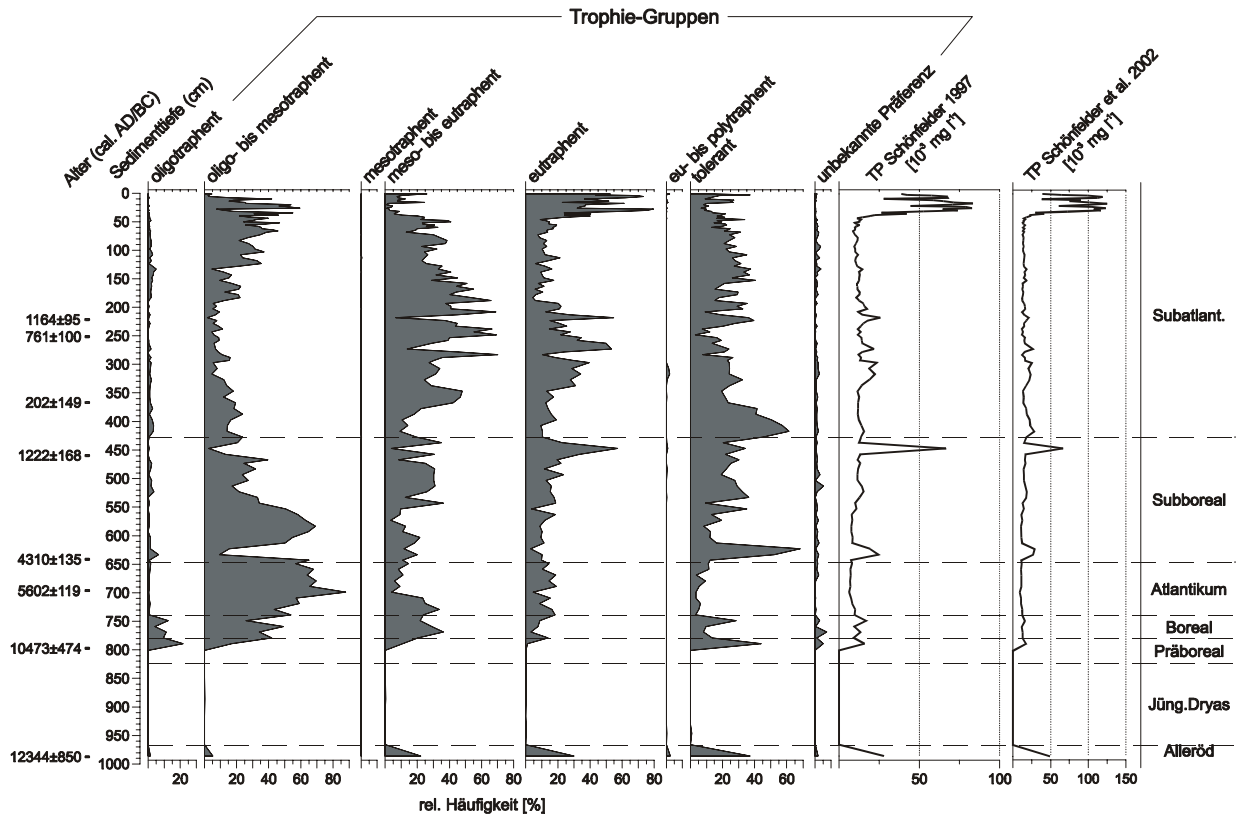
#### **4.1.4.6 Trophieentwicklung**

Zur Darstellung der Trophieentwicklung des Tiefen Sees (Abbildung 15) sind zum einen wie im Abschnitt 3.4.1.1 die im Sedimentkern nachgewiesenen Diatomeentaxa entsprechend ihrer Präferenz Trophie-Gruppen zugeordnet worden, zum anderen wurde mittels Diatomeen-Phosphor-Transferfunktion die ehemals vorhandene Gesamtphosphor (TP)-Konzentration rekonstruiert (Abschnitt 3.4.4).

Insgesamt konnten 252 von 297 Taxa Trophie-Gruppen zugewiesen werden. Somit ist die Zahl der Taxa unbekannter Trophie-Präferenz und ihr relativer Anteil im Entwicklungsverlauf mit maximal 7,3 % begrenzt. Der Anteil toleranter Diatomeen war verhältnismäßig hoch (70 Taxa, maximaler relativer Anteil: 68,3 %). Die Entwicklung des Tiefen Sees wurde vor allem von oligo- bis mesotraphenten, meso- bis eutraphenten, eutraphenten und toleranten Diatomeen bestimmt. Oligotraphente, mesotraphente sowie eu- bis polytraphente Vertreter waren wenig anzutreffen.

Die mittels Transfer-Funktionen (TF) von Schönfelder (1997) und Schönfelder et al. (2002) rekonstruierten TP-Konzentrationen zeigen bis auf den oberen Sedimentbereich einen sehr ähnlichen Verlauf (Abb. 15). Deshalb soll im folgenden Abschnitt vorrangig die TP-Entwicklung der aktuelleren TF von Schönfelder et al. (2002) erläutert werden.

Waren in der zitierten Literatur TP-Optima der einzelnen Taxa angegeben, erfolgte die Einteilung in die Trophie-Gruppen nach Schönfelder (1997) (Abschnitt 3.4.1.1, Tab. 6).



**Abbildung 15.** Stratigraphie der Trophie-Präferenzgruppen (Klassifizierung nach Schönfelder 1997) der im Gesamtkern des Tiefen Sees nachgewiesenen Diatomeen, Trophieentwicklung (berechnet nach Schönfelder 1997 und Schönfelder et al. 2002).

Im **Alleröd** wurden vor allem tolerante, eutraphente und meso- bis eutraphente Diatomeen gefunden. Der Anteil von Vertretern der übrigen Trophie-Gruppen war gering. Das Gewässer konnte als meso- bis eutroph eingestuft werden.

Die wenigen, nachgewiesene Diatomeen der **Jüngerer Dryas** entstammten allen Trophie-Gruppen. Es erfolgte aufgrund der geringen Datenmenge keine Berechnung der TP-Konzentrationen (mit Hilfe der Transfer-Funktionen).

Ab dem mittleren **Präboreal** waren neben toleranten Diatomeen besonders oligotrophente, oligo- bis mesotrophente und meso- bis eutraphente Vertreter anzutreffen. Diese Vorherrschaft von Diatomeen, welche geringe trophische Verhältnisse bevorzugen, wird auch anhand der ermittelten TP-Werte deutlich. Konzentrationen um 15 µg/l TP lassen auf oligo- bis mesotrophe Bedingungen gegen Ende des Präboreals schließen.

Im **Boreal** verringerte sich der Anteil oligotrophenter Diatomeentaxa geringfügig gegenüber den oligo- bis mesotrophenten und meso- bis eutraphenten Vertretern. Der relative Anteil der eutraphenten

Diatomeen lag wie am Ende des Präboreals um 10 %. Es waren weiterhin oligo- bis mesotrophe Verhältnisse im Tiefen See anzutreffen.

Zu Beginn des **Atlantikums** ging der relative Anteil der oligotraphenten Taxa sichtbar auf rund 1 % zurück. Oligo- bis mesotraphente Diatomeen erhöhten stetig ihre Anteile und dominierten das Geschehen während des gesamten Atlantikums. Meso- bis eutraphente Vertreter wurden zunehmend verdrängt, die eutraphenten Taxa konnten ihren Anteil bei etwa 13 % konstant halten. Die berechneten TP-Konzentrationen stabilisierten sich auf einem Niveau von ca. 10 µg/l. Dies lässt auf oligotrophe Bedingungen im Verlauf des Atlantikums schließen.

Im **Subboreal** gewannen tolerante Diatomeen wieder an Bedeutung. Deutlich ist ihre Zunahme gleich zu Beginn des Subboreals im Sedimentbereich von 633 bis 623 cm zu erkennen. Die ermittelten TP-Werte reagierten auf diesen Anstieg und erhöhten sich auf rund 25 µg/l. Der relative Anteil der oligo- bis mesotraphenten Vertreter ging markant zurück. Dagegen konnten meso- bis eutraphente und eutraphente Diatomeen ihre Anteile am Gesamtvorkommen vergrößern. Insgesamt zeigt der Verlauf der beiden Transfer-Kurven eine leicht ansteigende Tendenz. Für das Ende des Subboreals wurden TP-Konzentrationen von 15 µg/l errechnet. Damit erhöhte sich die Trophie während des Subboreals allmählich auf oligo- bis mesotrophes Niveau. Bei einer Sedimenttiefe von 447 cm war ein Anstieg der TP-Konzentration auf 66,5 µg/l zu verzeichnen.

Zu Beginn des **Subatlantikums** kam es erneut zu einem starken Anstieg der toleranten Diatomeen. Die relativen Anteile der oligo- bis mesotraphenten Taxa bewegten sich zunächst auf mittlerem Niveau um 15 %. Die Gruppen der meso- bis eutraphenten sowie der eutraphenten Diatomeen gewannen im ersten Drittel des Subatlantikums zunehmend an Bedeutung. Im mittleren Subatlantikum wurden sie zu den dominierenden Trophie-Gruppen. Die relativen Anteile der oligo- bis mesotraphenten Vertreter sanken unterhalb von 10 %. Im jüngeren Subatlantikum stieg ihr Anteil wieder stetig an. Ab einer Sedimenttiefe von 6 cm gingen ihre relativen Anteile dann auf unter 5 % zurück. Ab dem mittleren Subatlantikum sank der Anteil der meso- bis eutraphenten Diatomeen. Erst ab 16 cm nahm ihr Anteil wieder zu. Die eutraphenten Taxa wurden im jüngeren Subatlantikum zunächst auf Anteile um 15 % zurückgedrängt. Ab einer Sedimenttiefe von 42 cm entwickelten sie sich so stark, dass sie zur dominanten Trophie-Gruppe wurden.

Bis zum mittleren Subatlantikum lagen die errechneten TP-Konzentrationen um 17 µg/l, also auf oligo- bis mesotrophem Niveau. Anschließend ging die Trophie geringfügig zurück. Ab einer Sedimenttiefe von 42 cm stiegen die TP-Werte rapide auf ein Niveau um 120 µg/l TP bei 18 cm (nach Schönfelder et al. 2002) bzw. um 80 µg/l TP (nach Schönfelder 1997). Nach einem zwischenzeitlichen Rückgang war ein zweiter, etwas geringer ausfallender Anstieg im Bereich von 8 bis 6 cm zu verzeichnen. An der Sedimentoberfläche wurde mittels der Transfer-Funktionen eine TP-Konzentration von ca. 40 µg/l ermittelt. Die Trophie im Tiefen See stieg somit ab einer Sedimenttiefe von 42 cm vom oligo- bis mesotrophem Niveau rasant auf eutrophes bzw. auf eu- bis polytrophes Niveau. Für die obersten Sedimentschichten wurden meso- bis eutrophe Verhältnisse rekonstruiert.

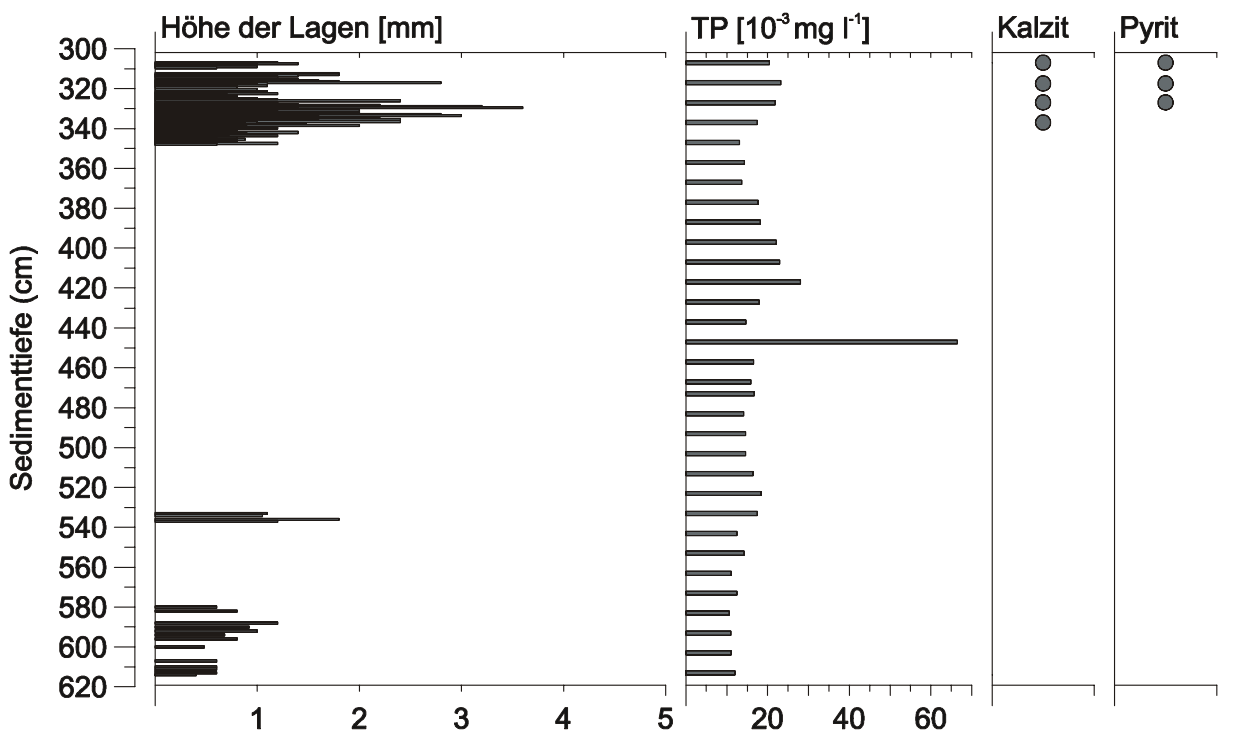
#### 4.1.4.7 Durchsicht der Dünnschliffe – saisonale Diatomeenentwicklung

Bei der Durchmusterung der Dünnschliffe, welche von Teilbereichen des Sedimentkernes des Tiefen Sees angefertigt worden sind, konnten keine durchgehenden Schichtungsfolgen nachgewiesen werden. Dies hatte zur Folge, dass je Dünnschliff z. T. nur wenige oder sogar nur eine Lage jeweils ausgewertet werden konnte(n). So war es nur teilweise möglich, die saisonale Diatomeenentwicklung zu einer für die jeweilige Zeitepoche typischen Abfolge zusammenzufassen (siehe Abschnitt 5.1.2 im Diskussionsteil). Insgesamt haben die Ergebnisse der Dünnschliffanalysen vom Tiefen See somit eher beschreibenden Charakter und brachten Erkenntnisse, die Ansätze zur Diskussion der Gesamtentwicklung des Tiefen Sees boten.

Im untersuchten Sedimentbereich von 618 cm bis 307 cm wurden 136 wahrscheinliche Jahresschichten analysiert.

##### *Vermessung der Schichtungsdicke*

In der Abbildung 16 ist das Ergebnis dieser Vermessung ersichtlich. Im ersten Teilabschnitt der Abszisse ist die Höhe der auswertbaren Lagen dargestellt. Daneben ist die mittels Phosphor-Transfer-Funktion ermittelte TP-Konzentration aufgezeigt. Es ist eine tendenzielle Vergrößerung der Schichtungsbreite mit abnehmender Sedimenttiefe und zunehmender Erhöhung der Phosphorkonzentration erkennbar.



**Abbildung 16.** Dünnschliffanalyse Tiefen See – Höhe vermessener Schichtungen, Vorkommen von Kalzitkristallen und Pyritframboiden, Trophieentwicklung dieser Sedimentsequenz berechnet nach Schönfelder et al. (2002).

##### *Auffinden von Eutrophierungsmarkern*

Das Vorkommen von Eutrophierungsmarkern wie Kalzitkristalle sowie Pyritframboide ist ebenfalls in der Abbildung 16 dargestellt. Es ist zu erkennen, dass mit abnehmender Sedimenttiefe und Erhöhung der errechneten TP-Konzentration, Kalzitkristalle und Pyritframboide auftraten.

*Markante Dominanzveränderungen*

Beim Durchmustern der Dünnschliffe vom Tiefen See war es z. T. sehr gut möglich, markante Dominanzwechsel innerhalb der Diatomeenassoziationen genauer zu verfolgen. So wurden im Dünnschliff 532-521 cm, welcher keine auswertbaren Schichtungen aufwies, mehrere deutliche „Blüten“ von *Stephanodiscus minutulus*, z. T. gemeinsam mit *St. alpinus* nachgewiesen. Bei der diatomologischen Untersuchung des Gesamtkernes wurde lediglich bei 523 cm ein relativer Anteil von 5,6 % für *St. minutulus* registriert (Abschnitt 4.1.4.3). Bei dem recht großen Probenabstand in diesem Bereich (10 cm Probenabstand) konnte die Dünnschliffanalyse einen detaillierteren Einblick in die Diatomeenentwicklung geben. Auch die erhöhten relativen Anteile tychoplanktischer *Fragilaria*-Arten (besonders von *F. construens* var. *venter*) ab einer Sedimenttiefe von 417 cm zeigten sich im Dünnschliff 348-337 cm (im Bereich abklingender Dominanz, rel. Anteil: 6,7 %) in der Bildung von *Fragilaria*-Blüten mit Schichtungsstärken von 1,2 bzw. 0,4 mm!

## 4.2 Schulzensee

### 4.2.1 Sedimentabfolge und Datierungen

Aufgrund der Vollständigkeit der Abfolge nach Parallelisierung der Kerne C und D sind vor allem diese detailliert untersucht worden (Diatomeen, Geochemie, z. T. Pollen). Auch das Material für die  $^{14}\text{C}$ -Datierungen entstammt diesen Bohrkernen. Der Kern B wurde zur Voruntersuchung des Diatomeen- und des Pollenvorkommens herangezogen. Die diatomologische Ergebnisdarstellung dieser Arbeit bezieht sich aber ausschließlich auf die Analyse der Kerne C und D. Die Pollenanalyse erfolgte auf Grundlage der Untersuchung des Kernes B und wurde durch Material aus den Kernen C und D ergänzt.

Die nach Parallelisierung der Kerne C und D vorgelegene Sedimentabfolge (Langkern Schulzensee) umfasste einen Bereich von ca. 20 cm bis 1650 cm. Diese wurde durchgängig auf Diatomeen untersucht. Die palynologische und geochemische Analyse erfolgte bis zu einer Sedimenttiefe von 1370 bzw. 1400 cm. Einige geochemische Parameter wurden für den Sedimentbereich von 1523 bis 1650 cm ergänzend erhoben. Die Ergebnisse der Untersuchung des Kurzkerne werden jeweils gesondert dargestellt.

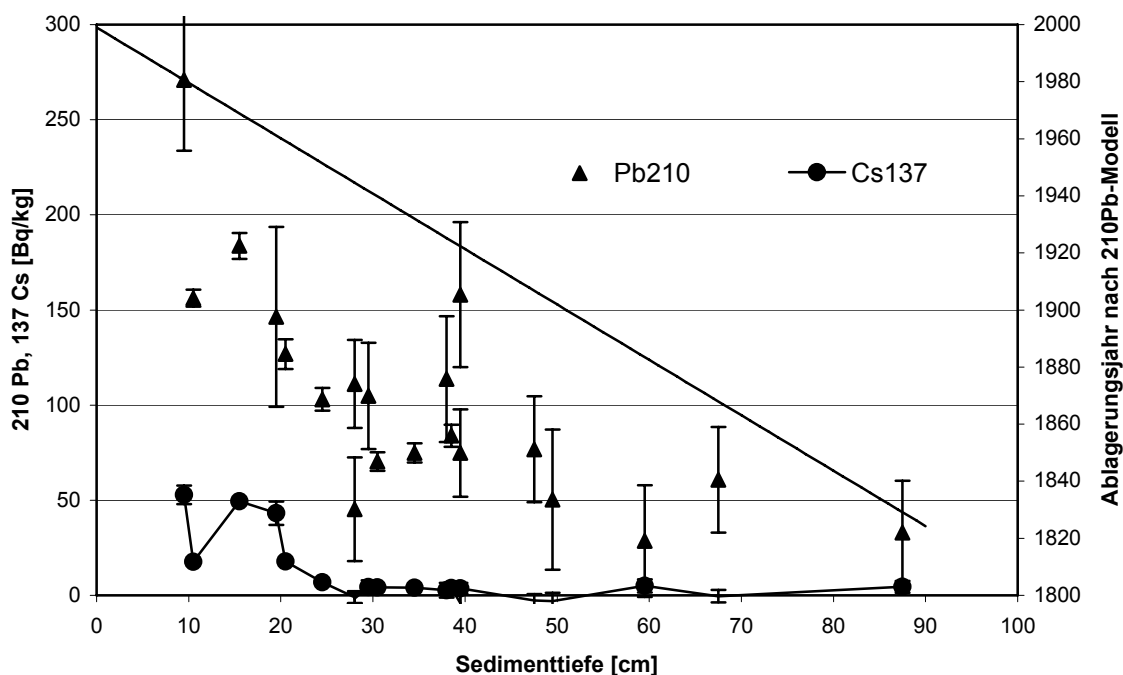
**Tabelle 9.** Ergebnisse der  $^{14}\text{C}$ -Datierungen aus dem Langkern des Schulzensees sowie berechnete Sedimentationsraten. BPkonv (BP = before present, unkalibrierte Jahre vor 1950), cal. AD/BC (AD = anno domini, Jahre nach Christi Geburt; BC = before Christ, Jahre vor Christi Geburt, cal. = kalibriert); LST: Laacher See Tephra.

Probe	Proben- tiefe (cm)	Proben- material	konventio- nelles Alter (a BPkonv)	kalibriertes Alter (cal. AD/BC)	kalibriertes Alter, 2- $\sigma$ -Fehler (cal. AD/BC)	Sedimen- tationsrate [mm/a]
KIA13345	431	Rinde, Kiefer	1131 $\pm$ 31	896, 923, 941 AD	885 $\pm$ 102	431-794 cm: <b>1,02</b>
KIA13346	794	Rinde, Kiefer	4046 $\pm$ 47	2574, 2510, 2503 BC	2662 $\pm$ 196	794-945 cm: <b>0,68</b>
KIA13347	945	Rinde, Kiefer	5899 $\pm$ 49	4775, 4748, 4735 BC	4761 $\pm$ 140	945-999 cm: <b>0,43</b>
KIA13348	999	Holz, Kiefer	7159 $\pm$ 45	6014 BC	6039 $\pm$ 120	999-1403 cm (LST): <b>0,82</b>

Die Ergebnisse der  $^{14}\text{C}$ -Datierungen vom Langkern des Schulzensees sind in der Tabelle 9 aufgelistet und in Abbildung 17 veranschaulicht. Die Daten erscheinen plausibel und stimmen mit palynologischen Datierungspunkten überein. Hinsichtlich der Sedimentationsraten, welche mittels angenommenen linearen Verlaufs der Alterskurve zwischen den Datierungspunkten berechnet wurden und deshalb nur durchschnittliche Werte darstellen, waren Unterschiede festzustellen. So lag die Sedimentationsrate zwischen der ersten Datierungsmarke aufgrund der im Sediment nachgewiesenen Laacher See Tephra

(ca. 12900 cal. BP, Schmincke et al. 1999) und der ältesten  $^{14}\text{C}$ -Datierung bei 0,82 mm pro Jahr. Im folgenden Abschnitt verringerte sich die Sedimentationsrate deutlich und stieg dann bis zur jüngsten  $^{14}\text{C}$ -Datierung bei 431 cm wieder an. Von diesem Zeitpunkt um 900 AD bis heute ergab sich eine weitere starke Erhöhung der Sedimentation auf durchschnittlich 4 mm pro Jahr.

Der mittels  $^{210}\text{Pb}$ - und  $^{137}\text{Cs}$ -Datierung datierte Kurzkern umfasst etwa die letzten 100 Jahre, d. h. das Sediment aus 50 cm Tiefe wurde ca. 1900 abgelagert. Die beginnende Zunahme an  $^{137}\text{Cs}$  bei 24 cm ist den frühen Atombombenversuchen um 1954 zuzurechnen. Der erneute Anstieg bei ca. 9 cm könnte bereits die Reaktorkatastrophe in Tschernobyl 1986 markieren. Nach dem aufgrund der  $^{210}\text{Pb}$ -Aktivität erstellten  $^{210}\text{Pb}$ -Modell entspräche dieses Ereignis einer Sedimenttiefe von ca. 7 cm.



**Abbildung 17.**  $^{210}\text{Pb}$ - und  $^{137}\text{Cs}$ -Aktivität mit zählstatistischem Fehler im Oberflächensediment des Schulzensees sowie ermitteltes  $^{210}\text{Pb}$ -Modell (Daten und Berechnung des Modells: Dr. H. Erlenkeyser, Leibniz Labor für Isotopenforschung, Universität Kiel).

Aus dem berechneten Modell für das Ablagerungsalter des Sediments ergibt sich eine durchschnittliche Sedimentationsrate von 5,1 mm pro Jahr innerhalb der letzten 100 Jahre.

#### 4.2.2 Pollenanalyse

Der Beginn der palynologischen Untersuchungen bei einer Sedimenttiefe von 13,70 m, durchgeführt von Dr. W. Dörfler vom Institut für Ur- und Frühgeschichte der Universität Kiel, datiert in die **Jüngere Dryas** (Abb. 18). Dies ist anhand des erhöhten Vorkommens von Sträuchern wie *Juniperus* und *Empetrum* sowie der Kräuter (z. B. *Artemisia*) und Poaceae bei gleichzeitigem Rückgang des Baumbestandes zu erkennen. Dennoch wurden *Pinus* und *Betula* mit relativen Anteilen von 20 bis 40 % nachgewiesen. Auffällig sind das Auftreten von *Rumex acetosa/acetosella* und der Chenopodiaceae sowie die Dominanz der Grünalge *Pediastrum*. Vereinzelt wurden Pollen von *Corylus*, *Fagus*, *Quercus* und *Alnus* festgestellt. Der relative Anteil der Cyperaceae war erhöht. Polypodiaceae und *Sphagnum* sowie geringfügig *Bidens* und *Typha* traten auf.



Im **Präboreal** nahm der Baumbestand gegenüber den Sträuchern, Kräutern und Gräsern wieder zu. Die Birke, deren relativer Anteil zu Beginn des Präboreals zunahm, wurde in der zweiten Hälfte mehr und mehr von der Kiefer verdrängt. Sie erreichte in dieser Phase ihre stärkste Ausbreitung. Weiterhin konnten auch *Ulmus* und *Quercus* nachgewiesen werden. Erstmals trat *Humulus* auf. Das Vorkommen von *Pediastrum* sowie der Cyperaceae ging deutlich zurück. Polypodiaceae nahmen ab der zweiten Hälfte des Präboreals sichtbar zu.

Das **Boreal** ist durch die massive Ausbreitung der Hasel (*Corylus* sp.) gekennzeichnet. Sie wurde bei zeitgleichem Rückgang von vor allem *Pinus* zur dominanten Art. Auch *Betula* trat großflächig auf. *Ulmus*, *Quercus* und *Alnus* wurden in geringen, aber ansteigenden relativen Anteilen nachgewiesen. Außerdem kamen *Tilia* und *Fraxinus* erstmals vor. Gräser und Kräuter (z. B. *Artemisia*) traten nur geringfügig in Erscheinung. Es waren erneut Nachweise von *Humulus* sowie erstmals von *Hedera* und *Viscum* zu verzeichnen. Ab dem mittleren Boreal konnte *Pteridium* nachgewiesen werden. Für die Grünalge *Pediastrum* wurden etwa gleichbleibende Anteile auf niedrigem Niveau festgestellt. Die Verbreitung der Cyperaceae und Polypodiaceae ging während des Boreals etwas zurück. *Sphagnum* war in der ersten Hälfte, *Thelypteris* gegen Ende des Boreals anzutreffen.

Im **Atlantikum** dominierten *Pinus*, *Betula* und die sich rasch ausbreitende *Alnus* die Wälder. Außerdem waren *Quercus*, *Ulmus*, *Tilia* und *Fraxinus* anzutreffen. Der relative Anteil von *Corylus* ging auf ca. 15 % zurück. *Hedera* und *Viscum* erfuhren ihre größte Ausbreitung in dieser Phase. *Humulus* und Pollen der Chenopodiaceae wurden vereinzelt nachgewiesen. Ab der zweiten Hälfte des Atlantikums erhöhte sich der relative Anteil der *Pteridium*-Sporen und der Pollen von *Rumex acetosa/acetosella*. Parallel dazu sank das Vorkommen von *Pediastrum*. Der Anteil von *Thelypteris* verstärkte sich im Atlantikum gegenüber dem Boreal. Das Vorkommen weiterer Wasser- und Sumpfpflanzen war eher rückläufig.

Während des **Subboreals** wurde *Pinus* allmählich wieder die einzig dominante Baumart. Zusätzlich traten *Betula*, *Alnus* und *Quercus* mit jeweils etwa 15 % relativem Anteil auf. Auch *Corylus* erlangte Anteile zwischen 10 und 15 %. *Ulmus*, *Tilia* und *Fraxinus* gingen in ihren Anteilen gegenüber dem Atlantikum zurück. *Fagus* und *Carpinus* waren eingewandert und breiteten sich zunehmend aus. Ihre Anteile beliefen sich jedoch weiter unter 10 %. *Plantago lanceolata*, *Rumex acetosa/acetosella*, Chenopodiaceae und *Pteridium* traten besonders ab der zweiten Hälfte des Subboreals verstärkt auf. Gleichzeitig wurden auch die Poaceae, *Artemisia* und *Pediastrum* wieder vermehrt festgestellt. Erstmals wurden Spuren von Getreidepollen (*Hordeum*-Typ, *Cerealialia*, *Secale*) nachgewiesen. Ab der zweiten Hälfte des Subboreals nahm der Anteil der Wasser- und Sumpfpflanzen (z. B. *Bidens*, *Nymphaea*, *Typha*, Cyperaceae, Polypodiaceae) zu.

Zu Beginn des **Subatlantikums** nahm der relative Anteil von *Pinus* in den Wäldern um den Schulzensee weiter zu. Der Bestand an *Alnus* und *Corylus* nahm ab. Bei einer Sedimenttiefe um 580 cm konnte auch bei *Betula*, *Tilia*, *Fraxinus* und *Fagus* ein Rückgang festgestellt werden. Gleichzeitig stiegen die Anteile der Poaceae, *Calluna* und von *Pteridium*. Auch Pollen von *Plantago lanceolata*, *Rumex acetosa/acetosella*, Chenopodiaceae und *Artemisia* wurden im frühen Subatlantikum nachgewiesen. Die Vorkommen von Getreide und *Pediastrum* gingen gegenüber dem Boreal zunächst zurück. Im mittleren Subatlantikum kam es zu einem sichtbaren Wandel im Baumbestand. *Pinus* ging bis auf unter 10 % relativen Anteils zurück, wovon besonders *Betula* und *Alnus* profitierten.



Auch *Fagus*, *Carpinus* und *Quercus* entwickelten sich vermehrt. Nach einem starken Rückgang wurden wieder vermehrt Pollen von *Plantago lanceolata*, *Rumex acetosa/acetosella*, Chenopodiaceae und *Artemisia* festgestellt. Auch Brassicaceae traten auf. Getreide (*Hordeum*-Typ, *Cerealia*, *Secale*) nahm wieder an Bedeutung zu.

In der zweiten Hälfte des Subatlantikums wurde *Pinus* wieder zur dominanten Baumart neben *Betula*, *Alnus* und *Quercus*. Im Bereich der Sedimenttiefen um 360 cm, 240 cm und 90 cm gab es Phasen, in denen der Baumbestand abnahm. Nach der ersten Phase, in welcher z. B. *Fagus* und *Carpinus* zurück gingen, erhöhten sich die Anteile von *Humulus/Cannabis*, *Plantago lanceolata*, *Rumex acetosa/acetosella*, Chenopodiaceae, Brassicaceae, *Artemisia*, *Centaurea cyanus*, der Getreidepollen sowie das Vorkommen von *Pediastrum* beträchtlich. *Fagopyrum*, welcher bereits früher auftrat, wurde bei 90 cm Sedimenttiefe erneut nachgewiesen. Anschließend erhöhten sich die relativen Anteile vom Getreide (besonders *Secale*), *Plantago lanceolata*, *Rumex acetosa/acetosella* und der Chenopodiaceae. Das Vorkommen von *Pediastrum* nahm ebenfalls im jüngeren Subatlantikum zu.

Insgesamt erhöhte sich der Anteil der Wasser- und Sumpfpflanzen während des Subatlantikums. Bei einer Sedimenttiefe von 86 cm wurde *Littorella* nachgewiesen.

### 4.2.3 Geochemische Sedimentuntersuchungen

Die geochemischen Untersuchungen vom Sediment des Schulzensees sind im Rahmen einer Diplomarbeit durchgeführt worden (Fischer 2001). In dieser Arbeit sollen davon nur ausgewählte Parameter dargestellt werden. Für den Langkern sind dies der organische und anorganische Kohlenstoffgehalt (org-C, anorg-C), die Gesamtstickstoffkonzentration (N), sowie die HCl-lösliche Phosphor (P)-, Eisen (Fe)- und Aluminium (Al)-Konzentration (Abb. 19). Vom Kurzkern werden die HCl-lösliche Phosphorkonzentration, die Gesamtstickstoffkonzentration sowie der organische und anorganische Kohlenstoffgehalt vorgestellt (Abb. 20).

Die vermutlich der Älteren Dryas entstammenden Sedimentproben wiesen sehr geringe Phosphorkonzentrationen von rund 0,12 mg/g TM auf. Die Eisen- und Aluminiumkonzentrationen waren im Vergleich zur weiteren Entwicklung erhöht.

Im ausgehenden Alleröd wurden die höchsten Eisenkonzentrationen (> 40 mg/g TM) des gesamten untersuchten Sedimentkernes festgestellt. Auch die Aluminiumkonzentration nahm am Ende des Alleröds zu und stieg zu Beginn der Jüngeren Dryas auf 17,5 mg/g TM. Die Phosphorkonzentration erhöhte sich gegen Ende des Alleröds und belief sich bis in die Jüngere Dryas auf etwa 0,5 mg/g TM. Die Stickstoffkonzentration (3,6 mg/g TM) sowie der Gehalt an organischem Kohlenstoff (96,6 mg/g TM) waren sehr niedrig. Der anorganische Kohlenstoff belief sich während des Alleröds auf mittlerem Niveau.

Während der Jüngeren Dryas gingen die Eisen- und Aluminiumkonzentrationen wieder zurück. Der anorganische Kohlenstoffgehalt stieg auf maximal 91,0 mg/g TM. Der organische Kohlenstoffgehalt verringerte sich gegenüber dem Alleröd auf die im gesamten Langkern geringsten Konzentrationen.

Im Präboreal ging der anorganische Kohlenstoffgehalt wieder zurück und betrug bis zum ausgehenden Boreal ca. 53,0 mg/g TM. Die Phosphorkonzentration erhöhte sich ab dem mittleren Präboreal auf rund 1,3 mg/g TM. Obwohl die Eisenkonzentration tendenziell abnahm, ist im mittleren Präboreal eine Erhöhung zu verzeichnen.

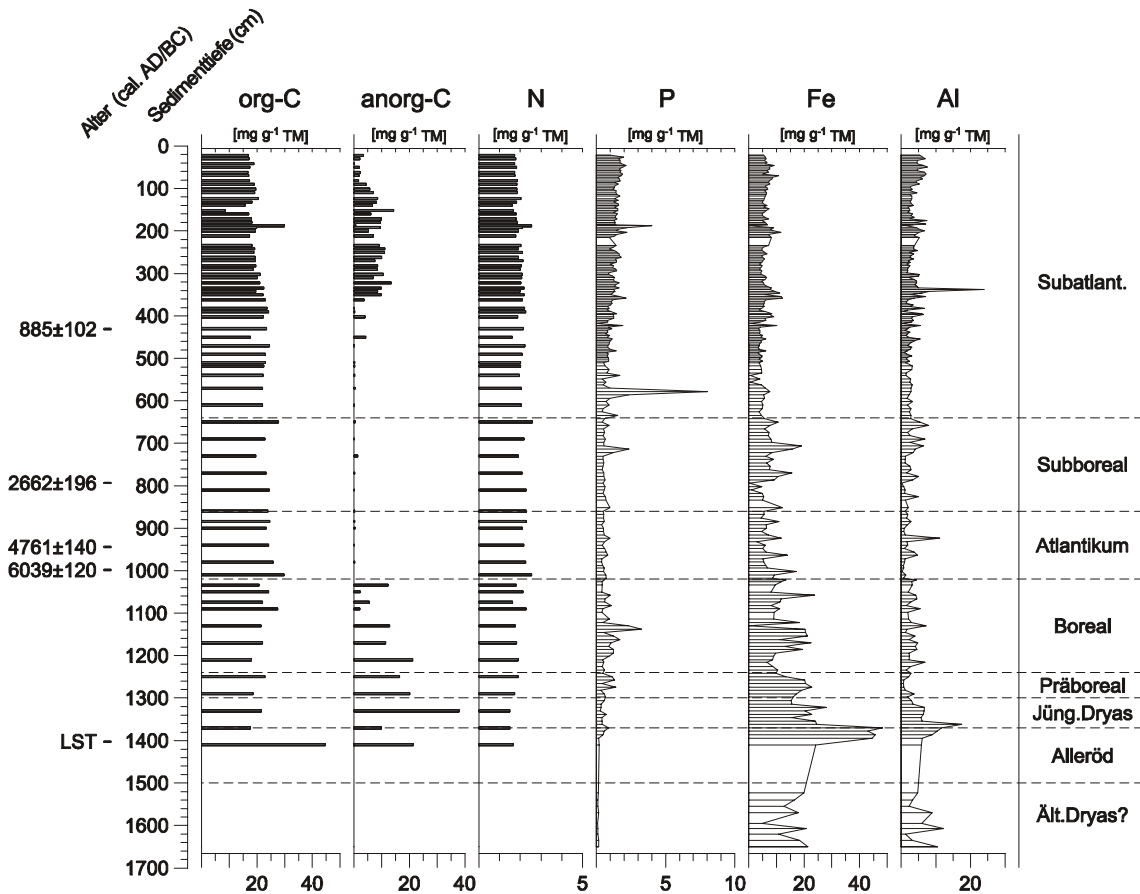


Abbildung 19. Ausgewählte Ergebnisse der geochemischen Untersuchungen vom Langkern des Schulzensees (nach Fischer 2001).

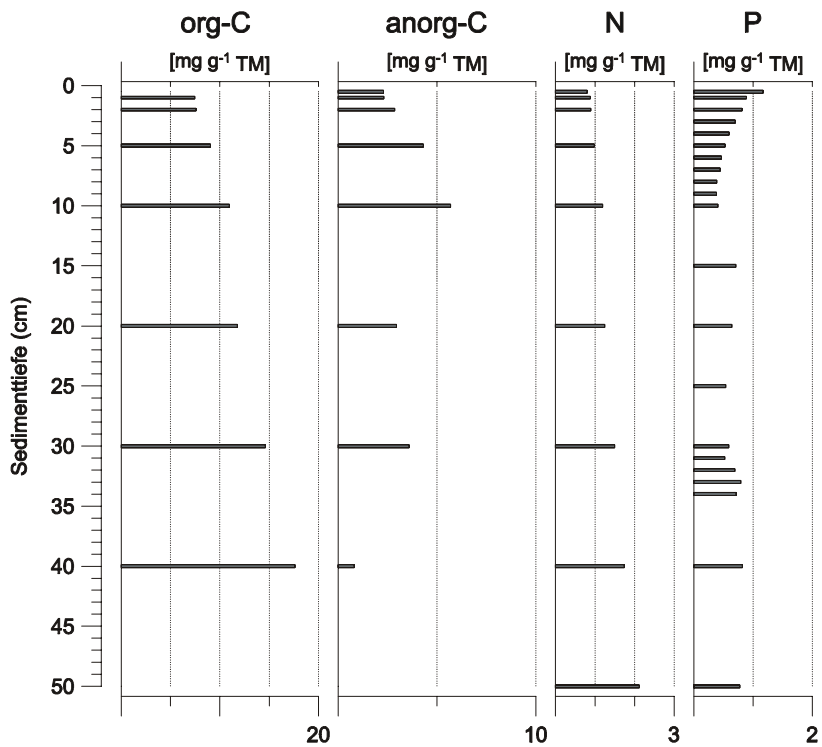


Abbildung 20. Ausgewählte Ergebnisse der geochemischen Untersuchungen vom Oberflächensediment des Schulzensees (nach Fischer 2001).

Die stark zurückgegangene Aluminiumkonzentration verhält sich gegenläufig dazu. Der organische Kohlenstoff nahm ab dem Präboreal geringfügig, während des Boreals sichtbar, auf rund 250 mg/g TM zu. Die Phosphorkonzentration stieg im Boreal zunächst bis auf 3,3 mg/g TM an, sank anschließend jedoch wieder auf ein Niveau von rund 0,6 mg/g TM. Die Aluminiumkonzentration schwankte zwischen 0,7 und 7,2 mg/g TM. Im Sedimentbereich zwischen ca. 1190 cm und 1120 cm war die Eisenkonzentration geringfügig erhöht. Die Stickstoffkonzentration stieg während des Boreals auf mehr als 20 mg/g TM.

Das Atlantikum ist durch nahezu konstante Phosphorkonzentrationen (rund 0,6 mg/g TM) gekennzeichnet. Die Eisenkonzentrationen waren Schwankungen unterworfen, blieben aber im Bereich um 8,3 mg/g TM. Die Aluminiumkonzentration stieg bei einer Sedimenttiefe von 924 cm deutlich an. Der organische Kohlenstoffgehalt erhöhte sich während des Atlantikums auf ca. 300 mg/g TM und blieb bis zum mittleren Subatlantikum auf diesem Niveau. Der anorganische Kohlenstoffgehalt verringerte sich dagegen auf wenige mg/g TM und blieb bis in das erste Drittel des Subatlantikums in diesem Bereich. Die Stickstoffkonzentrationen lagen vom Atlantikum bis in das mittlere Subatlantikum zwischen 15,0 und 34,7 mg/g TM.

Während des Subboreals waren die Phosphorkonzentrationen weitestgehend unveränderlich (um 0,7 mg/g TM). Bei 714 cm kam es zu einem kurzzeitigen Anstieg. Ab dem mittleren Subboreal erhöhten sich die Eisen- und Aluminiumkonzentrationen tendenziell.

Im Verlauf des Subatlantikums erhöhte sich die Phosphorkonzentration stetig auf schließlich ca. 2 mg/g TM. Bei einer Sedimenttiefe von 580 cm kam es zu einem deutlichen Anstieg auf 8,0 mg/g TM, bei 204 cm auf 2,2 mg/g TM. Die Eisenkonzentration ging im Vergleich zum Subboreal etwas zurück. Im Sedimentbereich von 580 cm, zwischen 358-342 cm und bei 204 cm waren geringfügige Erhöhungen zu verzeichnen. Die Aluminiumkonzentration war in der ersten Hälfte des Subatlantikums zunächst gegenüber dem Subboreal verringert, nahm dann jedoch wieder beständig zu. Bei 338 cm wurde die maximale Konzentration von 23,3 mg/g TM erreicht. Die Konzentrationen an organischem und anorganischem Kohlenstoff sowie Stickstoff waren im Sedimentbereich von 350 cm bis ca. 200 cm nahezu unveränderlich. Dabei waren der organische Kohlenstoffgehalt sowie die Stickstoffkonzentration sichtbar verringert, der anorganische Kohlenstoffgehalt erhöht. Ab 200 cm nahmen der organische Kohlenstoffgehalt und die Stickstoffkonzentration kontinuierlich bis ca. 85 cm zu, der anorganische Kohlenstoffgehalt ab. Anschließend verweilten alle drei Parameter bis in den oberen Sedimentbereich ungefähr auf ihrem Niveau.

Zu Beginn des Kurzkerne bei 50 cm Tiefe (Abb. 20) und erneut bei 40 cm wurde eine Gesamtphosphorkonzentration von ca. 0,8 mg/g TM ermittelt. Anschließend verringerte sich die Konzentration bis auf rund 0,5 mg/g TM (25 cm). Nach einer kurzzeitigen Zunahme (20 cm und 15 cm) wurde im Bereich von 10 bis 8 cm die niedrigste Phosphorkonzentration des Kurzkerne mit ca. 0,4 mg/g TM bestimmt. Von nun an stieg die Phosphorkonzentration bis zur Sedimentoberfläche kontinuierlich auf 1,2 mg/g TM. Der organische Kohlenstoffgehalt sowie die Stickstoffkonzentration waren bis 40 cm erhöht. Sie sanken anschließend bis 10 cm Sedimenttiefe und stiegen dann wiederum bis zur Sedimentoberfläche. Der anorganische Kohlenstoffgehalt war bei 40 cm mit nur 9,8 mg/g TM sehr gering. In der Folge nahm er bis 5 cm Tiefe zu und war dann wieder rückläufig.

Um festzustellen, ob das oberste Segment des Langkerne bei der Probenahme korrekt ab 20 cm Sedimenttiefe beginnt, wurden Parameter der überlappenden Abschnitte beider Kerne miteinander

verglichen. Wahrscheinlich ist die Anfangstiefe des Langkerns nicht bei 20 cm anzusetzen, sondern ca. 5 bis 10 cm tiefer. Dies ergab auch die Analyse der Diatomeenassoziationen (Abschnitt 4.2.4.3).

## 4.2.4 Diatomeenuntersuchungen

### 4.2.4.1 Allgemeines

Im Langkern und Kurzkern des Schulzensees wurden insgesamt 325 Diatomeentaxa nachgewiesen. In einigen Proben sind keine, in einer, maximal 72 Taxa gefunden worden. Durchschnittlich waren 40 Diatomeentaxa in einer Probe vertreten.

Alle innerhalb dieser Arbeit nachgewiesenen Diatomeentaxa sind mit ihrer Lebensform (Abschnitt 4.2.4.4) sowie Trophie- und pH-Präferenz (Abschnitte 4.2.4.5 und 4.2.4.6) im Anhang B, Tabelle A1 aufgelistet.

### 4.2.4.2 Charakterisierung ausgewählter Taxa

Wie bereits für den Tiefen See praktiziert, sollen einige Diatomeentaxa eingehender dargestellt werden. Die auch im Sediment des Tiefen Ses häufig vorkommenden Taxa wie *Cyclotella cyclopuncta*, *Cyclotella comensis* Morphotyp *pseudocomensis* und Morphotyp *minima*, *Stephanodiscus minutulus* und *Fragilaria construens* sind im Abschnitt 4.1.4.2 hinsichtlich ihrer Autökologie beschrieben worden. Weitere dominante bzw. vielfach im Sediment des Schulzensees anzutreffende Taxa werden im Folgenden vorgestellt.

#### ***Aulacoseira islandica* (O.Müller) Simonsen**

*A. islandica* scheint stärker eutrophierte Gewässer zu bevorzugen. Nach Schönfelder (1997) ist ihr Vorkommen besonders an eu- bis polytrophe Verhältnisse gebunden. Haworth (1976) fand sie unter nährstoffreichen Bedingungen. Nach van Dam et al. (1994) ist dieser Plankter sowohl im eutrophen als auch im oligotrophen Milieu zu finden. Mit großer Wahrscheinlichkeit ist sie als tolerant hinsichtlich der Trophie einzustufen (Juggins 2003).

*A. islandica* ist nach van Dam et al. (1994) vorrangig bei pH-Werten um 7 bzw. nach Meriläinen (1967) bei pH-Werten geringfügig größer 7 anzutreffen. Gemäß European Diatom Database (EDDI, Juggins 2003) ist *A. islandica* alkalibiont.

#### ***Cyclostephanos dubius* (Fricke) Round**

Diese planktisch lebende Art ist vor allem in eutrophen bis polytrophen Gewässern anzutreffen (Denys 1991, van Dam et al. 1994, Lange-Bertalot 1996, Schönfelder 1997). Nach Haworth (1976) bevorzugt sie nährstoffreiche Bedingungen.

*C. dubius* ist alkalibiont, kommt also bei pH-Werten deutlich über 7 vor (Lotter 1988, van Dam et al. 1994, Ramstack et al 2003).

#### 4.2.4.3 Diatomeenstratigraphie - Langkern

In der Abbildung 21 ist die Diatomeenstratigraphie des Langkerns für die Taxa dargestellt, welche in wenigstens einer Probe mit einer relativen Häufigkeit von mehr als 8 % auftraten. Die vorgenommene Einteilung des Langkerns in Chronozonen erfolgte weitestgehend wie bei Abb. 18 (Abschnitt 4.2.2). Zur Gliederung des Sedimentabschnittes unterhalb 13,70 m (keine Pollenanalyse) siehe die Ausführungen im Diskussionsteil (Abschnitt 5.2.1.1).

In der vermutlich **Älteren Dryas** wurden nur vereinzelt Diatomeen vorgefunden. Es waren vor allem *Fragilaria*- und *Achnanthes*-Arten sowie einige Schalen der Gattung *Cyclotella*. Am Ende dieses Abschnittes wurde zunehmend *Mastogloia smithii* var. *lacustris* vorgefunden.

Im **Alleröd** nahm die Diatomeendichte deutlich zu, wobei zwischenzeitlich auch sehr geringe Konzentrationen wie während der Älteren Dryas zu verzeichnen waren. So konnten bis zu einer Sedimenttiefe von 1428 cm nicht viel mehr als 300 oder weniger Schalen je Probe analysiert werden (siehe auch Anhang C, Daten-CD). Häufig wurden feine Sandkörner und gebrochene Diatomeenschalen vorgefunden. In den Proben 1476 cm, 1468 cm und 1412 cm wurden keine oder nur einzelne Diatomeenschalen nachgewiesen. Bis zu einer Sedimenttiefe von 1460 cm wurden Asche- bzw. Kohlereste in den Proben angetroffen. Während der ersten Hälfte des Alleröds traten besonders *Mastogloia smithii* var. *lacustris*, *Fragilaria pinnata* var. *pinnata*, *Fragilaria leptostauron* var. *leptostauron* und *Cyclotella distinguenda* var. *distinguenda* in Erscheinung. Unmittelbar unter der abgelagerten Laacher See Tephra erhöhten sich die relativen Anteile von *Fragilaria construens* var. *construens* und var. *venter* sowie von *Geissleria schoenfeldii*, welche mit 16,5 % ihre maximale Verbreitung erfuhr. Im mittleren Alleröd wurde *Denticula kuetzingii* var. *kuetzingii* mit erhöhten Anteilen vorgefunden. Am Ende des Alleröds trat *Stephanodiscus minutulus* verstärkt auf.

Während der **Jüngeren Dryas** dominierte *Fragilaria construens* var. *venter* neben weiteren tychoplanktischen Vertretern wie z. B. *F. pinnata* var. *pinnata*, *F. brevistriata* und *F. construens* var. *construens* die Diatomeenentwicklung im Schulzensee. *Stephanodiscus minutulus* ging allmählich in seinen Anteilen zurück. Weitere planktische Formen traten zu Beginn der Jüngeren Dryas sehr geringfügig in Erscheinung, z. B. *Cyclotella radiosa*, *Stephanodiscus alpinus* einschließlich *St. medius*, *St. hantzschii* und *Asterionella formosa*. Gegen Ende der Jüngeren Dryas kamen *Cyclotella comensis* und *C. cyclopuncta*, welche bereits im Alleröd vorgefunden wurden, erneut zur Entwicklung. Auch *C. distinguenda* var. *distinguenda* wurde nachgewiesen. *C. ocellata* trat erstmals am Ende der Jüngeren Dryas verstärkt auf.

Mit Beginn des **Präboreals** bestimmten zunehmend planktische Vertreter die Entwicklung im Schulzensee. Dazu gehörten *Cyclotella cyclopuncta*, *C. comensis*, *C. radiosa*, *Stephanodiscus alpinus* einschließlich *St. medius* sowie *Asterionella formosa*. Mäßig traten *C. distinguenda* var. *distinguenda*, *C. comensis* Morphotyp *pseudocomensis* und Morphotyp *minima* auf. Die relativen Anteile, der während der Jüngeren Dryas noch stark verbreiteten *Fragilaria*-Arten, waren gering.

Das **Boreal** zeichnete sich insgesamt durch sehr konstante Verhältnisse in Bezug auf die Diatomeenbesiedlung aus. Es dominierten weiterhin planktische Formen wie *Cyclotella cyclopuncta*, *C. comensis*, *C. radiosa*, *Stephanodiscus alpinus* einschließlich *St. medius* sowie *Asterionella formosa*. Aber auch tychoplanktische und periphytische Taxa traten kontinuierlich in Erscheinung. *C. distinguenda* var. *distinguenda* wurde ab dem mittleren Boreal zunächst nicht mehr nachgewiesen.

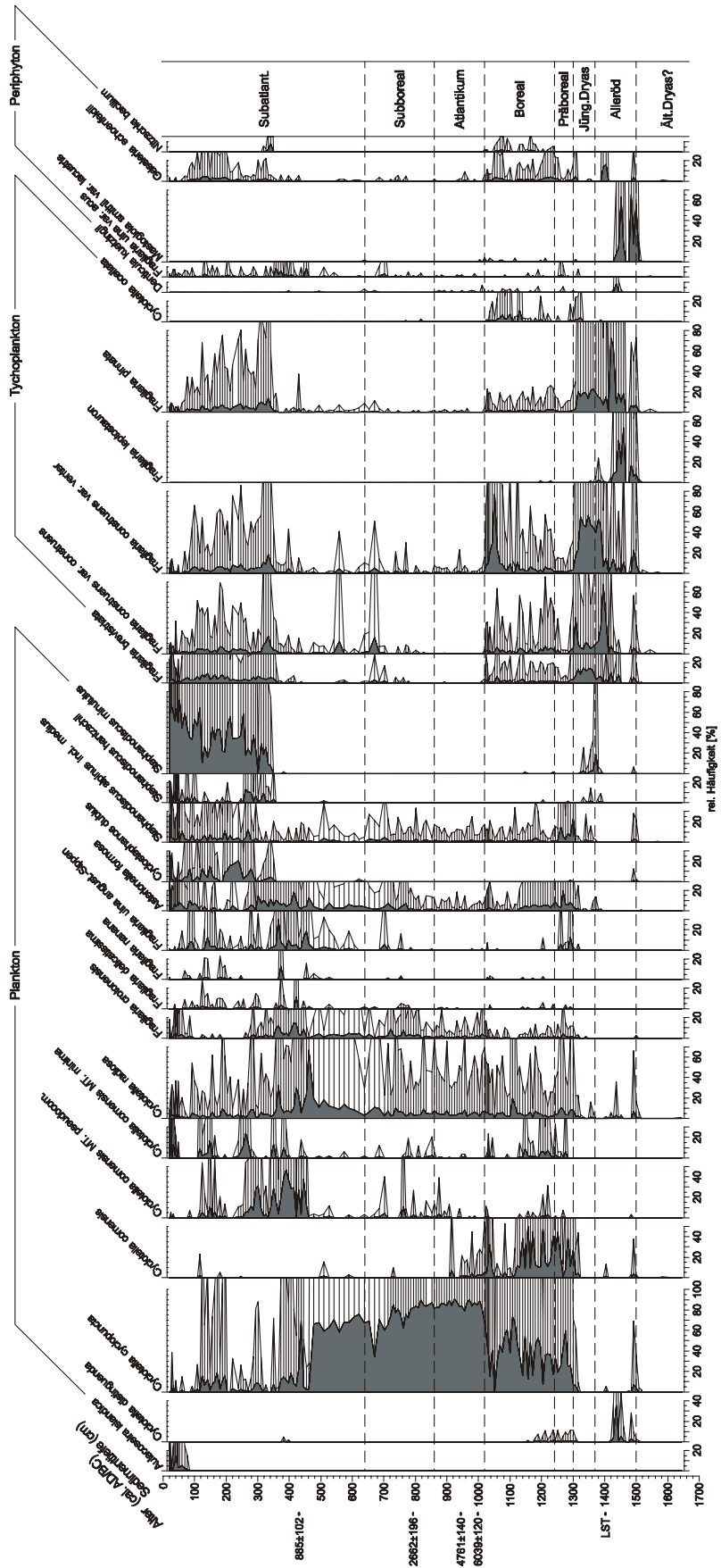


Abbildung 21. Diatomeenstratigraphie der häufigsten (rel. Anteil > 8 %) Taxa vom Langkern des Schulzensees.



*Nitzschia bacillum* kam erstmals mit erhöhten Anteilen während des Boreals vor. Bei einer Sedimenttiefe von 1052 cm erlangte *Fragilaria construens* var. *venter* einen maximalen relativen Anteil von fast 77 %.

Die Dominanz der planktischen Diatomeen war während des gesamten **Atlantikums** deutlich erhöht. Besonders *Cyclotella cyclopuncta* beherrschte mit durchschnittlich fast 85 % relativem Anteil die Diatomeenentwicklung. Tychoplanktische und periphytische Vertreter traten kaum noch auf. Ab dem Ende des Atlantikums kam *C. comensis* nur noch vereinzelt vor.

Auch im **Subboreal** bestimmte *Cyclotella cyclopuncta* weiterhin die Diatomeenentwicklung. Neben weiteren Planktondiatomeen wie *C. radiosa*, *C. comensis* Morphotyp *pseudocomensis* und Morphotyp *minima*, *Stephanodiscus alpinus* inklusive *St. medius*, *Fragilaria crotonensis* sowie *Asterionella formosa*, entwickelten sich auch tychoplanktische *Fragilaria*-Arten und Periphyten zunehmend, besonders gegen Ende des Subboreals.

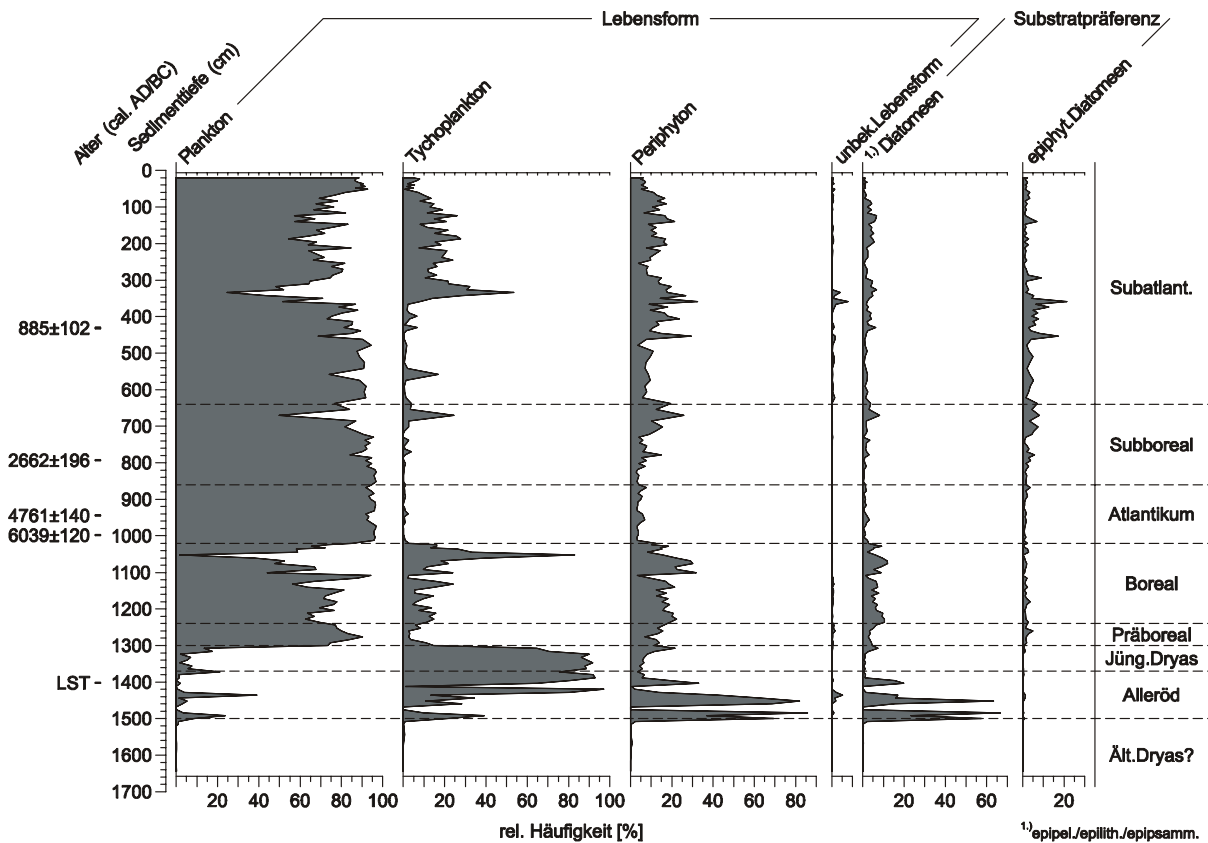
Das **Subatlantikum** zeigt sich hinsichtlich der Diatomeenbesiedlung im Schulzensee deutlich dreigeteilt. In der ersten Phase, welche etwa bis zu einer Sedimenttiefe von 480 cm andauerte, dominierte *Cyclotella cyclopuncta* die Diatomeengemeinschaft. *C. radiosa* erhöhte währenddessen stetig ihre relativen Anteile auf fast 20 %. Außerdem traten *Fragilaria crotonensis*, *Asterionella formosa*, *F. ulna angustissima*-Sippen sowie *Stephanodiscus alpinus* einschließlich *St. medius* auf. Tychoplanktische und periphytische Vertreter hatten nur geringe Bedeutung. Markant war jedoch ihre verstärkte Entwicklung bei einer Sedimenttiefe von 558 cm, an der besonders *Fragilaria construens* var. *construens* beteiligt war.

In der bis ca. 350 cm fortwährenden zweiten Phase kam *Cyclotella comensis* Morphotyp *pseudocomensis* zur Dominanz. Außerdem waren in etwa gleichen Anteilen *C. cyclopuncta*, *C. radiosa*, *F. crotonensis*, *Asterionella formosa*, *F. ulna angustissima*-Sippen und *F. ulna* var. *acus* vertreten. Bei einer Sedimenttiefe um 390 cm wurden einige Schalen von *C. distinguenda* var. *distinguenda* vorgefunden.

Die dritte Phase, welche die zweite Hälfte des Subatlantikums umfasst, wurde durch das Erscheinen und die deutliche Zunahme von *Stephanodiscus minutulus* geprägt. Zuvor kamen die tychoplanktischen *Fragilaria construens* var. *venter*, *F. construens* var. *construens*, *F. pinnata* var. *pinnata*, und *F. brevistriata* sowie die periphytischen *F. ulna* var. *acus* und *Geissleria schoenfeldii* verstärkt zur Entwicklung. Außerdem trat *Cyclostephanos dubius* erstmals sichtbar in Erscheinung. *Cyclotella comensis* Morphotyp *pseudocomensis* nahm in ihren Anteilen zunächst zu, wurde anschließend aber zunehmend wie zuvor auch *C. cyclopuncta*, verdrängt. Im Sedimentbereich von 196 cm bis 124 cm erhöhten sich die relativen Anteile von *C. cyclopuncta* und *C. comensis* Morphotyp *pseudocomensis* erneut, um in der Folge wieder zu sinken. *Stephanodiscus minutulus* wurde währenddessen in seiner Entwicklung gefördert. Erstmals wurde *Aulacoseira islandica* nachgewiesen. *Stephanodiscus hantzschii* kam zu Beginn und am Ende dieser dritten Phase verstärkt vor.

#### 4.2.4.4 Lebensformen - Langkern

Die Abbildung 22 zeigt wie bereits für den Tiefen See in Abschnitt 4.1.4.4 beschrieben, die im Langkern des Schulzensees nachgewiesenen Diatomeen hinsichtlich ihrer Lebensform, soweit diese bekannt war. Auch hier bestimmten wenige planktische Diatomeen (20 Taxa) weitestgehend die Entwicklung im Schulzensee. Es wurden 251 periphytisch lebende Diatomeen und 10 Tychoplankter vorgefunden.



**Abbildung 22.** Stratigraphie der Lebensformen der im Langkern des Schulzensees analysierten Diatomeentaxa.

Die wenigen während der **Älteren Dryas** nachgewiesenen Diatomeen konnten in etwa gleichen Teilen allen Lebensformen zugeordnet werden. Aufgrund der geringen Zahl der gefundenen Diatomeenschalen konnte keine Aussage zur Substratpräferenz der Periphyten getroffen werden.

In der ersten Hälfte des **Alleröds** dominierten vor allem periphytische Diatomeen das Geschehen im Schulzensee, darunter vor allem die epipelischen, epilithischen und epipsammischen. Anschließend kam die Gruppe der Tytoplancten mit z. T. über 90 % relativem Anteil sehr stark zur Entwicklung. Planktische Diatomeen traten während des Alleröds nur kurzzeitig stärker in Erscheinung.

Während der **Jüngerer Dryas** bestimmten fast ausschließlich tytoplanctische Diatomeen die Entwicklung im Schulzensee. Sie erlangten insgesamt um 90 % des Gesamtvorkommens an Diatomeen. Periphytische und planktische Vertreter traten nur geringfügig auf.

Mit dem Beginn des **Präboreals** war ein deutlicher Wandel hinsichtlich der Diatomeenbesiedlung des Schulzensees zu verzeichnen. Die Planktischen Diatomeen kamen massiv zur Entwicklung und erlangten relative Anteile von insgesamt durchschnittlich 80 %.

Die mit rund 12,9 % vorgekommenen Periphyten waren besonders epipelische, epilithische und epipsammische Vertreter.

Im **Boreal** ging der Anteil der Plankter wieder etwas zurück. Sie dominierten aber weiterhin die Entwicklung. Auch während des Boreals traten vorrangig epipelische, epilithische und epipsammische Periphyten in Erscheinung. Bei einer Sedimenttiefe von 1052 cm wurde die Gruppe der Tytoplancten mit 82,8 % relativem Anteil nachgewiesen.

Während des **Atlantikums** dominierten planktische Diatomeen die Entwicklung des Schulzensees sehr deutlich. Sie erlangten anhaltend relative Anteile von insgesamt rund 90 %. Tychoplankter hatten kaum mehr Bedeutung. Die vorgefundenen periphytischen Diatomeen lebten etwa zur Hälfte epiphytisch, also auf pflanzlichem Substrat. Die übrigen lebten epipelisch, epilithisch oder epipsammisch.

In der ersten Hälfte des **Subboreals** wurden ähnliche Verhältnisse wie im Atlantikum festgestellt. Die Plankter beherrschten die Entwicklung, die Periphyten traten geringfügig, die Tychoplankter kaum in Erscheinung. In der Folge nahm der relative Anteil der periphytischen und tychoplanktischen Diatomeen sichtbar zu. Die Dominanz der Plankter verringerte sich im letzten Drittel des Subboreals. Dies wurde besonders im Bereich um 670 cm Sedimenttiefe deutlich.

Im frühen **Subatlantikum** bestimmten vor allem planktische Diatomeen die Entwicklung. Die Tychoplankter erlangten bei einer Sedimenttiefe von 558 cm ca. 17,0 % am Gesamtvorkommen. Die periphytischen Diatomeen traten mit relativen Anteilen von rund 8,2 % auf. Im mittleren Subatlantikum (um 334 cm Sedimenttiefe) verringerte sich der Anteil der Plankter und die Tychoplankter und Periphyten kamen zunehmend zur Entwicklung. Im letzten Drittel des Subatlantikums stieg der Anteil der planktischen Diatomeen wieder stetig an und erlangte schließlich im oberen Sedimentbereich um die 90 %. Dementsprechend gingen die relativen Anteile der Tychoplankter und Periphyten bis in jüngerer Zeit allmählich zurück.

#### 4.2.4.5 Entwicklung des pH-Wertes - Langkern

In der Abbildung 23 sind die pH-Präferenzen der im Langkern des Schulzensees nachgewiesenen Diatomeen sowie die mittels einfachem pH-Modell (Schönfelder 1997) sowie Diatomeen-Transfer-Funktion (Schönfelder et al. 2002) errechneten pH-Werte dargestellt (siehe Abschnitte 3.4.1.2 und 3.4.3). Die ermittelten pH-Werte betragen 7,5 bis 8,8 (pH-Modell) und 7,8 bis 8,7 (Transfer-Funktion). Sie liegen damit deutlich im alkalischen Bereich.

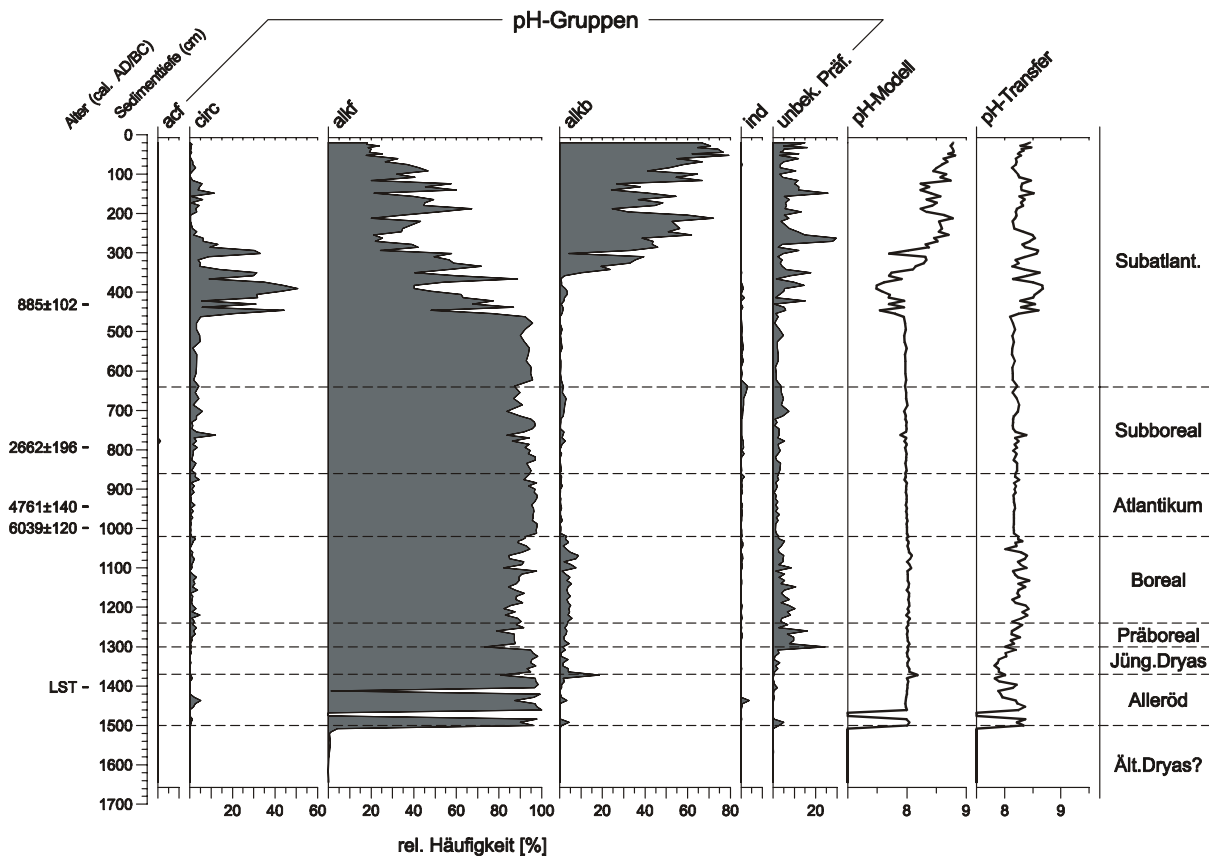
Wie in der Abbildung 23 ersichtlich wurden im Sedimentkern des Schulzensees vor allem alkaliphile, alkalibionte und circumneutrale Diatomeentaxa vorgefunden. Acidobionte Taxa wurden nicht nachgewiesen. Die Gruppe der Taxa mit unbekannter pH-Präferenz umfasst 63 Diatomeentaxa und erlangte einen maximalen relativen Anteil von 29,7 % in einer untersuchten Probe.

Die Diatomeenfunde der **Älteren Dryas** waren vorrangig alkaliphil. Auf eine pH-Berechnung wurde aufgrund der geringen Datenmenge verzichtet.

Im **Alleröd** dominierten ebenfalls besonders alkaliphile Diatomeen die Entwicklung im Schulzensee. In geringer Anzahl traten auch alkalibionte, circumneutrale, indifferente sowie Taxa mit unbekannter pH-Präferenz in Erscheinung. Die mittels pH-Modell berechneten pH-Werte lagen um 8,0 und zeigten bis zum Ende der Jüngerer Dryas kaum Veränderungen. Die mit Hilfe der Diatomeen-Transfer-Funktion ermittelten pH-Werte verringerten sich während des Alleröds. Bei einer Sedimenttiefe von 1468 bis 1476 cm wurden nur einzelne Diatomeen gefunden, weshalb keine pH-Werte berechnet wurden.

Mit Beginn der **Jüngerer Dryas** sowie im Verlauf des **Präboreals** und des **Boreals** stieg der relative Anteil der alkalibionten Diatomeen auf durchschnittlich 4,2 % während des Boreals an. Die nach Schönfelder et al. (2002) errechneten pH-Werte erhöhten sich dementsprechend. Die Zunahme des relativen Anteils der circumneutralen Taxa im Präboreal bis zum mittleren Boreal bewirkte eine Verringerung der mittels pH-Modell berechneten pH-Werte sowie den etwas unruhigen Verlauf der

Kurve. Entscheidend dabei ist das Auftreten der als circumneutral eingestuften *Cyclotella comensis* (van Dam et al. 1994).



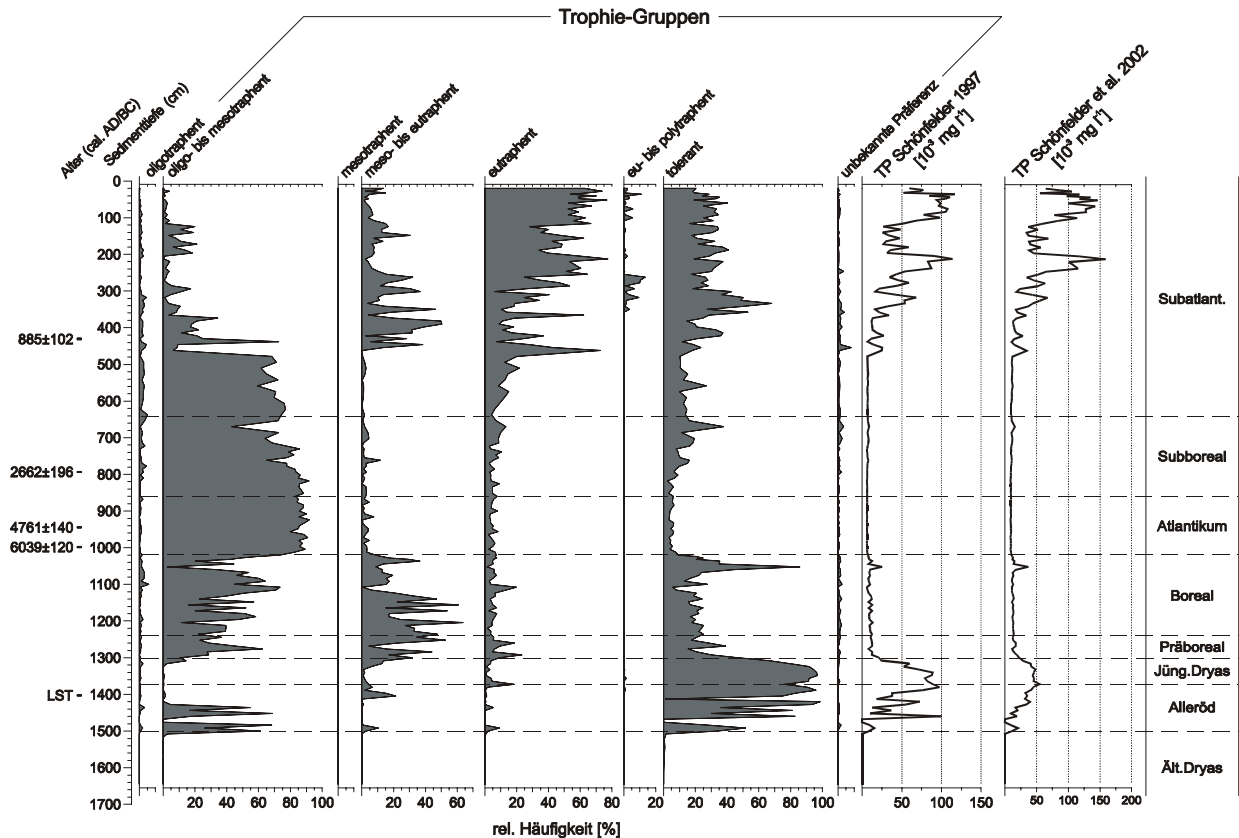
**Abbildung 23.** Stratigraphie der pH-Präferenzgruppen (Klassifizierung nach Hustedt 1937-39) der im Langkern des Schulzensees nachgewiesenen Diatomeentaxa, pH-Entwicklung (berechnet nach Schönfelder 1997 und Schönfelder et al. 2002).

Vom **Atlantikum** über das **Subboreal** bis in das erste Drittel des **Subatlantikums** herrschten offensichtlich hinsichtlich der pH-Verhältnisse nahezu konstante Verhältnisse im Schulzensee. Die relativen Anteile der pH-Gruppen als auch die ermittelten pH-Werte unterlagen kaum Veränderungen.

Ab einer Sedimenttiefe von ca. 450 cm ist eine deutliche Veränderung in Bezug auf die pH-Präferenz der vorgefundenen Diatomeen zu verzeichnen. Der Anteil der Gruppe circumneutraler Taxa nahm sichtbar zu. Bewirkt wurde dies vorrangig durch das Vorkommen von *Cyclotella comensis* Morphotyp *pseudocomensis*. Ab 350 cm stieg auch der relative Anteil der Gruppe der Alkalibionten, besonders infolge der massiven Ausbreitung von *Stephanodiscus minutulus*, welche ab dem späten Subatlantikum die Entwicklung dominierte. Die für die zweite Hälfte des Subatlantikums ermittelten pH-Werte waren sichtbar erhöht, vor allem die mit Hilfe des pH-Modells (Schönfelder 1997) errechneten.

#### 4.2.4.6 Trophieentwicklung - Langkern

Wie in Abschnitt 3.4.1.1 dargelegt, wurden die im Langkern des Schulzensees ermittelten Diatomeentaxa in Trophiegruppen nach Schönfelder (1997) entsprechend den Angaben verschiedener Autoren geordnet sowie die Gesamtphosphorkonzentration nach Schönfelder (1997) und Schönfelder et al. (2002) berechnet (Abschnitt 3.4.4). Das Ergebnis ist in der Abbildung 24 ersichtlich.



**Abbildung 24.** Stratigraphie der Trophie-Präferenzgruppen (Klassifizierung nach Schönfelder 1997) der im Langkern des Schulzensees nachgewiesenen Diatomeen, Trophieentwicklung (berechnet nach Schönfelder 1997 und Schönfelder et al. 2002).

Von den 297 Diatomeentaxa des Langkernes konnten 242 in eine Trophiegruppe eingeteilt werden. Der maximale relative Anteil der Gruppe unbekannter Trophiepräferenz in einer Probe beträgt deshalb nur 8,1 %. Insgesamt wurden vor allem oligo- bis mesotrophente, meso- bis eutrophente und eutrophente nachgewiesen. Der Anteil der Gruppe toleranter Taxa (insgesamt 71 Taxa) war aber mit 2,5 bis maximal 98,7 % (Mittelwert: 28,2 %) innerhalb einer Probe recht hoch.

Die von dieser Einteilung in Trophie-Gruppen unabhängige Berechnungen der Gesamtposphorkonzentrationen nach Schönfelder (1997) sowie nach Schönfelder et al. (2002) ergaben ein sehr ähnliches Bild, so dass sie die Beschreibung des tendenziellen Trophieverlaufes möglich machen. Im Folgenden soll dazu vorrangig die Berechnung nach Schönfelder et al. (2002) herangezogen werden.

Die in der **Älteren Dryas** vereinzelt nachgewiesenen Diatomeen sind vom oligo- bis eutrophen Trophiebereich verbreitet. Wegen der geringen Datenmenge wurde von einer Berechnung der Gesamtposphor (TP)-Konzentration abgesehen.

Während des **Alleröds** waren besonders tolerante und oligo- bis mesotrophente Taxa anzutreffen. Die mittels der vorgefundenen Diatomeengemeinschaften berechneten TP-Konzentrationen erhöhten sich im Verlauf des Alleröds auf am Ende 50  $\mu\text{g}/\text{l}$  (Schönfelder et al. 2002) bzw. ca. 100  $\mu\text{g}/\text{l}$  (Schönfelder 1997).

In der **Jüngeren Dryas** dominierten trophietolerante Diatomen neben meso- bis eutrophenten Vertretern. Am Ende der Jüngeren Dryas traten in geringen Anteilen oligo- bis mesotrophente

Diatomeen auf. Die TP-Konzentration ging im Verlauf der Jüngerer Dryas auf ca. 25 µg/l zurück (berechnet nach Schönfelder 1997 sowie Schönfelder et al. 2002).

Das **Präboreal** und das folgende **Boreal** zeigten sich hinsichtlich der trophischen Verhältnisse recht einheitlich. Es kamen vor allem Taxa mit oligo- bis mesotropher und meso- bis eutropher Trophiepräferenz sowie tolerante Diatomeen vor. Eine starke Zunahme des relativen Anteils der toleranten Trophie-Gruppe bei einer Sedimenttiefe von 1052 cm, bewirkte eine Erhöhung der berechneten TP-Konzentration auf 36,8 µg/l. Ansonsten wurden im Verlauf des Präboreals und des Boreals Konzentrationen um 13,9 µg/l Gesamtphosphor ermittelt. Dies würde oligo- bis mesotrophe Verhältnisse im Schulzensee zu dieser Zeit anzeigen.

Während des **Atlantikums** beherrschte die Gruppe der oligo- bis mesotropher Taxa mit durchschnittlich 86,9 % relativem Anteil die Diatomeengemeinschaften im Schulzensee. Meso- bis eutrophe sowie tolerante Vertreter waren nur geringfügig vertreten. Die berechneten TP-Konzentrationen für diesen Zeitraum zeigen mit nahezu konstanten Werten um 9,2 µg/l oligotrophe Verhältnisse an.

In der ersten Hälfte des **Subboreals** waren hinsichtlich der Trophiepräferenzen der nachgewiesenen Diatomeen ähnliche Verhältnisse wie während des Atlantikums zu verzeichnen. Anschließend erhöhte sich der relative Anteil der Gruppe toleranter Taxa sowie in geringem Maße der eutropher Diatomeen. Die ermittelten TP-Konzentrationen erhöhten sich nur unmerklich.

Im ersten Drittel des **Subatlantikums** waren oligo- bis mesotropher Diatomeen mit durchschnittlich 69,6 % relativem Anteil innerhalb der Diatomeenassoziationen dominant. Zusätzlich traten eutrophe und trophietolerante Vertreter mit jeweils ca. 12,0 bzw. 14,0 % Anteil auf. Die mittels Diatomeen-Transfer-Funktion (Schönfelder et al. 2002) berechneten TP-Konzentrationen beliefen sich um 11,0 µg/l.

Ab einer Sedimenttiefe von 462 cm kam es zu einer markanten Veränderung der trophischen Verhältnisse im Schulzensee. Die Gruppen der meso- bis eutropher und eutropher Diatomeen nahmen in ihren Anteilen deutlich zu. Gleichzeitig verringerte sich der relative Anteil der oligo- bis mesotropher Taxa sehr stark. Erstmals traten eu- bis polytropher Diatomeen mit erhöhten Anteilen in Erscheinung. Die berechneten TP-Konzentrationen stiegen auf maximal 159,0 µg/l (Schönfelder et al. 2002) bzw. 124,9 µg/l (Schönfelder 1997).

Im Bereich zwischen 196 bis 124 cm nahm der relative Anteil der Gruppe der oligo- bis mesotropher Taxa auf durchschnittlich 13,2 % zu. In diesem Abschnitt wurde eine TP-Konzentration von rund 44,6 µg/l ermittelt.

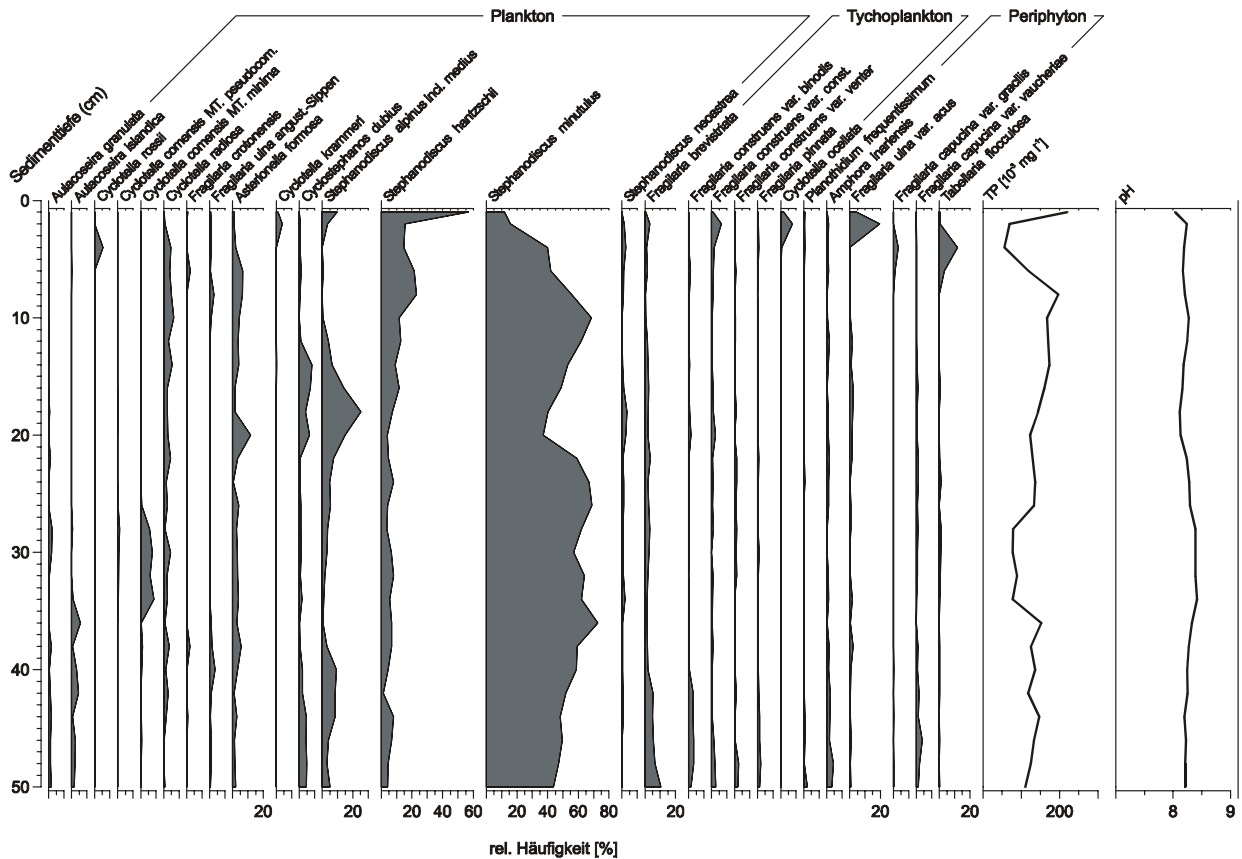
Im oberen Sedimentbereich (ab ca. 32 cm) war ein Rückgang der ermittelten TP-Konzentration auf im Durchschnitt 77,9 µg/l (nach Schönfelder et al. 2002) bzw. 65,4 µg/l (nach Schönfelder 1997) zu verzeichnen.

#### 4.2.4.7 Diatomeenstartigraphie - Kurzkern

Die Abbildung 25 zeigt alle Diatomeentaxa mit einer relativen Häufigkeit größer 2 % in mindestens einer Probe des Kurzkernes. Ergänzt wurden das Vorkommen von *Cyclotella comensis* Morphotyp *pseudocomensis* sowie die Entwicklung des pH und der Trophie nach Schönfelder et al. (2002).

Die Diatomeenassoziationen im Kurzkern wurden von *Stephanodiscus minutulus* bestimmt. Seine relativen Anteile nahmen von 50 cm bis 22 cm Sedimenttiefe bis auf rund 60 % kontinuierlich zu, gingen

um 20 cm zurück und stiegen erneut bis zu einer Sedimenttiefe von 10 cm. Anschließend verringerte sich die Entwicklung von *St. minutulus* stetig bis auf 11,8 % an der Sedimentoberfläche. *Stephanodiscus hantzschii* kam ab etwa 16 cm und von 6 cm bis 8 cm Sedimenttiefe verstärkt vor. An der Sedimentoberfläche wurde ein relativer Anteil von 56,5 % ermittelt. Im Sedimentbereich von 34 cm bis 28 cm kamen *Cyclotella comensis* Morphotyp *pseudocomensis* und *minima* verstärkt vor. *Stephanodiscus alpinus* einschließlich *St. medius* hatte um 18 cm Sedimenttiefe seine maximale Verbreitung. *Cyclostephanos dubius* kam von 20 cm bis 14 cm mit erhöhten Anteilen vor. Bei einer Sedimenttiefe von 4 cm hatte *Tabellaria flocculosa* ihre maximale Entwicklung. *Fragilaria ulna* var. *acus*, *Cyclotella ocellata*, *F. construens* var. *construens* sowie *C. krammeri* wurden in 2 cm Tiefe vermehrt erfasst.



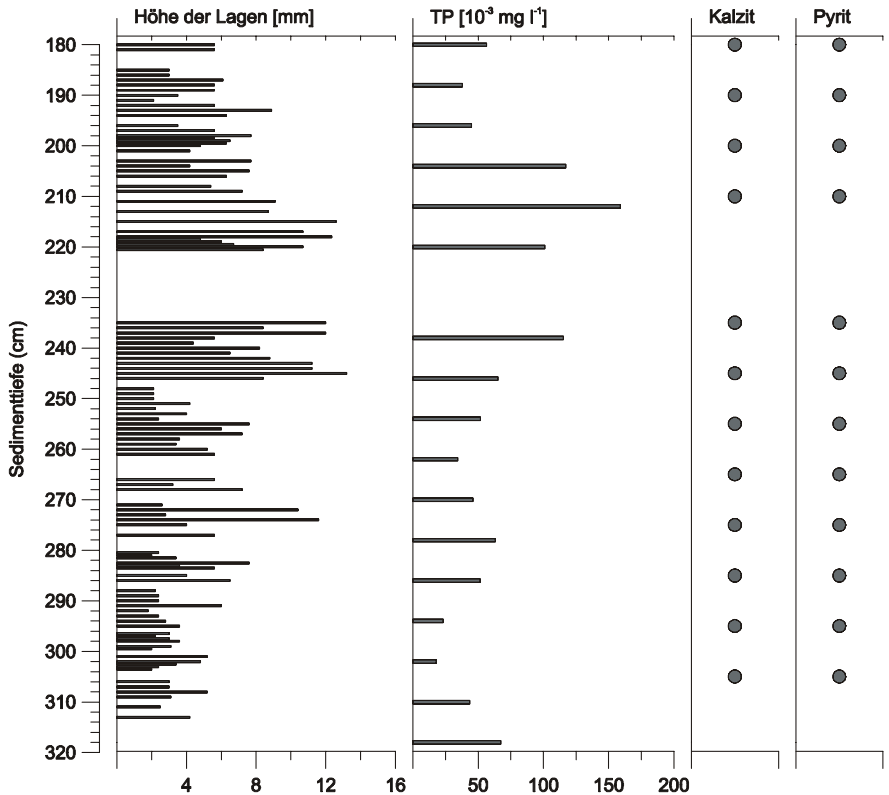
**Abbildung 25.** Diatomeenstratigraphie der häufigsten (rel. Anteil > 2 %) Taxa vom Kurzkern des Schulzensees, pH- und Trophieberechnung nach Schönfelder et al. (2002).

Die mittels Diatomeen-Transfer-Funktion ermittelte Gesamtphosphorkonzentration belief sich von 50 cm bis 36 cm um ca. 130  $\mu\text{g}/\text{l}$ . Anschließend wurden bis zu einer Sedimenttiefe von 28 cm TP-Konzentrationen von ca. 80  $\mu\text{g}/\text{l}$  erreicht. Im folgende Abschnitt stieg die TP-Konzentration wieder kontinuierlich bis auf fast 200  $\mu\text{g}/\text{l}$  (bei 8 cm) an. Der obere Sedimentbereich (6 cm bis 2 cm) war durch TP-Konzentrationen von durchschnittlich 81,4  $\mu\text{g}/\text{l}$  gekennzeichnet. Für den obersten Zentimeter ergab die Berechnung der TP-Konzentration nach Schönfelder et al. (2002) einen Wert von 220,1  $\mu\text{g}/\text{l}$ .

Die ebenfalls nach Schönfelder et al. (2002) ermittelten pH-Werte erreichten im gesamten Kurzkern Werte größer 8 und lagen damit deutlich im alkalischen Bereich.

#### 4.2.4.8 Durchsicht der Dünnschliffe – saisonale Diatomeenentwicklung

Zur Analyse der saisonalen Diatomeenentwicklung im Schulzensee wurden Dünnschliffe aus dem Sedimentbereich zwischen 316 und 180 cm verwendet. Es wurden insgesamt 106 wahrscheinliche Jahresschichten ausgewertet.



**Abbildung 26.** Dünnschliffanalyse Schulzensee – Höhe vermessener Schichtungen, Vorkommen von Kalzitkristallen und Pyritframboiden, Trophieentwicklung dieser Sedimentsequenz berechnet nach Schönfelder et al. (2002).

##### *Vermessung der Schichtungsdicke*

In der Abbildung 26 ist die Höhe der Lagen, welche in den Dünnschliffen vermessen werden konnten, dargestellt. Eine Schicht umfasste zwischen 1,8 und 13,2 mm. Die durchschnittliche Schichtungshöhe betrug für den untersuchten Sedimentbereich von 316 bis 180 cm 5,6 mm. Die vermutlich jährlich abgelagerten Schichtungen weisen eine hohe Schwankungsbreite auf. Dennoch ist eine tendenzielle Zunahme der Lagenhöhe mit ansteigender Trophie (ermittelte TP-Konzentration, nach Schönfelder et al. 2002) zu erkennen. In den Dünnschliffen 246-235 cm sowie 221-210 cm sind die höchsten Schichtungen ermittelt worden. Gleichzeitig wurden erhöhte TP-Konzentrationen festgestellt.

##### *Auffinden von Eutrophierungsmarkern*

Beim Durchmustern der Dünnschliffe wurden, wie in der Abbildung 26 ebenfalls ersichtlich, Eutrophierungsmarker wie Kalzitkristalle und Pyritframboide in allen durchmusterten Dünnschliffen vorgefunden.



*Saisonale Diatomeenentwicklung*

Die in den Dünnschliffen nachgewiesenen Diatomeenvergesellschaftungen waren auf dem ersten Blick durch geringe Veränderungen charakterisiert. So wurden *Cyclotella radiosa*, *Stephanodiscus alpinus* und kurzschalige Fragilarien des Litorals wie z. B. *Fragilaria construens* in allen Dünnschliffen gefunden. *Cyclotella comensis* Morphotyp *pseudocomensis*, *C. cyclopuncta*, *Stephanodiscus minutulus*, *St. alpinus* sowie langschalige Fragilarien wie *F. ulna* (var. *acus* und *ulna*) waren häufig anzutreffen. Differenzen ergaben sich in der Änderung der Dominanzverhältnisse und der Häufigkeit der vorgefundenen Taxa.

In Bereichen geringer trophischer Belastung waren vor allem *Cyclotella comensis* Morphotyp *pseudocomensis* bzw. *C. cyclopuncta* dominant und bildeten z. T. ganze Lagen oder Cluster in den Dünnschliffen. Taxa wie *Stephanodiscus minutulus*, langschalige Fragilarien und *Asterionella formosa* waren zwar regelmäßig anzutreffen, brachten aber kaum Massenentwicklungen hervor.

Mit zunehmender Trophie kamen Lagen von *Cyclotella comensis* Morphotyp *pseudocomensis* bzw. *C. cyclopuncta* und *Stephanodiscus minutulus* teilweise in dichter Folge vor. *Cyclostephanos dubius* trat vermehrt in Erscheinung und bildete vereinzelt Blüten aus.

Bei erhöhter TP-Konzentration (65,1-159,0 µg/l, nach Schönfelder et al. 2002) wurde *Stephanodiscus minutulus* in Lagen (z. T. mit *St. alpinus* und *Cyclostephanos dubius*) nachgewiesen. *Fragilaria ulna* var. *ulna* und *F. ulna* var. *acus* sowie *F. crotonensis* und *Asterionella formosa* waren vermehrt anzutreffen. *Aulacoseira granulata* trat ab einer Sedimenttiefe von ca. 240 bis 235 cm in Erscheinung. Kleinschalige Cyclotellen waren geringfügig vorhanden oder verschwanden zeitweise.

Beispielgebend für diese Aussagen ist die Analyse des Dünnschliffes 306-295 cm. Hier wurde im unteren homogenen Bereich ohne Schichten vermehrt *Stephanodiscus minutulus* mit wiederholter Blütenbildung nachgewiesen. *Cyclotella comensis* Morphotyp *pseudocomensis* und *C. cyclopuncta* traten geringfügig auf. In den folgenden Schichtungen wurden *St. minutulus* und die beiden *Cyclotella*-Arten in etwa gleichen Anteilen nebeneinander vorgefunden. Die sich anschließenden Schichtungen (Nr. 5-13) wiesen Lagen oder Cluster von *C. comensis* Morphotyp *pseudocomensis* z. T. mit *C. cyclopuncta* auf. Die zunächst noch vorhandenen Schalen von *St. minutulus* wurden zum Ende des Dünnschliffes nicht mehr gefunden.



# 5 DISKUSSION

## 5.1 Tiefer See

### 5.1.1 Entwicklung des Tiefen Sees

#### 5.1.1.1 Hochglazial bis frühes Holozän

Mit dem Rückzug der Eismassen des Pommerschen Stadiums des Weichselglazials, beginnend vor rund 18000 Jahren, kam es auch im Gebiet um den Tiefen See zur großflächigen Bildung von Schmelzwässern. Diese brachten einerseits große Mengen an Material in Form von glazilimnischen und glazifluviatilen Beckensanden in das Umfeld des Sees, zum anderen wurde durch ihre erosive Kraft das Becken des Tiefen Sees geformt (siehe Abschnitt 2.3). Da das Seebecken wahrscheinlich nicht mehr von dem erneuten Vordrängen der Eismassen des Mecklenburger Stadiums überprägt wurde, war somit die hochglaziale Phase der Beckenbildung abgeschlossen (Kaiser 1996).

Über den folgenden Zeitabschnitt bis zum Beginn der Erfassung der Entwicklung des Tiefen Sees mittels erbrachten Sediments, lassen sich nur Vermutungen anstellen. Es ist denkbar, dass sich nachdem sich das Seebecken geformt hatte, Schmelzwässer darin sammelten und somit ein erstes Gewässer entstand. Auch eine erste Moorbildung während des Böllings wäre für den Tiefen See vorstellbar (Jahnke 1996, Kaiser 1996).

Der Basistorf des untersuchten Sedimentkernes datiert mit 11859 cal. BC in das beginnende **Alleröd** (ab ca. 11900 cal. BC). Die Jahresmitteltemperaturen stiegen in dieser Phase an, trotzdem war das Klima noch recht arktisch und wahrscheinlich von langanhaltender Schneebedeckung, starken Winden und Frost geprägt (Birks et al. 2000). So kam es zunächst zur Entwicklung von Sträuchern und schließlich zur Bildung offener Birkenwälder, die z. T. in Birken-Kiefern-Wälder übergingen (Jahnke 1996, Zelikson 1997). Die für das beginnende Alleröd typische Dominanz von *Juniperus* und *Hippophaë* (Lang 1994) fiel hier nur geringfügig aus (Abb. 10). Stattdessen traten bereits offene Wälder auf, so dass der vorgefundene Basistorf eher dem mittleren Alleröd zuzuordnen sein dürfte. Die allerödzeitlichen Wälder wurden, wie die Pollenuntersuchung ergab, durch Poaceae und Cyperaceae begleitet, was zusammen mit dem vorgefundenen Torf auf sumpfige bzw. moorige Verhältnisse schließen lässt.

Ansteigende Grund- und Oberflächenwasserspiegel (Jahnke 1996) ermöglichten die Entwicklung einer ersten im Sediment nachweisbaren Diatomeengemeinschaft im heutigen Tiefen See. Diese war durch das Vorkommen vor allem planktischer Taxa, welche an eutrophe Bedingungen angepasst sind, wie z. B. *Actinocyclus normanii* Morphotyp *subsalsus* und *Cyclotella radiosa* (Denys 1991, Krammer & Lange-Bertalot 1991a, van Dam et al. 1994) bzw. durch *Cyclotella comensis* Morphotyp *pseudocomensis*, die bei oligo- bis eutrophen Verhältnissen anzutreffen (Scheffler et al. 2003, Scheffler & Morabito 2003) ist, charakterisiert. Weiterhin dominierte, die turbulente Bedingungen bzw. niedrige Wasserstände benötigende, eutraphente *Aulacoseira granulata* var. *granulata* (Round 1990, Denys 1991, Krammer &

Lange-Bertalot 1991a). *Cyclotella distinguenda* var. *distinguenda* ist in oligo- bis mesotrophen Gewässern verbreitet (Wunsam & Schmidt 1995, Wunsam et al. 1995). Bereits Hustedt (1948) bezeichnete sie als spätglaziale Leitform. Die tychoplanktische *Fragilaria construens* var. *venter* trat ebenfalls in dieser frühen Entwicklungsphase auf. Ihr Vorkommen in spätglazialen Gewässern ist vielfach belegt (Haworth 1976, Smol 1983 und 1988, Casper & Scheffler 1990, Birks et al. 2000, Bradshaw et al. 2000). Die Gründe hierfür könnten in der wahrscheinlichen teilweisen Eisbedeckung des Gewässers und der daraus resultierenden Begünstigung litoraler Lebensgemeinschaften (Smol 1983, Lotter & Bigler 2000) und in dem vom Schmelzwasserzufluss erfolgten Stoffeintrag liegen (Haworth 1976, Smol 1983 und 1988). Auch ihr ausgezeichnetes Vermögen ungünstigen Bedingungen zu trotzen und sich nach Störungen als Pionierart rasch zu entwickeln kämen als Ursache in Betracht. (Haworth 1976, Denys 1988, Hickmann & Reasoner 1998). Wie auch in anderen Untersuchungen von Casper & Scheffler (1990) und Schmidt et al. (2002) beschrieben, kam *Cyclotella ocellata* mit geringen Anteilen während des Alleröds vor. Vermutlich ermöglicht auch ihr die tychoplanktische Lebensweise (wie *Fragilaria construens* var. *venter*) die erfolgreiche Besiedlung unter diesen widrigen Bedingungen. Auch ein möglicher niedriger Wasserstand könnte ihr Vorkommen begünstigt haben (Teubner 1995).

Die rekonstruierten TP-Werte liegen im meso- bis eutrophen Bereich, die pH-Werte um 8 (Abb. 14 und 15). Die Konzentrationen an organischem Kohlenstoff, Gesamtphosphor und Gesamtstickstoff lassen auf mittlere Produktivität des Gewässers schließen (Abb.11).

Während des Alleröds existierte im Bereich des heutigen Tiefen Sees inmitten einer sumpfigen Vegetation mit beginnender Waldentwicklung bereits ein meso- bis eutrophes, alkalisches, vermutlich polymiktisches Flachgewässer.

Während der **Jüngere Dryas** (ab ca. 11000 cal. BC) vollzog sich eine erneute deutliche Klimaveränderung. Diese war durch niedrigere Juli-Mitteltemperaturen (etwa 5 °C weniger gegenüber dem Alleröd), kalte Winter und die lokale Bildung geringmächtigen Permafrostes charakterisiert (Lang 1994, Jahnke 1996, Benecke 1999). Es herrschten starke Winde vor und die jährlichen Niederschläge gingen zurück (Birks et al. 2000). Diese Klimaverhältnisse führten zum Auflichten bereits vorhandener Wälder bzw. zur Ausbildung von Zwergstrauch- und Grastundra (Jahnke 1996, Schoknecht 1996). Die im Pollendiagramm ersichtliche Dominanz der Baumpollen, vor allem von *Pinus* und *Betula* während der gesamten Jüngeren Dryas, sowie der palynologische Nachweis von *Abies*, *Picea*, *Alnus*, *Quercus*, *Ulmus*, *Tilia*, *Fagus*, *Carpinus* und *Corylus* erscheint daher als fraglich (Abb.10). Zusätzlich wurde eine Vielzahl von Hystrichosphaeren-Cysten (Dinophyceae) im Sediment der Jüngeren Dryas nachgewiesen. Da diese in marinen Gewässern verbreitet sind, liegt die Vermutung nahe, dass sie und wahrscheinlich auch die überwiegende Menge der Baumpollen zu einem früheren Zeitpunkt gebildet und in das Seebecken eingetragen wurden. Dabei sind zwei Wege denkbar: zum einen könnte Material äolisch (durch Wind) in das Gewässer gelangt sein, wie beispielsweise die Pollen infolge von erhöhtem Fernflug, zum anderen könnte es zu einem erhöhten Transport aufgrund fluvialer Einträge von Schmelzwasser in das Seebecken gekommen sein. Die sehr feine Körnung des Sedimentes aus dieser Phase und darüber hinaus die überdurchschnittliche Akkumulationsrate (1,44 mm/a) bestätigen diese Annahme. Birks et al. (2000) fanden in einem See an der Westküste Norwegens ebenfalls feinen Sand vor, der in der Jüngeren Dryas sedimentiert war. Auch für das Gebiet des heutigen Mecklenburg ist der äolische oder fluviale Eintrag in Hohlformen während dieser Zeit durchaus bekannt (Nitz 1984, Kaiser 1996, Billwitz et al. 2000). Der eingetragene Feinsand könnte schon in früherer Zeit in die Umgebung des Tiefen Sees transportiert worden sein, z. B. in der so genannten Niedertauphase (Nitz 1984). Es bildeten

sich beim Niedertauen im Hoch- und älteren Spätglazial ausgedehnte Schmelzwasserstauseen und Fließgewässer, die bedeutende Mengen vorwiegend feinklastischen Materials in die Beckenräume transportierten (Müller 1964, Nitz 1984, Janke 1996, Kaiser 1996). Nach Müller (1964) wurden dabei großflächig Floren- und Faunenelemente verschleppt. Während der Jüngeren Dryas könnte dieses nun bereits in der Nähe befindliche Material in das Seebecken eingetragen worden sein. Die im Vergleich zum Schulzensee recht steil verlaufenden Ufer könnten diesen Prozess begünstigt haben.

Weitere Pollen, wie z. B. die von Poaceae, *Artemisia*, *Hippophaë* und *Juniperus* könnten tatsächlich in der Umgebung des Tiefen Sees während der Jüngeren Dryas gebildet worden sein und würden das Bild von einer eher baumlosen Landschaft bestätigen. Auch die sumpfige Verhältnisse anzeigenden Cyperaceae, *Empetrum*, *Bidens*, *Vaccinium*, *Equisetum*, Polypodiaceae und *Sphagnum* dürften durchaus zu Beginn der Jüngeren Dryas im Gebiet verbreitet gewesen sein. Das starke Vorkommen der Grünalge *Pediastrum* soll aber aufgrund des möglichen allochthonen Eintrags an dieser Stelle nicht weiter diskutiert werden.

Diatomeen wurden nur vereinzelt im Sediment der Jüngeren Dryas gefunden (Abb.12). Die stark korrodierten und gebrochenen Schalen deuten auf Umlagerungsprozesse, chemische Auflösung (siehe Abschnitt 5.2.1.1) oder auf längeren Transport hin. Insgesamt umfasst das Sediment der Jüngeren Dryas im Sedimentkern ca. 170 cm. Es wäre denkbar, dass aufgrund des Eintrags des Feinsandes der ohnehin vermutlich geringe Wasserstand (siehe Alleröd), soweit absank, dass kaum noch ausreichende Wassertiefen für die Ausbildung einer Diatomeenflora vorhanden war. Darüber hinaus kann von einer fast ganzjährigen Eisbedeckung zu dieser Zeit ausgegangen werden, was ebenfalls die potenzielle Entwicklung von Phytoplanktongemeinschaften stark eingeschränken würde. Auch zu hohe Turbulenzen könnten ihre Entwicklung negativ beeinflusst haben (Bradshaw et al. 2000).

Die hier festgestellte geringe Diatomeenbesiedlung konnte auch in anderen Gewässern während der Jüngeren Dryas nachgewiesen werden (Hickmann & Reasoner 1998, Schwalb et al. 1998, Bradshaw et al. 2000). Casper & Scheffler (1990) fanden vor allem periphytische und tychoplanktische Vertreter, wie z. B. *Fragilaria construens* var. *venter* und *Cyclotella ocellata*.

Geringe Konzentrationen an organischem Kohlenstoff, Gesamtstickstoff sowie Gesamtphosphor im Sediment deuten auf niedrige Produktivität hin (Abb.11). Relativ hohe Aluminiumgehalte, besonders zu Beginn der Jüngeren Dryas, lassen starke Erosionsereignisse (Garrison & Wakeman 2000), möglicherweise in Zusammenhang mit dem Eintrag des Feinsandes, vermuten.

Zusammenfassend lässt sich feststellen, dass während der Jüngeren Dryas große Mengen Feinsand in das Seebecken des Tiefen Sees eingetragen wurden. Die Entwicklung des bis dahin vorhandenen Gewässers kam wahrscheinlich nahezu zum Erliegen.

Das **Präboreal** (ab ca. 10000 cal. BC) ist durch eine markante Klimaänderung gekennzeichnet und stellt den Beginn des Holozäns dar. Es herrschte ein boreales Klima mit noch kalten Wintern und zunehmenden Niederschlägen (Jahnke 1996, Benecke 1999, Birks et al. 2000). Die für das Präboreal charakteristische Wiederbewaldung ist im Pollendiagramm deutlich ausgeprägt. Zunächst breitete sich die Birke aus, später trat die Kiefer hinzu, so dass schließlich geschlossene Birken-Kiefern-Wälder im Gebiet um den Tiefen See entstanden (Abb. 10). Zusätzlich war der Anteil der Poaceae und Cyperaceae noch relativ hoch. Interessant ist das erste geringfügige Vorkommen des als Störungsanzeiger geltenden *Rumex acetosa/acetosella* (Dörfler 2001). Er wird häufig bei menschlicher Siedlungstätigkeit gefördert, kommt aber auch ohne menschlichen Einfluss in der Krautschicht vor. Für das in diese Zeit einzuordnende präboreale Mesolithikum sind bisher keine Siedlungsfunde in Mecklenburg-

Vorpommern nachgewiesen worden (Schoknecht 1996, Benecke 1999). Die in der Umgebung des Tiefen Sees nachgewiesenen zwei mesolithischen Fundplätze dürften einer späteren Phase des Mesolithikums zugehörig sein (siehe Abschnitt 2.6.3).

Aufgrund des Niedertauens des restlichen Eises und des feuchten Klimas stiegen die Grund- und Oberflächenwasserspiegel an, füllten die Seebecken zumeist jedoch nicht gänzlich (Jahnke 1996, Kaiser 1996). Steigende Wasserstände ermöglichten eine deutliche Wiederbesiedlung des Tiefen Sees mit Diatomeen (Abb.12). Vor allem tychoplanktische und periphytische Vertreter kamen zur Entwicklung. Möglicherweise war der Seespiegel noch zu niedrig für die ausgeprägte Entfaltung planktischer Diatomeen. Außerdem ist denkbar, dass auch ungünstige klimatische Bedingungen, wie z. B. lange Eisbedeckung, die Entwicklung der Plankter gehemmt haben. *Fragilaria construens* var. *venter* und *Amphora inariensis* dominierten in dieser frühen Phase der Seebildung. *F. construens* var. *venter* dürfte aus ähnlichen Gründen so erfolgreich gewesen sein wie während des Alleröds. Erste Makrophyten entwickelten sich (z. B. *Typha latifolia*) und bildeten Aufwuchsmöglichkeiten für Diatomeen. Die periphytische *A. inariensis* könnte davon profitiert haben. Sie bevorzugt jedoch neben pflanzlichem Substrat auch die epilithische und epipelische Lebensweise (Campeau et al. 1999, Lim et al. 2001). Auch weitere vorkommende Periphyten leben vorwiegend auf dem Sediment bzw. Gewässerboden, weniger auf pflanzlichem Substrat. Die ebenfalls periphytische *Navicula diluviana* kommt bei oligo- bis mesotrophen Trophieverhältnissen vor (Hofmann 1994, Lange-Bertalot 1996). Sie ist häufig in glazialen und postglazialen Sedimenten anzutreffen (Krammer & Lange-Bertalot 1986, Lotter 1988).

Am Ende des Präboreals nahm der Anteil der planktischen Diatomeen als wahrscheinliche Reaktion auf gestiegene Wasserstände bzw. verbesserte klimatische Bedingungen deutlich zu.

Die für das Ende des Präboreals rekonstruierten pH-Werte liegen zwischen 8,2 und 8,5, also im alkalischen Bereich (Abb. 14). Es lagen oligo- bis mesotrophe Trophieverhältnisse vor (Abb.15). Die Konzentrationen an organischem Kohlenstoff im Sediment nahmen im Präboreal deutlich zu und erreichten recht hohe Werte (Abb.11). Der starke Anstieg der Fe-, P- und Mn-Konzentrationen in der Mitte des Präboreals könnte in Zusammenhang mit einem verstärkten Grundwassereinstrom stehen. Der Grundwasserflurabstand im Gebiet des Tiefen Sees beträgt aktuell nur etwa 15 m (maximal 20 m) (LUNG 1998). Bei einer heutigen Wassertiefe von rund 30 m und dem erbrachten Sediment von ca. 8 m ab dem Präboreal, ergibt sich, dass ein Grundwassereinstrom durchaus direkt erfolgt sein könnte, auch ohne starkem Anstieg des selben. Vorausgesetzt, das Seebecken war infolge der geringeren Sedimentabdeckung nicht so stark abgedichtet, wie es in heutiger Zeit zu erwarten ist. Das mit dem Grundwasser in den See gelangte zweiwertige Eisen hat wahrscheinlich unter aeroben Bedingungen große Mengen Phosphor in Form von Eisenphosphat ausgefällt, so dass die ermittelten TP-Konzentrationen des Freiwassers gering blieben. Dies könnte die weiterhin geringe Trophie bzw. Produktivität des Gewässers erklären. Birks et al. (2000) und Cremer et al. (2001) beschreiben zum Beispiel eine zunehmende Produktivität unmittelbar zu Beginn des Holozäns im Zusammenhang mit dem Auftauprozess und dem damit verbundenen Stoffeintrag. Eine Phosphor-Fraktionierung und anschließende rasterelektronenmikroskopische Untersuchung sowie Elektronenstrahl-Mikroanalyse dieses Sedimentabschnittes ergaben, dass es sich bei den nachgewiesenen Phosphorverbindungen um Vivianit ( $\text{Fe}_3(\text{PO}_4)_2$ ) und Reddingit ( $\text{Mn}_3(\text{PO}_4)_2$ ) handelt (Selig et al. 2002). Manning et al. (1999) beschreiben einen starken Grundwassereinstrom als Ursache für Vivianitbildung in einem kanadischen See.

Während des Präboreals erfolgte durch ansteigende Grund- und Oberflächenwasserspiegel die allmähliche Wasserfüllung des Tiefen Sees und damit die eigentliche beginnende Seebildung. Das zunächst noch flache Gewässer zeichnete sich durch alkalische pH-Werte und oligo- bis mesotrophe Nährstoffverhältnisse aus. Ein massiver Grundwassereinstrom könnte zur Phosphatfällung und -bindung an das Sediment geführt haben, wodurch die Trophie und Produktivität des Gewässers trotz anfänglich hoher mineralischer Einträge aus dem Umland während der Seebeckenfällung (Tieftauphase) geringer ausfiel als in vergleichbaren Gewässern.

Die weitere kontinuierliche Erwärmung führte zur Ausbildung eines kontinentalen, sommerwarmen, relativ trockenen Klimas im heutigen Norddeutschland (Janke 1996, Mehl & Tiehle 1998). Die für das **Boreal** (ab ca. 8250 cal. BC) charakteristische maximale Ausbreitung der Hasel (*Corylus avellana*) ist im Pollendiagramm deutlich ausgeprägt (Abb. 10). Im Untersuchungsgebiet wurden die vormals verbreiteten borealen Kiefern-Birken-Wälder von lichten Hasel-Kiefern-Wäldern abgelöst (Jahnke 1996). Bei den analysierten und schwer zu trennenden siedlungsanzeigenden Pollen *Humulus/Cannabis* dürfte es sich um *Humulus* handeln, da *Cannabis* erst später zu erwarten ist (Dörfler 1990). Die nachgewiesenen Pollen vom *Hordeum*-Typ sind denen von *Glyceria* sehr ähnlich. Es dürfte sich hierbei um letzteres handeln, da erst später der Getreideanbau eingeführt wurde. Die am Tiefen See nachgewiesene mesolithische Besiedlung könnte zu einer Auflichtung in Seenähe geführt haben. Die Zunahme von *Humulus* und wahrscheinlich *Glyceria* deuten darauf hin (Dörfler 2001).

Während des Boreals gibt die Diatomeenbesiedlung keinen Hinweis auf einen steigenden Seewasserspiegel (Abb.12). Nach Jahnke (1996) kam es sogar zu einem Abfall der Grund- und Oberflächenwasserspiegel im Gebiet Mecklenburg-Vorpommerns. Dies ist auch für den Tiefen See zu vermuten, da die Anteile der Periphyten und Tychoplankter während des Boreals erhöht waren. Auch im Boreal überwog noch der Anteil epilithischer, epipsammischer und epipelischer periphytischer Diatomeen gegenüber den Epiphyten. Anhand des Pollendiagramms ist ersichtlich, dass zwar mehr Makrophyten im Boreal als im Präboreal auftraten (z. B. *Typha latifolia*, *Sparganium*, *Bidens* und *Nymphaea alba*), deren Zahl aber offensichtlich begrenzt war.

Die oligo- bis mesotrophente *Cyclotella cyclopuncta*, die oligo- bis eutrrophente *Cyclotella comensis* (Morphotyp *pseudocomensis* und Morphotyp *minima*) sowie die eutrrophente *Cyclotella radiososa* bestimmten die Entwicklung der planktischen Diatomeen im Boreal (Denys 1991, Krammer & Lange-Bertalot 1991a, van Dam et al. 1994, Juggins 2003, Scheffler & Morabito 2003, Scheffler et al. 2003). Zu Beginn trat die als meso- bis eutrrophent geltende *Cyclotella krammeri* in Erscheinung (Wunsam et al 1995, Juggins 2003). Manche Autoren geben für sie eine tychoplanktische Lebensweise an (Denys 1991), wie bei der sehr ähnlichen *C. ocellata*. Wenn das so wäre, hätte sie eventuell bei dem noch niedrigen Wasserstand möglicherweise günstige Bedingungen vorgefunden. Andererseits kann auch nicht ausgeschlossen werden, dass es eventuell zu Verwechslungen mit *C. ocellata* gekommen sein könnte, welche parallel im Boreal und unter vergleichbaren Verhältnissen während des Alleröds auftrat. *C. ocellata* entwickelte sich während des Boreals zunächst gering und nahm beim Übergang zum Atlantikum mit vermutlich steigendem Wasserstand stärker zu.

Die verhältnismäßig hohen Anteile des Litorals und Benthals im zu dieser Zeit flachen Tiefen See sind wohl auch die Ursache für die recht starke Verbreitung der periphytischen und tychoplanktischen Diatomeen, wie z. B. der periphytischen *Nitzschia bacillum*. Letztere ist in oligo- bis mesotrophen Gewässern anzutreffen und nicht an ein bestimmtes Substrat gebunden (Denys 1991, Hofmann 1994, Lange-Bertalot 1996, Schönfelder 1997). Aber auch die oligo- bis mesotrophen Nährstoffverhältnisse,

rekonstruiert mittels den Diatomen-TP-Transfer-Funktionen nach Schönfelder (1997) und Schönfelder et al. (2002), sowie auch der niedrige Wasserstand verbunden mit der Zunahme des Makrophytenbewuchses während des Boreals kämen als eine Ursache ihrer erfolgreichen Besiedlung in Betracht. Die ermittelten pH-Werte bewegten sich im alkalischen Bereich (Abb. 14).

Die Konzentrationen an Stickstoff, Aluminium und Mangan beliefen sich während des Boreals auf mittlerem Niveau (Abb. 11). Die Konzentrationen an organischem Kohlenstoff, Gesamtphosphor und Eisen gingen tendenziell zurück.

Der Tiefe See war während des Boreals weiterhin ein oligo- bis mesotrophes, alkalisches Gewässer, welches nun infolge sinkender Wasserstände erhöhte Litoralanteile aufwies. Mesolithische Siedlungsnachweise könnten bereits dem Boreal zuzuordnen sein. Diese beginnende menschliche Einflussnahme auf den See und seine Umgebung hatte aber noch keine Auswirkungen auf seinen trophischen Zustand.

#### 5.1.1.2 Mittleres Holozän bis spätes Subatlantikum

Das beginnende **Atlantikum** (ab ca. 6900 cal. BC) kündigte sich mit einem zunehmend feucht-warmen Klima an. Die Jahresmittel der Lufttemperatur lagen ca. 3 bis 4 °C oberhalb der heutigen {Jahnke 1996 161 /id}. Ab der zweiten Hälfte des Atlantikums wurde es etwas kühler, wobei die Jahresmitteltemperaturen immer noch mindestens 2 °C über den heutigen lagen (Jahnke 1996). Die Wasserspiegel stiegen im Gebiet Mecklenburg-Vorpommerns gegenüber dem Boreal deutlich an, sodass es zur Füllung zahlreicher Täler und Seebecken kam (Jahnke 1996, Kaiser 1996).

Im Pollendiagramm zeigt sich, dass das zunehmend feucht-warme Klima zur Verdrängung der noch zu Beginn des Atlantikum noch verbreiteten *Corylus*, *Betula* und *Pinus* durch anspruchsvollere Bäume wie beispielsweise *Alnus*, *Quercus*, *Tilia*, *Fraxinus* und *Ulmus* führte (Abb. 10). Wärmeliebende Arten wie *Hedera* und *Viscum* konnten sich verstärkt entfalten. Weiterhin waren Cyperaceae verbreitet und der Anteil von Wasserpflanzen (*Nymphae alba*, *Typha latifolia*, *Sparganium*, und *Bidens*) sowie der Polypodiaceae und *Thelypteris palustris* nahm zu. Möglicherweise stieg der Wasserstand so drastisch, dass ehemals trockene Uferregionen überflutet wurden und neuen Lebensraum für Wasser- und Sumpfpflanzen bildeten. Erneut wurden Siedlungsanzeiger wie *Rumex acetosa/acetosella*, Pollen des *Hordeum*-Typs (cf. *Glyceria*) sowie zu Beginn des Atlantikums *Humulus/Cannabis* nachgewiesen. Ihre Anteile überstiegen kaum diejenigen des Boreals. Ihr Vorkommen ist ähnlich zu interpretieren wie im Boreal. *Humulus* und wahrscheinlich *Glyceria* könnten auf Auflichtungen um den See hindeuten, wodurch *Rumex* eventuell gefördert wurde. Die bekannten mesolithischen Fundplätze sind möglicherweise auch dem Atlantikum zuzurechnen, zumindest ist eine Siedlungsaktivität im Umfeld des Tiefen Sees in dieser Zeit denkbar. Weitere ab dem mittleren Atlantikum sichtbare Siedlungsaktivitäten könnten, obwohl eher unwahrscheinlich, bereits dem Neolithikum zuzurechnen sein, sind in ihrem Ausmaß jedoch noch geringfügig.

Die Zunahme des Wasserspiegels im Atlantikum ist auch deutlich im Diatomeendiagramm des Tiefen Sees nachweisbar (Abb. 12 und 13). So nahm der Anteil der planktischen Diatomeen drastisch zu und erreicht Werte von bis zu 97,0%! Trotz geringfügigen Rückgangs ab dem mittleren Atlantikum bleiben sie die dominante Lebensform-Gruppe in diesem Abschnitt. Die litorale und benthale Besiedlung ging allgemein zurück. Dabei kam es zu einer markanten Veränderung der Substratpräferenz der dort siedelnden Periphyten: Das Verhältnis zwischen der epilithischen, epipsammischen und epipelischen



Lebensweise auf der einen Seite und der epiphytischen auf der anderen Seite war, wie bereits im Alleröd, wieder ausgewogen (Abb. 13). Die in oligo- bis mesotrophen Gewässern verbreitete *Cyclotella cyclopuncta* dominierte während des Atlantikums (Wunsam et al. 1995, Juggins 2003). Zusätzlich traten *Cyclotella comensis* Morphotyp *pseudocomensis* und *Cyclotella radiosa* auf, die bis in den eutrophen Bereich vorkommen können (Denys 1991, Krammer & Lange-Bertalot 1991a, van Dam et al. 1994, Scheffler & Morabito 2003, Scheffler et al. 2003). Zu Beginn des Atlantikums, noch vor Anstieg des Wasserstandes, wurde *Cyclotella ocellata* häufig nachgewiesen.

Die ermittelten TP-Konzentrationen näherten sich dem oligotrophen Bereich an, die pH-Werte waren weiterhin alkalisch. Die geochemischen Sedimentuntersuchungen ergaben ein relativ konstantes Bild während des Atlantikums (Abb. 11). Der Gehalt an organischem Kohlenstoff war gegenüber dem Boreal leicht erhöht. Ansonsten lagen alle ermittelten Werte nahezu konstant auf niedrigem bis mittlerem Niveau.

Im Atlantikum ermöglichten günstige klimatische Bedingungen eine weitere Zunahme des Wasserstandes. Damit war die Seebildungsphase des Tiefen Sees endgültig abgeschlossen. Der oligotrophe und alkalische See war nach erfolgter Wasserfüllung vom Plankton dominiert. Trotz weiterer menschlicher Aktivität im Umfeld des Sees konnte keine Beeinflussung der trophischen Situation festgestellt werden.

Im **Subboreal** (ab ca. 3800 cal. BC) wurde das Klima merklich kühler und trockener (Jahnke 1996, Mehl & Thiele 1998, Benecke 1999). Der für das beginnende Subboreal charakteristische Rückgang der Ulme (*Ulmus* sp.) ist im Pollendiagramm deutlich zu erkennen (Lang 1994, Schoknecht 1996, Mehl & Thiele 1998) (Abb.10). In der Umgebung des Tiefen Sees waren Eichenmischwälder mit hohen *Betula*- und *Alnus*-Anteilen verbreitet. *Corylus* breitete sich weiter aus und *Carpinus betulus* sowie *Fagus sylvatica* wanderten in das Gebiet ein. Unmittelbar zu Beginn des Subboreals traten vermehrt Siedlungsanzeiger auf. Dazu gehören einerseits Störungsanzeiger wie beispielsweise Pollen von *Plantago lanceolata* und *Rumex acetosa/acetosella* und andererseits Pollen, deren Auftreten in Zusammenhang mit einer agrarischen Nutzung stehen, wie vom Getreide (*Hordeum*- und *Triticum*-Typ, *Cerealia*, *Secale*) sowie von *Humulus/Cannabis* (Dörfler 2001). Der Beginn des Subboreals wird mit rund 5000 BP<sub>conv</sub> bzw. 3800 cal. BC angegeben (Duphorn et al. 1995, Janke 1996, Stuiver et al. 1998). Zwei eigene <sup>14</sup>C-Datierungen bei 640-644,5 cm (4332 cal. BC) sowie 633,5 cm (3361 cal. BC) stimmen mit dem Anfang des Subboreals aufgrund der Pollenuntersuchungen bei 646 cm gut überein. In dieser Zeitspanne ist der Beginn des Neolithikums anzusiedeln. Nach Benecke (1999) und Erstling et al. (2001) setzte die sesshafte agrarische Lebensweise im Gebiet des heutigen Mecklenburg-Vorpommern zu Beginn des 4. Jahrtausends v. u. Z. ein. Um den Tiefen See wurden mehrfach Funde aus der neolithischen Zeit nachgewiesen (Abschnitt 2.6.3). Die neolithischen Siedler bauten Getreide in der Umgebung des Sees an. Möglicherweise führten sie auch erste Brandrodungen durch, um Platz für ihre Felder zu schaffen. Hopfen (*Humulus lupulus*) könnte infolge der Lichtung des Waldes gefördert worden sein (Dörfler 2001). Weiterhin nahm der Adlerfarn (*Pteridium aquilinum*) deutlich zu. Nach Dörfler (2001) überstehen die Rhizome des Farns Brandereignisse unbeschadet, sodass sie schnell wieder ausschlagen können. Natürliche Feuer sind aufgrund der Feuchtigkeit der Laubwälder bei subborealem Klima weitgehend auszuschließen (Dörfler 2001). Allerdings ist im Pollendiagramm nur ein Rückgang der Feuchtigkeit benötigenden *Betula* und *Alnus* zu erkennen. Dieser könnte auch in Zusammenhang mit den klimatischen Veränderungen zu Beginn des Subboreals stehen. Das Klima wurde zunehmend trockener und somit wäre denkbar, dass ehemalige Feuchtgebiete entsprechend versiegten. Diese Flächen waren für die landwirtschaftliche

Nutzung wahrscheinlich sogar ungeeignet. Es ist also durchaus fraglich, ob zu der Zeit tatsächlich gerodet wurde. Andererseits zeigen die Aluminiumkonzentrationen im Sediment zu Beginn des Subboreals deutlich erhöhte Werte (Abb. 11). Aluminium wird aufgrund seiner Bindung an die Bodenstruktur allgemein als Erosionszeiger interpretiert (Garrison & Wakeman 2000) und könnte vorangegangene Rodungsaktivitäten bestätigen.

Auch die Diatomeenbesiedlung erfuhr zu Beginn des Subboreals eine markante Veränderung (Abb. 12). Sehr deutlich traten tychoplanktische und periphytische Diatomeen hervor, besonders *Fragilaria construens* var. *venter*. Nach Michelutti et al. (2001) können benthische *Fragilaria*-Arten (darunter *F. construens* var. *venter*) durch Erosionsereignisse in ihrer Entwicklung unter anderem durch Änderung der chemischen Verhältnisse und der Wassertransparenz gefördert werden.

Anschließend kamen bis zum mittleren Subboreal vor allem Plankter wieder zur Entwicklung. Zum einen die während des Atlantikums dominante *Cyclotella cyclopuncta*, zum anderen auch Arten, die erstmals mit erhöhten Anteilen auftraten, wie z. B. die weitestgehend trophietoleranten *Stephanodiscus alpinus* (einschließlich *St. medius*) und *Asterionella formosa* als auch die als eutroph geltenden *Fragilaria ulna angustissima*-Sippen (Hofmann 1994, Lange-Bertalot 1996, Juggins 2003).

Nach einem deutlichen Rückgang der Siedlungsanzeiger traten diese erneut sehr massiv ab dem mittleren Subboreal in Erscheinung (Abb. 10). Zeitlich käme wahrscheinlich die Bronzezeit in Betracht. Neben der landwirtschaftlichen Nutzung der Umgebung des Sees gibt es wiederum auffallende Anzeichen für Rodungen und Erosion. Der Wald wurde zurückgedrängt und in seiner Zusammensetzung verändert. Die Pollen von *Betula*, *Tilia* und *Quercus* gingen in ihren Anteilen zurück, währenddessen *Corylus* infolge der Auflichtung gefördert wurde (Dörfler 2001). *Pteridium* und *Humulus* nahmen geringfügig zu. Deutlich mehr Poaceae traten auf. Auch Aluminium wurde ab dem mittleren Subboreal verstärkt im Sediment nachgewiesen (Abb. 11). Die Phosphorkonzentration im Sediment erhöhte sich geringfügig. Erneut veränderte sich die Diatomeenbesiedlung. Tychoplankter und Periphyten verdrängten die vormals dominanten Plankter. Wiederum trat *Fragilaria construens* var. *venter* besonders markant in Erscheinung. Als gegen Ende des Subboreals wieder die Plankter die Diatomeenassoziation bestimmten, dominierte nicht mehr *Cyclotella cyclopuncta* allein, sondern gemeinsam mit der bis in den mäßig eutrophen Bereich vorkommenden *Cyclotella comensis* Morphotyp *pseudocomensis*. *Stephanodiscus alpinus* (einschließlich *St. medius*), *Cyclotella radiosa*, *Asterionella formosa*, *Fragilaria crotonensis*, und *Fragilaria ulna angustissima*-Sippen traten hinzu. Zunahmen von *Asterionella formosa* und *Fragilaria crotonensis* werden häufig mit Nährstoffanreicherung in Zusammenhang gebracht (Steinberg & Trumpp 1993, Jones et al. 1997). Beide gelten als gute Phosphor-Konkurrenten mit hohem Siliziumbedarf (Steinberg & Trumpp 1993, Interlandi et al. 1999). *F. crotonensis* benötigt außerdem viel Licht und ist oft beim Übergang von meso- zu eutrophen Bedingungen anzutreffen (Interlandi et al. 1999, Wessels et al. 1999). Erstmals wurde *Stephanodiscus minutulus* verstärkt nachgewiesen, welche in eutrophen Gewässern verbreitet ist (Lange-Bertalot 1996, Schönfelder 1997).

Gegen Ende des Subboreals waren nach Janke (1996) im küstenfernen Binnenland Mecklenburgs z. T. tiefere Wasserspiegel anzutreffen. Dies traf wahrscheinlich auch für den Tiefen See zu. So waren die Anteile der Wasser- und Farnpflanzen während des Subboreals zunächst ähnlich hoch wie im Atlantikum, gegen Ende des Subboreals verringerten sie sich jedoch.

Während des gesamten Subboreals wurden erhöhte Anteile der coccalen Grünalge *Pediastrum* festgestellt (Abb. 10). Diese Gattung wird in vielen paläolimnologischen Studien als Eutrophierungsmarker bezeichnet. Nach Komárek & Jankovská (2001) ist das aber nicht ganz

unproblematisch. Innerhalb der fast ausschließlich im Süßwasser verbreiteten Gattung *Pediastrum* sind Taxa mit den verschiedensten trophischen Ansprüchen vereint, von oligotraphenten bis eutraphenten. Demzufolge kann die Anwesenheit von Pediastron auch ganz unterschiedliche Trophieverhältnisse als Ursache haben (Komárek & Jankovská 2001). Dazu kommen weitere artspezifische Bedürfnisse wie z. B. Kälte, Säuregrad, pH. Es ist demnach zur genauen Einschätzung der ökologischen Situation erforderlich, eine Bestimmung bis zur Art vorzunehmen. Das Sediment des Tiefen Sees wurde dementsprechend nicht analysiert. Trotzdem ist das Vorkommen der Gattung *Pediastrum* gut mit zunehmender Eutrophierung in Zusammenhang zu bringen (siehe Verlauf der rekonstruierten TP-Konzentration und Anteil der Pediastron). Offenbar handelt es sich bei den gefundenen Arten um Taxa, die bei zunehmender Trophie gefördert werden. Während des gesamten Subboreals war der Anteil von *Pediastrum* erhöht.

Der Einfluss der neolithischen Besiedlung gleich zu Beginn des Subboreals macht sich auch im Verlauf der rekonstruierten TP-Konzentrationen bemerkbar (Abb. 15). Nach kurzzeitiger Erhöhung stabilisierten sie sich auf oligo- bis mesotrophem Niveau. Ab dem mittleren Subboreal nahmen die TP-Konzentrationen erneut geringfügig zu. Die pH-Werte bewegten sich weiterhin im alkalischen Bereich (Abb. 14).

Während des Subboreals erfuhr der Tiefe See erstmals eine Beeinflussung durch im Umfeld lebende Siedler. Zwei Siedlungsphasen konnten nachgewiesen werden. In der ersten neolithischen erfolgte eine mäßige landwirtschaftliche Nutzung mit wahrscheinlichen Rodungen in unmittelbarer Seenähe. Belegte Erosionsereignisse sowie eine geringe, kurzzeitige Trophieerhöhung führten zur Veränderung der Diatomeenassoziation im See. In der zweiten bronzezeitlichen Siedlungsphase ist der menschliche Einfluss in Form von landwirtschaftlicher Nutzung und Rodung im Umfeld des Tiefen Sees noch deutlicher sichtbar. Die Trophie erhöhte sich erneut. Am Ende des Subboreals wurden aber wieder oligo- bis mesotrophe Verhältnisse festgestellt.

Im **Subatlantikum** (ab ca. 500 cal. BC) stellt sich ein feuchtes und kühles Klima ein (Janke 1996). Eichenmischwälder mit zunehmenden Anteilen an Hainbuche und Rotbuche dominierten die Wälder im älteren Subatlantikum. Anschließend traten Eichen-Hainbuchen-Buchenmischwälder auf (Jahnke 1996). Dementsprechend entwickelten sich auch die Wälder im Umfeld des Tiefen Sees (Abb. 10).

Bereits gegen Ende des Subboreals nahmen die Siedlungsaktivitäten wieder zu und verstärkten sich im ersten Drittel des Subatlantikums. Offenbar erfolgte diese Einflussnahme durch bronze- und eisenzeitliche Siedler, welche Landwirtschaft in der Umgebung des Sees betrieben. Sichtbar ist dies an der Zunahme der Pollen von Getreide (*Hordeum*- und *Triticum*-Typ, *Cerealia*, *Secale*) und begleitender Pollen wie *Jasione*. Deutlich ist der Rückgang von *Betula* wahrscheinlich durch Rodung bereits gegen Ende des Subboreals zu erkennen. Im frühen Subatlantikum wurden zusätzlich *Alnus*, *Quercus*, *Tilia*, *Acer* und *Corylus* gerodet. Die nicht mehr so hohen *Pteridium*-Werte lassen vermuten, dass Brandrodungen nur noch kleinräumig durchgeführt worden sind. Neben der ackerbaulichen Nutzung erfolgte in der Nähe des Sees anscheinend auch Waldweide, was die Zunahme von *Plantago lanceolata*, *Rumex acetosa/acetosella* belegt (Voigt 1996). Infolge der Auflichtung ist die anschließende Ausbreitung des Wacholders (*Juniperus*) sowie die Förderung der Birke zu erklären. Außerdem weisen Poaceae und *Calluna* auf Weideflächen hin.

Zeitlich etwas verschoben zum Rückgang der Baumpollen setzte bei einer Sedimenttiefe von etwa 410 cm eine sichtbare Erhöhung der Aluminium-, Phosphor- und in geringerem Maße der Eisenkonzentrationen im Sediment ein. Nach Selig et al. (2002) handelt es sich bei den nachgewiesenen

Phosphorverbindungen erneut um Vivianit ( $\text{Fe}_3(\text{PO}_4)_2$ ) und Reddingit ( $\text{Mn}_3(\text{PO}_4)_2$ ). Ein Grundwasserzustrom, welcher große Mengen Eisen in den See eingetragen haben könnte, dürfte aufgrund der nur geringfügigen Zunahme der Eisenkonzentration auszuschließen sein. Es ist außerdem davon auszugehen, dass das Seebecken infolge der Sedimentabdeckung ausreichend gegen zuströmendes Wasser abgedichtet war. Selig et al. (2002) vermuten, dass der Phosphor, welcher im See in Form von Vivianit und Reddingit gebunden wurde, wahrscheinlich in partikulärer Form eingetragen wurde, möglicherweise infolge von Erosionsereignissen. Diese wären nach den umfangreichen Rodungen zu Beginn des Subatlantikums nicht verwunderlich.

Bei einer Sedimenttiefe von ca. 350 cm führte eine erneute Verringerung des Baumbestandes, sichtbar am Rückgang von *Betula* und *Alnus* wiederum zur Erhöhung der Aluminiumkonzentration im Sediment sowie zur Bildung von Vivianit ( $\text{Fe}_3(\text{PO}_4)_2$ ) und Reddingit. Es könnte sich um einen wiederholten kurzzeitigen Erosionsschub handeln, welcher durch die weitere Aktivität eisenzeitlicher Siedler im Umfeld des Tiefen Sees ausgelöst wurde.

Mit Beginn des Subatlantikums kam es zu einem deutlichen Anstieg des Anteils von *Fragilaria construens* var. *venter* und weiterer Tychoplankter sowie der periphytischen Diatomeen (Abb. 12 und 13). Nach ihrer maximalen Entwicklung bei einer Sedimenttiefe von 410 cm klingt diese anschließend allmählich ab. Offensichtlich wurden sie durch Störung infolge der Erosion begünstigt. Planktische Diatomeen wie *Cyclotella cyclopuncta*, *Cyclotella comensis* Morphotyp *pseudocomensis* und *Cyclotella radiosa*, welche insgesamt in oligo- bis eutrophen Gewässern verbreitet sind, traten nur in geringen Anteilen auf. Parallel zur Verringerung des relativen Anteils von *Fragilaria construens* var. *venter* entwickelte sich *Cyclotella comensis* Morphotyp *pseudocomensis*, welche bis in den eutrophen Bereich anzutreffen ist, zunehmend und dominierte schließlich die Diatomeenassoziation (Scheffler & Morabito 2003, Scheffler et al. 2003). Dies und das markante Auftreten von *Stephanodiscus minutulus*, die in eutrophen Gewässern verbreitet ist (Lange-Bertalot 1996, Schönfelder 1997), deuten auf eine Trophieerhöhung nach Abklingen der Erosionsereignisse, zeitlich etwa der ausgehenden Eisenzeit zugehörig, hin. Die Ermittlung der Gesamtposphorkonzentration mittels Transfer-Funktion ergab aber nur einen leichten, kurzzeitigen Anstieg der Trophie (Abb. 15).

Weiterhin kam es zu einer deutlichen Zunahme des anorganischen Kohlenstoffs. Diese erhöhten Konzentrationen konnten einschließlich einiger Schwankungen bis in die jüngere Zeit festgestellt werden. Die Ursache dafür ist wahrscheinlich in der Erhöhung der Primärproduktion im See, verbunden mit dem verstärkten Eintrag von  $\text{CO}_2$ , zu sehen. Parallel nahm auch der Kalziumgehalt in Form von  $\text{CaCO}_3$  im Sediment zu (Selig 2001). Das Kalziumkarbonat wurde z. T. ausgefällt (Kalzitfällung) und war im Sediment in Form von Bänderungen sichtbar. Aus diesem Bereich stammen auch die analysierten Dünnschliffe (siehe Abschnitt 4.1.4.7 und Abschnitt 5.1.2). Demnach waren ab der ausgehenden Eisenzeit bereits Anzeichen einer leichten Trophieerhöhung zu verzeichnen, die sich aber nur kurzzeitig in der Zusammensetzung der Diatomeenassoziation widerspiegelte. Während des von Selig et al. (2002) vermuteten Phosphoreintrags zu Beginn des Subatlantikums erhöhte sich die Trophie des Tiefen Sees nicht. Wie von den Autoren dargestellt, war der eingetragene Phosphor offenkundig nicht biologisch verfügbar.

In der anschließenden Völkerwanderungszeit gingen die Anzeichen menschlicher Besiedlung um den Tiefen See allmählich zurück, wahrscheinlich kamen anthropogene Aktivitäten gänzlich zum Erliegen. So sind die Phosphor-, Eisen- und Aluminiumkonzentrationen im Sediment deutlich rückläufig (Abb. 11). Die vorkommende Diatomeengemeinschaft (Abb. 12) wurde besonders von planktischen Vertretern

beherrscht, wie z. B. *Cyclotella comensis* Morphotyp *pseudocomensis*, *Fragilaria ulna angustissima*-Sippen und *Asterionella formosa*. Auch in der folgenden Slawenzeit bis in das Mittelalter dominierten Plankter die Diatomeenentwicklung. Vertreter wie *Stephanodiscus alpinus* (einschließlich *St. medius*) traten hinzu. Dies könnte in einer möglichen Zunahme des Wasserstandes im Tiefen See begründet sein, da nach Jahnke (1996) im mittleren Subatlantikum im Gebiet des heutigen Mecklenburg-Vorpommerns ansteigende Grund- und Oberflächenwasserstände zu verzeichnen waren. Auch die Aluminiumkonzentrationen waren während dieser Zeit sehr gering. Insgesamt ist hier nach einer störungsintensiven Phase eine Erholung des Sees sowie eine durch höhere Wasserstände geförderte Planktondominanz zu verzeichnen.

Mehrere nachgewiesene Fundstellen im Umfeld des Tiefen Sees sowie festgestellte Siedlungen in Dehmen und Gremmelin belegen die Wiederbesiedlung während der Slawenzeit (Abschnitt 2.6.3). Anhand des Pollendiagramms wird deutlich, dass dieser Prozess sich allmählich und nicht sehr intensiv vollzog (Abb. 10). Jedoch wurde bereits wieder Ackerbau und Weidewirtschaft betrieben. Rodungen wurden allenfalls in geringem Umfang durchgeführt. Anzeichen für Erosion sind nicht zu erkennen.

Mit Beginn des Mittelalters setzte eine verstärkte Siedlungstätigkeit um den Tiefen See ein. Einerseits konnte dies anhand zahlreicher archäologischer Fundstellen nachgewiesen werden, andererseits ergab die Pollenanalyse einen deutlichen Anstieg siedlungs- und störungsanzeigender Pollen. Als Getreide wurde neben Gerste und etwas Weizen vor allem Roggen zunehmend angebaut. Im späten Mittelalter kam der Anbau von Buchweizen (*Fagopyrum*) hinzu. Auch *Humulus/Cannabis* traten verstärkt auf, besonders im ausgehenden Mittelalter. Sehr wahrscheinlich ist dies in dem von nun an auftretenden Hanfanbau begründet (Dörfler 1990). Der prozentuale Anteil der Baumpollen ging insgesamt zurück. Zunächst fielen besonders *Alnus*, später *Fagus* und *Carpinus* den Rodungen zum Opfer. Die Eichen wurden gefördert, da man sie vermutlich zur Schweinemast nutzte (Voigt 1996). Auch die Entwicklung von *Betula* wurde wahrscheinlich infolge der Auflichtungen anfangs begünstigt. Anschließend wurde sie vermutlich auch gerodet. *Calluna* war zunächst rückläufig, trat jedoch ab der zweiten Hälfte des Mittelalters verstärkt auf. Unkräuter wie *Plantago* und *Rumex*, die auch als Störungszeiger angesehen werden, kamen erneut massiv zur Entwicklung. Erstmals wurde die Kornblume (*Centaurea cyanus*) nachgewiesen. Auch Feuchtwiesen (z. B. mit Cyperaceae, Poaceae, Polypodiaceae, *Thelypteris palustris*, *Equisetum*) und Röhricht- bzw. Verlandungsgesellschaften (z. B. mit *Sparganium*, *Typha latifolia*) entwickelten sich um den Tiefen See. Letztere könnten zusammen mit der verstärkt belegten *Nymphaea alba* und *Bidens* auf ein erhöhtes Nährstoffangebot hindeuten. *Pediastrum* trat auch hier wieder zunehmend in Erscheinung. Auch anhand der geochemischen Parameter wird die zunehmende menschliche Aktivität während des Mittelalters sichtbar (Abb. 11). Die Aluminium- und Eisenkonzentrationen nahmen als Zeichen für erosiven Eintrag in den See zu, wobei dieser eher allmählich und nicht mehr so massiv wie zu Beginn des Subatlantikums (Bronze-/Eisenzeit) erfolgte. Der anorganische Kohlenstoff war besonders in der ersten Hälfte des Mittelalters erhöht, danach ging sein Gehalt im Sediment wieder zurück. Die Konzentration an Gesamtphosphor blieb unverändert. Eine Änderung der Diatomeenassoziation war erst ab der zweiten Hälfte des Mittelalters festzustellen (Abb. 12). So kamen neben der zwar noch dominanten, aber bereits zurückgehenden *Cyclotella comensis* Morphotyp *pseudocomensis*, *Cyclotella cyclopuncta* und *Cyclotella radiosa* zur Entwicklung. Auch Tychoplankter und Periphyten traten wieder verstärkt in Erscheinung. Wesentliche Änderungen in der trophischen Präferenz sind nicht zu erkennen. Die Entwicklung der Tychoplankter und Periphyten ist

wahrscheinlich im erosiven Eintrag begründet. Die pH- und Trophieverhältnisse des Tiefen Sees blieben während des Mittelalters unverändert.

Bei einer Sedimenttiefe von ca. 160 cm ist wahrscheinlich der Übergang zur **Neuzeit** (ab ca. 1500 cal. AD) anzusiedeln. Dies ergab sich durch Interpolation der obersten  $^{14}\text{C}$ -Datierungen um 220 cm und der tiefsten Pb/Cs-Datierung bei 70 cm. Mit dem Beginn der Neuzeit setzte eine Erholung des Baumbestandes ein (Abb. 10). Dies betraf vor allem *Pinus*, *Alnus* und *Fagus*. Eiche und Hainbuche wurden ebenfalls zunächst stark in ihrer Entwicklung gefördert. In der Folge verringerte sich jedoch ihr Bestand. Das Vorkommen von *Betula* ging zurück. Als Getreide wurde neben der Gerste weiterhin besonders Roggen angebaut. Der Anteil von Buchweizen war gering. Wie im Mittelalter wurden Heide- und Weideanzeiger, Unkräuter sowie Vertreter der Feuchtwiesen und Röhrichte palynologisch nachgewiesen. Bemerkenswert ist bei fast allen ein Einschnitt oder Rückgang um 160 cm Sedimenttiefe, also zu Beginn der Neuzeit. Parallel ergab die Diatomeenanalyse einen sehr starken Anstieg der Tychoplankter und Periphyten. Besonders *Fragilaria construens* var. *venter* trat neben *F. brevistriata*, *F. construens* var. *construens*, *Amphora inariensis* und *Cyclotella ocellata* in Erscheinung. Dieses massive Auftreten ging anschließend langsam zurück, was für eine stetige Abnahme eines Einflusses spricht. Gegensätzlich dazu verhalten sich die ermittelten Aluminiumkonzentrationen, sodass mögliche Erosionsereignisse allein nicht die Ursache dieser Entwicklung von vor allem *Fragilaria construens* var. *venter* sein können. Zeitlich fällt dies in etwa mit dem Beginn der „Kleinen Eiszeit“ (ca. 1500-1800 AD) zusammen (Glaser 2001). Diese Phase des Temperaturrückgangs war durch zwei Kälteminima charakterisiert: das „Spörer Minimum“ (um 1500 AD) und das Maunder Minimum (Ende des 17. Jh.). Es herrschten lange, kühle Winter vor. Die Windgeschwindigkeit und die Niederschläge waren erhöht (Negendank et al. 2001). Die massive Entwicklung von vor allem *Fragilaria construens* var. *venter* während des Spörer Minimums könnte infolge dieser klimatischen Bedingungen, verbunden mit einer möglichen langanhaltenden Eisbedeckung, ausgelöst worden sein, ähnlich wie bereits im Alleröd. Lotter und Bigler (2000) konnten in einem Schweizer Alpensee ebenfalls höhere Anteile von *Fragilaria*-Arten bei gleichzeitiger Verringerung planktischer Diatomeen während der Kleinen Eiszeit nachweisen. Auch das erneute Vorkommen von *Navicula diluviana*, die häufig in glazialen und postglazialen Sedimenten anzutreffen ist, wird als Folge eines Temperaturrückganges interpretiert (vgl. Krammer & Lange-Bertalot 1986, Lotter 1988). Campbell & McAndrews (1993) stellten in einer Studie über die Waldentwicklung im südlichen Ontario einen Wechsel im Baumbestand von *Betula* über *Quercus* zu *Pinus* während der Kleinen Eiszeit fest. Eine ähnliche Entwicklung konnte in dieser Zeit auch am Tiefen See nachgewiesen werden.

Die erhöhten Niederschläge, besonders in der ersten Hälfte der Kleinen Eiszeit, führten vielerorts zur Erhöhung der Wasserstände (z. B. Voigt 1996, Verschuren et al. 2000). Ob dies auch für den Tiefen See zutraf, kann nicht mit Sicherheit festgestellt werden. Ein Anhaltspunkt könnte der sichtbare Rückgang der Pollenanteile der Poaceae und Cyperaceae zu Beginn der Kleinen Eiszeit sein. Eriksson et al. (1999) interpretieren dies mit einer Erhöhung des Seespiegels in einem ostafrikanischen See. Beim Anstieg des Wasserstandes könnten Uferbereiche einschließlich der dort vorkommenden Poaceae und Cyperaceae überflutet worden sein. Die parallel zu verzeichnende Abnahme von *Nymphaea alba* könnte in Zusammenhang mit einer zu starken Windentwicklung gestanden haben. Eine zunehmende Verbreitung von aerophilen Diatomeen, z. B. *Navicula cincta* und *Diploneis elliptica* (Wolf 1982, Campeau et al. 1999), die als charakteristisch für kühle Lebensbedingungen gelten (Smol 1988, Smol & Cumming 2000), konnte ebenfalls in diesem Sedimentabschnitt nachgewiesen werden.

Gaillard et al. (1991) stellten in einem südschwedischen See einen sinkenden Wasserstand während der Kleinen Eiszeit fest und vermuten als Ursache lokale Einflüsse (Einzugsgebiet) und nicht das Klima, da dieser See mit 2 ha Oberfläche und 1,7 m maximaler Tiefe recht klein ist. Auch beim Tieferen See stellt sich die Frage, ob er tatsächlich merklich vom Klima beeinflusst werden konnte. Sein kleines Einzugsgebiet sowie die Unabhängigkeit von Zu- und Abflüssen könnten ihn dazu prädestinieren, zumal Saarnisto et al. (1977) anhand der Analyse von Jahresschichtungen in einem südfinnischen See nachwiesen, dass auch ein kleines Gewässer (4,8 ha, 17,5 m maximale Tiefe) von klimatischen Ereignissen, wie z. B. der Kleinen Eiszeit, beeinflusst werden kann. Auch Korhola et al. (2000), Lotter et al. (2000) und Hausmann et al. (2002) wiesen einen Einfluss der Kleinen Eiszeit auf die Entwicklung kleiner Seen nach. Die vorliegenden Untersuchungen des Tiefen Sees bestätigen dies zumindest für die frühe Phase der Kleinen Eiszeit. Ein möglicher Einfluss infolge des Maunder Minimum, welches Ende des 17. Jahrhunderts einsetzte, konnte andererseits nicht nachgewiesen werden.

Die weitere Entwicklung des Tiefen Sees im 19. Jahrhundert wurde wiederum deutlich durch den Menschen geprägt. Es wurde Getreide angebaut, wobei sich der Anteil von *Secale* zugunsten von *Hordeum* verschob. Auch *Fagopyrum* wurde geringfügig genutzt und Weidewirtschaft betrieben. *Corylus*, welche seit Beginn der Neuzeit in ihren Anteilen stetig zurückging, kam erneut zur Entwicklung. *Betula*, *Alnus* und *Quercus* verzeichneten ebenfalls zunehmende Anteile, wogegen *Pinus* und *Fagus* rückläufig waren.

Die Höhe des Seespiegels hatte sich vermutlich wieder verringert, sichtbar anhand ansteigender Pollenanteilen von Poaceae und Cyperaceae (Eriksson et al. 1999).

Während der allmählichen Abnahme der Tychoplankter und Periphyten im Verlauf der Neuzeit erlangten erneut Plankter wie *Cyclotella comensis* Morphotyp *pseudocomensis*, *C. cyclopuncta* und *C. radiosa* an Bedeutung. Hin und wieder war *Stephanodiscus minutulus* nachzuweisen. Die mittels Transferfunktionen ermittelten TP- und pH-Werte ergeben weiterhin oligo- bis mesotrophe sowie alkalische Verhältnisse (Abb. 14 und 15).

Insgesamt wurde die neuzeitliche Entwicklung des Tiefen Sees bis zum Ende des 19. Jahrhunderts zum einen von der weiteren menschlichen Siedlungstätigkeit, während der Kleinen Eiszeit aber auch von den klimatischen Verhältnissen geprägt. Der anthropogene Einfluss erhöhte sich gegenüber dem Mittelalter nicht, die Trophie bewegte sich weiterhin auf oligo- bis mesotrophem Niveau.

### 5.1.1.3 Zeitraum von ca. 1900 bis heute

Der Baumbestand im Umfeld des Tiefen Sees, der sich bereits gegen Ende des 19. Jahrhunderts verringert hatte, war im 20. Jahrhundert bis zu Beginn der 30er Jahre weiter rückläufig (Abb. 10). *Pinus*, *Alnus* und *Fraxinus* konnten sich anschließend ausbreiten, *Fagus* nahm weiter ab. *Betula* und *Quercus* blieben in ihren Anteilen während des 20. Jahrhunderts in etwa gleichbleibend. Die Landwirtschaft in Mecklenburg erholte sich Ende des 19. Jahrhunderts wieder von Missernten und Krisen, die Produktion stieg allgemein, bis in den 20er Jahren des folgenden Jahrhunderts erneut viele Bauern vor dem Ruin standen. Am Tieferen See ging bereits im Zeitraum von etwa 1910 bis 1924 der Getreideanbau, besonders von *Secale* und *Hordeum*, nachweislich zurück. Möglicherweise kam es hier schon früher zu einem Rückgang der landwirtschaftlichen Produktion. Darüber hinaus geht aus einer Flurkarte (nachgezeichnet von 1905) hervor, dass zu Beginn des 20. Jahrhunderts (1901-1904) um den Tieferen See umfangreiche Drainagen durchgeführt worden sind (Amts Güstrow 1849/50). Dabei ist der

nordwestliche Teil des Sees einschließlich mehrerer Gräben abgebildet. Diese leiten Wasser vom Einzugsgebiet des Tiefen Sees weg, führten also wahrscheinlich zu einer Absenkung des Seespiegels. Palynologisch nachgewiesene zunehmende Anteile (bis ca. 1950) der Poaceae bei etwa gleichbleibenden Anteilen der Cyperaceae, deuten nach Eriksson et al. (1999) auf sinkende Wasserstände hin. Zusätzlich wird durch die Einrichtung von Drainagen eine generell vermehrte landwirtschaftliche Aktivität im Umfeld angezeigt. Dies und die Tatsache, dass der Tiefe See und der in der Nähe befindliche Primerwald ab Ende des 19. Jahrhunderts zunehmend touristisch genutzt wurde (Gust & Ullerich 1998), könnte die Ursache für eine verstärkte Beeinflussung des Tiefen Sees Anfang des 20. Jahrhunderts gewesen sein.

Dementsprechend war die Entwicklung der Diatomeenassoziationen ab dem Beginn des 20. Jahrhunderts ebenfalls deutlichen Veränderungen ausgesetzt (Abb. 12). So verringerten sich die Anteile von *Cyclotella cyclopuncta* und etwas verzögert die von *C. comensis* Morphotyp *pseudocomensis* bis Mitte der 20er Jahre des 20. Jh. drastisch. Ähnlich reagierten *C. radiosa* und *Tabellaria flocculosa*. Kurzzeitig entwickelten sich *Fragilaria crotonensis*, *Asterionella formosa* und *Fragilaria ulna angustissima*-Sippen verstärkt. *Stephanodiscus minutulus* trat ab dem 20. Jahrhundert zunächst bis ca. 1920 zögerlich mit wenigen Prozentanteilen, dann massiv bis in die 30er Jahre in Erscheinung. Das Auftreten dieser bis in den höheren Trophiebereich vorkommenden Art (van Dam et al. 1994, Lange-Bertalot 1996, Schönfelder 1997), belegt eine Zunahme der Trophie des Tiefen Sees, was die mittels Transferfunktion ermittelten Gesamtposphorkonzentrationen bestätigen (Abb. 15). Danach war der Tiefe See zu Beginn des Jahrhunderts noch oligo- bis mesotroph. Ab den 30er Jahren wurden eutrophe Verhältnisse festgestellt. Alefs et al. (1996a) sowie Wessels et al. (1999) konnten ebenfalls beim Übergang von oligo- bis mesotrophen zu eutrophen Verhältnissen ein schlagartigen Rückgang von *Cyclotella cyclopuncta* und *C. comensis* nachweisen. Die entstehende Nische wurde im Tiefen See wie in mehreren süddeutschen Seen (Alefs et al. 1996b) durch *Stephanodiscus minutulus* genutzt. Weiterhin fanden sie *Fragilaria crotonensis* und *Asterionella formosa* in den Übergangsphasen zur Eutrophie als auch zur Reoligotrophierung vor. Dies konnte auch von Pan & Brugram (1997) in anderen Untersuchungen gezeigt werden. Klee & Schmidt (1987) stellten zusätzlich den *F. ulna acus*-Komplex in solchen Übergangsphasen fest.

Nach Gust & Ullerich (1998) kam es ab Mitte der 20er Jahre zu einer zunehmenden touristischen Nutzung im Umfeld des Tiefen Sees, welche die weitere Zunahme der Trophie bewirkt haben könnte.

Parallel zu *St. minutulus* wurde *Aulacoseira subarctica* (f. *recta* und f. *subarctica*) erstmals im Sediment nachgewiesen. Gleichfalls trat sie zunächst geringfügig und ab Mitte der 20er Jahre bis ca. 1930 sehr deutlich auf. Nach Krammer & Lange-Bertalot (1991a) bevorzugt sie oligo- bis mesotrophe Verhältnisse. Lund (1954) gibt ihr Vorkommen bis in den moderat eutrophen Bereich an und Jones et al. (1997) sowie Klee & Schmidt (1987) bezeichnen sie als Indikator zunehmender Trophie. Ihr Wert als Trophie-Indikator ist demnach zumindest fragwürdig. Sie ist jedoch an niedrige Temperatur- und Lichtverhältnisse angepasst (Lund 1954, Interlandi et al. 1999). Nach Glaser (2001) lagen die mittleren Jahrestemperaturen in Mitteleuropa ab Ende des 19. Jahrhunderts bis etwa in die 20er Jahre des 20. Jahrhunderts deutlich unter den heutigen. Dies könnte eine Ursache für die massive Entwicklung von *Aulacoseira subarctica* zu diesem Zeitpunkt gewesen sein. Weiterhin kommt sie bereits früh im Jahr zur Entwicklung, z. T. unterhalb des tauenden Eises bei eingeschränkter Lichtzufuhr (Negendank et al. 2001). Außerdem könnte das Lichtangebot mit sinkenden Sichttiefen infolge der zunehmenden Eutrophierung reduziert gewesen sein. Negendank et al. (2001) konnten die nordisch-alpine *A.*



*subarctica* während der Kleinen Eiszeit im Holzmaar/Eifel nachweisen. Andere Autoren weisen auf den erhöhten Siliziumbedarf infolge ihrer Robustheit hin (z. B. Lund 1954). Steinberg & Trumpp (1993) sowie Wessels et al. (1999) stellten bei der Zunahme der Trophie auch eine Erhöhung der Si-Konzentration fest. Da bei den Untersuchungen im Tieferen See entsprechende Messungen nicht durchgeführt wurden, kann nichts über den möglichen Einfluss des Si-Angebots auf die Entwicklung von *A. subarctica* ausgesagt werden.

Nach van Dam et al. (1994) ist *Aulacoseira subarctica* acidophil, wobei ihre Hauptverbreitung im pH-Bereich kaum unterhalb 7 liegt (Bigler et al. 2000, Dixit et al. 2002). Durch diese Klassifikation wird bei entsprechend stärkerem Vorkommen von *A. subarctica* die mittels pH-Modell errechnete pH-Entwicklung deutlich beeinflusst. So wurden für Ende der 30er Jahre und Beginn der 40er Jahre aufgrund der massiven Entwicklung von *A. subarctica* pH-Werte um 7 ermittelt. Es ist aber auszuschließen, dass der Tiefer See tatsächlich seinen alkalischen Charakter zu dieser Zeit verloren hatte. Die Verbreitung von *A. subarctica* wurde nicht durch einen sinkenden pH-Wert hervorgerufen.

Ab Mitte der 20er Jahre des 20. Jh. konnten erhöhte Mangan- und Aluminiumkonzentrationen festgestellt werden, was auf erosiven Eintrag hindeutet (Abb. 11). Möglicherweise ist der eventuell durch Rodungen begründete Rückgang des Baumbestandes seit Ende des 19. Jh. Ursache dafür. Gleichzeitig stiegen der organische Kohlenstoff, Stickstoff und Gesamtphosphor im Sediment allmählich an.

Mitte der 30er Jahre wurde auf dem Gelände des Primerwaldes südlich des Tiefen Sees eine Heeresmunitionsanstalt (Muna) der Deutschen Wehrmacht errichtet (Gust & Ullerich 1998). Damit wurde die touristische Nutzung desselben unterbunden. Zum Bau wurde südöstlich des Tiefen Sees in großen Mengen Kies abgebaut. Diese Abbauarbeiten, verbunden mit regem Fahrbetrieb, könnten einen Einfluss auf den See gehabt haben, zumal ein starkes Gefälle in Richtung See vorhanden ist. Ein wahrscheinlich dadurch verursachter kurzzeitiger Anstieg der Aluminiumkonzentration zeigt, dass eine Beeinflussung durch Erosion erfolgt sein kann. Die Entwicklung der mit Hilfe der Transferfunktionen errechneten Trophie zeigt steigende trophische Verhältnisse im Tieferen See mit Beginn der 30er Jahre bis ca. 1937/38 an (Abb. 15). Die Anteile von *Stephanodiscus minutulus* verringerten sich ab Mitte der 30er Jahre bis ca. 1940 zugunsten von *Aulacoseira subarctica*. Dieses erneute deutliche Auftreten von *A. subarctica* ist wahrscheinlich kein Temperatureffekt. Es ist denkbar, dass *A. subarctica* zunächst infolge verringerten Lichtangebotes (Erosion, zunehmende Planktonentwicklung) gefördert wurde. Anschließend könnte sie durch das verringerte Phosphorangebot weiter gegenüber *St. minutulus* begünstigt gewesen sein.

Mit Kriegsbeginn wurden zunehmend Zwangsarbeiter, Kriegsgefangene und Häftlinge in der Muna beschäftigt (Gust & Ullerich 1998). Die Unterbringung dieser mehrerer tausend Gefangenen erfolgte in der Nähe des Sees, der auch als Waschgelegenheit genutzt wurde. Dadurch erfuhr der Tiefer See einen erneuten Eutrophierungsschub, der sich besonders ab Beginn der 40er Jahre bemerkbar machte: die Anteile von *St. minutulus* erhöhten sich kurzzeitig mit bedeutenden relativen Anteilen; die mittels Transferfunktion ermittelte TP-Konzentration stieg deutlich an. Die Gesamtphosphorgehalte im Sediment nahmen ebenfalls zu. Weiterhin wurde Anfang der 40er Jahre die höchste Mangankonzentration im Sediment festgestellt. Nach Selig et al. (2002) handelt es sich um Kalzium-Mangan-Mineraie. Danach wird bei beginnender Eutrophierung und vermuteter Sauerstofffreiheit über dem Sediment Mangan reduziert und in Form von  $Mn^{2+}$ -Ionen freigesetzt, die nach erfolgtem

Sauerstoffeintrag durch die Herbstzirkulation in diesem kalkreichen See als Ca-Mn-Mineralen ausfallen. Dies könnte zur erhöhten Sedimentationsrate beigetragen haben.

Nach Kriegsende wurde die Muna demontiert, Sprengstoffe geborgen und vernichtet (Gust & Ullerich 1998). Letzteres erfolgte auf einer sogenannten „Sprengkoppel“ ca. 1 km östlich des Sees, was aber offenbar keinen nachweisbaren Einfluss auf die Seeentwicklung hatte.

Bemerkenswert ist das massive Vorkommen von *Achnanthydium catenatum* bei einer Sedimenttiefe von 16 cm (ca. 1951). Sie kam im gesamten untersuchten Kern nur noch vereinzelt bei Sedimenttiefen von 24 (ca. 1937) und 12 (ca. 1964) cm vor. Sie gilt als meso- bis eutraphent (Hofmann 1994, Lange-Bertalot 1996) und alkalibiont (Hofmann 1994, Ramstack et al. 2003). Über ihr Vorkommen ist recht wenig bekannt. So wurde sie bisher in zwei böhmischen Stauseen (Krammer & Lange-Bertalot 1991b), in Baggerseen des Südhessischen Raumes in beachtlichen Populationen (Hofmann 1994) sowie in einem See in Kenia ebenfalls dominierend gefunden (Kotut et al. 1998). Straub (2002) berichtet von einer Massenblüte von *A. catenatum* im Lac de Neuchâtel (Schweiz) im Herbst 2001. Ungewöhnlich ist ihre Fähigkeit zur planktischen Lebensweise (Krammer & Lange-Bertalot 1991b), da ihre Form eher eine Aufwuchsdiatomee vermuten lässt. Es wäre auch eine tychoplanktische Lebensweise denkbar, da die Funde von Hofmann (1994) dem Benthos entstammen. Im Tiefen See wurden parallel zu ihrem Vorkommen teilweise erhöhte Aluminiumkonzentrationen festgestellt. *A. catenatum* scheint demnach eventuell durch Erosion bzw. Eintrag von Sand oder Kies begünstigt zu werden, möglicherweise aufgrund der denkbaren tychoplanktischen Lebensweise (ähnlich: *Fragilaria construens* var. *venter*). Dies könnte auch ihr Vorkommen in Baggerseen erklären.

Um 1950 verringerte sich die Sedimentationsrate von  $1,2 \pm 0,3$  cm/Jahr auf  $0,3 \pm 0,03$  cm/Jahr deutlich. Gleichzeitig ist anhand der Entwicklung der rekonstruierten Gesamtphosphorkonzentration zu erkennen, dass die Trophie bis ca. 1970 merklich zurückging. *Stephanodiscus minutulus* und *Aulacoseira subarctica* sanken in ihren Anteilen, waren aber weiterhin präsent. Der organische und anorganische Kohlenstoffgehalt sowie die Stickstoff- und Phosphorkonzentration des Sedimentes gingen ebenfalls zurück. Diese Entwicklung lässt sich mit der Stationierung sowjetischer Streitkräfte auf dem ehemaligen Gelände der Muna und des gesamten Primerwaldes erklären (Gust & Ullerich 1998), welche eine gewisse Abschirmung des direkt angrenzenden Tiefen Sees bewirkte und ihm offenbar die Möglichkeit zur Erholung bot.

Bei einer Sedimenttiefe von 10 cm, um ca. 1970, wurde die höchste Aluminiumkonzentration im gesamten Sedimentkern sowie eine erhöhte Eisenkonzentration nachgewiesen. Es handelt sich dabei um einen kurzzeitigen Anstieg, der ein einmaliges, nicht lange andauerndes Ereignis vermuten lässt. Anschließend wurde auch eine hohe Mangankonzentration ermittelt und stiegen die Gehalte an organischem und anorganischem Kohlenstoff sowie Stickstoff und Phosphor kontinuierlich an. Begründen lässt sich diese Entwicklung mit einem Ende der 70er Jahre stattgefundenen Dammbau (Michel 2003, mündlich; Neuwirt 2003, mündlich). Dieser Damm isolierte ein südöstlich gelegenes, ca. 250 m vom Tiefen See entferntes Kleingewässer. Nachdem es als Panzerdurchfahrt genutzt wurde, ist es Mitte der 70er Jahre als Karpfenteich umfunktioniert und mittels Damm zum See gesichert worden. Als Ende der 70er Jahre der Damm brach, gelangten wahrscheinlich Schlamm und Nährstoffe in den See und bewirkten den Anstieg der Aluminium- und Eisenkonzentration als auch eine Eutrophierung des Sees. In der Abbildung 9 ist das  $^{210}\text{Pb}$ - und  $^{137}\text{Cs}$ -Alter der oberen Sedimentproben abgebildet. Die Datierung der Sedimentprobe bei 10 cm zeigt eine deutliche Abweichung von der ermittelten Regressionsgeraden in Richtung jüngeren  $^{210}\text{Pb}$ -Alters (ca. 1980). Es könnte demnach durchaus sein,

dass diese Probe dem Ende der 70er Jahre zuzuordnen ist, und nicht gemäß des errechneten Altersmodell ca. 1970. Im Vergleich mit der Eutrophierungsphase zu Beginn der 40er Jahre wurde hier keine erhöhte Sedimentationsrate festgestellt. Da im Sediment wesentlich geringere Kalkgehalte als Anfang der 40er Jahre nachgewiesen wurden, ist eine vermutlich geringere Kalkfällungsrate, Ursache für eine niedrigere Sedimentation.

Ab einer Sedimenttiefe von 10 cm zeigten auch die Diatomeenassoziationen deutliche Veränderungen (Abb. 12). *Aulacoseira subarctica* erlangte bei 10 cm ein letztes Maximum (37 %) bis sie in Richtung Sedimentoberfläche bis auf wenige Prozentanteile abnahm. Ihre Entwicklung steht wahrscheinlich im Zusammenhang mit dem Dambruch. Er könnte eine Eintrübung des Gewässers zur Folge gehabt haben, welche dann mit der noch moderaten Trophielage zur Entfaltung von *A. subarctica* führte. Dies wäre aber nur möglich, wenn der Dambruch im zeitigen Frühjahr bzw. Spätwinter oder Herbst, also in der Hauptentwicklungsphase, erfolgt wäre. *Stephanodiscus minutulus* trat erst anschließend, nachdem offenbar die Trophie wieder zugenommen hatte (s. o.), vermehrt in Erscheinung. Zusätzlich traten *Cyclotella ocellata* und *C. karmmeri* vermehrt auf, besonders in den obersten Sedimentschichten. Ab den 90er Jahren kam auch wieder *C. comensis* Morphotyp *pseudocomensis* geringfügig vor. Dies deutet auf eine leichte Verringerung der Trophie in den letzten Jahren gegenüber den 80er Jahren hin. So wurde mittels Transferfunktion in der obersten Sedimentschicht (entspricht dem Jahr der Probenahme: 2001) eine Gesamtphosphorkonzentration im Freiwasser von ca. 40 µg/l ermittelt. Nach Selig et al. (2001) lagen die tatsächlich gemessenen Konzentrationen 1999 bei 21-65 µg/l (n=9) und im Jahr 2000 bei 33-97 µg/l (n=10). Damit hat sich der Tiefe See in seiner rund 14.000-jährigen Geschichte zu einem aktuell mäßig eutrophen Gewässer entwickelt.

Im 20. Jahrhundert war die Entwicklung des Tiefen Sees starken Veränderungen ausgesetzt, was sich besonders in den Diatomeengesellschaften bemerkbar machte. Zunehmende landwirtschaftliche Aktivitäten verbunden mit umfangreichen Drainagen sowie eine verstärkte touristische Nutzung führten zum allmählichen Anstieg der Trophie vom oligo- über meso- bis hin zum eutrophen Niveau ab den 30er Jahren. Der Bau einer Heeresmunitionsanstalt und die verstärkte Beeinflussung des Sees infolge der Unterbringung von Gefangenen während des Zweiten Weltkrieges führten zu einer weiteren Trophieerhöhung. Nach dem Krieg bewirkte die Stationierung sowjetischer Streitkräfte in Seenähe eine deutliche Isolation und damit verbundene Erholung des Sees. Ab Ende der 70er Jahre führten ein Dambruch und zunehmende diffuse Einträge als Folge der Intensivierung der Landwirtschaft zur erneuten Erhöhung der Trophie. Ab den 80er Jahren lassen sich hinsichtlich der vorkommenden Diatomeenassoziationen Verbesserungen der Trophiesituation vermuten.

### 5.1.2 Saisonale Entwicklung

Die Bildung von jährlich geschichteten Sedimenten setzt voraus, dass störende Einflüsse, wie z. B. Wasserbewegung, Gasbildung und Bioturbation, auf die anwachsende Sedimentoberfläche unterbleiben (O'Sullivan 1983). Sie sind deshalb oft in tiefen Seen mit flachem Grund, in welchen zumindest z. T. Meromixis und periodisch anoxische Verhältnisse über der Sedimentoberfläche vorherrschen, anzutreffen (O'Sullivan 1983). Im Sediment des Tiefen Sees wurden nur in wenigen Bereichen Schichtungen gefunden. Diese waren vorrangig biologischen Ursprungs, also z. B. durch die Dominanz von Diatomeen bzw. Chrysophyceencysten geprägt, oder mit markanten Kalzitlagen ausgestattet. Die

jährliche Zuordnung der Schichtung erfolgte anhand dieser hervorstechenden Bildungen, z. T. mit der Schwierigkeit behaftet sie von innerjährlichen Schichtungen zu unterscheiden. In den Sedimentabschnitten von 618-577 cm und von 542-531 cm wurden Jahresschichten, die durch sichtbare Lagen von Diatomeen bzw. Chrysophyceencysten gebildet wurden, nachgewiesen. Der erste Sedimentabschnitt entstammt dem frühen Subboreal und folgt einer frühen neolithischen Siedlungsphase, die sich erstmals kurzzeitig auf die Trophieentwicklung des Sees ausgewirkt hatte (siehe Abschnitt 5.1.1.2). Der Abschnitt selbst war aber durch oligo- bis mesotrophe Verhältnisse gekennzeichnet. Die in den Dünnschliffen vorrangig gefundenen Diatomeentaxa wie *Cyclotella cyclopuncta*, *Stephanodiscus alpinus/medius* und *Cyclotella radiosa* wurden auch bei der Durchsicht der Sedimentproben des betreffenden Abschnittes nachgewiesen (siehe Abschnitt 5.1.1.2). Der zweite biogene Dünnschliff (542-531 cm) entstammt dem mittleren Subboreal, zu Beginn einer bronzezeitlichen Siedlungsphase bei zunehmenden trophischen Verhältnissen im Tiefen See. Neben den oben aufgeführten Taxa wurde *Stephanodiscus minutulus* im Dünnschliff, wie auch bei der Analyse der Sedimentproben, vorgefunden. Hier erhöhte sich die Trophie dauerhaft, obwohl sie weiter auf oligo- bis mesotrophem Niveau verharrte (Abb. 15). Die nachgewiesenen Jahresschichtungen können als Zeichen für eine verstärkte Phytoplanktonproduktion (Diatomeen, Chrysophyceen) gewertet werden, deren Ausmaß nun erstmals in Form von Lagen sichtbar wurde. Außerdem muss bereits die Bioturbation durch verringertes Sauerstoffangebot über der Sedimentoberfläche zumindest teilweise reduziert gewesen sein.

Die dem Sedimentbereich von 348-307 cm entstammenden Dünnschliffe zeichneten sich durch markante Kalzitlagen aus. Der unterste untersuchte Dünnschliff dieser Sequenz (348-337 cm) ließ innerhalb einer Jahresschichtung eine Herbst/Winter-Lage und eine Frühjahr/Herbst-Lage erkennen. Letztere umfasste einen Mix aus Chrysophyceencysten, *Cyclotella radiosa/comensis/cyclopuncta*, großschaligen *Fragilaria*-Arten sowie Kalzit. Die Herbst/Winter-Lage bestand aus litoralen Diatomeen, *Cyclotella radiosa*, Chrysophyceencysten, Detritus und Pyrit. Die Mengen an Kalzit und Pyrit waren gering. Die Assimilation in der euphotischen Zone führt zur Übersättigung und Ausfällung von Kalzit (Koschel et al. 1987). Eine entsprechende Erhöhung derselben verursacht demnach bei ausreichendem Kalziumangebot eine verstärkte Kalzitfällung und ist ein Zeichen für zunehmende Eutrophierung im Gewässer. Dabei ist zu beachten, dass die Fällung selber die Eliminierung von Nährstoffen bewirkt und somit der Eutrophierung entgegenwirkt (Koschel et al. 1987, Pan & Brugam 1997). Die Kalzitfällung kann also eine wesentliche Rolle bei der Aufrechterhaltung eines niedrigen Trophieniveaus in Hartwasserseen spielen (Pan & Brugam 1997). Möglicherweise liegt darin die nur geringe Zunahme der Trophie während der nachgewiesenen Kalzitfällungsphasen im Verlauf der Entwicklung des Tiefen Sees begründet. Koschel et al. (1987) fanden eine besonders hohe Kalkfällung in meso- bis leicht eutrophen Seen und kamen u. a. zu dem Ergebnis, dass die durch Kalzitfällung verursachte Abmilderung der Eutrophierung am wirksamsten in mesotrophen Seen verläuft.

Auch die Pyritbildung ist die Folge zunehmender Trophie. Anoxische Verhältnisse infolge erhöhter Primärproduktion ermöglichen bei Anwesenheit von Sulfat die Bildung von Sulfid, welches mit reduziertem Eisen zu Pyrit reagiert (Olsson et al. 1997). Pyrit ist somit auch ein Marker für anoxische Verhältnisse (Findlay et al. 1998, Kling 1998).

In den folgenden Dünnschliffen nahmen der Anteil der Schalen von *Stephanodiscus minutulus* sowie die Mengen an Kalzit und Pyrit sichtbar zu. Der Beginn der Dünnschliffsequenz (bei ca. 350 cm) ist zeitlich der ausgehenden Eisenzeit zuzuordnen, bei der es sich ebenfalls um eine Phase zunehmender Trophie

handelte (siehe Abschnitt 5.1.1.2). In dieser Tiefe wurde auch die Bildung von Vivianit nachgewiesen (Selig et al. 2002). Olsson et al. (1997) beobachteten das Vorkommen von Vivianit im Sediment zeitlich vor dem Auftreten von Pyrit. Demnach würde die ebenfalls unter anaeroben Bedingungen ablaufende Vivianitbildung noch bevor ausreichend Sulfat im Gewässer vorhanden ist (vorindustrielle Phase), einsetzen. Die von Olsson et al. (1997) bezeichnete nicht sulfidische, vorindustrielle Phase sowie die sulfidische Phase scheinen im Tiefen See sehr dicht hintereinander gefolgt zu sein.

In den ausgewerteten Dünnschliffen war recht gut zu beobachten, wie sich Dominanzwechsel der Diatomeen beispielsweise bei Trophieerhöhung vollziehen. So scheint es häufig vorzukommen, dass neu hinzukommende Arten plötzlich mit Massenentwicklungen auftreten, anschließend aber auch wieder verschwinden, bis sie sich gänzlich durchsetzen können (z. B. bei *Stephanodiscus minutulus* beobachtet).

Im Abschnitt 4.1.1 wurden die aufgrund der Datierungen ermittelten Sedimentationsraten angegeben. Daraus geht hervor, dass im Kernbereich von 633,5 bis 216 cm die Sedimentationsrate durchschnittlich 1,01 mm/Jahr betrug. Die Durchsicht der Dünnschliffe ergab erwartungsgemäß ein differenzierteres Bild (Abb. 16). Die Mittelwerte der Jahresschichtungen eines Dünnschliffs waren innerhalb der untersuchten Sequenzen 0,44-2,04 mm breit. Durchschnittlich betrug der Umfang einer im Dünnschliff ermittelten Jahresschichtung 0,99 mm/a, kommt also dem für den gesamten Kernbereich ermittelten Wert recht nahe. Aufgrund dessen, dass insgesamt nur eine begrenzte Zahl an Jahresschichtungen vermessen und ausgewertet werden konnten, war es nicht möglich, eine signifikante Zunahme der Sedimentationsrate zu zeigen. Dies konnte nur tendenziell dargestellt werden (Abb. 16).

Die Bildung von Jahresschichtungen im Sediment des Tiefen Sees zeigt anhand von Algenblüten, Kalzitfällung und Pyritbildung zunehmende Trophieverhältnisse in den untersuchten Sedimentsequenzen an. Die Sedimentationsraten scheinen in den untersuchten Sedimentabschnitten tendenziell zuzunehmen. Über die saisonale Entwicklung des Tiefen Sees konnten aufgrund der zu geringen Zahl auswertbarer Jahresschichtungen kaum Aussagen getroffen werden.

## 5.2 Schulzensee

### 5.2.1 Entwicklung des Schulzensees

#### 5.2.1.1 Hochglazial bis frühes Holozän

Das Gebiet um den heutigen Schulzensee wurde vom Frankfurter Vorstoß des Weichsel-Glazials letztmalig überprägt und landschaftlich geformt. Beim Rückzug des Eisfeldes vor ca. 20000 Jahren entstanden großflächige Schmelzwasserseen, deren Abfluss teilweise von Rest- und Toteis sowie von fluvial noch nicht zerschnittenen Endmoränen behindert wurde (Kaiser 1996). Aufgrund der recht regelmäßigen Form des Seebeckens, ist eine Entstehung aus einer Austauhohlform einer Toteisplombe sehr wahrscheinlich. Das Toteis könnte teilweise oder ganz von aus Schmelzwässern sedimentierten glazilimnischen Sanden bedeckt worden sein. Zusätzlich ist eine jüngere Ablagerung glazilimnischen Materials nach Rückzug der Pommerschen Eisrandlage im Gebiet des heutigen Schulzensees möglich (siehe Abschnitt 2.3).

Wann das Auftauen des Toteises begann, ist aufgrund der in diesem Abschnitt fehlenden Pollenanalyse nicht genau festlegbar. Es lässt sich dennoch auf ein engeres Zeitintervall eingrenzen. So begann der Tauprozess deutlich vor dem Ausbruch des Laacher See-Vulkans (ca. 12900 cal. BP, Schmincke et al. 1999), welcher das ausgehende Alleröd charakterisiert (Abschnitt 2.6.2) und dessen Tephra bei 1403 cm im Sedimentkern des Schulzensees nachgewiesen wurde. Nach Kaiser (2001) ist das beschleunigte Toteis-Tieftauen im Gebiet Mecklenburg-Vorpommerns im Alleröd anzusiedeln. Der Beginn des Alleröds kann bei ca. 1500 cm Sedimenttiefe angenommen werden. Dies ist anhand eines markanten Dominanzwechsels der Chironomidenfauna zu erkennen (Mosch & Scharf 2002). So dokumentieren beispielsweise das erstmalige Auftreten von *Ablabesmyia* und der sichtbare Rückgang von *Corynocera ambigua* eine deutliche Erwärmung (Brooks 2000, Walker & Mathewes 1987). Weiterhin setzte bei ca. 1500 cm eine sichere Diatomeenbesiedlung ein (Abb. 21), vermutlich aufgrund deutlich verbesserter Klimabedingungen.

Der dem vermuteten Allerödbeginn vorgelagerte Sedimentschnitt (von 1644 bis ca. 1500 cm), an der Basis des untersuchten Kernes, dürfte der **Älteren Dryas** (ab ca. 12300 cal. BC) zuzuordnen sein. In dieser Kaltphase wurden vor allem kalt-stenotherme und oxybionte Chironomiden, jedoch nur in geringer Individuenzahl, vorgefunden (Mosch & Scharf 2002). Die vorliegenden sandigen (Organo)-Silikatmudden enthielten, häufig in Schichten konzentriert, Kohlepartikel. Der Wechsel von verschiedenen feinen Mudden und kohlehaltigen Lagen, die verhältnismäßig hohe Sedimentationsrate sowie nur vereinzelte Funde z. T. gebrochener Diatomeenschalen weisen auf fluviale Prozesse hin, möglicherweise auch auf Umlagerungen.

Die geringe Zahl vorgefundener Diatomeen könnte durch Auflösungsprozesse verursacht worden sein. Diese werden mit steigendem pH sowie zunehmende Temperatur und Wassertiefe gefördert (Flower 1993). Weiterhin spielen Fraß und der mikrobielle Abbau eine wesentliche Rolle bei der Auflösung (Alefs 1997). Die möglicherweise während der Älteren Dryas im Schulzensee stattgefundenen Auflösungserscheinungen an Diatomeenschalen könnten auch im Zusammenhang mit der Anwesenheit von Metallkarbonaten (z. B. Natrium-, Magnesium- und Kalziumkarbonat) stehen, welche nach Hydrolyse die Silizium-Sauerstoff-Bindungen angreifen. Die eher niedrig erscheinenden nachgewiesenen Kalkgehalte von 1,1 bis 4,6 % TM in den Sedimenten der Älteren Dryas könnten infolge eines möglicherweise erhöhten Materialeintrags (Tau- und Umlagerungsprozesse) verdünnt worden sein (Schwalb et al. 1998). Ein längerer Kontakt der Schalen mit dieser Suspension könnte den Auflösungsprozess beschleunigt haben. Vielleicht wurden sie länger in Lösung gehalten oder es wurden bereits abgelagerte Schalen ihr wiederholt ausgesetzt. Letztlich bleibt aber spekulativ, welche Ursache ein möglicherweise stattgefundenener und von vielen Faktoren abhängiger Auflösungsprozess in diesem Fall hatte.

Der beginnende Tauprozess ermöglichte eine erste telmatische und eventuell auch limnische Sedimentation. Die am Ende der Älteren Dryas nachgewiesenen Characeen-Oosporen (Mosch & Scharf 2002) lassen bereits ein flaches Gewässer vermuten. Dennoch hat das finale Tieftauen sehr wahrscheinlich erst im Alleröd im Zuge der weiteren Erwärmung stattgefunden.

Im **Alleröd** (ab ca. 11900 cal. BC) ermöglichten ansteigende Grundwasserspiegel (Jahnke 1996) sowie das vermutete, beschleunigte Auftauen des Toteises eine erste, deutliche Besiedlung des Schulzensees mit Diatomeen. Die vor allem nachgewiesenen tychoplanktischen und periphytischen Diatomeen deuten auf einen niedrigen Wasserstand hin. Sehr wahrscheinlich ist auch die Begünstigung litoraler Lebensgemeinschaften infolge langanhaltender Eisbedeckung (Smol 1983, Lotter & Bigler 2000). In der

ersten Hälfte des Alleröds, trat die benthisch (Bunting et al. 1997) bzw. epipelisch und epilithisch lebende (Voigt 1996) *Mastogloia smithii* var. *lacustris* sehr deutlich in Erscheinung. Nach Denys (1991) ist sie epontisch, siedelt demnach unter der Eisoberfläche. Gleichzeitig war die teilweise als tychoplanktisch geltende *Fragilaria leptostauron* var. *leptostauron* (Denys 1991, Voigt 1996) sehr häufig anzutreffen. Sie gilt als aerophil und epipsammisch (Wolf 1982, Campeau et al. 1999). Im mittleren Alleröd kam die epilithisch und epipelisch lebende *Denticula kuetzingii* var. *kuetzingii* kurzzeitig vor (Hofmann 1994, Campeau et al. 1999). Daraus lässt sich ableiten, dass während der ersten Hälfte des Alleröds vermutlich ein flaches Gewässer mit wahrscheinlich saisonal langanhaltender Eisbedeckung vorhanden war, dessen sandiger Gewässerboden und flache Uferregionen vornehmlich besiedelt wurden. Denkbar ist auch eine teilweise Diatomeenbesiedlung auf noch nicht aufgetautem Toteis. Außerdem waren diese Lebensräume offenbar gut durchlüftet. Die in den Diatomeenproben häufig festgestellten Sandkörner und gebrochene Diatomenschalen, lassen einen wiederholte Sandeintrag vermuten, welcher zumindest zeitweise die Diatomeenbesiedlung beeinflusste und im Zusammenhang mit dem Tauprozess stehen dürfte. Auch Homann et al. (2002) wiesen bei Untersuchungen an mecklenburgischen Seen noch Rutschungen während des Alleröds nach.

In der zweiten Hälfte des Alleröds traten zunächst tychoplanktische *Fragilaria*-Arten, wie z. B. *F. pinnata* var. *pinnata*, *F. construens* var. *construens* und var. *venter* vermehrt auf. Möglicherweise war der Wasserstand in dieser Phase schon etwas gestiegen, da die vormals erwähnten Besiedler des Gewässerbodens nahezu oder völlig verschwanden. Ein Indiz dafür ist auch das Auftreten der planktischen *Cyclotella distinguenda* var. *distinguenda* besonders im mittleren Alleröd (max. 35,4 % rel. Anteil), welche von Hustedt (1948) als spätglaziale Leitform bezeichnet wurde. Ab einer Sedimenttiefe von 1404 cm stiegen die relativen Anteile von *F. construens* var. *construens* und var. *venter* sowie *Geissleria schoenfeldii*. Dies könnte in Zusammenhang mit einem Erosionsereignis stehen, da zuvor große Mengen Sand mit nur einzelnen Diatomeen nachgewiesen wurden. Die rasche und massive Entwicklung von *F. construens* nach so einer Beeinflussung des Lebensraumes wäre nicht verwunderlich (Abschnitt 5.1.1). Michelutti et al. (2001) fanden sie ebenfalls nach Erosionsereignissen vor. Die ebenfalls vorkommende *G. schoenfeldii* lebt benthisch, also auf dem Gewässerboden (Wolf 1982, Denys 1991) und zwar vorwiegend epilithisch (Hofmann 1994). Offenbar ist auch sie zur schnellen Wiederbesiedlung benthischer Lebensräume in der Lage. Für die bei einer Sedimenttiefe von 1403 cm folgende Laacher See Tephra von vor ca. 12900 cal. Jahren BP (Schmincke et al. 1999) gibt es in Moor- und Seeablagerungen zahlreiche Nachweise aus dem nordostdeutschen Raum (Teuerkauf 2003), z. B. von Kloss (1980), Casper & Scheffler (1990), Krey & Kloss (1990) und Homann et al. (2002). Nach Teuerkauf (2003) gibt es keine Hinweise auf Veränderungen der terrestrischen Vegetation infolge des Ausbruchs des Laacher See-Vulkans, wohl aber von Taxa, welche See- und Flussufer besiedeln. Diese könnten sich nach Starkregenereignissen rasch auf entstandenen Pionierflächen ausbreiten (Teuerkauf 2003). Die der Laacher See Tephra folgende Diatomeenprobe bei 1396 cm wies hohe relative Anteile von *F. construens* var. *construens* (67 %), *Geissleria schoenfeldii* (14,2 %), *F. pinnata* var. *pinnata* (7,3 %) und *F. construens* var. *venter* (6,2 %) auf, ist jedoch wahrscheinlich einige Jahrzehnte jünger, so dass keine ursächliche Beziehung zum Laacher See Ausbruch angenommen werden kann.

Am Ende des Alleröds deuten erhöhte relative Anteile von *Fragilaria construens* var. *construens* und *F. pinnata* var. *pinnata* sowie deutlich ansteigende Eisen- und Aluminiumkonzentrationen im Sediment auf Veränderungen im Einzugsgebiet des Schulzensees hin. Die auf bis zu 48,3 mg/g TM zunehmende Eisenkonzentration (Mittelwert: 8,9 mg/g TM) lässt einen Grundwassereinstrom vermuten. Dies hatte

offensichtlich keinen Einfluss auf den Wasserstand des Schulzensees. Der Anteil der planktischen Diatomeen, deren Zunahme häufig in Verbindung mit einer Seespiegelerhöhung gebracht wird, blieb unverändert gering. Die Phosphorkonzentration im Sediment stieg nur sehr mäßig am Ende des Alleröds an, ein Anzeichen dafür, dass eine stärkere Fällung von Eisenphosphaten infolge des Grundwassereinstromes, wie beispielsweise für den Tiefen See am Ende des Präboreals nachgewiesen, nicht erfolgte.

Die mittels Diatomeen-Phosphor-Transferfunktion (Schönfelder 1997, Schönfelder et al. 2002) berechneten TP-Konzentrationen ergaben für das Alleröd bis in den eutrophen Bereich ansteigende Trophieverhältnisse. Characeenoosporen, welche bereits vor dem wahrscheinlichen Beginn des Alleröds bis zum mittleren Alleröd nachgewiesen wurden (Mosch & Scharf 2002), verschwanden am Ende des Alleröds, vermutlich aufgrund der Trophieerhöhung. Diese liegt offensichtlich im Auftauprozess begründet, der häufig zu einer Zunahme der Produktivität infolge des vermehrten Stoffeintrags führt (Birks et al. 2000, Cremer et al. 2001).

Die von Mosch & Scharf (2002) untersuchte Chironomidenfauna war während des Alleröds vor allem an kalte, oligotrophe Verhältnisse angepasst und bevorzugte teilweise sandige Substrate. Während seiner gesamten Entwicklung war der Schulzensee alkalisch.

Nachdem vermutlich im frühen Alleröd das Toteis zu tauen begann, entwickelte sich ein flaches, alkalisches Gewässer mit hohem Litoralanteil im heutigen Seebecken des Schulzensees. Die Lebensgemeinschaften wurden durch mehrfachen Eintrag von Sand in ihrer Entwicklung beeinflusst. Der mit dem finalen Tieftauen des Toteises verbundene Stoffeintrag führte zu eutrophen Verhältnissen am Ende des Alleröds.

Die verstärkte Anwesenheit von Nichtbaumpollen wie von *Juniperus*, *Artemisia*, *Empetrum* und Poaceae sowie der Rückgang des Baumbestandes (*Betula*, *Pinus*) (Abb. 18) markierte pollenanalytisch die **Jüngere Dryas** (ab ca. 11000 cal. BC). Die Vorkommen von Cyperaceae, Polypodiaceae, *Sphagnum*, *Bidens* und *Typha* deuten sumpfige sowie feuchte Verhältnisse an. Die außerdem nachgewiesenen Pollen von *Corylus*, *Fagus*, *Quercus* und *Alnus* dürften in früherer Zeit in das Gebiet transportiert worden sein (siehe Abschnitt 5.1.1.1). Während der Jüngeren Dryas wurden diese Pollen dann in das Seebecken verfrachtet. Im Gegensatz zum Tiefen See, wo große Mengen Feinsand in das Seebecken eingetragen wurden und die Diatomeenentwicklung nahezu zum Erliegen kam, war am Schulzensee die Beeinträchtigung infolge eines möglichen äolischen oder fluvialen Eintrags offenbar nicht so stark. Die Sedimente der Jüngeren Dryas stellen Kalkmudden dar. Ein eventueller Anteil von Feinsand war optisch nicht festzustellen, zeigte sich aber teilweise bei der mikroskopischen Durchmusterung der Proben (z. B. Diatomeen-Probe bei 1340 cm). Die besonders zu Beginn der Jüngeren Dryas stark erhöhte Aluminiumkonzentration sowie der gestiegene Mineralanteil (Fischer 2001) könnten der Beweis für einen erosiven Eintrag sein (Garrison & Wakeman 2000). Der anorganische Kohlenstoffgehalt war stark erhöht. Die geringe organische Kohlenstoff- sowie Phosphorkonzentration dokumentieren eine niedrige Produktivität. Im gesamten Bereich wurden Diatomeen und Chironomiden (Mosch & Scharf 2002) in durchschnittlicher oder erhöhter Besiedlungsdichte vorgefunden. Die nach Schönfelder (1997) und Schönfelder et al. (2002) rekonstruierten TP-Konzentrationen sanken während der Jüngeren Dryas und erlangten am Ende mesotrophes Niveau.

Unmittelbar zu Beginn der Jüngeren Dryas wurde parallel zur Erhöhung der Aluminiumkonzentration *Stephanodiscus minutulus* mit erhöhten relativen Anteilen nachgewiesen. Diese im Plankton lebende Kieselalge ist in eutrophen Gewässern verbreitet (Lange-Bertalot 1996, Schönfelder 1997) und dürfte ein



Anzeichen für eine Erhöhung der Trophie zu Beginn der Jüngeren Dryas sein, ausgelöst vermutlich durch erosive Ereignisse und daraus resultierendem Stoffeintrag. Das außerdem festgestellte Vorkommen des planktischen *Stephanodiscus hantzschii*, ein Vertreter eu- bis polytropher Gewässer (Denys 1991, van Dam et al. 1994, Wunsam & Schmidt 1995, Lange-Bertalot 1996, Schönfelder 1997), bestätigt die Trophieerhöhung. Im weiteren Verlauf dominierten vor allem tychoplanktische Diatomeen die Entwicklung im Schulzensee, besonders *Fragilaria construens* var. *venter* sowie *F. pinnata* var. *pinnata*. Wie bereits eingehend für den Tiefen See diskutiert (Abschnitt 5.1.1.1), könnte dies in den herrschenden klimatischen Bedingungen und dem Potenzial der Tychoplankter, insbesondere von *F. construens*, diesen zu widerstehen, begründet sein. In der ausgehenden Jüngeren Dryas deutet die zunehmende Dominanz planktischer Diatomeen eine allmähliche Zunahme des Seespiegels an. Die tychoplanktische *Cyclotella ocellata*, welche im Verlauf der Entwicklung des Tiefen Sees vor allem bei ansteigenden und sinkenden, also mäßigem Wasserstand auftrat, zeigt wahrscheinlich durch ihr Erscheinen den Beginn dieser Seespiegelerhöhung an. Während der Jüngeren Dryas entwickelte sich der Schulzensee zu einem flachen, mesotrophen Gewässer, dessen Seespiegel vermutlich am Ende der Jüngeren Dryas anstieg.

Der Beginn des **Präboreals** (ca. 10000 cal. BC) wird palynologisch durch die deutliche Zunahme des Baumbestandes gegenüber dem der Sträucher, Kräuter und Gräser markiert (Abb. 18). Dabei entwickelte sich zunächst die Birke und ab der zweiten Hälfte des Präboreals vor allem die Kiefer sehr massiv. Der Rückgang der zunächst noch verbreiteten Cyperaceae und Poaceae ab der zweiten Hälfte des Präboreals charakterisiert einen Anstieg des Seespiegels (Eriksson et al. 1999). Die erhöhten Eisenkonzentrationen im mittleren Präboreal lassen einen Grundwassereinstrom als Ursache vermuten. Der organische Kohlenstoff- sowie der Phosphorgehalt im Sediment stiegen allmählich, blieben aber auf niedrigem Niveau und dokumentieren somit eine geringe Produktivität des Gewässers. Die Aluminiumkonzentrationen waren äußerst gering, so dass Erosionsprozesse ausgeschlossen werden können. Die mit dem Beginn des Holozäns verbundene Temperaturerhöhung sowie angestiegene Grund- und Oberflächenwasserspiegel führten zur Dominanz planktischer Diatomeen im Schulzensee. Dazu gehörten vor allem die oligo- bis mesotraphente *Cyclotella cyclopuncta* und *C. comensis*, welche in oligotrophen bis mäßig eutrophen Gewässern verbreitet sind (Juggins 2003). Außerdem wurden die oligo- bis mesotraphente *C. distinguenda* var. *distinguenda* sowie die eutraphente *C. radiosa* nachgewiesen (Krammer & Lange-Bertalot 1991a, Denys 1991, van Dam et al. 1994, Juggins 2003). Eine tendenzielle Wasserstandserhöhung ab der zweiten Hälfte des Präboreals wurde anhand der Diatomeenentwicklung nicht deutlich. Eine Erhöhung der Gruppe planktischer Diatomeen im mittleren Präboreal, parallel zur Erhöhung der Eisenkonzentration, könnte jedoch mit einem vorübergehenden Seespiegelanstieg in Zusammenhang stehen. Die Zunahme tychoplanktischer und periphytischer Diatomeen in der zweiten Hälfte des Präboreals ist vermutlich in einer Verringerung des Seespiegels begründet. Nach Kaiser (1996) lagen die Seespiegel im Altholozän auf niedrigem Niveau und speziell der Müritz-Seespiegel war um ca. 5 m tiefer als heute. Für den Krakower See wurden Seespiegelabsenkungen von ca. 10 m während des Präboreals nachgewiesen (Hübener & Dörfler 2004). Die vorgefundenen periphytischen Diatomeen waren vorrangig epipelisch, epilithisch und epipsammisch. Dennoch stieg der Anteil der Epiphyten während des Präboreals allmählich an. Im Präboreal stabilisierten sich die Trophieverhältnisse auf oligo- bis mesotrophen Niveau.

Der Schulzensee entwickelte sich im Präboreal zu einem vom Plankton dominierten, oligo- bis mesotrophen Gewässer, dessen Seespiegel im mittleren Präboreal anstieg und zum Ende wieder sank.

Die stetige und massive Ausbreitung der Hasel, begleitet vom Rückgang der Kiefer, kennzeichnete den Beginn des **Boreals** (ca. 8250 cal. BC) im Gebiet um den Schulzensee. Die Birke nahm anders als im Umfeld des Tiefen Sees in ihren Anteilen während des Boreals zu. Dies stellten auch Kaiser et al. (2001) für das Müritzgebiet fest. Besonders Laubhölzer breiteten sich großflächig aus, Gräser und Kräuter hatten nur noch geringe Bedeutung. Die Zunahme von *Humulus* könnte ein Zeichen für deutlich lichtere Wälder im Umfeld des Schulzensees sein (Dörfler 2001). Dies würde gut mit der sich ausbreitenden Hasel übereinstimmen, da auch sie durch Auflichtung gefördert wird. Erstmals wurden die wärmeliebenden *Hedera* und *Viscum* nachgewiesen.

Deutlich ansteigende Konzentrationen an organischem Kohlenstoff und Stickstoff im Sediment dokumentieren eine zunehmende Produktivität im Schulzensee (Abb. 19). Der anorganische Kohlenstoffgehalt war ebenfalls weiter erhöht. Die Phosphorkonzentration nahm im Vergleich zum Präboreal zu. Der kurzzeitige Anstieg der P-Konzentration im Sediment während des mittleren Boreals dürfte in der Ausfällung von Eisenphosphaten infolge eines zuvor stattgefundenen Grundwasserzustroms begründet sein, sichtbar an der vorab erhöhten Eisenkonzentration. Es könnte sich aber auch um ausgefällte Kalziumphosphate (Apatite) handeln, da in den tieferen Sedimentbereichen große Mengen Kalzium nachgewiesen wurden (Fischer 2001). Die Aluminiumkonzentration war im Boreal im Vergleich zum Präboreal erhöht, zeigte aber keine auffälligen Zunahmen.

Die Diatomeenbesiedlung war dem Vorkommen im Präboreal sehr ähnlich und schloss an die vorherige Entwicklung an. Es dominierten weiterhin vor allem planktische *Cyclotella*-Taxa, welche oligo- bis höchstens mäßig eutrophe Gewässer bevorzugen. Der Anteil der periphytischen und tychoplanktischen Diatomeen war wie während des Präboreals mit durchschnittlich 17,5 % und 13,4 % (außer Probe: 1052 cm) erhöht. Innerhalb der Gruppe der Tychoplankter war erneut *Cyclotella ocellata* darunter, welche auch im Tiefen See zur gleichen Zeit verstärkt auftrat. Schmidt (1993) fand Massenentwicklungen von *C. ocellata* bei geringen Wasserständen während des Atlantikums. Casper & Scheffler (1990) wiesen *C. ocellata* als dominantes Taxon im Alleröd nach und charakterisierten den Lebensraum als kleinen See. Nach Wunsam et al. (1995) ist *C. ocellata* sowohl in flachen als auch in tiefen Gewässern verbreitet und weist auf ihr Vermögen planktisch und periphytisch leben zu können hin. Das sich *C. ocellata* vor allem bei sinkenden, flachen und wieder zunehmenden Wasserständen erfolgreich entwickelt, ist vermutlich in ihrer tychoplanktischen Lebensweise begründet. Sie ist offenbar in der Lage, bei steigenden Wasserständen rasch aus dem Litoral das Pelagial zu besiedeln und den somit erweiterten Lebensraum für sich zu nutzen. Bei sinkenden Wasserständen findet sie möglicherweise im flachen Uferbereich, im Übergangsbereich zwischen Pelagial und Litoral einen Lebensraum, der anderen Planktern zu flach ist und den Periphyten nicht genügend Aufwuchsmöglichkeiten bietet. Die Zunahme von *C. ocellata* im Verlauf des Boreals sowie die stetige Ausbreitung der Birke bis kurz vor Ende des Boreals könnten in Zusammenhang mit einem sinkenden Wasserstand stehen. Voigt (1996) wertet die Ausbreitung der Birke als Zeichen niedriger Wasserstände, da sie trockengefallene Ufersäume und neu entstandene Niedermoore besiedelt. Nach Stoermer (1993) ist die Ausbreitung von *Cyclotella*-Arten vom Pelagial ins Litoral unter oligotrophen Bedingungen auch eine mögliche Reaktion auf Nährstoffverarmung im Pelagial, da im Litoral häufig mehr Nährstoffe vorhanden sind. Dies scheint hier nicht die Erklärung zu sein, denn bei weiter sinkender Trophie im Atlantikum kam *C. ocellata* nicht vor. Offenbar steht die Erhöhung von *C. ocellata* während des Boreals nicht in Zusammenhang mit dem Nährstoffangebot.

Dennoch kann *C. ocellata* nicht ohne Bedenken als Zeiger sinkender Wasserstände bezeichnet werden, da beispielsweise Voigt (1996) für *C. ocellata* keine Tiefenpräferenz vorfand.

Der starke Anstieg des relativen Anteils von vor allem *Fragilaria construens* var. *venter* in der zweiten Hälfte des Boreals folgte einer kurzzeitigen Erhöhung der Eisen- und Phosphorkonzentration im Sediment und könnte durch einen erneuten Grundwassereinstrom verursacht worden sein. Nachdem die Entwicklung von *F. construens* var. *venter* wieder zurück ging, trat erneut kurz in Erscheinung und wurde anschließend von planktischen Vertretern zunehmend abgelöst. Ganz offensichtlich kam es bereits am Ende des Boreals zu einem allmählichen Anstieg des Wasserstandes und dadurch auch zum Rückgang der Birke.

Im Verlauf des Boreals blieb der Wasserstand des Schulzensees weiterhin niedrig, verringerte sich möglicherweise sogar und nahm erst am Ende des Boreals zu. Die Trophie des Gewässers war wie im Präboreal oligo- bis mesotroph.

### 5.2.1.2 Mittleres Holozän bis spätes Subatlantikum

Mit der raschen Ausbreitung von *Alnus* und Anwesenheit von *Pinus* sowie *Quercus*, *Ulmus*, *Tilia* und *Fraxinus* kündigte sich das **Atlantikum** (ab ca. 6900 cal. BC) im Gebiet um den Schulzensee an (Abb. 18). *Corylus* ging allmählich zurück und die wärmeliebenden *Hedera* und *Viscum* breiteten sich weiter aus. Die Wälder waren zunehmend dichter, so dass *Humulus* nur noch vereinzelt auftrat. Wasser- und Sumpfpflanzen traten zwar z. T. verstärkt auf, z. B. *Thelypteris*, *Bidens*, jedoch nicht so deutlich wie am Tiefen See.

Im mittleren Atlantikum war ein deutlicher Rückgang des Baumbestandes, vor allem von *Pinus* und eine beträchtliche Erhöhung der Aluminiumkonzentration (Abb. 19) zu verzeichnen. Es ist nicht sicher, ob erste Rodungsaktivitäten dazu führten. Die Erhöhung von *Pteridium*-Sporen sowie der Pollen von *Corylus* und *Betula* in der zweiten Hälfte des Atlantikums könnten diese möglicherweise ersten menschlichen Auflichtungen der Wälder, welche anschließend zur Entwicklung von *Rumex acetosa/acetosella* sowie der *Chenopodiaceae* führten, bestätigen. Dieser menschliche Einfluss (nach Datierungspunkt bei 945 cm:  $4761 \pm 140$  cal BC) wäre dem späten Mesolithikum zuzuordnen, da nach Benecke (1999) und Erstling et al. (2001) das Neolithikum im Gebiet des heutigen Mecklenburg-Vorpommern erst zu Beginn des 4. Jahrtausends v. u. Z. einsetzte, also rund 1000 Jahre später. Es sind jedoch keine Siedlungsplätze für die Zeit des ausgehenden Mesolithikums am Schulzensee nachgewiesen (Abschnitt 2.6.3). Anders im Müritzgebiet, wo durchaus zahlreiche Fundplätze bereits aus dem Mesolithikum bekannt sind (Kaiser et al. 2001).

Die Zunahme der Wasserspiegel während des Atlantikums im Gebiet Mecklenburg-Vorpommerns (Jahnke 1996, Kaiser 1996) ist anhand der Diatomeenentwicklung markant zu erkennen (Abb. 21). Die Gruppe der planktischen Diatomeen erlangte die höchste Dominanz im Verlauf der Entwicklung des Schulzensees (Abb. 22). Wie auch schon für den Tiefen See nachgewiesen, sind die wenigen vorkommenden Periphyten etwa in gleichen Teilen am Sediment und an Pflanzen gebunden. Die fast ausschließlich dominierende *Cyclotella cyclopuncta* ist in oligo- bis mesotrophen Gewässern verbreitet (Wunsam et al. 1995, Juggins 2003). Die mittels Transferfunktion (Schönfelder 1997, Schönfelder et al. 2002) errechneten TP-Konzentrationen für das Atlantikum bewegen sich im oligotrophen Bereich.

Der Schulzensee erfuhr im Atlantikum eine weitere Füllung des Seebeckens wodurch die Phase der Seebildung nach Kaiser (1996) nun abschloss. Er entwickelte sich zu einem tiefen, alkalischen See und

wies eine äußerst geringe trophische Belastung auf. Ein erster menschlicher Einfluss auf den See ist denkbar, aber nicht eindeutig bewiesen.

Die zunehmend kühleren und trockeneren klimatischen Verhältnisse mit Beginn des **Subboreals** (ca. 3800 cal. BC) führten auf sandigen Böden, wie um den Schulzensee, zur Dominanz der Kiefer im Gebiet (Abb. 18). Das charakteristische Vorkommen von Eichenmischwäldern in Mecklenburg-Vorpommern während des Subboreals (Jahnke 1996), fiel hier geringfügiger aus. *Fagus* und *Carpinus* wanderten ein und breiteten sich weiter aus. Ab einer Sedimenttiefe von ca. 800 cm, zeitlich etwa 2500 cal. BC, traten erste siedlungsanzeigende Pollentypen, wie z. B. von *Plantago lanceolata*, *Rumex acetosa/acetosella*, Chenopodiaceae sowie von *Cerealia* (Getreide) zunehmend auf. Dieser menschliche Einfluss im Gebiet um den Schulzensee ist dem ausgehenden Neolithikum zuzuordnen. Ab der zweiten Hälfte des Subboreals ist eine deutliche Verstärkung menschlicher Aktivitäten zu erkennen. Die genannten siedlungsanzeigenden Pollentypen stiegen weiter an. Neben *Cerealia* wurde auch *Hordeum* nachgewiesen. Diese bronzezeitliche Besiedlung führte auch zu einer gewissen Auflichtung der Wälder. Der Rückgang von *Quercus* und *Alnus* und die gleichzeitige Zunahme von *Humulus*, *Juniperus*, Poaceae und *Pteridium*, welche infolge von Auflichtungen gefördert werden, sind Beweis dafür. Die Zunahme von *Pteridium* könnte weiterhin ein Zeichen für Brandrodungen sein (Dörfler 2001). Die Erhöhung der Aluminiumkonzentration (Abb. 19) im letzten Drittel des Subboreals ließe sich mit einer verstärkten Erosion nach diesen Rodungsaktivitäten erklären.

Die Diatomeenbesiedlung war während des Subboreals dem Vorkommen im Atlantikum sehr ähnlich. Allerdings traten neben der weiter dominierenden *Cyclotella cyclopuncta* andere Planktondiatomeen wie *C. radiosa*, *C. comensis* Morphotyp *pseudocomensis* und Morphotyp *minima*, *Stephanodiscus alpinus* inklusive *St. medius*, *Fragilaria crotonensis* sowie *Asterionella formosa* zunehmend in Erscheinung. Diese Taxa sind bis in den eutrophen Bereich verbreitet und sind zumeist trophietolerant. Periphytische und tychoplanktische Diatomeen entwickelten sich nur geringfügig während des Subboreals. Ein kurzzeitiger Anstieg, besonders der Tychoplankter, wurde bei einer Sedimenttiefe von 670 cm festgestellt. Dieser könnte in Zusammenhang mit Störungen durch Erosionen stehen, welche durch die erwähnten möglichen Rodungen ausgelöst wurden. Andererseits ist in Abbildung 22 erkennbar, dass am Ende des Subboreals der relative Anteil auch der Periphyten insgesamt anstieg. Wahrscheinlich ist dies ein Zeichen für einen sinkenden Wasserstand, wie er für das ausgehende Subboreal für das Gebiet Mecklenburg-Vorpommerns charakteristisch wäre (Jahnke 1996). Der kurzzeitige Anstieg der Tychoplankter könnte somit die beginnende Veränderung des Wasserstandes dokumentieren. Die Ausbreitung von Poaceae, *Typha*, *Bidens*, *Nymphaea* sowie der Cyperaceae und Polypodiaceae am Ende des Subboreals belegen eine Senkung des Wasserspiegels auch am Schulzensee (Eriksson et al. 1999).

Die Rekonstruktion der TP-Konzentrationen mittels Diatomeen-Transferfunktionen (Schönfelder 1997, Schönfelder et al. 2002) ergab ab der Mitte des Subboreals nur eine sehr geringe Erhöhung der Trophie. Die coccale Grünalge *Pediastrum*, welche allgemein als Zeiger erhöhter Trophie gilt (siehe Bemerkungen im Abschnitt 5.1.1.2), wurde in erhöhter Zahl nachgewiesen. Diese Anzeichen geringfügiger Zunahmen der Trophie, könnten mit ersten Siedlungsaktivitäten am Schulzensee in Zusammenhang stehen. Neolithische bzw. bronzezeitliche archäologische Funde sind vom näheren Umfeld des Schulzensees derzeit nicht bekannt (siehe Abschnitt 2.6.3). Dennoch konnten pollenanalytisch Siedlungsaktivitäten nachgewiesen werden.

Während des Subboreals setzten vermutlich erste Siedlungsaktivitäten im Umfeld des Schulzensees ein. Die damit verbundenen Veränderungen (Rodung, Ackerbau) führten aber nur zu einer geringen trophischen Belastung des Sees. Am Ende des Subboreals sank der Seespiegel vermutlich.

Mit Beginn des **Subatlantikums** (ca. 500 cal. BC) nahm der Anteil der Kiefer weiter zu (Abb. 18). Auch Eichenmischwälder waren verbreitet. Die für das Subatlantikum typische Massenausbreitung der Buche verlief im Gebiet weit weniger markant als beispielsweise am Tiefen See. Die Siedlungsaktivitäten in der Nähe des Schulzensees setzten sich fort. Dies belegen die nachgewiesenen Pollen von *Plantago lanceolata*, *Rumex acetosa/acetosella*, Chenopodiaceae und *Artemisia* sowie von *Cerealia*. Der festgestellte Rückgang von *Betula*, *Tilia*, *Fraxinus* und *Fagus* bei einer Sedimenttiefe von ca. 580 cm fällt in die Eisenzeit, aus welcher Siedlungsfunde im Umfeld des Schulzensees bekannt sind (siehe Abschnitt 2.6.3). Offensichtlich wurden zu dieser Zeit Rodungen durchgeführt. Die aufgelichteten Flächen sind in der Folge von Poaceae, *Calluna* und von *Pteridium* besiedelt worden. Der Getreideanbau war gering. Der starke Phosphoranstieg ebenfalls bei ca. 580 cm wurde wahrscheinlich nicht durch erosiven Eintrag verursacht, da keine erhöhten Aluminiumkonzentrationen festgestellt wurden (Abb. 19). Das Phosphor könnte im Wasserkörper in Form von Phosphorverbindungen wie Kalzium- oder Eisenphosphaten gefällt worden sein. Die Eisenkonzentration war allerdings nur geringfügig erhöht. Eine parallele Phosphor-Fraktionierung wurde nicht durchgeführt (Fischer 2001).

Die Diatomeenbesiedlung im ersten Drittel des Subatlantikums schloss an die Entwicklung im Subboreal an, wobei sich die relativen Anteile von *Cyclotella radios*a, *Fragilaria crotonensis*, *Fragilaria ulna angustissima*-Sippen sowie *Asterionella formosa* allmählich gegenüber der dominanten *C. cyclopuncta* erhöhten (Abb. 21). Der kurzzeitige Anstieg tychoplanktischer Diatomeen, besonders von *Fragilaria construens*, könnte in Zusammenhang mit der eisenzeitlichen Nutzung des Sees und seiner Umgebung stehen. Auswirkungen auf die Trophie des Sees waren aber nicht zu verzeichnen.

Die Auswirkungen der Völkerwanderungszeit sind deutlich im Pollendiagramm (Abb. 18) sichtbar: So gingen die siedlungsanzeigenden Pollentypen zurück. Die Zunahmen von *Corylus*, *Betula*, *Alnus*, *Fagus* und *Carpinus* dokumentieren die Verbuschung und Wiederbewaldung bereits genutzter Flächen. Ganz offensichtlich wurde die Besiedlung im Umfeld des Schulzensees während der Völkerwanderungszeit aufgegeben.

Der erneute Nachweis von siedlungsanzeigenden Pollen wie von *Plantago lanceolata*, *Rumex acetosa/acetosella*, Chenopodiaceae, Brassicaceae und *Artemisia* sowie von Getreide (*Hordeum*-Typ, *Cerealia*, *Secale*) fällt zeitlich in die Slawenzeit. Zahlreiche archäologische Funde belegen eine rege Siedlungstätigkeit während der Slawenzeit im Umfeld des Schulzensees sowie in unmittelbarer Ufernähe (siehe Abschnitt 2.6.3). Der Rückgang von zunächst *Betula* und *Alnus*, gefolgt von *Quercus*, *Fagus*, *Carpinus* und *Pinus*, besonders stark in der späten Slawenzeit, ist sehr wahrscheinlich auf Rodungen bzw. Waldweide zurückzuführen. Die steigenden Anteile von Poaceae und von *Calluna* belegen das Wiederaufstehen von Weideflächen. Die Phosphor- und die Aluminiumkonzentration im Sediment stiegen allmählich an. Kurzzeitige Erhöhungen der Al-Konzentration sind vermutlich auf Erosionsereignisse zurückzuführen. Auch in Bezug auf die Diatomeenbesiedlung waren erste Auswirkungen dieser verstärkten Siedlungstätigkeit zu verzeichnen (Abb. 21). So kam die bis in den mäßig eutrophen Bereich vorkommende *Cyclotella comensis* Morphotyp *pseudocomensis* zur Dominanz (Juggins 2003). Die bei geringer Trophie verbreitete *C. cyclopuncta* wurde zunehmend verdrängt. Die verstärkte Anwesenheit von *Asterionella formosa* und *Fragilaria crotonensis* wird häufig mit Nährstoffanreicherung in Zusammenhang gebracht (Steinberg & Trumpp 1993, Jones et al. 1997). F.

*crotonensis* ist vielfach beim Übergang von meso- zu eutrophen Bedingungen anzutreffen (Wessels et al. 1999).

Die nach Schönfelder (1997) und Schönfelder et al. (2002) berechneten TP-Konzentrationen stiegen an, bewegten sich aber noch auf mesotrophem Niveau.

Ein markanter Anstieg von *Humulus/Cannabis* auf 20,4 % (Bezugssumme: Landpflanzen) bzw. auf 31,5 % (Bezugssumme: Baumpollen) zeigt den Beginn des Mittelalter mit seiner starken Landnutzung an. Es ist davon auszugehen, dass diese starke Erhöhung mit der Kultur von Hanf in Zusammenhang steht, bei welcher sowohl beim Anbau als auch bei der Verarbeitung große Mengen Pollen freigesetzt werden (Dörfler 1990). Nach Dörfler (1990) sind Erhöhungen der *Cannabis*-Anteile von über 10 % der Baumpollensumme auf im Gewässer durchgeführte Hanfröste zurückzuführen. Gleichzeitig stiegen die Anteile der Getreidepollen (*Secale*, *Hordeum*, *Cerealia*). Es wurde Lein (*Linum*) sowie am Ende des Mittelalters Buchweizen (*Fagopyrum*) angebaut. *Plantago lanceolata*, *Rumex acetosa/acetosella*, Chenopodiaceae und *Artemisia* kamen ebenfalls wieder sehr verstärkt zur Entwicklung und bezeugen die starke Verbreitung von Unkraut- und Ruderalgesellschaften. Erstmals trat *Centaurea cyanus* hinzu, welche den Beginn des Wintergetreideanbaus markiert (Müller & Kleinmann 1998). Der Baumbestand, welcher bereits in der ausgehenden Slawenzeit erheblich abnahm, verringerte sich zu Beginn des Mittelalters weiter. Vor allem *Betula*, *Alnus*, *Pinus*, *Quercus* und *Fagus* waren von den massiven Rodungen betroffen. In der Folge nahm die Erosion zu, sichtbar an der deutlichen Erhöhung der Aluminiumkonzentration zu Beginn des Mittelalters. Ab der zweiten Hälfte des Mittelalters kam es erneut zu Rodungen. Diese betrafen besonders *Quercus*, aber auch *Pinus* und *Fagus*.

Die Diatomeenbesiedlung des Schulzensees veränderte sich mit Beginn des Mittelalters grundlegend (Abb. 21). Zunächst kam es zu einer Zunahme tychoplanktischer Diatomeen wie *Fragilaria construens* var. *venter*, *F. construens* var. *construens* und *F. pinnata* var. *pinnata*. Ihre verstärkte Entwicklung dürfte mit den vermehrten Erosionen aufgrund der durchgeführten Rodungen in Zusammenhang stehen. Nach Michelutti et al. (2001) führen diese unter anderem durch Änderung der chemischen Verhältnisse und der Wassertransparenz zu einer deutlichen Zunahme der Entwicklung benthischer *Fragilaria*-Arten. Weiterhin stieg parallel zur Erhöhung von *Humulus/Cannabis* der relative Anteil von *Stephanodiscus minutulus* sowie darauf folgend von *Cyclostephanos dubius*. Beide sind bis in stärker eutrophen Gewässern verbreitet (van Dam et al. 1994, Lange-Bertalot 1996, Schönfelder 1997). *St. minutulus* dominierte anschließend die weitere Entwicklung des Schulzensees. Neben *St. minutulus* und *Cyclostephanos dubius* trat der eu- bis polytraphente *Stephanodiscus hantzschii* deutlich in Erscheinung (Denys 1991, van Dam et al. 1994, Wunsam & Schmidt 1995, Lange-Bertalot 1996, Schönfelder 1997). Die vormals verbreiteten *Cyclotella comensis* Morphotyp *pseudocomensis* und *C. cyclopuncta* gingen in ihren Anteilen erheblich zurück. Die Rekonstruktion der TP-Konzentrationen nach Schönfelder (1997) und Schönfelder et al. (2002) ergab zunehmend eutrophe Verhältnisse während des Mittelalters. Die Grünalge *Pediastrum*, welche allgemein als Eutrophierungsmarker gilt, erlangte die höchsten Anteile der im Verlauf der Entwicklung des Schulzensees ermittelten Werte. Ganz offensichtlich kam es infolge der Intensivierung der Landwirtschaft, insbesondere durch Hanfanbau und -verarbeitung, zu einer deutlichen Zunahme der Trophie. Dies wurde auch von Müller & Kleinmann (1998) bei Untersuchungen an dem in Nordwestdeutschland gelegenen Wollingster See festgestellt. Hier führten der Hanfanbau und die Röste direkt im See zu einer erheblichen Eutrophierung und zu einer deutlichen Veränderung der Mikroflora und -fauna.

Der Hanfanbau und seine gewässerbelastende Verarbeitung scheinen besonders im frühen und mittleren Mittelalter den Schulzensee beeinflusst zu haben. Bereits im 15. Jahrhundert sanken die Anteile von *Humulus/Cannabis* sowie von *Pediastrum*. Da die Bedeutung des Hanfanbaus beispielsweise für die Segelschifffahrt zu dieser Zeit weiter zunahm (El-Gahny 2002), wäre es auch denkbar, dass trotz gleicher Anbaumenge, die Art und Weise der Verarbeitung sich veränderte, z. B. die Wasserröste direkt im See aufgegeben wurde.

Kurzzeitige Zunahmen von *Cyclotella comensis* Morphotyp *pseudocomensis* und *C. cyclopuncta* bei gleichzeitiger Verringerung der Entwicklung von *Stephanodiscus minutulus* zeigen Phasen geringerer trophischer Belastung an. Dennoch wurden am Ende des Mittelalters hoch eutrophe Verhältnisse im Schulzensee erreicht. Die weitere Erhöhung siedlungsanzeigender Pollen wie *Plantago lanceolata* und *Rumex acetosa/acetosella* sowie die z. T. verstärkte Anwesenheit von Getreidepollen (z. B. *Fagopyrum*, *Secale*) beweisen trotz sinkender Intensität des Hanfanbaus eine zunehmende landwirtschaftliche Aktivität im ausgehenden Mittelalter.

Die erhöhte menschliche Aktivität im Umfeld des Schulzensees während des Mittelalters belegt außerdem die erste Erwähnung der direkt am See gelegenen Ortschaft Peetsch im 13. Jahrhundert, welche sich in der Folge zu einem der größten Dörfer des späteren Amtes Mirow entwickelte (EB & Fuhrmann 1998). Außerdem sind im Umfeld des Schulzensees mittelalterliche Fundplätze nachgewiesen worden (Abschnitt 2.6.3).

Auch die Chironomidenbesiedlung wandelte sich mit Beginn des Mittelalters deutlich. Es traten vermehrt Taxa in Erscheinung, welche eine zunehmende Trophie im See anzeigen (Mosch & Scharf 2002).

Etwa bei einer Sedimenttiefe von 200 cm ist der Beginn der Neuzeit (1500 AD) zu vermuten, welche mit Veränderungen der Nutzungsformen am Schulzensee einher ging. Der Baumbestand nahm insgesamt ab. Dies betraf fast ausschließlich die Kiefer. Die Förderung von *Corylus*, *Betula*, *Alnus* und *Fagus* dürfte auf Niederwaldwirtschaft zurückzuführen sein (Voigt 1996). Die Früchte von *Quercus* wurden wahrscheinlich für die Schweinemast (Viehwirtschaft) verwendet. Es ist denkbar, dass *Pinus* aufgrund dieser Wirtschaftsformen in größerem Umfang gerodet wurde. Auch der Ackerbau war einem Wandel unterworfen. Zunahmen von *Rumex acetosa/acetosella*, *Artemisia*, *Calluna* und vor allem der Poaceae bei gleichbleibenden bzw. verringerten Anteilen der Getreidepollen, zeigen eine Ausweitung der Grünlandbewirtschaftung an. Der Hanfanbau ging weiter zurück. Die als Trophiezeiger geltende Grünalge *Pediastrum* wurde weniger vorgefunden. Um ca. 150 cm Sedimenttiefe sind teilweise Rückgänge bei den Siedlungsanzeigenden Pollen (z. B. *Plantago lanceolata*, Chenopodiaceae, *Centaurea cyanus*) zu verzeichnen. Gleichzeitig erhöhten sich die Pollenanteile der Poaceae sowie von *Calluna* und *Juniperus*. Möglicherweise fällt dieser Abschnitt in die Zeit des Dreißigjährigen Krieges, währenddessen das am See gelegene Peetsch größtenteils verwüstet und entvölkert wurde (EB & Fuhrmann 1998).

Vom 18. bis Ende des 19. Jahrhunderts wurde der Peetscher Teerofen, ca. 1 km südöstlich des Schulzensees betrieben (Wieden et al. 1988) (siehe Anhang A, Tafel 6, Fig. 7). Für die Produktion waren große Mengen Holz, vor allem der Kiefer und Buche erforderlich. Die Abnahme des Baumbestandes bei ca. 130 cm Sedimenttiefe (Abb. 18) könnten erste Auswirkungen der Teerproduktion im Umfeld des Sees anzeigen. Obwohl besonders Kiefernholz für die Teerproduktion verwendet wurde, nahm ihr Bestand vor allem im 19. Jahrhundert zu, wahrscheinlich als Folge der im 18. Jahrhundert begonnenen Aufforstungen, die vorwiegend mit der Kiefer erfolgten (Erstling et al. 2001).

Im 18. Jahrhundert wurde die Holsteiner Koppelwirtschaft eingeführt (Erstling et al. 2001). Der folgende Rückgang der Waldweide und somit des Verbisses an Jungbäumen führte zur Erholung des Waldes. Andererseits wurden Moore und Brüche gerodet, um Weideflächen zu erhalten (Erstling et al. 2001). Die erneute Zunahme der Grünalge *Pediastrum* könnte in Zusammenhang mit der nun vermehrten Rinderhaltung und Dungmenge stehen.

Die Diatomeengemeinschaft des Schulzensees war mit Beginn der Neuzeit bis ca. 100 cm Sedimenttiefe (etwa 1800 AD) einer erneuten Veränderung ausgesetzt (Abb. 21). Die vormals stark zurückgedrängte oligo- bis mesotraphente *Cyclotella cyclopuncta* sowie die bis in den mäßig eutrophen Bereich vorkommende *Cyclotella comensis* Morphotyp *pseudocomensis* (Juggins 2003) wurden in sichtbar erhöhten relativen Anteile nachgewiesen. Die in Gewässern höherer Trophie verbreiteten *Stephanodiscus minutulus* und *Cyclostephanos dubius* (van Dam et al. 1994, Lange-Bertalot 1996, Schönfelder 1997) gingen teilweise in ihren Anteilen zurück. Der eu- bis polytraphente *Stephanodiscus hantzschii* entwickelte sich kaum noch. Die Trophie des Schulzensees verringerte sich deutlich. Es wurden mäßig eutrophe Verhältnisse festgestellt (Schönfelder 1997, Schönfelder et al. 2001). Der Phosphorgehalt des Sedimentes veränderte sich nicht sichtbar. Hinweise darauf, dass die Entwicklung des Schulzensees zu Beginn der Neuzeit mit der Kleinen Eiszeit in Zusammenhang stehen könnte wie im Tiefen See, wurden nicht gefunden.

Ab dem 19. Jh. nahm die ländliche Bevölkerung in Mecklenburg-Strelitz infolge des allgemeinen Bevölkerungswachstums z. T. um fast die Hälfte zu (Erstling et al. 2001). Sehr wahrscheinlich betraf dies auch die Gegend um den Schulzensee sowie die Ortschaft Peetsch. Im Pollendiagramm (Abb. 18) ist eine auffallende Erhöhung der siedlungsanzeigenden Pollen wie von *Rumex acetosa/acetosella*, *Plantago lanceolata*, der Chenopodiaceae und *Artemisia* sowie vom Getreide (vor allem *Secale*, *Hordeum*) zu verzeichnen. Die verstärkte Anwesenheit von Poaceae ist mit einer weiteren Ausdehnung der Wiesen- und Weideflächen zu erklären. In der Folge führte dies wiederholt zu einer Erhöhung der Trophie des Schulzensees, sichtbar an der Zunahme von *Pediastrum*, des Phosphorgehaltes im Sediment sowie der rekonstruierten TP-Konzentrationen (Abb. 18, 19 und 24). *Stephanodiscus minutulus* kam erneut zur Dominanz und verdrängte *Cyclotella cyclopuncta* und *Cyclotella comensis* Morphotyp *pseudocomensis* fast gänzlich. Die verstärkte Anwesenheit von *Asterionella formosa* und *Fragilaria crotonensis* lässt sich mit der erfolgten Nährstoffanreicherung und dem Übergang zu stärker eutrophen Bedingungen erklären (Steinberg & Trumpp 1993, Jones et al. 1997, Wessels et al. 1999). Auch *Stephanodiscus hantzschii* wurde wieder im See angetroffen. Erstmals wurde *Aulacoseira islandica* im Schulzensee nachgewiesen. Sie ist hinsichtlich der Trophie mit großer Wahrscheinlichkeit als tolerant einzustufen (Juggins 2003). Dennoch scheint sie stärker eutrophierte Gewässer zu bevorzugen. Schönfelder (1997) fand sie unter eu- bis polytrophen, Haworth (1976) unter nährstoffreichen Bedingungen.

Ab der zweiten Hälfte des 19. Jh. bis zur ersten Hälfte des 20. Jh. stagnierten trotz teilweiser Ab- und Auswanderung der ländlichen Bewohner die Bevölkerungszahlen und die Siedlungsaktivitäten (Erstling et al. 2001). Der Baumbestand blieb konstant, wobei die Kiefer vorherrschend war. Der Schulzensee entwickelte sich in diesem Zeitraum zu einem hoch eutrophen See. Erst im oberen Sedimentbereich, ab ca. den dreißiger Jahren des 20. Jh. verringerte sich die Trophie merklich (Abb. 24).

Die Entwicklung des Schulzensees wurde während des Subatlantikums entscheidend durch die menschlichen Siedlungsaktivitäten am See beeinflusst. Ab der Slawenzeit und besonders während des Mittelalters erhöhte sich die Trophie des Sees spürbar. Vor allem der Hanfanbau und seine Verarbeitung wirkten sich negativ aus. In der ersten Hälfte der Neuzeit kam es zu einem Rückgang der



Trophie im Schulzensee, ausgelöst wahrscheinlich durch Veränderungen der ländlichen Bewirtschaftung (z. B. zurückgehender Hanfanbau) und Abnahme der Bevölkerung infolge des Dreißigjährigen Krieges. Mit Beginn des 19. Jh. führte eine enorme Zunahme der Bevölkerung zu einer Intensivierung der Landwirtschaft, in dessen Folge sich der See zu einem hoch eutrophen Gewässer entwickelte.

### 5.2.1.3 Zeitraum von ca. 1900 bis heute

Die Untersuchung der mittels Mondsee-Corer gewonnenen Kurzkerne bestätigten den hoch eutrophen Zustand des Schulzensees am Anfang des 20. Jh. Bis zum Beginn der dreißiger Jahre wurden TP-Konzentrationen von über 100 µg/l mittels Diatomeen-Transfer-Funktion nach Schönfelder et al. (2002) festgestellt (Abb. 25). *Stephanodiscus minutulus*, *St. hantzschii* sowie *St. alpinus* bestimmten die Diatomeenentwicklung im See. Die organischen Kohlenstoff- sowie Phosphorkonzentrationen waren in diesem Zeitraum ebenfalls erhöht. Die Ursache für den unverändert hoch eutrophen Zustand des Schulzensees dürfte in der anhaltenden landwirtschaftlichen Nutzung begründet sein.

Zu Beginn der dreißiger Jahre setzte eine Erholungsphase ein, in welcher die Trophie merklich sank. *St. minutulus* war zwar weiter dominant, dennoch wurde *Cyclotella comensis* verstärkt nachgewiesen. *Aulacoseira islandica* verschwand allmählich. Der organische Kohlenstoffgehalt sowie die Phosphorkonzentration im Sediment sanken. Diese Trophieverringerung könnte in Zusammenhang mit der Agrarkrise der 20er Jahre und der folgenden Weltwirtschaftskrise stehen. Da viele Bauern in Mecklenburg-Strelitz deswegen vor dem finanziellen Ruin standen, litt die Bewirtschaftung ihrer Güter (Erstling et al. 2001). In den 30er Jahren des 20. Jh. erhöhte sich die landwirtschaftliche Produktion wieder (Erstling et al. 2001). Dies wirkte sich aber nicht unmittelbar auf die Trophie des Sees aus. Erst nach dem Zweiten Weltkrieg erhöhte sich die Trophie des Schulzensees wieder spürbar, was sicherlich in der notwendigen Erhöhung der landwirtschaftlichen Produktion begründet war. Außerdem lebten nach Kriegsende aufgrund des starken Flüchtlingszuzugs fast doppelt so viele Bewohner in Peetsch als vor dem Krieg (Kasten, mündlich).

Bis Mitte der 80er Jahre nahm die Trophie des Schulzensees weiter zu. Eine Ursache dafür war sicherlich die Intensivierung der Landwirtschaft, besonders ab den 70er Jahren. Weiterhin wurde der See als Badegewässer genutzt, ab Mitte der 60er Jahre befand sich ein Kinderferienlager direkt am See.

Ende der 80er Jahre zeigt die vorgefundene Diatomeengemeinschaft eine Verbesserung des trophischen Zustands des Schulzensees an. Der Phosphorgehalt des Sedimentes nahm jedoch seit etwa dem Beginn der 80er Jahre bis Ende der 90er Jahre kontinuierlich zu. Daraus lässt sich erkennen, dass trotz des Rückgangs der landwirtschaftlichen Produktion und Inbetriebnahme eines Klärwerkes Anfang der 90er Jahre (Kasten, mündlich; Wehden, mündlich), es weiterhin zu einem diffusen Nährstoffeintrag kam und dieser wohl auch weiterhin zu erwarten ist. Die mittels Phosphor-Diatomeen-Transferfunktion nach Schönfelder et al. (2002) berechneten TP-Konzentrationen für den obersten Sedimentabschnitt stimmen mit den 1995 und 2000 ermittelten TP-Konzentrationen (Tabelle 2 im Abschnitt 2.5) von 0,019 - 0,077 und 0,014 - 0,078 mg/l recht gut überein.

Der glazial entstandene, ursprünglich oligo- bis mesotrophe Schulzensee hat sich zu einem heute mäßig eutrophen Gewässer entwickelt.

## 5.2.2 Saisonale Entwicklung

Die zur Untersuchung der saisonalen Diatomeenentwicklung durchgemusterten Dünnschliffe erfassen den Zeitraum vom frühen Mittelalter bis zur beginnenden Neuzeit. In diesem Abschnitt der Entwicklung des Schulzensees waren deutliche Veränderungen des trophischen Zustandes erkennbar, welche vor allem im Zusammenhang mit den landwirtschaftlichen Aktivitäten in Seenähe standen (siehe Abschnitt 5.2.1.2).

Die vorgefundenen Schichtungen bzw. Laminierungen sind mit großer Wahrscheinlichkeit Jahresschichtungen, deren Beginn fast durchgängig eine Kalzitlage bildete. In einigen Fällen erfolgte die Trennung der Schichtungen anhand markanter Diatomeenlagen. Es können mehrere Kalkfällungen innerhalb eines Jahres auftreten (Alefs 1997). Nach Koschel et al. (1987) treten die Maxima dieser Fällungen in den Monaten Juni bis August auf. In den untersuchten Dünnschliffen des Schulzensees lag zumeist eine Hauptkalzitlage des Frühsommers vor, welche gut von zusätzlichen innerjährlichen Kalzitfällungen unterschieden werden konnte.

In Abhängigkeit von den jeweiligen Trophieverhältnissen wurde die saisonale Diatomenentwicklung nicht nur vom Auftreten und Verschwinden von Arten, sondern besonders von den vorherrschenden Dominanzverhältnissen zwischen ihnen geprägt. Zu Massenentwicklungen, sichtbar an der Ausbildung ganzer Diatomeenlagen, waren vor allem die Taxa befähigt, die sich an den vorliegenden Trophiebereich anpassen konnten. Dennoch kam es innerhalb der saisonalen Entwicklungsmuster häufig auch zu Veränderungen, die beweisen, dass auch weitere Faktoren die Diatomeenentwicklung beeinflusst haben. Die im Ergebnissteil (Abschnitt 4.2.4.8) in Abhängigkeit von der trophischen Belastung (Trophiegrad) dargestellten Dominanzverteilungen, geben deshalb nur ein tendenzielles Muster der saisonalen Diatomeenentwicklung wieder.

Die sich nach Vermessung der Schichtungshöhe ermittelte Sedimentationsrate (Abschnitt 4.2.4.8) beträgt durchschnittlich 5,6 mm/a. Unter Verwendung der Datierungsdaten von ca. 900 AD und ca. 1800 AD bei 431 cm und 100 cm (Abschnitt 4.2.1) ergibt sich eine durchschnittliche Sedimentationsrate von etwa 3,7 mm/a. Diese Diskrepanz zwischen den beiden Werten wird durch die überdurchschnittlich erhöhte Trophie und Akkumulation von Biomasse sowie vermutlich auch durch eingetragenes Material (infolge von Erosion) vor allem während des Mittelalters verursacht. Gerade hier wurden weit höhere Schichtungshöhen festgestellt. Der Zeitraum von 900 AD bis 1800 AD umfasst auch Zeiten geringer trophischer Belastung mit niedrigeren Sedimentationsraten wie z. B. die Slawenzeit und die frühe Neuzeit. Außerdem bleibt zu bedenken, dass die vermessenen Schichtungshöhen in den Dünnschliffen nur annäherungsweise mit den Sedimentationsraten gleichgesetzt werden können.

Die Höhe der Schichtungen war stark von den in diesem Abschnitt vorherrschenden Trophieverhältnissen, dargestellt anhand der nach Schönfelder et al. (2002) rekonstruierten TP-Konzentrationen, abhängig. Lotter et al. (1997b) fanden ebenfalls einen engen Zusammenhang zwischen der erhöhten Phosphorkonzentration im Epilimnion und der Warvendicke bei der Untersuchung eines hypertrophen Sees in der Schweiz. Dennoch beeinflussen viele weitere Faktoren die Ausbildung der Warven bzw. Schichtungen. Nach Lotter & Birks (1997) bestimmt die Trophie nur 6 % der Varianz der Bildung saisonaler Schichtungen. 28 % werden durch das Klima, vor allem die jährliche Niederschlagsmenge erklärt. Etwa zwei Drittel der Varianz werden durch nicht untersuchte Faktoren wie Strahlung, Wind, Durchmischung der Wassersäule, Phytoplanktonbiomasse beeinflusst.

---

Die Bildung von Kalzit und Pyrit über den gesamten untersuchten Bereich zeigt eine erhöhte Trophie an. Eine Trophieveränderung oder -entwicklung konnte mit Hilfe dieser qualitativen Erfassung nicht nachgewiesen werden.

Durch Untersuchung von Jahresschichtungen im Zeitraum vom frühen Mittelalter bis zur beginnenden Neuzeit konnten drei von den Trophieverhältnissen abhängigen Dominanzmuster der saisonalen Diatomeenentwicklung im Schulzensee festgestellt werden. Bei fast gleichem Artaufkommen unterschieden sich diese vorrangig im Bezug auf die Häufigkeit der Taxa. Sie geben einen tendenziellen saisonalen Entwicklungsverlauf wieder. Grundsätzlich nahm mit steigender Trophie die Höhe der Jahresschichtungen und damit die Sedimentationsrate zu.



# 6 ZUSAMMENFASSENDE DISKUSSION DER SEENENTWICKLUNG

Die Entstehung des Tiefen Sees sowie des Schulzensees ist auf das Weichsel-Spätglazial zurückzuführen. Nach Rückzug des Pommerschen Stadiums vor ca. 18000 Jahren erfolgte die Beckenbildung des Tiefen Sees, wobei das Becken selbst einen Osgraben der südöstlich verlaufenden Schlieffenberger Oser darstellt. Ein nach Zurückweichen des Frankfurter Vorstoßes des Weichselglazials vor ca. 20000 Jahren abgelagerter und vermutlich verschütteter Todeisblock führte nach dem Auftauen zur Entstehung des Seebeckens des Schulzensees.

Der erfasste Entwicklungszeitraum begann für den Schulzensee in der Älteren Dryas, für den Tiefen See im Alleröd. Es schloss sich für beide Seen der Anfang der eigentlichen Seebildung mit beginnender Wasserfüllung und einsetzender limnischer Sedimentation an.

Im vorherrschenden arktischen Klima des Alleröds breiteten sich im Umfeld des Tiefen Sees offene Birken-Kiefern-Wälder mit einem hohen Anteil von Poaceae und Cyperaceae aus. Der vorgefundene Torf deutet auf ein Moor oder Sumpf hin, in welchem sich ein vermutlich flaches, meso- bis eutrophes Gewässer befand. Auch der Schulzensee wies während des Alleröds einen niedrigen Wasserstand auf und war weiterhin durch einen hohen Litoralanteil gekennzeichnet. Es kam wiederholt zum Eintrag von Sand und es herrschte offenbar saisonal langanhaltende Eisbedeckung vor. Der mit dem finalen Tieftauen des Toteises verbundene Stoffeintrag führte am Ende des Alleröds zu eutrophen Verhältnissen im Schulzensee.

Die klimatischen Verhältnisse der Jüngeren Dryas (niedrige Temperaturen und Niederschlagsmengen, starke Winde) wirkten sich recht unterschiedlich auf die Entwicklung beider Seen aus. So kam es am Tiefen See zu einem massiven äolischen oder fluvialen Eintrag von Feinsand, welcher beinahe zum Erliegen der Diatomeenentwicklung führte. Am Schulzensee wurde dagegen nur ein geringfügiger Eintrag von Feinsand nachgewiesen. An beiden Seen waren in der vermutlich baumlosen Umgebung vor allem Poaceae, *Artemisia* und *Juniperus* sowie sumpfige und feuchte Verhältnisse anzeigende Cyperaceae, Polypodiaceae, *Empetrum*, *Bidens* und *Sphagnum* verbreitet. Beide Seen wiesen einen niedrigen Wasserstand auf, wobei dieser beim mesotrophen Schulzensee wahrscheinlich bereits am Ende der Jüngeren Dryas anstieg.

Die im Präboreal einsetzende Erwärmung führte zur Wiederbewaldung des Untersuchungsgebietes. Am Tiefen See sowie am Schulzensee entwickelten sich Birken-Kiefern-Wälder mit zunächst noch hohen Anteilen an Poaceae und Cyperaceae. In beiden Seen kam es zu einem deutlichen Anstieg des Wasserspiegels, sodass sich der Schulzensee zu einem vom Plankton dominierten See entwickeln konnte. Im Tiefen See kam das Plankton erst gegen Ende des Präboreals zur Dominanz. Ein für beide Seen im mittleren Präboreal nachgewiesener Grundwassereinstrom führte im Tiefen See zu einer massiven Phosphatfällung. Es wurden in beiden Seen oligo- bis mesotrophe Verhältnisse festgestellt. Im

ausgehenden Präboreal war im Schulzensee ein sinkender, im Tiefen See ein ansteigender Wasserstand zu verzeichnen.

Das sommerwarme und trockene Klima des Boreals führte an beiden Seen zur charakteristischen Ausbreitung der Hasel. Am Tiefen See entwickelten sich lichte Hasel-Kiefern-Wälder. Am Schulzensee breiteten sich neben der Hasel vor allem die Birke und weitere Laubhölzer aus. Die Kiefer ging stark in ihren Anteilen zurück. Die Wasserstände beider Seen blieben niedrig, wobei sich der Seespiegel des Schulzensees am Ende des Boreals erhöhte. Erste Nachweise von siedlungsanzeigenden Pollen bestätigten die archäologisch nachgewiesene mesolithische Besiedlung am Tiefen See. Auswirkungen auf die Trophie wurden nicht festgestellt. Der Tiefe See und auch der Schulzensee waren weiterhin oligo- bis mesotroph.

Im Atlantikum kam es bei einem zunehmend feucht-warmen Klima neben der raschen Ausbreitung von *Alnus* zur verstärkten Entwicklung von *Quercus*, *Tilia*, *Fraxinus* und *Ulmus*. Auch *Betula* trat häufig auf. Der Bestand an *Pinus* ging am Tiefen See deutlich zurück, konnte sich aber am Schulzensee behaupten. Erneute Nachweise siedlungsanzeigender Pollen am Tiefen See sind dem Mesolithikum zuzurechnen. Erste mögliche mesolithische Siedlungsaktivitäten am Schulzensee können nicht eindeutig belegt werden. Infolge der erheblichen Zunahme der Seespiegel wurden beide Seen noch stärker vom Plankton dominiert. Die in beiden Seen festgestellte Tendenz zur Oligotrophie zeigt, dass die bisherige menschliche Einflussnahme noch keine negativen Auswirkungen hatte.

Das im Subboreal vorherrschende kühle und trockene Klima bewirkte die weitere Ausbreitung von Eichenmischwäldern mit hohen Anteilen an *Betula*, *Alnus* und *Corylus* am Tiefen See. Im Umfeld des Schulzensees wurde dies in einem geringeren Maße festgestellt. Dort kam es vor allem zur Expansion der Kiefer. An beiden Seen können zwei deutliche Siedlungsphasen unterschieden werden. Am Tiefen See wurde während der ersten neolithischen Besiedlung Getreideanbau (*Hordeum*- und *Triticum*-Typ, *Cerealia*, *Secale*) nachgewiesen. Durchgeführte Brandrodungen verursachten Erosionen, welche sich auf die Diatomeenbesiedlung (Auftreten von *Fragilaria construens* var. *venter*) auswirkten. In einer zweiten bronzezeitlichen Siedlungsphase am Tiefen See erfolgte eine noch stärkere menschliche Einflussnahme. Zunehmende landwirtschaftliche Aktivitäten verbunden mit verstärkter Rodungstätigkeit bewirkten erneut Erosionen, die zur Entwicklung von vor allem *F. construens* var. *venter* führten. Am Schulzensee wurde in der ersten neolithischen Siedlungsphase nur geringfügiger Getreideanbau nachgewiesen. In der folgenden bronzezeitlichen Siedlungsphase nahmen der Getreideanbau (*Cerealia*, *Hordeum*), die Rodungsaktivitäten sowie die daraus resultierenden Erosionen zu. Dennoch war das Ausmaß der Erosionen (Anstieg der Al-Konzentration) am Schulzensee wesentlich geringer als am Tiefen See. Dies gilt für fast den gesamten Untersuchungszeitraum. Möglicherweise erhöhten die recht steilen Ufer des Tiefen Sees die Wirkung der Erosionen und in der Folge auch die verstärkte Entwicklung von tychoplanktischen Diatomeen, wie z. B. von *F. construens* var. *venter*. In beiden Seen traten infolge der Siedlungsaktivitäten vermehrt Diatomeen ansteigender Trophie in Erscheinung. Obwohl weiterhin oligo- bis mesotrophe Verhältnisse vorherrschten, kam es im Tiefen See und geringfügig auch im Schulzensee zu einer Erhöhung der Trophie. Der Wasserspiegel nahm in beiden Seen am Ende des Subboreals ab.

**Tabelle 10.** Zusammenfassende Darstellung der Entwicklung des Tiefen Sees und des Schulzensees

(K = Klima, S = Siedlungsaktivitäten, T = Trophie, V = Vegetation, W = Seespiegel, BZ = Bronzezeit, EZ = Eisenzeit, MA = Mittelalter, SZ = Slawenzeit, VWZ = Völkerwanderungszeit, <sup>1</sup>Zeitangaben vgl. Abschnitt 2.6.2.

Chronozone Beginn vor ca. <sup>1</sup> :		Tiefer See	Schulzensee
Subatlantikum 500 cal. BC	K	feuchtes, kühles Klima, Kleine Eiszeit am Tiefen See nachweisbar	
	V	Eichenmischwälder, <i>Fagus</i> und <i>Carpinus</i> ansteigend, <i>Betula</i> , <i>Alnus</i>	Eichenmischwälder, kaum <i>Fagus</i> und <i>Carpinus</i> , weitere Expansion von <i>Pinus</i> ; <i>Betula</i> , <i>Alnus</i> ,
	W	?	?
	S	BZ und EZ mit Ackerbau, Weidewirtschaft und Rodungen, in VWZ stark abnehmend gering in SZ, ansteigend im MA mit Ackerbau, Weidewirtschaft, Rodungen	ab der SZ und besonders ab dem MA zunehmende Landnutzung mit Ackerbau (Hanf!), Weidewirtschaft, Rodungen
		zunehmende Landwirtschaft und Touristik Ende 19./Anfang 20. Jh., Munitionsfabrik, Sperrgebiet und weitere Landwirtschaft im 20. Jh.	zu Beginn der NZ Rückgang (Hanfanbau rückläufig, Dreißigjähriger Krieg), weiterhin Landwirtschaft bis Ende 20. Jh.
	T	ab 30er Jahre des 20. Jh. eutroph	ab SZ meso-, ab MA (hoch)eutroph
Subboreal 3800 cal. BC	K	kühles, trockenes Klima	
	V	Eichenmischwälder mit hohen Anteilen an <i>Betula</i> , <i>Alnus</i> und <i>Corylus</i>	Expansion von <i>Pinus</i> sowie verbreitete Eichenmischwälder
	W	am Ende ansteigend	
	S	neolithische und verstärkte bronzezeitliche Besiedlung mit zunehmender Landwirtschaft und Rodungen	
	T	oligo- mesotroph	oligo- mesotroph
Atlantikum 6900 cal. BC	K	zunehmend feucht-warmen Klima	
	V	Ausbreitung von <i>Alnus</i> sowie verstärkte Entwicklung von <i>Quercus</i> , <i>Tilia</i> , <i>Fraxinus</i> , <i>Ulmus</i> , <i>Betula</i>	<i>Pinus</i> zunehmend
	W	deutlich ansteigend	
	S	mesolith. Besiedlung	mesolith. Besiedlung?
	T	oligo- mesotroph	oligo- mesotroph
Boreal 8250 cal. BC	K	sommerwarmes, trockenes Klima	
	V	lichte Hasel-Kiefern-Wälder	<i>Corylus</i> , <i>Betula</i> und weitere Laubhölzer zunehmend, <i>Pinus</i> stark rückläufig
	W	niedrig	niedrig, am Ende ansteigend
	S	mesolith. Besiedlung	keine
	T	oligo- mesotroph	oligo- mesotroph
Präboreal 10000 cal. BC	K	Temperaturanstieg; boreales, winterkaltes Klima	
	V	Birken-Kiefern-Wälder mit anfangs hohen Anteilen an Poaceae und Cyperaceae	
	W	erst gegen Ende ansteigend	zunächst ansteigend, am Ende sinkend
	S	keine	keine
	T	oligo- mesotroph	oligo- mesotroph
Jüngere Dryas 11000 cal. BC	K	niedrige Temperaturen und Niederschläge, starke Winde	
	V	Poaceae, <i>Artemisia</i> , <i>Juniperus</i> sowie Cyperaceae, Polypodiaceae, <i>Empetrum</i> , <i>Bidens</i> und <i>Sphagnum</i>	
	W	sehr flach	flach, am Ende ansteigend
	S	keine	keine
	T		mesotroph
Alleröd 11900 cal. BC	K	arktisch	
	V	offene Birken-Kiefern-Wälder	?
	W	flach	flach
	S	keine	keine
	T	meso- bis eutroph	eutroph
Ältere Dryas ? 12300 cal BC	K		
	V		?
	W		sehr flach
	S		keine
	T		?

Im feuchten und kühlen Klima des Subatlantikums entwickelten sich am Tiefen See Eichenmischwälder mit zunehmenden Anteilen von Hainbuche und Rotbuche. *Betula* und *Alnus* waren weiterhin sowohl am Tiefen See als auch am Schulzensee mit erhöhten Anteilen verbreitet. Am Schulzensee kam es zur weiteren Expansion der Kiefer. Außerdem traten auch hier weiterhin Eichenmischwälder auf. Buchen und Hainbuchen konnten sich im Umfeld des Schulzensees nur geringfügig durchsetzen. Die sich während der Bronze- und Eisenzeit fortsetzenden Siedlungsaktivitäten wie Ackerbau, Weidewirtschaft und Rodungen führten zunächst im Schulzensee zu keiner und im Tiefen See nur zu einer kurzzeitigen Erhöhung der Trophie. Während der Völkerwanderungszeit sind die Siedlungen an beiden Seen vermutlich aufgegeben worden. Am Tiefen See nahmen nach einer allmählich einsetzenden Wiederbesiedlung während der Slawenzeit die Siedlungsaktivitäten im Mittelalter deutlich zu. Es wurde Ackerbau (Roggen, Gerste, Weizen, Hanf, später Buchweizen) sowie Vieh- und Weidewirtschaft betrieben. Rodungen führten zu Erosionen. Dennoch wurden weiterhin oligo- bis mesotrophe Verhältnisse im Tiefen See festgestellt. Im Schulzensee kam es dagegen ab der Slawenzeit zu einer stetigen Erhöhung der Trophie. So stieg infolge der umfangreichen slawenzeitlichen Siedlungsaktivitäten (Ackerbau, Weidewirtschaft, Rodungen) im Umfeld des Schulzensees sowie in unmittelbarer Ufernähe die Trophie auf mesotrophes Niveau. Im Mittelalter bewirkte die deutlich zunehmende Landnutzung mit verstärktem Ackerbau (*Secale*, *Hordeum*, *Cerealia*, *Linum*, *Fagopyrum*), Weidewirtschaft, intensiven Rodungen und besonders dem Anbau und die Verarbeitung von Hanf eine weitere Erhöhung der Trophie bis in den hoch eutrophen Bereich.

In der ersten Hälfte der Neuzeit ging die Trophie des Schulzensees deutlich zurück. Ausgelöst wurde dies wahrscheinlich durch eine veränderte landwirtschaftliche Bewirtschaftung (zurückgehender Hanfanbau) und die Bevölkerungsabnahme im Zusammenhang mit dem Dreißigjährigen Krieg. Das rasche Anwachsen der Bevölkerung zu Beginn des 19. Jh. führte zur Intensivierung der Landwirtschaft, in dessen Folge sich der See erneut zu einem hoch eutrophen Gewässer entwickelte. Dieser Zustand dauerte bis zum Beginn der dreißiger Jahre des 20. Jh. an. Es folgte ein Rückgang der Trophie bis etwa zum Ende des Zweiten Weltkrieges. Danach erhöhte sich die Trophie erneut bis Mitte der 80er Jahre des 20. Jh. aufgrund ansteigender Bevölkerungszahlen (Peetsch) nach Kriegsende sowie der zunehmenden und intensiveren Landwirtschaft, besonders ab den 70er Jahren. Am Ende des 20. Jh. wurden durch Rückgang der landwirtschaftlichen Produktion und Inbetriebnahme eines Klärwerkes mäßig eutrophe Verhältnisse im Schulzensee nachgewiesen.

Der Tiefen See wurde zu Beginn der Neuzeit offenbar klimatisch von der Kleinen Eiszeit in seiner Entwicklung beeinflusst. Der deutliche Anstieg der Tychoplankter (besonders *Fragilaria construens* var. *venter*) und Periphyten, das vermehrte Auftreten von *Navicula diluviana* sowie aerophiler Diatomeen sind mit großer Wahrscheinlichkeit eine Reaktion auf einen deutlichen Temperaturrückgang und das Vorherrschen langanhaltender Eisbedeckung. Der nur ca. 70 km (Luftlinie) entfernte Schulzensee hätte im gleichen Maße wie der Tiefe See von der Kleinen Eiszeit beeinflusst werden müssen. Es waren aber keine Anhaltspunkte dafür zu erkennen. Dies könnte in der sehr unterschiedlichen Morphometrie sowie der Lage der Seen begründet sein. Der Schulzensee bietet aufgrund seiner einfachen und recht regelmäßigen Gestalt sowie seiner exponierten Lage, eine große Angriffsfläche für den Wind. Der langgestreckte Tiefe See weist hingegen Buchten auf und ist aufgrund der umgebenden Höhenzüge und des wahrscheinlich auch zu Beginn der Neuzeit vorhandenen Waldgürtels insgesamt windgeschützter. Es ist denkbar, dass der Tiefe See ausgehend von seinen Buchten früher gefriert und später eisfrei wird als der Schulzensee. Da die Windgeschwindigkeiten während der Kleinen Eiszeit erhöht waren



(Negendank et al. 2001), könnten die lokalen Bedingungen am Tiefen See somit die allgemein herrschenden klimatischen Bedingungen verstärkt haben. In der Folge waren entsprechende Reaktionen auf die Kleine Eiszeit im Tiefen See nachweisbar, im Schulzensee hingegen nicht.

Die Kleine Eiszeit sowie weitere Siedlungsaktivitäten führten bis zum Ende des 19. Jh. zu keiner Trophieveränderung. Erst zu Beginn des 20. Jh. entwickelte sich der bis dahin noch oligo- bis mesotrophe Tiefen See infolge zunehmender anthropogener Beeinflussung in unmittelbarer Seenähe innerhalb weniger Jahrzehnte zu einem hoch eutrophen See. So bewirkten eine zunehmende Landwirtschaft und touristische Nutzung den ersten Nachweis eutropher Verhältnisse ab den 30er Jahren. Der Bau und Betrieb einer Heeresmunitionsanstalt sowie die Unterbringung von Gefangenen direkt am See während des Zweiten Weltkrieges verstärkten diese Entwicklung. Nach einer vom Ende des Krieges bis in die 70er Jahre andauernden Erholungsphase führten ein Dambruch und wahrscheinlich die zunehmende Intensivierung der Landwirtschaft zur erneuten Erhöhung der Trophie. In den letzten beiden Jahrzehnten deuten die vorkommenden Diatomeenassoziationen eine Verringerung der Trophie im Tiefen See an.

Aufgrund der durchgeführten Untersuchungen wie auch ihrer Morphometrie entsprechend, ist der potenziell natürliche Zustand (Referenzzustand) beider Seen als mesotroph zu charakterisieren. Dieser Zustand, der eine mäßige anthropogene Einflussnahme im Seeumfeld mit einschließt, war im Tiefen See letztmalig zu Beginn des 20. Jh., im Schulzensee zur Slawenzeit und zu Beginn der Neuzeit anzutreffen.

# 7 ZUSAMMENFASSUNG - SUMMARY

In der vorliegenden Arbeit wurde die Entwicklung zweier nordostdeutscher Seen (Mecklenburg-Vorpommern) seit dem Spätglazial untersucht. Wie aus vergleichbaren Untersuchungen (z. B. Voigt 1996) bekannt ist, wird die Seenentwicklung stark anthropogen und klimatisch geprägt. Um dies nachzuweisen bzw. zu widerlegen, wurden an Sedimentkernen dieser Seen Diatomeenanalysen durchgeführt sowie Ergebnisse der Pollen-, Chironomiden- sowie geochemischen Untersuchungen mit herangezogen (Fischer 2001, Mosch & Scharf 2002, Selig 2001, Selig et al. 2001, Selig et al. 2002). Die Altersbestimmung der Sedimentkerne erfolgte anhand von  $^{14}\text{C}$ - sowie  $^{137}\text{Cs}$ - und  $^{210}\text{Pb}$ -Datierungen.

Ziel der Untersuchung war es, die Entwicklungsgeschichte beider Seen möglichst umfassend mittels der verschiedenen Parameter darzustellen. Ein Schwerpunkt bildete die trophische Entwicklung der Seen in Zusammenhang mit den menschlichen Siedlungsaktivitäten im Umfeld der Seen sowie dem vorherrschenden Klima. Zur Darstellung der jeweiligen Trophiegeschichte wurde neben der Auswertung autökologischer Merkmale vorkommender Diatomeen, eine regionale Diatomeen-Gesamtphosphor-Transferfunktion (Schönfelder et al. 2002) angewendet.

Mit Hilfe von Dünnschliffanalysen sollten Aussagen zur saisonalen Diatomeenentwicklung getroffen werden.

Folgende Ergebnisse lassen sich zusammenfassen:

Für den Tiefen See wurde die Entwicklung vom Alleröd bis in das Jüngere Subatlantikum (Ende des 20. Jh. AD) erfasst. Dies entspricht einem Untersuchungszeitraum von ca. 13.900 Jahren. Für den Schulzensee konnte die Entwicklung von der Älteren Dryas bis ebenfalls zum Ende des 20. Jh. AD (Untersuchungszeitraum ca. 14.100 Jahre) dargestellt werden.

Die spätglaziale und altholozäne Entwicklung beider Seen wurde stark von den klimatischen Bedingungen geprägt. Auswirkungen der Kleinen Eiszeit (ca. 1500-1800 AD) waren nur am Tiefen See sichtbar.

Die Folgen der Siedlungsaktivitäten konnten an beiden Seen eindrucksvoll dargestellt werden.

Ihr potenziell natürlicher Zustand (Referenzzustand, LAWA 1999) ist als mesotroph zu charakterisieren.

Am **Tiefen See** setzten erste Siedlungsaktivitäten im Mesolithikum ein. Während des Neolithikums wurde bereits in größerem Ausmaß Getreide angebaut. Umfangreiche Rodungen verursachten Erosionen, welche bei gleichbleibenden Trophieverhältnissen zu Veränderungen innerhalb der Diatomeenassoziationen führten.

Die sich in der Bronze-, Eisen- und Slawenzeit sowie verstärkt während des Mittelalters fortsetzende Landnutzung, bewirkte nur kurzzeitige und geringfügige Erhöhungen der Trophie.

Erst im 20. Jh. entwickelte sich der ursprünglich oligo- bis mesotrophe Tiefen See infolge zunehmender Landwirtschaft, touristischer Nutzung sowie des Baus und Betriebes einer Munitionsfabrik in unmittelbarer Seenähe über einen hoch eutrophen See zu einem heute mäßig eutrophen See.

Am **Schulzensee** begann eine sichere Besiedlung erst im Neolithikum. Obwohl in der Bronze- und Eisenzeit zunehmende Siedlungsaktivitäten wie Ackerbau, Weidewirtschaft und Rodungen nachgewiesen wurden, lagen weiterhin oligo- bis mesotrophe Verhältnisse vor.

Eine sich während der Slawenzeit und vor allem im Mittelalter deutlich verstärkende Landnutzung bewirkte eine deutliche Eutrophierung des Schulzensees. Ausschlaggebend für die Entwicklung zu einem hoch eutrophen See, waren der Anbau und die Verarbeitung von Hanf.

Nach einer Phase abnehmender Trophie zu Beginn der Neuzeit, führte die Intensivierung der Landwirtschaft infolge ansteigender Bevölkerungszahlen im 19. Jh. zu einer erneuten Erhöhung der Trophie. Von nun an wurden bis auf die 30er und 40er Jahre des 20. Jh. hoch eutrophe Verhältnisse im Schulzensee festgestellt.

Am Ende des 20. Jh. bewirkten der Rückgang der landwirtschaftlichen Produktion und Inbetriebnahme eines Klärwerkes mäßig eutrophe Verhältnisse im Schulzensee.

Die **Wasserspiegel** waren in beiden Seen während des Alleröds und der Jüngerer Dryas niedrig. Im Präboreal stiegen die Wasserstände an. Am Ende des Präboreals (Schulzensee) bzw. im Boreal (Tiefer See) begann eine Phase gleichbleibender oder geringfügig sinkender Seespiegel. Das Atlantikum war durch deutlich zunehmende Wasserstände gekennzeichnet. Im ausgehenden Subboreal gingen die Seespiegel wieder etwas zurück.

Mit Hilfe der **Dünnschliffanalyse** konnte in der untersuchten Sedimentsequenz des Tiefen Sees die zunehmende Trophie anhand nachgewiesener Algenblüten, Kalzitfällung und Pyritbildung gezeigt werden.

Tendenziell nahm sowohl im Tiefen See als auch im Schulzensee mit steigender Trophie die Höhe der Jahresschichten zu.

Die Untersuchung von Jahresschichten des Schulzensee-Sedimentkernes im Zeitraum vom frühen Mittelalter bis zur beginnenden Neuzeit ergab drei von den Trophieverhältnissen abhängige Dominanzmuster der saisonalen Diatomeenentwicklung. Bei fast gleichem Artaufkommen unterschieden sich diese vorrangig im Bezug auf die Häufigkeit der Taxa. Sie geben einen tendenziellen, saisonalen Entwicklungsverlauf wider.

Aufgrund der zu geringen Zahl auswertbarer Jahresschichtungen konnten keine statistisch signifikante Aussagen getroffen werden.

In this study the evolutionary development of two lakes in north-eastern Germany (Mecklenburg-Vorpommern) was investigated. As shown in comparable other research projects (e.g. Voigt 1996), the lake development is strongly influenced by climatic factors and anthropogenic activities. To verify or refute this, sediment cores from both lakes were analyzed for diatoms. Furthermore, results of pollen, chironomid and geochemical analysis were consulted (Fischer 2001, Mosch & Scharf 2002, Selig 2001, Selig et al. 2001, Selig et al. 2002). The sediment core chronology were determined by  $^{14}\text{C}$ -,  $^{137}\text{Cs}$ - and  $^{210}\text{Pb}$ -dating for both lakes.

The aim of this investigation was to portray the evolutionary development of both lakes by means of several parameters as comprehensively as possible. A core aspect was the trophic changes of the lakes in conjunction with anthropogenic activities around both lakes as well as climate changes. To present the particular trophic history, a regional diatom-total phosphorus (TP) transfer function was used (Schönfelder et al. 2002) as well as ecological features of the diatoms that were found.

Furthermore, the seasonal diatom development was determined by means of thin section analysis.

The results could be summarized as follows:

The history of lake Tiefer See includes the period from Alleröd to Younger Subatlanticum at the end of the 20<sup>th</sup> century. This covers a period of about 13,900 years. The evolution period investigated for Schulzensee ranges from the Older Dryas to the end of 20<sup>th</sup> century. That covers a research period of about 14,100 years.

The late glacial and early Holocene evolution of both lakes were strongly influenced by climatic conditions. Effects of the Little Ice Age (approximately 1500-1800 AD) were only noticeable at lake Tiefer See.

The effects of anthropogenic activities could clearly distinguished at both lakes.

The potential natural state of both lakes (reference state, LAWA 1999) is characterized as mesotrophic.

The first human settlement around lake **Tiefer See** occurred during the Mesolithicum. Already in the Neolithicum, grain was cultivated on a large scale. Furthermore, extensive clearings caused erosions, which induced major changes within the diatom assemblages, despite constant trophic conditions.

During the Bronze, Iron and Slavonic Ages and particularly during the Medieval Time cultivation and development of agriculture continued. However, the trophic level only increased temporarily and slightly.

Only during the 20<sup>th</sup> century the formerly oligo- to mesotrophic lake Tiefer See became firstly a highly eutrophic lake and later a moderately eutrophic lake, as the lake's condition is nowadays. This is caused by intensified agriculture, tourism as well as the construction and operation of an armament factory close to the lake.

The first proven settlement at lake **Schulzensee** began during the Neolithicum. Although, anthropogenic activities like agriculture, grazing and clearings increased, the oligo- to mesotrophic conditions prevailed.

During the Slavonic Age and especially during the Medieval Time conspicuously intensified land-use, such as the cultivation of hemp, caused a distinct eutrophication of lake Schulzensee.

At the beginning of the Modern Times, there was a period of decreased trophic levels. Due to increasing population density during the 19<sup>th</sup> century, a hike of the trophic state was once again effectuated.

Henceforth, with the exception of the thirties and forties of the 20<sup>th</sup> century, high eutrophic conditions were detected in Schulzensee.

At the end of the 20<sup>th</sup> century the decline of agricultural production and the commissioning of a sewage treatment plant caused moderate eutrophic level in Schulzensee.

The **water levels** of both lakes were low during the Alleröd and the Younger Dryas, and increased during the Präboreal. At the end of Präboreal (lake Schulzensee) and during the Boreal (lake Tiefer See), a period of unchanging or slightly decreasing water levels began. The Atlanticum was characterized by clearly increasing water levels. At the end of the Subboreal the water levels lowered slightly again.

With the help of **thin section analysis** of sediment segments from lake Tiefer See, the increasing trophic level could be shown by means of algal blooms, calcite precipitation and pyrite formation.

The increasing trophic levels in both lakes were accompanied by a tendency of increasing lamination thickness of the annual deposition layers.

The investigation of annual sediment layers of Schulzensee, from the early Medieval Time to the beginning of the Modern Times, illustrated three patterns of dominant seasonal diatom development which depended on the trophic conditions. The almost simultaneous arise of these types of diatoms were, however, mainly differentiated by the frequency of occurrence of different taxa. These patterns indicate a tendency course of seasonal development.

Due to insufficient number of evaluated annual sediment layers, significant statistical statements could not be made.

## 8 QUELLENVERZEICHNIS

- Akademie der Landwirtschaftswissenschaften der DDR [Hrsg.] (1979a). Mittelmaßstäbige landwirtschaftliche Standortkartierung. 1:100000. Blatt 10: Waren.
- Akademie der Landwirtschaftswissenschaften der DDR [Hrsg.] (1979b). Mittelmaßstäbige landwirtschaftliche Standortkartierung. 1:100000. Blatt 15: Wittstock.
- Alefs, J. (1997). Feinstratigraphie und Diatomeensukzession in den Profundalsedimenten des Ammersees und Starnberger Sees (Oberbayern). *Geologie*. 1-165. Hieronymus, München.
- Alefs, J., Müller, J. & Lenhart, B. (1996b). Die jährliche Änderung der Diatomeenvergesellschaftung seit 1958 in einem warvendatierten Sedimentkern aus dem Ammersee (Oberbayern). *Limnologica* 26(1): 39-48.
- Alefs, J., Müller, J. & Wunsam, S. (1996a). Die Rekonstruktion der epilimnischen Phosphorkonzentration im Ammersee seit 1958. *GWF Wasser Abwasser* 137(8): 443-447.
- Altemüller, H.-J. & Vorbach, A. (1987). Fluoreszenzmikroskopische Wurzeluntersuchungen im gewachsenen Bodenkontakt. VDLUFA-Schriftenreihe 23, Kongreßband 1987: 183-193.
- Altemüller, H.-J. (1974). Mikroskopie der Böden mit Hilfe von Dünnschliffen, H. Freund, ed., Mikroskopie der Silikate. Teil 2 - Spezielle Mikroskopie der Minerale, Sedimente, Böden und Schlacken. Handbuch der Mikroskopie in der Technik, Umschau Verlag, Frankfurt am Main.
- Amts Güstrow [Hrsg.] (1849/50). Charte von der Dom Oekonomie Gute Dehmen.
- Andersen, J.M. (1976). An ignition method for determination of total phosphorus in lake sediments. *Water research* 10: 329-331.
- Anderson, N.J., Rippey, B. & Gibson, C.E. (1993). A comparison of sedimentary and diatom-inferred phosphorus profiles: implications for defining pre-disturbance nutrient conditions. *Hydrobiologia* 253: 357-366.
- Archiv des Landesamtes für Bodendenkmalpflege Mecklenburg-Vorpommern, Schloss Willigrad (o. J.). I. Ortsakte Gremmelin, Landkreis Grüstrow. II. Ortsakte Dehmen, Landkreis Güstrow. III. Ortsakte Güstrow. IV. Ortsakte Peetsch, Landkreis Mecklenburg-Strelitz. Einsicht am: 12.04.2001, (unveröff.).
- Battarbee, R.W. (2000). Palaeolimnological approaches to climate change, with special regard to the biological record. *Quaternary Science Reviews* 19: 107-124.
- Benecke, N. (1999). Die jungpleistozäne und holozäne Tierwelt Mecklenburg-Vorpommerns - Faunenhistorische und kulturgeschichtliche Befunde. *Documenta naturae* 124: 1-198, München.
- Bennion, H., Juggins, S. & Anderson, N.J. (1996). Predicting epilimnetic phosphorus concentrations using an improved diatom-based transfer function and its application to lake eutrophication management. *Environmental Science and Technology* 30: 2004-2007.
- Bennion, H., Wunsam, S. & Schmidt, R. (1995). The validation of diatom-phosphorus transfer functions: an example from Mondsee, Austria. *Freshwater Biology* 34: 271-283.

- Bigler, C., Hall, R.I. & Renberg, I. (2000). A diatom-training set for palaeoclimatic inferences from lakes in northern Sweden. *Internationale Verhandlungen der Vereinigung der Limnologie* 27: 1174-1182.
- Billwitz, K., Helbig, H., Kaiser, K., de Klerk, P., Kühn, P. & Terberger, T. (2000). Untersuchungen zur spätpleistozänen bis frühholozänen Landschafts- und Besiedlungsgeschichte in Mecklenburg-Vorpommern. *Neubrandenburger Geologische Beiträge* 1: 24-38.
- Birks, H.H., Battarbee, R.W. & Birks, H.J.B. (2000). The development of the aquatic ecosystem at Kråkenes Lake, western Norway, during the late-glacial and early-Holocene – a synthesis. *Journal of Paleolimnology* 23: 91-114.
- Birks, H.J.B., Juggins, S. & Line, J.M. (1990a). Lake surface water chemistry reconstructions from palaeolimnological data. The Surface Waters Acidification Programme. 301-313. B. J. Mason, Cambridge University Press, Cambridge.
- Birks, H.J.B., Line, J.M., Juggins, S., Stevenson, A.C. & ter Braak, C.J.F. (1990b). Diatoms and pH reconstruction. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London* 327: 263-278.
- Boehm-Hartmann H. (1936). Spät- und postglaziale Süßwasser-Ablagerungen auf Rügen. I. Pollenanalytische und paläontologische Untersuchungen. *Archiv für Hydrobiologie* 31: 1-37.
- Bradbury, J.P. (1988). A climatic-limnologic model of diatom succession for paleolimnological interpretation of varved sediments at Elk Lake, Minnesota. *Journal of Paleolimnology* 1: 115-131.
- Bradshaw, E.G. & Anderson, N.J. (2001). Validation of a diatom-phosphorus calibration set for Sweden. *Freshwater Biology* 46: 1035-1048.
- Bradshaw, E.G., Jones, V.J., Birks, H.J.B. & Birks, H.H. (2000). Diatom responses to late-glacial and early-Holocene environmental changes at Kråkenes Lake, western Norway. *Journal of Paleolimnology* 23: 21-34.
- Bremer, F. (2000). Quartärgeologische Strukturkarte von Mecklenburg-Vorpommern. In: Geologische Übersichtskarte von Mecklenburg-Vorpommern - Übersichtskarte Oberfläche 1:500.000. Hrsg.: Landesamt für Umwelt, Naturschutz und Geologie M-V; Güstrow.
- Brooks, S.J. (2000). Late-glacial fossil midge stratigraphies (Insecta: Diptera: Chironomidae) from the Swiss Alps. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 159: 261-279.
- Bunting, M.J., Duthie, H.C., Campbell, D.R., Warner, B.G. & Turner, L.J. (1997). A palaeoecological record of recent environmental change at Big Creek Marsh, Long Point, Lake Erie. *Journal of Great Lakes Research* 23(3): 349-368.
- Caballero, M., Lozano, S., Ortega, B., Urrutia, J. & Macias, J.L. (1999). Environmental characteristics of Lake Tecocomulco, northern basin of Mexico, for the last 50,000 years. *Journal of Paleolimnology* 22: 399-411.
- Cameron, N.G., Birks, H.J.B., Jones, V.J., Berge, F., Catalan, J., Flower, R.J., Garcia, J., Kawecka, B., Koinig, K.A., Marchetto, A., Sánchez-Castillo, P., Schmidt, R., Šiško, M., Solovieva, N., Štefková, E. & Toro, M. (1999). Surface-sediment and epilithic diatom pH calibration sets for remote European mountain lakes (AL:PE project) and their comparison with the Surface Waters Acidification Programme (SWAP) calibration set. *Journal of Paleolimnology* 22: 291-317.
- Campbell, I.D. & McAndrews, J.H. (1993). Forest disequilibrium caused by rapid Little Ice Age cooling. *Nature* 366: 336-338.

- Campeau, S., Pienitz, R. & Héquette, A. (1999). Diatoms from the Beaufort Sea coast, southern Arctic Ocean (Canada): Modern analogues for reconstructing Late Quaternary environments and relative sea levels. *Bibliotheca Diatomologica* 42: 1-244. J. Cramer, Berlin, Stuttgart.
- Carrick, H.J., Lowe, R.L. & Rotenberry, J.T. (1988). Guilds of benthic algae along nutrients gradients: relationships to algal community diversity. *Journal of the North American Benthological Society* 7(2): 117-128.
- Casper, S.J. & Scheffler, W. (1990). Diatom Analysis, Late-glacial and Post-glacial development of Lake Kleiner Barsch-See (GDR) – a preliminary note. *Limnologica* 21(1): 147-155.
- Cornet, C. & Subires, J. (1995). Comment distinguer *Stephanodiscus parvus* de *Stephanodiscus minutulus*? Vie et milieu: bulletin du Laboratoire Arago, Université de Paris, Banyuls-sur-Mer 45(3-4): 273-278.
- Cremer, H., Wagner, B., Melles, M. & Hubberten, H.-W. (2001). The postglacial environmental development of Raffles Sø, East Greenland: inferences from a 10,000 year diatom record. *Journal of Paleolimnology* 26: 67-87.
- Cumming, B.F., Wilson, S.E. Hall, R.I. & Smol, J.P. (1995). Diatoms from British Columbia (Canada) lakes and their relationship to salinity, nutrients and other limnological variables. *Bibliotheca Diatomologica* 31: 1-207. J. Cramer, Berlin, Stuttgart.
- Denys, L. (1988). *Fragilaria* Blooms in the Holocene of the Western Coastal Plain of Belgia. In: Proceedings of the Tenth International Diatom Symposium 1988: Joensuu, Finland. 397-406. Koeltz, Koenigstein.
- Denys, L. (1991): A check-list of the diatoms in the holocene deposit of the Western Belgian coastal plain with a survey of their apparent ecological requirements. Service Geologique de Belgique, Professional Paper 246: 1-41.
- Dixit, S.S. & Dickman, M.D. (1986). Correlation of surface sediment diatoms with the present lake water pH in 28 Algoma lakes, Ontario, Canada. *Hydrobiologia* 131: 133-143.
- Dixit, S.S. & Smol, J.P. (1994). Diatoms and indicators in the Environmental Monitoring and Assessment Program - Surface Waters (EMAP-SW). *Environmental Monitoring and Assessment* 31: 275-306.
- Dixit, S.S., Dixit, A.S. & Smol, J.P. (2002). Diatom and chrysophyte transfer functions and inferences of post-industrial acidification and recent recovery trends in Killarney lakes (Ontario, Canada). *Journal of Paleolimnology* 27: 79-96.
- Dörfler, W. & Schülke, A. (2002). Der Rugensee bei Schwerin und sein Umfeld – Paläoökologische und archäologische Untersuchungen im Vergleich. *Greifswalder Geographische Arbeiten* 26: 139-142.
- Dörfler, W. (1990). Die Geschichte des Hanfanbaus in Mitteleuropa aufgrund palynologischer Untersuchungen und von Großrestnachweisen. *Prähistorische Zeitschrift* 65: 218-244.
- Dörfler, W. (2001). Von der Parklandschaft zum Landschaftspark – Rekonstruktion der neolithischen Landschaft anhand von Pollenanalysen in Schleswig-Holstein. In: R. Kelm (Hrsg.), Zurück zur Steinzeitlandschaft – Archäobiologische und ökologische Forschung zur jungsteinzeitlichen Kulturlandschaft und ihrer Nutzung in Nordwestdeutschland. Albertsdorf 2001, 39-55.



- Drebitz, C. & Niederstraßer, J. (2001) Kartierung der Ufervegetation und der submersen Vegetation des Schulzensees. Semesterarbeit Botanik. Universität Rostock. 1-19. Unveröfftl.
- Dreßler M. (2002). Rekonstruktion der Trophieentwicklung des Dudinghausener Sees (Mecklenburg) seit dem Subboreal. *Greifswalder Geographische Arbeiten* 26: 111-114.
- Dreßler, M. (2001). Diatomeenuntersuchungen zur Rekonstruktion der Trophieentwicklung des Dudinghausener Sees seit dem Subboreal. Unveröfftl. Diplomarbeit, Universität Rostock, 1-112.
- Dunemann, L. & Schwedt, G. (1984). Zur Analytik von Elementbindungsformen in Bodenlösungen mit Gelchromatographie und chemischen Reaktionsdetektoren. *Fresenius' Zeitschrift für Analytische Chemie* 317: 394-399.
- Duphorn, K., Kliewe, H., Niedermeyer, R.-O., Jahnke, W. & Werner, F. (1995). Die deutsche Ostseeküste. Sammlung geologischer Führer 88: 1-281. Borntraeger, Berlin, Stuttgart.
- EB & Fuhrmann, W. (1998). Fürst Nikolaus bestätigte zuerst den Besitz von Dorf Peske, in: Strelitzer Zeitung vom 25. März 1998.
- El-Gahny, M.E.A. (2002). Molekulargenetische Diversität einer monözischen und diözischen Hanfsorte und Analyse des Fasergehaltes von verschiedenen Hanfformen. Dissertation, Martin-Luther-Universität Halle-Wittenberg, 1-110.
- Enache, M. & Prairie, Y.T. (2002). WA-PLS diatom-based pH, TP and DOC inference models from 42 lakes in the Abitibi clay belt area (Quebec, Canada). *Journal of Paleolimnology* 27: 151-171.
- Erhardt, G. (1938). Das Klima von Mecklenburg. *Beihefte zu den Mitteilungen der Geographischen Gesellschaft zu Rostock* 11.
- Eriksson, M.G., Bonnefille, R. & Lafon, S. (1999). Recent lake level variations in Lake Haubi, central Tanzania, interpreted from pollen and sediment studies. *Journal of Paleolimnology* 22: 457-473.
- Erstling, F., Saß, F., Schulze, E. & Witzke, H. [Redakt.] (2001). Mecklenburg-Strelitz - Beiträge zur Geschichte einer Region. 1-767. Verlag Druckerei Steffen, Friedland.
- Faegri, K. & Iverson, J. (1989). Textbook of Pollen Analysis. John Wiley & Sons, New York.
- Findley, D.L., Kling, H.J., Rönicke, H. & Findley, W.J. (1998). A paleolimnological study of eutrophic Lake Arendsee (Germany). *Journal of Paleolimnology* 19: 41-54.
- Fischer, K. (2001). Untersuchungen an zwei Seen in Mecklenburg-Vorpommern - ein Beitrag zur Analyse der geschichtlichen Entwicklung glazialer Seen. Unveröfftl. Diplomarbeit, Universität Rostock, 1-98.
- Flower, R.J. (1993). Diatom preservation: experiments and observations on dissolution and breakage in modern and fossil material. *Hydrobiologia* 269/270: 473-484.
- Fritz, S.C., Juggins, S. Battarbee, R.W. & Engstrom, D.R. (1991). Reconstruction of past changes in salinity and climate using a diatom-based transfer function. *Nature* 352: 706-708.
- Gaillard, M.-J., Dearing, J.A., El-Daoushy, F., Enell, M. & Håkansson, H. (1991). A late Holocene record of land-use history, soil erosion, lake trophy and lake-level fluctuations at Bjäresjösjön (South Sweden). *Journal of Paleolimnology* 6: 51-81.
- Garrison, P.J. & Wakeman, R.S. (2000). Use of paleolimnology to document the effect of lake shoreland development of water quality. *Journal of Paleolimnology* 24: 369-393.

- Geologisches Landesamt Mecklenburg-Vorpommern [Hrsg] (1995). Übersichtskarte - Böden. 1:500000.
- Gingele, F.X. & Leipe, T. (1997). Distribution and enrichment of redox-sensitive metals in Baltic Sea sediments. *Baltica* 11: 5-16.
- Glaser, R. (2001). Klimageschichte Mitteleuropas. 1000 Jahre Wetter, Klima, Katastrophen. 1-227. Wiss. Buchgesellschaft, Darmstadt.
- Gliemeroth, A.K. (1995). Paläoökologische Untersuchungen über die letzten 22.000 Jahre in Europa: Vegetation, Biomasse und Einwanderungsgeschichte der wichtigsten Waldbäume. Paläoklimaforschung 18: 1-252. Gustav Fischer Verlag, Stuttgart, Jena, New York.
- Gust, G. & Ullerich, M. (1998). Der Primer - Betrachtungen zu seiner Geschichte. Förderverein Region Güstrow e. V. [Hrsg.], Druckhaus Koepke, Güstrow.
- Håkansson, H. & Carter, J.R. (1990). An interpretation of Hustedt's terms "Schattenlinie", "Perlenreihe" and "Höcker" using specimens of the *Cyclotella radiosa*-complex, *C. distinguenda* Hust. and *C. cyclopuncta* nov. sp.. *The Journal of the Iowa Academy of Science* 97: 153-156.
- Hall, R.I. & Smol, J.P. (1992). A weighted-averaging regression and calibration model for inferring total phosphorus concentrations from diatoms in British Columbia (Canada) lakes. *Freshwater Biology* 27: 417-434.
- Hausmann, S., Lotter, A.F., van Leeuwen, J.F.N., Ohlendorf, Ch., Lemcke, G., Grönlund, E. & Sturm, M. (2002). Interactions of climate and land use documented in the varved sediments of Seebensee in the Swiss Alps. *The Holocene* 12(3): 279-289.
- Haworth, E.Y. (1976). Two late-glacial (late devensian) diatom assemblage profiles from northern Scotland. *New Phytology* 77: 227-256.
- Hickman, M. & Reasoner, M.A. (1998). Late Quaternary diatom response to vegetation and climate change in a subalpine lake in Banff National Park, Alberta. *Journal of Paleolimnology* 20: 253-265.
- Hofmann, G. (1994). Aufwuchs-Diatomeen in Seen und ihre Eignung als Indikatoren der Trophie. *Bibliotheca Diatomologica* 30: 1-241. J. Cramer, Berlin, Stuttgart.
- Hofmann, P. (2001). Mecklenburg-Strelitz: Eine Region im Auf und Nieder der Geschichte. 1-299. Betzel-Verlag, Nienburg.
- Homann, M., Merkt, J. & Müller, H. (2002). Sedimentologische und pollenanalytische Untersuchungen einiger mecklenburgischer Seen - ein Ost-West-Transekt. *Greifswalder Geographische Arbeiten* 26: 35-38.
- Hübener, Th. Dörfler, W. (2004). Reconstruction of the trophic development of lake Krakower Obersee (Mecklenburg, Germany) by means of sediment-, diatom- and pollen-analysis. *Stidia Quaternaria* 21: 101-108.
- Hurtig, Th. (1957). Physische Geographie von Mecklenburg. 1-252. VEB Deutscher Verlag der Wissenschaften, Berlin.
- Hustedt, F. (1937-39). Systematische und ökologische Untersuchungen über die Diatomenflora von Java, Bali und Sumatra nach dem Material der deutschen limnologischen Sunda-Expedition. Teil 1: Systematischer Teil. *Archiv für Hydrobiologie/Suppl.* 15: 131-506; Teil 2: Allgemeiner Teil. *Archiv für Hydrobiologie/Suppl.* 15: 638-790; 16: 1-394.

- Hustedt, F. (1948). Die Diatomeenflora diluvialer Sedimente bei dem Dorfe Gay bei Conin im Warthe-Gebiet. *Schweizerische Zeitschrift für Hydrologie* 11: 181-209.
- Imbrie, J. & Palmer-Imbrie, K. (1981). Die nächste Eiszeit. In: Die Eiszeiten: Naturgewalten verändern unsere Welt. pp. 213-225. Econ Verlag, Düsseldorf und Wien.
- Interlandi, S.J., Kilham, S.S. & Theriot, E.C. (1999). Responses of phytoplankton to varied resource availability in large lakes of the Greater Yellowstone Ecosystem. *Limnology & Oceanography* 44(3): 668-682.
- Janke, W. (1996). Landschaftsentwicklung und Formenschatz Mecklenburg-Vorpommerns seit der Weichsel-Eiszeit. *Zeitschrift für den Erdkundeunterricht* 12: 495-505.
- Järnefelt, H. (1952). Plankton als Indikator der Trophiegruppen der Seen. *Annales Academiae Scientiarum Fennicae Serie A. IV. Biologica* 18: 1-29.
- Jones, V.J., Battarbee, R.W., Rose, N.L., Curtis, C., Appleby, P.G., Harriman, R. & Shine, A.J. (1997). Evidence for the pollution of Loch Ness from the analysis of its recent sediments. *The Science of the Total Environment* 203: 37-49.
- Juggins, S. [Hrsg.] (2003). EDDI = European Diatom Database: database of diatom training datasets and transfer functions, <http://craticula.ncl.ac.uk/Eddi/jsp/index.jsp>, Stand: November 2003.
- Kaiser, K. (1996). Zur hydrologischen Entwicklung mecklenburgischer Seen im jüngeren Quartär. *Petermanns Geographische Mitteilungen* 140: 323-342.
- Kaiser, K. (2001). Die spätpleistozäne bis frühholozäne Beckenentwicklung in Mecklenburg-Vorpommern - Untersuchungen zur Stratigraphie, Geomorphologie und Geoarchäologie. *Greifswalder Geographische Arbeiten* 24: 1-208.
- Kaiser, K., Schoknecht, T., Prehn, B., Janke, W. & Kloss, K. (2001): Geomorphologische, palynologische und archäologische Beiträge zur holozänen Landschaftsgeschichte im Müritzgebiet (Mecklenburg-Vorpommern). *Eiszeitalter und Gegenwart* 51: 15-32.
- Kalbe L. and Werner H. (1974). Sediment des Kummerower Sees. Untersuchungen des Chemismus und der Diatomeenflora. *Internationale Revue der gesamten Hydrobiologie* 56: 755-782.
- Karge, W., Schmidt, H., & Münch, E. Anonymous. (2000). Die Geschichte Mecklenburgs. 1-215. Hinstorff Verlag GmbH, Rostock.
- Kasten (wohnhaft in Peetsch): mündliche Mitteilung vom 11.05.2000.
- Klee, R. & Schmidt, R. (1987). Eutrophication of Mondsee (upper Austria) as indicated by the diatom stratigraphy of a sediment core. *Diatom Research* 2(1): 55-76.
- Kling, H.J. (1998). A summary of past and recent plankton of Lake Winnipeg, Canada using algal fossil remains. *Journal of Paleolimnology* 19: 297-307.
- Kloss K. (1980). Pollenanalysen zur Vegetations-, Siedlungs- und Moorgeschichte am Südrand der ostmecklenburgisch-brandenburgischen Seenplatte (Kreis Gransee). *Archiv für Naturschutz und Landschaftsforschung* 20: 203-212.
- Kobayasi, H., Kobayashi, H. & Idei, M. (1985). Fine structure and taxonomy of the small and tiny *Stephanodiscus* (Bacillariophyceae) species in Japan. 3. Co-occurrence of *Stephanodiscus minutulus* (Kütz.) Round and *S. parvus* Stoerm. & Håk.. *Japanese Journal of Limnology* 33: 293-300.

- Komárek, J. & Jankovská, V. (2001). Review of the Green Algal Genus *Pediastrum*; Implication for Pollenanalytical Research. *Bibliotheca Phycologica* 108: 1-127. J. Cramer, Berlin, Stuttgart.
- Korhola, A., Weckström, J., Holmström, L. & Erästö, P. (2000). A quantitative Holocene climatic record from diatoms in northern Fennoscandia. *Quaternary Research* 54: 284-294.
- Korsman, T. & Birks, H.J.B. (1996). Diatom-based reconstruction from northern Sweden: a comparison of reconstruction techniques. *Journal of Paleolimnology* 15: 65-77.
- Koschel, R., Proft, G. & Raidt, H. (1987). Autochthone Kalkfällung in Hartwasserseen der Mecklenburgischen Seenplatte. *Limnologica* 18(2): 317-338.
- Krammer, K. & Lange-Bertalot, H. (1986). Süßwasserflora von Mitteleuropa, Bacillariophyceae, Band 2/1: Naviculaceae. Gustav Fischer Verlag, Stuttgart.
- Krammer, K. & Lange-Bertalot, H. (1988). Süßwasserflora von Mitteleuropa, Bacillariophyceae, Band 2/2: Bacillariaceae, Epithemiaceae, Surirellaceae. Gustav Fischer Verlag, Stuttgart.
- Krammer, K. & Lange-Bertalot, H. (1991a). Süßwasserflora von Mitteleuropa, Bacillariophyceae, Band 2/3: Centrales, Fragilariaceae, Eunotiaceae. Gustav Fischer Verlag, Stuttgart.
- Krammer, K. & Lange-Bertalot, H. (1991b). Süßwasserflora von Mitteleuropa, Bacillariophyceae, Band 2/4: Achnantheaceae. Gustav Fischer Verlag, Stuttgart.
- Krammer, K. (1997a). Die cymbelloiden Diatomeen, Eine Monographie der weltweit bekannten Taxa, Teil 1: Allgemeines und Encyonema Part. *Bibliotheca Diatomologica*, Bd. 36, Cramer, Berlin Stuttgart.
- Krammer, K., (1997b). Die cymbelloiden Diatomeen, Eine Monographie der weltweit bekannten Taxa, Teil 2: Encyonema part., Encyonopsis and Cymbelloopsis. *Bibliotheca Diatomologica*, Bd. 37, Cramer, Berlin Stuttgart.
- Krasske, G. (1936). Spät- und postglaziale Süßwasser-Ablagerungen auf Rügen. II. Diatomeen aus den postglazialen Seen auf Rügen. *Archiv für Hydrobiologie* 31: 38-57.
- Krey L. & Kloss K. (1990). Geographische und pollenanalytische Untersuchungen des Kleinen Barsch-Sees (Bez. Potsdam, DDR). *Limnologica* 21: 117-123.
- Krumbiegel, D. & Schwinge, W. (1992). Witterung- Klima: Informationen, Leistungsangebote, Normalwerte, Schwellenwerte, Häufigkeiten, Karten; Mecklenburg-Vorpommern, Brandenburg und Berlin. 1-80. Deutscher Wetterdienst, Potsdam.
- Küster, H. (1998). Geschichte des Waldes: Von der Urzeit bis zur Gegenwart. 1-266. C. H. Beck'sche Verlagsbuchhandlung, München.
- Länderarbeitsgemeinschaft Wasser (LAWA) (1999). Gewässerbewertung - stehender Gewässer. Vorläufige Richtlinie für eine Erstbewertung von natürlich entstandenen Seen nach trophischen Kriterien. LAWA, Schwerin.
- Landesamt für Umwelt, Naturschutz und Geologie Mecklenburg-Vorpommern (LUNG) [Hrsg.] (1998). Geologische Karte von Mecklenburg-Vorpommern 1:500 000, Übersichtskarte - Grundwasserfließgeschehen. Schwerin.
- Landesamt für Umwelt, Naturschutz und Geologie (LUNG) Mecklenburg-Vorpommern [Hrsg.] (2002). Karte der quartären Bildungen - Oberfläche bis fünf Meter Tiefe, 1:200000, Blatt Güstrow.

- Lang, G. (1994). Quartäre Vegetationsgeschichte Europas: Methoden und Ergebnisse. 1-462. Gustav Fischer Verlag, Jena, Stuttgart, New York.
- Lange-Bertalot H. (1993). 85 neue Taxa und über 100 weitere neu definierte Taxa ergänzend zur Süßwasserflora von Mitteleuropa. Vol. 2/1 - 4. Bibliotheca Diatomologica, Band 27, Cramer, Berlin Stuttgart.
- Lange-Bertalot, H. (1996). Rote Liste der limnischen Kieselalgen (Bacillariophyceae) Deutschlands. *Schriftenreihe für Vegetationskunde* 28: 633-677.
- Larsen, J. (2000). Recent changes in diatom-inferred pH, heavy metals, and spheroidal carbonaceous particles in lake sediments near an oil refinery at Mongstad, Western Norway. *Journal of Paleolimnology* 23: 343-363.
- Lim, D.S.S., Kwan, C., Douglas, M.S.V. (2001). Periphytic diatom assemblages from Bathurst Island, Nunuvut, Canadian high arctic: an examination of community relationships and habitat preferences. *Journal of Phycology* 37: 379-392.
- Lotter, A.F. & Bigler, C. (2000). Do diatoms in the Swiss Alps reflect the length of ice-cover? *Aquatic Sciences* 62: 125-141.
- Lotter, A.F. & Birks, H.J.B. (1997). The separation of the influence of nutrients and climate on the varve time-series of Baldeggersee, Switzerland. *Aquatic Sciences* 59: 362-375.
- Lotter, A.F. (1988). Paläoökologische und paläolimnologische Studie des Rotsees bei Luzern. *Dissertationes Botanicae* 124: 1-187. J. Cramer, Berlin, Stuttgart.
- Lotter, A.F., Birks, H.J.B., Hofmann, W. & Marchetto, A. (1997a). Modern diatom, cladocera, chironomid, and chrysophyte cyst assemblages as quantitative indicators for the reconstruction of past environmental conditions in the Alps. I. Climate. *Journal of Paleolimnology* 18: 395-420.
- Lotter, A.F., Birks, H.J.B., Hofmann, W. & Marchetto, A. (1998). Modern diatom, cladocera, chironomid, and chrysophyte cyst assemblages as quantitative indicators for the reconstruction of past environmental conditions in the Alps. II. Nutrients. *Journal of Paleolimnology* 19: 443-463.
- Lotter, A.F., Hofmann, W., Kamenik, C., Lami, A., Ohlendorf, C., Sturm, M., van der Knaap, W.O. & van Leeuwen, J.F.N. (2000). Sedimentological and biostratigraphical analyses of short sediment cores from Hagelseewli (2339 m a.s.l.) in the Swiss Alps. *Journal of Limnology* 59 (Suppl. 1): 53-64.
- Lotter, A.F., Sturm, M., Teranes, J.L. & Wehrli, B. (1997b). Varve formation since 1885 and high-resolution varve analyses in hypertrophic Baldeggersee (Switzerland). *Aquatic Sciences* 59: 304-325.
- Lund, J.W.G. (1954). The seasonal cycle of the plankton diatom *Melosira italica* (Ehr.) ssp. *subarctica* O. Müller. *Journal of Ecology* 42: 151-179.
- Manning, P.G., Prepas, E.E. & Serediak, M.S. (1999). Pyrite and vivianite intervals in the bottom sediments of eutrophic Baptiste Lake, Alberta, Canada. *The Canadian Mineralogist* 37: 593-601.
- Marchetto, A. & Schmidt, R. (1993). A regional calibration data set to infer lake water pH from sediment diatom assemblages in alpine lakes. *Memorie Dell'Istituto Italiano di Idrobiologia* 51: 115-125.
- Mehl, D. & Thiele, V. (1998). Fließgewässer- und Talraumtypen des Norddeutschen Tieflandes - Am Beispiel der jungglazialen Naturräume Mecklenburg-Vorpommerns. 1-261. Parey, Berlin.

- Mehl, D., Könker, H., Hellmuth, O. & Pivarci, R. (1995). Das Flußgebiet der Nebel - eine naturräumliche Charakterisierung. *Nachrichten des entomologischen Vereins Apollo Suppl.* 15: 19-40.
- Meriläinen, J. (1967). The diatom flora and the hydrogen-ion concentration of the water. *Annales Botanici Fennici* 4: 51-58.
- Meynen, E. & Schmithüsen, J. (1959). Handbuch der naturräumlichen Gliederung Deutschlands, Band 2. Bundesanstalt für Landeskunde und Raumforschung Selbstverlag, Bad Godesberg.
- Michel (Stadtförster am Tiefen See): mündliche Mitteilung vom 30.06.2003.
- Michelutti, N., Laing, T. E. & Smol, J.P. (2001). Diatom assessment of past environmental changes in lakes located near Noril'sk (Siberia) smelters. *Water, Air and Soil Pollution* 125: 231-241.
- Minden, V. (2002). Kartierung der Ufervegetation und der submersen Vegetation des Tiefen Sees. Semesterarbeit Botanik. Universität Rostock. 1-21. Unveröfftl.
- Moore, P.D., Webb, J.A. & Collinson, M.E. (1991). Pollen analysis. Blackwell, Oxford.
- Mosch, E.C. & Scharf, B.W. (2002). Die subfossile Chironomidenfauna des Schulzensees (Mecklenburg-Vorpommern). *Greifswalder Geographische Arbeiten* 26: 119-122.
- Müller, A. (1999). Die Müritz - Die Geschichte einer Landschaft und ihrer Bewohner rund um Deutschlands größten Binnensee. 1-236. Landkreis Müritz, Waren.
- Müller, H. & Kleinmann, A. (1998). Palynologische Untersuchung eines Sedimentprofiles aus dem Wollingster See. In: Schutz und Erhaltung nährstoffarmer Stillgewässer am Beispiel des Wollingster Sees. *Mitteilungen der Arbeitsgemeinschaft Geobotanik in Schleswig-Holstein und Hamburg* 57: 44-52.
- Müller, O. (1964). Weichselzeitliche eisgestaute Seen als wesentliche Elemente in der Ausbreitungsgeschichte von marinen Glazialrelikten des Nordpolarmeeres. *Archiv für Hydrobiologie Beih.* 1: 1-90.
- Negendank, J.F.W., Brüchmann, C. & Kienel, U. (2001). Die „Kleine Eiszeit“ und ihre Abbildung im Klimaarchiv Binnensee. In: Gemäldegalerie, Staatliche Museen zu Berlin [Hrsg.], Die Kleine Eiszeit - Holländische Landschaftsmalerei im 17. Jahrhundert, Ausstellungskatalog, Reihe: Bilder im Blickpunkt, Berlin, 55-63.
- Neuwirt (Stadtförster am Tiefen See bis 1958): mündliche Mitteilung vom 30.06.2003.
- Nitz, B. (1984). Grundzüge der Beckenentwicklung im mitteleuropäischen Tiefland - Modell einer Sediment- und Reliefgenese. *Petermanns Geographische Mitteilungen* 128: 133-142.
- O'Sullivan, P.E. (1983). Annually-laminated lake sediments and the study of quaternary environmental changes - a review. *Quaternary Science Reviews* 1: 245-313.
- Olsson, S., Regnéll, J., Persson, A. & Sandgren, P. (1997). Sediment-chemistry response to land-use change and pollutant loading in a hypertrophic lake, southern Sweden. *Journal of Paleolimnology* 17: 275-294.
- Pan, Y. & Brugam, R. (1997). Human disturbance and trophic status changes in Crystal Lake, McHenry County, Illinois, USA. *Journal of Paleolimnology* 17: 369-376.
- Ramstack, J.M., Fritz, S.C., Engstrom, D.R. & Heiskary, S.A. (2003). The application of a diatom-based transfer funktion to evaluate regional water-quality trends in Minnesota since 1970. *Journal of Paleolimnology* 29: 79-94.

- Rautio, M., Sorvari, S. & Korhola, A. (2000). Diatom and crustacean zooplankton communities, their seasonal variability and representation in the sediments of subarctic Lake Saanajärvi. *Journal of Limnology* 59(1): 81-96.
- Reavie, E.D., Hall, R.I. & Smol, J.P. (1995). An expanded weighted-averaging regression and calibration model for inferring past total phosphorus concentration from diatom assemblages in eutrophic British Columbia (Canada) lakes. *Journal of Paleolimnology* 14: 49-67.
- Reimann, I. & Hamm, A. (1996). Experimentelle Untersuchungen zur Trophieindikation Anhand von Aufwuchsdiatomeen. Bayerisches Landesamt für Wasserwirtschaft [Hrsg]. 1-108.
- Restorff, F.C.H. von (1838). Vollständiges topographisch-geographisches Wörterbuch des Grossherzogthums Mecklenburg-Schwerin oder Alphabetisches Verzeichniss sämmtlicher Städte, Flecken, Dörfer, Güter, Höfe, Büdnereien : u. mit Angaben zu welchem Landestheil, Amt, Militair- und Justiz-Distrikt sie gehören, der Örtlichkeit, nächster Poststation und Lage, so wie alles dessen, was der Ort irgend Merkwürdiges von allgemeinem Interesse enthält, als Repertorium der Karte von Mecklenburg. 1-140. Werner, Bützow.
- Röhrig, R. & Scharf, B.W. (eingereicht). An alternative embedding-method for thin section of lake sediments. *Journal of Paleolimnology*
- Round, F.E., Crawford, M. & Mann, D.G. (1990). Diatoms. 747 pp. Cambridge University Press, Cambridge.
- Saarnisto, M., Huttunen, P. & Tolonen, K. (1977). Annual lamination of sediments in Lake Lovojärvi, southern Finland, during the past 600 years. *Annales Botanici Fennici* 14: 35-45.
- Scheffler, W. & Morabito, G. (2003): Topical observations on centric diatoms (Bacillariophyceae, Centrales) of Lake Como (N. Italy). *Journal of Limnology* 62(1): 47-60.
- Scheffler, W. (1994). *Cyclotella pseudocomensis* nov. sp. (Bacillariophyceae) aus norddeutschen Seen. *Diatom Research* 9: 355-369.
- Scheffler, W., Nicklisch, A. & Hepperle, D. (2003). Dimorphism in *Cyclotella pseudocomensis* (Heterokontophyta, Bacillariophyceae) as revealed by morphological, ecological and molecular methods. *Advances in Limnology* 58: 157-173.
- Schmidt, R. (1993). Environmental changes in two Adriatic Coastal lakes in the time interval 7,500 – 5,000 B.P. (Atlantic) with spezial reference to the diatom succession of *Cyclotella*. *Limnologica* 23(1): 47-58.
- Schmidt, R., Psenner, R., Müller, J., Indinger, P. & Kamenik, C. (2002). Impact of late glacial climate variations on stratification and trophic state of the meromictic lake Längsee (Austria): validation of a conceptual model by multi proxy studies. *Journal of Limnology* 61(1): 49-60.
- Schoknecht, T. (1996). Pollenanalytische Untersuchungen zur Vegetations-, Siedlungs- und Landschaftsgeschichte in Mittelmecklenburg. Beiträge zur Ur- und Frühgeschichte Mecklenburg-Vorpommerns 29: 1-68, Archäologisches Landesmuseum M-V, Lübstorf.
- Schönfelder I. (2000). Indikation der Gewässerbeschaffenheit durch Diatomeen. In: Handbuch angewandte Limnologie 9: Erg. Lfg. 4/00. Ecomed Verlagsges., Landsberg.
- Schönfelder, I. (1997). Eine Phosphor-Diatomeen-Relation für alkalische Seen und Flüsse Brandenburgs und ihre Anwendung für die paläolimnologische Analyse von Auensedimenten der unteren Havel. *Dissertationes Botanicae* 283: 1-148. J. Cramer, Berlin, Stuttgart.

- Schönfelder, I., Schönfelder, J., Steinberg, C. (2002). Relationships between littoral diatoms and their chemical environment in northeastern German lakes and rivers. *Journal of Phycology* 38: 66-82.
- Schulz, W. (1965). Die Oser von Schlieffenberg östlich Güstrow. *Jahrbuch für Geologie* 1: 361-371.
- Schulz, W. (1956). Aufnahmebericht zur Geologischen Übersichtskartierung des Meßtischblattes Güstrow (Nord-Hälfte, 2239). Maßstab 1:100000. Aufgenommen: 18.10.-07.12.1956.
- Schwalb, A., Hadorn, P., Thew, N. & Straub, F. (1998). Evidence for Late Glacial and Holocene environmental changes from subfossil assemblages in sediment of Lake Neuchâtel, Switzerland. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 140: 307-323.
- Selig, U. (2001). Sedimentologische Untersuchungen am Tiefen See bei Güstrow: Nährstoffgehalte, Nährstoffbindungen und Porenwasseranalysen. *Rostocker Meeresbiologische Beiträge* 9: 61-73.
- Selig, U., Hübener, Th. & Schwarz, A. (2001). Untersuchungen zum potentiell natürlichen Zustand von dimiktischen Seen natürlicher Entstehung anhand paläolimnologischer Sedimentuntersuchungen. Unveröff. Forschungsbericht. Universität Rostock. 1-41.
- Selig, U., Hübener, Th., Schwarz, A. & Leipe, Th. (2002). The environmental history of a postglacial dimictic lake in North Germany. *Internationale Verhandlungen der Vereinigung der Limnologie* 28: 1340-1344.
- Smith, I.R. (2002). Diatom-based Holocene paleoenvironmental records from continental sites on northeastern Ellesmere Island, high Arctic, Canada. *Journal of Paleolimnology* 27: 9-28.
- Smol, J.P. & Cumming, B.F. (2000). Tracking long-term changes in climate using algal indicators in lake sediments - review. *Journal of Phycology* 36: 986-1011.
- Smol, J.P. (1983). Paleophycology of high arctic lake near Cape Herschel, Ellesmere Island. *Canadian Journal of Botany* 61: 2195-2204.
- Smol, J.P. (1988). Paleoclimate proxy data from freshwater arctic diatoms. *Internationale Verhandlungen der Vereinigung der Limnologie* 23: 837-844.
- Stabell, B. (1985). The development and succession of taxa within the diatom genus *Fragilaria* Lyngbye as a response to basin isolation from the sea. *Boreas* 14: 273-286.
- Steinberg, C. & Schiefele, S. (1988). Biological indication of trophy and pollution of running waters. *Zeitschrift für Wasser- und Abwasser-Forschung* 21: 227-234.
- Steinberg, C.E.W. & Trumpp, M. (1993). Paleolimnological niche characterization with selected algae. I. Planctonic diatoms from a hardwater habitat. *Archiv für Protistenkunde* 143: 249-255.
- Stoermer, E.F. (1981). Diatoms associated with bryophyte communities growing at extreme depths in Lake Michigan. *Proceedings of the Iowa Academy of Science* 88(2): 91-95.
- Stookey, L.L. (1970). Ferrozine - a new spectrophotometric reagent for iron. *Analytical Chemistry* 2: 779-781.
- Straub, F. (2002). Note algologique II. Apparition envahissante de la diatomée *Achnanthes catenata* Bily & Marvan (Heterokontophyta, Bacillariophyceae) dans le lac de Neuchâtel (Suisse). *Société neuchâteloise des Sciences naturelles* 125(1): 59-66.
- Stuiver, M. & Reimer, P.J. (1993). Extended <sup>14</sup>C data base and a revised calib 3.0 <sup>14</sup>C age calibration program. *Radiocarbon* 35: 215-230.



- Stuiver, M., Reimer, P.J., Bard, E., Beck, J.W., Burr, G.S.W., Hughen, K.A., Kromer, B., McCormac, G., van der Plicht, J. & Spurk, M. (1998). INTACAL98: Radiocarbon Age calibration, 24,000-0 cal. B.P. *Radiocarbon* 40: 1041-1083.
- Sugimura, Y. & Suzuki, Y. (1988). A high temperature catalytic oxidation method for the determination of non-volatile dissolved carbon in seawater by direct injection of a liquid sample. *Mar. Chem.* 24:105-131.
- ter Braak, C.J.F. & Juggins, S. (1993). Weighted averaging partial least squares regression (WA-PLS): an improved method for reconstructing environmental variables from species assemblages. *Hydrobiologia* 269/270: 485-502.
- Terberger, T. (1997). Zur ältesten Besiedlungsgeschichte Mecklenburg-Vorpommerns. *Archäologische Berichte aus Mecklenburg-Vorpommern* 4: 6-21.
- Teubner, K. (1995). A light microscopical investigation and multivariate statistical analyses of heterovalvar cells of *Cyclotella*-species (Bacillariophyceae) from lakes of the Berlin-Brandenburg region. *Diatom Research* 10(1): 191-205.
- Theuerkauf, M. (2003). Die Vegetation NO-Deutschlands vor und nach dem Ausbruch des Laacher See-Vulkans (12 880 cal. BP). *Greifswalder Geographische Arbeiten* 29: 143-189.
- Thiele, V. & Mehl, D. (1995). Ökologisch begründetes Sanierungskonzept für das Gewässereinzugsgebiet der Warnow (Mecklenburg-Vorpommern). In: Schriftenr. LAUN M-V.
- Van Dam, H., Mertens, A., & Sinkeldam, J. (1994). A coded checklist and ecological indicator values of freshwater diatoms from the Netherlands. *Netherlands Journal of Aquatic Ecology* 28: 117-133.
- Verardo, D.J., Froelich, P.N. & McIntyre, A. (1990). Determination of organic carbon and nitrogen in marine sediments using Carlo Erba NA-1500 Analyser. *Deep Sea Research* 37: 157-165.
- Verschuren, D., Laird, K.R. & Cumming, B.F. (2000). Rainfall and drought in equatorial east Africa during the past 1,100 years. *Nature* 403: 410-414.
- Voigt, R. (1996). Paläolimnologische und vegetationsgeschichtliche Untersuchungen an Sedimenten aus Fuschlsee und Chiemsee (Salzburg und Bayern). *Dissertationes Botanicae* 270: 1-303. J. Cramer, Berlin, Stuttgart.
- Vollenweider, R.A. (1979). Das Nährstoffbelastungskonzept als Grundlage für den externen Eingriff in den Eutrophierungsprozess stehender Gewässer und Talsperren. *Zeitschrift für Wasser- und Abwasser-Forschung* 12(2): 46-56.
- Vos, P.C. & Wolf, H. de (1993). Diatoms as a tool for reconstructing sedimentary environments in coastal wetlands; methodological aspects. *Hydrobiologia* 269/270: 285-296.
- Wagenbreth, O. & Steiner, W. (1982). Geologische Streifzüge - Landschaft und Erdgeschichte zwischen Kap Arkona und Fichtelberg. 1-203. VEB Deutscher Verlag für Grundstoffindustrie, Leipzig.
- Walker, I.R. & Mathewes, R.W. (1987). Chironomids, lake trophic status, and climate. *Quaternary Research* 28: 431-437.
- Wehden (wohnhaft in Mirow, ehemaliger Förster in Peetsch): mündliche Mitteilung vom 10.03.2000.

- Wessels, M., Mohaupt, K., Kümmerlin, R. & Lenhard, A. (1999). Reconstructing past eutrophication trends from diatoms and biogenic silica in the sediment and the pelagic zone of Lake Constance, Germany. *Journal of Paleolimnology* 21: 171-192.
- Wieden, H. bei der (1975). Die Entwicklung des Eisenbahnnetzes 1846-1952 in: Historischer Atlas von Mecklenburg. Kt. 6. Böhlau, Köln.
- Wieden, H. bei der, Engel, F. & Schmidt, R. (1987). Das öffentliche Telegraphennetz: 1849-1880 in: Historischer Atlas von Mecklenburg. Kt. 7. Böhlau, Köln.
- Wieden, H. bei der, Engel, F. & Schmidt, R. (1988). Manufakturen und Fabriken im Jahre 1793 in: Historischer Atlas von Mecklenburg. Kt. 8. Böhlau, Köln.
- Wilson, S.E., Cumming, B.F. & Smol, J.P. (1996). Assessing the reliability of salinity inference models from diatom assemblages: an examination of a 219-lake data set from western North America. *Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences* 53: 1580-1594.
- Witte, O. (1970). Erläuterungen zur Karte der kirchlichen Gliederung Mecklenburgs um 1500 in: Historischer Atlas von Mecklenburg. Kt. 5. Böhlau, Köln.
- Wolf, H. de (1982). Methods of coding of ecological data from diatoms for computer utilization. *Mededelingen Rijks Geologische Dienst* 36: 95-98.
- Wunsam, S. & Schmidt, R. (1995). A diatom-phosphorus transfer function for Alpine and pre-alpine lakes. *Mem. Memorie Dell'Istituto Italiano di Idrobiologia* 53: 85-99.
- Wunsam, S., Schmidt, R. & Klee, R. (1995). Cyclotella-taxa (Bacillariophyceae) in lakes of the Alpine region and their relationship to environmental variables. *Aquatic Science* 57(4): 380-386.
- Yang, J.-R. & Dickman, M. (1993). Diatoms as indicators of lake trophic status in Central Ontario, Canada. *Diatom Research* 8(1): 179-193.
- Zelikson, E.M. (1997). The flora and vegetation in Europe during the Alleröd. *Quaternary International* 41/42: 97-101.
- Zelinka, M. & Marvan, P. (1961). Zur Präzisierung der biologischen Klassifikation der Reinheitfließender Gewässer. *Archiv für Hydrobiologie* 57: 389-407.

# ANHANG

## Anhang A: Fototeil

Tafel A1

Fig. 1a-i x1500, LM; Fig. 2-6 REM, Fig. 2 x5670, Fig. 3 x8250, Fig. 4 x9000, Fig. 5 x14000, Fig. 6 x16000

### Fig. 1-6. *Cyclotella comensis* Grunow

Fig. 1a-b. Schulzensee, Sedimenttiefe: 1124 cm, MT: *comensis*

Fig 1c. Schulzensee, Sedimenttiefe: 844 cm, MT: *comensis*

Fig. 1d. Tiefer See, Sedimenttiefe: 297 cm, MT: *comensis*

Fig 1e-f. Tiefer See, Sedimenttiefe: 208 cm, MT: *pseudocomensis*

Fig. 1g. Tiefer See, Sedimenttiefe: 173 cm, MT: *pseudocomensis*

Fig. 1h. Schulzensee, Sedimenttiefe: 390 cm, MT: *pseudocomensis*

Fig. 1i. Schulzensee, Sedimenttiefe: 204 cm, MT: *minima*

Fig. 2. Tiefer See, Sedimenttiefe: 699 cm, Außenansicht

MT: *pseudocomensis*, deutlich tangential gewellt, A: zentraler Stützenfortsatz,  
B: Öffnung des Lippenfortsatzes

Fig. 3. Tiefer See, Sedimenttiefe: 699 cm, Außenansicht

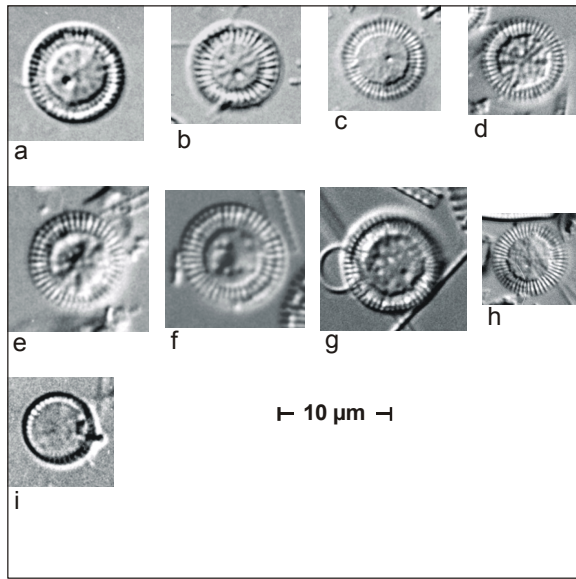
MT: *comensis*, radial gewellt

Fig. 4. Tiefer See, Sedimenttiefe: 699 cm, Innenansicht

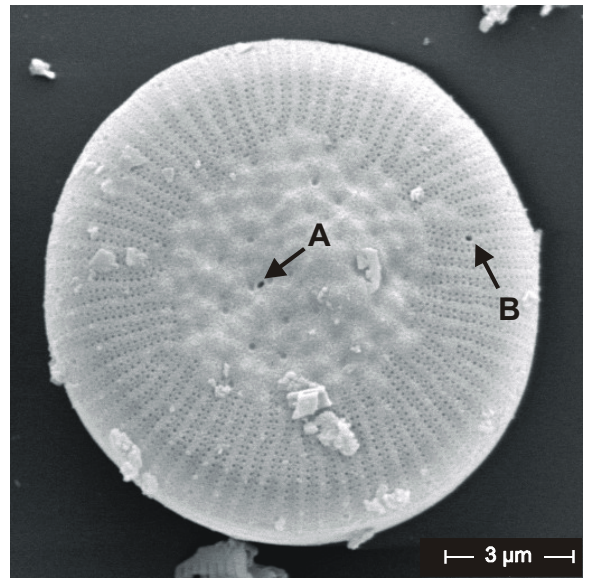
C: zentraler Stützenfortsatz, D: Öffnung des Lippenfortsatzes

Fig. 5-6. Schulzensee, Sedimenttiefe: 278 cm, Außen- und Innenansicht

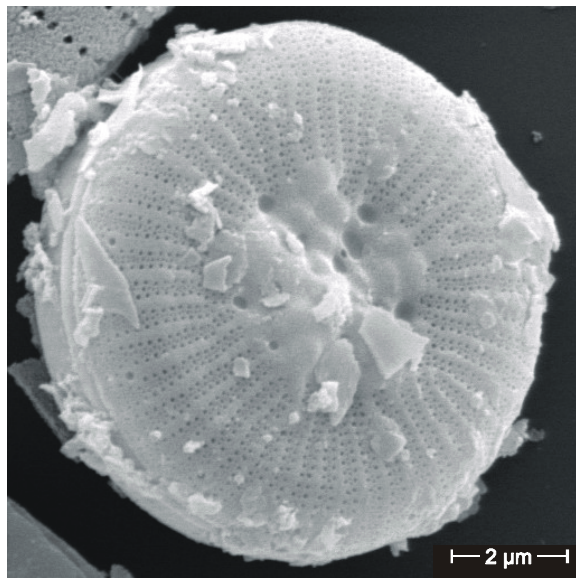
MT. *minima*, E: Areolen in ovalen bis runden Gruppen angeordnet



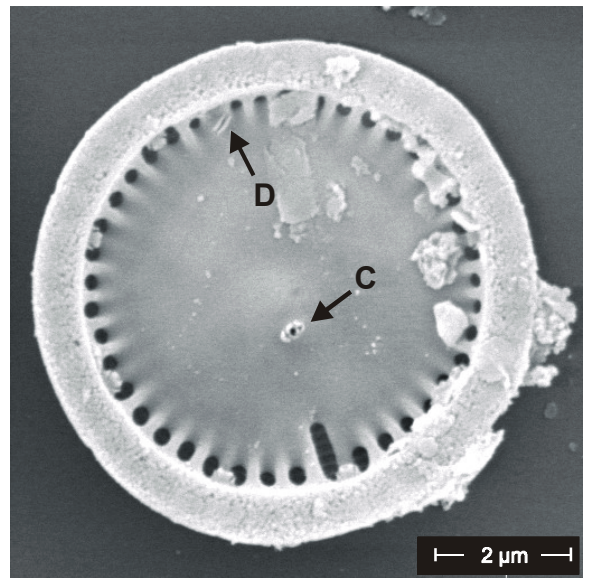
1



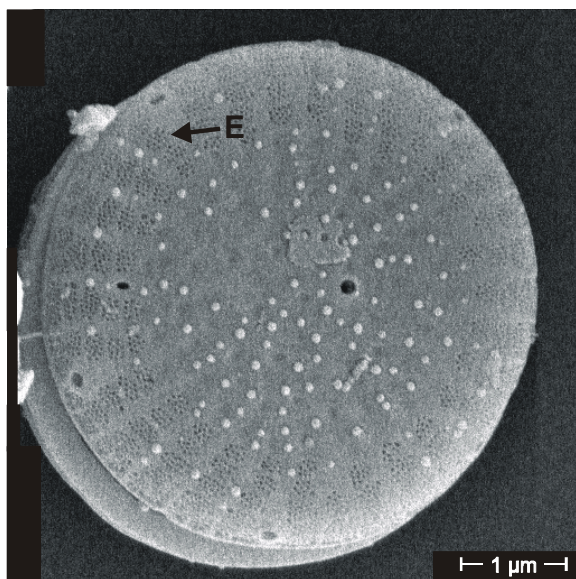
2



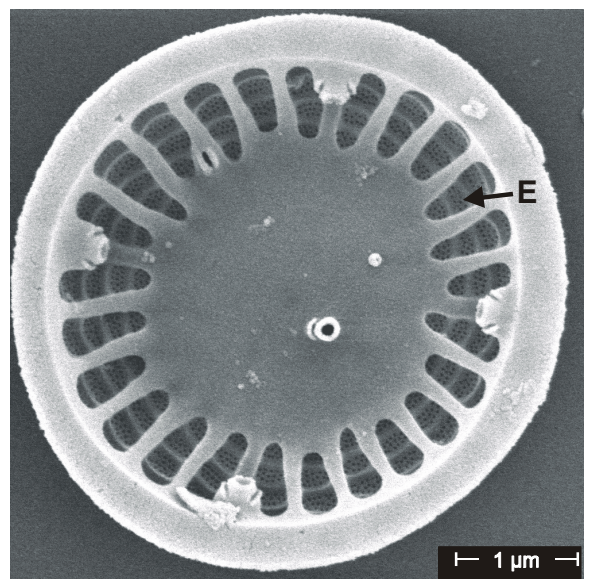
3



4



5



6

## Tafel A2

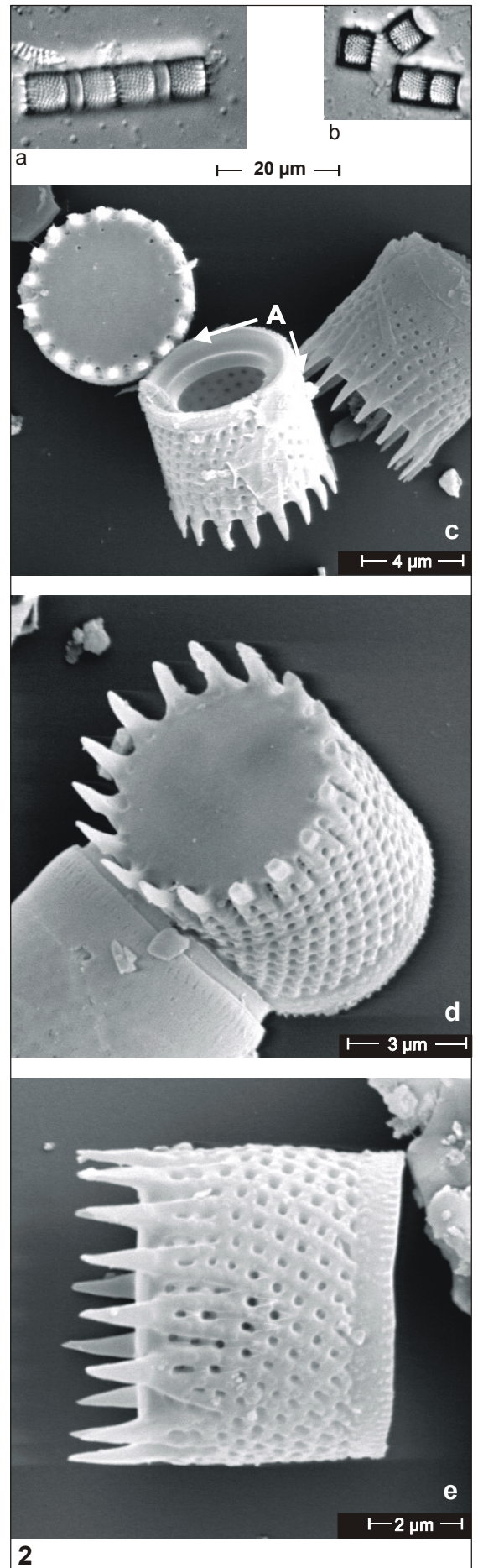
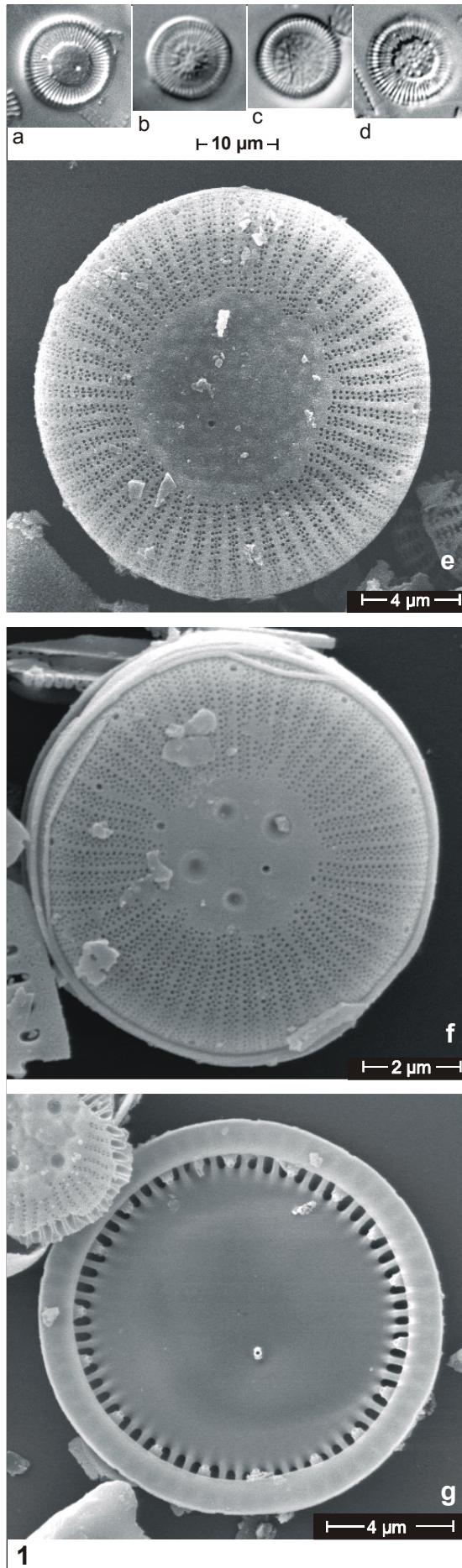
Fig. 1a-d x1300, LM; Fig. 2a-b x975, LM; Fig. 1e-g und Fig. 2c-e REM; Fig. 1e x4125, Fig. 1f. x7900, Fig. 1g x5250, Fig. 2c x4000, Fig. 2d x6250, Fig. 2e x7400

**Fig. 1.           *Cyclotella cyclopuncta* Håkansson & Carter**

- Fig. 1a.           Schulzensee, Sedimenttiefe: 754 cm  
Fig. 1b-c.        Schulzensee, Sedimenttiefe: 310 cm  
Fig. 1d.           Tiefer See, Sedimenttiefe: 208 cm  
Fig. 1e.           Schulzensee, Sedimenttiefe: 818 cm, Außenansicht,  
starke Ähnlichkeit mit *Cyclotella comensis*  
Fig. 1f.           Tiefer See, Sedimenttiefe: 699 cm, Außenansicht,  
Mittelfeld flach  
Fig. 1g.           Tiefer See, Sedimenttiefe: 699 cm, Innenansicht,  
Abgrenzung von *Cyclotella comensis* wie bei Fig. 1e nicht eindeutig

**Fig. 2.           *Aulacoseira subarctica* (O. Müller) Haworth**

- Fig. 2a.           Tiefer See, Sedimenttiefe: 12 cm  
Mantelansicht  
Fig. 2b.           Tiefer See, Sedimenttiefe: 20 cm  
Mantelansicht  
Fig. 2c.           Tiefer See, Sedimenttiefe: 24 cm  
links oben: Diskus mit Verbindungsdornen (A), Mitte: Blick ins Schaleninnere,  
Ringleiste, rechts: Mantelansicht  
Fig. 2d.           Tiefer See, Sedimenttiefe: 24 cm  
Blick auf Discus und Mantel  
Fig. 2e.           Tiefer See, Sedimenttiefe: 24 cm  
Mantel



## Tafel A3

Fig. 1a-f x2300, LM; Fig. 2-6 REM, Fig. 2 x3700, Fig. 3 x4100, Fig. 4 x4875, Fig. 5 x12200, Fig. 6 x10700

**Fig. 1a-d., Fig. 5., Fig. 6.**            *Stephanodiscus minutulus* (Kützing) Cleve & Möller

Fig. 1a-b.        Schulzensee, Sedimenttiefe: 38 cm

Fig. 1c.         Tiefer See, Sedimenttiefe: 16 cm

Fig. 1d.         Tiefer See, Sedimenttiefe: 20 cm

Fig. 5.           Schulzensee, Sedimenttiefe: 278 cm, Außenansicht,  
terratalogisch, A: zentraler Stützenfortsatz, B: marginaler Stützenfortsatz

Fig. 6.           Schulzensee, Sedimenttiefe: 278 cm, Innenansicht,  
C: Lippenfortsatz

**Fig. 1e-f., Fig. 3., Fig. 4.**            *Stephanodiscus medius* Håkansson  
bzw. *Stephanodiscus alpinus* Hustedt cf. *medius*

Fig. 1e.         Schulzensee, Sedimenttiefe: 24 cm

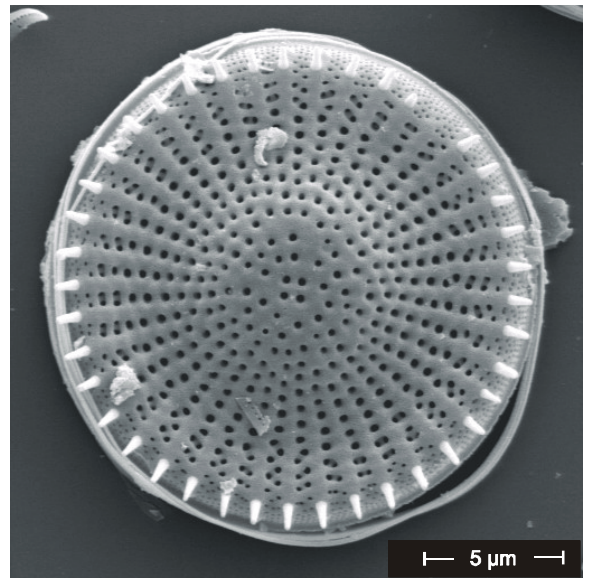
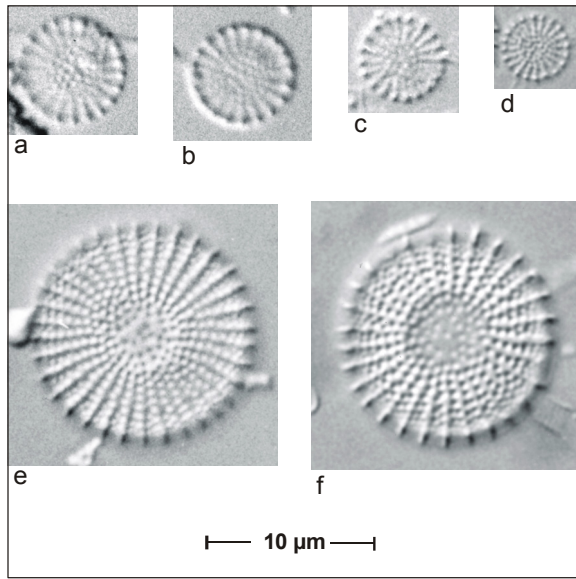
Fig. 1f.         Schulzensee, Sedimenttiefe: 1 cm

Fig. 3.           Tiefer See, Sedimenttiefe: 3 cm, Außenansicht

Fig. 4.           Schulzensee, Sedimenttiefe: 262 cm, Außenansicht,  
Abgrenzung von *Stephanodiscus alpinus* (Fig. 2) wie bei Fig. 3 nicht eindeutig

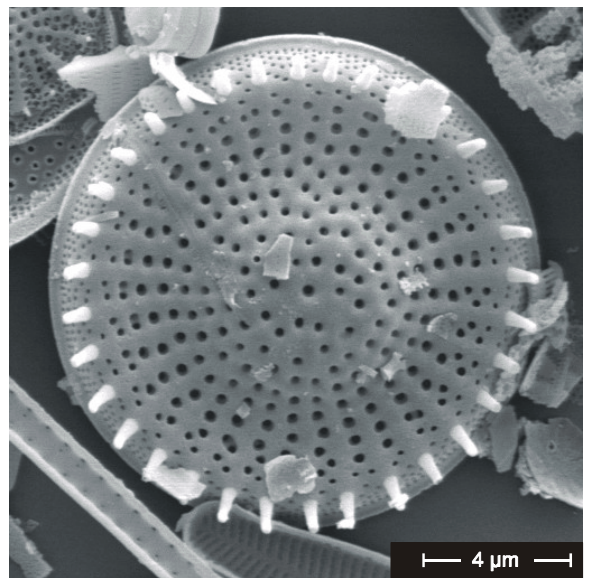
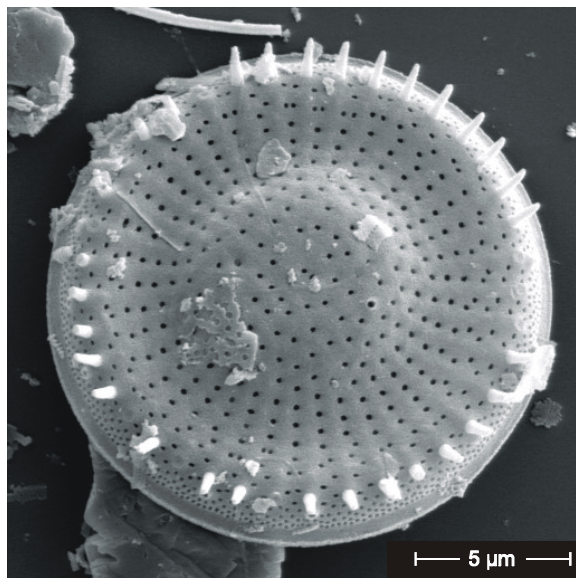
**Fig. 2.**           *Stephanodiscus alpinus* Hustedt  
Schulzensee, Sedimenttiefe: 278 cm, Außenansicht





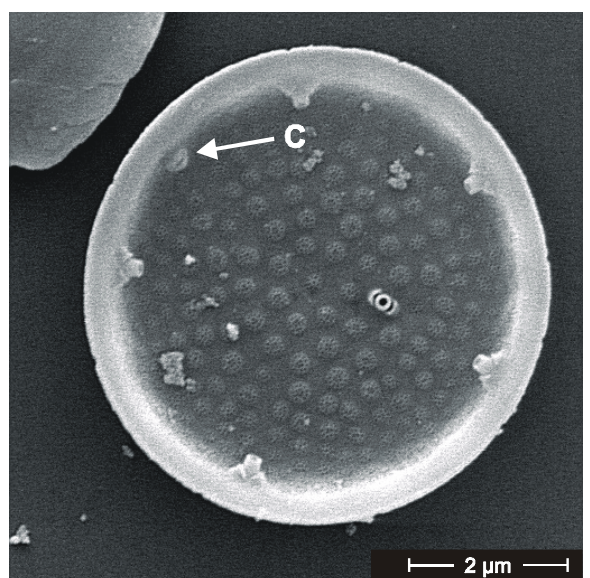
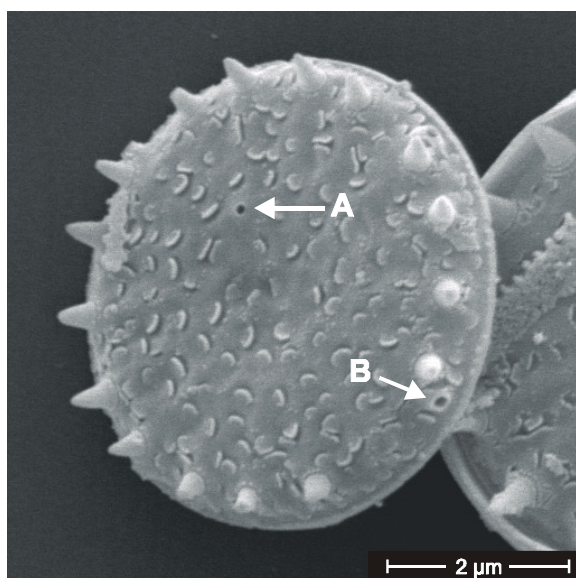
1

2



3

4



5

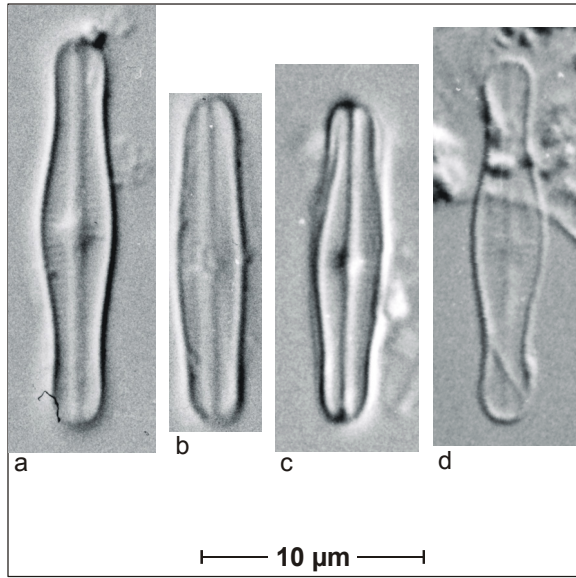
6

## Tafel A4

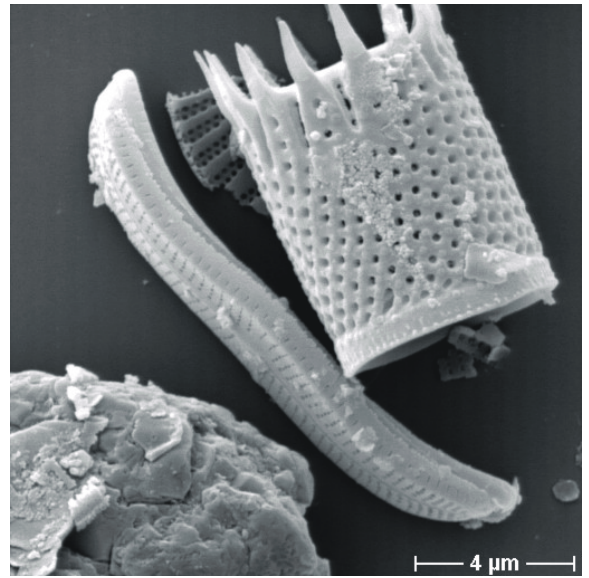
Fig. 1a-d x3000, LM; Fig. 2-6 REM, Fig. 2 x5250, Fig. 3 x4250, Fig. 4 x5670, Fig. 5 x5350, Fig. 6 x5670

**Fig. 1-6.      *Achmanthidium catenatum* (J. Bílý & Marvan) Lange-Bertalot**

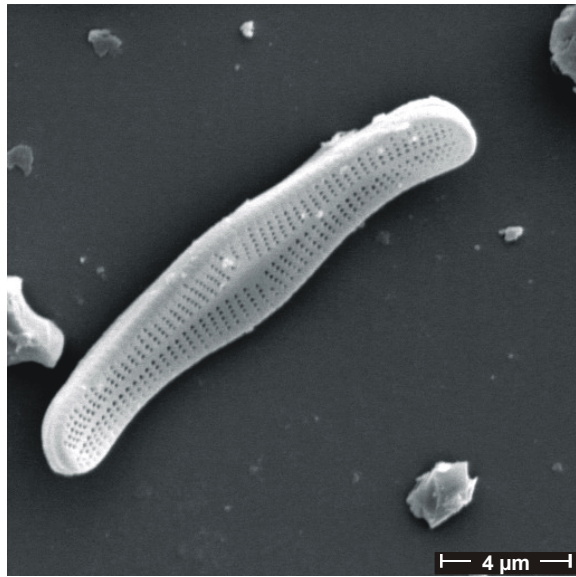
- Fig. 1a-d.      Tiefer See, Sedimenttiefe: 16 cm,  
Schalenansicht, kopfförmig gerundete Zellenden und aufgetriebene Mitte
- Fig. 2.          Tiefer See, Sedimenttiefe: 16 cm, Außenansicht,  
Gürtelansicht, sichtbar die löffelförmig gebogenen Zellenden sowie die aufgewölbte  
Mitte
- Fig. 3-4.        Tiefer See, Sedimenttiefe: 16 cm, Außenansicht,  
Blick auf die raphenlose Schale
- Fig. 5.          Tiefer See, Sedimenttiefe: 16 cm, Außenansicht,  
Blick auf die Raphenschale und den Gürtel
- Fig. 6.          Tiefer See, Sedimenttiefe: 16 cm,  
Innenansicht der Raphenschale



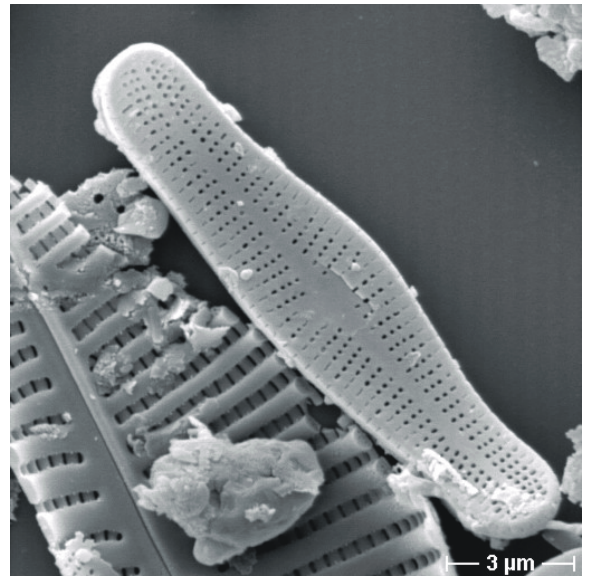
1



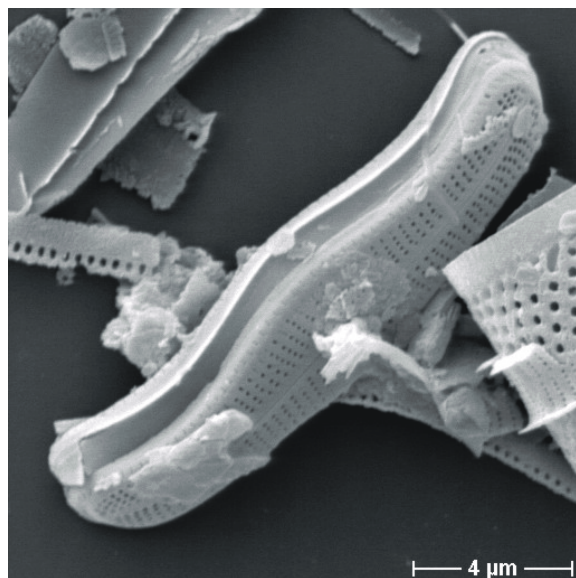
2



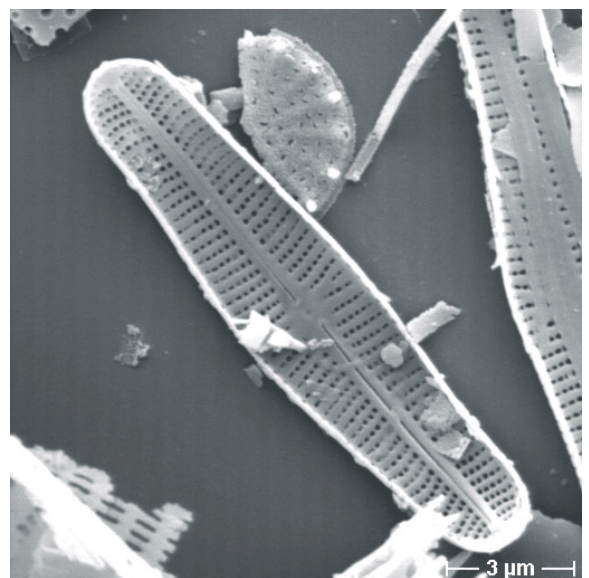
3



4



5

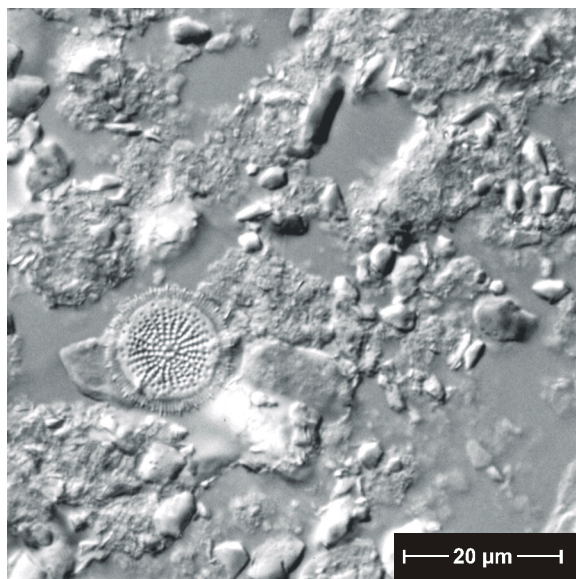


6

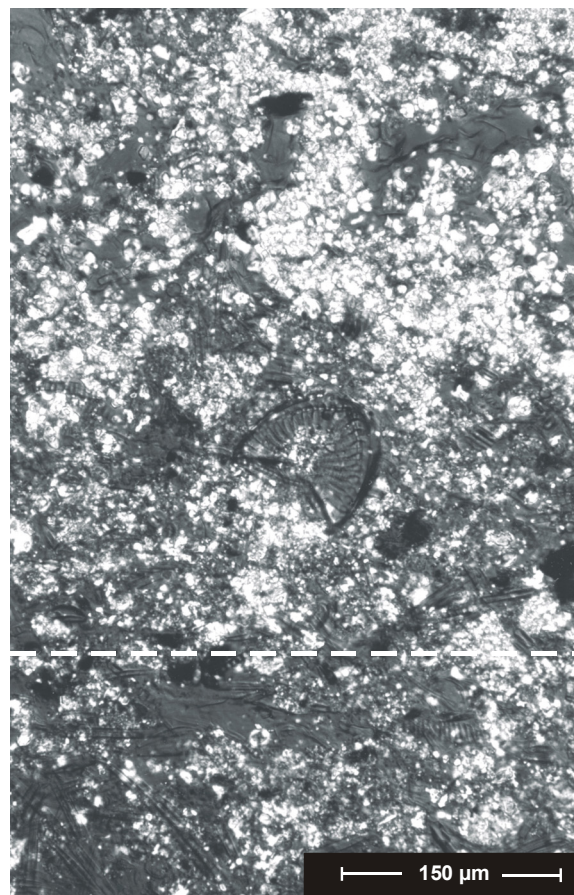
## Tafel A5

Fig. 1-5 LM, Fig. 1 x1050, Fig. 2-3 x975, Fig. 4 x193, Fig. 5 x517

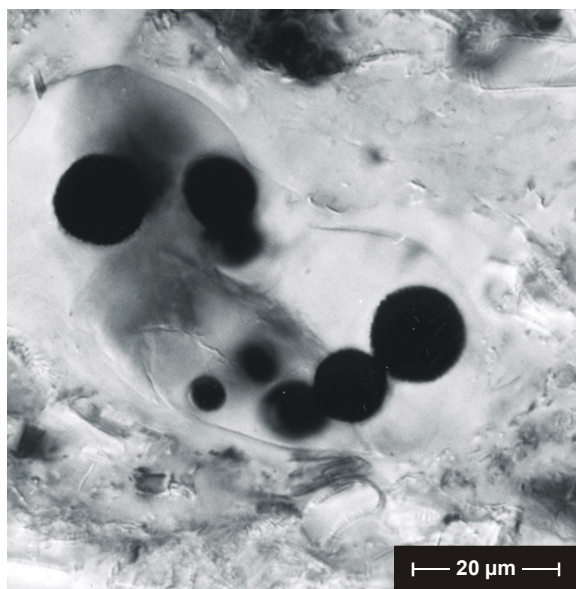
- Fig. 1.**            **Tiefer See, Ausschnitt aus Feinsandbereich (ca. 801-973 cm Sedimenttiefe)**  
stark korrodierte Schale von *Cyclotella radios*a (Grunow) Lemmermann bei 801 cm
- Fig. 2-5.**        **Dünnschliffanalyse, Schulzensee**
- Fig. 2-3.        Ausschnitt aus Dünnschliff 286-275 cm:  
schwarze Pyritframboide, maximaler Durchmesser: 13 µm
- Fig. 4.        Ausschnitt aus Dünnschliff 221-210 cm:  
Übergang einer Lage mit langschaligen *Fragilaria*-Arten (unterer Teil) zu Kalzitlage  
(helle Kristalle) im oberen Teil,  
im Zentrum eingebettet: eine *Campylodiscus*-Valve
- Fig. 5.        Ausschnitt aus Dünnschliff 286-275 cm:  
Diatomeenblüte aus *Cyclotella radios*a (Grunow) Lemmermann und *Cyclostephanos  
dubius* (Fricke) Round



1



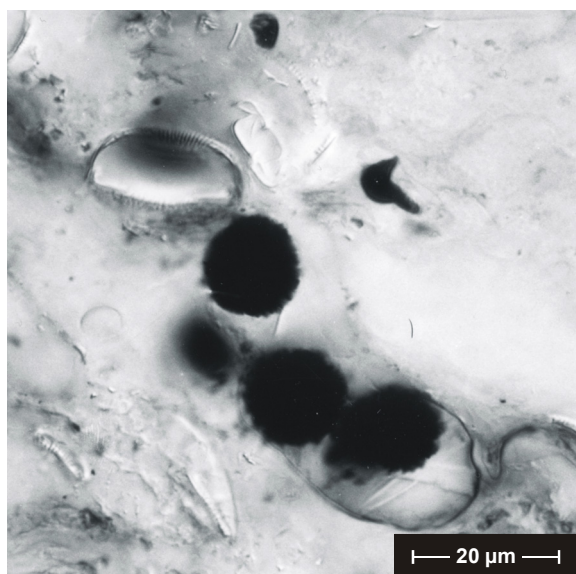
4



2



5



3

## Tafel A6

**Fig. 1-4. Der Tiefe See - Abbildungen seiner Entwicklung**

Fig. 1. Ausschnitt aus „Atlas des Bertram Christian von Hoinckhusen“, um 1700, Bl. 17, Maßstab: ca. 1:100000, Landesvermessungsamt Mecklenburg-Vorpommern, Schwerin, 1995.

Der nordöstlich von Demen (heute: Dehmen) eingezeichnete See könnte der Tiefen See sein, welcher sich jedoch im Südosten befindet. Im Verlauf der Lößnitz ist die Reinshäger Wassermühle eingetragen.

Fig. 2. Ausschnitt aus „Historischer Atlas von Mecklenburg, Sonderreihe: Wiebekingsche Karte von Mecklenburg: Gezeichnet um 1786 auf Grund der Flurkarten der mecklenb. Direktorialvermessung von 1765/80“, Bl. 18, Maßstab: 1:25000, Böhlau, Köln, 1961-1969.

Der Tiefe See ist in seiner Form deutlich zu erkennen. Er ist westlich von einem Waldgürtel umschlossen. Die direkt an den Tiefen See grenzenden orangefarbenen Linien markieren vermutlich Gebietsgrenzen. Im Südosten ist der „Hopp. Hof“ eingezeichnet. Ein kleines nordöstlich gelegene Waldstück wird als „Bestow“ (?) bezeichnet.

Fig. 3. Ausschnitt aus „Topographische Karte des Herzogtums Mecklenburg-Schwerin und des Fürstentums Ratzeburg des Grafen Schmettau aus dem Jahre 1788, Sect. 6, Maßstab: ca. 1:60000, Verl. Nordostdeutsches Kulturwerk, Lüneburg, 2001.

Der Tiefe See ist im nordwestlichen Teil von einem Waldgürtel umschlossen. Im Südosten ist der „Hoppetz Hof“ oder „Hoppen Hof“ auf einem Wiesenstück eingetragen. Gremlin (heute: Gremmelin) ist als adliges Dorf aufgeführt. Das südwestlich befindliche Waldgebiet wurde bereits als „Priemer“ bezeichnet, im Ausschnitt nicht dargestellt.

Fig. 4. Luftbild vom Tiefen See 1991, Quelle: Staatliches Amt für Umwelt und Natur Rostock.

**Fig. 5-8. Der Schulzensee - Abbildungen seiner Entwicklung**

Fig. 5. Ausschnitt aus „Atlas des Bertram Christian von Hoinckhusen“, um 1700, Bl. 28, Maßstab: ca. 1:100000, Landesvermessungsamt Mecklenburg-Vorpommern, Schwerin, 1995.

Die Ortschaft Peetsch ist als Kirchdorf mit der Bezeichnung „Petsch“ aufgeführt. Das östlich gelegene Gewässer könnte der Schulzensee sein. Nördlich ist ein „Therofen“ eingetragen. In der Nähe von Fleth (heute: Fleeth) ist eine Wassermühle.

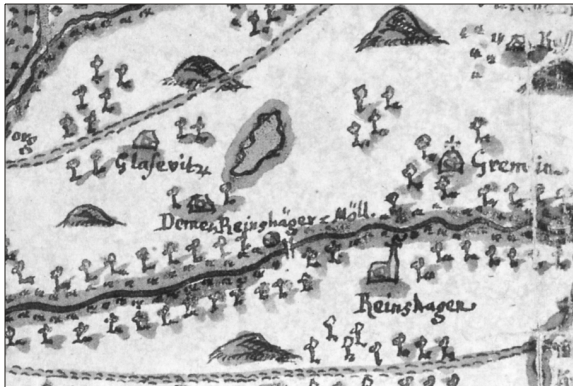
Fig. 6. Ausschnitt aus „Atlas des Bertram Christian von Hoinckhusen“, um 1700, Bl. I (1721), Maßstab: ca. 1:400000, Landesvermessungsamt Mecklenburg-Vorpommern, Schwerin, 1995.

Peetsch ist als „Pethsch“ südöstlich von Mirau (Mirow) aufgeführt.

Fig. 7. Ausschnitt aus „Historischer Atlas von Mecklenburg, Sonderreihe: Schmettausche Karten von Mecklenburg-Strelitz (um 1780), Bl. 6, Maßstab: ca. 1:50000, Böhlau, Köln, 1963.

Der „Schultzensee“ und die Ortschaft Peetsch sind deutlich abgebildet. Am nordöstlichen Seeufer grenzt der „Hausen Bruch“, im Osten das Waldstück „Der Hausen Remel“, südöstlich „Im Tater ort“ sowie der „Peetscher TO“ (Teerofen). Im Westen sind mehrere Brüche und Kühlen sowie eine Verbindung vom Schulzensee zum Zotzensee eingezeichnet.

Fig. 8. Luftbild vom Schulzensee 1991, Quelle: Staatliches Amt für Umwelt und Natur Neubrandenburg.



1



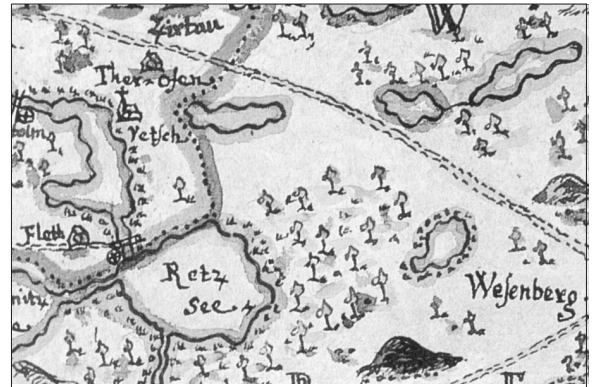
2



3



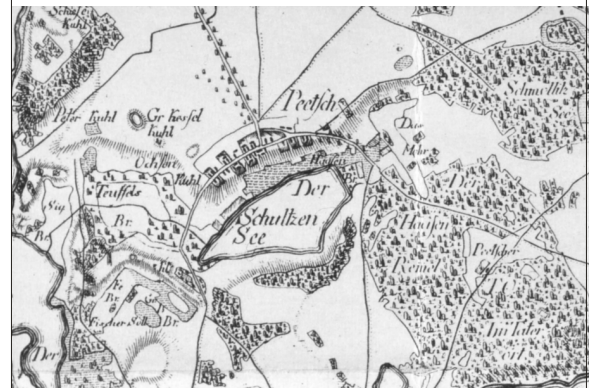
4



5



6



7



8





## Anhang B: Tabellenteil

**Tabelle A1.** Gesamtliste aller in den Sedimentkernen nachgewiesenen Diatomeentaxa mit autökologischer Charakterisierung

[nach Wolf (1982), Krammer & Lange-Bertalot (1986-1991), Steinberg & Schiefele (1988), Denys (1991), Vos & Wolf (1993), Yang & Dickmann (1993), Hofmann (1994), van Dam et al. (1994), Lange-Bertalot (1996), Reimann & Hamm (1996), Bunting et al. (1997), Schönfelder (1997), Campeau et al. (1999), Cremer et al. (2001), Juggins (2003), Ramstack et al (2003), siehe auch Abschnitt 3.4.1.]

**Trophiepräferenz:** **ot:** oligotraphent, **ot-mt:** oligo- bis mesotraphent, **mt:** mesotraphent, **mt-eu:** meso- bis eutraphent, **eu:** eutraphent, **eu-poly:** eu- bis polytraphent, **tol:** tolerant

**pH-Präferenz:** **acf:** acidophil, **circ:** circumneutral, **alkf:** alkaliphil, **alkb:** alkalibiont, **ind:** indifferent

**Lebensform:** **periph.:** periphytisch, **plankt.:** planktisch, **tych.:** tychoplanktisch, **aeroph.:** aerophil

**Substratpräferenz:** **epiphyt.:** epiphytisch, **benth.:** benthisch, **epipsamm.:** epipsammisch, **epilith.:** epilithisch, **epipel.:** epipelisch

	Taxon in beiden Seen vorgefunden
	Taxon nur im Tiefen See nachgewiesen
	Taxon nur im Schulzensee ermittelt

Taxon	Trophie-Präf.	pH-Präf.	Lebensform	Substratpräferenz
<i>Achnanthes cf. rupestris</i> Krasske	ot	circ	periph.	
<i>Achnanthes conspicua</i> A. Mayer	tol	alkf	periph.	ohne Präf.
<i>Achnanthes exigua</i> Grunow var. <i>exigua</i>	mt-eu	alkf	periph.	epipsamm.
<i>Achnanthes helvetica</i> (Hustedt) Lange-Bertalot [ <i>Psammothidium helveticum</i> (Hustedt) Bukhtiyarova & Round]	ot	alkf	periph.	
<i>Achnanthes holsatica</i> (Hustedt) Lange-Bertalot	mt-eu	alkb	periph.	epilith.
<i>Achnanthes kolbei</i> Hustedt [ <i>Kolbesia kolbei</i> (Hustedt) Bukhtiyarova & Round]	mt-eu	alkf	periph.	
<i>Achnanthes levanderi</i> Hustedt	ot	circ	periph.; aeroph.	
<i>Achnanthes minuscula</i> Hustedt	mt-eu	alkb	periph.	
<i>Achnanthes minutissima</i> (Kützing)			periph.	epiphyt.
<i>Achnanthes minutissima</i> Kützing var. <i>minutissima</i>	tol	alkf	periph.	epiphyt.
<i>Achnanthes minutissima</i> var. "Sippe mit besonders schmalen Schalen"			periph.	epiphyt.

Taxon	Trophie-Präf.	pH-Präf.	Lebensform	Substratpräferenz
<i>Achnanthes minutissima</i> var. "Sippe mit breit elliptischen Schalen"			periph.	epiphyt.
<i>Achnanthes minutissima</i> var. <i>gracillima</i> (Meister) Lange-Bertalot	ot	alkf	periph.	epiphyt.
<i>Achnanthes minutissima</i> var. <i>jackii</i> (Rabenhorst) Lange-Bertalot	ot-mt	circ	periph.	epiphyt.
<i>Achnanthes minutissima</i> var. <i>macrocephala</i> Hustedt			periph.	epiphyt.
<i>Achnanthes minutissima</i> var. <i>saprophila</i> Kobayasi & Mayama			periph.	epiphyt.
<i>Achnanthes minutissima</i> var. <i>scotica</i> (Carter) Lange-Bertalot	ot	circ	periph.	epiphyt.
<i>Achnanthes nitidiformis</i> Lange-Bertalot			periph.	
<i>Achnanthes pusilla</i> (Grunow) De Toni	ot	circ	periph.	
<i>Achnanthes saccula</i> Carter	ot-mt	circ	periph.	
<i>Achnanthes scotica</i> Flower & Jones	ot	acf	periph.	
<i>Achnanthes subatomoides</i> (Hustedt) Lange-Bertalot & Archibald	ot-mt	circ	periph.	epilith.; epiphyt.
<i>Achnanthes trinodis</i> (W. Smith) Grunow	ot	alkb	periph.	epiphyt.
<i>Achnanthidium catenatum</i> (J. Bílý & Marvan) Lange-Bertalot	mt-eu	alkb	plankt.	
<i>Actinocyclus normanii</i> (Gregory) Hustedt	eu	alkf	plankt.	
<i>Actinocyclus normanii</i> (Gregory) Hustedt MT: <i>subsalsus</i>	eu	alkf	plankt.	
<i>Adlafia bryophila</i> (Petersen) Moser, Lange-Bertalot & Metzeltin [ <i>Navicula bryophila</i> Petersen]	tol	ind	periph.	epilith.; epiphyt.
<i>Amphipleura pellucida</i> (Kützing) Kützing	tol	alkf	periph.	
<i>Amphora aequalis</i> Krammer			periph.	epilith.; epipel.; benth.
<i>Amphora delicatissima</i> Krasske			periph.	epilith.
<i>Amphora fagediana</i> Krammer	ot		periph.	epiphyt.; epipel.
<i>Amphora holsatica</i> Hustedt			periph.	epilith.

Taxon	Trophie-Präf.	pH-Präf.	Lebensform	Substratpräferenz
<i>Amphora inariensis</i> Krammer	ot		periph.	epilith.; epiphyt.; epipel.
<i>Amphora libyca</i> Ehrenberg	tol	alkf	periph.	epilith.
<i>Amphora ovalis</i> (Kützing) Kützing	mt-eu	alkf	periph.	epilith.; epipel.
<i>Amphora pediculus</i> (Kützing) Grunow	tol	alkf	periph.	epilith.; epiphyt.; epipel.
<i>Amphora thumensis</i> (A. Mayer) Cleve-Euler	ot-mt	alkb	periph.	epilith.; epiphyt.; epipel.
<i>Amphora veneta</i> Kützing	mt-eu	alkb	periph.	
<i>Anemoeoneis sphaerophora</i> (Ehrenberg) Pfitzer f. <i>sphaerophora</i>	eu	alkb	periph.	benth.
<i>Aneumastus stroesei</i> (Oestrup) Mann & Stickle	mt	alkb	periph.	ohne Präf.
<i>Aneumastus tusculus</i> (Ehrenberg) Mann & Stickle	ot-mt	alkb	periph.	ohne Präf.
<i>Asterionella formosa</i> Hassall	tol	alkf	plankt.	
<i>Aulacoseira ambigua</i> (Grunow) Simonsen	tol	alkf	plankt.	
<i>Aulacoseira granulata</i> (Ehrenberg) Simonsen		alkf	plankt.	
<i>Aulacoseira granulata</i> (Ehrenberg) Simonsen var. <i>granulata</i>	tol	alkf	plankt.	
<i>Aulacoseira granulata</i> (Ehrenberg) Simonsen var. <i>granulata</i> MT: <i>curvata</i>		alkf	plankt.	
<i>Aulacoseira granulata</i> var. <i>angustissima</i> (O. Müller) Simonsen	tol	alkf	plankt.	
<i>Aulacoseira islandica</i> (O. Müller) Simonsen	tol	alkb	plankt.	
<i>Aulacoseira subarctica</i> (O. Müller) Haworth f. <i>subarctica</i>	ot-mt	acf	plankt.	
<i>Aulacoseira subarctica</i> f. <i>recta</i> (O. Müller) Krammer	ot-mt	acf	plankt.	
<i>Brachysira liliana</i> Lange-Bertalot	ot		periph.	
<i>Brachysira neoexilis</i> Lange-Bertalot	ot-mt	ind	periph.	
<i>Brachysira procera</i> Lange-Bertalot & Moser	ot		periph.	
<i>Brachysira styriaca</i> (Grunow) Ross	ot	acf	periph.	
<i>Brachysira vitrea</i> (Grunow) Ross	ot	ind	periph.	epiphyt.
<i>Caloneis bacillum</i> (Grunow) Cleve	mt-eu	alkf	periph.; aeroph.	epipel.

Taxon	Trophie-Präf.	pH-Präf.	Lebensform	Substratpräferenz
<i>Caloneis lauta</i> Carter & Bailey-Watts	ot		periph.	
<i>Caloneis molaris</i> (Grunow) Krammer		circ	periph.	
<i>Caloneis schumanniana</i> (Grunow) Cleve	tol	alkb	periph.	epipel.
<i>Caloneis silicula</i> (Ehrenberg) Cleve	tol	alkf	periph.; aeroph.	epilith.; epipel.
<i>Caloneis silicula</i> (Ehrenberg) Cleve fo. <i>silicula</i>	tol	alkf	periph.; aeroph.	epilith.; epipel.
<i>Campylodiscus hibernicus</i> Ehrenberg	eu	alkb	periph.	
<i>Campylodiscus levanderi</i> Hustedt				
<i>Campylodiscus noricus</i> Ehrenberg	tol	alkb	periph.	epipel.
<i>Cavinula jaernefeltii</i> (Hustedt) D. Mann & Stickle [ <i>Navicula jaernefeltii</i> Hustedt]	ot-mt	acf	periph.	epipel.
<i>Cavinula pseudoscutiformis</i> (Hustedt) Mann & Stickle [ <i>Navicula pseudoscutiformis</i> Hustedt]		ind	periph.	epipel.
<i>Cavinula scutelloides</i> (W. Smith) Lange-Bertalot [ <i>Navicula scutelloides</i> W. Smith]	eu	alkb	periph.	epipel.
<i>Cocconeis disculus</i> (Schumann) Cleve	mt-eu	alkf	periph.	epiphyt.; epipel.
<i>Cocconeis neodiminuta</i> Krammer			tych.	
<i>Cocconeis neothumensis</i> Krammer	mt-eu	alkb	periph.	epilith.; epiphyt.
<i>Cocconeis pediculus</i> Ehrenberg	eu	alkb	periph.	epiphyt.; epipsamm.
<i>Cocconeis placentula</i> Ehrenberg		alkf	periph.	epilith.; epiphyt.; epipel.
<i>Cocconeis placentula</i> Ehrenberg var. <i>placentula</i>	tol	alkf	periph.	epilith.; epiphyt.; epipel.
<i>Cocconeis placentula</i> var. <i>euglypta</i> Ehrenberg	tol	alkf	periph.	epilith.; epiphyt.; epipel.
<i>Cocconeis placentula</i> var. <i>klinoraphis</i> Geitler	eu	alkf	periph.	
<i>Cocconeis placentula</i> var. <i>lineata</i> (Ehrenberg) Van Heurck	eu	alkf	periph.	epilith.; epiphyt.; epipel.
<i>Craticula ambigua</i> (Ehrenberg) D. G. Mann [ <i>Navicula ambigua</i> Ehrenberg]			periph.	
<i>Craticula cuspidata</i> (Kützing) D.G. Mann [ <i>Navicula cuspidata</i> (Kützing) Kützing]	mt-eu	alkf	periph.; aeroph.	benth.

Taxon	Trophie-Präf.	pH-Präf.	Lebensform	Substratpräferenz
<i>Cyclostephanos dubius</i> (Fricke) Round	eu	alkb	plankt.	
<i>Cyclotella bodanica</i> (Grunow)	ot-mt	circ	plankt.	
<i>Cyclotella bodanica</i> var. <i>affinis</i> (Grunow) Cleve-Euler	ot-mt	circ	plankt.	
<i>Cyclotella bodanica</i> var. <i>lemanica</i> (O. Müller) Bachmann	ot-mt	circ	plankt.	
<i>Cyclotella comensis</i> Grunow	mt-eu	circ	plankt.	
<i>Cyclotella comensis</i> Grunow MT: <i>minima</i> Scheffler	mt-eu		plankt.	
<i>Cyclotella comensis</i> Grunow MT: <i>pseudocomensis</i> Scheffler	mt-eu	circ	plankt.	
<i>Cyclotella cyclopuncta</i> Håkansson & Carter	ot-mt	alkf	plankt.	
<i>Cyclotella distinguenda</i> Hustedt var. <i>distinguenda</i>	ot-mt	alkf	plankt.	
<i>Cyclotella krammeri</i> Håkansson	mt-eu	circ	plankt.; tych.?	
<i>Cyclotella meneghiniana</i> Kützing	eu	alkf	tych.; plankt.?	
<i>Cyclotella ocellata</i> Pantocsek	mt-eu	alkf	tych.; plankt.?	
<i>Cyclotella praetermissa</i> Lund			tych.?	
<i>Cyclotella pseudostelligera</i> Hustedt	eu	circ	tych.; plankt.?	
<i>Cyclotella radiosa</i> (Grunow) Lemmermann	eu	alkf	plankt.	
<i>Cyclotella rossii</i> Håkansson			plankt.	
<i>Cymatopleura elliptica</i> (Brébisson) W. Smith	tol	alkf	periph.	epipel.; benth.
<i>Cymatopleura solea</i> (Brébisson) W. Smith	eu	alkb	periph.	epipel.; epiphyt.
<i>Cymbella affinis</i> Kützing	eu	alkf	periph.	epilith.; epiphyt.
<i>Cymbella amphicephala</i> Naegeli var. <i>amphicephala</i>	ot-mt	alkf	periph.	
<i>Cymbella amphicephala</i> var. <i>hercynica</i> (Schmidt) Cleve	ot-mt	alkf	periph.	
<i>Cymbella angustata</i> (W. Smith) Cleve	ot	circ	periph.	
<i>Cymbella cistula</i> (Ehrenberg) Kirchner	tol	alkf	periph.; aeroph.	epiphyt.; episamm.
<i>Cymbella cymbiformis</i> Agardh var. <i>cymbiformis</i>	ot-mt	alkf	periph.	epilith.; epiphyt.
<i>Cymbella cymbiformis</i> var. <i>nonpunctata</i> Fontell	ot-mt	alkf	periph.	epilith.; epiphyt.
<i>Cymbella delicatula</i> Kützing	ot	ind	periph.	epiphyt.
<i>Cymbella ehrenbergii</i> Kützing	tol	alkb	periph.; aeroph.	epipel.

Taxon	Trophie-Präf.	pH-Präf.	Lebensform	Substratpräferenz
<i>Cymbella helvetica</i> Kützing	ot-mt	alkf	periph.	ohne Präf.
<i>Cymbella hustedtii</i> Krasske	ot-mt	alkf	periph.	
<i>Cymbella hybrida</i> Grunow var. <i>hybrida</i>	ot		periph.	
<i>Cymbella incerta</i> (Grunow) Cleve var. <i>incerta</i>	ot	circ	periph.	epilith.; epiphyt.
<i>Cymbella laevis</i> Naegeli	ot-mt	alkf	periph.	epiphyt.
<i>Cymbella lanceolata</i> (Ehrenberg) Kirchner	tol	alkf	periph.	epiphyt.; epipel.
<i>Cymbella lapponica</i> Grunow	ot		periph.	epiphyt.
<i>Cymbella lata</i> Grunow	ot-mt		periph.	
<i>Cymbella leptoceros</i> (Ehrenberg) Kützing	tol	alkb	periph.	
<i>Cymbella proxima</i> Reimer	tol		periph.	epilith.; epiphyt.
<i>Cymbella simonsenii</i> Krammer	ot		periph.	
<i>Cymbella sinuata</i> Gregory	tol	circ	periph.	epilith.; epiphyt.
<i>Cymbella subaequalis</i> Grunow	ot-mt	circ	periph.	epilith.; epiphyt.; epipel.
<i>Cymbella tumida</i> (Brébisson) Van Heurck	mt-eu	alkf	periph.	epiphyt.
<i>Cymbella tumidula</i> Grunow	ot	alkb	periph.	
<i>Cymbella tumidula</i> Grunow var. <i>tumidula</i>	ot	alkb	periph.	
<i>Cymbella tumidula</i> var. <i>lancettula</i> Krammer	ot		periph.	
<i>Cymbopleura cuspidata</i> (Kützing) Krammer	tol	circ	periph.; aeroph.	epiphyt.; epipsamm.
<i>Cymbopleura subcuspidata</i> (Krammer) Krammer			periph.	epiphyt.; epipel.
<i>Denticula kuetzingii</i> Grunow	ot-mt	alkf	periph.	epilith.; epipel.
<i>Denticula kuetzingii</i> Grunow var. <i>kuetzingii</i>	ot-mt	alkf	periph.	epilith.; epipel.
<i>Diatoma tenuis</i> Agardh	tol	alkf	periph.; plankt.?	epilith.; epiphyt.
<i>Diatoma vulgare</i> Bory	eu	alkb	periph.; plankt.?	epiphyt.
<i>Diploneis elliptica</i> (Kützing) Cleve	ot-mt	alkf	periph.; aeroph.	epilith., epipel.
<i>Diploneis marginestriata</i> Hustedt		alkf	periph.	
<i>Diploneis modica</i> Hustedt	ot-mt		periph.	
<i>Diploneis oblongella</i> (Naegeli) Cleve-Euler	ot-mt	alkf	periph.	
<i>Diploneis oculata</i> (Brébisson) Cleve	tol	circ	periph.	

Taxon	Trophie-Präf.	pH-Präf.	Lebensform	Substratpräferenz
<i>Ellerbeckia arenaria</i> (Moore) Crawford f. <i>arenaria</i>	tol	alkf	periph.; tych.? aeroph.	epipel.
<i>Encyonema caespitosum</i> Kützing	mt-eu	alkf	periph.	epiphyt.
<i>Encyonema caespitosum</i> Kützing var. <i>caespitosum</i>	mt-eu	alkf	periph.	epiphyt.
<i>Encyonema caespitosum</i> var. <i>comensis</i> Krammer			periph.	epiphyt.
<i>Encyonema hebridicum</i> Grunow	ot	acf	periph.	
<i>Encyonema hustedtii</i> Krammer	ot-mt	alkf	periph.	
<i>Encyonema minutum</i> (Hilse) D. G. Mann		circ	periph.	epiphyt.
<i>Encyonema prostratum</i> (Berkeley) Kützing	eu	alkf	periph.	
<i>Encyonema silesiacum</i> (Bleisch) D. G. Mann var. <i>silesiacum</i>	tol	alkf	periph.	epiphyt.
<i>Encyonopsis cesatiformis</i> Krammer MT: 2			periph.	
<i>Encyonopsis cesatii</i> (Rabenhorst) Krammer	ot	alkf	periph.; aeroph.	epilith.; epiphyt.
<i>Encyonopsis cesatii</i> var. <i>cesatii</i> (Rabenhorst) Krammer MT: 1	ot	alkf	periph.; aeroph.	epilith.; epiphyt.
<i>Encyonopsis cesatii</i> var. <i>cesatii</i> (Rabenhorst) Krammer MT: 2	ot	alkf	periph.; aeroph.	epilith.; epiphyt.
<i>Encyonopsis cesatii</i> var. <i>geitleri</i> Krammer MT: 1	ot	alkf	periph.; aeroph.	epilith.; epiphyt.
<i>Encyonopsis cesatii</i> var. <i>geitleri</i> Krammer MT: 3	ot	alkf	periph.; aeroph.	epilith.; epiphyt.
<i>Encyonopsis descripta</i> (Hustedt) Krammer var. <i>descripta</i>	ot		periph.	
<i>Encyonopsis falaisensis</i> (Grunow) Krammer	ot-mt	alkf	periph.	epiphyt.
<i>Encyonopsis microcephala</i> (Grunow) Krammer	tol	alkf	periph.; aeroph.	epilith.
<i>Encyonopsis minuta</i> Krammer & Reichardt	ot-mt	circ	periph.	
<i>Encyonopsis subminuta</i> Krammer & Reichardt			periph.	
<i>Eolimna minima</i> (Grunow) Lange-Bertalot	tol	alkf	periph.	epiphyt.
<i>Epithemia adnata</i> (Kützing) Brébisson	mt-eu	alkb	periph.	epiphyt.
<i>Epithemia frickei</i> Krammer		alkf	periph.	
<i>Epithemia goeppertiana</i> Hilse		alkf	periph.	
<i>Epithemia smithii</i> Carruthers	mt-eu		periph.	epiphyt.
<i>Epithemia sorex</i> Kützing var. <i>sorex</i>	eu	alkf	periph.	epiphyt.

Taxon	Trophie-Präf.	pH-Präf.	Lebensform	Substratpräferenz
<i>Epithemia sorex</i> var. <i>gracilis</i> Hustedt			periph.	epiphyt.
<i>Epithemia turgida</i> (Ehrenberg) Kützing var. <i>turgida</i>	mt-eu	alkb	periph.	epiphyt.
<i>Epithemia turgida</i> var. <i>granulata</i> (Ehrenberg) Brun	mt-eu	alkb	periph.	epiphyt.
<i>Epithemia turgida</i> var. <i>westermannii</i> (Ehrenberg) Grunow		alkb	periph.	epiphyt.
<i>Eucoconeis flexella</i> (Kützing) Cleve var. <i>flexella</i> [ <i>Achnanthes flexella</i> (Kützing) Brun]	ot-mt	ind	periph.	ohne Präf.
<i>Eucoconeis laevis</i> (Oestrup) Lange-Bertalot var. <i>laevis</i> [ <i>Achnanthes laevis</i> Oestrup]	tol	circ	periph.	ohne Präf.
<i>Eunotia arcus</i> Ehrenberg	ot-mt	ind	periph.	epiphyt.
<i>Eunotia arcus</i> Ehrenberg var. <i>arcus</i>	ot-mt	ind	periph.	epiphyt.
<i>Eunotia bilunaris</i> (Ehrenberg) Mills	tol	ind	periph.	epilith.; epiphyt.; epipel.
<i>Eunotia circumborealis</i> Lange-Bertalot & Nörpel	ot		periph.	
<i>Eunotia curtagrunowii</i> Nörpel-Schempp & Lange-Bertalot	ot		periph.; aeroph.	
<i>Eunotia minor</i> (Kützing) Grunow	tol	acf	periph.; aeroph.	epilith.; epiphyt.
<i>Eunotia monodon</i> Ehrenberg var. <i>monodon</i>	ot	acf	periph.	
<i>Eunotia soleirolii</i> (Kützing) Rabenhorst	ot		periph.	
<i>Fragilaria arcus</i> (Ehrenberg) Cleve var. <i>arcus</i>	tol	alkf	periph.	epiphyt.
<i>Fragilaria biceps</i> (Kützing) Lange-Bertalot	tol	alkf		
<i>Fragilaria brevistriata</i> Grunow [ <i>Pseudostaurosira brevistriata</i> (Grunow) D.M. Williams & Round]	tol	alkf	tych.; periph.?	epilith.
<i>Fragilaria capucina capitellata</i> -Sippen (Grunow) Lange-Bertalot	eu	circ	periph.	epiphyt.
<i>Fragilaria capucina</i> Desmazières			periph.	epiphyt.
<i>Fragilaria capucina</i> Desmazières var. <i>capucina</i>	mt-eu	circ	periph.	epiphyt.
<i>Fragilaria capucina distans/fragilarioides</i> -Sippen (Grunow) Lange-Bertalot	tol		periph.	epiphyt.



Taxon	Trophie-Präf.	pH-Präf.	Lebensform	Substratpräferenz
<i>Fragilaria capucina distans</i> -Sippen (Grunow) Lange-Bertalot	tol		periph.	epiphyt.
<i>Fragilaria capucina perminuta</i> -Sippe (Grunow) Lange-Bertalot	mt-eu		periph.	epiphyt.
<i>Fragilaria capucina radians/distans/fragilarioides</i> -Sippen (Grunow) Lange-Bertalot			periph.	
<i>Fragilaria capucina radians</i> -Sippen (Kützing) Lange-Bertalot			periph.	epiphyt.
<i>Fragilaria capucina</i> var. <i>amphicephala</i> (Grunow) Lange-Bertalot	ot-mt	alkf	periph.	epiphyt.
<i>Fragilaria capucina</i> var. <i>austriaca</i> (Grunow) Lange-Bertalot	ot-mt	alkf	periph.	epiphyt.
<i>Fragilaria capucina</i> var. <i>gracilis</i> (Oestrup) Hustedt	tol	circ	periph.; tych.?	epiphyt.
<i>Fragilaria capucina</i> var. <i>mesolepta</i> (Rabenhorst) Rabenhorst	mt-eu	alkf	periph.	epiphyt.
<i>Fragilaria capucina</i> var. <i>rumpens</i> (Kützing) Lange-Bertalot	tol	circ	periph.; tych.?	epiphyt.
<i>Fragilaria capucina</i> var. <i>vaucheriae</i> (Kützing) Lange-Bertalot	eu	alkf	periph.	epiphyt.; epilith.
<i>Fragilaria construens</i> Ehrenberg var. <i>construens</i>	tol	alkf	tych.; periph.?	epilith.; epiphyt.
<i>Fragilaria construens</i> var. <i>binodis</i> (Ehrenberg) Grunow [Staurosira <i>construens</i> var. <i>binodis</i> (Ehrenberg) Hamilton]	mt-eu	alkf	tych.; periph.?	epilith.; epiphyt.
<i>Fragilaria construens</i> var. <i>subsalina</i> Hustedt [Staurosira <i>construens</i> fo. <i>subsalina</i> (Hustedt) Bukhtiyarova]		alkf	tych.; periph.?	
<i>Fragilaria construens</i> var. <i>venter</i> (Ehrenberg) Grunow [Staurosira <i>construens</i> var. <i>venter</i> (Ehrenberg) Hamilton]	tol	alkf	tych.; periph.?	epilith.; epiphyt.
<i>Fragilaria crotonensis</i> Kitton	tol	alkf	plankt.; periph.	ohne Präf.
<i>Fragilaria cyclosum</i> (Brutschy) Lange-Bertalot			periph.	epizooisch
<i>Fragilaria delicatissima</i> (W. Smith) Lange-Bertalot	ot-mt		plankt.; periph.	epiphyt.
<i>Fragilaria dilatata</i> (Brébisson) Lange-Bertalot		alkf	plankt.; periph.	

Taxon	Trophie-Präf.	pH-Präf.	Lebensform	Substratpräferenz
<i>Fragilaria fasciculata</i> (Agardh) Lange-Bertalot	eu	alkf	periph.	
<i>Fragilaria leptostauron</i> (Ehrenberg) Hustedt var. <i>leptostauron</i>	tol	alkf	periph.; tych.?	
<i>Fragilaria leptostauron</i> var. <i>dubia</i> (Grunow) Hustedt	tol	alkf	periph.; tych.?	
<i>Fragilaria leptostauron</i> var. <i>martyi</i> (Héribaud) Lange-Bertalot	tol	alkf	periph.: tych.?	
<i>Fragilaria nanana</i> Lange-Bertalot	ot-mt	circ	plankt.	
<i>Fragilaria neoproducta</i> Lange-Bertalot			periph.	
<i>Fragilaria parasitica</i> (W. Smith) Grunow var. <i>parasitica</i>	mt-eu	alkf	periph.	
<i>Fragilaria parasitica</i> var. <i>subconstricta</i> Grunow	mt-eu	alkf	periph.	
<i>Fragilaria pinnata</i> Ehrenberg var. <i>pinnata</i> [ <i>Staurosirella pinnata</i> (Ehrenberg) D.M.Williams & Round var. <i>pinnata</i> ]	tol	alkf	tych.; periph.?	epilith.
<i>Fragilaria pinnata</i> var. <i>intercedens</i> (Grunow) Hustedt [ <i>Staurosirella pinnata</i> var. <i>intercedens</i> (Grunow) Hamilton]		alkf	tych.; periph.?	epilith.
<i>Fragilaria reicheltii</i> (Voigt) Lange-Bertalot	mt-eu	circ	plankt.	
<i>Fragilaria tenera</i> (W. Smith) Lange-Bertalot	ot-mt		periph.	epiphyt.
<i>Fragilaria ulna</i> (Nitzsch) Lange-Bertalot var. <i>ulna</i> sensu lato	tol	alkf	plankt.: periph.?	epiphyt.
<i>Fragilaria ulna angustissima</i> -Sippen (Grunow) Lange-Bertalot	eu	alkf	plankt.; periph.?	epiphyt.
<i>Fragilaria ulna</i> var. <i>acus</i> (Kützing) Lange-Bertalot	tol	alkf	periph.; plankt.?	epiphyt.
<i>Fragilaria virescens</i> Ralfs	ot-mt	circ	periph.	
<i>Geissleria decussis</i> (Oestrup) Lange-Bertalot & Metzeltin var. <i>decussis</i> [ <i>Navicula decussis</i> Oestrup]	mt-eu	alkb	periph.	ohne Präf.
<i>Geissleria schoenfeldii</i> (Hustedt) Lange-Bertalot & Metzeltin [ <i>Navicula schoenfeldii</i> Hustedt]	mt-eu	alkf	periph.	epilith.
<i>Gomphonema acuminatum</i> Ehrenberg	tol	alkf	periph.; aeroph.	
<i>Gomphonema affine</i> Kützing	mt	alkf	periph.	

Taxon	Trophie-Präf.	pH-Präf.	Lebensform	Substratpräferenz
<i>Gomphonema angustatum</i> (Kützing) Rabenhorst	tol		periph.; aeroph.	epiphyt.
<i>Gomphonema angustum</i> Agardh	ot-mt	alkf	periph.	epiphyt.
<i>Gomphonema auritum</i> A. Braun	ot-mt	alkf	periph.	epiphyt.
<i>Gomphonema clavatum</i> Ehrenberg	eu	circ	periph.	ohne Präf.
<i>Gomphonema dichotomum</i> Kützing	ot-mt	alkf	periph.	
<i>Gomphonema gracile</i> Ehrenberg	tol	circ	periph.	
<i>Gomphonema lingulatifforme</i> Lange-Bertalot & Reichardt				
<i>Gomphonema micropus</i> Kützing	tol	alkf	periph.	
<i>Gomphonema minutum</i> (Agardh) Agardh	eu		periph.	epiphyt.
<i>Gomphonema minutum</i> (Agardh) Agardh f. <i>minutum</i>	eu		periph.	epiphyt.
<i>Gomphonema minutum</i> f. <i>lemanense</i> Lange-Bertalot & Reichardt			periph.	epiphyt.
<i>Gomphonema montanum</i> Schumann sensu Krammer & Lange-Bertalot 1991		circ	periph.	
<i>Gomphonema occultum</i> Reichardt & Lange-Bertalot	ot-mt	alkb	periph.	epiphyt.
<i>Gomphonema olivaceum</i> (Hornemann) Brébisson var. <i>olivaceum</i>	eu	alkb	periph.	ohne Präf.
<i>Gomphonema olivaceum</i> var. <i>olivaceoides</i> (Hustedt) Lange-Bertalot	ot-mt	circ	periph.	ohne Präf.
<i>Gomphonema olivaceum</i> var. <i>olivaceolacum</i> Lange-Bertalot & Reichardt	eu		periph.	ohne Präf.
<i>Gomphonema parvulum</i> Kützing var. <i>parvulum</i> f. <i>parvulum</i>	tol	circ	periph.	epiphyt.
<i>Gomphonema parvulum</i> var. <i>exilissimum</i> Grunow	ot	circ	periph.	epiphyt.
<i>Gomphonema procerum</i> Reichardt & Lange-Bertalot	ot-mt		periph.	epiphyt.
<i>Gomphonema pseudoaugur</i> Lange-Bertalot	eu	circ	periph.	epiphyt.
<i>Gomphonema pumilum</i> (Grunow) Reichardt & Lange-Bertalot	mt-eu	alkb	periph.	epiphyt.
<i>Gomphonema stauroneiforme</i> Grunow	ot		periph.	
<i>Gomphonema subtile</i> Ehrenberg	ot-mt	circ	periph.	

Taxon	Trophie-Präf.	pH-Präf.	Lebensform	Substratpräferenz
<i>Gomphonema truncatum</i> Ehrenberg	tol	alkf	periph.	epiphyt.
<i>Gomphonema vibrio</i> Ehrenberg	ot-mt	alkf	periph.	
<i>Gyrosigma acuminatum</i> (Kützing) Rabenhorst	eu	alkb	periph.	epipel.
<i>Gyrosigma attenuatum</i> (Kützing) Rabenhorst	tol	alkb	periph.	epipel.
<i>Hippodonta capitata</i> (Ehrenberg) Lange-Bertalot, Metzeltin & Witkowski [ <i>Navicula hungarica</i> var. <i>capitata</i> (Ehrenberg) Cleve]	eu	alkf	periph.	
<i>Hippodonta costulata</i> (Grunow) Lange-Bertalot, Metzeltin & Witkowski [ <i>Navicula costulata</i> Grunow]	eu	alkf	periph.	
<i>Hippodonta hungarica</i> (Grunow) Lange-Bertalot, Metzeltin & Witkowski [ <i>Navicula hungarica</i> Grunow]	eu	alkf	periph.	
<i>Karayevia clevei</i> (Grunow) Round & Bukhtiyarova var. <i>clevei</i> [ <i>Achnanthes clevei</i> Grunow]	mt-eu	alkf	periph.	epilith.; epipsamm.
<i>Karayevia clevei</i> var. <i>rostrata</i> (Hustedt) Round & Bukhtiyarova [ <i>Achnanthes clevei</i> var. <i>rostrata</i> Hustedt]		alkf	periph.	epilith.; episamm.
<i>Kobayasiella jaagii</i> (F. Meister) Lange-Bertalot [ <i>Navicula jaagii</i> F.Meister]	ot		periph.	
<i>Mastogloia elliptica</i> Agardh		alkf	periph.	epipel.
<i>Mastogloia smithii</i> Thwaites var. <i>smithii</i>		alkf	periph.	epipel.
<i>Mastogloia smithii</i> var. <i>lacustris</i> Grunow	ot-mt	alkf	periph.	epipel.
<i>Melosira arentii</i> (Kolbe) Nagumo & Kobayasi			plankt.	
<i>Navicula angusta</i> Grunow	ot	acf	periph.	
<i>Navicula capitatoradiata</i> Germain	eu	alkb	periph.	
<i>Navicula cari</i> Ehrenberg	tol	alkb	periph.	ohne Präf.
<i>Navicula cincta</i> (Ehrenberg) Ralfs	eu	alkf	periph.; aeroph.	epipel.
<i>Navicula clementioides</i> Hustedt	ot		periph.	benth.
<i>Navicula clementis</i> Grunow	ot-mt	alkf	periph.	benth.

Taxon	Trophie-Präf.	pH-Präf.	Lebensform	Substratpräferenz
<i>Navicula concentrica</i> Carter	ot	alkf	periph.	ohne Präf.
<i>Navicula constans</i> Hustedt var. <i>constans</i>	mt-eu		periph.	epilith.
<i>Navicula constans</i> var. <i>symmetrica</i> Hustedt			periph.	
<i>Navicula cryptocephala</i> Kützing	eu	circ	periph.	epilith.; epipel.
<i>Navicula cryptotenella</i> Lange-Bertalot	tol	alkf	periph.	ohne Präf.
<i>Navicula densilineolata</i> (Lange-Bertalot) Lange-Bertalot	ot	alkb	periph.	
<i>Navicula digitoradiata</i> (Gregory) Ralfs		alkf	periph.	epipel.; benthisch
<i>Navicula digitulus</i> Hustedt	ot		periph.	
<i>Navicula diluviana</i> Krasske	ot-mt	alkb	periph.	
<i>Navicula elginensis</i> (Gregory) Ralfs var. <i>elginensis</i> [ <i>Placoneis elginensis</i> (Gregory) E.J.Cox]	eu	alkf	periph.	
<i>Navicula exigua</i> (Gregory) Grunow var. <i>exigua</i> [ <i>Placoneis exigua</i> (Gregory) Mereschkowski]	eu	alkf	periph.	
<i>Navicula exigua</i> var. <i>signata</i> Hustedt		alkf	periph.	
<i>Navicula gastrum</i> (Ehrenberg) Kützing var. <i>gastrum</i> [ <i>Placoneis gastrum</i> (Ehrenberg) Mereschkowski]	eu	alkf	periph.	epipel.
<i>Navicula gastrum</i> var. <i>signata</i> Hustedt	eu	alkf	periph.	epipel.
<i>Navicula gottlandica</i> Grunow	ot-mt	alkb	periph.	
<i>Navicula gregaria</i> Donkin	eu	alkf	periph.	
<i>Navicula harderi</i> Hustedt			periph.	
<i>Navicula helensis</i> Schulz			periph.	
<i>Navicula lapidosa</i> Krasske		acf		
<i>Navicula lenzii</i> Hustedt	ot-mt	alkf	periph.	
<i>Navicula lucinensis</i> Hustedt			periph.	
<i>Navicula menisculus</i> Schumann var. <i>menisculus</i>	eu	alkb	periph.	ohne Präf.
<i>Navicula modica</i> Hustedt		alkf	periph.	
<i>Navicula oblonga</i> (Kützing) Kützing	tol	alkb	periph.	epipel.
<i>Navicula occulta</i> Krasske			periph.	
<i>Navicula oligotrappenta</i> Lange-Bertalot & Hofmann	ot-mt		periph.	

Taxon	Trophie-Präf.	pH-Präf.	Lebensform	Substratpräferenz
<i>Navicula oppugnata</i> Hustedt	tol		periph.	
<i>Navicula perminuta</i> Grunow			periph.	
<i>Navicula placentula</i> (Ehrenberg) Grunow [ <i>Placoneis placentula</i> (Ehrenberg) Heinzerling]	mt-eu	alkf	periph.	ohne Präf.
<i>Navicula praeterita</i> Hustedt	ot-mt	alkb	periph.	
<i>Navicula pseudanglica</i> Lange-Bertalot var. <i>pseudanglica</i>	mt-eu	alkb	periph.	epilith.
<i>Navicula radiosa</i> Kützing	tol	alkf	periph.	ohne Präf.
<i>Navicula recens</i> (Lange-Bertalot) Lange-Bertalot	eu	alkf	periph.	
<i>Navicula reichardtiana</i> Lange-Bertalot var. <i>reichardtiana</i>	mt-eu	alkb	periph.	ohne Präf.
<i>Navicula reinhardtii</i> (Grunow) Grunow	mt-eu	alkb	periph.	epipel.
<i>Navicula rhynchocephala</i> Kützing	tol	alkf	periph.; aeroph.	e
<i>Navicula rotunda</i> Hustedt			periph.	
<i>Navicula schadei</i> Krasske	ot-mt	circ	periph.	
<i>Navicula seibigiana</i> Lange-Bertalot	tol		periph.	
<i>Navicula seminulum</i> Grunow	eu	circ	periph.; aeroph.	
<i>Navicula striolata</i> (Grunow) Lange-Bertalot	ot-mt	alkb	periph.	
<i>Navicula stroemii</i> Hustedt	ot-mt	alkb	periph.	ohne Präf.
<i>Navicula subalpina</i> Reichardt	ot-mt	alkb	periph.	ohne Präf.
<i>Navicula subhamulata</i> Grunow	tol	alkb	periph.	benth.
<i>Navicula submuralis</i> Hustedt	ot-mt		periph.	
<i>Navicula subrotundata</i> Hustedt	mt-eu	alkf	periph.	
<i>Navicula tenelloides</i> Hustedt	tol	alkf	periph.	
<i>Navicula tenera</i> Hustedt		alkb	periph.	
<i>Navicula tripunctata</i> (O. F. Müller) Bory	eu	alkf	periph.	epiphyt.
<i>Navicula trivialis</i> Lange-Bertalot	eu	alkf	periph.	epipel.
<i>Navicula upsaliensis</i> (Grunow) Peragallo		alkb	periph.	ohne Präf.
<i>Navicula utermoehlii</i> Hustedt	mt-eu	alkf	periph.	epilith.
<i>Navicula variostrata</i> Krasske	ot	acf	periph.	
<i>Navicula viridula</i> (Kützing) Ehrenberg	eu	alkf	periph.	ohne Präf.

Taxon	Trophie-Präf.	pH-Präf.	Lebensform	Substratpräferenz
<i>Navicula viridula</i> var. <i>linearis</i> Hustedt		alkf	periph.	ohne Präf.
<i>Navicula vulpina</i> Kützing	ot-mt	alkf	periph.	epipel.
<i>Navicula wildii</i> Lange-Bertalot	ot-mt	alkb	periph.	epiphyt.
<i>Naviculadicta absoluta</i> (Hustedt) Lange-Bertalot	ot-mt	circ	periph.	
<i>Naviculadicta geisslerae</i> (Jahn) Jahn			periph.	
<i>Naviculadicta laterostrata</i> (Hustedt) Lange-Bertalot		alkf	periph.	
<i>Naviculadicta pseudoventralis</i> (Hustedt) Lange-Bertalot	tol	alkf	periph.	
<i>Naviculadicta vitabunda</i> (Hustedt) Lange-Bertalot	tol	alkf	periph.	epilith.
<i>Neidium affine</i> (Ehrenberg) Pfitzer	ot-mt	circ	periph.	epipel.
<i>Neidium ampliatum</i> (Ehrenberg) Krammer	ot	alkf	periph.	epipel.
<i>Neidium bisulcatum</i> (Lagerstedt) Cleve	ot	circ	periph.	
<i>Neidium bisulcatum</i> var. <i>subampliatum</i> Krammer	ot		periph.	
<i>Neidium dubium</i> (Ehrenberg) Cleve	tol	circ	periph.	
<i>Neidium iridis</i> (Ehrenberg) Cleve	ot-mt	circ	periph.	benth.
<i>Nitzschia acula</i> Hantzsch	eu	alkf	periph.	
<i>Nitzschia amphibia</i> Grunow f. <i>amphibia</i>	eu	alkf	periph.; aeroph.	ohne Präf.
<i>Nitzschia amphibioides</i> Hustedt				
<i>Nitzschia angustata</i> (W. Smith) Grunow	tol	alkf	periph.	epipel.
<i>Nitzschia bacillum</i> Hustedt	ot-mt	alkb	periph.	ohne Präf.
<i>Nitzschia communis</i> Rabenhorst	eu	alkf	periph.	
<i>Nitzschia dissipata</i> (Kützing) Grunow var. <i>dissipata</i>	eu	alkb	periph.	ohne Präf.
<i>Nitzschia dissipata</i> var. <i>media</i> (Hantzsch) Grunow	tol	alkf	periph.	ohne Präf.
<i>Nitzschia fonticola</i> Grunow	mt-eu	ind	periph.	epiphyt.; benth.
<i>Nitzschia frustulum</i> (Kützing) Grunow	eu	alkf	periph.	
<i>Nitzschia gracilis</i> Hantzsch	tol	circ	periph.	
<i>Nitzschia incognita</i> Krasske			periph.	
<i>Nitzschia intermedia</i> Hantzsch	eu	circ	periph.	
<i>Nitzschia lacuum</i> Lange-Bertalot	tol	alkf	periph.	ohne Präf.
<i>Nitzschia liebetruthii</i> Rabenhorst			periph.	

Taxon	Trophie-Präf.	pH-Präf.	Lebensform	Substratpräferenz
<i>Nitzschia linearis</i> (Agardh) W. Smith	mt-eu	alkb	periph.	
<i>Nitzschia linearis</i> (Agardh) W. Smith var. <i>linearis</i>	mt-eu	alkb	periph.	
<i>Nitzschia linearis</i> var. <i>subtilis</i> (Grunow) Hustedt	mt-eu	alkb	periph.	
<i>Nitzschia linearis</i> var. <i>tenuis</i> (W. Smith) Grunow		alkb	periph.	
<i>Nitzschia palea</i> (Kützing) W. Smith	eu-poly	circ	periph.; aeroph.	epiphyt.
<i>Nitzschia perminuta</i> (Grunow) Peragallo	tol	alkf	periph.	
<i>Nitzschia pusilla</i> Grunow	eu	circ	periph.	
<i>Nitzschia recta</i> Hantzsch	tol	alkf	periph.	ohne Präf.
<i>Nitzschia sinuata</i> var. <i>tabellaria</i> (Grunow) Grunow	tol	circ	periph.	benth.
<i>Nitzschia subacicularis</i> Hustedt	tol	alkf	plankt.	
<i>Oestrupia zachariasii</i> (Reichelt) Hustedt			periph.	epipel.
<i>Parlibellus protracta</i> (Grunow) Witkowski, Lange-Bertalot & Metzeltin [ <i>Navicula protracta</i> (Grunow) Cleve]	eu	circ	periph.	epipel.
<i>Pinnularia borealis</i> Ehrenberg var. <i>borealis</i>		circ	periph.; aeroph.	epipel.
<i>Pinnularia brebissonii</i> (Kützing) Rabenhorst			periph.	
<i>Pinnularia gibba</i> var. <i>linearis</i> Hustedt		acf	periph.	benth.
<i>Pinnularia mesolepta</i> (Ehrenberg) W. Smith		circ	periph.	benth.
<i>Pinnularia microstauron</i> (Ehrenberg) Cleve	ot-mt	circ	periph.; aeroph.	
<i>Pinnularia rhombarea</i> Krammer			periph.	
<i>Pinnularia subgibba</i> Krammer var. <i>subgibba</i>	ot		periph.	
<i>Pinnularia viridiformis</i> Krammer			periph.	
<i>Pinnularia viridis</i> (Nitzsch) Ehrenberg	tol	circ	periph.; aeroph.	
<i>Planothidium biporumum</i> (Hohn & Hellermann) Lange-Bertalot [ <i>Achnanthes lanceolata</i> ssp. <i>biporoma</i> (Hohn & Hellerman) Lange-Bertalot]	ot	circ	periph.	epiphyt.



Taxon	Trophie-Präf.	pH-Präf.	Lebensform	Substratpräferenz
<i>Planothidium frequentissimum</i> (Lange-Bertalot) Lange-Bertalot var. <i>frequentissimum</i> [ <i>Achnanthes lanceolata</i> ssp. <i>frequentissima</i> Lange-Bertalot]	tol	alkf	periph.	epilith.; epiphyt.
<i>Planothidium joursacense</i> (Héribaud) Lange-Bertalot [ <i>Achnanthes joursacense</i> Héribaud]	ot-mt	alkf	periph.	
<i>Planothidium lanceolatum</i> (Brébisson) Lange-Bertalot var. <i>lanceolatum</i> [ <i>Achnanthes lanceolata</i> (Brébisson) Grunow]	eu	alkf		
<i>Psammothidium rosenstockii</i> (Lange-Bertalot) Lange-Bertalot var. <i>rosenstockii</i> [ <i>Achnanthes rosenstockii</i> Lange-Bertalot var. <i>rosenstockii</i> ]	ot-mt	alkb	periph.	epilith.
<i>Rhoicosphenia abbreviata</i> (Agardh) Lange-Bertalot	eu	alkb	periph.	ohne Präf.
<i>Rhopalodia gibba</i> (Ehrenberg) O. Müller var. <i>gibba</i>	eu	alkb	periph.	epiphyt.
<i>Sellaphora americana</i> (Ehrenberg) Mann [ <i>Navicula americana</i> Ehrenberg]	ot	alkf	periph.	
<i>Sellaphora bacillum</i> (Ehrenberg) D. G. Mann [ <i>Navicula bacillum</i> Ehrenberg]	ot-mt	alkf	periph.	epilith.; epipel.
<i>Sellaphora laevissima</i> (Kützing) Mann var. <i>laevissima</i> [ <i>Navicula laevissima</i> Kützing var. <i>laevissima</i> ]	ot-mt	circ	periph.	epipel.
<i>Sellaphora pupula</i> (Kützing) Mereschkowsky var. <i>pupula</i> [ <i>Navicula pupula</i> Kützing var. <i>pupula</i> ]	mt-eu	circ	periph.	epipel.
<i>Sellaphora verrecundiae</i> Lange-Bertalot	eu		periph.	
<i>Stauroneis acuta</i> W. Smith		alkf	periph.	benth.
<i>Stauroneis anceps</i> var. <i>anceps</i>	tol	circ	periph.; aeroph.	epilith.
<i>Stauroneis phoenicenteron</i> (Nitzsch) Ehrenberg	tol	circ	periph.	epipel.
<i>Staurosira lapponica</i> (Grunow) Lange-Bertalot [ <i>Fragilaria lapponica</i> Grunow]	tol	alkf	periph.; tych.?	
<i>Staurosira pseudoconstruens</i> (Marciniak) Lange-Bertalot [ <i>Fragilaria pseudoconstruens</i> Marciniak]	ot-mt			

Taxon	Trophie-Präf.	pH-Präf.	Lebensform	Substratpräferenz
<i>Stephanocostis chantaicus</i> Genkal & Kuzmin	ot-mt		plankt.	
<i>Stephanodiscus alpinus</i> Hustedt	tol		plankt.	
<i>Stephanodiscus hantzschii</i> Grunow	eu-poly	alkb	plankt.	
<i>Stephanodiscus medius</i> Håkansson	tol		plankt.	
<i>Stephanodiscus minutulus</i> (Kützing) Cleve & Möller	eu	alkb	plankt.	
<i>Stephanodiscus neoastrea</i> Håkansson & Hickel	eu	alkb	plankt.	
<i>Stephanodiscus parvus</i> Stoermer & Håkansson	eu-poly	alkb	plankt.	
<i>Surirella biseriata</i> Brébisson	eu	alkf	periph.	
<i>Tabellaria flocculosa</i> (Roth) Kützing	tol	circ	periph.; plankt.	epiphyt.