



FORSCHUNG UND MONITORING • BAND 2

Zur Landschafts- und Gewässergeschichte der Müritz

Müritz-
Nationalpark





FORSCHUNG UND MONITORING • BAND 2

Zur Landschafts- und Gewässergeschichte der Müritz

*Umweltgeschichtlich orientierte Bohrungen 2004–2006
zur Rekonstruktion der nacheiszeitlichen Entwicklung*

Autoren dieses Bandes sind die Mitglieder der Arbeitsgruppe „Müritz-Seebohrungen“:

**PROF. DR. REINHARD LAMPE, DR. SEBASTIAN LORENZ, PROF. DR. WOLFGANG JANKE,
DR. HINRICH MEYER, MATHIAS KÜSTER**

*Institut für Geographie und Geologie der Universität Greifswald,
Friedrich-Ludwig-Jahn-Str. 16, 17487 Greifswald*

DR. THOMAS HÜBENER, DR. ANJA SCHWARZ

*Institut für Biowissenschaften, Allgemeine und Spezielle Botanik der Universität Rostock,
Wismarsche Str. 8, 18051 Rostock*

Herausgegeben vom Nationalparkamt Müritz

GEOZON SCIENCE MEDIA

Greifswald 2009

Vorwort der Herausgeber



FOTO: EUROPARC

Die Schutzbemühungen des seit 1990 bestehenden Müritz-Nationalparks gelten der Erhaltung und Entwicklung einer heute weitgehend ungestörten Wald- und Seenlandschaft. Diese so schlicht formulierbaren Aufgaben wurden vor allem in der Gründungszeit von heftigen Debatten über Sinn und Unsinn eines Nationalparks sowohl in Fachkreisen als auch in der breiten Öffentlichkeit diskutiert. Kann man die Natur überhaupt sich selbst überlassen? Was passiert in diesem Fall? Wollen wir Zustände erreichen, die vielleicht Jahrtausende zurückliegen? Sind Kulturlandschaften nicht artenreicher und damit wertvoller als der Natur überlassene Landschaften?

Wir stehen jedoch erst am Beginn des Erkennens und Verstehens von langfristigen Landschaftsveränderungen. Deshalb sind wissenschaftliche Untersuchungen zur nacheiszeitlichen Landschaftsgeschichte von besonderem Interesse. Sie gewähren uns Einblick in die Vielfalt und vor allem in die zeitliche Dimension landschaftsformender Prozesse. Neben den klimatischen Faktoren spielte in unserer Region seit etwa 6000 Jahren auch der Mensch eine prägende Rolle.

Für das Nationalparkgebiet liegen aus fast 100 Jahren Forschungsgeschichte unter Anderem geologische, vegetationsgeschichtliche, forstkundliche, archäologische und historische Untersuchungen mit einem sehr breiten Themenspektrum zur Landschafts-, Wald- und Nutzungsgeschichte vor. So schien es uns an der Zeit, den Wissensstand zur Entwicklung der seenreichen Landschaft am Beispiel der Müritz zusammenzufassen. Dabei sollten die Seesedimente der Müritz als Archiv der Landschaft Untersuchungsgegenstand sein. Gemeinsam mit der Universität Greifswald wurde die Idee einer interdisziplinär angelegten Seeb Bohrung in der Müritz diskutiert und die Universität Rostock als weiterer Partner für spezielle limnologische Untersuchungen gewonnen. Dank der finanziellen Unterstützung durch die Jost-Reinhold-Stiftung konnten im Jahr 2004 die ersten Seeb Bohrungen in der Müritz begonnen werden. Bis zum Jahr 2006 wurden die Analysen der gewonnenen Proben und die Ergebnisdokumentation abgeschlossen.

Mit den hier veröffentlichten Erkenntnissen steht für den Müritz-Nationalpark, den namensgebenden größten Binnensee Deutschlands und den gesamten mitteldeutschen Raum eine thematisch umfassende Zusammenstellung zur regionalen Landschaftsgeschichte zur Verfügung. Die Ergebnisse stießen bereits anlässlich des wissenschaftlichen Kolloquiums im Rahmen der Nationalparkwoche 2006 auf breites Interesse und haben uns motiviert, weiteren spannenden Fragen zur Umweltgeschichte im Müritz-Nationalpark nachzugehen.

Ulrich Meßner

Leiter des Nationalparkamtes Müritz

Inhaltsverzeichnis

| | |
|--|----|
| VORWORT | 4 |
| 1 EINLEITUNG | 7 |
| 2 NATURRÄUMLICHER ÜBERBLICK UND GEOWISSENSCHAFTLICHER KENNTNISSTAND | 8 |
| 2.1 Jungquartäre Anlage des Arbeitsgebietes | 8 |
| 2.2 Seesedimente | 8 |
| 2.3 Seespiegelschwankungen – Ursachen und regionale Befunde | 10 |
| 3 METHODEN | 11 |
| 3.1 Geländearbeiten | 11 |
| 3.1.1 Seebohrungen und Kartierungen | 11 |
| 3.1.2 Georadar | 12 |
| 3.1.3 Geomorphologische Kartierung auf der Halbinsel „Großer Schwerin“ | 12 |
| 3.2 Laboruntersuchungen | 13 |
| 3.2.1 Magnetische Suszeptibilität | 13 |
| 3.2.2 Kerndokumentation | 13 |
| 3.2.3 Wassergehalt, Trockenraumdichte, Rohdichte und Glühverlust | 13 |
| 3.2.4 Bestimmung der Boden- und Muddearten | 13 |
| 3.2.5 Kalkgehalt | 14 |
| 3.2.6 Korngrößenverteilung | 14 |
| 3.2.7 Röntgenfluoreszenz-Analysen | 15 |
| 3.2.8 Erstellung der Kompositprofile (Master) | 15 |
| 3.2.9 Dekompaktion der Sedimentsäulen | 15 |
| 3.3 Pollenanalysen | 16 |
| 3.3.1 Aufbereitung und Diagrammaufbau | 16 |
| 3.3.2 Pollen- und Sporendichte | 18 |
| 3.3.3 Glühverlust und Karbonatgehalt | 18 |
| 3.4 Diatomeenanalysen | 18 |
| 3.4.1 Probenaufarbeitung und mikroskopische Analyse | 18 |
| 3.4.2 Eichdatensatz und Transferfunktionen | 18 |
| 3.4.3 Auswahl des Eichdatensatzes | 19 |
| 3.5 Radiokarbon-Datierungen (^{14}C) | 20 |
| 4 ERGEBNISSE DER SEDIMENTOLOGISCHEN, GEOCHEMISCHEN UND GEOMORPHOLOGISCHEN UNTERSUCHUNGEN | 21 |
| 4.1 Der Verlandungssaum der Sietower Bucht – Kern MÜR-9 | 21 |
| 4.2 Das Litoral der Sietower Bucht – Kerne MÜR-1 und MÜR-3 | 23 |
| 4.3 Das Profundal der Sietower Bucht – Kern MÜR-2 | 27 |
| 5 DIE HALBINSEL GROSSER SCHWERIN | 31 |
| 5.1 Kenntnisstand | 31 |
| 5.2 Das Nordufer des Großen Schwerin | 31 |
| 5.3 Ableitungen zur jungholozänen Wasserstandsentwicklung der Müritz | 31 |



FOTO: HINRICH MEYER



FOTO: HINRICH MEYER

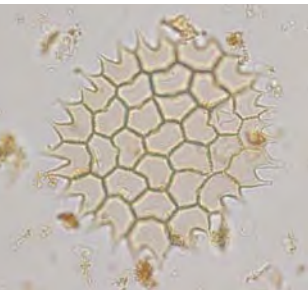


FOTO: MANUELA SCHULT

| | | |
|-------|--|----|
| 6 | POLLENANALYTISCHE AUSWERTUNG DER PROFILE MÜR-2 UND MÜR-9 | 33 |
| 6.1 | Allgemeines | 33 |
| 6.2 | Palynologischer Kenntnisstand | 37 |
| 6.3 | Verlandungssaum der Sietower Bucht (Pollendiagramm MÜR-9) | 38 |
| 6.4 | Profundal der Sietower Bucht (Pollendiagramm MÜR-2) | 44 |
| 6.5 | Ergebnisse und offene Fragen | 54 |
| 7 | ERGEBNISSE DER DIATOMEENANALYSEN | 58 |
| 7.1 | Allgemeine Angaben | 58 |
| 7.2 | Clustering, Diatomeen-Summenparameter, Geochemie, TP-Verlauf | 59 |
| 7.2.1 | Dominante bzw. wichtige Indikator-Taxa im Kern MÜR-2 | 61 |
| 7.2.2 | Diatomeenzone I (1491–1121 cm, ca. 14500–8300 BP, Pleniglazial bis frühes Atlantikum) | 62 |
| 7.2.3 | Diatomeenzone II (1057–294 cm, ca. 6700–725 cal BP, mittleres Atlantikum bis mittleres Subatlantikum) | 63 |
| 7.2.4 | Diatomeenzone III (286–0 cm, ab ca. 750 cal BP bis heute) | 63 |
| 7.3 | Diskussion | 64 |
| 8 | ERGEBNISSE DER ¹⁴ C-ANALYSEN - CHRONOSTRATIGRAPHIE UND WASSERSTANDESENTWICKLUNG | 68 |
| 8.1 | Vergleich von ¹⁴ C- und Palyno-Altern und Ableitung eines Zeit-Tiefen-Modells | 68 |
| 8.2 | Bestimmung der Sedimentations- und Massenakkumulationsraten | 71 |
| 8.3 | Korrelation der Kerne MÜR-1, MÜR-2 und MÜR-9 | 73 |
| 8.4 | Rekonstruktion der Wasserspiegелentwicklung | 75 |
| 9 | DIE JUNGQUARTÄRE ENTWICKLUNGSGESCHICHTE DER MÜRITZ | 79 |
| 9.1 | Pleni- und Spätglazial (Meiendorf bis Jüngere Dryas, 14450–11590 cal BP) | 79 |
| 9.2 | Frühholozän (Präboreal und Boreal, 11590–9220 cal BP) | 81 |
| 9.3 | Mittelholozän (Atlantikum und Subboreal, 9220–2400 cal BP) | 81 |
| 9.4 | Jungholozän (Subatlantikum, 2400–0 cal BP) | 82 |
| 10 | ZUSAMMENFASSUNG UND AUSBLICK | 84 |
| 11 | LITERATURVERZEICHNIS | 85 |
| 12 | DANKSAGUNG | 91 |
| 13 | VERZEICHNIS DER TABELLEN UND ABBILDUNGEN | 92 |
| 14 | ANHANG | |

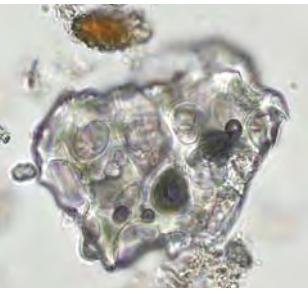


FOTO: MANUELA SCHULT

1 Einleitung

Mit 113,5 km² Wasserfläche und einem Einzugsgebiet von 1230 km² ist die Müritz (62 m HN) der zweitgrößte See des nordmitteleuropäischen Tieflandes (KNAPP et al. 1999). Sie war in den vergangenen Jahrzehnten bereits mehrfach das Ziel paläohydrologischer und landschaftsgenetischer Untersuchungen, die sich bislang jedoch auf das terrestrische und telmatische Umfeld beschränkten. Durch KAISER (1998) und KAISER et al. (2002) wurde der bisherige Wissensstand detailliert zusammengefasst. Die hier vorgestellten Seebohrungen hatten das Ziel, die Landschafts- und Gewässerentwicklung anhand von Seesedimenten gut aufgelöst zu rekonstruieren und offene Fragen zu Wasserstandsschwankungen zu klären. Die Untersuchung der Seesedimente bot zudem die Chance einer über ein großes Einzugsgebiet integrierenden Rekonstruktion der Vegetationsgeschichte sowie der erstmaligen Bearbeitung der Sedimentations- und Trophieentwicklung der Müritz seit dem Spätglazial.

Die Arbeiten wurden in den Sommermonaten der Jahre 2004 und 2005 mit der Entnahme der Kerne MÜR-1 und MÜR-3 in Flachwasserbereichen im Süd- bzw. Nordteil, MÜR-2 im Profundal und MÜR-9 im Verlandungsbereich der Sietower Bucht (Abb. 1) durchgeführt. Zu Übersichtszwecken wurde eine größere Zahl von Sondierungen im nördlichen und westlichen landwärtigen Uferbereich um die Sietower Bucht niedergebracht. Ergänzende Untersuchungen wurden auf der Halbinsel Großer Schwerin mit dem Ziel durchgeführt, jüngere Wasserspiegelschwankungen zu identifizieren und zu datieren. Die Bearbeiter bedanken sich bei der Leitung und den Mitarbeitern des Nationalparks Müritz für die vertrauensvolle Zusammenarbeit und stete Förderung. Die Arbeiten wurden ermöglicht durch finanzielle Zuwendungen des Seenprojekts am Umweltministerium Mecklenburg-Vorpommern, durch die Jost-Reinhold-Stiftung und eine Beteiligung des Müritz-Nationalparks. Auch ihnen gilt unser Dank.

Abb. 1: Blick nach Westen in die Sietower Bucht der Müritz. (Foto: Sebastian Lorenz)



2 Naturräumlicher Überblick und geowissenschaftlicher Kenntnisstand

2.1 Jungquartäre Anlage des Arbeitsgebietes

Seit dem ausgehenden Hochglazial änderte sich für das Relief und dabei insbesondere für die Becken das Spektrum morphogenetisch wirksamer Prozesse mehrfach und folgte damit der keinesfalls geradlinigen, jedoch gerichteten klimatischen Entwicklung des Spätglazials und des Holozäns. Der Umstand einer relativen Tiefenlage von Becken gegenüber ihrem Umfeld begründet ihre Funktion als Sammelpunkt für ober- und unterirdische Wässer und damit als lokale Erosionsbasis und Sedimentfalle. Aufgrund der damit verbundenen archaischen Eigenschaften ist die Rekonstruktion des landschaftsgenetischen Geschehens auf die Untersuchung der Beckenfüllungen fokussiert, die über autochthone Sedimente Aussagen zur Entwicklung des Beckens selbst, über allochthone Sedimente jedoch auch über die der umgebenden Landschaft (des „Einzugsgebietes“) treffen kann.

BECKEN- ENTSTEHUNG

Die für die Anlage der größeren (See-) Becken entscheidenden morphogenetischen Prozesse erfolgten in Abhängigkeit von Mächtigkeit, Erstreckung und innerer Struktur des Inlandeises im Weichsel-Hochglazial. Als wesentliche Vorgangsgruppen der Seebeckengestaltung sind neben der exarativen Tätigkeit der Eismassen die glazihydrodynamischen Prozesse zu postulieren, die zur Ausbildung von Rinnen- und Beckenstrukturen führten (NITZ 1984).

Die Müritz gliedert sich in einen zwischen dem Goldberger See und dem Mirower Seengebiet befindlichen Gürtel glazilimnischer Becken ein, der lokal von Endmoränen der Frankfurter Phase (W1F) durchragt wird. Diese markieren pleniglaziale Staubecken, in denen sich die von der Pommerschen Haupteisrandlage (W2, W2_{max.}) südwärts abfließenden Schmelzwässer sammelten (KAISER 2001b). Die Müritz wird im Norden und Nordosten durch Sanderflächen des Pommerschen Stadiums und angrenzende Endmoränen der Maximalausdehnung des Pommerschen Stadiums umrahmt. Das Westufer der Müritz wird hingegen durch frankfurtstadiale Grundmoränen gebildet. Im Bereich der Sietower Bucht, dem Untersuchungsgebiet der Müritz-Bohrungen, quert ein Endmoränenzug des Frankfurter Stadiums das Seebecken und sorgt für ein reliefstarkes Seebecken mit lokaler Blockbestreuung (ZGI 1965, siehe Abb. 2). Ein naturräumlicher Überblick des Müritz-Gebietes findet sich in KNAPP et al. (1999).

2.2 Seesedimente

Seesedimente widerspiegeln physikalische, chemische und biologische Prozesse in Seen und ihrem Umland und bilden daher eines der herausragenden Archive für Forschungen zur nacheiszeitlichen Klima- und Landschaftsentwicklung (z. B. DEARING & FOSTER 1986, SMOL et al. 2001, YU & HARRISON 1995, BRAUER et al. 1999). In gleichem Maße sind Zustandsanalysen von Gewässern auf Seesedimente, ihre Bestandteile und als – ursächliche Sedimentbildner – auch auf die Vegetation von Seen fokussiert (SUCCOW & BLÜMEL 1998, SUCCOW & KOPP 1985).

Hauptkriterien bei der Sedimentsprache und -klassifikation sind makroskopisch identifizierbare Bestandteile für die Feldansprache und physikalische und chemische Substratparameter für die labor-technische Klassifizierung. Eine umfassende Gliederung und Erläuterung findet sich in SUCCOW & JOOSTEN (2001, S. 59 ff.). Für die hier vorgestellten Untersuchungen wurde eine vereinfachte Klassifikation nach KAISER (2001a) verwendet.

Auch hinsichtlich einer regionalen, chronozonealen Sedimentationscharakteristik für (Paläo-) Seen lassen sich Aussagen im Sinne einer Klassifikation treffen (Kaiser 2002). Im Spätglazial dominieren

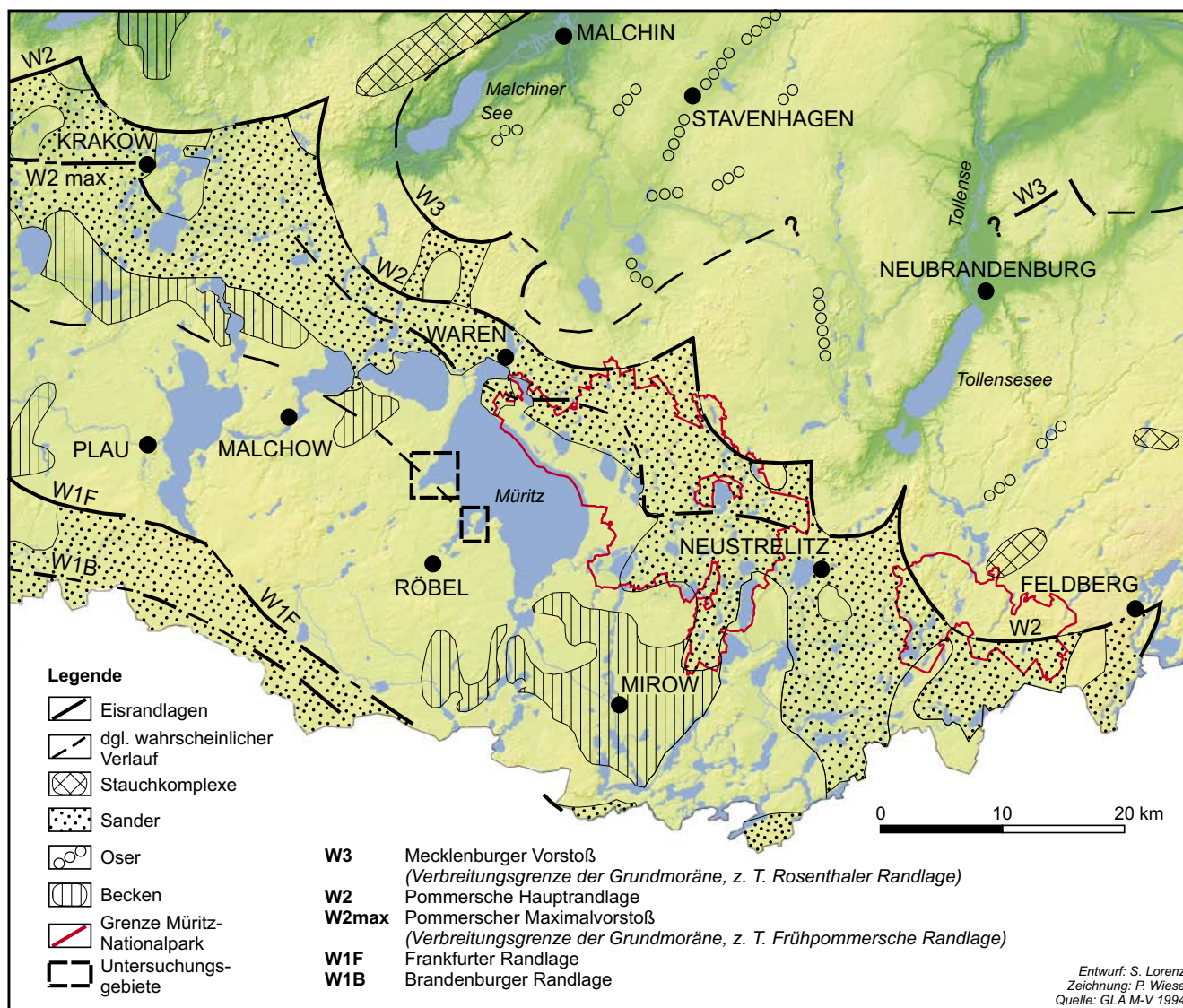


Abb. 2: Quartärgeologische Übersichtskarte der Müritz-Region.

Silikatmudden, die noch bis ins Frühholozän nachweisbar sind. Die offene, vegetationsarme Landschaft erlaubte starke Oberflächenabflüsse aus den Einzugsgebieten, die zusammen mit einem Wechsel von Frost- und Austauprozessen zu intensiver Erosion und verstärkt zu silikatischen Einwaschungen in die Seen führten. Die geringe Produktion an Biomasse in den Seen ist eine weitere Ursache für den zumeist silikatischen Charakter der spätglazialen Mudden. Im Allerød werden durch eine allgemeine Klimaerwärmung, verbunden mit höherer Bioproduktivität und im Zuge einer Etablierung von See-Ökosystemen, erstmals Organo- und Kalkmudden gebildet. Die organischen Ablagerungen resultieren sowohl aus einer autochthonen Bildung im See, als auch aus einem Eintrag von Pflanzenresten, Huminsäuren und Nährstoffen aus dem Einzugsgebiet. Für das Allerød existieren vielfach Nachweise einer telmatischen Basissedimentation im Sinne eines Basistorfes. Während des Kälterückschlags der Jüngerer Dryas kommt es durch periglaziale Prozesse (Solifluktion, Kryoturbation, äolische Umlagerung) wiederum zu einem verstärkt minerogenen Eintrag. Die Bildung von Kalk- und Organomudden ist typisch für das Holozän mit gemäßigten Klimaten und hohen Bioproduktionsraten. Ab dem Jungholozän beginnt, begünstigt durch trockenere klimatische Bedingungen und dem Absinken der Wasserspiegel, die verbreitete Bildung von Torfen, die Verlandung von Gewässern setzt ein. Die Stabilität der Landschaft minimiert die Einträge minerogenen Materials in die Gewässer (KAISER 2001a, 2002).

2.3 Seespiegelschwankungen – Ursachen und regionale Befunde

Schwankungen von Seespiegeln im Bereich der gemäßigten Klimate können eine Vielzahl von Ursachen haben und werden durch ein komplexes Zusammenspiel von äußeren (klimatischen) und inneren (geologischen, geomorphologischen) Faktoren gesteuert. Sie verdeutlichen die Variabilität des Landschaftswasserhaushalts und erlauben Rückschlüsse zur Klimaentwicklung. Für das Jungmoränengebiet ist vor allem die Steuerung über das Grundwasser und über die Zu- und Abflüsse von Bedeutung. Neben einer direkten Bindung von Seespiegelschwankungen an langfristige klimatisch induzierte Veränderungen (HOSTETLER 2000), finden sich zusätzlich Beweise für seit dem Neolithikum durch den Menschen verursachte, direkte und indirekte Eingriffe in den Landschaftswasserhaushalt (GREGORY 1995).

Neben einer ersten indirekten Beeinflussung des Wasserhaushalts durch Veränderung klimatologisch und hydrologisch wirksamer Komponenten in den Einzugsgebieten (Vegetationsbedeckung, Verdunstung, Abflussgrößen), nahm der Mensch spätestens ab dem frühen Mittelalter (12./13. Jahrhundert) gezielt Einfluss durch wasserbauliche Maßnahmen, wie es Wassermühlen, Aalfänge, Wehre, Gräben und Kanäle belegen (KAISER 1996, RUCHHÖFT 1999, BLEILE 2003).

Der gegenwärtige Kenntnisstand hinsichtlich der Wasserstandsschwankungen in einzelnen Chronozonen stellt sich wie folgt dar:

SPÄTGLAZIAL Für Mecklenburg existieren nur wenige Befunde für spätglaziale Wasserspiegelschwankungen. Für den Schweriner See, die westlichen Oberen Seen und den Krakower See sind höhere Wasserstände aus der Älteren und Jüngeren Dryas durch Terrassenbildungen in 2 bis 5 m höheren Niveaus belegt (SCHULZ 1963 und 1968, KAISER 1996, LORENZ 2003). Neben dem phasenhaften Toteistieftauen liefern auch klimatisch bedingte Änderungen des Landschaftswasserhaushalts und geomorphologische Veränderungen an der Abflussbasis mögliche Erklärungen.

FRÜH- UND MITTELHOLOZÄN Im Frühholozän kommt es verbreitet zu einem Absinken der Wasserstände auf sehr niedrige Niveaus. Der Müritz-Seespiegel liegt im älteren Präboreal 5 m unter dem heutigen (KAISER 1996). Während des Mittelholozäns kommt es im Älteren Atlantikum zu einem Ansteigen der Seespiegel, der im Übergang zum Subboreal stagniert. Die Seen erreichten im Holozän wohl erstmals Seespiegel, die mit den heutigen vergleichbar sind. Im frühen und mittleren Subboreal steigen die Seespiegel erneut leicht an. Für das ausgehende Subboreal zeigt sich ein differenziertes Bild: die großen Seen weisen gegenüber heute niedrigere Wasserstände, die kleinen Seen dagegen höhere Wasserstände auf. Im Subatlantikum sind steigende oder stagnierende Wasserspiegel charakteristisch. Für die Oberen Seen ist von einer Überlagerung klimatischer Einflüsse mit geomorphologisch-hydrologischen Aspekten als Erklärung für die holozänen, natürlichen Seespiegelschwankungen auszugehen (KAISER 1996).

JUNGHOLOZÄN Mit der deutschen Besiedlung Mecklenburgs beginnen starke und nachhaltige Eingriffe in das Gewässernetz, die zugleich Änderungen für die Einzugsgebiete und die Seespiegel bedeuten. Im Ergebnis der deutschen Ostsiedlung gelangt die Wasserbautechnik in Verbindung mit Wassermühlen nach Mecklenburg (RUCHHÖFT 1999). Die intensivere Landwirtschaft bediente sich erstmals der Methoden der Melioration, um die nutzbaren Flächen zu vermehren. Flüsse wurden durch Kanäle ergänzt und entwickelten sich zu Wasserstraßen (KAISER 1996, DRIESCHER 1983). Die Seespiegel lagen im 12./13. Jahrhundert ca. 1 m tiefer als heute. Diese Aussagen stützen archäologische Funde unter oder im Niveau heutiger Wasserstände. Ab Ende des 13. Jahrhunderts erfolgte ein etappenweiser Anstieg der Wasserstände auf etwa 1 m über dem heutigen Niveau bis in das 17./18. Jahrhundert hinein (KAISER 1996, RUCHHÖFT 1999, 2002). Mit der ausgehenden Slawenzeit und durch die verstärkte Landnahme im Zuge der Ostsiedlung (12./13. Jahrhundert) intensivierte sich zeitgleich die Rodung der Wälder zur Weide- und Ackerlandgewinnung. Die dadurch vermehrten Oberflächenabflüsse und die eingeschränkte Evapotranspiration führten zu einem Ansteigen abflussloser Seen.

3 Methoden

3.1 Geländearbeiten

3.1.1 Seebohrungen und Kartierungen

Für die Rekonstruktion der Wasserspiegelentwicklung und die Gewinnung langer, ungestörter Sedimentkerne wurden Bohrlokalitäten in unterschiedlichen Wassertiefen (Tab. 1 und Abb. 4) anhand der Tiefenkarte der Müritz festgelegt (Seenprogramm am Umweltministerium M-V, 2004). Aufgrund der hohen Seesedimentmächtigkeiten schon in mittleren Wassertiefen wurde auf eine Bohrung im tiefen Wasser (ca. 20 m Wassertiefe) verzichtet.

VORBEREITUNG

| Profil | Wassertiefe | Kernlänge | Position (Gauß-Krüger, Bessel) |
|--------|-------------|-----------|--------------------------------|
| MÜR-1 | 2,1 m | 8,07 m | HW 5921646 RW 4538909 |
| MÜR-2 | 6,3 m | 14,82 m | HW 5922360 RW 4539587 |
| MÜR-3 | 1,1 m | 4,74 m | HW 5923023 RW 4539574 |
| MÜR-9 | Bruchwald | 8,67 m | HW 4539314 RW 4539314 |

Tab. 1: Kurzübersicht zu den Seebohrungen in der Sietower Bucht der Müritz.

Zur endgültigen Festlegung der Bohrpunkte wurden mit einem Vermessungsecholot der Fa. Fahrentholz und einem angekoppelten GPS-Gerät hochauflösende georeferenzierte Echolot-Profile des Seebodens aufgenommen (Abb. 3).

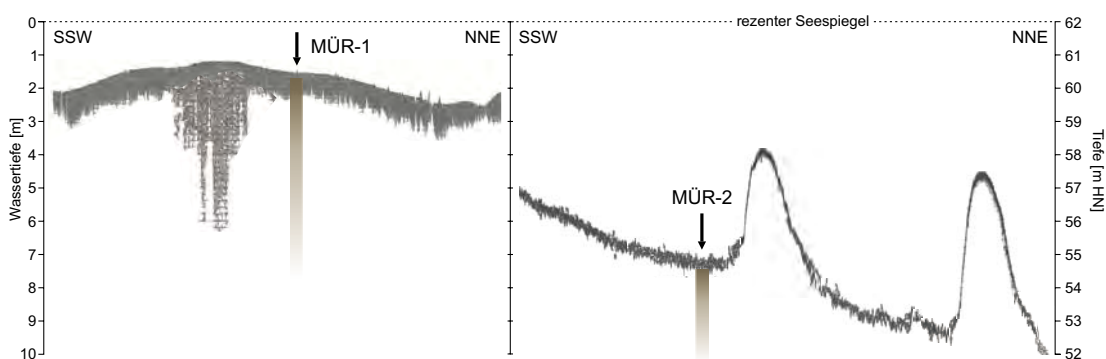


Abb. 3: Echogramme der Bohrlokalitäten MÜR-1 und MÜR-2. Zur Lage s. Abb. 2.

Die Seekerne wurden vom Bohrponton „BOREAS“ (Abb. 6) mit fester Verrohrung zwischen Ponton und Sediment erbohrt. Die Kerne wurden mit 2 m langen Kolbenstechrohren mit PE-Innenliner der Fa. Stütz gewonnen. Nur der unterste 2 m-Teil an der Stelle MÜR-2 wurde mit einer offenen Rammkernsonde erbohrt, um bis in die stark verfestigten und silikatischen Sedimente des Spätglazials vorzudringen.

KERNGEWINNUNG

Zuerst wurden in dem verrohrten Bohrloch die 2 m langen Kernteile fortlaufend ab der Tiefe 1 m unter Sedimentoberkante (SOK) genommen, wobei technikbedingt immer ca. 8 cm der Sedimentsäule am unteren Ende des Stechrohrs verloren gehen und am oberen Ende Störungen durch Stauchung und Versturz auftreten. Danach wurde die Bohrplattform ca. 2 m verholt und der oberste Kernteil ab Sedimentoberkante (SOK) genommen, erst dann wurde neu verrohrt und die weiteren Kernteile mit einem Tiefenversatz von 1 m gegenüber der ersten Kernsäule genommen. Dadurch sollte gewährleistet sein, dass eine lückenlose ungestörte Kernsäule (Masterkern bzw. Kompositprofil) zusammengesetzt werden

kann. Bis zu Sedimenttiefen von ca. 12 m (Profil MÜR-2) konnte mit einem Stechrohr mit 83 mm-Durchmesser (75 mm Liner) gearbeitet werden, bei größeren Sedimenttiefen musste mit einem 60 mm-Stechrohr (50 mm Liner) fortgesetzt werden, da sonst die Zugkraft des Pontons nicht mehr ausgereicht hätte.

Im Jahr 2005 wurde der untere Teil der Bohrung MÜR-2 ab 10,60 m Sedimenttiefe neu abgeteuft. Die Liner-Enden wurden mit Plastikkappen verschlossen und verklebt, um den Feuchtigkeitsgrad der Sedimentsäule zu erhalten. Mit einem handgeführten Kolben-Stechrohr wurde der oberste, stark wassergesättigte Sedimentmeter mit überstehendem Wasser extra entnommen und gleich vor Ort in 5 cm Abständen lückenlos beprobt.

Zeitlich parallel wurden an Land westlich und nördlich der Sietower Bucht Peilstangen-Sondierungen vorgenommen um mögliche ehemalige Seearale der Müritz zu erfassen (ARNDT 2005).

3.1.2 Georadar

EINDRINGTIEFEN

Im Februar 2006 konnten aufgrund der starken Eisbedeckung der Müritz mit Eismächtigkeiten über 20 cm, Georadarmessungen vom Eis aus durchgeführt werden. Dabei kam das Gerätesystem RAMAC GPR der Firma MALÅ GeoScience mit 100 MHz und 50 MHz Senderfrequenz zum Einsatz. Die Aufbereitung und Visualisierung der Messdaten erfolgte mit der Software ReflexW (Fa. Sandmeier Software, Karlsruhe). Es stellte sich heraus, dass die Reflexionen liefernde Eindringtiefe doch sehr begrenzt war, im Wasser 8 m und im Sediment bei 1 m Wassertiefe 3–4 m nicht überstieg. Die Verringerung der Sendefrequenz auf 50 MHz brachte keine nennenswerte Verbesserung. Damit hatten die Messungen nur Echolotcharakter für die Wassertiefe. Nur an zwei Stellen, nördlich des Großen Schwerin und nördlich des Bohrpunktes MÜR-3 konnten Rinnenstrukturen im Sediment erfasst werden, die nachträglich mit Sand aufgefüllt worden waren (Abb. 15). Zumindest konnte bestätigt werden, dass die Bohrung MÜR-3 einen typischen Standort des Flachwassers im Norden der Sietower Bucht repräsentiert.

3.1.3 Geomorphologische Kartierungen auf der Halbinsel „Großer Schwerin“

PEILSTANGEN-BOHRUNGEN

Die Geländearbeiten am Großen Schwerin wurden im Zeitraum Februar-Mai 2006 durchgeführt und umfassten GPR-Messungen, Kartierungen mit der Peilstange und Rammkernsonde, die Anlage von Bodenschürfen sowie Höhennivellements mit Bezug auf den Müritz-Wasserstand.

Landseitig erfolgte eine bodenkundlich-sedimentologische Kartierung entlang von gedachten Schnitten mit der Peilstange (Nutstange Durchmesser 30 mm). Dabei wurde sich an den Kartierungen von ERMANN (1967) und MEINKE et al. (1967) orientiert. Für die sedimentologische Bearbeitung im Labor erfolgte die Beprobung an drei Sedimentkernen (K1, K2, K3), die mit einem Kolben-Liner-Stechrohr (Fa. Stitz, Gehrden) geborgen wurden.

Die Laboranalysen umfassten die Bestimmung der Magnetischen Suszeptibilität [κ], des Glühverlusts als Äquivalent des organischen Gehalts [GV %, 550 °C], des Kalkgehalts mit der Scheibler-Methode [CaCO₃ %] und die prozentuale Korngrößenverteilung mit einem Laser Particle Sizer A22, Fa. Fritsch.

Für bodenkundliche Erhebungen im Sinne einer Verbreitungskarte wurden neben den Peilstangenbohrungen und Rammkernsondierungen auch vier Bodenschürfe (B1, B2, B3, B4) abgeteuft (Abb. 18), welche generell nach bodenkundlicher Kartieranleitung KA-5 (AD-HOC AG 2005) angesprochen wurden.

3.2 Laboruntersuchungen

3.2.1 Magnetische Suszeptibilität

Am geschlossenen Liner (PE-Rohr) erfolgte die Untersuchung der Kerne auf magnetische Suszeptibilität MS (Magnetisierbarkeit) im Verlauf ihrer Schichten. Hierbei diente der MS2C-Sensor der Firma Bartington als Untersuchungsgerät. Das Ergebnis sind volumenbezogene Suszeptibilitäten κ , die mit Hilfe der Trockenraumdichte (DBD) in massenspezifische Suszeptibilitäten $\chi = \kappa / \text{DBD}$, $[\text{DBD}] = \text{kg}/\text{m}^3$, umgerechnet werden. Erst die χ erlauben quantitative Vergleiche mit tabellierten Suszeptibilitäten von Sedimentbestandteilen, wie z.B. Wasser, Torfe oder Mineralien. Erhöhte Werte (peaks) der Magnetischen Suszeptibilität im Verlauf eines Kerns können Hinweise auf oxidierte Eisenverbindungen geben, also Rückschlüsse auf ein oberflächennahes oxidierendes Milieu zulassen.

3.2.2 Kerndokumentation

Nach dem Öffnen der Liner, wurden die Kerne fotografiert, die Lithologie beschrieben und mit 10 ml (4 ml bei 50 mm-Kernen) Stechzylindern im Abstand von meist 10 cm, für die Pollenanalyse in Teilen häufig bis 1 cm, beprobt.

3.2.3 Wassergehalt, Trockenraumdichte, Rohdichte und Glühverlust

Die Stechzylinder wurden gewogen, dann bei 105 °C getrocknet („atro“) und wieder gewogen. Daraus wurden Wassergehalt w , Rohdichte BD (*bulk density*) und Trockenraumdichte DBD (*dry bulk density*) bestimmt. Die atro Proben wurden dann zwei Stunden im Muffelofen bei 550 °C geglüht und nach Abkühlung im Exsikkator die Glühverluste (GV) nach DIN 38414 bestimmt.

$$w = \frac{M_w}{M_{FS}} \cdot 100 [\%] \text{ mit: } M_w \text{ Masse des Wassers, } M_{FS} \text{ Masse der Feuchtsubstanz}$$

DICHTE-
BESTIMMUNG

$$BD = \frac{M_{FS}}{V_{FS}} \text{ [g/cm}^3\text{] mit } M_{FS} \text{ Masse der Feuchtsubstanz, } V_{FS} \text{ Volumen der Feuchtsubstanz}$$

$$DBD = \frac{M_{TS}}{V_{FS}} \text{ [g/cm}^3\text{] mit: } M_{TS} \text{ Masse der Trockensubstanz, } V_{FS} \text{ Volumen der Feuchtsubstanz}$$

3.2.4 Bestimmung der Boden- und Muddearten

Im Anschluss an die granulometrischen Analysen im Labor erfolgte die Ansprache der Bodenarten mit Hilfe von Triplot, einer Excel-basierenden Software von GRAHAM & MIDGLEY (2000) und nach den Richtlinien der KA5 (AD-HOC AG 2005). Die Einteilung der limnischen und telmatischen Sedimente erfolgte nach den Vorschlägen von SUCCOW (1988, verändert nach KAISER 2001a). Torfe wurden anhand eindeutig erkennbarer Makroreste im Gelände angesprochen (z.B. „Seggen-Torf“).

| | |
|----------------------|--|
| Torf: | >30% organische Substanz (= Glühverlust) |
| Organomudde: | >30% organische Substanz, <30% Carbonat |
| Kalkmudde: | <30% organische Substanz, >30% Carbonat |
| Kalk-Organomudde: | >30% organische Substanz, >30% Carbonat |
| Organo-Silikatmudde: | 5-30% organische Substanz |
| Silikatmudde: | <5% organische Substanz |

SEDIMENTTYPEN

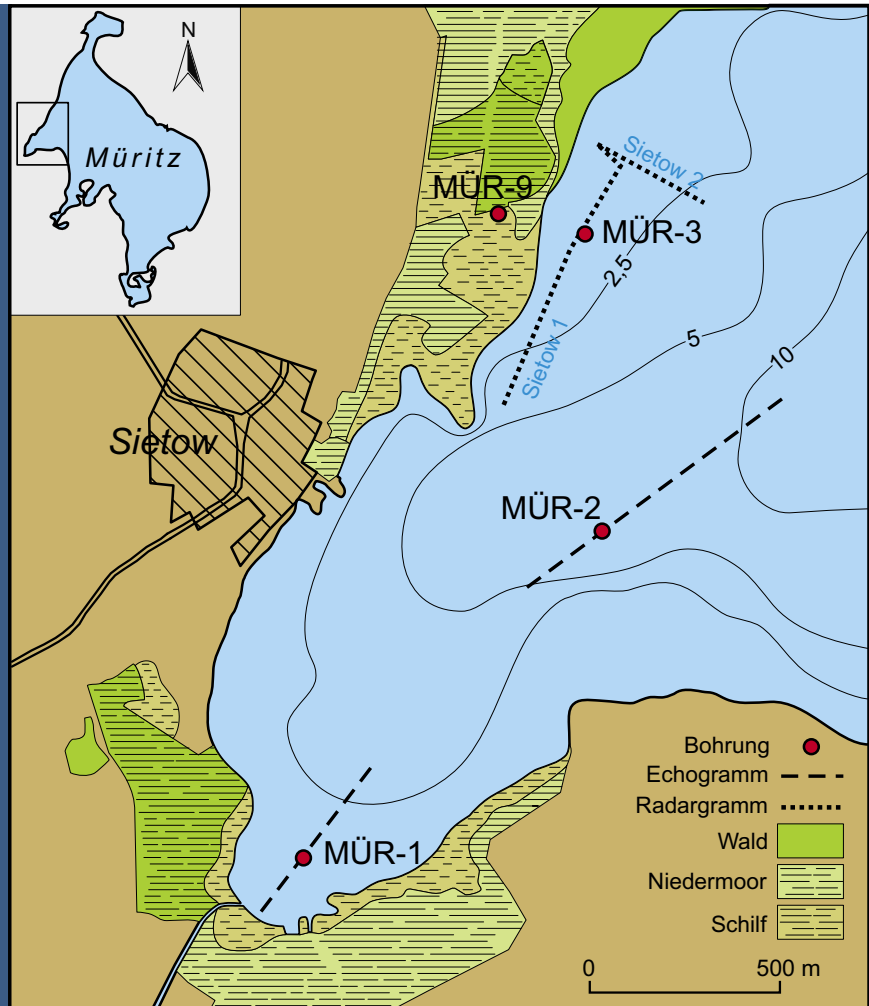


Abb. 4:
Bohrlokalitäten und Verlauf des GPR-Profiles
(Abb. 15) in der Sietower Bucht.

3.2.5 Kalkgehalt

Eine Vorbestimmung der Kalkgehalte bei den Sondierarbeiten im Gelände erfolgte durch die visuelle und akustische Beurteilung der Reaktionsstärke von zehnpromzentiger Salzsäure (HCl) (KA5 AD-HOC-AG 2005).

Im Labor wurde der Kalkgehalt mit Hilfe der Scheibler-Methode ermittelt. Grundlage für das Messverfahren ist die chemische Reaktion der Carbonate ((CaCO_3 , MgCO_3 , $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$)) mit Salzsäure (HCl) unter Bildung von CO_2 . Die verwendete Probenmenge richtete sich nach der Reaktionsstärke der Feldmethode. Das bei der Reaktion freigesetzte Kohlendioxid wird volumetrisch gemessen und unter Beachtung der Parameter Luftdruck (hPa) und Temperatur ($^{\circ}\text{C}$) in die entsprechenden CaCO_3 -Anteile umgerechnet.

3.2.6 Korngrößenverteilung

Die Untersuchung der Korngröße ist eine elementare Methode zur Beschreibung von Sedimenten. Erfasste Korngrößenverteilungen können zum einen zur Interpretation genetischer Fragestellungen beitragen oder zum anderen Hinweise geben auf die physikalischen, chemischen und biologischen Eigenschaften des Sediments.

Da es sich bei den hier infrage kommenden Sedimenten um überwiegend entweder hochorganische oder kalkreiche Ablagerungen handelt, musste eine Vorbehandlung erfolgen, die den klastischen Anteil übrig ließ. Deshalb wurden die Glührückstände aus der Glührückbestimmung nach gegebenenfalls HCl-Behandlung zur Korngrößenbestimmung verwendet. Die Aufbereitung erfolgte durch schonende

Homogenisierung und, aus apparativen Gründen, durch Absiebung der Korngröße >1 mm, die in den Daten in Gewichtsprozenten ausgewiesen wurden. Die Ermittlung der Korngrößenverteilung erfolgte mit dem Verfahren der Laserstrahlbeugung am Laser-Partikelsizer Analysette 22 der Firma Fritsch mit Naß- und Ultraschalldispersion.

3.2.7 Röntgenfluoreszenz-Analysen

Die Röntgenfluoreszenz-Analysen (RFA) erfolgten an Schmelztabletten aus dem Glührückstand der Proben. Die Proben wurden 3 h bei 1100°C geblüht, um flüchtige Bestandteile zu entfernen (organische Substanz, Kristallwasser) bzw. in thermostabile Formen zu überführen (Carbonate in Oxide) und dann 0,8 g der Asche mit Lithiummetaborat bzw. Lithium-Borat-Gemisch (SPECTROFLUX 100A Alfa Aesar, SPECTROMELT A10 Merck) zu 4 g ergänzt. Diese Mischung wurde über Gasbrennern in PtAu95/5-Tiegeln geschmolzen und in PtAu95/5-Kokillen zu Schmelztabletten geformt. In einem Philips PW 2404-Spektrometer wurden die Gehalte der Haupt- [%] und Nebenelemente [ppm] in der Asche bestimmt und mit dem Glührückstand bei 1100°C in Gehalte der Trockensubstanz umgerechnet.

3.2.8 Erstellung der Kompositprofile (Master)

Die Seekerne wurden wie beschrieben in zwei oder mehr teilweise überlappenden Kerntouren erbohrt. Aus diesen Einzelstücken wurden anhand der Bohrprotokolle, der magnetischen Suszeptibilität, der chemischen Analysen und der Pollendaten Kompositprofile (Masterkerne) zusammengesetzt, um eine lückenlose Sedimentabfolge zu erhalten. Im Folgenden wird aus Gründen der Übersichtlichkeit immer auf die Kompositprofile Bezug genommen: MÜR-1, MÜR-2, MÜR-3 und MÜR-9.

3.2.9 Dekompaktion der Sedimentsäulen

Das Verfahren der Dekompaktion von Sedimentsäulen beruht auf der gesicherten und plausiblen Annahme, dass Sedimente je nach (Mikro-)Struktur ihrer Bestandteile von hangenden Lasten unterschiedlich stark verdichtet werden (kompaktiert) werden. Z.B. zeigt wassergesättigter Torf keine Autokompaktion, da der Auftrieb der organischen Substanz in Wasser ungefähr gleich dem Gewicht ist (Rohdichte $BD \approx 1$), sobald aber spezifisch schwerere Sedimente den Torf überlagern wird Torf sehr stark kompaktiert (Wassergehalt $>80-90\%$). Geschiebemergel zeigt bei Überlagerung dagegen keine Kompaktion, da er durch die Auflast des Eises bereits maximal verdichtet wurde.

Von SCHMEDEMAN (2006) wurde am Institut für Geographie und Geologie der Universität Greifswald ein Programm entwickelt, das diese Dekompaktion für Lockersedimente der in den Müritz-Kernen vorkommenden Arten am PC durchführt. Das Ergebnis sind Tiefenlagen der Obergrenzen von lithologischen Einheiten zum Zeitpunkt der Ablagerung ohne hangende Sedimente (Abb. 5).

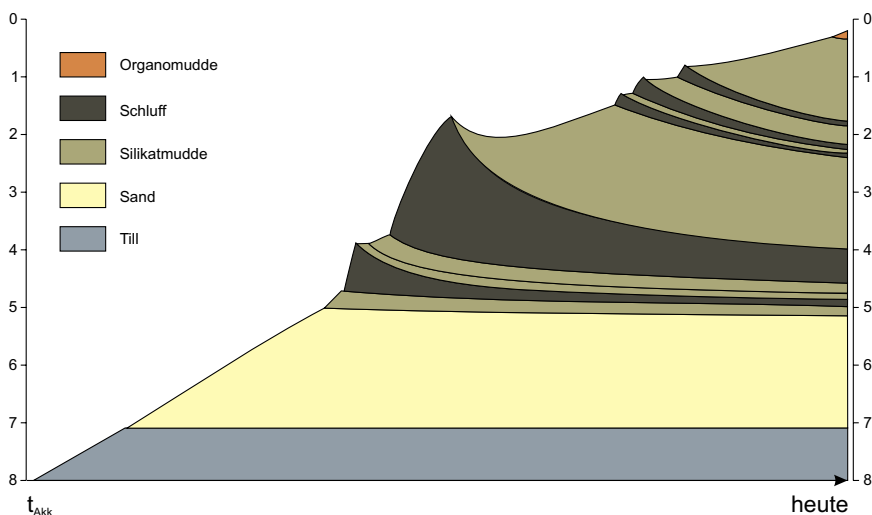


Abb. 5: Dekompaktion des Kernes MÜR-1 mit Höhenlagen der Schichten zur Zeit der Ablagerung ohne hangende Schichten.

3.3 Pollenanalysen

3.3.1 Aufbereitung und Diagrammaufbau

Je Probe wurden 2 cm³ Sediment mittels Acetolyse-Methode (BEUG 2004) aufbereitet und zur Bestimmung der Pollendichte Lycopodium-Sporen in Tablettenform zugegeben (STOCKMARR 1971). Einbettung und Auszählung erfolgten in Glycerin, letztere bei 400-facher und erforderlichenfalls bei bis zu 1000-facher Vergrößerung. Einer Auszählung in einem flüssigen Einbettungsmedium wurde der Vorrang gegenüber festen Einbettungsmitteln gegeben, weil somit die Pollen in verschiedenen Seitenlagen untersucht werden konnten, was besonders wichtig bei der Ansprache stark komprimierter und zerknitterter Proben aus größeren Entnahmetiefen war. Die Lösungsdauer von Si-Komponenten in Flusssäure wurde auf 6 Tage beschränkt, um den Anteil von Schwammnadeln (besonders schwer löslich) mit erfassen zu können.

POLLEN UND SPOREN

Von Proben mit mittlerer bis hoher Pollendichte wurden 300 Baumpollen ausgezählt, bei Proben mit geringer Pollendichte kamen 200 bzw. bei einem Teil der Proben der spätglazialen Kaltphasen auch nur 100 Baumpollen zur Auszählung. Die parallel zu den Baumpollen auftretenden Strauch- und Nichtbaumpollen sowie Sporen wurden durchweg auf jeweils 100 Baumpollen bezogen, Parameter mit niedrigen Werten erforderlichenfalls 5-fach überhöht dargestellt.

Von den Sporen waren im Profil folgende Arten bzw. Gruppen bestimmbar: *Lycopodium annotinum* und *inundatum*, *Selaginella selaginoides*, *Huperzia selago*, *Monoletes Polypodiales*, *Pteridium aquilinum*, *Sphagnen*, *Laubmoose (ohne Sphagnum)*, *Botrychium lunaria* und *Equisetum sp.* Mit ausgezählt wurden auch im Pollenbild erfassbare Grünalgen, insbesondere *Pediastrum*-Arten, *Scenedesmus*-Ketten, *Tetradon minimum* und ein „*Botryococcus braunii*-Komplex“. Eine ausschließliche Zuordnung zur fächerförmig gegliederten *Botryococcus braunii* ist zurzeit noch unsicher, da ihr im fossilen Zustand auch andere Arten, insbesondere auch Blaualgen der Gattungen *Gomphosphaeria* und *Synura*, ähneln. Die bis zu 16-zelligen stachelfreien *Scenedesmus*-Ketten gehören dem *ecornis*-Typ bzw. dem *bijugatis*-Typ an.

Zusätzlich wurden auch die Schwammnadeln (Spongien) in das Diagramm aufgenommen, da sie in vielen Proben das einzige Beweismittel für das damalige Bestehen eines Gewässers bilden. Im Gegensatz zum Spätglazial sind Schwammnadelreste in Holozän-Proben dieses Müritz-Kerns nur mit 1 bis 3 Exemplaren je Probe vertreten. Reserven liegen noch in der Mitberücksichtigung gezählter *Cladocera*-Reste. Da bisher zu wenig Erfahrung bei der Ansprache gezählter fossiler Reste besteht, erfolgte fast nur die Aufnahme von *Alona rustica* in das Diagramm.

In das Diagramm gingen außer den Gattungs- und Artprofilen unter anderen folgende weitere Parameter und Quotienten ein (im Folgenden verwendete Abkürzungen: VA=Vegetationsabschnitte, PZ=Pollenzonen, BP=Baumpollen, NBP=Nichtbaumpollen, Str=Sträuchern, P+S=Pollen- und Sporensomme):

ZONEN- ABGRENZUNG

- Prozentualer Anteil von BP, Sträuchern und NBP an der Summe von BP+Sträuchern+NBP,
- Prozentualer Anteil BP + Str. von BP + Str. + NBP,
- Anzahl der NBP je 100 BP als Kriterium für den Bewaldungsgrad der Landschaft. Hohe Werte dieses Indikators sprechen für fehlende bis geringe und niedrige für geschlossene natürliche Bewaldung. Die mittleren NBP-Werte pro Vegetationsabschnitt sind in Kapitel 6 zusammengestellt, ebenfalls dort auch die entsprechenden Glühverluste und CaCO₃-Gehalte.
- Anzahl der NBP ohne *Poaceae* und *Cyperaceae* je 100 BP; diese Werte sind besonders stark erhöht während der spätglazialen Kälte-Phasen und zu Zeiten starker Nutzung. Diese Kurve verläuft zwar vorwiegend parallel zur NBP-Kurve, weicht aber vor allem während der Stadiale von dieser ab (vgl. unter Kurve der *Poaceae* und *Cyperaceae* in % aller NBP).
- *Poaceae* und *Cyperaceae* jeweils je 100 BP
- *Ulmus*+*Tilia* in % von *Ulmus*+*Tilia*+*Quercus*



- *Ulmus* in % von *Ulmus*+*Tilia*+*Quercus*. Ein deutlicher Abfall dieses Parameters im Diagrammverlauf kennzeichnet im nordostdeutschen Raum oft den Übergangszeitraum zwischen der Haupt- und Späten Wärmezeit, d. h. zwischen den Pollenzonen VII und VIII.
- *Pinus ganze* in % von *Pinus* gesamt. Dieser Wert erlaubt Aussagen darüber, ob die Ablagerung unter relativ ruhigen atmosphärischen bzw. aquatischen Bedingungen erfolgen konnte oder ob die *Pinus*-Pollen einer starken Transportdynamik unterlagen und eventuell gar mehrfach umgelagert wurden. Im ersteren Falle liegt der *Pinus ganze*-Anteil sehr hoch, im letzteren kann er die 30 %-Marke merklich unterschreiten.
- *Poaceae* und *Cyperaceae* in % aller NBP. Die Kurve zeigt gewisse Parallelen zu jener der Pollen- und Sporendichte. Beide sind in Kältephasen des Spätglazials besonders niedrig und zeigen in Warm- und Bewaldungsphasen besonders hohe Werte. In ersteren liegt der *Poaceae*- und *Cyperaceae*-Anteil <60 % (zumeist 50–30 %), in Waldphasen >60 %.

Abb. 6: Bohrponton BOREAS in der Sietower Bucht. (Foto: Sebastian Lorenz)

Umgelagerte Pollen und Sporen in Proben des Spätglazials kommen als geschlossene Kurven nur in der jüngeren Dryas und im Prä-Allerød vor und erreichen vor allem in der Pollenzone I Anteile von mehr als 30 Pollen/Sporen je 100 Baumpollen. Sie lassen sich zwei Gruppen zuordnen. Die erste Gruppe umgelagerter Arten ist tertiären und mehrfach auch kreidezeitlichen Alters. Ihr gehören und anderem an: *Tsuga*, *Pseudotsuga*, *Cedrus*, *Taxodiaceae*, *Liquidambar*, *Juglans*, *Carya*, *Pterocarya*, *Nyssa* und *Rhus*.

Die zweite Gruppe umfasst Pollen und Sporen (P+S) wärmeliebender Arten quartären, speziell prä-weichselzeitlichen Alters. Sie dürften fast sämtlich aus den Pollenzonen III bis VI (vgl. MÜLLER 2004, S. 234-237) der Eem-Warmzeit stammen. Für diese Zuordnung spricht außer dem regelmäßigen Auftreten von *Quercus*, *Tilia*, *Ulmus*, *Alnus* und *Corylus* auch das stete Vorkommen von *Carpinus*, *Picea* und seltener auch *Abies* bei gleichzeitigem Fehlen von *Fagus*. Die der entsprechenden Diagrammkurve zugrunde liegenden Werte resultieren aus der Summe der Anteile wärmeliebender Arten, insbesondere von Gehölzen, und sind demzufolge als Minimalwerte aufzufassen. Diese Pollen fallen als Beimengung in

Spätglazialsedimenten auf. Umgelagert wurde aber auch ein Teil des Blütenstaubs von *Pinus* und *Betula* sowie von einer Reihe von Krautpflanzenarten und Sporenlägern, die nicht in die Kurve aufgenommen wurden. Im Spätglazialabschnitt des Diagramms nachgewiesene Arten wie *Rhamnus frangula*, *Ilex aquifolium*, *Nymphaea* und *Nuphar*, *Typha*, *Pteridium aquilinum* und *Osmunda* sind mit Sicherheit als umgelagert einzustufen, wahrscheinlich auch *Sphagnen*, die zumeist saurere Standorte besiedeln. Besonders hoch ist der Anteil umgelagerten Pollens in der Pollenzone Ia, in der die Charakterarten offener Tundrensteppen wie *Artemisia sp.* und *Chenopodiaceae* mengenmäßig unterlegen sind.

3.3.2 Pollen- und Sporendichte

Die benötigten *Lycopodium*-Tabletten wurden vom Department of Quaternary Geology der Universität Lund bezogen. Die Tabletten der verwandten Serie enthielten im Durchschnitt 10679 *Lycopodium*-Sporen. Die Berechnung der Pollen- und Sporendichte (= P+S) erfolgt nach folgender Formel:

$$P \text{ konz.} = \frac{\text{gezählte PK einer Probe} \times \text{der Anzahl der hinzugefügten } Lycopodium\text{-Sporen}}{\text{gezählte } Lycopodium\text{-Sporen} \times \text{Probenvolumen [cm}^3\text{]}}$$

3.3.3 Glühverlust und Karbonatgehalt

Ihre Werte sind am Ende eines jeden Vegetationsabschnitts aufgeführt und deren Durchschnittsbeträge je Vegetationsabschnitt in Kapitel 6 zusammengefasst.

3.4 Diatomeenanalysen

3.4.1 Probenaufarbeitung und mikroskopische Analyse

Der Diatomeen-Aufschluss erfolgte aus Sediment-Einwaagen von jeweils ca. 0,3 g Sediment nach KALBE & WERNER (1974). Dieses wurde mit 10 ml H₂O₂ versetzt und 15–20 min im Wasserbad (60–80°C) unter dem Abzug erhitzt. Es folgte ein zweimaliges Waschen mit jeweils nachfolgender Zentrifugation (12 min, 4000 min⁻¹). Der letzte Rückstand wurde in 10 ml H₂SO₄ aufgenommen und mit 1 ml gesättigter KMnO₄-Lösung 10 min gekocht. Die Suspension wurde dann durch tropfenweise Zugabe von Oxalsäure-Lösung geklärt. Abschließend erfolgte eine mehrfache Waschung bis zur neutralen Reaktion. Nach Herstellung von Auftropfpräparaten wurden die oxidierten Schalen in Naphrax (n_d=1,72) eingebettet. In allen Dauerpräparaten wurden jeweils ca. 300 Schalen gezählt und der prozentuale Anteil eines jeden Taxons ermittelt. Zur Vermeidung subjektiver Fehler wurde während der mikroskopischen Analyse der Dauerpräparate mit codierten Proben gearbeitet.

Die Zählungen erfolgten an einem Axiovert 10 (ZEISS) bei 1000facher Vergrößerung (Plan-Apochr 100x/1.4 Ol). Die Bestimmungen erfolgten den Standardwerken: KRAMMER & LANGE-BERTALOT (1986-1991), LANGE BERTALOT & METZELTIN (1996), KRAMMER (1997), KRAMMER (2000-2003) sowie LANGE-BERTALOT (2001).

3.4.2 Eichdatensatz und Transferfunktionen

Zur Rekonstruktion von Paläoumweltdaten werden Diatomeen-Umweltfaktoren Transferfunktionen angewendet. Zur Erarbeitung einer solchen Transferfunktion werden aus möglichst umfangreichen Diatomeenproben einer repräsentativen Seenliste, dem so genannten Eich- oder Referenzdatensatz, Verbreitungsoptima und -varianzen aller auftretenden Arten bezüglich wesentlicher Gewässerparameter eines konkreten Gebietes nach verschiedenen statistischen Verfahren geschätzt (Weighted Averaging, WA:

TER BRAAK AND PRENTICE (1988), TER BRAAK AND VAN DAM (1989), TER BRAAK AND SIMLAUER (2002); Least Squares, LSq: YARRANTON (1969, 1970), GAUCH & CHASE (1974)). Sehr verbreitet ist gegenwärtig eine Kombination dieser beiden Verfahren: WAPLS (TER BRAAK & JUGGINS (1993), TER BRAAK (1995), BIRKS (1998), KÖSTER et al. (2004)). Der Nachteil dieser Verfahren ist, dass diese im Wesentlichen normalverteilte Daten voraussetzen. Aus diesem Grunde kommen aktuell zunehmend parameterfreie Testverfahren (Generalized Linear Models, GLM, z.B. Maximum Likelihood, Mc CULLAGH & NELDER (1991)) bei der Erstellung der Transferfunktion zum Einsatz.

Als Referenzgewässer (Eichdatensatz, EDS) stehen verschiedene zur Auswahl. Generell sollte mit einem EDS gearbeitet werden, dessen geologischen, geochemischen Parameter sowie die Diatomeenvergesellschaftungen am besten zu den zu untersuchenden Proben (eines Sedimentkernes) passen. Möglich ist dabei die Nutzung eines EDS mecklenburgischer Gewässer (ADLER & HÜBENER, unveröff.), eines EDS aus dem benachbarten Brandenburg (SCHÖNFELDER et al. 2002) oder des EDDI-EDS (Europaen Diatom Database Initiative, JUGGINS 2003) als Ganzes bzw. seiner Teil-Datensätze. Der EDDI-EDS ist ein online verfügbarer Datensatz einzelner aus verschiedenen europäischen Regionen (<http://craticula.ncl.ac.uk/Eddi/jsp/>) bestehender EDS.

Eine Anwendung dieser Transferfunktionen auf fossile Diatomeen-Vergesellschaftungen ermöglicht die Abschätzung der jeweiligen Faktoren für den betrachteten Sedimenthorizont. Die vertikale Abfolge spiegelt die zeitliche Entwicklung der betrachteten Gewässerparameter wider.

3.4.3 Auswahl des Eichdatensatzes

Der Nachweis der Passfähigkeit des zu untersuchenden MÜR-2-Profiles zu vorhandenen Daten sowie die Auswahl eines passenden EDS erfolgte mittels einer DCA-Analyse (CANOCO 4.5, TER BRAAK 2002). Dabei wird die Lage der Eichgewässer in Abhängigkeit ihrer Artenzusammensetzung und deren jeweiligen Häufigkeitswerte in einem multidimensionalen Raum berechnet. Die ersten vier Achsen, die gleichzeitig den Großteil der Varianz der Artenzusammensetzung repräsentieren, werden als Plot dargestellt. In der Nähe bzw. Entfernung einzelner Eichgewässer in dieser Darstellung zueinander widerspiegelt sich die Ähnlichkeit bzw. Differenz in den Artenzusammensetzungen der jeweiligen Eichgewässer.

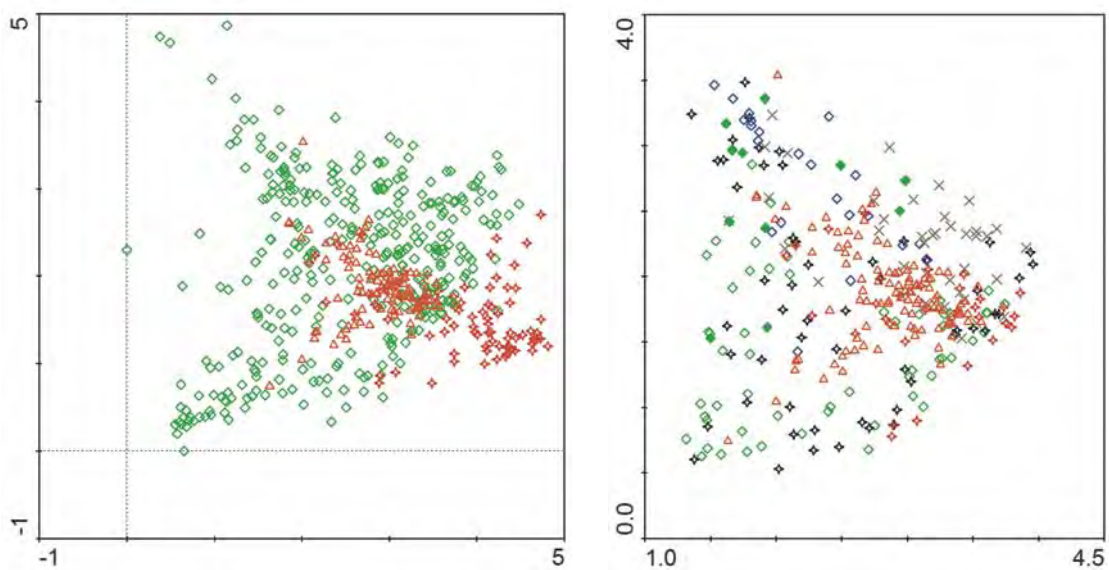


Abb. 7: (links)
Lage der MÜR-2
Proben (Müritz:
aufrechte Dreiecke,
M-V: Sterne) in einer
DCA-Matrix aus 429
Proben europäischer
Eichgewässer.

Abb. 8: (rechts)
Lage der MÜR-2
Proben (Dreiecke) in
einer DCA-Matrix
aus 121 Proben euro-
päischer Eichgewässer.

In diese Projektion der Eichgewässer, die die Dimensionen der Achsen bestimmen, werden die zu untersuchenden Proben der sieben Seen als passive Proben (TER BRAAK & SIMLAUER 2002) hineinprojiziert (Abb. 7). Über den Vergleich der Lage dieser zu untersuchenden Proben zu denen der Eichgewässer ist eine Auswahl letzterer möglich. Dieses Subset zeichnet sich durch eine ähnliche Artenzusammen-

setzung aufgrund vergleichbarer Steuergrößen (hpts. Geologie, pH-Regime, Trophie) aus (TER BRAKE 1995, RACCA 2004 a, HAUSMANN & KIENAST 2006).

Die Abb. 7 zeigt einen DCA-Plot aller 429 verfügbarer Eichgewässer (Eddi-MV, ohne Brandenburg) in Relation zu den passiven Proben des MÜR-2-Kompositprofil. Es fällt die relativ weite Streuung der MÜR-2-Proben in der Eddi-MV Matrix auf. Der Schwerpunkt liegt im Zentrum dieser Darstellung, viele der auf den rechten unteren Rand des ersten Quadranten konzentrierten Proben des MV-EDS zeigen eine deutlich abweichende Lage (=große Differenzen in den Diatomeen-Artenzusammensetzungen). Aus diesem Grunde wurde der Datensatz in mehreren Selektionsschritten auf insgesamt 121 Gewässer mit einer ähnlichen Artenzusammensetzung reduziert (Abb. 8). Dieser EDS war Grundlage für die Berechnung von Diatomeen-TP-Transferfunktionen, sowie die Rekonstruktion des Verlaufes der Freiwasser TP-Konzentrationen in der Müritz.

3.5 Radiokarbon-Datierungen (^{14}C)

Zur Gewinnung absolutchronologischer Daten wurden 21 Proben des Kerns MÜR-2, vier Proben des Kerns MÜR-9, zwei Proben des Kerns MÜR-3 sowie eine Probe des Kerns KT2-3 vom Großen Schwinen entnommen. Mit einer Ausnahme wurden 1 cm mächtige bulk-Proben eingesetzt, da pflanzliche Makroreste in den Kernen (außer in den wenigen Torfproben) äußerst selten sind und auch karbonatschallige Organismen nicht durchgängig gefunden wurden. Die Proben wurden nach Standardvorschriften aufbereitet und mit der AMS- (Accelerator Mass Spectroscopy-) Methode datiert. Gemessen wurde der nach der Acid-Alkali-Acid-Behandlung (Salzsäure, Natronlauge, Salzsäure) verbleibende Probenrest, der karbonatfrei sein sollte und keine laugelösllichen Huminstoffe mehr enthält. Nur einmal konnten pflanzliche Makroreste aus dem spätglazialen Abschnitt des Kerns MÜR-2 als Probe gewonnen werden. Diese und die Probe vom Kern KT2-3 wurden im Leibniz-Labor der Universität Kiel datiert, alle anderen Proben im AMS-Isotopenlabor der Universität Erlangen/Nürnberg. Alle Proben sind standardmäßig korrigiert und auf Kalenderjahre kalibriert worden.



Abb. 9: Slippen des Pontons BOREAS im Hafen Sietow (v.l.n.r. Dr. Hinrich Meyer, Christian Wünsche und Jürgen Becker; Foto: Sebastian Lorenz).



Abb. 10: Aufgerüstetes Ponton mit Dreibock zum Ziehen des Bohrgestänges (v.l.n.r. Dr. Sebastian Lorenz, Christian Wünsche und Dr. Hinrich Meyer; Foto: Jürgen Becker).

4 Ergebnisse der sedimentologischen, geochemischen und geomorphologischen Untersuchungen

4.1 Der Verlandungssaum der Sietower Bucht – Kern MÜR-9

Das nahe Gewässerumfeld der Sietower Bucht besteht aus großflächigen Verlandungssäumen (Niedermoore) mit sehr heterogenen Moormächtigkeiten und blockreichen Geschiebemergelarealen, welche typischerweise mit einer kleinen Abbruchkante oder einem fossilen Kliff an die Sietower Bucht grenzen.

Die Verlandungsbereiche wurden mit zahlreichen Bohrungen erkundet (ARNDT 2005). Übersichtsartigen Kartierungen mit der Klappsonde und der handgeschlagenen Nutstange folgte die Bergung des Referenzkerns MÜR-9, der pollenanalytisch untersucht (Abschnitt 6.3) sowie ^{14}C -datiert wurde (Tab. 6). Generell lässt sich die typische Schichtabfolge von Schilf-Seggentorf über Kalk (organo) mudden über Silikatmudden und Sanden bzw. Geschiebemergel auch für die Sietower Bucht bestätigen. Sehr deutlich werden Schwankungen der Tiefenlage der silikatischen Beckenbasis sowie der Mächtigkeit limnischer und telmatischer Sedimente (Abb. 11). Der Nutzungseinfluss auf die Niedermoorstandorte äußert sich in einer Homogenisierung der obersten Dezimeter. Die spätmittelalterliche Überstauung ist durch geringmächtige, nur kleinräumig verbreitete Kalkmudde-Lagen belegt (so im Profil MÜR-9, Abb. 12).

Das 8,7 m lange Profil MÜR-9 wurde im nördlichen Verlandungssaum der Sietower Bucht im Bereich einer Feuchtwiese erbohrt. Die Auswahl des Bohrstandorts basiert auf Kartierungen von ARNDT (2005). Trotz der beachtlichen Kernlänge wird die lokale Beckenbasis aus glazifluvial-limnischen Sanden oder Geschiebemergel nicht erreicht. Wie pollenanalytische Untersuchungen an diesem Profil zeigen, beginnt die Kernsäule mit karbonatischen Silikatmudden in der Jüngeren Dryas (Kapitel 6.3). Das Kompositprofil MÜR-9 ist in neun Sedimentabschnitte zu untergliedern (Abschnittsgrenzen auf 5 cm gerundet).

Sedimentabschnitt 1 (870–750 cm): Der basale Sedimentabschnitt ist durch spätglaziale Silikatmudden mit maximalen Minerogen-Anteilen von z. T. über 80 %, CaCO_3 -Gehalten unter 20 % und minimalen Glühverlusten (<5 %) gekennzeichnet. Schluff und Sand bilden die Hauptbestandteile des Minerogen-Anteils (Mean-Kurve), mit dem SiO_2 und Zr hoch korrelieren (Abb. 12).

Sedimentabschnitt 2 (750–660 cm): Sedimentabschnitt 2 markiert den Übergang in deutlich karbonatreichere limnische Sedimente, die als Kalkmudden angesprochen wurden. Der Minerogen-Anteil sinkt innerhalb dieser 90 cm auf ca. 30 % ab, jedoch verbleiben die κ -Werte der magnetischen Suszeptibilität auf sehr hohem Niveau. Dagegen steigen der Kalkgehalt und der Glühverlust ab 720 cm Sedimenttiefe deutlich an und lassen eine zunehmende Erwärmung bzw. pflanzliche Besiedlung des Gewässers vermuten. Aus 700 cm Sedimenttiefe wurde ein ^{14}C -Datum von 10774 ± 84 BP (unkalibrierte Jahre) an der organischen Fraktion der Kalk-Silikatmudden bestimmt.

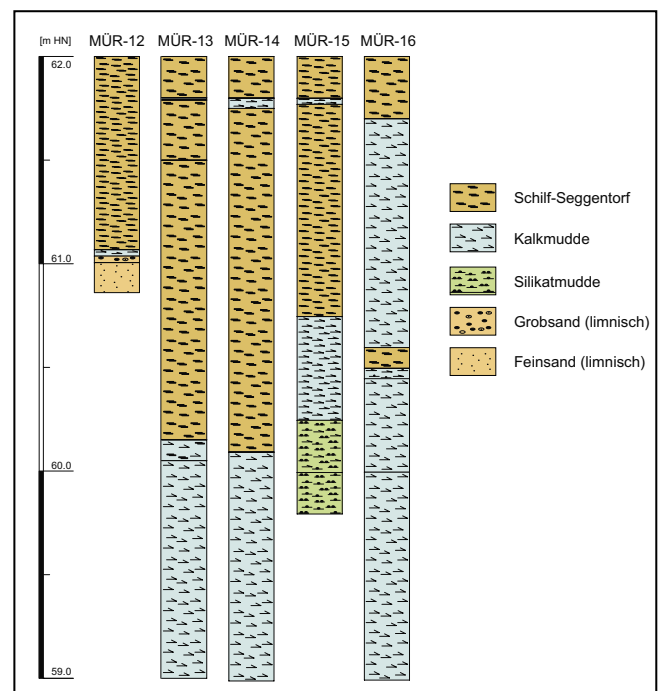


Abb. 11: Ausgewählte Kerne aus dem nördlichen Verlandungssaum der Sietower Bucht mit unterschiedlichen Torf- und Muddemächtigkeiten.

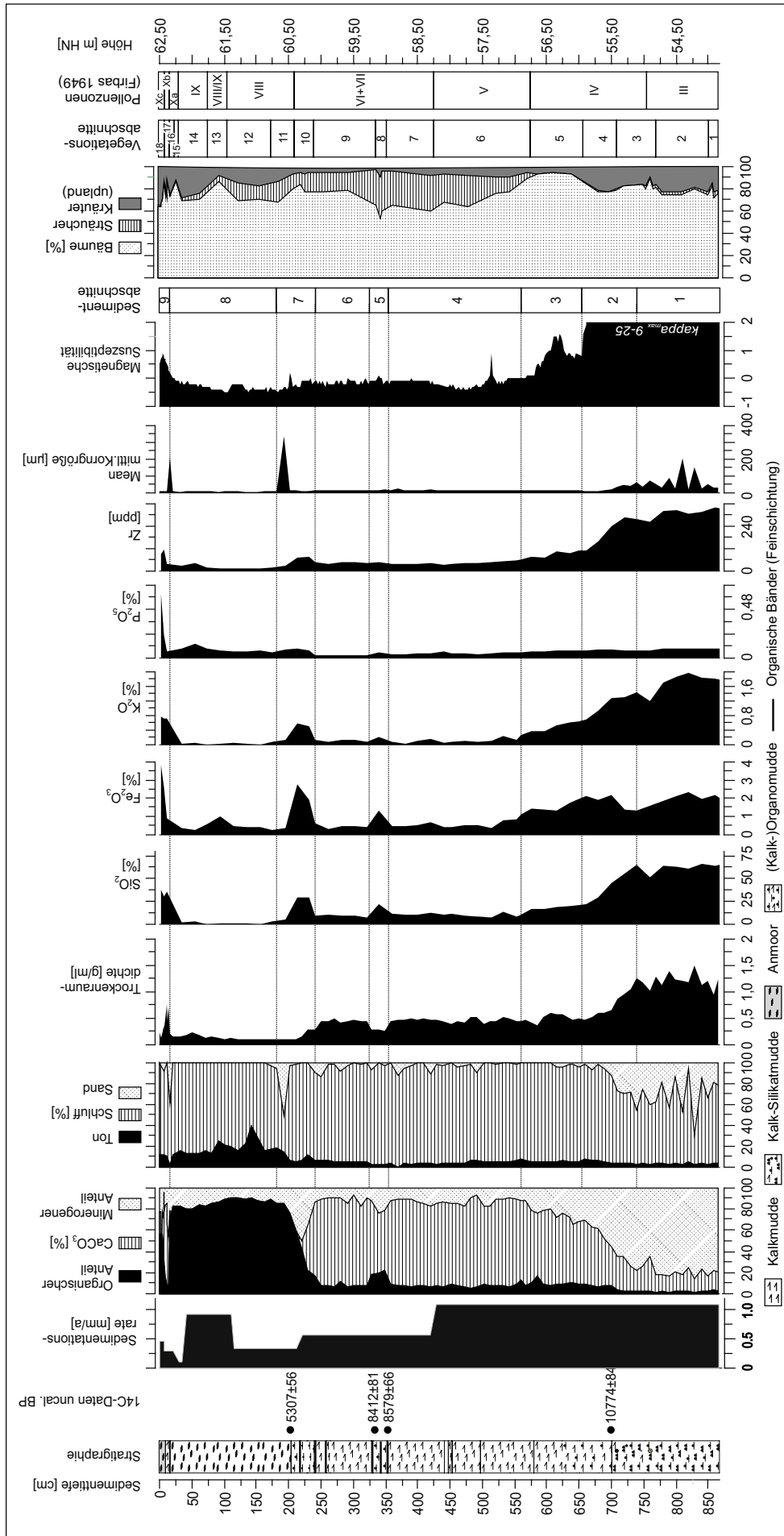


Abb. 12: Stratigraphie und sedimentologische Parameter des Kompositprofils MÜR-9.

Sedimentabschnitt 3 (660–570 cm): In dieser Phase sinken die Minerogen-Gehalt im Sediment weiterhin kontinuierlich ab, sind aber dennoch deutlich erhöht. Eine konstante Zunahme auf maximal 72 % erfährt das CaCO_3 , der Glühverlust steigt tendenziell und hat am Ende des Sedimentabschnitts 3 lokale Maxima von 17 bzw. 13 %. In etwa synchron zu den Minerogen-Gehalten zeigen SiO_2 , Fe_2O_3 , K_2O und Zr rückläufige Werte. Dieser Trend setzt sich z. T. in Sedimentabschnitt 4 fort.

Sedimentabschnitt 4 (570–360 cm): Der Abschnitt ist durch ausgesprochen homogene Sedimentationsbedingungen und dementsprechend ruhige Kurvenverläufe gekennzeichnet. Dominant ist Seekreide mit CaCO_3 zwischen 80 und 90 %, GV und minerogene Bestandteile (Silikate, Feldspäte etc.) verbleiben auf sehr geringem Niveau. Die Korngrößen bewegen sich überwiegend im Schluffbereich.

Sedimentabschnitt 5 (360–330 cm): In diesem Abschnitt steigt der GV stark an auf ca. 20 %, zugleich nehmen die Minerogenanteile deutlich zu, dementsprechend zeigt die DBD einen Rückgang auf $< 0,25$ g/ml. In diesem Abschnitt liegen an der oberen (8412 ± 81 BP) und unteren (8579 ± 66 BP) Grenze zwei ^{14}C -Daten vor.

Sedimentabschnitt 6 (330–251 cm): Die Sedimentationsbedingungen des oberen Sedimentabschnitts 4 kehren wieder.

Sedimentabschnitt 7 (215–180 cm): Die Verlandung setzt ein, der Organogen-Anteil wächst auf > 80 %, die Seekreidesedimentation endet und der Minerogen-Anteil zeigt ein ausgeprägtes Maximum von 50 % in der Mitte dieser Zone. Etwas zeitlich versetzt folgt eine Sandlage (s. Mean-Kurve). Das Einsetzen der Torfbildung wurde auf 5307 ± 56 BP unkalibriert datiert.

Sedimentabschnitt 8 (180–15 cm): Ausschließliches Torfwachstum mit zweigeteiltem Verlauf des Minerogen-Anteils unterhalb (< 20 %) und oberhalb (> 20 %) 110 cm. Zu Beginn des oberen Abschnittes ist auch ein deutlicher Eintrag von Eisenverbindungen zu vermerken.

Sedimentabschnitt 9 (15–0 cm): Der Abschnitt umfasst die auf einen kurzen Zeitraum beschränkte Kalkmudde-Sedimentation und die nachfolgende erneute Verlandung. CaCO_3 steigt auf > 60 % bei gleichzeitigem Abfall des GV (< 10 %) in der Mitte der Zone, oberhalb kehren sich die Verhältnisse wieder um. Der starke Anstieg der magnetischen Suszeptibilität in den jüngsten Lagen ist mit einem Eintrag von pedogen beeinflusstem Material in Verbindung zu bringen.

Aus der Übertragung des Altersmodells des Kerns MÜR-2 und unter Verwendung der palynologischen Alter (Kap. 6) ergeben sich Sedimentationsraten, die in Abb. 30 dargestellt sind. Die lokale limnische Sedimentation setzt bereits vor der Jüngeren Dryas ein. Die Sedimentationsraten sind in der unteren Kernhälfte vergleichsweise hoch und liegen um 1 mm/a. Mit Einsetzen des Atlantikums geht die Rate bis auf unter 0,5 mm/a zurück. Innerhalb des anfangs langsamer aufwachsenden Verlandungstorfes erreicht die Sedimentationsrate zwischen ca. 100–50 cm Tiefe noch einmal Werte um 0,9 mm/a. Die jüngsten Kernabschnitte sind wiederum durch niedrigere Sedimentationsraten gekennzeichnet, mit einem absoluten Minimum bei 35 cm Sedimenttiefe.

4.2 Das Litoral der Sietower Bucht – Kerne MÜR-1 und MÜR-3

Der Kern MÜR-1 wurde bei 2,10 m Wassertiefe am südwestlichen Ende der Sietower Bucht erbohrt (Abb. 4). Er repräsentiert Sedimente des Flachwassers (Litoral) und zeigt eine grobe sedimentologische Dreiteilung in einen basalen Geschiebemergel bis 717 cm Sedimenttiefe, ein Schichtpaket glazifluvial-limnischer Sande bis ca. 515 cm Kerntiefe und in einen hangenden Abschnitt eindeutig limnischer Sedimente. Damit repräsentiert dieses Profil sowohl die glazigene Beckenbasis aus Geschiebemergel (W1F?), die pleni- und spätglaziale dominierend klastische Sedimentation und eine holozäne limnische Sedimentabfolge seit dem Spätglazial. Feinstratigraphisch und anhand der sedimentologischen Parameter untergliedert sich der Kern MÜR-1 in neun Sedimentabschnitte (Abb. 13).

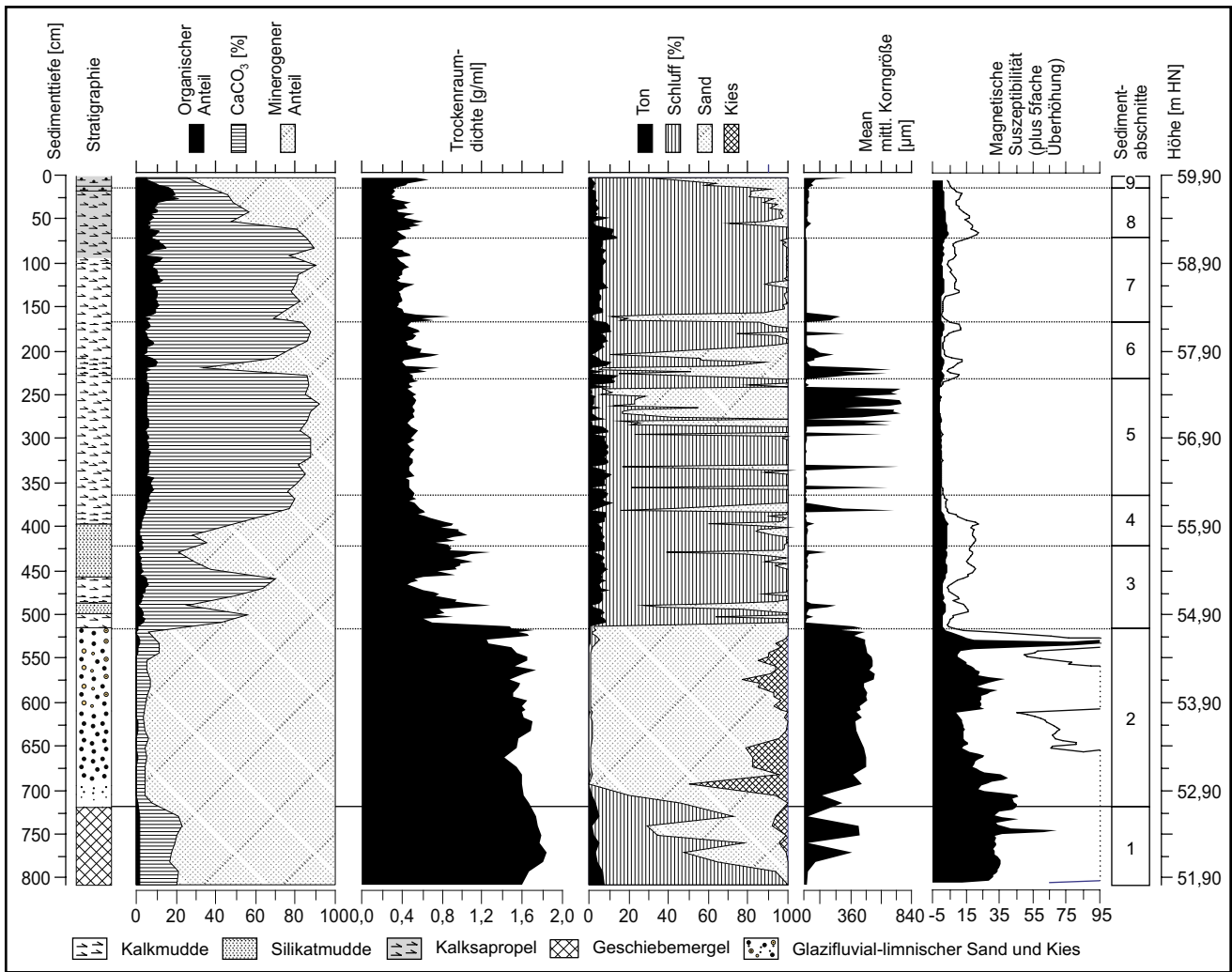


Abb. 13: Stratigraphie und sedimentologische Parameter des Kerns MÜR-1.

Sedimentabschnitt 1 (805–717 cm): Dieser Sedimentabschnitt repräsentiert die glazigene Beckenbasis mit einem kalkreichen, von Schluff und Sand dominiertem Geschiebemergel. Kiesige Beimengungen waren ebenfalls feststellbar. Maximalwerte der Trockenraumdichte verdeutlichen die hohe Dichte an der Kernbasis. Die magnetische Suszeptibilität ist mit *kappa*-Werten um 35 deutlich erhöht und sinkt erst im Abschnitt 2 auf Werte um 5 ab.

Sedimentabschnitt 2 (717–513 cm): Schwach karbonatische Sande sowie Fein- und Mittelsand kennzeichnen diesen Sedimentabschnitt, der genetisch als glazifluvial und glazilimnisch gedeutet wird. Fein- und Mittelsande unmittelbar über dem Geschiebemergel gehen in grobe Sande und Kiese über.

Sedimentabschnitt 3 (513–420 cm): Dieser Sedimentabschnitt markiert das Einsetzen einer eindeutig limnischen und stets karbonatreichen Sedimentation mit mehreren Schichtwechselln aus Silikat- und Kalksilikatmudden. Sie zeigen im Vergleich zu den liegenden klastischen Sedimenten erheblich niedrigere Trockenraumdichten, enthalten jedoch regelmäßig Sandbeimengungen. Erhöhte siliziklastische Beimengungen zeigen sich auch im Kurvenbild der magnetischen Suszeptibilität. Die Kalkmudde zwischen 485–455 cm erreicht maximale CaCO₃-Werte um 70 %.

Sedimentabschnitt 4 (420–365 cm): In diesem Abschnitt setzt die Sedimentation von Kalkmudden ein, die erhöhte und in diesem Abschnitt sukzessiv ansteigende Glühverluste (um 7–9 %) und sehr hohe CaCO₃-Gehalte mit Werten zwischen 60–74 % besitzen. Dieser Sedimenttyp setzt sich bis in den Sedimentabschnitt 7 fort und wird lediglich durch schwankende Minerogen- und Organogen-Gehalte variiert. In den Kalkmudden lassen sich regelmäßig Rhizom- und Molluskenreste feststellen, die auf eine benthale und makrophytale Besiedlung hindeuten.

Sedimentabschnitt 5 (365–230 cm): Dies ist ein Abschnitt sehr konstanter Sedimentationsbedingungen. So verlaufen die Kurven der Hauptgemenge sehr gleichmäßig mit minimalen Schwankungen (Glühverlust 5–6 %, CaCO_3 75–82 %). Erst am Übergang zu Sedimentabschnitt 6 vervielfacht sich der minerogene Anteil im Sediment zu Lasten des Kalkgehaltes. Die Mean-Kurve verdeutlicht zugleich den Wechsel in ein höheres energetisches Milieu mit nun überwiegend sandigen Beimengungen. Der Glühverlust steigt zum Ende ebenfalls leicht an.

Sedimentabschnitt 6 (230–170 cm): Innerhalb dieses 60 cm langen Kernabschnitts ist die Trockenraumdichte aufgrund eines größeren siliziklastischen Anteils leicht erhöht, der Kalkgehalt steigt nach einem Minimum von 30 % bei 226 cm an der unteren Abschnittsgrenze erneut auf hohe Werte um ca. 80 % an. Auffällig sind Minerogen-Maxima der sandigen Fraktion an der unteren und oberen Abschnittsgrenze, welche sich sowohl in der Mean-Kurve, wie auch in der Suszeptibilität widerspiegeln.

Sedimentabschnitt 7 (170–70 cm): Dieser Abschnitt ist erneut durch weitgehend konstante Sedimentationsbedingungen gekennzeichnet. Dabei verdoppeln sich die organogenen Gehalte der Kalkmudden im Vergleich zum liegenden Abschnitt nahezu und verbleiben auf hohem Niveau (9–13 %). Die minerogenen Anteile verringern sich sukzessive zugunsten eines steigenden Kalkgehaltes. Ton und Schluff sind die dominierenden klastischen Fraktionen, Sand tritt fast vollständig zurück.

Sedimentabschnitt 8 (70–20 cm): In diesem Kernabschnitt steigen die minerogenen Anteile sprunghaft an und werden neben Ton und Schluff auch wieder durch Sand repräsentiert. Einem deutlichen Abfall der Glühverluste im Vergleich zu Sedimentabschnitt 7 folgt eine allmähliche Zunahme auf Maximalwerte von 19–21 % in ca. 30 cm Sedimenttiefe. Kennzeichnendes Merkmal ist der ab etwa 80 cm Tiefe einsetzende sapropelartige Zustand der oliv-schwarzbraunen Mudden. Zugleich nimmt der Kalkgehalt sukzessive ab. Mollusken- und Rhizomreste sprechen für eine benthale und makrophytale Besiedlung des Standorts.

Sedimentabschnitt 9 (20–0 cm): Sedimentabschnitt 1 umfasst die jüngsten 20 cm des Kerns, die ebenfalls aus kalkreichen sapropelartigen Mudden bestehen. Hier steigen die minerogenen Gehalte und auch die Trockenraumdichte erneut an, was auch durch die höhere Suszeptibilität verdeutlicht wird. Gleichzeitig vermindert sich der organogene Gehalt im Sediment, der Glühverlust sinkt von 9 % auf 5 %. Im Vergleich zum Sedimentabschnitt 8 erfährt der Kalkgehalt eine deutliche Verminderung von ca. 40 % auf 20 %.

Die Sedimentabfolge und die beschriebene Parameterverteilung erlauben Rückschlüsse auf die Wasserstandsentwicklung und auf klastische Stoffeinträge aus der Seeumgebung. Rasche Wechsel der Muddearten und ein hoher minerogener Anteil im Sedimentabschnitt 3 lassen auf ein Gewässerumfeld mit noch instabilem Relief und/oder schwankende Wasserstände mit einer hohen Sedimentdynamik schließen. Die konstanten Sedimentationsbedingungen im Abschnitt 5 enden am Übergang zum Sedimentabschnitt 5/6, der durch höhere Minerogenanteile charakterisiert ist. Sie werden als Sedimentumlagerungen infolge eines temporär niedrigeren Wasserstandes mit Aufarbeitung im Litoral gedeutet. Die Abnahme des Minerogen-Anteils in Abschnitt 7 spricht für einen Wiederanstieg des Wasserspiegels und eine Beruhigung des Sedimentationsgeschehens. Ab Abschnitt 8 ist erneut ein Anstieg des Minerogen-Anteils erkennbar, der auf eine Dynamisierung der gewässerinternen Sedimentation (größere Ufernähe, fluviale Einträge über den Kellerbach) wie auch die nutzungsbedingte Destabilisierung des Gewässerumfeldes hindeutet.

Der Kern MÜR-3 wurde bei 1,10 m Wassertiefe am nördlichen Rand der Sietower Bucht erbohrt (Abb. 4) und repräsentiert limnische und telmatische Sedimente des Flachwassers, wobei die glazigene Beckenbasis nicht erreicht wurde (Abb. 14). Das Profil zeigt eine grobe sedimentologische Dreiteilung in Seekreiden bis 255 cm Sedimenttiefe, in einen Übergangabschnitt mit Wechsellagerung aus Kalkmudden und (teils umgelagertem?) Schilf-Seggentorf bis ca. 130 cm Sedimenttiefe sowie in eine telmatische Abfolge aus Schilf- und Seggentorf, der eine 5 cm mächtige limnische Sandlage als jüngstes Sediment aufliegt. Zwei ^{14}C -Daten (Tab. 5) ermöglichen einen groben chronostratigraphischen Vergleich mit den Kernen MÜR-9 (Verlandungsbereich, Abb. 12) und MÜR-2 (Profundal, Abb. 17). Mit seiner Lage im

Flachwasser der Sietower Bucht liefert der Kern MÜR-3 den Nachweis von 185 cm mächtigen ertrunkenen Torfen. Unter Einbeziehung der GPR-Profile Sietow-1 und -2 (Abb. 4 und Abb. 3, Echogramm) kann von einer großflächigen Verbreitung der telmatischen Sedimente ausgegangen werden. Gleichzeitig wird eine mit Sanden verfüllte Rinnenstruktur innerhalb des Torfkörpers deutlich (Abb. 15). Sie wird als Verlängerung einer landseitig ansetzenden fluvialen Rinne gedeutet, die bei niedrigeren Wasserständen des Mittel- und Jungholozäns innerhalb der Sietower Bucht mündete.

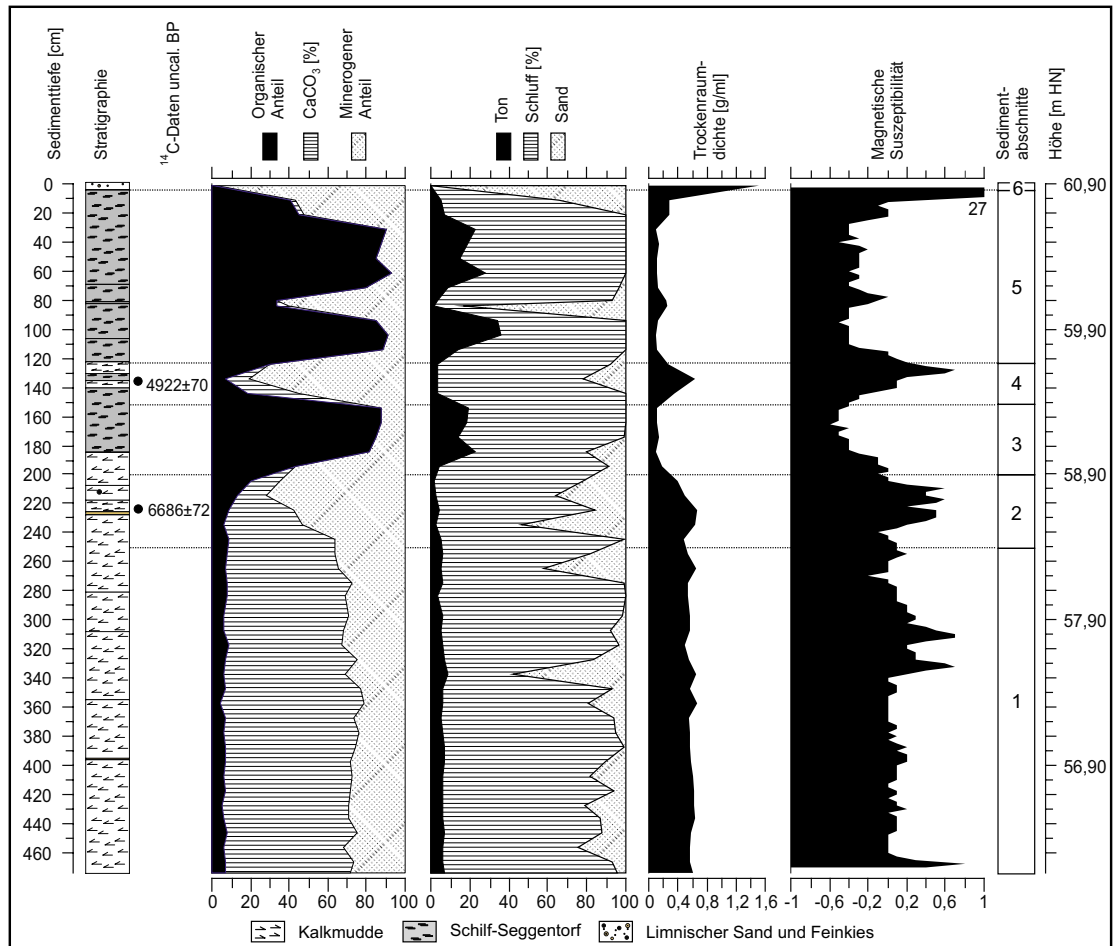
Feinstratigraphisch und anhand der sedimentologischen Parameter untergliedert sich der Kern MÜR-3 in sechs Sedimentabschnitte (Abb. 14).

Sedimentabschnitt 1 (474–255 cm): Der erste Sedimentabschnitt ist durch eine homogene Kalkmudde-Sedimentation gekennzeichnet. Abschnittsweise zeigen diese eine makroskopisch erkennbare Feinschichtung. Die Kalkgehalte sind konstant hoch, zumeist über 60 %. Auch organische und minerogene Gehalte bleiben stabil bei 7–9 % bzw. 27–29 %. Schluff dominiert vor Sand und Ton in der Korngrößenverteilung. Bei 395 cm ist ein 1 cm mächtiges Feinsandband erkennbar.

Sedimentabschnitt 2 (255–205 cm): Dieser 50 cm lange Kernabschnitt wird durch sandreiche, abschnittsweise sapropelartige Kalkmudden gekennzeichnet, die auf Flachwasserbedingungen hindeuten. Zwischen 226–228 cm wurde ein Torfband erbohrt, welches vermutlich aus umgelagertem organogenem Material besteht (Torfmudde im engeren Sinne). Generell ist der Sedimentabschnitt 2 durch synchron steigende Organogen- und Minerogengehalte gekennzeichnet. Schluff und Sand stellen die dominierende Kornfraktion dar. Magnetische Suszeptibilität und Trockenraumdichte spiegeln die vermehrten klastischen Beimengungen wider. Aus 213 cm Sedimenttiefe stammt ein ^{14}C -Datum von 6686 ± 72 BP (Tab. 7), welches an der organischen Fraktion eines schwach karbonatischen Kalksapropels bestimmt wurde.

Sedimentabschnitt 3 (205–155 cm): In Sedimentabschnitt 3 setzt sich das Flachwasser-Sedimentationsmilieu fort, es vollzieht sich bei 185 cm Sedimenttiefe der Wechsel vom limnischen ins telmatische

Abb. 14: Stratigraphie und sedimentologische Parameter des Kerns MÜR-3.



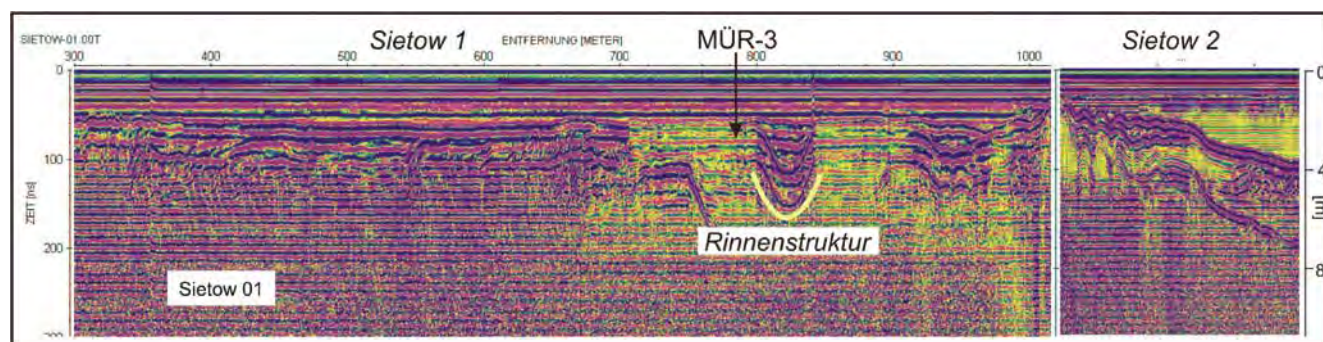
Milieu mit der Akkumulation von Schilftorf. Ab hier betragen die Glühverluste $\leq 90\%$ und der Kalkgehalt tritt vollständig zurück. Ton und Schluff sind Hauptkomponenten der minerogenen Bestandteile. Zugleich wurden die für Torf typischen negativen $kappa$ -Werte gemessen.

Sedimentabschnitt 4 (155–125 cm): Innerhalb dieser 30 cm finden erneut kurzfristige Milieu- und Sedimentwechsel im Profil statt. Es kommen karbonatische und stark minerogene limnische Sedimente zur Ablagerung, die zwischen 131–136 cm von einer Schilf-Seggen-Torflage unterbrochen werden. Aus letztgenannter konnte ein ^{14}C -Datum von 4922 ± 70 BP (Tab. 7) an der organischen Fraktion bestimmt werden. Sedimentabschnitt 4 und der Beginn des Abschnitts 5 sind durch erhöhte $kappa$ -Werte um 0,6 gekennzeichnet.

Sedimentabschnitt 5 (130–5 cm): Im Sedimentabschnitt 5 dominiert die Sedimentation von Schilf-Seggentorfen, welche schwankende Zersetzungsgrade und Minerogen-Anteile aufweisen. Sehr markant ist ein stark sandiger Abschnitt zwischen 70–83 cm Sedimenttiefe. Die Glühverluste erreichen für Torf typische Werte von annähernd 90 %. Ab 30 cm Sedimenttiefe vermindert sich bei rasch ansteigendem CaCO_3 -Gehalt der Organogen-Anteil im Sediment. Der Wechsel in limnische Sande, die im hangenden Sedimentabschnitt 6 dominieren, vollzieht sich bereits zum Ende des Abschnitts 5.

Sedimentabschnitt 6 (5–0 cm): Dieser Abschnitt wird ausschließlich durch limnische Sande der feinen und mittleren Fraktion gebildet, welche die Torfe rezent bedecken. Trockenraumdichte und $kappa$ -Werte zeichnen die sandige (eisenreiche) Ablagerung nach. Vermutlich erstreckt sich der fossile, nun subaquatische Verlandungssaum etwa 150–200 m ins Beckenninnere und endet abrupt an der 3 m-Isobathe (Abb. 15, Sietow 2).

Die Entwicklung des Ablagerungsmilieus lässt sich danach folgendermaßen rekonstruieren: In Abschnitt 1 deuten die Feinschichtungen auf ein beruhigtes Ablagerungsmilieu und somit größere Wassertiefen hin. Die Zunahme der organogenen und minerogenen Anteile in Abschnitt 2 belegen eine fortschreitende Verflachung am Standort bzw. einen niedrigen Wasserstand. Die raschen Sedimentwechsel von Seekreide, Kalksapropel und Torf in Abschnitt 3 lassen auf dynamische Akkumulationsbedingun-



gen eines entstehenden Verlandungssaums schließen. Der aufwachsende Torf ist durch abschnittsweise auftretende Minerogen- bzw. Kalksedimentation gegliedert. Insgesamt ist von einem stetig steigenden Wasserstand auszugehen, wobei aufgrund variierender Einflussfaktoren (z. B. Vor- und Zurückweichen des Schilfsaums, dadurch Wechsel in der Windexposition) kurzfristige Sedimentwechsel auftreten können. Die ab 30 cm Tiefe auftretende Kalkmudde deutet einen raschen Wasserspiegelanstieg an, die hangenden Sande hingegen die nachfolgende Absenkung und die Regression des Ufers.

Abb. 15: GPR-Profil im Bereich der Sietower Bucht offenbaren eine markante Rinnenstruktur im Bereich nordöstlich des Profils MÜR-3. Zur Lage der Profile siehe Abb. 4

4.3 Das Profundal der Sietower Bucht – Kern MÜR-2

Das Profil MÜR-2 wurde in der zentralen Sietower Bucht bei 6,3 m Wassertiefe erbohrt und repräsentiert Sedimente des Tiefwassers (Profundal). Das Profil umfasst eine vollständige Sedimentsequenz vom ausgehenden Pleniglazial bis in die Gegenwart. Sedimentologisch sind vier Hauptabschnitte im Kompositprofil zu unterscheiden: 1. bis 1150 cm Sedimenttiefe dominieren silikatische Mudden mit geringen Karbonat- und Organikgehalten (elf ^{14}C -Daten zwischen 28300 und 9264 BP), 2. bis ca. 960 cm steigen

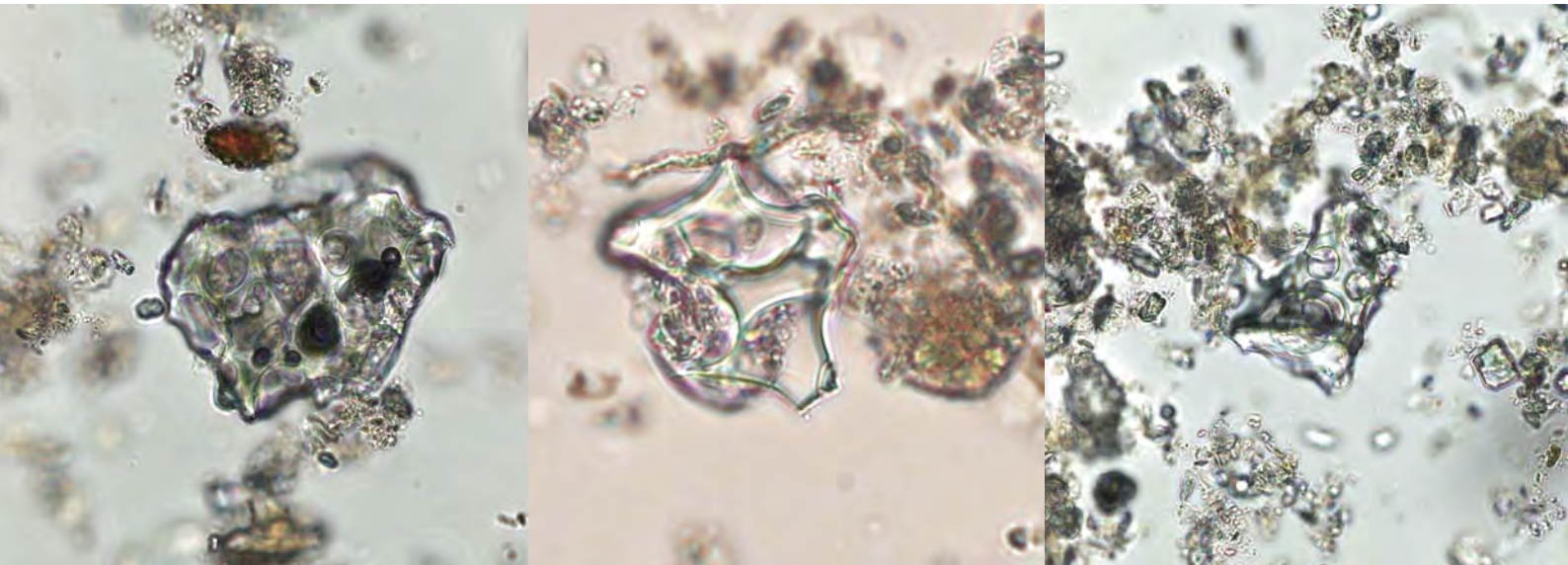


Abb. 16: Etwa 12.900 Jahre alte Tephrapartikel des Laacher-See-Vulkans unter dem Mikroskop. (Fotos: Manuela Schult)

Karbonat- und Organikgehalte deutlich an, die silikatischen Bestandteile gehen um ca. 40 % zurück (drei ^{14}C -Daten zwischen 8201 und 5851 BP), 3. bis 275 cm kommen über einen langen und weitgehend homogenen Kernabschnitt Kalkmudden zur Ablagerung (CaCO_3 50–60 %, GV \leq 20 %, Minerogen 20–30 %, sechs ^{14}C -Daten zwischen 6086 und 1861 BP), 4. im jüngsten Hauptabschnitt steigt der Minerogen-Anteil erheblich an und erreicht Werte um 50 %, zugleich ist der Glühverlust längerfristigen Schwankungen unterworfen und steigt im Jüngsten bis auf 30 % an (ein ^{14}C -Datum von 1386 BP an der Basis). Feinstratigraphisch und anhand der sedimentologischen und geochemischen Parameter untergliedert sich der Kern MÜR-2 in elf Sedimentabschnitte.

Geochemisch zeigen sich für das Profil MÜR-2 einige Merkmalskorrelationen: Mn zeigt über das gesamte Profil steigende Tendenz, Fe dagegen – bis auf die jüngsten Sedimentabschnitte 10 und 11 – fallende Tendenz. In Abschnitt 10/11 deutet dies auf Fe-Verwitterung oder eine Mobilisierung aus genutzten Böden im Gewässerumfeld. So ist Fe mit dem Minerogen hoch korreliert. Mn zeigt eine Verteilung unabhängig von Kalk, organischer Substanz und Minerogen. Ca und Mg zeigen zwei unterschiedliche Verteilungsgesetze für Holozän und Spätglazial. Sie sind nur im Holozän negativ korreliert, im Spätglazial liegt keine Korrelation vor. Mg ist demnach ausschließlich an das Minerogen gebunden, das gleiche trifft für Sr und Rb zu. Das Verhältnis von säurelöslichem Ca (Scheibler) zu Gesamt-Ca (RFA) beträgt im Holozän meist um 0,95, d.h. ca. 5 % sind in Feldspäten gebunden. Im Spätglazial liegen die Quotienten um 1 oder etwas darüber, d.h. die Karbonate liegen ausschließlich als CaCO_3 (Kalk) vor.

Vanadium ist in der Regel an organische Substanz gebunden und liegt im Spätglazial hoch konzentriert vor. Dagegen ist im Holozän nur eine ungewöhnlich schwache Korrelation mit dem Glühverlust zu verzeichnen. Die Korrelation Glühverlust gegen Mn/Fe trifft nur oberhalb von 2,65 m und ohne die oberste Probe zu.

Sedimentabschnitt 1 (1482–1355 cm): Dieser Sedimentabschnitt wird durch silikatische Sedimente dominiert, welche sowohl autochthonen, wie auch allochthonen Charakters sind. Die Minerogenanteile liegen um 80 %, der Karbonatgehalt der ausschließlich siltigen Silikatmudden (Mean) beträgt durchschnittlich 20 %. Am Übergang zum Sedimentabschnitt 2 steigen die Minerogenanteile zusätzlich an. Für die DBD werden basal die Maximalwerte des Kerns erreicht.

Sedimentabschnitt 2 (1355–1302 cm): In diesem Abschnitt kommt es zu einem deutlichen Anstieg der organischen Anteile (Verdopplung), die in etwa synchron zur Minerogen-Zunahme auftreten. Der Kalkgehalt im Sediment sinkt auf Minimum-Werte unter 10 %. Am oberen Ende des Sedimentabschnitts konnte die Laacher-See-Tephra (LST) als 2–3 cm mächtige Lage identifiziert werden.

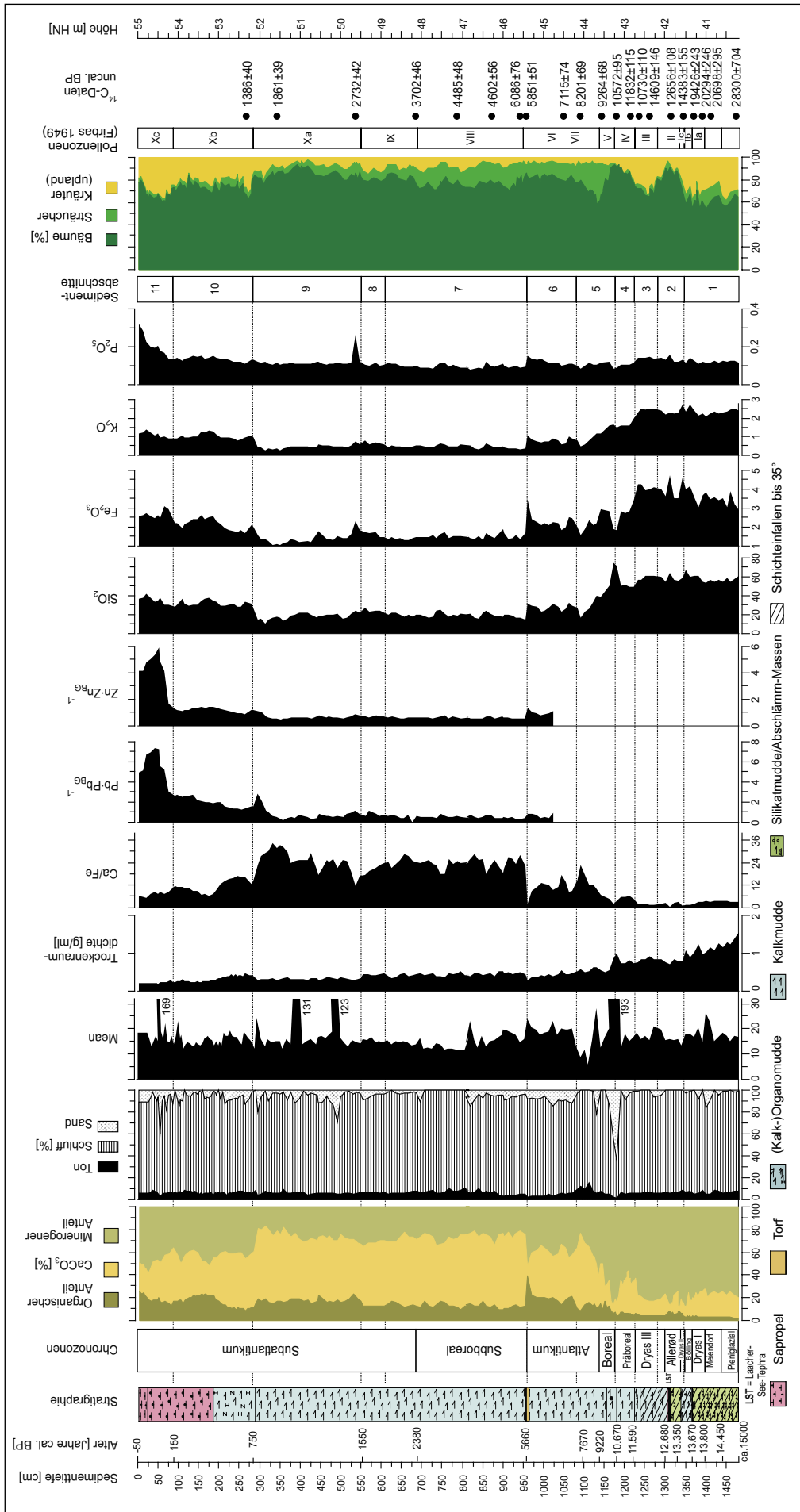


Abb. 17: Stratigraphie und Sedimentologie des Kompositprofils MÜR-2.

Sedimentabschnitt 3 (1302–1212 cm): Die Sedimentationsbedingungen aus Abschnitt 1 setzen wieder ein (s. Seite 28).

Sedimentabschnitt 4 (1212–1147 cm): Die organische Sedimentation nimmt in diesem Abschnitt kontinuierlich zu und erreicht am Ende Glühverluste von 15 %. Kalk und Minerogen zeigen stark wechselnde Gehalte – anfänglich steigen die Karbonatgehalte auf 35 % bei abnehmenden Minerogen. In der zweiten Hälfte sinkt anfänglich der Karbonatgehalt auf ≤ 10 % bei auf 80 % steigendem Minerogen und deutlichem Sandeintrag. Danach steigen Kalk und organische Sedimentation stark an. Das Minerogen reduziert sich auf 50 %, was sich auch in den Kurven der siliziklastischen Bestandteile darstellt.

Sedimentabschnitt 5 (1147–1083 cm): Die Tendenz des ausgehenden Sedimentabschnitts 4 setzt sich verstärkt fort, insbesondere steigt die Kalksedimentation auf Maximalwerte um 60 % CaCO_3 bei gegen Ende reduzierter organischer Sedimentation. In den Kurven der siliziklastischen Bestandteile bildet sich ein weiterhin fallender Trend ab (SiO_2 , Fe_2O_3 , K_2O).

Sedimentabschnitt 6 (1083–960 cm): In diesem Sedimentabschnitt kommt es tendenziell zu einer Verminderung des CaCO_3 -Gehaltes bei gleichzeitig steigendem Glühverlust. Zugleich lassen sich für diesen Abschnitt konstante Sandeinträge nachweisen, Schluff dominiert allerdings die silikatische Sedimentation. Abgeschlossen wird dieser Abschnitt durch eine ca. 20 cm mächtige Schwemmtorf-Lage, die an deutlich erhöhten Glühverlusten, Minerogen-Anteilen und Fe_2O_3 -Gehalten erkennbar ist. Aus dieser Lage stammt auch ein ^{14}C -Datum, welches aufgrund der Herkunft aus rein organischem Material keinen Hartwassereffekt zeigen sollte (Kapitel 8.1).

Sedimentabschnitt 7 (960–615 cm): Der mächtigste Sedimentabschnitt ist durch Kalkmudde-Sedimentation gekennzeichnet. Während der Glühverlust nur geringfügig schwankt, zeigt das Minerogen eine leicht steigende Tendenz ins Hangende. Um 760 cm zeichnet sich eine schmale Zone mit erhöhtem Anteil organischer und siliziklastischer Substanz ab, die sich auch in den geochemischen Parametern bestätigt.

Sedimentabschnitt 8 (615–535 cm): Sedimentabschnitt 8 ist eine Phase verstärkter klastischer und zunehmend sandigen Eintrags bei temporär verminderten, aber konstanten Organogen-Gehalten. Vor allem die Eisengehalte steigen kontinuierlich an.

Sedimentabschnitt 9 (535–284 cm): Dies ist ein Sedimentabschnitt deutlich erhöhter Organogen-Gehalte (bis 20 %) bei tendenziell sinkenden Minerogen-Anteilen. An der Basis dieses Abschnitts findet sich ein sehr starker Eisen- und Phosphat-Eintrag. Das verringerte Minerogen wird durch gleichfalls verminderte Feldspat-Sedimentation nachgezeichnet (K_2O , Fe_2O_3 , SiO_2). Die zwei markanten Mean-Maxima sind offenbar auf kurzzeitige Einspülungen gröberer Sande zurück zu führen.

Sedimentabschnitt 10 (284–90 cm): Dieser Sedimentabschnitt ist durch eine drastische Zunahme des Minerogen-Anteils anfänglich von 20 auf 40 %, im weiteren Verlauf auf 50 %, gekennzeichnet. Im Vergleich zum vorherigen Abschnitt erfährt der Organogen-Anteil eine Halbierung und steigt ab ca. 250 cm Sedimenttiefe wieder sukzessive an. Ab 170 cm schwankt der Glühverlust um 20 % bis in das Kernoberste (Sedimentabschnitt 11). Zugleich zeigen Kalk- und Minerogen-Anteil komplementäre Schwankungen. Mit diesem Abschnitt beginnt die Anreicherung von Pb und Zn, gemessen am element-spezifischen (geogenen) Background. Gegen Ende des Abschnittes ist Zn relativ abgereichert.

Sedimentabschnitt 11 (90–0 cm): Seine Hauptmerkmale sind die steigende organogene und minerogene Sedimentation, die zu Lasten der CaCO_3 -Akkumulation geht. Pb und Zn als anthropogene Tracer zeigen in dieser Kernsequenz markante Zuwächse um das Drei- bis Vierfache gegenüber dem vorhergehenden Sedimentabschnitt. In der oberen Hälfte der Zone nehmen die Anreicherungsfaktoren von Pb und Zn wieder deutlich ab.

5 Die Halbinsel Großer Schwerin

5.1 Kenntnisstand

Die Halbinsel „Großer Schwerin“ liegt ca. 3 km nordöstlich der mecklenburgischen Stadt Röbel am Westufer der Müritz und ist Teil des Naturschutzgebietes „Großer Schwerin mit Steinhorn“ (415 ha, JESCHKE 2003, S. 578). Die gänzlich waldfreie und als Extensivweide genutzte Halbinsel war in Verbindung mit dem Seebohrungsprojekt Gegenstand geomorphologischer und bodenkundlicher Untersuchungen zur Wasserstands- und Uferdynamik der Müritz.

Der nördliche Teil der Halbinsel besteht aus einem N-S streichenden übersandeten Geschiebemergelkern des Frankfurter Stadiums (W1F, ZGI 1965). Nach Süden stellen Niedermoore (Verlandungsbereiche) und Strandwallfächer die Verbindung zum Festlandsufer her und verdeutlichen einen möglichen Ursprung als Insel. Im Bereich des nördlichen Geschiebemergelkerns zeichnet sich die starke Abrasion durch Wellenschlag bei Nord- und Ostwetterlagen durch ein bis zu 1,5 m hohes aktives Kliff ab. Östlich und westlich des Inselkerns setzen Strandwallfächer an, die Uferlinienverschiebungen über mehrere Generationen dokumentieren (Abb. 18). Auf dem Großen Schwerin wurden durch MEINKE et al. (1967) zwei Absenkungsterrassen (S₁ 62,8–63,3 m HN, S₂ 63,3–63,5 m HN) ausgewiesen, deren Hauptverbreitungsgebiet das Nord- und Ostufer sind. In den Decksanden des Inselkerns sind vornehmlich Braunerden und Parabraunerden entwickelt. Die Verlandungsbereiche und Strandwälle sind durch hydromorphe, anmoorige bzw. schwach entwickelte Böden wie Gleye und Regosole gekennzeichnet.



5.2 Das Nordufer des Großen Schwerin

Die durch MEINKE et al. (1967) kartierten Terrassenniveaus lassen sich heute nicht mehr einzeln nachweisen, vielmehr bilden sie einen um den Inselkern geschlossenen Verebnungsbereich. Am Nordufer der Halbinsel konnten im Bereich des aktiven Kliffs (Profil B4, Abb. 19) stark humose Sande identifiziert werden, welche eine ca. 20 cm mächtige Überdeckung aus limnischen Sanden im Sinne eines Strandwalles aufweisen. Eine AMS-Datierung der Humusfraktion aus den stark humosen Sanden unterhalb des Strandwalls ergab ein ¹⁴C-Alter von 655±35 Jahren BP (KIA 30423). Im Hangenden erstreckt sich ein nahezu horizontal gelagertes Band aus groben Sanden und Kiesen über das gesamte Kliff. Dies deutet auf veränderte jüngere, dynamische Sedimentationsbedingungen hin. Oberhalb des groben Sedimentbandes befindet sich ein fossiler Humushorizont (IIfAh), welcher dieses teilweise deutlich zu den anstehenden Strandwallsedimenten abgrenzt.

Abb. 18: Geomorphologie des Gr. Schwerin und Lage der Profile und Bohrungen. (Bildquelle: GoogleEarth)

5.3 Ableitungen zur jungholozänen Wasserstandsentwicklung der Müritz

Die stark humosen Sande im nordwestlichen Teil der Halbinsel (Profil B4) sind bis 0,6 m über dem rezenten Müritz-Wasserspiegel (ca. 62 m HN) nachweisbar. Ihre Entstehung wird in Zusammenhang mit einem gewässernahen Versumpfungsmoor vermutet und mit einem Wasserstand in Verbindung ge-

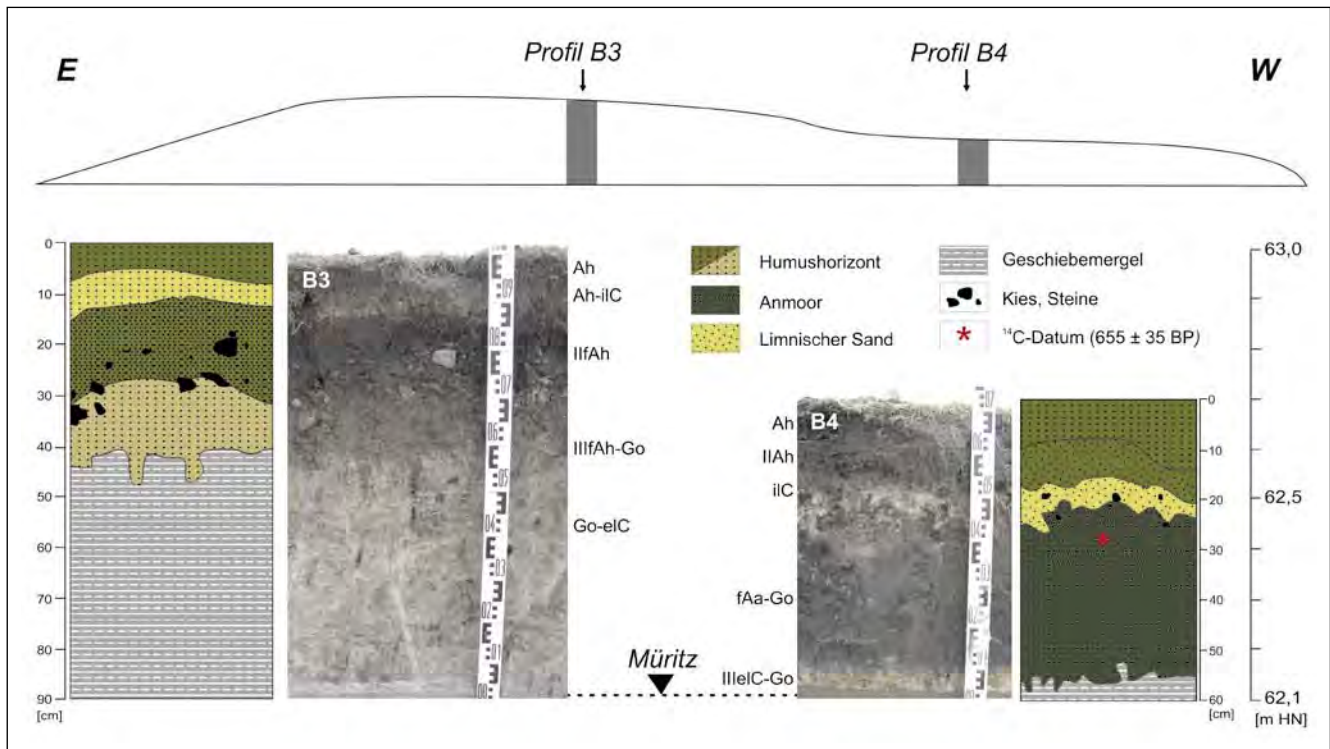


Abb. 19: Aufschlüsse am aktiven Kliff im Bereich des Nordufers des Großen Schwerins.

bracht, der höher als der heutige gelegen haben muss. KAISER (1998) datiert anmoorige Terrassensande bei Klopzow auf 620 ± 70 BP, welche dem Alter der Torfbasis eines Strandwalles nördlich des Prelitz-sees mit 665 ± 75 BP entspricht und schließt auf einen mittelalterlichen Anstieg des Müritzspiegels auf 65 m HN. Das ^{14}C -Alter der humosen Strandwallbasis am Großen Schwerin mit 655 ± 35 BP zeigt eine Übereinstimmung mit den Schichtaltern am Südufer der Müritz, so dass sich die Befunde aus den Profilen B3 und B4 vom Großen Schwerin einem phasenhaft steigenden Müritz-Wasserstand zuordnen lassen. Die Mächtigkeit der stark humosen Sande zeichnet hierbei spätmittelalterliche Schwankungen des Müritz-Wasserspiegels zwischen 62–63 m HN noch vor den Auswirkungen des Wassermühlenstaus nach (vermtl. bis Ende 13. Jh., KAISER 1998).

Anschließende sukzessiv steigende Wasserstände bewirken, dass größere Abschnitte der Halbinsel in das Litoral einbezogen werden. Das nahezu horizontale Band (Profil B3) aus groben Sanden und Kiesen stellt demnach umgelagertes Sediment da, welches das damalige Niveau der Schorre widerspiegelt. Der begrabene Humushorizont (IIfAh, Profil B3) im Hangenden des grobkörnigen Sedimentbandes deutet hingegen auf einen zwischenzeitlich verminderten Wasserstand hin, während im Bereich des Profils B4 noch limnische Sande abgelagert werden. Ein mindestens zweiphasiger Anstieg des Seespiegels scheint demnach evident. Aufgrund einer möglicherweise „additiven Kopplung“ (KAISER 1998, S.170) von natürlichen (klimatische Extremereignisse) und anthropogenen Ursachen (Mühlenstau) kommt es vermutlich im 14. Jh. zu einem schnellen Anstieg des Müritz-Spiegels (KAISER 1998). Die hangenden Sande in den Profilen am Nordufer des Großen Schwerin verweisen auf einen über 63 m liegenden Wasserstand. Nach einer anzunehmenden anthropogenen Seespiegelabsenkung vor 1622 AD (KAISER 1998) erfolgen im Zuge der Elde-Regulierung und des Baus des Bolter Kanals weitere Absenkungen in den Jahren 1798–1803 und 1831–1837 (VOIGTLÄNDER 1982) bis auf das heutige Niveau von 62 m HN. Während dieses Zeitraums fallen die seit dem Mittelalter überfluteten Bereiche des Großen Schwerin trocken. Das durch den sinkenden Wasserspiegel am Inselkern abradierte Sediment übersandet dabei den nördlichen Teil der Halbinsel und bildet rezent das anstehende Sediment des Verebnungsbereiches.

6 Pollenanalytische Auswertung der Profile MÜR-2 und MÜR-9

6.1 Allgemeines

Pollendiagramme aus Seeprofilen (hier MÜR-2) weisen einige Besonderheiten gegenüber Pollendiagrammen von Moorstandorten (hier MÜR-9) auf, die außer dem Regionalaspekt auch verstärkt die Lokalfloora widerspiegeln. Im oberen Teil des Profils MÜR-2 fehlt eine Lokalfloora fast völlig, da Wasserpflanzen in solchen Seetiefen nicht mehr vorkommen (die meisten von ihnen beschränken sich auf Wassertiefen <4 m) und zudem weitaus weniger Pollen produzieren als die meisten Landpflanzen. Ihr Blütenstaub wird per Strömung hauptsächlich in Buchten und in Röhrichtgürteln angereichert. Die Zahl der Pollen von Wasserpflanzen im Profil MÜR-2 liegt im Durchschnitt unter 3/100 BP. Das Profil MÜR-2 eignet sich daher hervorragend zu Aussagen über das nähere Seeumland, insbesondere zu dessen Nutzung und zum Seespiegelverhalten in historischer Zeit. Dieses Profil dürfte des Weiteren die Diskussion zur regionalen Wald- und Klimaentwicklung bereichern.

Die Pollenanalyse ist das verbreitetste und zugleich ein bewährtes paläobotanisches und biostratigraphisches Verfahren zur Ansprache von Milieu und Entwicklungsgeschichte von Sedimentkörpern. Aus den Analysen lassen sich Aussagen zur Entwicklung von Vegetation, Klima und Wasserhaushalt sowie zur menschlichen Nutzung ableiten. Zu den bekannten Schwächen dieser Methode gehört, dass die Pollendiagramme die Vegetation nicht naturgetreu wiedergeben können, sondern stark modifiziert mit Über- und Unterbetonungen bzw. auch Nichtberücksichtigung von Arten sowie gleichzeitiger Durchdringung regionaler und lokaler Vegetationskomponenten. In großen Teilen des Spätglazials kommen zusätzlich Pollenanteile durch Umlagerung pollenführender älterer Sedimente sowie zum Teil auch durch äolischen Ferntransport hinzu.

Generell bleibt der Pollen vieler Arten im Sediment nicht erhalten bzw. übersteht die Aufbereitung nicht. Zum anderen erzeugen Windblütler meist weitaus mehr Pollen, die auch größere Entfernungen zurücklegen können, als Insektenblütler und große schwere Pollenkörner (z. B. Buche) werden weniger weit transportiert als kleinere. Pollen von Gewässerarten ist stets besonders stark unterfrequentiert, aber zum Teil auch von Arten mit zusätzlicher vegetativer Ausbreitungsmöglichkeit. Eine weitere Schwäche der Pollenanalyse liegt darin, dass die meisten Pollen und Sporen nicht bis zur Art hin bestimmt werden können, zum einen weil die Exine zu stark korrodiert bzw. das Perispor nicht mehr vorhanden ist und zum anderen aufgrund zu großer anatomischer Übereinstimmung mit anderen Arten. Aus diesem letzterem Grunde enthält jedes Pollendiagramm sowohl Kurven von Arten als auch von Gattungen und größeren Einheiten. Alle diese Besonderheiten sind bei der Interpretation von Pollendiagrammen zu berücksichtigen.

Pollendiagramme werden traditionell in Pollenzonen und/bzw. in Vegetationsabschnitte untergliedert. Im Falle der Müritz-Profile folgen wir für die Pollenzone I (Ia = Älteste Dryas, Ib = Bølling und Ic = Ältere Dryas) IVERSEN 1942 und für die Pollenzonen II bis X FIRBAS 1949 sowie für das Holozän des Müritz-Umlandes SCHOKNECHT (2002 in KAISER et al.). Dabei umfasst im Profil MÜR-2 die Ältere Dryas nur 6 Sedimentzentimeter, fällt aber durch einen kurzzeitigen *Pinus*-Gipfel (trockener?) und durch die höchsten NBP-Werte des Spätglazials auf. Bølling und Allerød sind also durch einen wohl kontinentaleren und zumindest winterkälteren Abschnitt voneinander getrennt. In diesem Profil konnten außerdem das ausklingende Pleniglazial (Pollenzone Pl, Vegetationsabschnitt 0) sowie das erstmals von MENKE 1968 beschriebene Meiendorf-Intervall (PZ Mei, VA 1) miterfasst werden.

Die Pollenzone X wird aufgrund siedlungs- und vegetationsgeschichtlicher regionaler Besonderheiten dreigeteilt. Die Subzone Xa (1550–750 cal BP) umfasst Buchensteilanstieg und -maximum der Völkerwanderungs- (VWZ) und Slawenzeit (SLZ), Xb (ca. 750–150 cal BP) den Zeitraum von der

deutschen Ostkolonisation bis zum Erreichen der Fertilität der massenhaften Kiefernauflorungen des 19. Jh. und Xc das Zeitalter der Industrialisierung. Dabei wird die Grenze Xb/Xc an der Untergrenze des jüngsten, durch Auflorungen bedingten *Pinus*-Maximums sowie des Beginns des verstärkten Anbaus von Raps/Rüben, Kartoffeln und Zuckerrüben gezogen. Die Auflorungen setzten im Gebiet mehrererorts schon um 1700 ein, erreichten ihren Höhepunkt jedoch erst zwischen 1830 und 1850 unserer Zeit. Außerdem kann bei stärker lokal geprägten Diagrammen (zum Beispiel in der Nähe von Siedlungen der Römischen Kaiserzeit) der jüngste *Corylus*-Peak erst in die Pollenzone IX fallen, wie aus einem Kesselmoor des Plauer Stadtwaldes beschrieben (ROWINSKY & STRAHL 2004).

Die paläobotanische Abgrenzung der Pollenzonen der Diagramme MÜR-9 und MÜR-2 voneinander erfolgt anhand der in Tabelle 2 aufgeführten Trennkriterien. Dabei werden für das Spätglazial Warvenjahre entsprechend BRAUER et al. (1999), LITT & STEBICH (1999) und STRAHL (2005) zugrunde gelegt. Über die Hauptmerkmale einschließlich der NBP/100 BP-Werte sowie über die Dauer der Pollenzonen in Jahren cal BP informiert am Beispiel des Profils MÜR-2 Tabelle 3.

Tab. 2: Kriterien zur Abgrenzung der Pollenzonen in den Diagrammen MÜR-9 und MÜR-2 sowie ihre Zuordnung zu Chronozonen (für das Spätglazial LITT et al. 2007, für das Holozän MANGERUD et al. 1974 und eigene Daten).

| Grenzen zwischen den Pollenzonen | Pollenanalytische Abgrenzungskriterien | Grenzen zwischen den Chronozonen | Alter in Jahren (Warvenjahre o. cal BP) |
|----------------------------------|--|----------------------------------|---|
| Ausklingendes Pleniglazial = PL | Vorwiegend umgelagerte Pollen/Sporen mit <i>Pinus</i> -Dominanz und geringerem NBP-Anteil als in Meiendorf und PZ I, Tundrenarten/Heliophyten mitvertret. | | > 14450 |
| PL Meiendorf | <i>Pinus</i> -Abfall, Einsetzen der <i>Hippophae</i> -Kurve, Leichter NBP-Abfall, Anteil umgelagerter Pollen hoch | Pleniglazial/Meiendorf (PL/MEI) | 14450 |
| Meiendorf/Ia | NBP-Anstieg, <i>Hippophae</i> -Rückgang, <i>Pinus</i> -Kurve nähert sich der von <i>Betula</i> | Meiendorf/Dryas-I (MEI/D-I) | 13800 |
| Ia/Ib | Schnelle Zunahme der Baumbirkenkurve, leichter NBP-Rückgang, geschlossene <i>Hippophae</i> -Kurve | Dryas-I/Bølling (D-I/BL) | 13670 |
| Ib/Ic | NBP-Anstieg und <i>Pinus</i> -Zunahme/ <i>Betula</i> -Abfall zwischen BP-Maxima | Bølling/Dryas-II (BL/D-II) | 13540 |
| Ic/II | BP-Anstieg und NBP- und <i>Salix</i> -Abfall bei <i>Betula</i> -Dominanz, kaum noch umgelagerte Arten, Anstieg der P+S-Kurve | Dryas-II/Allerød (D-II/AL) | 13350 |
| II/III | Kräftiger Anstieg der NBP-Kurve mit <i>Artemisia</i> - und <i>Salix</i> -Zunahme, <i>Pinus</i> -Rückgang und <i>Betula</i> -Zunahme, erneuter Anstieg des Anteils umgelagerter Arten | Allerød/Dryas-III (AL/D-III) | 12680 |
| III/IV | Steiler Abfall der NBP-Kurven; Anstieg von <i>Pinus</i> bzw. <i>Betula</i> und <i>Pinus</i> , Ausklingen umgelagerter Arten | Dryas-III/Präboreal (D-III/PB) | 11590 |
| IV/V | Deutlicher Anstieg von <i>Corylus</i> , Einsetzen der Kurven von <i>Quercus</i> und <i>Ulmus</i> | Präboreal/Boreal (PB/BO) | 10640 |

| | | | |
|-------------|--|--|------|
| V/VI+VII | Anstieg von <i>Alnus</i> ; Einsetzen der <i>Tilia</i> -Kurve; Abfall der <i>Pinus</i> - und <i>Corylus</i> -Kurve, letzterer zum Teil auch erst im Älteren Atlantikum | Boreal/Atlantikum (BO/AT) | 9220 |
| VI+VII/VIII | Ulmenfall; Beginn der <i>Fagus</i> - und <i>Carpinus</i> -Ausbreitung; Einsetzen von Siedlungszeigern | Atlantikum/Subboreal (AT/SB) | 5660 |
| VIII/IX | Anstieg der <i>Fagus</i> - und <i>Carpinus</i> -Kurven; Abfall vom letzten <i>Corylus</i> -Gipfel | Subboreal/Älteres Subatlantikum (SB/ÄSA) | 2400 |
| IX/Xa | Beginn des Anstiegs zu den Maxima von <i>Fagus</i> und <i>Carpinus</i> ; völkerwanderungszeitliche Siedlungslücke; in slawischer Zeit später Anstieg der Siedlungszeiger | Älteres Subatlantikum/ Mittleres Subatlantikum (VWZ + Slawenzeit) (ÄSA/MSA) | 1550 |
| Xa/Xb | Steiler frühdeutscher Anstieg der Siedlungszeiger; <i>Pinus</i> -Anstieg; <i>Fagus</i> - und <i>Carpinus</i> -Rückgang | Mittleres Subatlantikum (VWZ+Slawenzeit)/ Jüngeres Subatlantikum (frühdeutsche bis Beginn Neuzeit) MSA/JSA | 700 |
| Xb/Xc | Weiterer Baumpollen-Abfall durch Zunahme agrarischer Nutzung, weiterer <i>Pinus</i> -Anstieg mit jüngstem <i>Pinus</i> -Maximum als Folge intensiver Aufforstungen | Jüngeres Subatlantikum (frühdeutsche bis Beginn Neuzeit)/Jüngstes Subatlantikum seit Beginn Neuzeit (JSA/JJSA) | 100 |

| Pollen-zonen | Tiefe [m] | Alter [cal. BP] | Hauptmerkmale | NBP/100 BP |
|--------------|-----------------------------|----------------------------------|---|-----------------|
| Xc | 0,90 bis Sedimentobergrenze | 100 v. h. bis Gegenwart | <i>Pinus</i> -Dominanz als Folge von Wiederaufforstungen ab 19. Jh.: Rückgang von <i>Quercus</i> und <i>Fagus</i> , Zunahme von <i>Alnus</i> ; hohe NBP-Werte auch von Getreide und Kulturbegleitern als Folge zunehmender Intensivierung in der Landwirtschaft, insbesondere ab 1955 AD., seit dem Unkräuterrückgang | 42,6, max. 63,3 |
| Xb | 2,84–0,90 | 750 bis ca. 150 bis 1837 u. Zeit | Radikale Änderung der Pollenspektren durch Rodung und Zunahme der agrarischen Nutzung als Folge der deutschen Ostkolonisation; steter Anstieg der <i>Pinus</i> -Kurve, eutrophierungsbedingte Zunahme von <i>Pediastrum</i> | 26,1 |
| Xb2 | 2,65–0,90 | | Infolge Müritz-Aufstaus bis an die Pleistozänhochflächen Rückgang von <i>Alnus</i> , <i>Betula</i> und landwirtschaftlicher Nutzung; Zunahme von <i>Pinus</i> und <i>Quercus</i> | 24,0 |
| Xb1 | 2,84–2,65 | | Rodungen mit Waldrückgang und zunehmender Änderung der Gehölzzusammensetzung; <i>Fagus</i> -Rückgang, <i>Corylus</i> -Zunahme, <i>Betula</i> weiterhin noch vor <i>Pinus</i> sowie <i>Alnus</i> vor <i>Quercus</i> ; sehr starke agrarische Nutzung | 40,4 |

Tab. 3: Zeitliche Stellung und Hauptmerkmale der Pollenzonen des Diagramms MÜR-2.

| Pollen-zonen | Tiefe [m] | Alter [cal. BP] | Hauptmerkmale | NBP/100 BP |
|----------------|-------------|-----------------|---|----------------|
| Xa mit Vwz. ++ | 5,52–2,84 | 1550 bis 750 | EMW- <i>Fagus</i> -Wald mit Anstieg, Optimum und nutzungsbedingtem erstem Rückgang von <i>Fagus</i> und <i>Carpinus</i> ; durchweg <i>Betula</i> vor <i>Pinus</i> und <i>Alnus</i> vor <i>Quercus</i> ; im unteren Abschnitt Wechsel von Phasen mit niedrigem und leicht erhöhtem NBP-Wert (<5 bzw. >8), im oberen deutlich erhöht (12–24) | 9,14 |
| Xa2 | 3,25–2,84 | | Verstärkte Nutzung mit Roggenanbau, Waldweide und Holzschlag; Rückgang von <i>Fagus</i> und <i>Carpinus</i> | 19,14 |
| Xa1 | 5,52–3,25 | | Anstieg und Maximum von <i>Fagus</i> und <i>Carpinus</i> , zeitweilig fast ohne Nutzung | 7,0 |
| IX | 6,90–5,52 | 2380 bis 1550 | EMW- <i>Pinus</i> -Wald mit starkem <i>Corylus</i> -Rückgang; <i>Alnus</i> vor <i>Quercus</i> , <i>Fagus</i> auf 8% ansteigend; Ackerbau gering, jedoch durchweg nachweisbar | 11,9 |
| VIII | 9,50–6,90 | 5660 bis 2380 | <i>Corylus</i> - und <i>Pinus</i> -reicher EMW, ausgedehnte <i>Alnus</i> -Bestände in Niederungen; <i>Alnus</i> vor <i>Quercus</i> , <i>Fagus</i> - und <i>Carpinus</i> -Anstieg auf 5 bzw. 3 %; <i>Ulmus</i> -Abfall; einsetzende Nutzung, zunächst Waldweide und Holzschlag, Mitte und Ende Subboreal Getreideanbau mit NBP-Anstieg auf max. 14,3 | 9,2, max. 14,3 |
| VII ges. | 10,98–9,50 | 7670 bis 5660 | <i>Betula</i> - <i>Pinus</i> -EMW mit hohem <i>Ulmus</i> -Anteil; EMW erreicht um 30 %, <i>Corylus</i> fällt auf \varnothing 20/100 BP ab, <i>Alnus</i> schwankt um 15 % | 6,2 |
| VIIb | 9,64–9,50 | | Leichter <i>Pinus</i> -Anstieg und <i>Alnus</i> -Rückgang; Glv.-Peak, CaCO ₃ -Abfall | 5,8 |
| VIIa | 10,98–9,64 | | Anstieg von EMW und <i>Alnus</i> , <i>Corylus</i> -Rückgang auf Werte um 20/100 BP | 6,3 |
| VI | 11,38–10,98 | 9220 bis 7670 | EMW- <i>Betula</i> - <i>Pinus</i> -Wald mit sehr hohem <i>Corylus</i> - und <i>Ulmus</i> -Anteil, <i>Tilia</i> und <i>Alnus</i> erscheinen erstmals; <i>Pinus</i> >40 %, EMW-Arten bis max. 20 % | 7,7 |
| V ges. | 11,73–11,38 | 10670 bis 9220 | <i>Betula</i> - <i>Pinus</i> -Wald mit schnell zunehmendem <i>Corylus</i> -Anteil sowie geringen Anteilen von <i>Quercus</i> und <i>Ulmus</i> , relativ trocken | 8,1 |
| Vb | 11,52–11,38 | | <i>Corylus</i> >40/100 BP, relativ lichte Wälder, starker Anstieg der Glühverlust- und CaCO ₃ -Werte im Gewässer | 9,2 |
| Va | 11,73–11,52 | | <i>Corylus</i> auf 40/100 BP ansteigend | 7,5 |
| IVc | 11,93–11,73 | 11350 bis 10670 | Geschlossener <i>Pinus</i> - <i>Betula</i> -Wald bei geringem NBP-Anteil | 7,8 |
| IVb+ | 12,05–11,93 | 11430 bis 11350 | <i>Betula</i> - <i>Pinus</i> -Wald der PBO mit NBP-Zunahme, trocken-kontinental | 17,2 |

| | | | | |
|---------------|-------------|------------------------|---|------|
| IVa | 12,23–12,05 | 11590 bis 11430 | <i>Pinus-Betula</i> -Wald mit abnehmenden NBP; keine Sedimentumlagerungen | 16,8 |
| III | 13,00–12,23 | 12680 bis 11590 | Waldtundra bis Tundra, starke Zunahme von NBP und Sedimentdynamik | 29,6 |
| IIb ges. | 13,28–13,00 | 13350 bis 12680 | <i>Betula-Pinus</i> -Wälder, niedrige NBP-Werte, kaum noch Umlagerungen | 10,1 |
| IIb3*** | 13,13–13,00 | | <i>Pinus</i> -Anteil auf \varnothing 72 % der BP wiederansteigend, NBP-arm, relativ trocken | 9,5 |
| IIb2** | 13,22–13,13 | | Leichte <i>Betula</i> - und NBP-Zunahme auf 33,6 bzw. 13,3 %; Karbonatanstieg | 13,3 |
| IIb1* | 13,28–13,22 | | <i>Pinus</i> -Anstieg auf \varnothing 70 %, <i>Betula</i> -Abfall auf 24 % der BP; trockener | 10,0 |
| IIa | 13,42–13,28 | | Lichter Birkenwald; schneller Rückgang der Sedimentumlagerungen | 21,2 |
| Ic | 13,48–13,42 | 13540 bis 13350 | Kraut- bis Waldtundra; <i>Pinus</i> -Peak; nochmals starke Sedimentdynamik | 53,0 |
| Ib | 13,65–13,48 | 13670 bis 13540 | <i>Pinus-Betula</i> -Waldtundra bei weiterhin starken Sedimentumlagerungen | 41,5 |
| Ia | 13,98–13,65 | 13800 bis 13670 | Krauttundra bei Rückgang der Straucharten und starker Sedimentumlagerung; <i>Pinus</i> und <i>Betula</i> fast gleich stark; <i>Salix</i> -Maximum | 48,9 |
| Meiendorf | 14,39–13,98 | 14450 bis 13800 | Kraut- bis Strauchtundra mit Pioniergehölzen bei weiterhin starker Sedimentumlagerung; <i>Pinus</i> -Abfall bei <i>Betula</i> - und <i>Salix</i> -Zunahme, Einsetzen und Maximum der <i>Hippophae</i> -Kurve, Leichter NBP-Abfall | 43,7 |
| Ende Plenigl. | 14,80–14,39 | ca. 15000 bis 14450 | Dominanz umgelagerter Pollen vor Tundrenarten und Heliophyten; Hauptbaumart <i>Pinus</i> ; EMW, <i>Carpinus</i> , Schwammnadeln und <i>Pediastrum</i> mitvertreten | 48,4 |

* Basaler Abschnitt des Jüngerer Allerød, ** Gerzensee-Oszillation um 12890 cal. BP, *** Jüngster Allerød mit Laacher See-Tephra, + entspricht der PBO (Preboreal Oscillation, Rammelbeek-Phase, Piottino, Dryas IV), ++ Vwz.=Völkerwanderung

6.2 Palynologischer Kenntnisstand

Die Zahl der von Seen der Mecklenburger Großseenplatte bisher veröffentlichten Pollendiagramme ist gering. Teile des Spätglazials beinhalten davon nur die Profile Kargowseen (Allerød) und Stinthorst (Ende Dryas III) von TH. SCHOKNECHT (1996) sowie das im Allerød einsetzende Kurzdiagramm Krakower Obersee II (HÜBENER & DÖRFLER 2004). Von letzterem und einem Diagramm von M. SCHULTZ (2004) aus dem Drewitzer See, das ebenfalls im Allerød einsetzt, standen nur Teilinformationen zur Verfügung. Des Weiteren wurden die Pollendiagramme vom Sternberger See (JESCHKE & LANGE 1987), dem Scheidebruch am heutigen Südwestrand des Krakower Sees (JANKE, unveröffentlicht), von einem Kesselmoor im Plauer Stadtwald (ROWINSKY & STRAHL 2004) sowie vom Blänck-Bruch-Soll bei Carpin (MÜLLER 1962) zum Vergleich mit herangezogen.

6.3 Verlandungssaum der Sietower Bucht

Das Pollendiagramm MÜR-9 ist dem gleichnamigen Kompositprofil MÜR-9 zuzuordnen, welches im nördlichen Verlandungssaum der Sietower Bucht gelegen ist (Abb. 4). Im Unterschied zum Profil MÜR-2, das vom ausklingenden Pleniglazial bis zur Gegenwart ausschließlich als Seesediment abgelagert wurde, setzt das Profil MÜR-9 erst mit der Jüngeren Dryas ein. Dessen Seentwicklung umfasst nur den Zeitraum bis zum frühen Subboreal, in dem die Verlandung der Uferzone und somit Vermoorung einsetzte. Das Moorstadium dauerte bis zum Einsetzen des auch die Müritzer Mühlenstaus, der vom 14. Jahrhundert bis zum Beginn des 19. Jahrhunderts andauerte. Während dieses Zeitraumes befand sich das Beprobungsgebiet im Flachwasserbereich der Müritzer. Mit zunehmender Dauer und Gewässerrückgang nahm die Torfabrasion zu. Sie ist wahrscheinlich die Ursache der Abtragung der Sedimente der Slawenzeit, denn im Profil fehlt der gesamte Abschnitt des kiefernarmen Buchenmaximums (siehe VA 15 und 16). Die Aufstauphase führte in ihrem jüngeren Abschnitt (VA17) erneut zur Sedimentation von Seekreide. Nach erfolgter Seespiegelsenkung im ersten Drittel des 19. Jahrhunderts begann erneut das Torfwachstum, das jedoch durch Moorentwässerung vor allem im 20. Jahrhundert zum Erliegen kam und in Torfvermüllung mit starkem Substratverlust und Störungen in der Ablagerungsabfolge überging (VA 18).

Im Unterschied zu MÜR-2 mit vorwiegend regionalen Aussagen zur Vegetation ist das Profil MÜR-9 ein stärker lokal beeinflusstes Pollenspektrum mit Hinweisen auf die Vegetations- und Beckenentwicklung in Ufernähe und am Gewässerrand. Es werden bei 88 ausgezählten Proben 18 Vegetationsabschnitte ausgehalten (Tab. 3), die auf die Pollenzonen III-Xc entfallen. Im Text findet ein verkürztes Pollendiagramm MÜR-9 mit den Hauptbaumarten und Kulturbegleitern Verwendung (Abb. 20).

KURZCHARAK- TERISTIK DER VEGETATIONS- ABSCHNITTE

Vegetationsabschnitt 1 (8,72–8,62 m) = PZ III (8,72–7,66 m): Nahezu gleich starke Dominanz von *Pinus* und *Betula* und noch relativ geringem Schwammnadelanteil (um 10/100 BP) als Differenzierungsmerkmale zu Vegetationsabschnitt 2, beide gehören der Jüngeren Dryas an. Die folgenden Merkmale treffen für Vegetationsabschnitt 1 und 2 zu: Sehr hohe NBP- (in Vegetationsabschnitt 1 29,6 NBP/100 BP) und erhöhte *Salix*-, *Artemisia*- und *Ericales*-Werte, durchgehendes Vorkommen von *Juniperus* und *Betula nana*, in der Regel sehr hoher Sporenteil vom Laubmoos-Typ, sehr niedrige P+S-Werte und merkliche Beimengung umgelagerter Pollen und Sporen des Eem und Präquartärs. Die nicht den *Cyperaceae* und *Poaceae* zugehörigen NBP-Arten erreichen mit 35–50 % den höchsten Anteil des gesamten Profils. Die meisten Arten dieser Gruppe waren niedrigwüchsig und konnten im Winter (falls mehrjährig) durch die Schneedecke geschützt werden. Es wird eine Waldtundra-Landschaft für wahrscheinlich gehalten. Auch holozäne Vegetationsabschnitte (4 und 12) können ähnlich hohe bzw. noch höhere (Vegetationsabschnitt 14) NBP-Anteile aufweisen. Gewässerindikatoren sind durchweg vorhanden. Chemische Parameter: Glühverlust Ø 2,57 %, CaCO₃ Ø 18,3 %.

Vegetationsabschnitt 2 (8,62–7,78 m) = PZ III: *Betula*-reicher *Pinus*-Wald mit den unter Vegetationsabschnitt 1 geschilderten Gemeinsamkeiten. Die NBP/100 BP-Werte erreichen 26,7 bei weiterhin hohem niedrigwüchsigem Krautpflanzenanteil. Auffallend sind die auf Vegetationsabschnitt 2 beschränkten sehr hohen Schwammnadelkonzentrationen. Die Grenze zu Vegetationsabschnitt 3 und zum Präboreal wird bei Beginn zunehmender BP+Str.- und P+S-Werte sowie abfallender NBP-Werte gezogen. Ein anderer Teil der für die Vegetationsabschnitte 1 und 2 charakteristischen Parameter klingt erst zu Beginn des Vegetationsabschnitts 3 aus. Gewässerindikatoren sind durchweg vorhanden. Chemische Parameter: Glühverlust Ø 2,56 %, CaCO₃ Ø 16,16 %.

FRÜHHOLOZÄN

Vegetationsabschnitt 3 (7,78–7,16 m) = Ende PZ III und PZ IV (7,66–5,81 m): *Pinus*-reiche *Betula*-Phase mit merklichem NBP-Rückgang (NBP/100 BP = Ø 19,0) sowie entsprechendem Anstieg der BP+Str-, *Pinus ganze*- und P+S-Werte. Außerdem erfolgte ein starker Rückgang der *Salix*-, Laubmoos- und Schwammnadel-Anteile. Es bestand noch ein relativ hoher Offenlandanteil, wofür sowohl die bis zum Ende dieses Vegetationsabschnittes erhöhten *Artemisia*-Werte als auch der erhöhte Nicht-*Poaceae*-/*Cyperaceae*-Anteil unter den Krautpflanzen sprechen. Gewässerindikatoren sind durchweg vorhanden.

| VA | Hauptmerkmale der Vegetationsabschnitte (VA) | VA-Tiefen [m] | PZ | PZ-Tiefe [m] |
|----|---|---------------|--------|--------------|
| 18 | <i>Pinus</i> -Forsten und Ackerbau mit Meliorationen nach 1837, NBP ↗↗ | 0,07–0,00 | Xc | 0,07–0,00 |
| 17 | Müritz-Aufstau, zunehmende landwirtschaftliche Nutzung, <i>Pinus</i> ↗↗, <i>Pediastrum</i> ↗↗, <i>Polypideaceae</i> ↘↘ | 0,14–0,07 | Xb | 0,23–0,07 |
| 16 | Müritz-Aufstau, wenig landwirtschaftliche Nutzung, <i>Pinus</i> ↗↗, <i>Alnus</i> ↘, <i>Polypideaceae</i> ↗↗ | 0,23–0,14 | Xb | |
| 15 | wie VA 14, einheitliches Pollenbild, <i>Pinus</i> ↗, Getreide vereinzelt, <i>Polypideaceae</i> ↗↗ | 0,32–0,23 | Xa | 0,32–0,23 |
| 14 | Durch Mühlenstau Detritusmudde mit Mischflora, Getreidenachweise, <i>Polypideaceae</i> ↗ | 0,81–0,32 | IX | 1,10–0,32 |
| 13 | BP ↗=VWZ, kein Getreide, <i>Polypideaceae</i> ↗↗, an Obergrenze Hiatus bis Neuzeit | 1,10–0,81 | | |
| 12 | <i>Pinus</i> -reicher EMW, <i>Alnus</i> vor <i>Quercus</i> , jüngster <i>Corylus</i> -Peak, Nutzung ↗, BP ↘ | 1,72–1,10 | VIII | 2,15–1,10 |
| 11 | Einsetzen der <i>Fagus</i> - und <i>Carpinus</i> -Kurve, <i>Ulmus</i> ↘, erste Nutzungszeiger, BP ↘ | 2,15–1,72 | VI+VII | 4,32–2,15 |
| 10 | <i>Betula</i> - <i>Corylus</i> - <i>Pinus</i> -Wald mit letztmalig <i>Ulmus</i> ↗, P+S ↘↘, NBP niedrig | 2,43–2,15 | | |
| 9 | EMW- <i>Corylus</i> - <i>Betula</i> - <i>Pinus</i> -Wald bei <i>Alnus</i> -↗, NBP niedrig | 3,40–2,43 | | |
| 8 | EMW- <i>Betula</i> - <i>Pinus</i> - <i>Corylus</i> -Wald, <i>Corylus</i> -Maximum, NBP leicht ↗ | 3,56–3,40 | | |
| 7 | EMW- <i>Betula</i> - <i>Corylus</i> - <i>Pinus</i> -Wald, NBP niedrig, hoher <i>Ulmus</i> -Quotient | 4,32–3,56 | | |
| 6 | <i>Corylus</i> - <i>Betula</i> - <i>Pinus</i> -Wald mit abschließendem <i>Corylus</i> -Maximus, NBP niedrig | 5,81–4,32 | V | 5,81–4,32 |
| 5 | <i>Betula</i> -reicher <i>Pinus</i> -Wald mit niedrigen NBP (Ø 6,3), <i>Quercus</i> , <i>Ulmus</i> und <i>Corylus</i> ↗ | 6,62–5,81 | IV | 7,66–5,81 |
| 4 | <i>Betula</i> -reicher <i>Pinus</i> -Wald, NBP ↗ auf Ø 27,5; P+S ↗ | 7,16–6,62 | | |
| 3 | <i>Pinus</i> -reicher <i>Betula</i> -Wald, kräftiger NBP ↘ auf Ø 19 | 7,78–7,16 | | |
| 2 | <i>Betula</i> - <i>Pinus</i> -Waldtundra, umgelagerte Pollen, Schwammnadel-Peak | 8,62–7,78 | III | 8,72–7,66 |
| 1 | Waldtundra, <i>Pinus</i> - und <i>Betula</i> -Dominanz, umgelagerte P+S | 8,72–8,62 | | |

Tab. 4: Übersicht über die Vegetationsabschnitte des Profils MÜR-9 mit Tiefenangaben und Pollenzonen.

↗ = Anstieg, Zunahme (stark = ↗↗), ↘ = Abfall, Abnahme (stark = ↘↘)

Chemische Parameter: Glühverlust Ø 2,46 %, CaCO₃ Ø 25,82 %. Ab jetzt beginnt ein das gesamte Präboreal andauernder Karbonatanstieg.

Vegetationsabschnitt 4 (7,16–6,62 m) = PZ IV: Schneller Wechsel zu einem *Betula*-reichen *Pinus*-Wald mit äußerst hohen NBP-Werten (NBP/100 BP = 27,5), welcher der PBO entspricht (Diskussion unter 6.4., VA 9, sowie unter 6.5.). Vereinzelt tritt schon *Corylus* auf. Unter den NBP dominieren erstmals die *Poaceae* zusammen mit den in weitaus geringerer Anzahl vorhandenen *Cyperaceae* gegenüber Krautpflanzen anderer Familien. Zu Beginn von Vegetationsabschnitt 4 sprunghafter Anstieg der Pollenproduktion (hohe P+S-Werte). Die hohen *Poaceae*-Werte könnten als Beleg für einen ab jetzt bestehenden Röhrichtgürtel angesehen werden. *Pediastrum* und *Tetraedon* steigen deutlich an, während der Schwammnadelanteil weiter sehr stark abnimmt. Chemische Parameter: Abschnitt des Übergangs von dominierender minerogener zu dominierender CaCO₃-Sedimentation bei von 6 auf 10 % ansteigendem Glühverlust und von 32 auf 56 % weiter ansteigendem CaCO₃-Gehalt (Ø-Werte 8,2 bzw. 44,4 %).

Vegetationsabschnitt 5 (6,62–5,81 m) = PZ IV: Weiterhin *Betula*-reicher *Pinus*-Wald mit zusätzlich geringen Anteilen von *Ulmus*, *Quercus* und *Corylus*. Im Unterschied zu Vegetationsabschnitt 4 fallen die ausgesprochen niedrigen NBP/100 BP (Ø 6,3) und die somit erhöhten BP+Str.-Werte auf. Des Weiteren weist dieser Vegetationsabschnitt besonders in seiner oberen Hälfte weitaus niedrigere P+S-Werte auf. Sämtliche Gewässerindikatoren sind vertreten, dabei nur noch geringe Schwammnadelanteile. Chemische Parameter: Glühverlust und CaCO₃ weiter bis auf 80 % ansteigend (Ø 12,47 % bzw. Ø 60,8 %).

Vegetationsabschnitt 6 (5,81–4,32 m) = PZ V (5,81–4,32 m): Lichter *Corylus*-*Betula*-*Pinus*-Wald, *Corylus* dabei auf ca. 45 Sträucher/100 BP zunehmend, vereinzelt auch *Juniperus*. Zur Obergrenze hin zunehmend treten in geringer Anzahl außerdem *Ulmus* und *Quercus* auf. Erneut leichte NBP-Zunahme (NBP/100 BP = 10,6), vor allem der *Poaceae*. Letztere können sowohl aus der Krautdecke noch lichter Wälder als auch von einem Röhrichtgürtel stammen. In der oberen Hälfte tritt erstmals natürlicherweise *Calluna vulgaris* auf. Gewässerarten (*Pediastrum* u. a.) sind repräsentativ mit vertreten. Die P+S-Werte des unteren Abschnitts liegen recht hoch, die der reichlichen oberen Hälfte jedoch relativ niedrig. Die Grenze zu PZ VI bzw. Vegetationsabschnitt 7 wird beim Einsetzen der geschlossenen *Alnus*- und *Tilia*-Kurven gezogen. Chemische Parameter: An der Basis Glühverlust auf Ø 7,2 % abfallend, CaCO₃ Ø 79,9 % mit Maximalwerten bei 85 %.

Vegetationsabschnitt 7 (4,32–3,56 m) = PZ VI+VII (4,32–2,15 m): Lichter EMW-*Betula*-*Corylus*-*Pinus*-Wald, in dem pollenanalytisch der *Pinus*-Anteil immer noch Ø 60 % ausmacht und in dem die EMW-Komponenten weitaus schwächer und langsamer, als aus dem Älteren Atlantikum bekannt, zunehmen. Auf 100 BP kommen ca. 50 lichtbedürftige *Corylus*-Sträucher. Nasse Standorte benötigende Gehölze (*Alnus*, *Fraxinus*, *Salix*) sind im Seeumland erst sehr untergeordnet mit vertreten, zumal auch Moore noch fehlten. Die NBP/100 BP-Werte liegen mit 8,92 nur wenig niedriger als in Vegetationsabschnitt 6 und dürften ähnlichen Standorten entsprechen. Es erfolgt ein Ansteigen der *Pediastrum*- und *Botryococcus*-Typ-Werte, was aus der Trophie-Zunahme resultieren dürfte. Weitere Merkmale sind hoher *Ulmus*-Quotient, niedrige P+S-Werte und das natürliche Vorkommen von *Calluna vulgaris*. Chemische Parameter: Glühverlust Ø 8,06 %, CaCO₃ Ø 77,05 %.

Vegetationsabschnitt 8 (3,56–3,40 m) = PZ VI+VII: Lichter EMW-*Betula*-*Pinus*-*Corylus*-Wald mit dem *Corylus*-Maximum des gesamten Profils (70 Sträucher/100 BP). Die NBP/100 BP-Werte steigen von 7,7 nahe der Basis auf 16,5 nahe der Obergrenze (Ø 12,1). Die meisten Parameter – auch die chemischen – verhalten sich gegenläufig zu jenen der benachbarten Vegetationsabschnitte, darunter auch Gehölzarten wie *Pinus*, *Betula*, *Quercus* und *Ulmus*. *Alnus* nimmt weiterhin schwach zu. Während der *Ulmus*-Quotient und der BP+Str.- sowie der *Pinus* ganze-Wert abnehmende Werte aufweisen, nehmen die NBP-, *Pediastrum*-, *Botryococcus*-Typ- und P+S-Werte leicht zu. Chemische Parameter: Kurzzeitig starke Zunahme sowohl des Glühverlusts als auch des mineralischen Anteils auf Kosten des Karbonatgehaltes: Glühverlust Ø 31,3 %, CaCO₃ Ø 37,75 %.

Vegetationsabschnitt 9 (3,40–2,43 m) = PZ VI+VII: EMW-*Corylus*-*Betula*-*Pinus*-Wald bei stetig zunehmendem *Alnus*-Anteil im Gewässerumland. Letztere steigt von 3,5 auf 19 % im oberen Drittel an und erreicht ab Vegetationsabschnittsmitte höhere Werte als *Quercus*. *Corylus* fällt von 50 auf 20/100 BP

ab. Die NBP/100 BP-Werte erreichen mit nur \bar{O} 5,95 die niedrigsten NBP-Mittelwerte des gesamten Profils, was auf eine geschlossene dichte Bewaldung schließen lässt, wobei *Alnus* und *Corylus* ihre höchsten Anteile in Seenähe erreicht haben dürften. Der *Ulmus*-Quotient zeigt wieder sehr hohe Werte. Auffallend sind die schnell ansteigenden bzw. zum Vegetationsabschnittsende wieder steil abfallenden P+S-Werte, die in der Vegetationsabschnittsmitte die höchsten Werte in diesem Diagramm erreichen. Die Algen zeigen weiterhin leicht erhöhte Anteile. Chemische Parameter: Glühverlust an der Basis mit 17,25 % noch erhöht, sonst um 7,4 (\bar{O} 10,67) und an der Obergrenze erneut steil zunehmend, CaCO_3 schnell wieder ansteigend von 61,8 auf 82,2 % (\bar{O} 74,3) und an der Obergrenze abrupt abfallend.

Vegetationsabschnitt 10 (2,43–2,15 m) = PZ VI+VII: Phase eines Wasserspiegeltiefstandes und anschließend beginnenden Wiederanstieges zumindest des Grundwasserspiegels. Dem Zeitraum des Wasserspiegeltiefstandes entspricht kurzzeitig ein extrem starker Rückgang der P+S-Werte, die noch innerhalb des Vegetationsabschnitts 10 sehr steil wieder ansteigen. Dieses P+S-Minimum wird also von zwei Phasen extrem hoher P+S-Werte umgeben. Es bestand ein *Corylus*-EMW-*Pinus*-Wald mit letztmalig hohen *Ulmus*-Werten innerhalb der EMW-Komponenten (= letztmalig hohe U-Quotienten). Dabei erfolgt eine Zunahme von *Pinus* bis auf max. 54 % der BP bei gleichzeitigem Rückgang von *Betula*. *Alnus* bleibt bei nur max. 18 % weiter vor *Quercus*. Es fehlt noch jegliche ackerbauliche Nutzung, die NBP/100 BP-Werte bleiben weiterhin niedrig (\bar{O} 7,3). Die Algen-Kurven bleiben weiterhin kräftig und es setzt eine zunächst erst leichte Zunahme der *Polypodiales*-Kurve ein. Chemische Parameter: Glühverlust von ca. 30 auf ca. 65 % an der Obergrenze ansteigend (\bar{O} 45), CaCO_3 von 13 auf 0 % nahe der Obergrenze abfallend (\bar{O} 7,2 %). Kurzzeitige Zunahme des Minerogenanteils auf bis zu 45 %. Daraus wird geschlossen, dass der Übergang von einem Seestandort zu einem blänkenreichen Moorstandort als Folge der Buchtabriegelung durch einen Strand- bzw. Eisschubwall erfolgte.

Vegetationsabschnitt 11 (2,15–1,72 m) = PZ VIII (2,15–1,10 m): *Pinus*-reicher EMW mit relativ hohem *Corylus*-Anteil (bis zu 28 Sträucher/100 BP) und deutlich erhöhten *Tilia*-Werten (nutzungsbedingt?), wobei der Kiefernanteil gegenüber dem Atlantikum sehr stark zurückgeht. Des Weiteren tritt *Fraxinus* erstmals stärker auf und erreicht in den VA 11 und 12 die höchsten Anteile innerhalb des gesamten Profils. *Alnus* ist etwas stärker als *Quercus* vertreten, was für ausgedehnte Feuchtareale im näheren Umland als Folge zunehmender Vermoorung der Seerandgebiete spricht. Der *Ulmus*-Anteil nimmt gegenüber dem Atlantikum leicht ab, der *Ulmus*-Quotient jedoch aufgrund der Eichen- und Linden-Zunahme innerhalb der EMW-Komponenten weitaus stärker.

Dieser Vegetationsabschnitt ähnelt weitgehend dem VA 12, er wurde von diesem vor allem abgetrennt, um den starken Abfall der *Pediastrum*-Kurve im mittleren Teil des Subboreals (= an der Obergrenze von Vegetationsabschnitt 11) auf Werte nur noch wenig über Null hervorzuheben. Es erfolgt der Übergang zu einem terrestrischen Nassstandort mit *Alnus*-Dominanz mit zunächst noch bestehenden See-beeinflussten Blänken. Mit diesem Übergang verbunden ist ein Anstieg der *Polypodiaceae* und Laubmoose als Nassstandorts- und Verlandungszeiger. Erstmals ist Getreideanbau im Profil und wahrscheinlich auch Waldweide mit erstmals auch höheren Kulturbegleiter-Werten nachweisbar. Im unteren Teil erreichen die NBP/100 BP-Werte nur im Mittel 7,6, im oberen bei agrarischer Nutzung um 19,4 (\bar{O} 13,5). Im unteren Teil erscheinen letztmalig äußerst hohe P+S-Werte, die im oberen Teil stark abfallen. Chemische Parameter: Glühverlust \bar{O} 79,14 %, CaCO_3 fehlt.

Vegetationsabschnitt 12 (1,72–1,10 m) = PZ VIII: *Pinus*-reicher EMW mit jüngstem *Corylus*-Gipfel gegen Ende dieses VA (bis zu 44,5 Haselpollen je 100 BP) und bei erhöhtem Offenlandanteil. *Alnus* ist nach wie vor etwas stärker als *Quercus* vertreten, *Fagus* und *Carpinus* kommen ab jetzt in geringen Anteilen regelmäßig vor. Die NBP/100 BP-Werte erreichen im Mittel 23,0 und steigen zur Zeit des Hasel-Peaks auf 30,2 an. Analog wie in Vegetationsabschnitt 11 sind *Tilia* und letztmalig *Ulmus* innerhalb des EMW stärker mitvertreten, sind jedoch – analog wie schon in Vegetationsabschnitt 11 – gegenüber denen des Atlantikums erniedrigt. Der Getreide-, *Plantago*-, *Rumex*- und *Calluna*-Peak in der oberen Hälfte dieses Vegetationsabschnitts werden der Urnenfelderbronzezeit zugeordnet. Vor allem der erhöhte *Corylus*-Anteil sowie auch die eine landwirtschaftliche Nutzung belegenden Parameter sprechen für einen merklichen Offenlandanteil, wahrscheinlich auch die besonders stark angestiegenen *Poaceae*-Werte. Die

Algen-Parameter erreichen seit Beginn dieses Vegetationsabschnitts nur noch geringe Beträge, während andererseits *Polypodiaceae* und Laubmoose und die leicht angestiegenen *Cyperaceae* auf fortschreitende Verlandung hinweisen. Seit Beginn dieses Vegetationsabschnitts werden bis zur Gegenwart keine hohen P+S-Werte mehr erreicht. Chemische Parameter: Glühverlust Ø 89,4 %, CaCO₃ fehlt.

Vegetationsabschnitt 13 (1,10–0,81 m) = PZ IX (1,10–0,32 m): Dieser Zeitraum ist durch *Pinus*-Dominanz bei gleichzeitigem Rückgang aller Gehölzarten einschließlich *Corylus* gekennzeichnet. Er dürfte aufgrund seiner hohen BP+Str.- und *Pinus ganze*-Werte sowie der sehr niedrigen NBP-Werte (NBP/100 BP = 8,6) bei fehlendem Getreideanbau der Eisenzeit entsprechen, die im Müritz-Raum äußerst dünn besiedelt war. Leicht erhöhte P+S-Werte unterstützen diese Annahme. Nächst-wichtige Gehölzarten sind *Alnus* und *Quercus*, die im Diagramm in etwa gleich stark vertreten sind. Der kräftige *Corylus*-Abfall erfolgt an der Grenze von der Urnenfelderbronzezeit zur Eisenzeit. Der Bewaldungsgrad ist gegenüber den angrenzenden Vegetationsabschnitten merklich erhöht und erreicht fast die für nutzungsfreie Zeiträume typischen hohen Werte. Dabei trat die Kiefer als Erstbesiedler freier Flächen auf. Erstmals sehr hohe *Polypodiales*-Werte bei nur noch vereinzelt auftretenden Gewässerzeigern sprechen dafür, dass dieser Raum – abgesehen von gelegentlichen Überflutungen – vollhydromorph-terrestrisch geworden ist. Chemische Parameter: Glühverlust 87,26 %, CaCO₃ fehlt.

Vegetationsabschnitt 14 (0,81–0,32 m) = PZ IX: Dieser VA beginnt mit einem kurzen *Quercus*- und *Alnus*-Peak, eichenreiche Wälder haben offensichtlich den Wiederbewaldungspionier Kiefer abgelöst. Den Hauptteil von VA 14 charakterisiert jedoch ein mehrfacher Häufigkeitswechsel innerhalb der meisten Hauptparameter, wahrscheinlich als Folge zeitweiser Nutzungseingriffe während der Römischen Kaiserzeit. Diese Schwankungen treten vor allem in den *Pinus*-, *Betula*-, *Alnus*- und NBP-Kurven einschließlich Getreide auf. Auch *Fagus* und *Carpinus* bei immer noch relativ niedrigen Anteilen machen die Oszillationen mit, ebenso *Corylus* bei letztmalig noch leicht erhöhten Werten. *Alnus* und vor allem *Quercus* gehen im Verlaufe dieses VA stark zurück und erreichen weiter oberhalb ähnlich hohe Werte nicht mehr. Getreideanbau und Weidewirtschaft, letztere über *Plantago*-Arten, sind nur zeitweise und dann auch nur in relativ geringer Quantität nachweisbar. Zumeist niedrige BP+Str.- sowie *Pinus ganze*-Werte sprechen ebenso wie die NBP/100 BP-Werte (37,6) für eine weitaus waldfreiere Landschaft als zur Eisenzeit, wobei letztere vor allem auch aufgrund hoher *Poaceae*- und *Cyperaceae*-Werte erreicht werden. Trotz deutlichen Rückgangs gegenüber den angrenzenden Vegetationsabschnitten treten noch relativ hohe *Polypodiaceae*-Werte bei gleichzeitiger Zunahme von Sporen des Laubmoos-Typs auf. Erstmals seit dem Spätglazial werden wieder sehr niedrige P+S-Werte erreicht, die bis zur Sedimentoberfläche in etwa dieser Höhe verharren. Chemische Parameter: Glühverlust 77,8 %, CaCO₃ fehlt.

Vegetationsabschnitt 15 (0,32–0,23 m) = Vwz? der PZ Xa, (0,32–0,23): VA mit geschlossener Bewaldung bei Zunahme des *Pinus*-Anteils auf 60 % bei sehr niedrigen *Corylus*- und NBP-Werten und fehlendem Getreideanbau (NBP/100 BP = 13,0). Unter den Baumarten folgen *Alnus* vor *Quercus* und *Salix*. Die hohen BP+Str.- und *Pinus ganze*-Werte sprechen ebenfalls für mehr oder weniger geschlossene Bewaldung, der äußerst hohe *Polypodiales*-Anteil sowie die hohen Anteile von *Alnus* und *Salix* für einen farnreichen (*Thelypteris palustris* über Perispor-Befunde mit nachgewiesen) Erlenbruchwald am Beprobungsstandort. Dieser Abschnitt entspricht eventuell der Völkerwanderungszeit, worauf außer den niedrigen NBP-Werten vor allem die hohen BP+Str.- und *Pinus ganze*-Werte hinweisen. Die hohen *Polypodiaceae*-Werte sprechen für einen zunehmend landfest werdenden Moorstandort. Weiterhin sehr niedrige P+S-Werte. Chemische Parameter: Glühverlust 82,75 %, CaCO₃

Vegetationsabschnitt 16 (0,23–0,14 m) = PZ Xb 0,23–0,07 m): Zwischen VA 15 und diesem befindet sich ein mehrere Jahrhunderte währender, fast das gesamte *Fagus*-Maximum der Slawenzeit mit seinen nur niedrigen *Pinus*-Werten umfassender Hiatus. In diesem VA dominieren schon *Pinus*-Anteile zwischen 55 und 75 %. Derart hohe Werte treten im jüngeren Holozän nur zwischen Deutscher Ostkolonisation und Gegenwart auf. Nur eine Probe (bei 18,5 cm u. Flur) weicht vom Gesamtspektrum ab. Diese zeigt ein Pollenspektrum, das für jungslawenzeitliche Rodungsinseln mit Weidewirtschaft und kleinräumiger Beackerung typisch sein könnte. Diese eine Probe fällt auf durch ihren relativ niedrigen *Pinus*-Anteil, durch auffallend hohe *Quercus*-, *Tilia*-, *Alnus*- und *Betula*-Werte, *Fagus*- und *Carpinus*-Werte um je 4 % sowie durch einen erhöhten Besatz von NBP inklusive *Plantago lanceolata*.

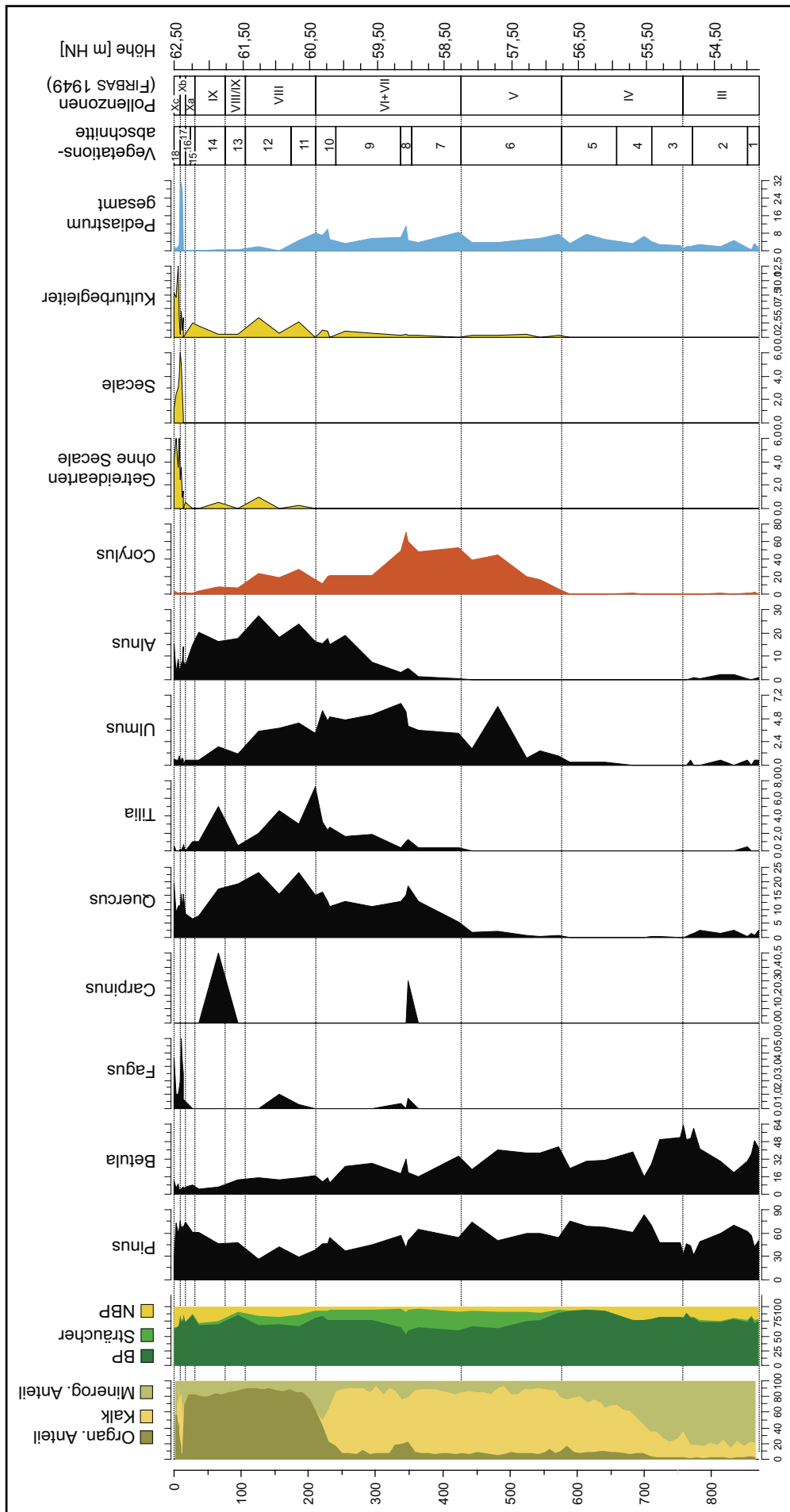


Abb. 20: Verkürztes Pollendiagramm MÜR-9 mit den Hauptbaumarten.

Aufgrund des sehr hohen *Pinus*-Gehaltes fast aller Proben wird dieser VA schon der Pollenzone Xb zugeordnet, und zwar dem Zeitraum des Einsetzens des Müritz-Aufstaus und direkt danach (VA 25 im Profil MÜR-2). Der fehlende Bereich des Sedimentkörpers von MÜR-9 wurde wahrscheinlich in der Anfangsphase des Müritz-Aufstaus abgetragen bzw. umgelagert. Dafür spricht – ausgenommen die obersten Proben – das noch fast völlige Fehlen von Algen und Schwammnadeln, deren eutrophierungsbedingte Zunahme erst im VA 17 nachweisbar ist. Im Profil MÜR-2 entspricht die in MÜR-9 fehlende Sedimentsäule einer Seekreidemächtigkeit von ca. 2,5 Metern.

Weiter fällt auf, dass *Alnus* hinter *Quercus* zurückfällt. Die Ursache dafür liegt – analog MÜR-2, VA 25 – darin, dass der Lebensraum der Erle durch den Überflutungsprozess, der bis an den Klifffuß reichte, verloren ging. Getreideanbau fand nur vereinzelt statt. Die P+S-Werte sind nach wie vor niedrig. Die NBP/100 BP-Werte sind stark schwankend zwischen 13,3 an der Obergrenze und 47,8 in der Probe 18,5 cm. Die generell relativ hohen NBP-Werte resultieren aus hohen *Poaceae*- und *Cyperaceae*-Werten. Parallel dazu tritt letztmals ein äußerst hoher *Polypodiales*-Anteil auf, der an der Obergrenze dieses Vegetationsabschnitts abrupt zurückgeht. Es handelt sich um das aufstaubedingte Ende des bisherigen Torfwachstums. Chemische Parameter: Glühverlust Ø 74,65 %, CaCO₃ außer an Obergrenze (3,6 %) fehlend.

Vegetationsabschnitt 17 (0,14–0,07 m) = PZ Xb: Dieser Vegetationsabschnitt umfasst den jüngeren Teil des Zeitraums zwischen Aufstaubeginn und erster Absenkung des Müritz-Spiegels um ca. 1800 AD. Er ist durch sehr hohe NBP- und *Pinus*-Werte gekennzeichnet sowie durch das erstmalige Auftreten so hoher Getreidewerte, wie sie in der Regel erst für die Zeit nach der Deutschen Ostkolonisation typisch sind. Dabei unterliegt der NBP-Anteil großen Schwankungen zwischen solchen über 34/100 BP an der Basis, in der Mitte sowie am oberen Ende des Vegetationsabschnitts, während dazwischen Werte von 23,7 und 15,4 auftreten (Ø 29,4/100 BP). In der unteren Hälfte dieses Vegetationsabschnitts werden kurzzeitig *Fagus*-Werte von bis zu 5 %, die höchsten des gesamten Profils, erreicht. Analog dem Diagramm MÜR-2, Vegetationsabschnitte 25 und 26, weist dieser VA ebenfalls einen sehr starkem Rückgang von *Alnus* und sehr hohe *Pinus* ganze- sowie BP+Str.-Werte während der Aufstauphase der Müritz auf. Letztere wird außer durch hohe CaCO₃-Werte auch durch die extrem starke eutrophierungsbedingte Zunahme von *Pediastrum* sp., *Botryococcus*-Typ, *Tetraedon* sp. und von Schwammnadeln speziell in diesem VA belegt. Sehr niedrige P+S-Werte. Chemische Parameter: Beide unterliegen starken Schwankungen. Der Glühverlust (Ø 22,8 %) schwankt zwischen 46 % an der Basis und 32 % an der Obergrenze sowie nur 9,5 % im Mittelbereich. Gegenläufig verlaufen die CaCO₃-Werte (Ø 49,7 %) mit bis zu 76 % im mittleren Bereich und nur 14 % an der Basis.

Vegetationsabschnitt 18 (0,07–0,00 m) = PZ Xc (0,07–0,00 m): Dieser Vegetationsabschnitt ist infolge meliorativer Maßnahmen nur bruchstückhaft und in gestörter Lagerung erhalten. Er wurde vor allem aufgrund des sehr starken Rückgangs von Algen, *Cladocera* und Schwammnadeln getrennt ausgewiesen, der als Folge der Müritz-Absenkung und Wiedermoorwerdung nach ca. 1820 u. Zeit zu interpretieren ist. VA 18 weist den höchsten NBP- (53,1/100 BP) und Kulturbegleiter-Besatz sowie den niedrigsten BP-/Str.-Anteil des gesamten Profils auf. Der hohe Kulturbegleiter-Anteil spricht für eine noch relativ extensive agrarische Nutzung. Die *Pinus*-Dominanz der beiden vorangegangenen Vegetationsabschnitte schwächt ab zugunsten von *Salix*, *Quercus* und *Betula*. Des weiteren fallen ein kurzzeitiger Laubmoostyp-Peak und besonders niedrige P+S-Werte auf. Chemische Parameter: Glühverlust von 41,7% auf 57,1 % ansteigend (Ø 51,4 %), CaCO₃ von 30 auf 20 % abnehmend (Ø 23,7 %).

6.4 Profundal der Sietower Bucht

Das Pollendiagramm MÜR-2 ist dem gleichnamigen Kompositprofil MÜR-2 (Abb. 4) zuzuordnen und stellt das erste Seen-Pollendiagramm aus dem Gebiet der Großseenplatte dar, welches den gesamten Zeitraum vom ausklingenden Pleniglazial bis in die Zeit um 2000 u. Z. umfasst. Es basiert auf 297 ausgezählten Proben. Davon entfallen 84 Proben auf den Zeitraum vom ausklingenden Pleniglazial bis

zum Ende der Jüngerer Dryas. Im Text findet ein verkürztes Pollendiagramm MÜR-2 mit den Hauptbaumarten und Kulturbegleitern Verwendung (Abb. 20).

Bei der Charakterisierung der 30 Vegetationsabschnitte zwischen Meiendorf-Intervall und Gegenwart sowie 10 Pollenzonen des Pollendiagramms MÜR-2 wird vor allem auf die sich von den Nachbarabschnitten unterscheidenden Besonderheiten eingegangen, während gleich bis ähnlich bleibende Parameter nicht bei jedem Abschnitt miterwähnt werden. Aufgrund der noch relativ geringen Anzahl von Spätglazial-Profilen werden anschließend die Vegetationsabschnitte des Spätglazials ausführlicher beschrieben als die holozänen Alters. Das ausklingende Pleniglazial wurde als Vegetationsabschnitt 0 aufgenommen.

KURZCHARAK-
TERISTIK DER
VEGETATIONS-
ABSCHNITTE

Vegetationsabschnitt 0 (14,80–14,39 m) = Ausklingendes Pleniglazial (14,80–14,39 m): Diesen Abschnitt kennzeichnen ein hoher NBP-Anteil ($\bar{\emptyset}$ 48,35 NBP je 100 BP), der an der Grenze zum Meiendorf-Intervall auf 65 NBP ansteigt, *Pinus*-Vorherrschaft unter den BP sowie Dominanz umgelagerter Pollen gegenüber Arten der zeittypischen Tundren-/Steppentundrenvegetation mit *Artemisia*, *Chenopodiaceae*, *Ericales* u. *Sedum*-Typ kennzeichnen diesen Zeitraum. Letztere sind infolge des hohen Anteils umgelagerter BP und Krautpflanzen – vor allem wohl aus dem Eem – mengenmäßig unterdrückt und somit anteilig zu schwach vertreten. *Salix*, *Juniperus* und *Cyperaceae* als typische Lokalarten treten hingegen schon stärker hervor. Die *Cyperaceae* und im obersten Bereich auch die *Poaceae* erreichen auffallend hohe Werte. Sporen vom Laubmoos-Typ kommen erst untergeordnet vor, und die P+S-Werte sind äußerst niedrig. Speziell der hohe *Pinus*-Anteil könnte auch durch äolischen Ferntransport mitverursacht sein. Die niedrigen *Pinus ganze*-Werte sprechen für stärkere mechanische Beanspruchung der Pollen und das Vorkommen von Schwammnadeln und *Pediastrum* – falls nicht umgelagert – für ein belebtes Gewässer. Der hohe Anteil umgelagerter Komponenten spricht für einen zumindest zeitweise starken Sedimenteintrag durch Sedimentauswaschung bzw. -umlagerung. Dasselbe Pollenbild aus dem ausklingenden Pleniglazial ist bisher auch von einem Pollendiagramm (LAMPE & JANKE 2002) aus der Südlichen Althäger Sandmulde (Fischland) bekannt. Der von DE KLERK (in: DE KLERK et al. 2001) beschriebene Reinberg-Horizont konnte von uns nicht erfasst werden; vielleicht waren unsere Beprobungsabstände dazu zu weitständig. Chemische Parameter: Glühverlust zwischen 2,2 und 3,2 ($\bar{\emptyset}$ 2,74 %), CaCO_3 zwischen 17,5 und 22,7 % schwankend ($\bar{\emptyset}$ 19,3 %).

AUSKLINGENDES
PLENIGLAZIAL

Vegetationsabschnitt 1 (14,39–13,98 m) = Meiendorf-Intervall (14,39–13,98 m): Diesen Vegetationsabschnitt kennzeichnet nach schnellem Anstieg auf maximal 19,8/100 BP das einzige *Hippophae*-Maximum des Profils bei stetem *Pinus*-Rückgang zu Gunsten von *Betula* bei weiterhin hohem *Salix*-Anteil (zwischen 9 % im Zentralbereich und maximal 23 %). Die NBP/100 BP-Werte liegen mit $\bar{\emptyset}$ 43,7 niedriger als in den beiden angrenzenden Vegetationsabschnitten und enthalten einen beachtlichen Anteil tundren-/tundrensteppenspezifischer Arten. Unter ihnen ist *Artemisia* jedoch weiterhin nur geringfügig mitvertreten. Das BP-Bild kennzeichnet eine abnehmende *Pinus*-Dominanz mit Zunahme von *Betula*. Die Anzahl umgelagerter Wärme liebender Pollen erreicht immer noch >20 Pollen/100 BP, was nach wie vor von stärkerer Sedimentzufuhr in das Müritz-Becken zeugt. Dafür sprechen auch die in der unteren Hälfte besonders niedrigen *Pinus ganze*-Werte. Des Weiteren treten regelmäßig Schwammnadeln und *Pediastrum* auf, ab jetzt ist außerdem *Alona rustica* regelmäßig vertreten. Der Anteil der Sporen vom Laubmoos-Typ nimmt leicht zu. Im Gewässerumland bestand eine kräuterreiche Tundra mit Pioniergehölzen bei weiterhin starker Sedimentumlagerung. Weiterhin sind sehr niedrige P+S-Werte vorhanden. Chemische Parameter: Glühverlust $\bar{\emptyset}$ 2,77 %, CaCO_3 $\bar{\emptyset}$ 21,7 %.

MEIENDORF

Vegetationsabschnitt 2 (13,98–13,65 m) = PZ Ia: In diesem Vegetationsabschnitt ist *Pinus* nur noch wenig stärker als *Betula* vertreten, und der NBP-Anteil steigt auf $\bar{\emptyset}$ 49/100 BP. Während die *Hippophae*-Werte auf $\bar{\emptyset}$ nur noch 6 Pollen je 100 BP abfallen, beträgt der *Salix*-Anteil $\bar{\emptyset}$ 20 % der BP. Viele der Parameter gleichen noch denen von Vegetationsabschnitt 2. Auffallend ist des Weiteren ein leichter Rückgang umgelagerter Pollen und Sporen sowie von Schwammnadeln. Es fällt auf, dass der Kurvenverlauf letzterer dem der umgelagerten Pollen ähnelt, und es ist nicht auszuschließen, dass die Spongien ebenfalls umgelagert sind. Erstmals treten Kopfkapseln von Zuckmückenlarven auf, deren Vorkommen

ÄLTESTE DRYAS

in diesem Diagramm auf die Pollenzonen I und II beschränkt ist. Des Weiteren fällt eine weitere Zunahme von Sporen des Laubmoos-Typs auf. Die niedrig bleibenden *Pinus ganze*-Werte führen zur Annahme einer fast baumfreien Tundrenlandschaft.

Auffallend ist der mit Beginn der zweiten Hälfte dieses Vegetationsabschnittes einsetzende und auch die VA 3 und 4 kennzeichnende zickzackförmige Verlauf vieler Diagrammparameter einschließlich der sedimentchemischen Werte. Vor allem erkennbar ist dieser Fakt am Verlauf der BP-, NBP-, *Pinus*- u. *Betula*-Kurven. Es wird vermutet, dass die *Pinus*-reicheren Proben einen besonders hohen Anteil an präspätglazialen Pollen mit enthalten. Der Kurvencharakter des erwähnten Zeitraumes spricht für einen Abschnitt besonders intensiver Sedimentumlagerungen. Die Ursachen hierfür könnten im Austauen des Permafrostes im unmittelbaren Seeumland ebenso liegen wie in Solifluktion oder einer auf nur wenige Wochen konzentrierten Schneeschmelze. Chemische Parameter: Glühverlust von 3,2 auf max. 4,4 (Ø 3,53 %), CaCO₃ auf max. 24,3 % ansteigend (20,07 %).

BØLLING Vegetationsabschnitt 3 (13,65–13,48 m) = PZ Ib (13,65–13,48 m): Dieser Vegetationsabschnitt ist gekennzeichnet durch eine schnelle Zunahme und Dominanz baumförmiger *Betula* vor *Pinus* und letztmalig stärkeres Auftreten von *Hippophae* (Ø 10,2/100 BP) sowie rückläufige, aber immer noch hohe *Salix*-Werte (Ø 13/100 BP) bei weiterhin noch relativ hohen NBP-Anteilen (Ø 39,7). Es handelt sich um das Bølling, die erste Wiederbewaldungsphase mit dem Charakter einer sich zunehmend schließenden Parktundra. In dieser Pollenzone setzt die geschlossene Kurve von *Alona rustica* ein, außerdem tritt erstmals *Pediastrum integrum*, eine Grünalge vorwiegend klarer oligotropher Seen, auf. Charakteristisch ist eine weitere Abnahme umgelagerter Arten. In diesem Vegetationsabschnitt beginnt der CaCO₃-Abfall und parallel dazu die Zunahme des Glühverlustes in Richtung Allerød. Chemische Parameter: Glühverlust 2,6–4,5 (Ø 3,67 %), CaCO₃ schwankt zwischen 12,2 und 21,6 % (Ø 14,8 %), der Minerogen-Anteil liegt bei >80 %.

ÄLTERE DRYAS Vegetationsabschnitt 4 (13,48–13,42 m) = PZ Ic (13,48–13,42 m): Kurzer Abschnitt mit besonders niedrigen BP- und besonders hohen NBP-Werten (Ø 53 NBP/100 BP) und letztmalig sehr starken Sedimentbewegungen. Die beiden benachbarten Vegetationsabschnitte mit Dominanz baumförmiger *Betula* (Bølling und frühes Allerød) werden von kurzzeitiger *Pinus*-Dominanz unterbrochen. Aufgrund dieser und des sehr hohen NBP-Anteils ist mit einer trocken-kontinental geprägten Park- bis Waldtundra zu rechnen. Die Ältere Dryas ist der vorerst letzte Abschnitt mit durchgehend hoher Sedimentdynamik. Chemische Parameter: Glühverlust Ø 3,66 %, CaCO₃ Ø 13,04 %.

ALLERØD Vegetationsabschnitt 5 (13,42–13,28 m) = PZ II (13,42–13,00 m): Das Allerød beginnt mit einem zunehmend sich schließenden *Pinus*-reichen *Betula*-Wald mit schnell abnehmendem NBP-Anteil (Ø 21,2). Auffallend sind ein kräftiger Anstieg der BP-, BP+Str.- und *Pinus ganze*-Kurven sowie ein steiler Rückgang umgelagerter Pollen und des Schwammnadelbesatzes. *Hippophae* und *Artemisia* treten nur noch vereinzelt auf. *Botryococcus* und *Pediastrum* kommen immer noch sehr vereinzelt vor, darunter *Pediastrum integrum*, eine Grünalge vorwiegend borealer Gewässer. Ein erster leichter Anstieg der P+S-Werte belegt eine erhöhte Pollenproduktion, die im Zusammenhang mit der allerød-zeitlichen Klimaerwärmung steht. Chemische Parameter: Glühverlust 3,1–6,7 (Ø 4,5 %), CaCO₃ Ø 8,7 %, Minerogen-Anteil im mittleren Teil auf über 90 % ansteigend. Rückgang der Wassertiefe?

Vegetationsabschnitt 6 (13,28–13,00 m) = PZ II: Dieser Hauptabschnitt des Allerød ist durch *Pinus*-Dominanz gekennzeichnet. Er lässt sich in drei Subabschnitte untergliedern (Tab. 2). Der unterste (13,28–13,22 m) ist bei wärmer und trockener werdenden Klimabedingungen durch einen steilen *Pinus*-Anstieg und *Betula*-Abfall auf durchschnittlich 70 % bzw. 24 % des BP-Anteils bei gleichzeitigem Rückgang der Nichtbaumpollen auf nur 10 je 100 BP gekennzeichnet. Darauf folgt nach oben zu zwischen 13,22 und 13,13 m Sedimenttiefe ein Zeitraum mit leichter *Betula*- und NBP-Zunahme auf durchschnittlich 33,6 BP/100 BP bzw. 13,3 NBP/100 BP bei in etwa gleichzeitigem Anstieg des Karbonatgehaltes auf durchschnittlich 23,9 %. Er entspricht einer leichten Abkühlungsphase, der Gerzensee-Oszillation. Den jüngsten, zwischen 13,13 und 13,0 m unter Sedimentoberfläche anstehenden Subabschnitt, charakterisieren außer der Laacher See-Tephra bei 13,05 m Kerntiefe das spätglaziale *Pinus*-Maximum mit durchschnittlich 72 % Kiefern-Anteil und ein Rückgang des NBP-Anteils auf nur 9,5 NBP/100 BP.

| VA | Hauptmerkmale der VA | VA-Tiefen [m] | PZ | PZ-Tiefen [m] |
|----|---|---------------|------------|---------------|
| 30 | Jünger als 1955, BP↗, NBP/Getreide↘, <i>Zea</i> | 0,00–0,22 | Xc | 0,00–0,90 |
| 29 | <i>Pinus</i> -Dominanz, NBP und <i>Pediastrum</i> noch hoch | 0,22–0,54 | | |
| 28 | <i>Pinus</i> -Dominanz, Getreide-Maximum | 0,54–0,70 | | |
| 27 | <i>Pinus</i> -Aufforstungen nach 1837, Zunahme landw. Ntzg. | 0,70–0,90 | | |
| 26 | 2. Phase Müritz-Aufstau, geringe landw. Nutzung, <i>Pinus</i> ↗ | 0,90–2,10 | Xb | 0,90–2,84 |
| 25 | 1. Phase Müritz-Aufstau, landw. Nutzung↘, <i>Corylus</i> -Peak | 2,10–2,65 | | |
| 24 | Rodungen, Dt. Ostkolon., starke Nutzung, <i>Pediastrum</i> ↗ | 2,65–2,84 | | |
| 23 | Jungslaw. Nutzungsrückgang, Obergrenze <i>Fagus</i> -Peak | 2,84–3,05 | Xa | 2,84–5,52 |
| 22 | Jungslaw. Nutzungsspeak, <i>Fagus</i> hoch, NBP und Getreide↗ | 3,05–3,25 | | |
| 21 | <i>Fagus</i> leicht↘, <i>Betula</i> -Anstieg: Rodung, kaum Nutzung | 3,25–3,72 | | |
| 20 | <i>Fagus</i> -Maximum, naturnahe Wälder, inselhafte Nutzung | 3,72–4,22 | | |
| 19 | EMW- <i>Fagus</i> -Wald, <i>Alnus</i> hoch, Nutzung gering | 4,22–5,19 | | |
| 18 | Schneller <i>Fagus</i> ↗, viel <i>Alnus</i> , <i>Pinus</i> ↘, kaum Ntzg., VWZ | 5,19–5,52 | | |
| 17 | EMW- <i>Pinus</i> -W., <i>Alnus</i> hoch, <i>Fagus</i> ↗5 %, kaum Nutzung | 5,52–7,05 | IX | 5,52–6,90 |
| 16 | <i>Corylus</i> - <i>Pinus</i> -reicher EMW, <i>Alnus</i> ↗, Urnenfelder-BZ | 7,05–7,97 | VIII | 6,90–9,50 |
| 15 | <i>Corylus</i> - <i>Pinus</i> -reicher EMW, <i>Alnus</i> vor <i>Quercus</i> , Ntzg. ↗ | 7,97–8,80 | | |
| 14 | Einsetzende <i>Fagus</i> -Kurve, erste Ntzg., <i>Ulmus</i> ↘, Wald s.15 | 8,80–9,50 | | |
| 13 | Wald s. 15, <i>Alnus</i> um 20 %, <i>Ulmus</i> -Quot. hoch, NBP niedrig | 9,50–10,98 | VI+ VII | 9,50–11,38 |
| 12 | EMW- <i>Bet.</i> - <i>Cor.</i> - <i>Pin.</i> -Wald, NBP niedrig, <i>U.</i> -Quot. hoch | 10,98–11,38 | | |
| 11 | <i>Cor.</i> - <i>Bet.</i> - <i>Pin.</i> -Wald m. abschl. <i>Cor.</i> -Max., NBP niedrig | 11,38–11,73 | V | 11,38–11,73 |
| 10 | Dichter <i>Betula</i> - <i>Pinus</i> -Wald mit niedrigem NBP-Anteil | 11,73–11,93 | IV | 11,73–12,23 |
| 9 | Starke <i>Pinus</i> -Dominanz vor <i>Betula</i> , NBP-Werte um 18,5 | 11,93–12,05 | | |
| 8 | Lichter <i>Pinus</i> - <i>Betula</i> -Wald, kräftiger NBP↘ auf Ø 18 | 12,05–12,23 | | |

Tab. 5: Übersicht über die Vegetationsabschnitte des Profils MÜR-2 mit Tiefenangaben und Pollenzonen.

| VA | Hauptmerkmale der VA | VA-Tiefen [m] | PZ | PZ-Tiefen [m] |
|----|--|---------------|-----|---------------|
| 7 | Lichte Waldtundra mit <i>Pinus</i> vor <i>Betula</i> , umgelag. P+S↗ | 12,23–13,00 | III | 12,23–13,00 |
| 6 | Dichter <i>Betula-Pinus</i> -Wald, NBP niedrig, umgel. P+S↘↘ | 13,00–13,28 | II | 13,00–13,42 |
| 5 | <i>Pinus</i> -reicher <i>Betula</i> -Wald, NBP↘, umgelag. P+S↘ | 13,28–13,42 | | |
| 4 | <i>Salix-Betula-Pinus</i> -Parktundra, NBP-Max., starke Umlag. | 13,42–13,48 | Ic | 13,42–13,48 |
| 3 | <i>Pin.-Bet.-</i> Waldtundra, NBP↗, <i>Hipp.-Ph.?</i> , umgel. P+S↘ | 13,48–13,65 | Ib | 13,48–13,65 |
| 2 | <i>Hippophae</i> -Phase.+ <i>Salix</i> -Peak, <i>Betula</i> = <i>Pinus</i> , NBP + umgelagerter P+S↗↗ | 13,65–13,98 | Ia | 13,65–13,98 |
| 1 | <i>Hippophae</i> -Phase und <i>Salix</i> ↗, NBP und umgelagerter P+S↗↗, <i>Pinus</i> vor <i>Betula</i> | 13,98–14,39 | Mei | 13,98–14,39 |
| 0 | <i>Pinus</i> hoch bei Dominanz umgel. P+S, NBP < VA 2+3 | 14,39–14,80 | aPl | 14,39–14,80 |

↗ = Anstieg, Zunahme (stark = ↗↗), ↘ = Abfall, Abnahme (stark = ↘↘)

Sowohl die klimatische Erwärmung und das daraus resultierende beschleunigte Austauen von Permafrost und Toteis als auch die geschlossene Bewaldung der die Müritz umgebenden Pleistozänlandschaft führten zu einem Absinken sowohl des Grund- als auch des Seewasserspiegels der Müritz. Am trockensten dürfte es während der ältesten und jüngsten Subphase gewesen sein. Des Weiteren kennzeichnen diesen Vegetationsabschnitt sehr hohe *Pinus ganze*-Werte und erstmals leicht erhöhte P+S-Werte. Die Gewässerindikatoren *Pediastrum*, *Botryococcus*-Komplex und *Alona* treten nur vereinzelt und nicht in jeder Probe auf und der Schwammnadel-Anteil erreicht die niedrigsten Spätglazial-Werte. Es gibt fast keine umgelagerten Pollen mehr. Chemische Parameter: Glühverlust zwischen 5 und 9 % (Ø 6,8 %) schwankend; der CaCO₃-Gehalt steigt von 5,3 % zu Beginn auf 28 % an, um während und nach der Tephra-Ablagerung bis auf 3,3 % abzufallen (Ø 10,7%).

JÜNGERE DRYAS

Vegetationsabschnitt 7 (13,00–12,23 m) = PZ III (13,00–12,23 m): Erneute Zunahme der NBP auf Ø 29,62/100 BP bei starker Abnahme des BP-Anteils und von *Pinus ganze* kennzeichnen das Pollenbild ebenso wie stark erhöhte *Artemisia*-, *Cyperaceae*-, *Juniperus*- und *Salix*-Werte. Hinzu kommen ein Rückgang von P+S sowie der *Pinus ganze*-Werte, aber auch der jüngste Anstieg umgelagerter Pollen/Sporen und von Schwammnadeln. Es besteht eine leichte Dominanz von *Pinus* gegenüber *Betula* in einer wahrscheinlich stark lückigen Waldtundra. Chemische Parameter: Glühverlust zwischen 3,8 und 8,8 (Ø 5,2 %), und CaCO₃ zwischen 10,0 und 20,7 % (Ø 13,6 %) schwankend, dabei in Richtung Präboreal ansteigend.

PRÄBOREAL

Vegetationsabschnitt 8 (12,23–12,05 m) = PZ IVa (12,23–12,05 m): *Pinus-Betula*-Wald mit sehr hoher BP-Zahl, sehr hohen *Pinus ganze*-Werten und leicht ansteigenden P+S-Werten sowie schnell abnehmendem NBP-Anteil auf Werte unter 20 (Ø 16,88) je 100 BP kennzeichnen den Klima-Umschwung, der sich zu Beginn dieses Vegetationsabschnitts vollzieht (Friesland-Schwankung nach BEHRE 1966). Es gibt keine umgelagerten Pollen mehr. Weitere Merkmale von Vegetationsabschnitt 8 sind niedrige *Artemisia*-Werte, Rückgang von *Salix* und der Schwammnadelkurve auf Werte unter 5 sowie eine leichte Zunahme von *Pediastrum*. Chemische Parameter: Glühverlust bei Ø 5,4 % schwankend, CaCO₃ zwischen 17 und 31 (Ø 27,4) % schwankend.

Vegetationsabschnitt 9 (12,05–11,93 m) = PZ IVb (12,05–11,93 m): Kurze Waldphase mit besonders starker *Pinus*-Dominanz, sehr hohen *Pinus ganze*-Werten und leichtem Baumpollen-Rückgang, die auch im Parallelprofil genauso markant ausgeprägt ist, sowie gegenüber VA 8 leicht ansteigenden NBP-Werten. Letztere schwanken zwischen 26 und 10,5 (Ø 17,2) je 100 BP. Eine Dreiteilung des Präboreals – wie auch im Profil MÜR-2 deutlich ausgebildet – wurde in der Literatur verbreitet beschrieben, wobei dessen Mittelabschnitt sowohl als Kälte- (PBO) als auch als Trockenphase charakterisiert wurde. Letztere Einstufung trifft auch für den Müritz-Standort zu, wobei beide Auffassungsrichtungen nicht im Widerspruch zueinander stehen sollten, denn eine Abkühlungsphase könnte an küstenferneren Standorten mit einer Zunahme der Kontinentalität verbunden sein. Die Abkühlungsphase des mittleren Präboreals wird gekennzeichnet durch eine merkliche NBP- und *Pinus*-Zunahme sowie durch einen Karbonatpeak. Chemische Parameter: Glühverlust zwischen 5,1 und 6,7 (Ø 6,12) %, CaCO₃ von 37 auf 42,6 (Ø 38,7) % ansteigend.

Vegetationsabschnitt 10 (11,93–11,73 m) = PZ IVc (11,93–11,73 m): Geschlossener *Betula*-reicher *Pinus*-Wald mit leichtem *Betula*-Peak (vor *Pinus*) im mittleren Bereich bei durchweg niedrigem NBP-Anteil (Ø 7,76/100 BP). Auffallend ist der steile Anstieg der P+S-Werte auf Beträge bis zu 2000 P+S/100 BP, die sowohl im unteren Drittel als auch gegen Ende des VA erreicht werden. Während des *Betula*-Peaks fallen sie jedoch unter 600 ab. Die übrigen Palynoparameter ändern sich innerhalb des VA hingegen kaum. In der Sediment-Zusammensetzung sind hingegen ein Abfall von CaCO₃ sowie eine Zunahme des Minerogenanteils auffällig. Deren Werte erreichen im älteren Boreal ein zwischenzeitliches Minimum bzw. Maximum. Chemische Parameter: Glühverlust zwischen 4,6 und 7,65 (Ø 6,25) % schwankend, CaCO₃ von 30 auf 16,2 (Ø 22,43) % abfallend.

Vegetationsabschnitt 11 (11,73–11,38 m) = PZ V (11,73–11,38 m): Phase der Entwicklung von einem geschlossenem *Betula-Pinus*-Wald zu einem lichterem *Corylus-Betula-Pinus*-Wald mit Erreichen des ersten *Corylus*-Maximums am Ende des Vegetationsabschnitts. Dieser Vegetationsabschnitt lässt sich in zwei Subabschnitte untergliedern. Der längere ältere Teil ist durch einen *Betula-Pinus*-Wald mit zunehmendem *Corylus*-Anteil, niedrigen NBP-Werten (7,5 je 100 BP) und äußerst niedrigem Karbonat- sowie sehr hohem Minerogengehalt charakterisiert. Der jüngere kürzere Abschnitt weist äußerst hohe *Corylus*-Werte in einem lichten, stärker kontinental-trocken geprägten *Betula-Pinus*-Wald bei schon geringer Mitbeteiligung von *Ulmus* und *Quercus* auf. Gegenüber VA 11a sind im jüngeren Subabschnitt die NBP-Werte leicht (9,2) und kurzzeitig der Karbonatgehalt stark erhöht. Für das gesamte Boreal charakteristisch sind besonders hohe BP+Str-Werte, immer noch hohe *Pinus ganze*- und P+S-Werte sowie eine leichte Zunahme des Algenanteils und der Beginn der geschlossenen *Calluna*-Kurve. Im älteren Boreal weist der Karbonatgehalt ein zwischenzeitliches Minimum und der Minerogenanteil ein Wertemaximum auf. Chemische Parameter: Glühverlust von 4,6 auf 16,9 (Ø 8,32) % ansteigend, CaCO₃-Gehalt zwischen 5,4 und 22,3 % zu Beginn des jüngeren Boreals (Ø 10,75) schwankend. Dabei sind die niedrigeren Werte jeweils auf den längeren älteren Abschnitt konzentriert.

BOREAL

Vegetationsabschnitt 12 (11,38–10,98 m) = PZ VI+VII (11,38–9,50 m): *Corylus*- und *Betula*-reicher *Pinus*-Wald mit *Tilia*- und *Ulmus*-reichem EMW. *Quercus* und *Alnus* erreichen an der Obergrenze je ca. 10 % BP-Anteil. *Pinus* fällt von 60 auf 40 % der BP, *Corylus* von 56 auf 22 je 100 BP ab. Die Untergrenze wurde mit Einsetzen geschlossener *Alnus*-, *Tilia*- und *Fraxinus*-Kurven gezogen, die Obergrenze am Ende des *Pinus*- und *Corylus*-Abfalls. Ausschließlich die Vegetationsabschnitte 12 (U*100/U+T+Qu = Ø 26,6) und 13 kennzeichnet ein sehr hoher *Tilia*- und *Ulmus*-Anteil. Die NBP-Werte und NBP ohne *Poaceae*+*Cyperaceae* betragen in Vegetationsabschnitt 12 Ø nur 7,25 bzw. Ø 1,62. In den Vegetationsabschnitt 11–13 tritt verbreitet *Rubus chamaemorus*, in 12 und 13 auch *Sphagnum* auf, einmal kam *Drosera rotundifolia* vor. Die Uferlinie dürfte zu dieser Zeit nicht weit vom Bohrpunkt entfernt gewesen sein. Die *Pinus ganze*-Werte nehmen gegenüber den Vegetationsabschnitten 8–11 etwas ab, sind aber immer noch sehr hoch; des Weiteren sehr hohe P+S-Werte und eine leichte Zunahme des Algenspektrums. Chemische Parameter: Steiler Anstieg des CaCO₃-Gehaltes an der Grenze des Vegetationsabschnitt 11 zu 12. Glühverlust zwischen 10 und 15,7 (Ø 14,2) und CaCO₃ zwischen 30–67 (Ø 36,3) % schwankend.

ATLANTIKUM

Vegetationsabschnitt 13 (10,98–9,50 m) = PZ VI+VII: EMW-*Pinus*-Wald mit *Corylus*-Werten von nur noch 20–10 % Anteil. Der *Pinus*-Anteil schwankt zwischen 40 und nur reichlich 30 % an der Obergrenze, während *Alnus* und *Quercus* von 10 % auf reichlich 20 % an der Obergrenze zunehmen. *Fraxinus* erreicht im oberen Teil gar sein Profilmaximum. Der *Ulmus*-Quotient ($U \cdot 100 / U + T + Qu$) beträgt \bar{O} 26,36. *Hedera* tritt durchgehend auf, *Viscum* ist auf den oberen Bereich beschränkt. Die NBP-Werte und NBP ohne *Poaceae*+*Cyperaceae* sind mit \bar{O} 6,11 bzw. \bar{O} 2,07 ausgesprochen niedrig. Der humusärmere (10,98–9,63 m) und der obere humusreichere Abschnitt (9,63–9,50 m) unterscheiden sich mit 6,2 bzw. 6,0 NBP/100 BP nur wenig voneinander. Regelmäßiges Vorkommen der Moorbewohner *Rubus chamaemorus* und *Sphagnum* spricht für Ufernähe zu jener Zeit. Diesen VA kennzeichnen des Weiteren hohe P+S-Werte. Die *Pinus ganze*-Werte erreichen zwar nicht mehr ganz so hohe Werte wie in den Vegetationsabschnitten 8–11, sind aber immer noch recht hoch. Des Weiteren ist eine leichte Zunahme des Algenanteils zu beobachten. Im Unterschied zu einem wechselnden Verlauf der Sedimentkurven mit hohen Glühverlust-Werten im oberen Bereich (Schwemmtorf?) zeigen die Palynokurven für den gesamten VA 13 einen ausgeglichenen einheitlichen Verlauf. Chemische Parameter: Dem Glühverlust (\bar{O} 22,32 %) zufolge lässt sich dieser Abschnitt in einen unteren (11,08–10,0 m) mit \bar{O} 16,29 % und einen kürzeren oberen (10,0–9,74 m) mit \bar{O} 32,42 % Glühverlust (Höchstwert 44,2 %) untergliedern. Der obere Abschnitt könnte für größere Ufernähe zur Zeit des ausklingenden Atlantikums sprechen. Der Karbonatgehalt (Gesamtdurchschnitt 38,3 %) weist im weitaus größeren unteren Abschnitt (11,08–9,90 m) große Schwankungen zwischen 68 und 35 (\bar{O} 45,2 %) auf; auf einem nur 6 cm mächtigen Abschnitt zwischen 9,9 bis 9,84 m fällt er auf \bar{O} 8,24 % ab, um gegen Ende des Vegetationsabschnitt 13 erneut wieder auf 36,4 % anzusteigen.

SUBBOREAL

Vegetationsabschnitt 14 (9,50–8,80 m) = PZ VIII (9,50–6,90 m): *Pinus*-reicher EMW mit durchgehend höheren *Corylus*-Werten als in Vegetationsabschnitt 13 sowie hohen *Alnus*-Werten im Niederungsumland (ähnlich hoch wie *Quercus*). NBP-Werte mit \bar{O} 7,7/100 BP relativ niedrig, verbreitet schon *Plantago lanceolata*. Das Ende des *Ulmus*-Maximums und das zunehmend regelmäßige Auftreten von *Fagus* und *Carpinus* sowie das durchgehende Auftreten von Siedlungsbegleitern bestimmen die Grenze zwischen den Vegetationsabschnitten 13 und 14 sowie den Pollenzonen VII und VIII. Bei 8,89 m erfolgt der erste Getreidenachweis bei noch niedrigen Werten der Siedlungszeiger. P+S hoch. Chemische Parameter: Glühverlust auf Werte um 10 % absinkend (\bar{O} 11,6 %), $CaCO_3$ zwischen 60 und 70 (\bar{O} 63,7 %) schwankend.

Vegetationsabschnitt 15 (8,80–7,97 m) = PZ VIII: *Corylus*- und *Pinus*-reicher EMW, *Alnus* etwas häufiger als *Quercus*, NBP-Werte (\bar{O} 9,75) leicht ansteigend, dabei im unteren Teil nur Werte um 5,2 und im oberen Teil um 14,3 aufweisend. Im oberen Teil (höher als 8,4 m) erste längere Phase stärkerer agrarischer Nutzung mit etwas Getreideanbau und erhöhten Kulturbegleiter-Werten (um 5,6), vor allem auch *Plantago lanceolata*. Chemische Parameter: Glühverlust \bar{O} 12,45 %, $CaCO_3$ \bar{O} 61,3 %.

BRONZEZEIT

Vegetationsabschnitt 16 (7,97–7,05 m) = PZ VIII: Leichter zeitweiser *Pinus*-Rückgang und *Betula*-Anstieg mit jüngstem *Corylus*-Gipfel und deutlicher *Alnus*-Dominanz gegenüber *Quercus*. NBP-Werte mit \bar{O} 9,86/100 BP bei Schwankungen von 5,0 bis 13,6. Zeitweise geringer Getreideanbau, *Plantago lanceolata* hingegen ist durchgehend kräftig vorhanden. Chemische Parameter: Glühverlust \bar{O} 14,2 %, $CaCO_3$ \bar{O} 58,0 % mit Schwankungen von nur 48,5 bis 66,6 %. Das $CaCO_3$ -Minimum könnte mit der Urnenfelderbronzezeit zusammenfallen. Die niedrigsten $CaCO_3$ -Werte stimmen mit den niedrigsten NBP-Werten überein, die höchsten $CaCO_3$ -Werte entsprechen auch den höchsten NBP-Werten.

SUBATLANTIKUM

Vegetationsabschnitt 17 (7,05–5,52 m) = PZ Ende VIII+IX (6,90–5,52 m): Zunahme von *Pinus* auf >30 %, weitere Hauptgehölze *Alnus* vor *Betula* und *Quercus*, *Fagus* zwischen 2–5 %. Ackerbau und Weide nur kleinflächig, aber in den meisten Proben nachweisbar. P+S hoch. NBP-Werte \bar{O} 12,14 mit stärkeren Schwankungen und Minimalwerten um 7. Chemische Parameter: Glühverlust \bar{O} 14,53 %, $CaCO_3$ \bar{O} 55,26 %.

VÖLKERWANDE-
RUNGSZEIT

Vegetationsabschnitt 18 (5,52–5,19 m) = PZ Xa (5,52–2,84 m): Unterster Bereich des *Fagus*-Optimums mit höheren *Alnus*- als *Quercus*-Werten. *Pinus* abnehmend, jedoch noch >20 %; besonders niedrige NBP-, *Polypodiales*- und *Pediastrum*-Werte, kaum Getreide- und Kulturbegleiterarten; noch hohe *Pinus*

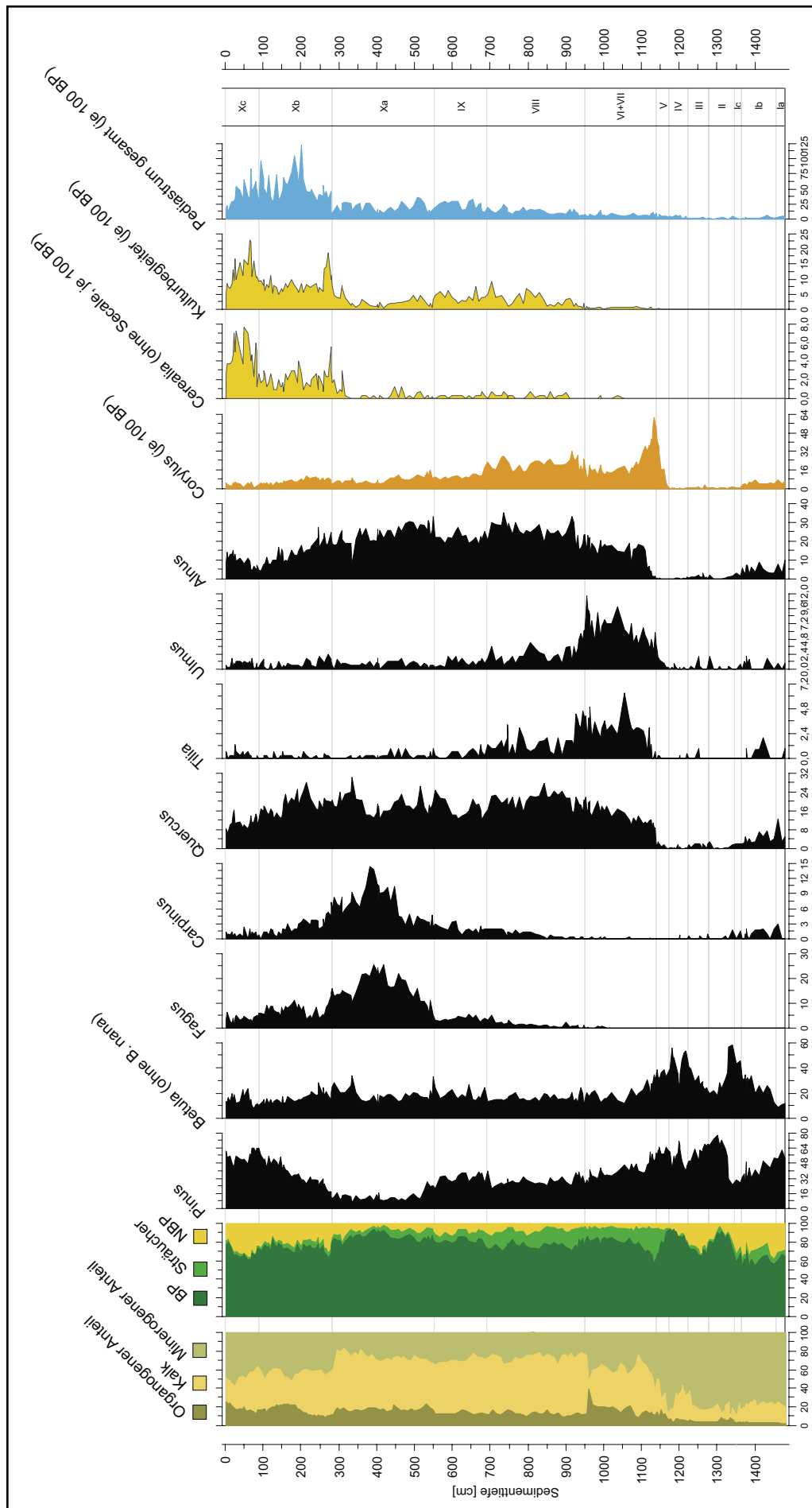


Abb. 21: Verkürztes Pollendiagramm MÜR-2 mit den Hauptbaumarten.

ganze-Werte, sehr hohe P+S-Werte. NBP-Werte \bar{O} 6,35/100 BP (Völkerwanderung?). Chemische Parameter: Glühverlust \bar{O} 21,0 %, CaCO_3 \bar{O} 47,1 %, zwischen 5,52–5,34 ein weiteres CaCO_3 -Minimum.

Vegetationsabschnitt 19 (5,19–4,22 m) = PZ Xa: *Fagus*-Anstieg auf >20 % bei sehr niedrigen *Pinus*- und NBP-Werten. *Alnus* dominiert deutlich vor *Quercus*. *Betula*-Werte übertreffen die sehr niedrigen von *Pinus* (Vegetationsabschnitt 19–23). Sehr hohe P+S-Werte. Geringfügiger Ackerbau, die NBP-Werte liegen bei \bar{O} 8,1/100 BP. Chemische Parameter: Glühverlust \bar{O} 17,7 %, CaCO_3 \bar{O} 55,0 %.

Vegetationsabschnitt 20 (4,22–3,72 m) = PZ Xa: *Fagus*-Optimum bei besonders niedrigen Werten von NBP, *Pinus*, *Quercus* und *Corylus* sowie der Pollen-/Sporen-Summe. *Alnus* stark vertreten. An der Grenze der Vegetationsabschnitte 20/21 findet ein kräftiger Rückgang des Feucht- und Wasserpflanzenanteils innerhalb der Nichtbaumpollen statt. Deren niedrigerer Anteil bleibt bis zur Gegenwart erhalten. Sehr hohe BP-Werte. Naturnahe Wälder, nur inselhafter Ackerbau und NBP-Werte nur \bar{O} 4,9/100 BP. Chemische Parameter: Glühverlust \bar{O} 16,13 %, CaCO_3 \bar{O} 56,9 %.

SLAWENZEIT

Vegetationsabschnitt 21 (3,72–3,25 m) = PZ Xa: Beginnender Abfall der BP-Kurve und auch der *Fagus*-Kurve, letztere auf Werte <20 . Steiler Anstieg der *Betula*-Kurve als Rodungsindikator, vor allem zu Ungunsten von *Fagus* und *Alnus*, die *Pinus*-Kurve bleibt weiterhin niedrig. Zunahme der NBP-Werte auf \bar{O} 9,54/100 BP infolge jungslawenzeitlicher agrarischer Nutzung mit Roggen als Hauptgetreide. P+S leicht erhöht. Chemische Parameter: Glühverlust \bar{O} 17 %, CaCO_3 \bar{O} 59,8 %.

Vegetationsabschnitt 22 (3,25–3,05 m) = PZ Xa: Jungslawenzeitliches Nutzungsmaximum mit kurzzeitig stärker ansteigenden NBP-, Getreide (Roggen)- und Unkraut-Werten und ebenfalls kurzzeitig abnehmendem BP-Anteil. *Betula*-Anteile doppelt so hoch wie von *Pinus*, die *Fagus*-Werte machen immer noch 14–15 % der BP-Zahl aus. *Alnus* und *Quercus* sind nahezu gleich stark vertreten. Die NBP-Werte steigen auf \bar{O} 23,6 an. Die *Pinus* ganze- und BP-Werte zeigen einen der markantesten Rückgänge des gesamten Profils. Chemische Parameter: Glühverlust \bar{O} 18,3 %, CaCO_3 \bar{O} 62,7 %.

Vegetationsabschnitt 23 (3,05–2,84 m) = PZ Xa: Rückgang der Nutzung und somit der NBP-Werte auf \bar{O} 15,8. Der Vegetationsabschnitt reicht bis zur Obergrenze des *Fagus*-/*Carpinus*-Maximums bei noch geringem *Pinus*-Anteil, wobei *Betula* stärker als *Pinus* vertreten ist. *Fagus* erreicht \bar{O} 14 % der BP. Es kommt gegenüber Vegetationsabschnitt 22 zu einem deutlichen Abfall der NBP-Kurve mit Werten um nur noch \bar{O} 15,8/100 BP. Die *Pediastrum*-Werte steigen noch nicht an. Chemische Parameter: Glühverlust \bar{O} 17,0 %, CaCO_3 \bar{O} 60,5 %.

DEUTSCHE OST-KOLONISATION

Vegetationsabschnitt 24 (2,84–2,65 m) = PZ Xb (2,84–0,90 m): Die Grenze zwischen den Vegetationsabschnitten 23 und 24 bildet das Ende einer nutzungsärmeren Walddominanz mit *Quercus*, *Alnus* und *Fagus*. *Fagus* erreicht gegen Ende dieses Vegetationsabschnitts nur noch einen Anteil von 8 % der BP. Durch die frühmittelalterliche Rodung im Rahmen der Ostkolonisation erfolgt in diesem VA ein besonders markanter Rückgang der BP, insbesondere von *Fagus*, *Carpinus* und EMW, während *Corylus* ansteigt. *Salix* weist einen isolierten Peak auf. Parallel dazu setzt ein sehr steiler Anstieg der NBP-Werte (\bar{O} 40,4/100 BP) einschließlich Getreide und Unkräutern als Folge schnell zunehmender agrarischer Nutzung ein. *Pinus* und *Betula* sind in etwa gleich stark mit Werten unter 20 % vertreten, wobei in diesem Vegetationsabschnitt eine bis zum Vegetationsabschnitt 27 währende *Pinus*-Zunahme einsetzt. BP-, *Pinus* ganze- und P+S-Werte sind besonders niedrig. Es beginnt der nutzungsstimulierte Anstieg der *Pediastrum*-Kurve. In Bezug auf Entwaldungsgrad und Flächenanteil agrarisch genutzter Areale werden vergleichbar hohe Werte nur noch in den Vegetationsabschnitten 27–29 erreicht. Chemische Parameter: Parallel zum Rodungsprozess einsetzende Abnahme des Kalk- und Humusgehaltes im Sediment: Glühverlust \bar{O} 12,75 %, CaCO_3 \bar{O} 50,2 %.

ENTWALDUNG

WASSERMÜHLEN-STAU

Vegetationsabschnitt 25 (2,65–2,10 m) = PZ Xb: Rückgang der agrarischen Nutzung bei nur noch mäßig hohem NBP-Anteil als Folge des durch den Mühlenstau bedingten Wasserspiegelanstiegs der Müritz und des damit verbundenen Rückgangs auch der Besiedlungsdichte im unmittelbaren Seeumland. Parallel dazu erfolgte eine Wiederzunahme des Waldanteils mit stetig ansteigender *Pinus*-Kurve bei beginnender Abnahme von *Alnus*, *Betula* und *Fagus* zugunsten von *Quercus* und *Pinus*, wobei der kräftige *Fagus*-Abfall auf diesen Vegetationsabschnitt beschränkt ist. Der einsetzende Erlenrückgang lässt sich dabei als Folge des Verlustes der ehemaligen Uferzone erklären. Charakteristisch sind des Weiteren ein

auffallender *Corylus*-Peak als Folge der Aufflichtung der Wälder, eine leichte Zunahme der *Cyperaceae* und ein weiterer Anstieg von *Pediastrum* bei Werten noch unter 50/100 BP. Aus dem Seespiegelanstieg resultiert auch ein deutlich niedrigerer Glühverlust, außerdem setzt sich der im Vegetationsabschnitt 24 einsetzende Kalkrückgang im Gewässer weiter fort. NBP-Werte Ø nur 26/100 BP, wobei die beiden untersten von insgesamt 10 Werten mit Ø 38,9 NBP/100 BP noch den Übergang von Vegetationsabschnitt 24 bilden. Chemische Parameter: Glühverlust Ø nur 10,4 %, CaCO₃ Ø 49,2 %.

Vegetationsabschnitt 26 (2,10–0,90 m) = PZ Xb: Ähnlich Vegetationsabschnitt 25 bei ab jetzt längerzeitig erreichter *Quercus*-Dominanz gegenüber *Alnus*. Dieser Abschnitt dürfte bei weiterhin geringerer agrarischer Nutzung bis ca. 1837 u. Z. gedauert haben. *Pinus* steigt weiter kräftig an auf Kosten von *Betula*, *Quercus* und *Alnus*. *Fagus* (7,6%) ist mit zwei Peaks von ø 9 bzw. 8,2 % leicht erhöht, die für Phasen einer natürlichen Buchenzunahme sprechen dürften. Der obere Peak wird dabei in die Zeit nach dem Dreißigjährigen Krieg gesetzt (siehe unten). Die *Alnus*-Werte liegen durchweg unterhalb jener von *Quercus*. Offensichtlich ging durch den Spiegelanstieg der Müritz eines der natürlichen Hauptvorkommensgebiete der Erle, die Müritz-Uferzone, verloren. Die NBP-Kurve zeigt oberhalb der Mitte (ca. 150–(115)125 cm) ein ausgesprochenes Minimum, welches auf den Dreißigjährigen Krieg und die unmittelbare Folgezeit hinweisen könnte, in etwa auf den Zeitraum von 1630 bis 1700. Zwischen 150–125 cm Sedimenttiefe liegen die NBP/100 BP-Werte bei nur 23,2 während sie in den beidseitigen Anschlussbereichen bei 30 und darüber liegen. Auffallend sind zwischen 131–105 cm Beprobungstiefe der zweite *Fagus*-Peak (fünf Proben) mit erhöhten *Fagus*-Werten, die bei Ø 8,2 statt Ø 5,8 in den angrenzenden Tiefenbereichen (147–131 cm bzw. 105–86 cm) liegen. Dieser Fakt könnte für eine mehrere Jahrzehnte währende Buchenzunahme in der Zeit nach dem Dreißigjährigen Krieg sprechen. Die *Pediastrum*-Kurve steigt von Vegetationsabschnitt 24 steil an und fällt erst gegen Ende des Vegetationsabschnittes 29 wieder ab bei stark oszillierendem Kurvenverlauf. P+S gering. NBP-Werte Ø nur noch 28,6/100 BP. Chemische Parameter: Glühverlust Ø 19,26 %, CaCO₃ Ø 35,5 %, das ausgedehnte CaCO₃-Minimum dürfte dem Zeitraum der Kleinen Eiszeit entsprechen.

DREISSIGJÄHRIGER KRIEG

Vegetationsabschnitt 27 (0,90–0,70 m) = PZ Xc (0,90–0,00 m): Beginn einer Phase (Vegetationsabschnitte 27–29) sehr starken BP-Rückgangs bei schneller, sehr starker Zunahme des Ackerbaus ab spätestens 1837/1840. In Vegetationsabschnitt 27 kurzer *Pinus*-Peak mit Ø 62,85 *Pinus*-Pollen/100 BP (als Folge von Aufforstungen sowie evtl. auch durch Pionierbesiedlung auf trocken gefallenem ehemaligen Seeflächen) bei weiterem Rückgang der übrigen Gehölze, untergeordnet *Quercus*, *Betula*, *Alnus* und *Fagus*, wobei *Quercus* letztmalig gegenüber *Alnus* dominiert. Nach wie vor sehr hohe *Pediastrum*-Beteiligung. NBP-Werte auf Ø 42,8/100 BP anzeigend. Chemische Parameter: Glühverlust Ø 16,1, CaCO₃ Ø 43 %.

Vegetationsabschnitt 28 (0,70–0,54 m) = PZ Xc: Höchste NBP Ø (60,5/100 BP) – einschließlich Getreide- und Unkraut-Werten im Holozän. Äußerst starke agrarische Nutzung, *Pinus*-Dominanz weit vor *Betula*, *Quercus*, *Alnus* und *Fagus*; dabei leichter *Alnus*-Anstieg auf Kosten von *Quercus*. Die beiden letzteren erreichen ab jetzt in etwa gleich hohe Werte. BP- und *Pinus* ganze-Werte besonders niedrig, weiterhin sehr hohe *Pediastrum*-Beteiligung. Chemische Parameter: Glühverlust Ø 15,74 %, CaCO₃ abfallend, Ø 39,1 %.

Vegetationsabschnitt 29 (0,54–0,22 m) = PZ Xc: Weiterhin sehr starke agrarische Nutzung mit sehr hohen NBP- und Getreide-Werten (NBP Ø 48,3/100 BP) bei weiterhin stark erniedrigten BP-Werten. Nach wie vor *Pinus*-Dominanz. Die *Alnus*-Werte sind weiterhin etwa gleich hoch wie die von *Quercus* und ähneln in ihrem prozentualen Anteil denen der Vegetationsabschnitte 28 und 30; des Weiteren etwas erhöhter *Tilia*- und *Ulmus*-Anteil sowie leicht erhöhte P+S-Werte; *Pediastrum* bei noch hohen Werten gegen Ende leicht abfallend. Chemische Parameter: Glühverlust Ø 18,5 %, CaCO₃ weiter stark abfallend, Ø 32,5 %.

Vegetationsabschnitt 30 (0,22–0,00 m) = Xc: Starker Rückgang des NBP- und somit auch des Getreide- und Unkrautanteils (NBP-Werte Ø 27,9/100) gegenüber dem vorangegangenen Vegetationsabschnitt, wahrscheinlich als Folge der schnell zunehmenden Technisierung und Chemisierung der Landwirtschaft nach 1955. Erstmals regelmäßiges Auftreten von Maispollen als Folge einer Ausweitung

NACH 1955

des Maisanbaus. Gleichzeitig setzte eine deutliche Abnahme des *Pediastrum*-Anteils ein. Deutliche Zunahme des BP-Anteils bei leichtem Anstieg von *Pinus*. Offen ist noch, ob diese Zunahme eine Folge der Industrialisierung der Landwirtschaft war oder sich der Wald-Anteil vergrößerte. Chemische Parameter: Glühverlust von 20 auf 25 % ansteigend ($\bar{\varnothing}$ 23,36 %), CaCO_3 auf $\bar{\varnothing}$ 24,6 % abfallend.

6.5 Ergebnisse und offene Fragen

REGIONALE AUSSAGEKRAFT

Die Profile MÜR-9 und MÜR-2 zeigen, was den regionalen Aspekt betrifft, sehr große Verwandtschaft mit den meisten der bisher untersuchten Profile aus der mecklenburgischen Seenplatte. Einander besonders ähnlich sind aus regionaler Sicht dabei alle jene Profile, in deren Umgebung Grundmoränenplatten bzw. nährstoffreiche Endmoränengebiete dominieren. Die Differenzen zwischen diesen Profilen resultieren vorwiegend aus Unterschieden der Nutzungsintensität im näheren Umland der jeweiligen Entnahmepunkte sowie aus unterschiedlich starker Mitbeteiligung lokaler Vegetationsgesellschaften. Das Profil MÜR-2 gehört neben dem aus dem Drewitzer See (SCHULT 2004) zu jenen mit dem geringsten Nutzungsanteil und ist als uferfernes See-Profil für regionale Aussagen besonders geeignet. Dessen Auswertung ergab unter anderem, dass zumindest für das jüngere Holozän das Pollenspektrum vorwiegend aus dem westwärts anschließenden Gebiet stammt. Dafür sprechen insbesondere der höhere *Fagus*- und *Carpinus*- sowie niedrigere *Pinus*-Anteil als in Sandarealen. Die größten Unterschiede zumindest in der jüngeren Entwicklung bestehen zum Sanderprofil Boeker Moor (KAISER et al. 2002) mit seinem merklich höheren *Pinus*- und geringeren *Fagus*- und *Carpinus*-Anteil.

SPÄTGLAZIAL

Für den Zeitraum vom ausklingenden Pleniglazial bis zum Ende der Älteren Dryas sind im Profil MÜR-2 starke Sedimentumlagerungen, belegbar über das Mitvorkommen nichtzeittypischer Pollen- und Sporenparameter, nachgewiesen. Sie hören mit Beginn des Allerøds abrupt auf und wiederholen sich in weitaus abgeschwächterem Maße während der Jüngeren Dryas. Am stärksten waren die Sedimentbewegungen dabei ab Mitte Ältester Dryas bis Ende Älterer Dryas, also auch zur Zeit des Bølling. Dieser Zeitraum fällt im Diagramm durch den zickzackförmigen Kurvenverlauf sämtlicher Hauptparameter auf. Die Ursachen könnten u. a. im auftauenden Permafrost, austauendem Toteis sowie in Solifluktion und starken Schneeschmelzen gelegen haben. Trotz dieser Sedimentdynamik konnte sich seit Beginn der Meiendorf-Wärmeschwankung innerhalb des Seebereichs eine periphytische Diatomeenflora mit Beteiligung nordisch-alpiner Arten entwickeln.

Während des Gesamtzeitraumes VA 0 bis 4 ist *Salix* – pollenanalytisch leider nicht weiter differenzierbar – mit zumeist 10–20 % Anteil am Gehölzbesatz drittstärkste Baumart. Die auch sedimentdynamisch sich verändernde Standorte besiedelnde Pionierart *Hippophae* zeigt zu Beginn des Meiendorf-Interstadials den typischen steilen Kurvenanstieg, ist aber nach ihrem für diesen VA charakteristischen Wertemaximum auch während Ältester Dryas, Bølling und Älterer Dryas relativ stark mitvertreten, was den Hinweis auf stärkere Sedimentbewegungen zu jener Zeit unterstützen dürfte. Zur Zeit des Bølling – zumindest im unmittelbaren Müritz-Umland – bestand noch keine geschlossene Walddecke, worauf der hohe Strauch- und NBP-Anteil sowie die starken Sedimentbewegungen schließen lassen. Für die Ältere Dryas (VA 4) werden aufgrund des kurzzeitigen Kiefern-Peaks trockener-kontinentalere und eventuell auch winterkältere Klimabedingungen als in den beiden benachbarten Vegetationsabschnitten angenommen. Geschlossene Waldungen bestanden während des Spätglazials nur im Allerød. Im Verlauf des jungallerødzeitlichen Vegetationsabschnittes 6 konnte die Gerzensee-Oszillation nachgewiesen werden, deren drei wichtigste Kriterien innerhalb des MÜR-2-Diagrammes eine leichte *Betula*- und NBP-Zunahme sowie eine kurzzeitige Erhöhung des Karbonatgehaltes sind, wobei *Pinus* jedoch die dominierende Baumart bleibt (vergleiche VA 6 und Tab. 2).

FRÜHHOLOZÄN

Das Präboreal ist in beiden pollenanalytisch untersuchten Profilen dreigliedert. Dabei entspricht der mittlere Abschnitt dem 11,2 ka Event der PBO bzw. Rammelbeek (GEEL et al. 1981), Kingbeekdal (BOHNCKE & HOEK 2007), Piottino oder Dryas IV, letztere im Sinne von BEHRE (1966, 1978). Das belegen im Unterschied zum frühen und späten Präboreal sowohl höhere NBP-Werte, *Pinus*-Dominanz

und ebenso wie zur Zeit der Gerzensee-Oszillation erhöhte Karbonatwerte im Müritz-Sediment. Im Unterschied zu Skandinavien war das Klima zu dieser Zeit aufgrund der größeren Küstenentfernung vor allem kontinentaler und trockener und nicht unbedingt deutlich kälter, wofür auch spricht, dass in den Müritz-Profilen *Artemisia* und *Ericales* als Offenlandzeiger nahezu fehlen.

Im jüngeren Präboreal des Diagramms MÜR-2 geht im Vergleich mit dem mittleren Präboreal und dem Boreal die *Pinus*-Dominanz gegenüber *Betula* deutlich zurück und ab der Mitte dieses VA ist sogar eine Phase mit leichter *Betula*-Dominanz bei gleichzeitig starkem Rückgang der P+S-Summe zwischengeschaltet. Die Ursache für diese Schwankung im Vegetationsbild ist unbekannt. Im Diagramm MÜR-9 bleibt die starke *Pinus*-Dominanz das gesamte jüngere Präboreal erhalten. Das Boreal weist in beiden Müritz-Diagrammen eine Zweigliederung des Pollenbildes und des Sedimentationsverhaltens auf. Dabei unterscheidet sich das jüngere Boreal vom älteren vor allem außer durch eine *Corylus-Pinus*-Dominanz sowie durch eine Zunahme der Nichtbaumpollen und im Profil MÜR-2 auch des Karbonatgehaltes. Liegt hier – ebenso wie bei der Gerzensee- und PB-Oszillation – eine besonders trockene und kontinentale oder eventuell auch kältere Phase vor? Der hohe Anteil von *Corylus* als sehr lichtbedürftiger Gehölzart spricht ebenso wie die NBP-Zunahme für eine geringe Bestandsdichte bzw. Geschlossenheit der Kiefernwälder, die als Folge eines trockenen Klimas interpretiert werden könnte.

Während die meisten der bisherigen Änderungen im palynologischen Vegetationsbild den Charakter kürzerer Oszillationen tragen, die auf kräftigere Klimaschwankungen zurückzuführen sind, beginnt mit dem Übergang vom jüngeren Boreal zum Atlantikum ein längerer Zeitraum eher kontinuierlich sich weiterentwickelnder Vegetationsgesellschaften, der abrupt durch die deutsche Ostkolonisation an der Grenze von Xa zu Xb beendet wird. In Bezug auf Diatomeen ist der Zeitraum Atlantikum bis Ende Slawenzeit der einzige Zeitraum mit Plankterdominanz in der Sietower Bucht. Die seit dem mittleren Subboreal erfolgenden menschlichen Eingriffe waren in der Regel nur kleinräumig und von kürzerer Dauer und beeinflussten den Entwicklungstrend der Waldgesellschaften nur unwesentlich. Klimaschwankungen waren in diesem über 9000 cal BP-Jahre währenden warmzeitlichen Zeitabschnitt so gering, dass sie sich auf die natürlichen Vegetationsvergesellschaftungen nicht auswirkten. Die jüngsten in etwa 750 Jahre in Pollen- und Diatomeendiagrammen im Müritzbecken sind anthropogen dominiert.

Die CaCO_3 -Kurven beider Müritzdiagramme MÜR-2 und MÜR-9 sind aufgrund ihrer verschiedenen Lage im Seebecken in den vergleichbaren Profilschnitten zum Teil unterschiedlich. Im Profil MÜR-2 dürfte der erhöhte Karbonatanteil im Müritzbecken zu Zeiten sowohl der Gerzensee- als auch der präborealen Oszillation sowie auch der des jüngeren Boreals und des mittleren Atlantikums (innerhalb der VA 6, 9 und 11 sowie während des frühen VA 13) besonders trockenen Zeiträumen entsprechen, wobei zumindest die beiden erst genannten gleichzeitig auch Kälteschwankungen waren. Mit Beginn des Subboreals stellte sich ein 5800 cal BP-Jahre langer, bis zum Einsetzen der deutschen Ostkolonisation andauernder Zeitraum hohen Karbonatgehaltes ein, der jedoch einige relativ kurze Karbonatminima aufweist. Nur zu Beginn der Pollenzone Xc (VA 27) kann nochmals ein kurzzeitiger CaCO_3 -Gipfel festgestellt werden. Als besonders starke Minima der Karbonatgehalte fallen in der jüngeren Seentwicklung vor allem die Zeit der Völkerwanderung (VA 18, 160cm Sedimenttiefe) und die Kleine Eiszeit (innerhalb VA 26, 540cm) auf.

Während im Profil MÜR-9 der Karbonatgehalt zur Zeit der Jüngeren Dryas zumeist weniger als 20 % beträgt, steigt er im Präboreal von 20 auf 75 bis 85 % an und bleibt in diesem hohen Bereich während des gesamten Boreals und des kiefernreichen Älteren Atlantikums (VA 7), um nach einem starken CaCO_3 -Abfall während des Vegetationsabschnittes 8 im Jüngeren Atlantikum (VA 9) nochmals bis auf maximal 84 % CaCO_3 anzusteigen. Die PBO äußert sich in MÜR-9 nicht in einem Karbonatpeak, sondern in einer auf diesen Zeitraum beschränkten Versteilung der CaCO_3 -Kurve. Im VA 8 fällt der Karbonatgehalt zwischenzeitlich auf bis zu 36 % ab, während gleichzeitig der Glühverlust bis auf 32 % und der Minerogenanteil auf 33,6 % ansteigen. Der CaCO_3 -Abfall in VA 10 gegen Ende des Atlantikums (2,43 bis 2,15 m unter Flur) auf null Prozent und bei gleichzeitig steilem Anstieg des Glühverlustes auf 85 % im frühen Subboreal beendet die natürliche Seentwicklung an diesem Standort. Ursache könnte außer einer Klimaschwankung aber auch ein die Bucht abriegelnder Strand- oder Eisschubwall gewesen

sein. Für letztere Variante spricht bei VA 10 eine vorübergehende Zunahme des Minerogenanteils auf bis zu 50 % der Sedimentkomponenten.

An den beiden Events von MÜR-9 in VA 8 und VA 10 vollziehen sich auch im Pollenbild deutlich erkennbare Änderungen, die jedoch nicht widerspruchsfrei klärbar sind. Zu jener Zeit gab es weder Ackerbau noch Waldweide. So fällt in VA 8, mitten im Atlantikum, ein Rückgang der BP+Str-Kurve zugunsten der NBP auf. Gleichzeitig haben wir einen Rückgang der Nässezeiger sowie niedrigere *Pinus ganze*-Werte. Aber auch *Pinus* geht zurück zugunsten von *Betula*, *Quercus* und *Alnus* und *Corylus* zeigt mit die höchsten Werte des gesamten Profils. Algen und Schwammnadeln weisen eine leichte Zunahme auf. Den VA 10, welcher an der Grenze Atlantikum/Subboreal vom limnischen zum telmatischen Milieu überleitet, hingegen kennzeichnet eine kurzzeitige für Trockenphasen typische starke Zunahme der Kiefer bei äußerst niedrigen *Betula*- und etwas reduzierten *Alnus*-Werten, aber auch eine zahlenmäßig nicht unterrepräsentierte Algenflora.

Die bisher in der Literatur publizierten Angaben zu prämittelalterlichen Seespiegelschwankungen, zum Beispiel bei RICHTER (1968), KIEFMANN (1978), DRIESCHER (1986), RALSKA-JASIEWICZOWA & STARKEL (1985) und STARKEL et al. (1996) hängen stark vom hydrologischen Gewässertyp ab und differieren in Bezug auf Zeitraum und -dauer. Am besten abgesichert ist – vor allem durch Siedlungsbefunde im heutigen Flachwasserbereich der Müritz und des Plauer Sees (u. a. SCHOKNECHT 1993; BLEILE 2005) – ein slawenzeitlicher Gewässertiefstand, dem im Pollenbild in der Regel ein hoher natürlicher Bewaldungsgrad mit niedrigen NBP-Anteilen entspricht. Ausnahmen hiervon bilden Pollendiagramme aus unmittelbarer Nachbarschaft slawenzeitlicher Siedlungszentren. Auch die aus mitteldeutschen Binnenwasserkalken ermittelten Feucht- und Trockenphasen (JÄGER 1999) sind mit Daten zu Wasserspiegelschwankungen aus dem norddeutschen Tiefland nicht immer nahtlos vergleichbar. Insgesamt dürften nach wie vor die schon im Jahre 1985 von GAILLARD aus südschandinavischen See- und Mooruntersuchungen abgeleiteten Wasserspiegel-Schwankungszeiträume auch für das norddeutsche Tiefland weitestgehend zutreffen. Zur weiteren Einengung der Zeiträume mittel- und jungholozäner Spiegelschwankungen bedarf es jedoch unbedingt weiterer feinauflösender interdisziplinärer Profiluntersuchungen speziell aus ufernahen Bereichen.

Boreal bis frühes Subboreal, Völkerwanderungszeit und ältere Slawenzeit sowie in Diagramm MÜR-9 die Eisenzeit zeigen die niedrigsten NBP/100 BP-Werte und sind für das westliche Müritz-Umland die Zeiträume mit der natürlichsten und geschlossensten Bewaldung. Während im Diagramm MÜR-2 ackerbauliche Nutzung vom mittleren Subboreal bis zur Gegenwart durchgehend nachweisbar ist, fehlt sie in Profil MÜR-9 für die Eisen- und Völkerwanderungszeit. Generell ist die Nutzung in MÜR-9 größeren Schwankungen unterlegen als in MÜR-2. Während der Urnenfelderbronzezeit weist in diesem Diagramm *Plantago lanceolata* als Trittpflanze und Weidezeiger die höchsten Werte des Profils auf, *Corylus* zeigt seinen jüngsten Peak und etwas Getreidebau ist ebenfalls nachweisbar. In der nachfolgenden Eisenzeit kommt *Plantago* in MÜR-9 weiterhin untergeordnet vor, fehlt jedoch in der Völkerwanderungszeit, die durch eine BP+Str-Zunahme und einen NBP-Rückgang auffällt.

BRONZEZEIT

VÖLKERWANDE-
RUNGSZEIT

SLAWENZEIT

Im Profil MÜR-2 sind sowohl die Völkerwanderungs- und Slawenzeit, die Zeit der Deutschen Ostkolonisation, die Zeit des Müritz-Aufstaus und die durch Aufforstung gekennzeichnete Pollenzone Xc gut entwickelt. In der älteren Slawenzeit bestand naturnahe Bewaldung mit nur kleinflächigen Ackerbauinseln, für die jüngere Slawenzeit konnte eine merkliche Zunahme des Getreideanbaus nachgewiesen werden (Vegetationsabschnitte 22 bis 24). Das Fehlen der Slawenzeit im Diagramm MÜR-9 wird begründet mit Abtragungsprozessen in den ufernahen Bereichen, hervorgerufen durch den Aufstau der Müritz (siehe 6.3.).

DEUTSCHE OST-
KOLONISATION

Der Vegetationsabschnitt 24 in MÜR-2 umfasst den Beginn der deutschen Ostkolonisation. Er ist durch großflächige Rodungen, steilen Anstieg der NBP-Werte einschließlich Getreide und Kulturbegleiter und starke Veränderungen im Gehölzartenspektrum sowie eine schnell zunehmende Eutrophierung gekennzeichnet. Es handelt sich dabei um den radikalsten und folgenreichsten Eingriff in das natürliche Landschaftsgefüge des gesamten Holozäns. Die anschließenden Vegetationsabschnitte 25 und 26 entsprechen dem bis ca. 1837 währenden Zeitraum des Müritz-Aufstaus. Er war mit einem Rückgang der landwirtschaftlichen Nutzung im unmittelbaren Seeumland bei einer merklichen Verringerung der

NBP- einschließlich der Getreide-Werte und einer Wiederzunahme des Waldanteils verbunden. An der Grenze von VA 24 zu VA 25 belegt parallel dazu auch der Wandel in der Diatomeenflora, von einem Plankter-dominierten zu einem eutrophen durch Litoral-Arten gekennzeichneten Artenspektrum, wie kräftig die mit der Ostkolonisation einsetzenden anthropogenen Eingriffe auf den Naturhaushalt von Gewässer und Seeumland in nur kurzer Zeit einwirkten. In den Jahren 1798–1803 und 1831–1837 erfolgte eine Seespiegelabsenkung von 6–8 bzw. 4 mecklenburgischen Fuß, was einer Gesamtabenkung von fast 3 m entsprechen dürfte. Als deren Folge schließt sich mit den Vegetationsabschnitten 27–30 wieder ein Zeitraum starker agrarischer Nutzung in Seenähe an, wobei der Vegetationsabschnitt 27 durch einen besonders hohen *Pinus*-Anstieg als Folge landesweiter Aufforstungen bzw. zusätzlich auch durch Pionierbesiedlung auf ehemaligen Seeflächen hervortritt. Das spiegelt sich auch im erneuten Abfall der BP+Str-Kurve während der VA 27 bis 29 wider. Der das Profil abschließende Vegetationsabschnitt 30 entspricht dem Zeitraum seit ca. 1955 mit Maisanbau und Abnahme der Unkrautmenge infolge zunehmender Chemisierung und Industrialisierung der Landwirtschaft sowie außerdem mit Wiederzunahme des Gehölzanteils im Pollenbild.

In VA 26 des Diagrammes MÜR-2 ist der Zeitraum der Kleinen Eiszeit mit enthalten. Da diese zeitlich zumindest teilweise mit dem Dreißigjährigen Krieg und dessen Folgezeit übereinstimmt, wird sie dort angesetzt, wo bei ca. 1,5 bis 1,25 m unter Sedimentoberfläche eine kurzzeitige Zunahme der Bewaldung und der *Pinus ganze*-Werte sowie eine Abnahme des NBP-Anteils einschließlich der Getreide-Werte, aber auch von *Pediastrum* erfolgen. In diesen Tiefenbereich fällt auch ein leichter *Fagus*-Gipfel als Folge zunehmend natürlicher Waldentwicklung im Anschluss an den Dreißigjährigen Krieg. Klimabedingte Vegetationsänderungen als Indikator für die Kälteschwankung sind jedoch nicht sicher erkennbar.

Die für die von Binnendünen eingenommenen Gebiete östlich der Müritz typischen *Calluna*-Zwischenschaltungen konnten in unserem Profil nicht nachgewiesen werden. Die geschlossene *Calluna vulgaris*-Kurve setzt sowohl in MÜR-2 als auch in MÜR-9 im Boreal ein und zeigt im gesamten Profilverlauf mehr oder weniger natürlich hohe Anteile; vier *Calluna*-Pollen je 100 BP werden nirgends überschritten, während von uns in begrabenen Böden im Raum Boek/Priesterbäcker See *Calluna*-Werte von weitaus über 100/100 BP ausgezählt wurden. Dass die *Calluna*-Werte gar noch höhere Werte erreichen konnten, zeigen Pollendiagramme aus begrabenen Regosolen der Lubminer Heide und der Peenemünde-Zinnowitzer Seesandebene (JANKE 1971).

KLEINE EISZEIT

7 Ergebnisse der Diatomeenanalysen

7.1 Allgemeine Angaben

Seesedimente sind Ablagerungen allochthoner Einträge, seeinterne Ausfällungen als auch Sedimentationen autochthonen biogenen Materials. Verschiedene dieser organismischen Reste sind mehr oder weniger gut erhalten und erlauben im Falle einer chronologischen Ordnung der Sedimente einen Rückschluss auf die Besiedlungsabfolge des Gewässers. Viele Organismen, insbesondere eine Vielzahl der limnischen Diatomeen (Kieselalgen), sind an enge Habitatbedingungen (Trophie, pH, Salinität u.a.) gebunden, so dass sie im Umkehrschluss für diese als Indikatoren genutzt werden können (SMOL et al. 2001).

Die Paläolimnologie benutzt die Indikationskraft verschiedener Organismengruppen, um bestimmte Umweltparameter eines Gewässers in ihrer zeitlichen Abfolge zu rekonstruieren. Im Rahmen der Anforderungen der EU-WRRL ist dies z.B. eine etablierte Methode, den potentiell natürlichen Zustand eines Gewässers als Referenzzustand zum aktuellen Zustand zu bestimmen und entsprechend der aktuellen Übereinstimmung oder Abweichung eine Bewertung vornehmen zu können (SCHWARZ 2005, DRESSLER et al. 2006a). Ziel dieses Teilprojektes war es, auf Basis von Diatomeenuntersuchungen im Sedimentkern der Müritz, die Veränderung verschiedener ökologischer Gewässerparameter (zum Beispiel Trophie, Seespiegelschwankungen) nachzuzeichnen.

Tab. 6: Diatomeen-zonen und ihre Tiefen im Kompositprofil MÜR-2.

| Diatomeenzone (DZ) | Tiefe von–bis [cm] |
|--------------------|--------------------|
| DZ I | 1491–1122 |
| DZ I-1 | 1491–1381 |
| DZ I-2 | 1371–1231 |
| DZ I-3 | 1221–1122 |
| DZ II | 1057–294 |
| DZ II-1 | 1057–871 |
| DZ II-2 | 851–681 |
| DZ II-3 | 661–426 |
| DZ II-4 | 408–294 |
| DZ III | 286–0 |
| DZ III-1 | 286–185 |
| DZ III-2 | 166–86 |
| DZ III-3 | 76–0 |

Insgesamt wurden 105 Tiefen des Kompositprofils MÜR-2 von 0–1491 cm beprobt, die oberen 0–20 cm entstammen einem zusätzlich nicht am gleichen Standort entnommenem Kurzkern. Von 0–165 cm erfolgte die Diatomeenanalyse in 5 cm Abständen, darunter in 10 cm Schritten. Es wurden insgesamt 375 Diatomeen-Taxa (Arten, Varietäten, Formae) nachgewiesen. Nach Abgleich mit dem EDDI-EDS (vgl. Methodik-Diatomeen) konnten 328 Taxa einem EDDI-code (insgesamt 282 verschiedenen) zugeordnet werden; diese repräsentieren im Mittel 97,6 % der ermittelten Schalen. Von den 375 Taxa sind 45 Plankter, 330 sind dem Bewuchs zuzuordnen. Zum Bewuchs werden hier auch die verschiedentlich differenzierten Tycho plankter gezählt. Dies sind Arten bzw. Varietäten, die nach einem Anwachsen auf verschiedenen Substraten dann auch im Pelagial lebensfähig sind. Da jedoch in jedem Fall ein litorales Substrat (Sediment, Pflanzen, Steine, Holz etc.) für die Entwicklung sowohl des Bewuchses als auch des Tycho planktons notwendig ist, wird hier allgemein vom Bewuchs im Sinne von litorassozierten Taxa gesprochen.

Im basalen Kernabschnitt zwischen 1491 und 1441 cm sowie in einzelnen weiteren Proben (1411, 1381, 951, 721 cm) sind einzelne Proben aufgrund von vollständigen (Ausfälle bis 1381) oder teilweisen (930, 700 cm) Schalenlösungen für anschlie-

ßende Auswertungen ohne ausreichende Diatomeenaufkommen. Von derartigen Schalenauflösungen wird aus anderen Gewässern verschiedentlich berichtet (HÜBENER & DÖRFLER 2004, BRADSHAW et al. 2005, LEIRA 2005) und allgemein mit einem hohen CaCO_3 -Gehalt im Sediment begründet. Nach FLOWER (1993) ist nicht der summarische Karbonat-Gehalt entscheidend, sondern die konkrete Bindungsform des CO_3^{2-} . Die Schalenlösung wird stark durch ein basisches Milieu im Interstitialwasser des Sediments gefördert. Die Effektivität der Silikatlösung ist im Falle des Auftretens von Na_2CO_3 am größten, gefolgt von MgCO_3 und CaCO_3 . Der Tendenz zu stark basischen Reaktionen im Interstitialwasser wird durch erhöhte Sedimentation biogenen organischen Materials entgegengewirkt. Im Krakower See waren in einem karbonatreichen Kern des Randbereiches, bei nur geringem organischen Sedimentanteil, weite Bereiche des Kernes diatomeenfrei. Im Tiefenbereich desselben Seebeckens hingegen konnte an einem Kern mit hoher Sedimentationsrate eine durchgängige Diatomeenbesiedlung nachgewiesen werden (HÜBENER & DÖRFLER 2004). Es war für den Kern MÜR-2 leider nicht möglich, die konkreten Bindungsformen des CO_3^{2-} zu bestimmen; die in der RFA-Analyse nachgewiesenen Na- und Mg-Gehalte können auch mit anderen Ionen interagiert haben.

7.2 Clusterung, Diatomeen-Summenparameter, Geochemie, TP-Verlauf

Die CONISS-Analyse der Artengemeinschaften von insgesamt 105 vertikalen Diatomeenassoziationen (1491–0 cm, Abb. 22) ergab die signifikante Abgrenzung von drei Clustern (RDA–Monte-Carlo Permutationstest, $p < 0,05$). Innerhalb dieser werden im Cladogramm weitere Grenzen aufgezeigt, die jedoch statistisch nur teilweise signifikant sind. Diese werden nachfolgend innerhalb der signifikanten als Untergruppen geführt. Die Grenzen dieser Cluster sind in Tab. 6 von der Kernbasis her aufgezeichnet.

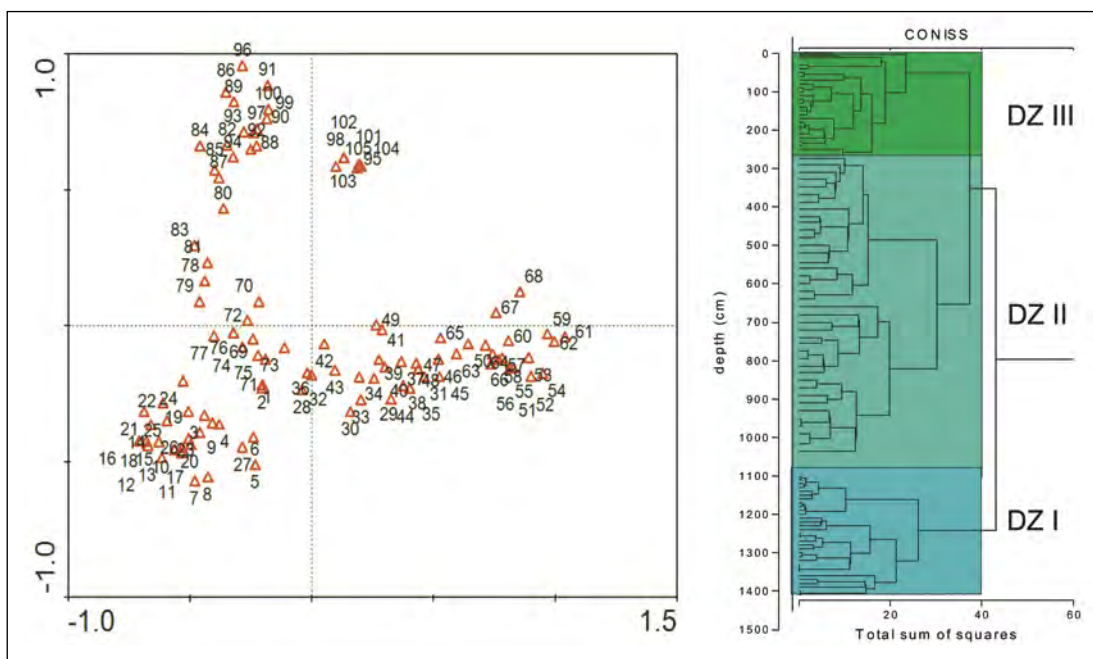


Abb. 22: Gruppierung der 105 Diatomeenproben (Benennung als fortlaufende Nummerierung von 1–105 = 0–1491 cm) des Kompositprofils MÜR-2 in einer PCA-Clusterung (oben) sowie das Cladogramm einer erzwungenen Clusteranalyse (Coniss, Grimm 1987). Bei letzterer Analyse wurden nur die Proben von 131–0 cm ($n=100$) dargestellt. (Eine versetzte Analyse der Proben 1491–31 cm ergab eine Zuordnung der unteren hier nicht dargestellten Proben zur DZ I-1, s.u.).

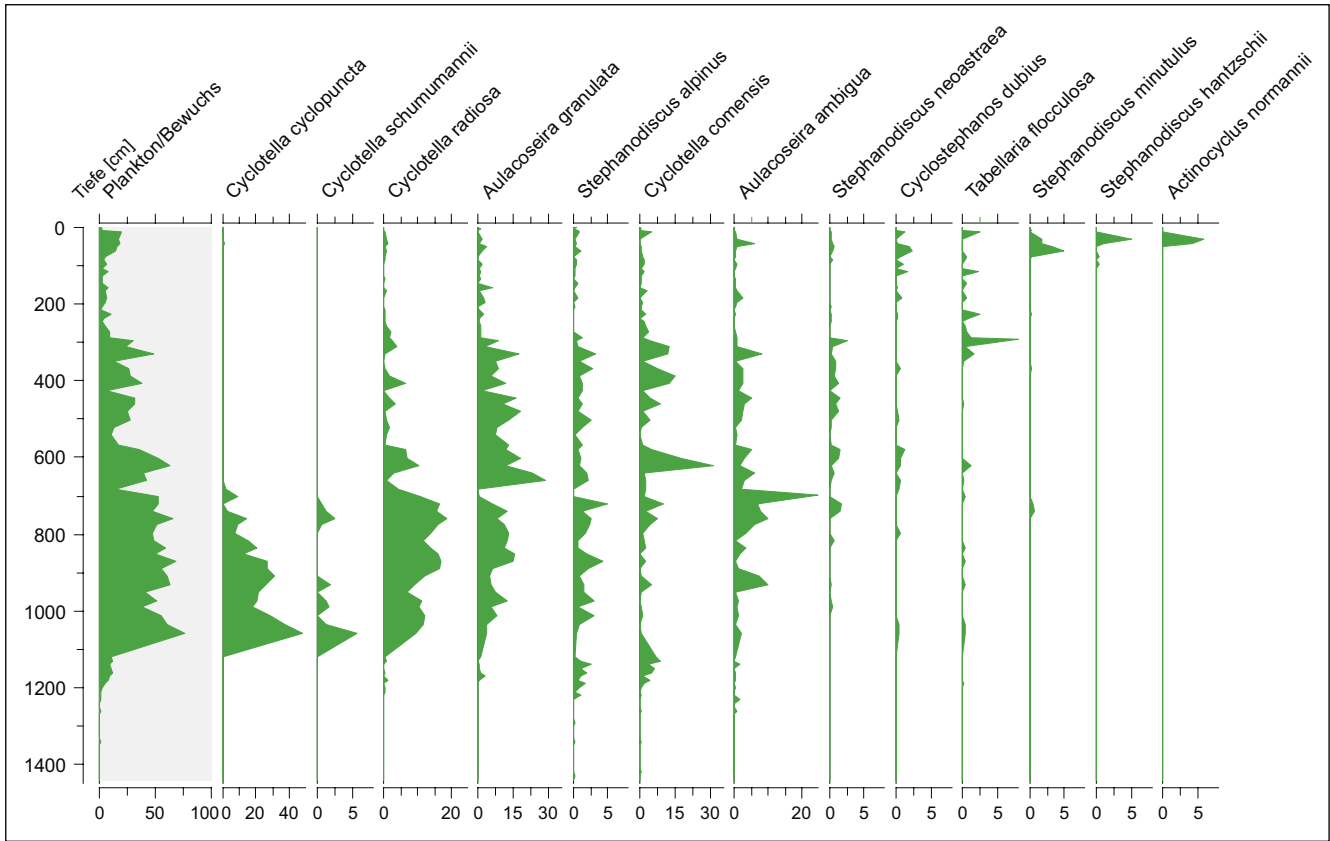


Abb. 23: Dominante Plankter im Kompositprofil MÜR-2, ergänzt durch die Plankton-Bewuchs-Relation. Dargestellt sind relative Anteile einzelner Taxa.

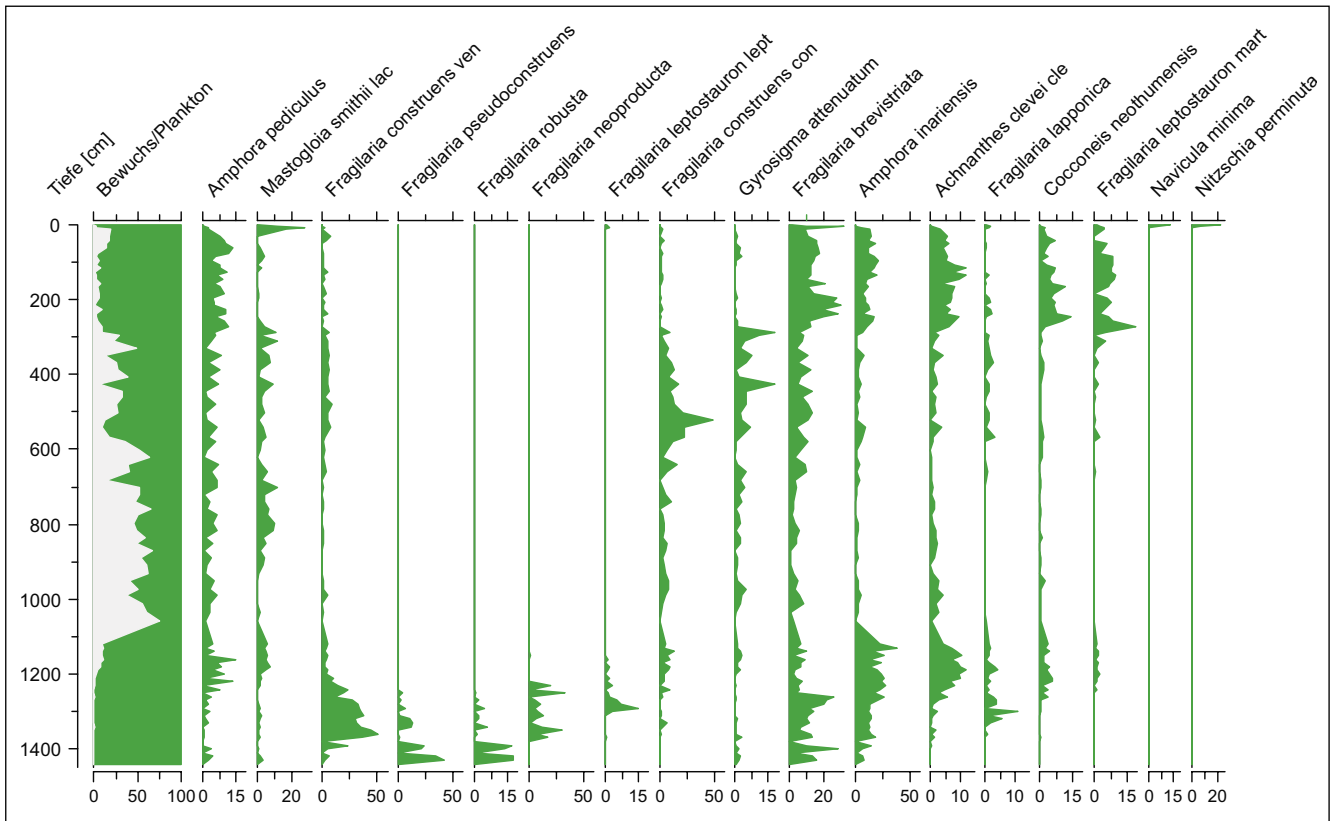


Abb. 24: Dominantes Periphyton im Kompositprofil MÜR-2, ergänzt durch die Plankton-Bewuchs Relation. Dargestellt sind die relativen Anteile der einzelnen Taxa.

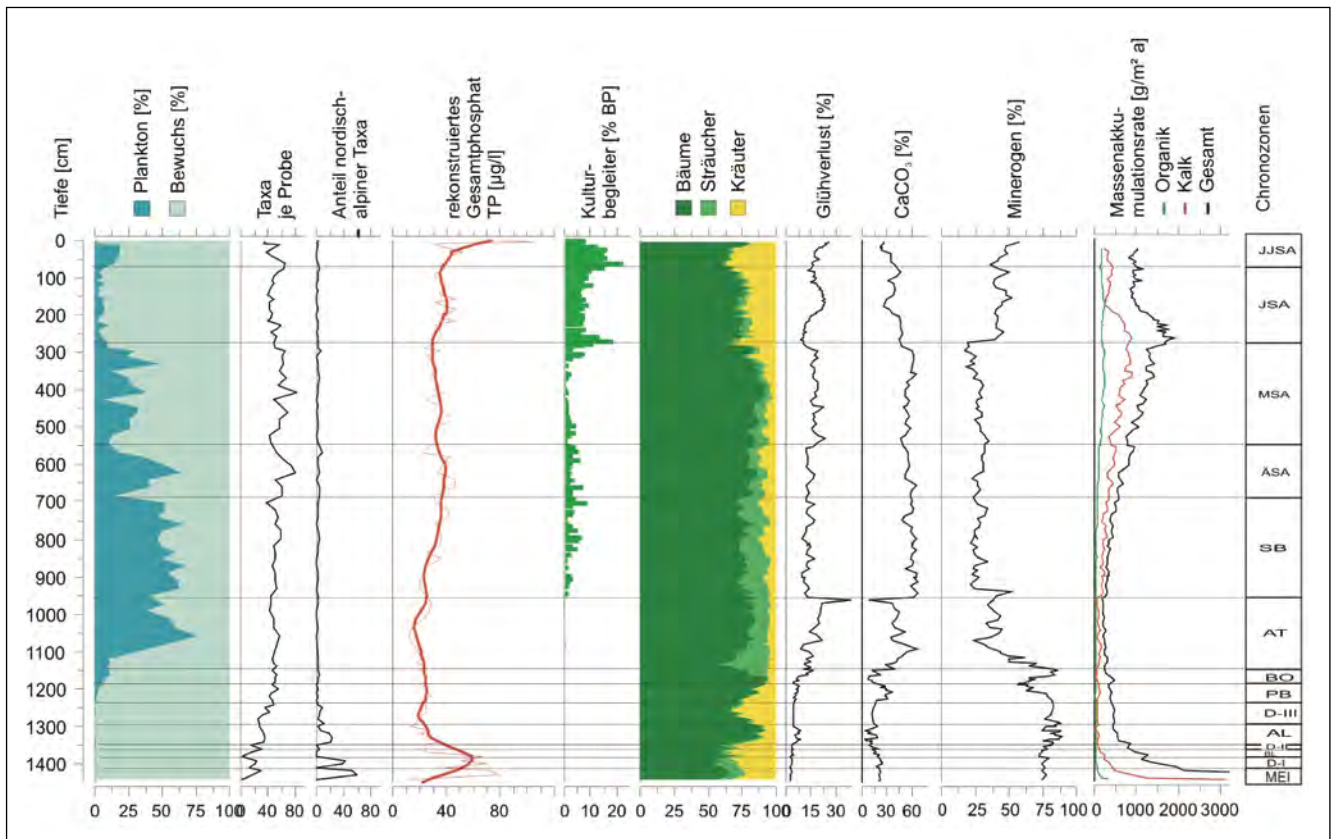


Abb. 25: Verschiedene Diatomeen-Parameter im Profil MÜR-2 im Vergleich zu palynologischen und geochemischen Parametern.

7.2.1 Dominante bzw. wichtige Indikator-Taxa im Kern MÜR-2

Der einen Zeitraum von ca. 14.500 Jahren dokumentierende Kern ist durch einen häufigen Dominanzwechsel innerhalb der Diatomeen gekennzeichnet. Es wurden insgesamt 19 Taxa ermittelt, die in mindestens einer Probe mehr als 15 % des Diatomeenvorkommens ausmachten, 25 Taxa, dabei fünf Plankter, waren mindestens einmal mit relativen Abundanzen von mindestens 10 % nachweisbar. 45 Taxa erreichten im Minimum 5 %, dabei waren jedoch nur neun Plankter vertreten.

Die oben erwähnte geringe Dominanz planktischer Diatomeen betrifft weniger die absolute Artenanzahl als die relativen Anteile in den Sedimenthorizonten. Nur 9 von 45 Taxa, die mindestens 5 % in einer Probe erreichten, waren planktische Arten. In Abb. 23 sind neben diesen weitere wichtige planktische Diatomeen dargestellt, die einen relativen Anteil von mindestens 2 % erreichten. Es zeigt sich eine charakteristische sukzessive Abfolge der relevanten planktischen Diatomeen.

Erst ausgangs der Diatomeenzone (DZ) I-2 sind planktische Diatomeen nachweisbar, bevor sie in der DZ I-3 erstmals kontinuierlich, wenn auch noch mit geringen Anteilen (im Mittel ca. 10%), auftreten. Die anschließende DZ II ist durch überwiegende Planktondominanz gekennzeichnet, in der Phase II-1 sind bei 1057 cm die im gesamten Kompositprofil MÜR-2 höchsten Planktonanteile nachweisbar. In den Phasen II-3 und II-4 ist der Planktonanteil in den Diatomeen-Assoziationen stark schwankend, dabei jedoch tendenziell fallend. In der DZ II-4 erreicht das Plankton bei 331 cm letztmalig etwa ausgeglichene Anteile, bevor dann der Sedimentkern MÜR-2 bis an die Sedimentoberfläche von benthischen Diatomeen dominiert wird. Einzelne indifferente Arten sind während der gesamten Entwicklung nachweisbar (*Aulacoseira granulata*, *A. ambigua*, *Stephanodiscus alpinus*). Es zeigt sich darüber hinaus jedoch ein charakteristischer Aspektwechsel von oligotraphenten bzw. mäßig trophietoleranten Taxa in den frühen Entwicklungsphasen (DZ II: *Cycotella cyclopuncta*, *C. schumannii*, *C. comensis*) hin zu eutraphenten Taxa in der jüngeren Entwicklung (DZ III-3): *Cyclostephanos dubius*, *Stephanodiscus minutulus*, *S. hantzschii*).

DOMINANTE
VERTRETER DES
PLANKTONS

**DOMINANTE
VERTRETER DES
PERIPHYTONS**

Bei den in Abb. 24 dargestellten Diatomeen handelt es sich hauptsächlich um Bewuchsarten, d.h. litoralassozierte periphytische Diatomeen, die als Bewuchs auf diversen Substraten als Voraussetzung für ihr Vorkommen ausreichendes Licht und ein divers strukturiertes Substrat (Stein, Makrophyten, Holz) benötigen. Nur wenige sind als epipsammische Formen auf und zwischen dem Sediment (Interstitial) lebensfähig. Anschließend an diese Zone der litoralen Besiedlung bzw. Sedimentation erstreckt sich nach HUSTEDT (1923) der Bereich echter Tiefenformen, der im Wesentlichen von großen und robusten Diatomeen besiedelt wird (z.B. *Gyrosigma* spp., *Mastogloia* spp.).

Neben im ganzen Kernverlauf stetig, wenn auch mit wechselnden Abundanzen vorhandenen Taxa (*Amphora pediculus*, *Mastogloia smithii* var. *lacustris*), sind vier weitere Artengruppen unterscheidbar: (i) Arten, die deutlich auf die basalen Abschnitte (Spätglazial, frühes Holozän) beschränkt sind, (ii) Arten, die eine deutlich zweigipflige Verbreitung aufzeigen mit Dominanzen im Spätglazial/Frühholozän und während der erneuten Dominanz benthischer Taxa in der DZ III (*Fragilaria brevistriata*, *Achnanthes clevei* var. *clevei*, *Cocconeis neothumensis*), (iii) benthische Taxa, die während der langen Planktondominanz in der DZ II dominieren (*Fragilaria construens* var. *construens*, *Gyrosigma attenuatum*) und (iiii) Arten, die fast ausschließlich auf die DZ III beschränkt sind (*Fragilaria leptostauron* var. *martyi*, *Navicula minima*, *Nitzschia perminuta*), wobei die beiden letzteren Arten ausschließlich in den rezenten Proben (ab 4,0 cm) nachweisbar waren.

Die als Ergebnis der Clusteranalyse auf Basis der gesamten Diatomeengemeinschaften als signifikant differenzierten Diatomeenzonen I–III werden im Folgenden von der Basis des Kerns MÜR-2 (1491 cm) aus beschrieben (Abb. 24).

7.2.2 Diatomeenzone I (1491–1121 cm, ca. 14500–8300 BP, Pleniglazial bis frühes Atlantikum)

Bis 1441 cm sind die Proben aufgrund der Schalenlösung ohne ausreichende Diatomeenaufkommen. Der weitere auswertbare Abschnitt bis 1261 cm wird dann fast ausschließlich durch benthische Diatomeen repräsentiert, bevor in der DZ I-3 erst sporadisch und dann kontinuierlich erste planktische Formen auftauchen, ohne jedoch bestimmend zu sein. Der Wasserstand scheint für eine planktische Entwicklung bis zur Mitte der DZ I-3 (ca. Übergang Boreal – Atlantikum) noch nicht ausreichend gewesen zu sein. Innerhalb dieser litoralen Diatomeengemeinschaft der Diatomeenphase I lassen sich aus der CONISS-Analyse drei weitere signifikante Teilabschnitte abgrenzen. In der Phase I-1 (bis 1381 cm = 13200 cal BP) prägen nordisch-alpine Taxa (*Fragilaria pseudoconstruens*, *F. robusta*) das Bild. Es sind Arten, die im gesamten Kern nur in dieser spätglazialen Phase dominieren (Abb. 25). Die nachgewiesenen Umlagerungen (vgl. Ergebnisse Pollenanalyse) in diesem Sedimentabschnitt ermöglichen jedoch keine zeitliche Zuordnung der Entwicklungen innerhalb dieser Phase I-1, das betrifft vor allem die wenigen Funde planktischer Diatomeen. In der DZ I-2, verstärkt jedoch in der Phase I-3 (1221–1122 cm = 11200–8300 cal. BP), teilweise auch noch zu Beginn der DZ II, treten dann weitere benthische Taxa in hohen Abundanzen auf. Es sind vor allem Taxa, die sich im Kernverlauf durch ein auffällig zweites Maximum in der Phase III (286–0 cm) auszeichnen. Ein charakteristischer Fall ist *Fragilaria brevistriata* mit einem Maximum in der spätglazialen Phase (I-1, I-2, bis ca. 1240 cm), des Weiteren in der Phase III. Im dazwischen liegenden Abschnitt über ca. 10 m ist sie mit hoher Stetigkeit, jedoch deutlich geringerer Abundanz nachweisbar. Andere Arten sind in der langen Phase der nachfolgenden Planktondominanz (DZ II 1-4) fast gänzlich verschwunden (*Opephora olsenii*, *Fragilaria lapponica*, *Cocconeis neothumensis*, *Amphora inariensis*, *Achnanthes clevei*). In der abschließenden DZ I-3 erscheinen ab 1340 cm sporadisch, jedoch ab 1250 cm mit *Stephanodiscus alpinus*, *Cyclotella radiosa* und *C. comensis* auch kontinuierlich, erwähnenswerte Anteile planktischer Diatomeen. Dieser Sedimentabschnitt (DZ I-3) repräsentiert immerhin mehr als 3000 Jahre zu Beginn des Holozäns. Er stellt bezüglich der Diatomeenbesiedlung eine Übergangsphase von der bisherigen benthischen hin zur planktischen Dominanz in der folgenden DZ II ab dem mittleren Atlantikum dar. Nach dem ersten Auftauchen planktischer Taxa zum Ende der Phase I-2 bleibt dieser Anteil nun etwa konstant bei 8–12 %, im Wesentlichen repräsentiert durch *Cyclotella comensis* und *Stephanodiscus alpinus*. Erste Nachweise von *Aulacoseira granulata* ab Mitte der DZ I-3 kön-

nen als Hinweise auf ein sommerwarmes und geschichtetes Gewässer interpretiert werden. Im Bewuchs dominieren weiter die bezüglich der Temperatur indifferenten Vertreter der späten Phase I (*Amphora inariensis*, *Achnanthes clevei*, *Cocconeis neothumensis*), die aber weiterhin auf eine noch gut durchlichtete litorale Zone mit diversen Aufwuchsmöglichkeiten für Diatomeen hindeuten.

7.2.3 Diatomeenzone II (1057–294 cm, ca. 6700–750 cal. BP, mittleres Atlantikum bis mittleres Subatlantikum)

Dieser bezüglich der Diatomeenbesiedlung als DZ II ausgewiesene relativ langfristige Abschnitt umfasst den Beginn eines tiefen Seebeckens im mittleren Atlantikum bis zu größeren Umbrüchen im Hochmittelalter. Beginnend mit einer rasanten Zunahme des Planktonanteiles (bei 1056 cm wird ein erstes und für den Gesamtkern auch absolutes Planktonmaximum von 76% erreicht), welches auf die Beckenfüllung zurückzuführen ist, ist dieser gesamte Abschnitt, wenn nach dem Maximum bei 1056 cm auch tendenziell abnehmend, durch eine überwiegende Planktondominanz geprägt. Dominante Art des ersten Entwicklungsabschnittes (DZ II-1) ist die oligotraphente *Cyclotella cyclopuncta*, codominant sind *C. schumannii* und *C. radiosa*. Während des Rückganges von *C. cyclopuncta* während der Phase II-2 erhöht sich der Anteil von *C. radiosa* und *Stephanodiscus alpinus*. Es sind auffällige Wechsel der Plankton-Bewuchsverhältnisse nachweisbar, besonders auffällig bei ca. 970–950 cm, der mit Veränderung relevanter geochemischer Parameter (GV, Minerogene Fraktion) einhergeht, sowie deutliche Rückgänge des Planktonanteiles bei 681 und 426 cm Sedimenttiefe. Beide Tiefen markieren auffällige Wechsel der Diatomeen-Zusammensetzung und begrenzen die DZ II-2/3 (bei 681 cm) sowie die DZ III-3/4 (bei 426 cm).

Die Dominanzverhältnisse innerhalb des Diatomeenplanktons sind in der gesamten DZ II sehr wechselhaft. Der Anstieg zu Beginn wird vor allem durch *C. cyclopuncta* repräsentiert. Im weiteren Verlauf gewinnen dann jedoch *C. radiosa*, *Aulacoseira granulata* und *A. ambigua* an Bedeutung. Bei den benthischen Vertretern zeigt eine sehr ausgewogene Artengemeinschaft die insgesamt relativ stabilen Verhältnisse in einer gut durchlichteten Bucht. Mit Rückgang der Planktonanteile im Verlauf der DZ II-3 gewinnen wieder benthische Diatomeen an Bedeutung; *Fragilaria brevisstrata*, *F. construens* var. *construens*, *Amphora inariensis*, *Achnanthes clevei*, *Gyrosigma attenuatum*, d.h. Taxa, die bereits während der Diatomeenphase I auffällig waren.

7.2.4 Diatomeenzone III (286–0 cm, ab ca. 750 cal BP bis heute)

Ab dem Beginn der DZ III setzt eine deutliche und anhaltende Dominanz benthischer Diatomeen ein. Diese litoralassozierten Diatomeen dominieren den weiteren Kernverlauf bis zur rezenten Sedimentoberfläche. Innerhalb der benthischen Gemeinschaft wird bei allgemeiner Zunahme des Anteils der benthischen Taxa das charakteristische Taxon der vorherigen Phase (*F. construens* f. *construens*) von Arten verdrängt, die zuletzt in der spätglazialen Phase I-2 sowie der frühholozänen Phasen (I-3) dominant waren (*Amphora inariensis*, *Achnanthes clevei* var. *clevei*, *Cocconeis neothumensis*). *Fragilaria leptostauron* var. *martyi* war in den Phasen nur mit geringen Anteilen nachweisbar und erreicht nun erstmalig größere Anteile. Des Weiteren sind zu Beginn dieser Phase *G. attenuatum* und *Mastogloia smithii* häufig. Während der massiven benthischen Dominanz (d.h. während der gesamten Phase III mit Ausnahme des Beginns) sinkt der CaCO₃-Gehalt kontinuierlich von >60% auf ca. 30% TS (135 cm) und hält sich im Folgenden mit leichten Schwankungen auf diesem Niveau. Die Ca-Akkumulationsrate zeigt in der DZ III-2 hingegen einen deutlichen Rückgang (Abb. 25). Die Pollenanalysen (steigende Siedlungszeiger, starker Rückgang der Baumpollenanteile) sowie die stark ansteigende Massenakkumulationsrate MAR kennzeichnen zumindest den Beginn dieser Entwicklungsphase als stark anthropogen beeinflusst.

Die Diatomeenzonierung lässt sich innerhalb dieser Phase in drei deutliche Abschnitte unterteilen. In der DZ III-1 (bis 185 cm; ca. 1550 AD) sind es rückläufige Planktonanteile (*C. comensis*, *T. flocculosa*) sowie eine deutliche Dominanz von *F. brevisstrata*. Der zweite Abschnitt (bis 86 cm; ca. 1830 AD) ist hauptsächlich durch einen Dominanzwechsel innerhalb der benthischen Taxa charakterisiert, hierbei

gewinnen *A. clevei* und *F. leptostauron* an Bedeutung. Die abschließende Subzone III-3 beginnt zwischen 1830 und 1850; hier dominieren wiederum *Amphora pediculus* und *F. brevistriata*. Auffällig ist in dieser DZ III-3 ein deutlicher Anstieg des Anteiles planktischer Taxa bei weiterer Dominanz benthischer Diatomeen. Es sind dies vor allem stark eutraphente Arten: *Stephanodiscus minutulus*, *S. hantzschii*, *Cyclostephanos dubius*. Erwähnenswert ist ebenfalls der Nachweis des Neophyten *Actinocyclus normanii* ab der Probe bei 41 cm (= ca. 1925). Im Ergebnis dieser Entwicklung kommt es zu einem rasanten Anstieg des rekonstruierten TP-Gehaltes. Während zu Beginn der DZ III die TP-Werte nur leicht im Grenzbereich zwischen mesotroph und mäßig eutroph ansteigen (DZ III-1+2), sind es in der DZ III-3 erstmals eutrophe Bedingungen. Insgesamt ist die DZ III im Vergleich zu den tieferen Sedimentabschnitten durch besonders rasche Besiedlungs- und Dominanzwechsel innerhalb der Diatomeengemeinschaft gekennzeichnet. Das betrifft vor allem die DZ III-3. Die Artenzusammensetzung dieses so kurzen Abschnittes ist wenig einheitlich, weder bei den benthischen noch bei den planktischen Taxa. Bei den dominierenden benthischen Diatomeen sind es neben *Mastogloia smithii* (0–28 %) vor allem Taxa, die bisher noch nicht im Kern nachgewiesen werden konnten (*Nitzschia perminuta* ab 4 cm: 7 bzw. 22 %; *Navicula minima*, ab 4 cm: 6 bzw. 13 %). Das Bild bei den planktischen Diatomeen ist ebenfalls uneinheitlich. Zum einen sind dies stark eutraphente Arten (*Stephanodiscus hantzschii*, *Aulacoseira granulata*, *Actinocyclus normanii*), mäßig eutrophaphente (*Cyclotella radiosa*), jedoch auch oligo-mesotrophe (*C. comensis*). Einheitlich ist hingegen der Trend im rekonstruierten TP-Wert im Freiwasser. Hier lässt sich eine Entwicklung ausgehend vom mäßigen ins stark eutrophe Niveau während der letzten ca. 150 Jahre nachweisen. Die aus den rezenten Gemeinschaften rekonstruierten TP-Werten liegen bei 80–100 µg/l (0 bzw. 4 cm).

7.3 Diskussion

Generell ist das Artenspektrum der nachgewiesenen Diatomeen gegenüber anderen Seebohrungen deutlich abweichend, insofern, als hier der Anteil benthischer, litoralassoziierter Schalen durchgängig höher liegt als in anderen Seen der Region (HÜBENER & DÖRFLER 2004, DRESSLER et al. 2006). Auch während Phasen der Dominanz planktischer Diatomeen erreichen die benthischen Formen zumeist etwa 1/3 der Gesamtmenge (Abb. 25). Die Bohrung des Langkerns erfolgte bei 6 m Wassertiefe. Dies ist in kleineren Seen ausreichend für eine weitgehend ungestörte planktische Sedimentation. Im Falle der Lokation der Müritz-Bohrung (MÜR-2) kann angenommen werden, dass starke Turbulenzen bis an den Gewässergrund reichen und die frischen Sedimente bewegen bzw. zusätzliche Schalen aus dem Uferbereich (Bewuchsarten) durch sedimentoberflächennahe Bewegungen eingetragen werden.

Im untersuchten Kompositprofil MÜR-2 konnten ab 1491 cm erste Diatomeen als Zeichen eines noch flachen Gewässers nachgewiesen werden. Flach deshalb, da planktische Arten, die einen ausreichend tiefen Wasserkörper dokumentieren, fast vollständig fehlen. Einzelfunde erster planktischer Formen (1431, 1421 cm) sind wegen der nachweislichen Umlagerung des Sedimentabschnittes unter ca. 1261 cm (vgl. TP Pollen) nicht einer konkreten Entwicklungsphase (z.B. zwischenzeitlichen Erwärmungen im Allerød) zuzuordnen. Andererseits lässt sich die Phase dieser frühen Bewuchsdominanz sehr gut in zwei Abschnitte unterteilen. Die DZ I-1 ist sehr stark durch nordisch-alpine Arten geprägt, die in der DZ I-2 abgelöst werden von bezüglich der Temperatur indifferenten Arten, die sehr viel später im Kern wieder große Bedeutung erlangen. Insofern stellt die Entwicklung der DZ I-2 unter Umständen doch eine Beziehung zu zwischenzeitlichen Erwärmungen des Allerröd dar. Die benthischen Arten der Phasen I-1 und I-2, vielmehr das fast vollständige Fehlen planktischer Diatomeen sind zum einen Ausdruck eines flachen Gewässers, andererseits jedoch auch Anzeiger langer Eisbedeckungen. Vom Rand her auftauendes Eis fördert bei langen Wintern die benthischen Algen im flachen Ufer (LOTTER & BIGLER 2000). Bei schon höherem Seespiegel wird infolge saisonal später, dann zumeist jedoch rasanter Erwärmung und Schichtung des Wassers die Entwicklung planktischer Formen auf solche kalten Phasen konzentriert. Insofern stellen die zum Ende der Phase I-2 und dann verstärkt in der DZ I-3 auftretenden Plankter (wenn auch noch mit geringen Abundanzen, im Mittel 10 %) erste Hinweise auf ein tiefe-

res Gewässer mit limnischer Sedimentation bzw. einer sukzessiven Erwärmung in der Übergangsphase Präboreal-Boreal dar. Diese Übergangsphase (DZ I-3) eines noch relativ flachen bzw. kühlen Gewässers dauert immerhin während des gesamten Frühholozäns bis ins mittlere Atlantikum. Begleitet wird diese Entwicklung von einem kontinuierlichen Anstieg des organischen Sedimentgehaltes, bei insgesamt jedoch sehr geringen Akkumulationsraten (Abb. 25).

Der Wechsel zur DZ II ist durch einen markanten Anstieg der Planktonanteile charakterisiert. Hierbei dominieren vor allem oligo- bzw. mesotraphente Taxa (*C. cyclopuncta*, *C. comensis*, *C. schumannii*). Dies ist zum einen Ausdruck eines steigenden Seespiegels, in dessen Folge das Volumen des Wasserkörpers im Verhältnis zu den potentiellen Bewuchsfächen des Litorals zunimmt. Andererseits kann man infolge der atlantischen Erwärmung davon ausgehen, dass es im Saisonverlauf ausgeprägte, für das Diatomeenplankton notwendige Frühjahrs- und Herbstdurchmischungsphasen des Gewässers gab. Zur Mitte der DZ II-1 setzt mit einem zwischenzeitlichen Anstieg der Anteile benthischer Diatomeen eine Trendumkehr ein. Der ansteigende Glühverlust (GV) in einem organischen Band (Maximum bei 973 cm) sowie sinkende CaCO₃ und Mineralanteile können als Hinweise auf eine Umlagerung organischen Materials, eventuell durch Erosion zuvor abgelagerter Sedimente nach einem (zwischenzeitlichen?) Wasserspiegelabfall um ca. 5700 cal. BP, interpretiert werden. Die während dieser Übergangsphase (1037–951 cm) abgelagerten benthischen Diatomeen (*Fragilaria brevisstrata*, *F. construens* var. *construens*, *Amphora inariensis*, *Achnanthes clevei*, *Gyrosigma attenuatum*) sind vornehmlich Taxa, die bereits während der DZ I auffällig waren und unterstützen die Annahme einer zumindest teilweisen Umlagerung.

Der weitere Verlauf der DZ II-1 und der restlichen Abschnitte der DZ II sind nach zunächst ausgeglichenen Relationen zwischen den planktischen zur Summe der litoralassozierten Diatomeen durch eine tendenzielle Abnahme der planktischen Dominanz gekennzeichnet. Die Dominanzverhältnisse innerhalb des Diatomeenplanktons sind außer der stetigen Abnahme von *Cyclotella cyclopuncta* sehr wechselhaft. Sowohl der Rückgang der oligotraphenten *C. cyclopuncta*, als auch der wechselvolle Verlauf mit Dominanzen von Arten, die mäßige Trophie tolerieren (*C. comensis*, *C. radiosa*) sowie auch deutlich eutraphente Taxa (*Aulacoseira granulata*, *Stephanodiscus neoastraea*) sind eine wahrscheinliche Reaktion auf die ebenfalls nachweislich wechselvolle Landnutzung im Gewässerumfeld seit dem Beginn des Neolithikums, welches hier bei ca. 5500 cal. BP (Ulmenfall bei 956 cm) anzusetzen ist. Dieser Sedimentabschnitt zeigt auch die ersten Siedlungsfolge- und Getreidepollen (889 cm). Die folgenden ca. 100 cm Sediment (880–797 cm) sind zunächst durch eine Zunahme der Siedlungszeiger gekennzeichnet, bevor im Pollendiagramm anschließend mehrfache Wechsel der Siedlungsintensität aufgezeigt werden. Diesem Nutzungsverlauf entsprechen auch die rekonstruierten TP-Werte, die als mögliche Folge dieses Siedlungseinflusses tendenziell, wenn zunächst auch auf geringem mesotrophen Gesamtniveau, ansteigen. Diese ersten Siedlungseinflüsse spiegeln sich zunächst nur in einer kontinuierlichen Veränderung sowohl innerhalb der Diatomeengemeinschaft als auch in der rekonstruierten TP-Konzentration wieder. Im Pollendiagramm ist bei etwa 900 cm ein erster Rückgang der Siedlungszeiger nachweisbar. Erst mit einer erneuten Siedlungsphase (Anstieg des Anteils der minerogenen Sedimentfraktion sowie ansteigende synanthrope Pollen, inkl. Rückgang der Baumpollen als Hinweis auf Rodungen) zeigt sich ein auffälliger Wechsel auch in den Diatomeen sowie den rekonstruierten TP-Werten an. Insgesamt jedoch stabilisiert sich das trophische Niveau bei offensichtlich häufigem Wechsel der Landnutzungsintensität während des weiteren Verlaufes der Bronze-, Eisen- und römischen Kaiserzeit im oberen mesotrophen Niveau.

In der Diatomeenzone II-3 steigen nach kurzer Planktondominanz die Anteile der benthischen Diatomeengemeinschaft wieder deutlich an, die trophischen Bedingungen stabilisieren sich zunächst auf dem bisherigen Niveau. Die Römische Kaiserzeit (RKZ) sowie die anschließende Völkerwanderungszeit (VWZ) sind durch leicht ansteigende BP-Anteile gekennzeichnet. Die Siedlungszeiger sind leicht rückläufig, geben aber keine Hinweise auf eine vollständige Siedlungslücke, wie an anderen Gewässern dieser Zeit nachgewiesen. In der Diatomeenzone II-4 ist ein deutlicher Anstieg der Siedlungsaktivitäten sowohl an dem steigenden Anteil der Kulturfolger, als auch im Rückgang des BP-Anteils, wahrscheinlich ausgelöst durch slawische Siedler, nachweisbar. Im Ergebnis dieser Aktivitäten steigt die Massenakkumulationsrate kontinuierlich an. Während eines zwischenzeitlichen Anstiegs des Anteils planktischer

Diatomeen dominieren sowohl eutrophe Vertreter (*Aulacoseira granulata*) als auch Anzeiger geringer Trophie (*Cyclotella comensis*), so dass sich in der Summe keine wesentlichen Auswirkungen auf den rekonstruierten TP-Gehalt ergeben.

Der Aspektwechsel innerhalb der Diatomeengemeinschaft, welcher die Abgrenzung der abschließenden DZ erklärt, fällt zeitlich zusammen mit den Rodungsaktivitäten sowie dem Wasserspiegelanstau deutscher Siedler zu Beginn des 13. Jh. Die diesbezüglichen Parameter (Kulturbegleitflora, Rückgang der Baumpollen, ein deutlicher Anstieg des Minerogenanteiles sowie der generellen Massenakkumulationsrate) sind deutliche Hinweise auf diese Siedlungseinflüsse. Bei den Diatomeen ist es vor allem ein deutlicher Wechsel zu einer massiven Dominanz litoralassoziierter Taxa. Der rekonstruierte TP-Gehalt des Freiwassers reagiert nachweislich auf diese Rodungsaktivitäten, in jedoch moderatem Ausmaß (Anstieg von ca. 30 auf 40 µg/l) und damit in deutlich geringerem Ausmaß als in anderen Gewässern Norddeutschlands (Großer Plöner See: OHLE 1973; Krakower See: HÜBENER & DÖRFFLER 2004), in welchen vergleichbare Anstaumaßnahmen den Beginn einer anhaltend eutrophen Entwicklung des Gewässers darstellten.

Generell ist dieser Abschnitt (DZ III) durch eine erneute Dominanz benthischer Taxa geprägt, vornehmlich solcher, die zuletzt während der spätglazialen/frühholozänen Entwicklung des Gewässers (DZ I, teilweise II-1) dominant waren (*Amphora inariensis*, *Achnanthes clevei* var. *clevei*, *Cocconeis neothumensis*) und ab etwa 1400 AD ein zweites Verbreitungsmaximum im Profil MÜR-2 zeigen.

Nach der Clusteranalyse lässt sich die Diatomeenzone III in drei zeitliche Abschnitte untergliedern. Es wären dies die Proben mit teilweise noch deutlichem Planktonanteil (III-1; 286–185 cm), was etwa dem Zeitraum der mittelalterlichen Kolonisation und Rodung (1200– ca. 1550 AD) betrifft.

Im Abschnitt III-2 erreichen die planktischen Diatomeen nur noch Anteile von 2–7 %. Die rekonstruierten TP-Werte sind während dieser Zwischenphase wieder rückläufig (Abb. 25) und erreichen am Übergang zum nächsten unterscheidbaren Abschnitt bei 76 cm (etwa beginnendes 19. Jh.) wieder mesotrophes Niveau. Dieser Aspektwechsel zu benthischen Diatomeen kann als Reaktion auf ein zunehmend kontinental geprägtes Klima während der kleinen Eiszeit interpretiert werden. DRESSLER (2006) konnte an dem Wechsel der Plankton-Bewuchs-Relation dreier mecklenburgischer Seen stark unterschiedlicher Trophiehöhe den klimatischen Einfluss auf diese Relation nachweisen. Hintergrund ist die Annahme, dass infolge längerer Eisbedeckung im Frühjahr sowie aufgrund einer nachfolgend schnelleren Erwärmung und Einschichtung des Wasserkörpers unter kontinentalerem Klima eine Verkürzung der für die planktischen Diatomeen wichtigen Durchmischungsphase, sowohl im Frühjahr als auch im Herbst, zu verzeichnen ist. Dieser klimatische Aspekt kompensiert bzw. überdeckt hier möglicherweise Siedlungseinflüsse, die zu dieser Zeit, wenn auch in nur mäßigem Umfang, nachweisbar sind.

Ein wiederum deutlicher Trendwechsel ist beim Übergang in die Diatomeenzone III-3 ab etwa 1830/50 AD zu verzeichnen. Der Glühverlust im Sediment steigt deutlich an, gleichfalls die Gesamtkumulationsrate, wobei der Anteil des CaCO₃ an dieser Akkumulation merklich zurückgeht. Der rekonstruierte TP-Freiwasserwert, in der Phase III-2 noch im mesotrophen Niveau, zeigt im weiteren Verlauf der folgenden 150 Jahre einen tendenziell exponentiellen Verlauf ins eutrophe Niveau und erreicht im rezenten Bereich 80–100 µg/l (Abb. 25). Charakteristische Vertreter dieser Diatomeengemeinschaft sind, im wieder an Bedeutung gewinnendem Pelagial, *Stephanodiscus hantzschii*, *S. alpinus*, *Cyclostephanos dubius* und *Actinocyclus normanii*. Letzterer ist ein auffälliger Neophyt in den norddeutschen Binnengewässern. Die Verbreitung dieser Art war ursprünglich auf das Brackwasser beschränkt. Seit Beginn des 20. Jahrhunderts wandert die Art in elektrolytreiche Binnengewässer ein (Erstnachweis in Berliner Gewässern 1911, JAHN & GEISSLER 1993).

Als Referenzzustand (nur geringe, nicht nachhaltige negative trophische Beeinträchtigung durch den Menschen) können die Bedingungen bis zur zweiten Wasserstandsregulation im ersten Drittel des 19. Jh. angenommen werden, d.h. Freiwasser-TP-Werte im oberen mesotrophen Bereich. Dies ist aufgrund der nachgewiesenen Rodungs- und Siedlungsaktivitäten während der deutschen Siedlungsaktivitäten im 13. Jh. durchaus erstaunlich. In vergleichbaren Gewässern Norddeutschlands (Groß Plöner See, Krakower See) waren die Aktivitäten der ostelbischen deutschen Besiedlung, vor allem die An-

staumaßnahmen wie an der Müritz nachgewiesen, der Beginn einer bis in die aktuelle Zeit reichenden nachhaltigen negativen Beeinträchtigung der trophischen Situation des Gewässers (OHLE 1973, 1979, ERLÉNKEUSER & WILLKOMM 1979, HÜBENER & DÖRFLER 2004). Die spätere teilweise Absenkung der Müritz hatte auch auf die Diatomeenbesiedlung und die Trophie einen deutlich nachweisbaren Effekt. Jedoch auch dieser fiel im Gegensatz zu den genannten Gewässern eher mäßig aus. Gründe für die unterschiedliche trophische Reaktion sind in einem hier günstigen terrestrischen und limnologischen Faktorenkomplex im Zusammenhang mit dem konkreten Nutzungsregime zu suchen. Es ist ein deutlicher Anstieg der summarischen Massenakkumulationsrate MAR in zeitlicher Übereinstimmung zu den Aktivitäten deutscher Siedler zu Beginn des 13. Jh. nachweisbar (Abb. 25), jedoch ist diese im Vergleich zu den genannten Seen relativ gering; vor allem jedoch ist die organische Sedimentation als Ergebnis der Gewässertrophie nur wenig erhöht. Der Anstau hatte an der Sietower Bucht den Überstau eines zu dem Zeitpunkt landwirtschaftlich wahrscheinlich nicht genutzten ausgedehnten Niedermoorareals zur Folge. Minerogene Areale mit geschiebelehmgeprägten Böden grenzen dagegen hochflächig an die Sietower Bucht. Der Überstau eines intakten Moorkörpers führt nicht zu einer Erhöhung des mineralischen Nährstoffaustrages; die komplexen Huminstoffe hingegen sind für die Algen in nur geringem Maße verfügbar. In der weiterhin flachen Bucht ermöglichte die aufgrund der ausbleibenden Trophieerhöhung weiterhin sehr gute Durchlichtung einen reichen Makrophytenbewuchs, der das niedrige trophische Niveau ebenfalls stabilisierte. Im kritischen Zeitpunkt des Anstaus ist zusätzlich eine sehr hohe CaCO_3 -Akkumulation nachweisbar (Abb. 25). Dieser Kalk schließlich wird große Anteile des trotzdem erhöhten externen PO_4^{3-} -Eintrages ausgefällt haben. Dieses Faktorengefüge begründet die nur mäßige Erhöhung der Trophie der Sietower Bucht in Zusammenhang mit den beginnenden slawischen Rodungen, jedoch vor allem der nachweislich intensiven Siedlungsaktivitäten der deutschen Siedler während des 13. Jahrhunderts. Die Freilegung dieser Flächen nach der Absenkung im 18./19. Jh., vor allem jedoch die sich im Verlauf des 19. Jh. und verstärkt im 20. Jh. intensivierende Landnutzung, hatte dann doch eine deutliche Veränderung vom oberen mesotrophen über die mäßig eutrophe Stufe ins deutliche eutrophe Niveau zur Folge.

8 Ergebnisse der ¹⁴C-Analysen – Chronostratigraphie und Wasserstandsentwicklung

8.1 Vergleich von ¹⁴C- und Palyno-Altern und Ableitung eines Zeit-Tiefen-Modells

Palynologische Daten liefern noch keine absolutchronologischen Aussagen, obwohl die ursprünglich vegetations- (und klima-) geschichtliche Gliederung des Spätglazials und des Holozäns längst auch vereinbarungsgemäß chronostratigraphische Verbindlichkeit hat (MANGERUD et al. 1974). Ungeachtet dessen können korrelierbare palynostratigraphische Events in ihrem konkreten räumlichen Auftreten zeitliche Differenzen aufweisen, die vegetationsgeschichtlich von Bedeutung sind. Schließlich ist auch das Auftreten von *human-impact*-Signalen zeitlich und räumlich differenziert und erfordert ebenso eine unabhängige absolute Datierung. Die Auswahl der für die Datierung vorgesehenen Proben orientierte sich an den in Tab. 7 aufgelisteten Kriterien, deren chronologische Zuordnung in konventionellen ¹⁴C-Jahren entsprechend dem bisherigen Kenntnisstand (MANGERUD et al. 1974) ebenfalls aufgeführt ist (Spalte Palyn. BP).

Die AMS-¹⁴C-Datierungen wurden mit Hilfe des Programms CalPal_A (WENINGER, JÖRIS, DANZEGLOCKE 2004) in Kalenderjahre umgerechnet. Diese Prozedur ist erforderlich, um Abweichungen der ¹⁴C-Alter (angegeben als Jahre BP (before present = 1950 AD)) vom wahren Alter zu korrigieren, die auf Grund von Schwankungen der extraterrestrischen Strahlung und damit des ¹⁴C-Gehaltes der Atmosphäre entstehen. Die Altersangabe erfolgt danach als Kalenderjahre BP – cal BP. Die Kalibrierung bis 12400 cal BP basiert auf Baumringdaten und ist genau und zuverlässig. Ältere Kalibrierungsdaten stammen von Ozean-Sedimentkernen und Korallen und sind damit vom ¹⁴C-Gehalt der Ozeanoberflächenschicht und nicht der Atmosphäre abhängig. Diese Kalibrierung weist nicht die Feinstruktur der Baumringkalibrierung auf und ist damit erheblich unsicherer. Andere Ansätze zur absolutchronologischen Gliederung des Spätglazials basieren auf der Korrelation mit grönländischen Eiskernen (JÖRIS & WENINGER 2000) oder auf der Warvenchronologie feingeschichteter Seesedimente (MERKT & MÜLLER 1999, LITT & STEBICH 1999, LITT et al. 2001).

Um diese kalibrierten Alter mit den Ergebnissen der Pollenanalyse vergleichen zu können, muss die Palynostratigraphie ebenfalls auf die siderische Zeitachse bezogen werden. Das gelingt für eine Anzahl palynologisch identifizierbarer Ereignisse mit guter Genauigkeit, so für das Einsetzen der mittelalterlichen Rodung (13. Jh.), den slawenzeitlichen Roggenanbau (11. Jh.), den Steilanstieg der Buchenkurve (ca. 1500 BP), das überregionale Ulmensterben („Ulmenfall“ – 4950 BP = 3730 BC) sowie für die Grenzen zwischen den Pollenzonen nach IVERSEN (1942) und FIRBAS (1949/52). Für die Gliederung des Spätglazials werden die von LITT & STEBICH (1999) angegebenen Warvenjahre BP herangezogen (vgl. STRAHL 2005).

Für eine Reihe von Punkten auf dem Sedimentkern wird damit der Vergleich zwischen ¹⁴C-Daten und Palyno-Daten möglich (Abb. 24, linke Seite). Dabei zeigt sich, dass die kalibrierten ¹⁴C-Alter signifikante und mit wachsender Tiefe erheblich zunehmende Abweichungen von den kalibrierten Palyno-Altern aufweisen. Dafür können mehrere Effekte verantwortlich sein. Der wichtigste wird als Reservoir-Effekt bezeichnet: die Proben entstammen entweder gänzlich aus Reservoiren, in denen die Aufenthaltszeit des Kohlenstoffs wesentlich größer ist als in der Atmosphäre (z. B. Grundwasser) oder Kohlenstoff aus diesen Reservoiren wenigstens teilweise an der Bildung der datierten Substanz beteiligt gewesen ist. In Süßwassersystemen ist der Reservoir-Effekt als „Hartwassereffekt“ bekannt (DEEVEY et al. 1954): durch die Lösung von geologisch altem Kalk bei der Grundwasserneubildung ist die ¹⁴C-Ausgangskonzentration der im Grundwasser gelösten Kohlensäure kleiner als in der Atmosphäre. In Seen,

| Nr | Code | Tiefe | BP | 1σ | δ ¹³ C | cal BP | 1σ | Palyn. BP | Bemerkung |
|--|-----------|-------|-------|-----|-------------------|--------|------|-----------|------------------------------|
| Kern MÜR-2 (Profundal Sietower Bucht) | | | | | | | | | |
| 1 | Erl-9147 | 283 | 1386 | 40 | -28.5 | 1314 | 22 | 700 | Beginn deutsche Rodungen |
| 2 | Erl-9148 | 363 | 1861 | 39 | -30.3 | 1800 | 49 | 1000 | Slawenzeit |
| 3 | Erl-9149 | 551 | 2732 | 42 | -28.7 | 2832 | 39 | 1500 | Fagus-Steilanstieg |
| 4 | Erl-9150 | 696 | 3702 | 46 | -27.5 | 4053 | 67 | 2700 | Subatlantik., Corylus-Gipfel |
| 5 | Erl-9151 | 798 | 4485 | 48 | -26.7 | 5153 | 103 | 3500 | Mittl./Jüngeres Subboreal |
| 6 | Erl-9152 | 881 | 4602 | 56 | -26.9 | 5292 | 142 | 4200 | Älteres/Mittleres Subboreal |
| 7 | Erl-9153 | 956 | 6086 | 76 | -26.9 | 6981 | 122 | 5000 | Ulmus-Fall |
| 8 | Erl-9154 | 965 | 5851 | 51 | -26.1 | 6661 | 68 | 5300 | Organ. Band |
| 9 | Erl-9155 | 1051 | 7115 | 74 | -27.1 | 7935 | 67 | 6600 | Mittleres Atlantikum |
| 10 | Erl-9156 | 1092 | 8201 | 69 | -27.5 | 9174 | 101 | 7200 | Älteres Atlantikum |
| 11 | Erl-9157 | 1147 | 9264 | 68 | -27.2 | 10435 | 105 | 8300 | Jüngeres Boreal |
| 12 | Erl-9158 | 1182 | 10572 | 95 | -27.9 | 12476 | 192 | 9200 | Jüngeres Präboreal |
| 13 | Erl-9159 | 1212 | 11832 | 115 | -28.4 | 13751 | 171 | 9700 | Älteres Präboreal |
| 14 | Erl-9160 | 1232 | 10730 | 110 | -26.8 | 12697 | 110 | 10100 | Jüngste Dryas-III |
| 15 | Erl-9161 | 1265 | 14609 | 146 | -26.9 | 17870 | 261 | 10500 | Mitte Dryas-III |
| 16 | Erl-9162 | 1312 | 12656 | 108 | -28.7 | 15055 | 351 | 11100 | Jüngstes Allerød |
| 17 | Erl-9163 | 1338 | 14383 | 155 | -26.9 | 17716 | 225 | 11600 | Älteres Allerød |
| 18 | Erl-9164 | 1355 | 19426 | 243 | -27.2 | 23196 | 408 | 12000 | Bølling |
| 19 | Erl-9165 | 1377 | 20294 | 246 | -25.7 | 24293 | 417 | 12200 | Dryas I |
| 20 | Erl-9166 | 1407 | 20698 | 295 | -25.6 | 24782 | 477 | 12350 | Meiendorf |
| 21 | Erl-9167 | 1462 | 28300 | 704 | -26.3 | 33062 | 1103 | 12600 | Ende Pleniglazial |
| 22 | KIA 30422 | 1355 | 13830 | 65 | -32.2 | 17240 | 135 | 12000 | Bølling |

Tab. 7: AMS-¹⁴C-Daten der Kerne MÜR-2, MÜR-3, MÜR-9 und KT2-3 in konventionellen und kalibrierten ¹⁴C-Jahren BP sowie palynostratigraphische Einordnung der Proben (Palyn.BP in konventionellen ¹⁴C-Jahren).

| Nr | Code | Tiefe | BP | 1 σ | $\delta^{13}\text{C}$ | cal BP | 1 σ | Palyn. BP | Bemerkung |
|---|--------------|-------|-------|------------|-----------------------|--------|------------|--------------|---------------------|
| Kern MÜR-3 (Litoral Sietower Bucht) | | | | | | | | | |
| 23 | Erl-9168 | 134 | 4922 | 70 | -26.6 | 5679 | 66 | | |
| 24 | Erl-9169 | 213 | 6686 | 72 | -26.9 | 7558 | 56 | | |
| Kern MÜR-9 (Epilitoral Sietower Bucht) | | | | | | | | | |
| 25 | Erl-9170 | 202 | 5307 | 56 | -27.5 | 6096 | 80 | 4800 | Älteres Subboreal |
| 26 | Erl-9171 | 329 | 8412 | 81 | -25.9 | 9407 | 85 | 6500 | |
| 27 | Erl-9172 | 350 | 8579 | 66 | -27.4 | 9574 | 57 | 6700 | |
| 28 | Erl-9173 | 700 | 10774 | 84 | -28.5 | 12761 | 84 | 9600 | Mittleres Präboreal |
| Kern KT2-3 (Halbinsel Großer Schwerin) | | | | | | | | | |
| 29 | KIA 30423 | 28 | 655 | 35 | -26.7 | 620 | 40 | | Mittelalter |

die durch Grundwasser gespeist werden, hat deshalb die in ihnen gebildete organische wie auch karbonatische Substanz eine für eine korrekte Altersbestimmung zu geringe ¹⁴C-Anfangskonzentration. Die untersuchten Proben erscheinen daher um hunderte oder gar tausende Jahre zu alt (AVERDIECK et al. 1972, BARNEKOW et al. 1998). GEYH et al. (1971) fanden, dass sich dieser Wert im Laufe der Seegeschichte in Abhängigkeit vom Verhältnis Volumen/Oberfläche ändern kann. Allerdings sind auch unregelmäßige Schwankungen infolge von Veränderungen im Einzugsgebiet sowie durch die See-Entwicklung selbst denkbar (BJÖRK & WOHLFAHRT 2001).

Eine weitere Fehlerquelle stellt die Altersverfälschung durch Kontamination dar: Bei der datierten Probe handelt es sich nicht ausschließlich um gleichzeitig gebildetes Material, sondern um eine Mischung aus verschiedenen alten Substanzen. In Seesedimenten sind es vor allem eingewehte oder eingeschwemmte fossile organische Substanzen, die zu höheren Altern führen. Solche Fälle sind i. d. R. durch deutlich größere Standardabweichungen erkennbar. Der durch Kontamination verursachte Fehler hängt vom Kontaminationsgrad und dem Alter der zugemischten Substanz ab. Die Zumischung fossilen Materials zu den Müritz-Sedimenten wird durch das Auftreten von Pollen aus dem Eem oder älteren Perioden deutlich. Sie ist beschränkt auf den spätglazialen Kernabschnitt und das Präboreal und ist besonders hoch in den palynologisch als Dryas I und Dryas III eingestuftten Sektionen, während im Allerød so gut wie keine fossilen Pollen gefunden wurden (Abb. 21, Kap. 6). Auch BJÖRK et al. (1998) fanden die größten Kontaminationen zu Zeiten klimatischer Schwankungen und führen diese auf damit verbundene Bodenerosion im Einzugsgebiet zurück. Um die genannten Effekte zu umgehen, sind verschiedentlich Pollen aus Sedimentproben angereichert und datiert worden (REGNELL 1992), doch haben sich auch durch diese aufwendige Methode Fehler bis 600 Jahre nicht vermeiden lassen (KILIAN et al. 2002).

Als Ursache für die (scheinbaren) Altersdifferenzen in den Müritz-Sedimenten sind sowohl die Änderung des Grundwasserzufflusses, des Volumen/Oberfläche-Verhältnisses infolge der Seespiegelschwankungen als auch – vor allem im Spätglazial – eine Kontamination mit fossilem Kohlenstoff in Betracht zu ziehen. Es ist deshalb davon auszugehen, dass die oben genannten Effekte zeitlich in unterschiedlichem Maße gewirkt haben.

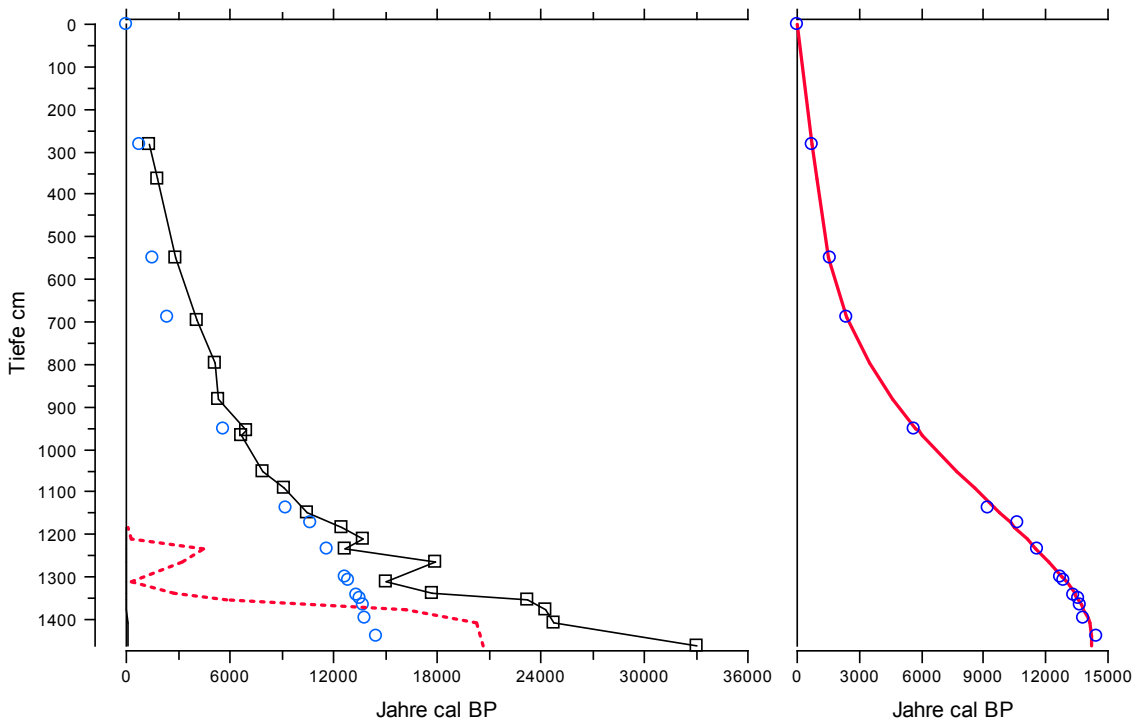


Abb. 26: links: Kern MÜR-2, Verteilung der kalibrierten AMS-¹⁴C-Daten (Quadrate), der auf siderische Jahre bezogenen Palynostratigraphie (Kreise) sowie des Prozentsatzes umgelagerter Pollen pro 100 Baumpollen (rote Kurve); rechts: Z/T-Modell (rote Kurve) auf Basis der auf siderische Jahre bezogenen Palynostratigraphie (Kreise).

Für die Erstellung eines Zeit-Tiefen-Modells wird deshalb auf die im Kern MÜR-2 identifizierten Untergrenzen der Palynozonen zurückgegriffen und diese den in Tab. 7 angegebenen Altern zugeordnet. Diese Verteilung kann über den gesamten Tiefenbereich durch ein Polynom 5. Grades mit einem Standardfehler von ± 178 Jahren approximiert werden. Mit Hilfe dieses Z/T-Modells ist es möglich, jeder Probe in der Tiefe *d* ein Alter *t* zuzuordnen, welches mit den kalibrierten Palyno-Altern konsistent ist (Abb. 26, rechte Seite). Die Altersangabe erfolgt als Jahre cal BP, darf aber nicht verwechselt werden mit den kalibrierten Altern der AMS-Daten in Tab. 7.

8.2 Bestimmung der Sedimentations- und Massenakkumulationsraten

Auf diesen Modellaltern basierend können für die Sedimentsäule Sedimentationsraten (SR) und Massenakkumulationsraten (MAR) berechnet werden. Die in mm a⁻¹ angegebene Sedimentationsrate ist die Geschwindigkeit, mit der die Sedimentsäule pro Zeiteinheit wächst. Infolge der postsedimentären Kompaktion nimmt dieser Wert mit zunehmendem Alter der Sedimente ab. Da deshalb unterschiedliche Zeitabschnitte innerhalb der Sedimentsäule nicht miteinander vergleichbar sind, werden unter Berücksichtigung der Lagerungsdichte der Sedimente Massenakkumulationsraten berechnet, die angeben, wie viel g Sediment (oder eines Sedimentbestandteils X = spezifische Massenakkumulationsrate MAR_x) pro m² und Jahr akkumulierten. Die Kompaktion wird hierbei über die Dichte berücksichtigt. Die Berechnungen gestalten sich wie folgt:

$$\begin{aligned}
 SR \text{ (mm a}^{-1}\text{)} &= f(t_n, d_n) - f(t_{n-1}, d_{n-1}) \\
 MAR \text{ (g m}^{-2} \text{ a}^{-1}\text{)} &= \text{DBD (g cm}^{-3}\text{)} * SR \text{ (mm a}^{-1}\text{)} * 10^3 \text{ (cm m}^{-2}\text{)} \\
 MAR_x \text{ (g m}^{-2} \text{ a}^{-1}\text{)} &= MAR * 0,01 * X \text{ (Gew.-%)}
 \end{aligned}$$

SEDIMENTKOM-
PAKTION

Die SR wird auf Basis des Zeit-Tiefen-Modells als sich mit der Tiefe stetig ändernd berechnet (s. Abbildungen 27 und 28).

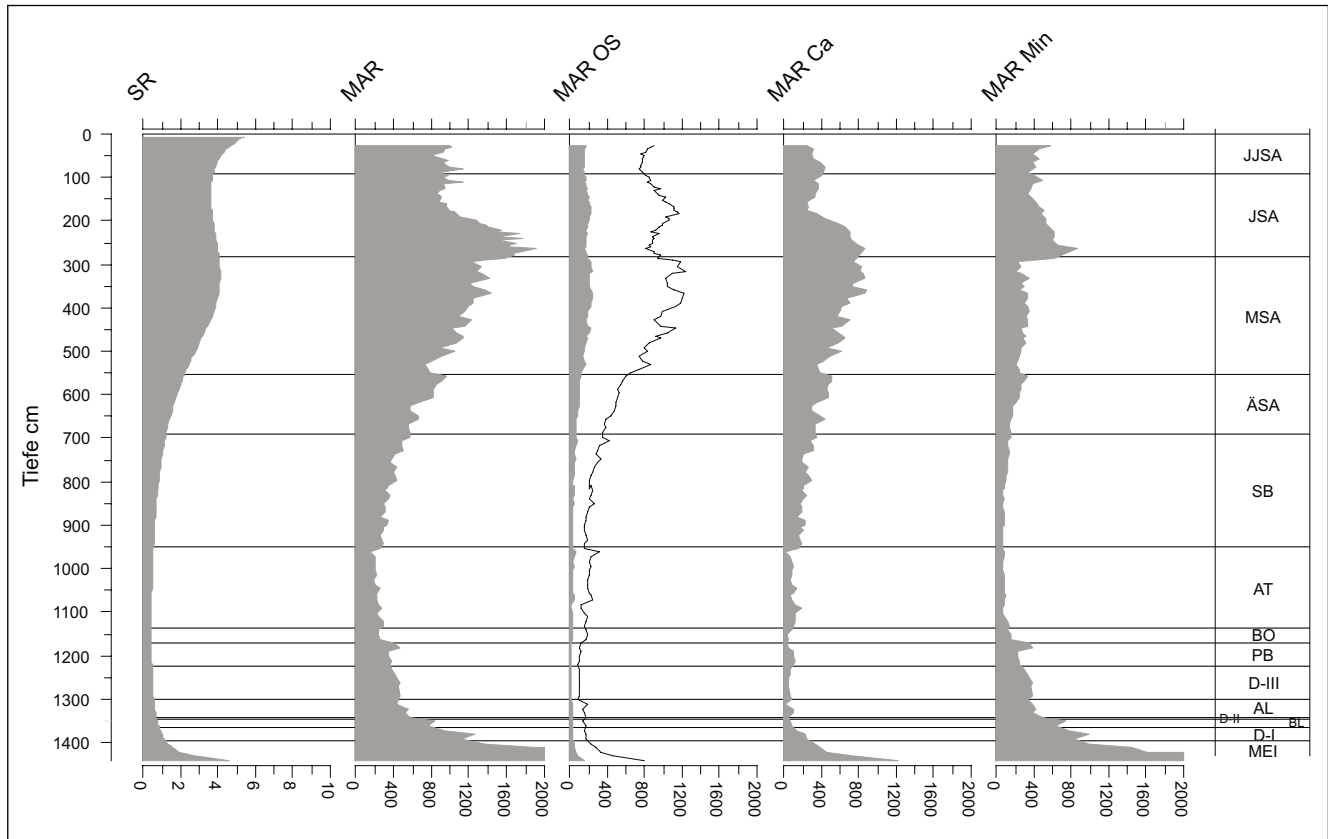


Abb. 27: Kern MÜR-2, Verteilung der Sedimentationsrate (SR in mm a^{-1}) und der Massenakkumulationsrate (MAR in $\text{g m}^{-2} \text{a}^{-1}$) für das Gesamtsediment sowie der spezifischen Massenakkumulationsraten für organische (MAR_{OS}, mit 5-fach überhöhter Kurve), karbonatische (MAR_{Ca}) und mineralische Substanz (MAR_{Min}) in Abhängigkeit von der Tiefe. Die MAR erreicht im Spätglazial nahezu $6000 \text{ g m}^{-2} \text{ a}^{-1}$ und ist aus Maßstabsgründen hier nicht dargestellt.

Die Sedimentationsrate beträgt gegenwärtig etwa 5 mm a^{-1} , hat ein erstes Maximum im Spätglazial und das absolute Minimum im Frühholozän. Erst vor 1500 Jahren wurde die Marke von 2 mm a^{-1} überschritten und erreichte bei ca. 350 cm Sedimenttiefe (ca. 1300 AD) ein zwischenzeitliches Maximum.

Deutlicher, weil nicht durch die Kompaktion verzerrt, spiegeln sich die Verhältnisse in der MAR bzw. den MAR_x wider (in Abb. 27 über die Tiefe, in Abb. 28 über die Zeit dargestellt). Während des Spätglazials werden in kurzer Zeit große Mengen mineralischer Substanz (MAR_{Min}) abgelagert, wodurch dieser Abschnitt relativ mächtig erscheint. Selbst die Akkumulationsrate organischer Substanz (MAR_{OS}) ist größer als zur Zeit des frühen Holozäns, was auf die Instabilität der Reliefoberfläche und auf die Bedeutung des allochthonen Stoffeintrags verweist. Die Schwankungen innerhalb des Spätglazials zu deuten, ist mit dem zugrunde liegenden Modell nicht möglich. Das Zeit-Tiefen-Modell löst dazu nicht ausreichend auf.

Das Präboreal (Pleistozän/Holozän-Grenze bei 11550 Warvenjahren, LITT et al. 2001, BJÖRK et al. 1998) beginnt mit einem leichten Anstieg der Kalksedimentation, die an der Wende zum Boreal (Beginn 10200 cal BP) zugunsten der mineralischen Komponente wieder zurückgeht. Im gesamten Abschnitt bis ca. 9000 cal BP überwiegt die Akkumulation der mineralischen Komponente MAR_{Min}, bis etwa 5900 cal BP ist sie etwa gleich hoch mit der MAR_{Ca} der karbonatischen Komponente. Zwischen 7000 und 5900 cal BP ist das Minimum an Stoffakkumulation erreicht, das Relief der Umgebung stabilisiert, der See in einem nährstoffarmen, produktionschwachen Zustand. Um 10000 cal BP steigt erstmals die MAR der organischen Substanz sichtbar an. Ein zweiter Anstieg erfolgt um 8000 cal BP. Die entscheidende Wende im Stoffhaushalt des Sees tritt um 5900 cal BP auf, in der sich nach der zeitweisen Sedimentation einer stärker organischen Mudde die Akkumulation von Kalk plötzlich verdoppelt, um bis 700 cal BP unter stetiger Erhöhung der Akkumulationsraten die Sedimentbildung zu dominieren. Die organische Komponente zeigt nach einem geringen, aber stetigen Anstieg seit 5900 cal BP eine

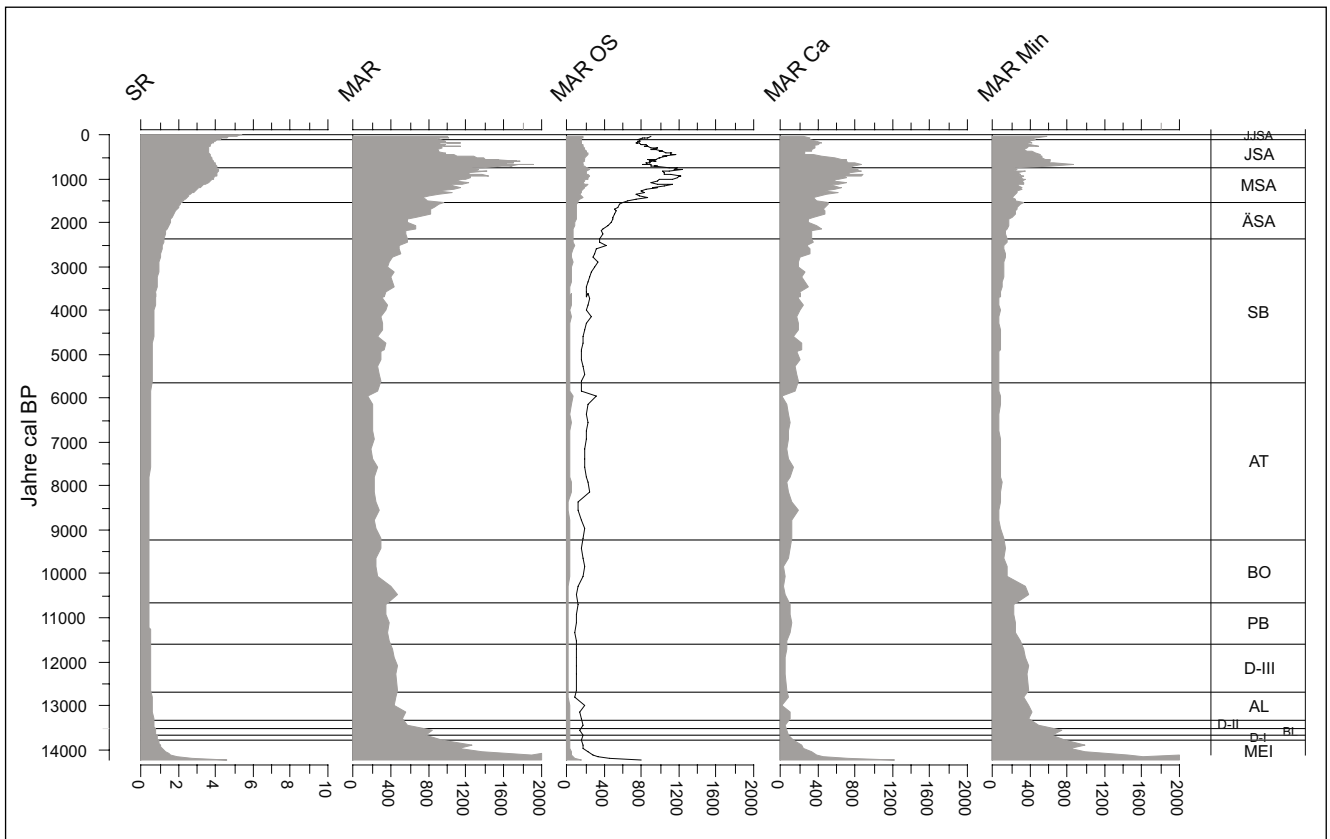


Abb. 28: Kern MÜR-2, Verteilung der Sedimentationsrate (SR in mm a⁻¹) und der Massenakkumulationsrate (in g m⁻² a⁻¹) MAR (Gesamtsediment) sowie der spezifischen Massenakkumulationsraten für organische (MAR_{OS}, mit 5-fach überhöhter Kurve), karbonatische (MAR_{Ca}) und mineralische Substanz (MAR_{Min}) in Abhängigkeit von der Zeit. Die MAR erreicht im Spätglazial nahezu 6000 g m⁻² a⁻¹ und ist aus Maßstabsgründen hier nicht dargestellt.

sprunghafte Zunahme ab 1500 cal BP. Die Kalkakkumulation fällt nach Erreichen eines deutlichen Maximums um 700 cal BP sehr kräftig ab und die mineralische Komponente dominiert die Sedimentation mit Schwankungen bis in die Gegenwart.

8.3 Korrelation der Kerne MÜR-1, MÜR-2 und MÜR-9

Obwohl nicht auf einem Profil gelegen, bieten sich die Kerne MÜR-1, MÜR-2 und MÜR-9 für den Versuch einer Parallelisierung an, um unterschiedliche Reaktionsweisen von Litoral und Profundal während der See-Entwicklung zu verdeutlichen.

Am Kern MÜR-1 wurden die Parameter DBD, Gehalte an organischer, karbonatischer und siliziklastischer Substanz sowie deren Korngrößenverteilung bestimmt, an den Kernen MÜR-2 und MÜR-9 darüber hinaus noch die Haupt- und Nebenelemente mit RFA. Eine paläoökologische Analyse erfolgte in MÜR-1 nicht. Von MÜR-9 liegt eine Pollenanalyse vor, die eine Überprüfung der zeitlichen Einordnung gestattet. Mit Hilfe der sedimentologischen Daten lassen sich vor allem die Kerne MÜR-1 und MÜR-2 parallelisieren, wobei deutliche Änderungen in den Kurvenverläufen der genannten Parameter sowie das Auftreten prominenter Sandlagen indikatorischen Wert haben (Abb. 29). Auf Grund der frühzeitig einsetzenden Verlandung in MÜR-9 ist eine Parallelisierung zu diesem Kern dagegen nur eingeschränkt möglich (s. Kap 4). Die Parameterverteilungen in den Kernen ähneln sich grundsätzlich. Die stärker siliziklastisch geprägten Spätglazialabschnitte sind ebenso erkennbar, wie der Anstieg des Kalkgehaltes am Beginn des Atlantikums und nochmalig am Beginn des Subboreals. Ebenso sind einzelne, ereignisgebundene Organogen- oder Sandlagen, aber auch der Einfluss der mittelalterlichen Rodungen sowie des Mühlenstaus identifizierbar. Die ufernähere Lage von MÜR-1 zeigt sich deutlich

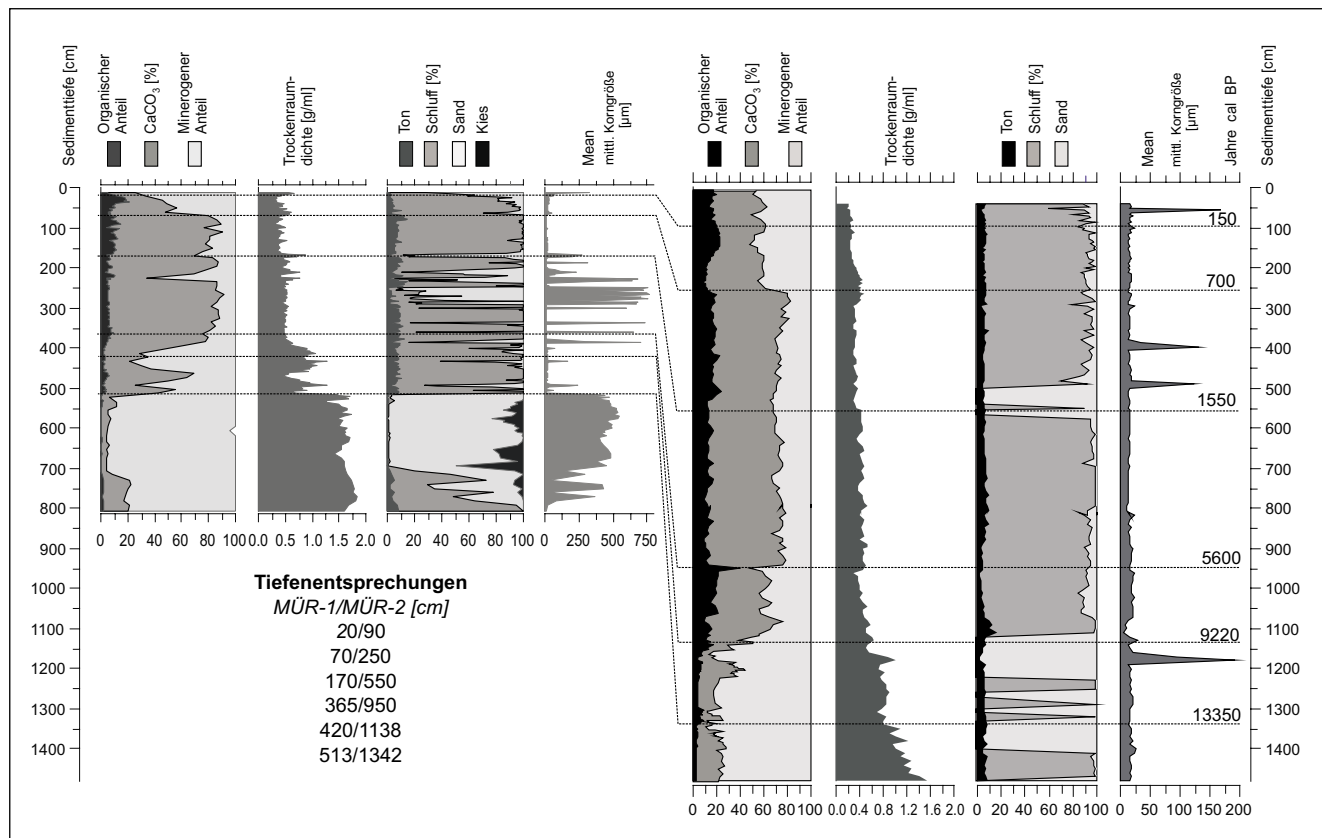


Abb. 29: Parallelisierung der Kerne MÜR-1 und MÜR-2 anhand sedimentologischer Parameter.

in den systematischen Differenzen zu MÜR-2: Kalkgehalt, Dichte und mittlere Korngröße der siliziklastischen Partikel sind größer und die Kurven weisen größere Schwankungen auf. In MÜR-9 prägen Verlandungsprozesse die jüngeren Kernabschnitte (Abb. 32).

Durch die Parallelisierung lässt sich die chronostratigraphische Gliederung von MÜR-2 auf MÜR-1 übertragen. Entsprechend dem Z/T-Modell von MÜR-2 können in beiden Kernen die Zeitpunkte 13350, 9220, 5600, 1550, 700 und 150 Jahre BP identifiziert und damit zwischen diesen Zeitpunkten die Sedimentationsraten für MÜR-1 berechnet werden. Zum Kern MÜR-9 ist die Herstellung sedimentologischer Bezüge wegen der bereits um 5700 cal BP einsetzenden Verlandung nur eingeschränkt möglich. Die Parallelisierung kann aber auf der Basis der Palynostratigraphie vorgenommen werden, wobei den Untergrenzen der Pollenzonen IV bis Xc ein absolutes Alter entsprechend Kap. 6 zugewiesen wird. Für die Untergrenze der PZ III wird die Endteufe von 872 cm eingesetzt. Damit lassen sich auch für den Kern MÜR-9 Sedimentationsraten berechnen (Abb. 30). Die Auflösung bleibt bei einem solchen Vorgehen naturgemäß recht grob.

Im Vergleich der Sedimentationsraten der drei Kerne zeigen sich gravierende Unterschiede. Für MÜR-1 und MÜR-2 zeigt der gleichsinnige Verlauf, dass es seit dem Spätglazial keine wesentlichen Störungen des Sedimentationsprozesses gegeben haben kann. Die Sedimentationsraten von MÜR-2 sind immer größer als die von MÜR-1. Diese Erscheinung ist im Trichtereffekt begründet, wonach Sedimente durch Umlagerung im Profundal bevorzugt akkumulieren. Bei MÜR-9 fallen die etwas höheren Raten vor Einsetzen der Torfbildung auf. Aus der für das Litoral ungewöhnlichen Sedimentationsrate lässt sich auf eine Lage in geschützter Position schließen. Aus der topographischen Karte geht hervor, dass MÜR-9 in Verlängerung einer heute nur noch schwer erkennbaren N-S verlaufenden Rinne lokalisiert ist, die im Osten durch einen Riegel von der Müritz getrennt ist (Abb. 4). Hinter diesem Riegel konnte die Kalkmudde-Sedimentation mit dem steigenden Wasserspiegel Schritt halten und in dem Moment, da der Wasserspiegel um 5700 cal BP retardierte, in eine Verlandung übergehen. Aus dem anschließenden ungestörten Torfwachstum bis mindestens um 1500 cal BP lässt sich ein erneuter fortwährender Wasserspiegelanstieg schlussfolgern. Die Sedimentationsrate nimmt deshalb wieder zu. Die Slawenzeit

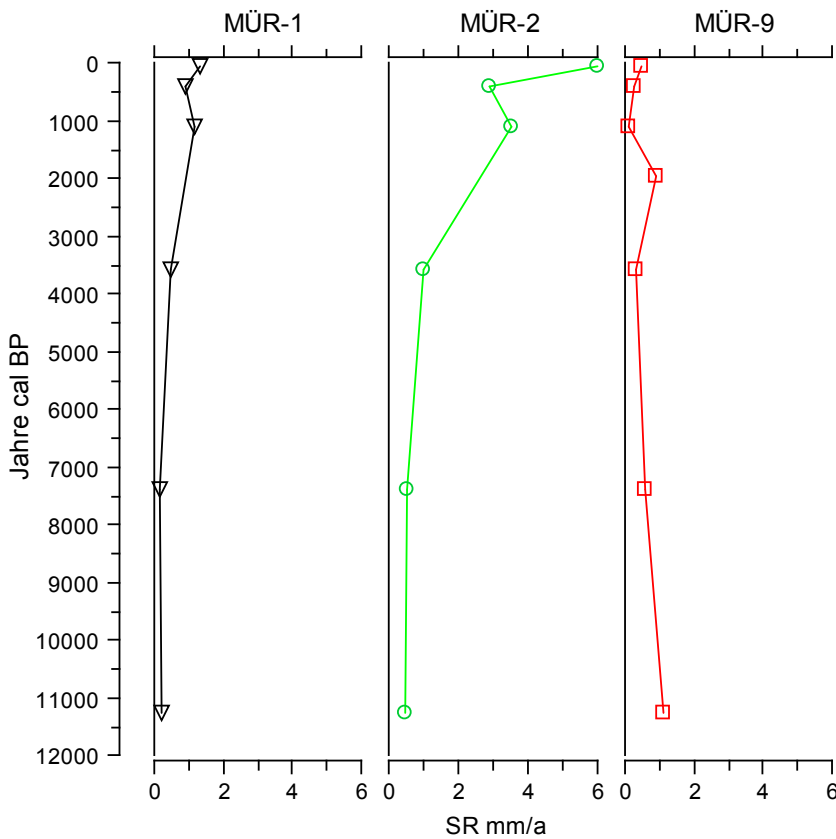


Abb. 30: Sedimentationsraten für parallelschiebende Zeitscheiben der Kerne MÜR-1, MÜR-2 und MÜR-9.

dagegen ist wegen eines tieferen Wasserstandes im Pollendiagramm praktisch nicht präsent (VA 16 mit Hiatus von der Völkerwanderungszeit bis zur Ostkolonisation), wodurch die Sedimentationsrate erneut absinkt. Auf diesen Hiatus folgt die Kalkmudde des mit dem Mühlenstau verbundenen hohen Wasserstandes. Schließlich setzt nach den Spiegelabsenkungen wieder Torfbildung ein, verbunden mit steigender Sedimentationsrate. MÜR-9 liefert damit wichtige Anhaltspunkte für die Rekonstruktion der Wasserspiegelenwicklung.

8.4 Rekonstruktion der Wasserspiegelenwicklung

Naturgemäß können aus der Analyse des uferfern gelegenen, bei -6 m unter Wasseroberfläche (diese liegt gegenwärtig bei 62 m HN) ansetzenden Kerns MÜR-2 kaum Aussagen über die Wasserspiegelenwicklung abgeleitet werden. Die ununterbrochene Sedimentation über mehr als 14000 Jahre hinweg zeigt aber, dass die Müritz mindestens seit dem Meiendorf existiert. Einen spätpleistozänen Wasserstand deutlich über dem gegenwärtigen Niveau zeigen glazilimnische Sedimente am Ostufer der Müritz an, für das Allerød schließt KAISER (1998) auf einen Wasserstand von unter 60 m, am Übergang Jüngere Dryas/Präboreal ist nach SCHOKNECHT (1990) mit 56–57 m HN zu rechnen.

Weitere Aussagen lassen sich aus Datierungen subaquatischer Sedimente und semiterrestrischer und damit wasserspiegelnaher Sedimente der ufernah entnommenen Kerne (zur Lage s. Abb. 4) und ihren Relationen zu einigen Indikatoren des Kerns MÜR-2 ableiten. Aus der Existenz frühholozäner über spätglazialen Ablagerungen in den Kernen MÜR-1 und MÜR-9 darf man schließen, dass der Wasserspiegel nie tiefer lag als 56,5 m HN. Eine 7 m unter Seespiegel aus MÜR-9 entnommene Probe (Einsetzen der Kalkmudde) liefert ein AMS-Datum von 10774 BP = 12760 cal BP. Palynologisch ist sie jedoch in das früheste Holozän zu stellen. Unter Berücksichtigung von Kompaktion und der über den Sedimenten erforderlichen Wassersäule wäre für diese Zeit sogar eher ein Spiegelstand von 58–59 m anzunehmen (Abb. 31).

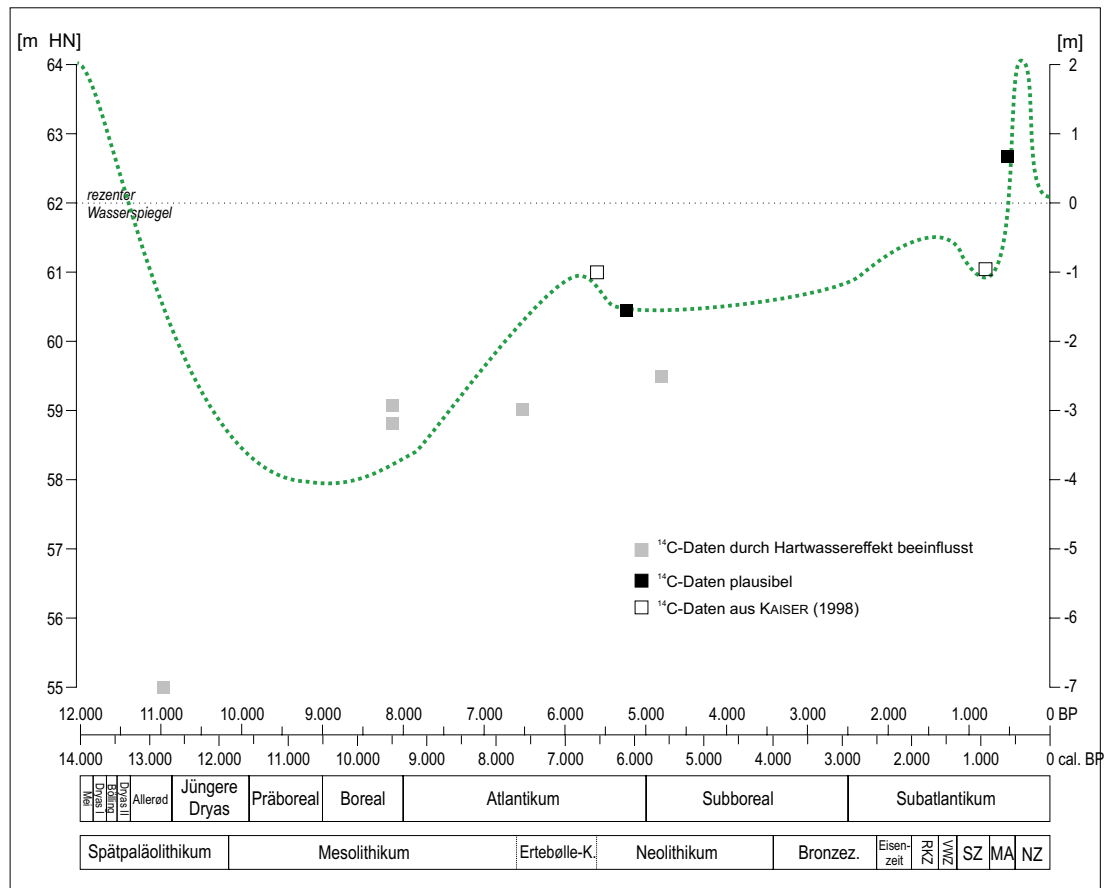


Abb. 31: Wasserspiegelenwicklung der Müritz. Die verfügbaren ¹⁴C-Daten sind nach ihren kalibrierten Altern eingetragen, für die grau dargestellten Daten wären zusätzlich unbekannt hohe Hartwasser- oder Kontaminationseffekte zu berücksichtigen, die jüngere Alter ergeben würden. Die schwarz dargestellten Daten aus den Kernen MÜR-9 und KT2-3 erscheinen ebenso zuverlässig wie die zu Vergleichszwecken herangezogenen Daten (leere Quadrate) von der Spuklochkoppel und der Burgwallinsel Vipperow (KAISER 1998).

Der Wasserspiegel muss danach bis etwa 61 m HN angestiegen sein, da im Kern MÜR-9 Kalkmudde bis in die Höhe von 60,5 m lagert (Abb. 32). Unterbrochen wird die Akkumulation nur durch eine bei 59 m auftretende, 20 cm mächtige silikatreiche Organomudde, aus der zwei AMS-Daten von 8579 ± 66 BP (9574 ± 57 cal BP) und 8412 ± 81 BP (9407 ± 85 cal BP) vorliegen, während palynologisch ein Alter von 6700 bzw. 6500 BP (7560 bzw. 7400 cal BP) wahrscheinlicher ist. Entstehungsdauer und Silikatgehalt deuten auf Ufernähe oder zumindest stärkeren allochthonen Eintrag hin. Die ¹⁴C-Daten sind auch deshalb nur eingeschränkt aussagefähig. Die Kalkmudde geht zum Hangenden in eine silikatreiche Organomudde und schließlich in Torf über. Aus der untersten Torflage stammt ein AMS-Datum von 5307 ± 56 BP (6096 ± 80 cal BP). Aus dem Kern MÜR-3 liegen zwei weitere AMS-Daten vor: eine sandreiche Kalk-/Organomudde bei 58,8 m – und damit kurz vor Ende der Kalkmudde-Sedimentation – erbrachte 6686 ± 72 BP (7558 ± 56 cal BP, für dieses Datum gelten die oben diskutierten Einschränkungen, die sich aus allochthonen Einträgen ergeben). Bei 59 m beginnt die Torfakkumulation, unterbrochen durch zwei Einschaltungen von Kalkmudde bei 59,60 m, die durch ein schmales Torfband getrennt sind. Aus diesem stammt das zweite Datum, das ein Alter von 4922 ± 70 BP (5679 ± 66 cal BP) liefert (Abb. 32).

Aus diesen wenigen Daten auf die Wasserspiegelenwicklung zu schließen, ist insofern problematisch, als sie in sich widersprüchlich sind und nicht durch ein Akkumulationsmodell in einem einfach gestalteten Becken erklärt werden können. Es müssen neben den bekannten Fehlerquellen vor allem die bereits in Kap. 6.5 postulierte Lage von MÜR-9 in einem geschützten Teilbecken in Betracht gezogen werden, aber auch die Tatsache, dass in Ufernähe (MÜR-3) Sedimentumlagerungen in stärkerem Maße

vorkommen, welche die Datierungen verfälschen. Zunächst lässt sich feststellen, dass der Wasserspiegel von 58–59 m offenbar unter leichten Fluktuationen ansteigt, wodurch es zu wechselnden Organogehalten im Sediment kommt (Muddebänder (umgelagert?) in MÜR-9 und MÜR-3). Um 6500 cal BP wird für kurze Zeit der mittelhöhenstand erreicht: in Kern MÜR-2 wird die maximale Anzahl an planktischen Diatomeen gezählt (vgl. Kap. 7). Die von SCHOKNECHT (1990) und MEINKE et al. (1967) für das ältere Subboreal angenommene Spiegellage bei etwa 62 m HN wird damit in das jüngste Atlantikum vorverlegt. Danach fällt der Wasserspiegel, die Kalksedimentation in MÜR-9 endet, es kommt zur Ablagerung einer sandreichen Mudde (Abb. 12, Kap. 4).

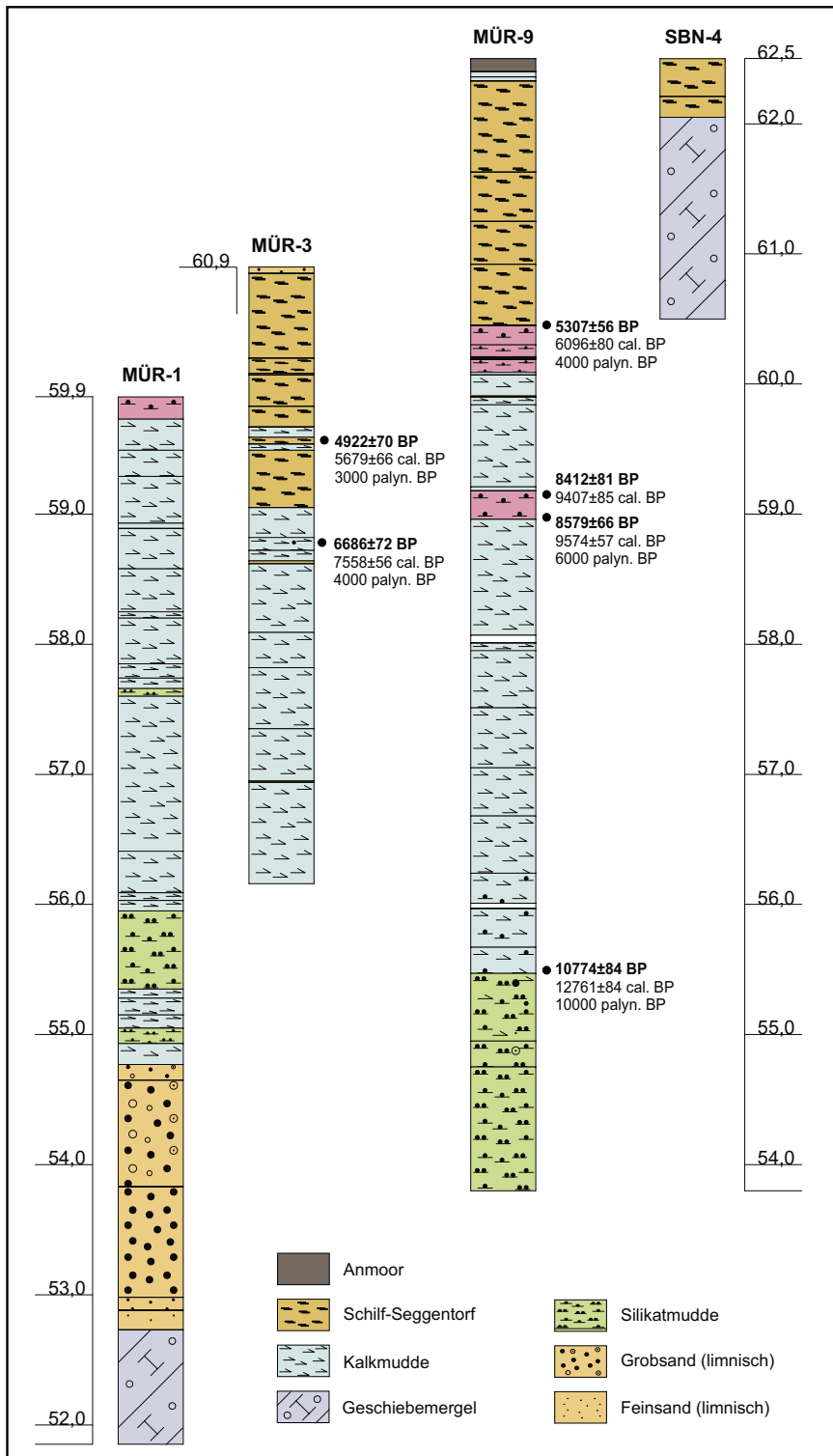


Abb. 32: Stratigraphie und ¹⁴C-Datierungen der Kerne MÜR-1, MÜR-3, MÜR-9 und SBN-4 mit Höhenbezug auf HN. Zur Lage der Kerne siehe Abb. 2

Nach oder schon während des Wasserspiegelfalls setzt bei einem Stand von etwa 60,5 m HN um 5700 cal BP Verlandung ein, der Schilfgürtel dehnt sich schnell aus (wahrscheinlich etwa zeitgleiches Einsetzen der Torfakkumulation in MÜR-3 und MÜR-9). Aus dem Aufwachsen von festem Seggentorf in MÜR-9 wird jedoch geschlossen, dass der Wasserspiegel nicht weiter absank sondern erneut langsam anstieg. Auf der Scharfläche vor der Spuklochkoppel am Ostufer der Müritz setzt in dieser Zeit ebenfalls Vertorfung ein (KAISER 1998: 5420 ± 75 BP = 6250 cal BP). Der Standort von MÜR-3 wird noch einmal kurzfristig in den Bereich der Kalkmudde-Sedimentation einbezogen, der Wasserspiegel liegt zu diesem Zeitpunkt auf jeden Fall höher als 60 m HN, das Torfband in der Kalkmudde wird als umgelagert gedeutet. Schoknecht (1990) nimmt sogar ein Niveau von 62 m an, doch hätte dies zu einer Überflutung bei MÜR-9 geführt, die nicht nachweisbar ist. Vielmehr zeigt das Pollendiagramm von MÜR-9 (Abb. 20, Kap. 6.3.1), dass bis einschließlich der Völkerwanderungszeit ein ununterbrochenes Torfwachstum erfolgte. Der Torf wächst in PZ VIII mit $0,3 \text{ mm a}^{-1}$, in PZ IX aber mit $0,8 \text{ mm a}^{-1}$ (Abb. 30), woraus auf einen schnelleren Wasseranstieg nach 2600 cal BP geschlossen wird.

Um welchen Betrag danach der Wasserspiegel noch einmal gesunken ist, kann nicht sicher festgestellt werden. KAISER (1998) erwägt eine bereits früher einsetzende Absenkung bis auf 59,5 m und begründet dies mit von ihm selbst als unsicher bezeichneten Befunden vom Prelitzsee. Allerdings hätte eine Absenkung um 1,5 m zu drastischen Veränderungen am Torf des Standortes MÜR-9 führen müssen, die sich nicht haben feststellen lassen. Für die Zeit um 1000–900 cal BP ist wegen der archäologischen Befundsituation auf der Burgwallinsel Vipperow eine Spiegellage von ca. 61 m HN evident (KAISER 1998), jedoch sind eventuelle nachträgliche Setzungen der Fundschichten bisher nicht in Betracht gezogen worden. Nach den hier vorgestellten Befunden sollte der Wasserspiegel zwischen 5700 und 1000 cal BP nicht unter 60,5 m HN gesunken und nicht wesentlich über 61,5 m HN gestiegen sein (Abb. 31).

Im Verlauf des 13. Jahrhunderts erreicht der Seespiegel ein Niveau von 62–63 m HN (KAISER 1998: Höhenlage von Torf und Anmoor am Prelitzsee). Aus dem Niveau von 62,7 m HN konnte im Kern KT2-3 vom Großen Schwerin eine Probe von anmoorigem Sand auf 620 cal BP (655 ± 35 BP) datiert werden, die diesen Anstieg dokumentiert (Abb. 31). Auch auf den Moorflächen im Norden der Sietower Bucht schlägt die Torf- zwischenzeitlich in eine Kalkmudde-Akkumulation um (VA 17 in MÜR-9, Abb. 20 und 32). Der Hochstand muss nach der Position der Terrassensande am Nordufer des Großen Schwerins mindestens 63,5 m erreicht haben, KAISER (1998) gibt nach den Befunden vom Prelitzsee etwa 65 m HN an. Um 1622 sollte dieses Niveau nach der Laubergs Karte bereits wieder unterschritten worden sein (KAISER 1998), weitere Absenkungen bis auf das heutige Niveau erfolgten in den Jahren 1798–1803 und 1831–1837 durch die Elde-Regulierung und den Bau des Bolter Kanals (VOIGTLÄNDER 1982).

9 Die jungquartäre Entwicklungsgeschichte der Müritz

In diesem Kapitel werden die sedimentologischen, paläobotanischen und paläolimnologischen Befunde aus den Untersuchungen im Bereich der westlichen Müritz (Sietower Bucht) chronologisch zusammengestellt und diskutiert. Schwerpunkte bilden hierbei die Beckenentwicklung, das postglaziale Sedimentationsgeschehen, die Vegetations- bzw. Waldentwicklung und die limnologische und paläohydrographische Entwicklung der Müritz. Aus den Pollendiagrammen der Kerne MÜR-2 und MÜR-9 können zudem Rückschlüsse auf das Siedlungsgeschehen und anthropogene Einwirkungen gezogen werden. Eine detaillierte Studie zur Siedlungsgeschichte muss allerdings auf archäologische Quellen und Befunde zurückgreifen, die für diese Untersuchungen bewusst ausgegliedert wurden. Jedoch liefert das Pollendiagramm MÜR-2 in Kombination mit den diatomologischen Analysen und der Wasserspiegelkurve eine profunde Grundlage für ergänzende und weiterführende archäologische und historische Untersuchungen im Gewässerumfeld wie auch unter Wasser.

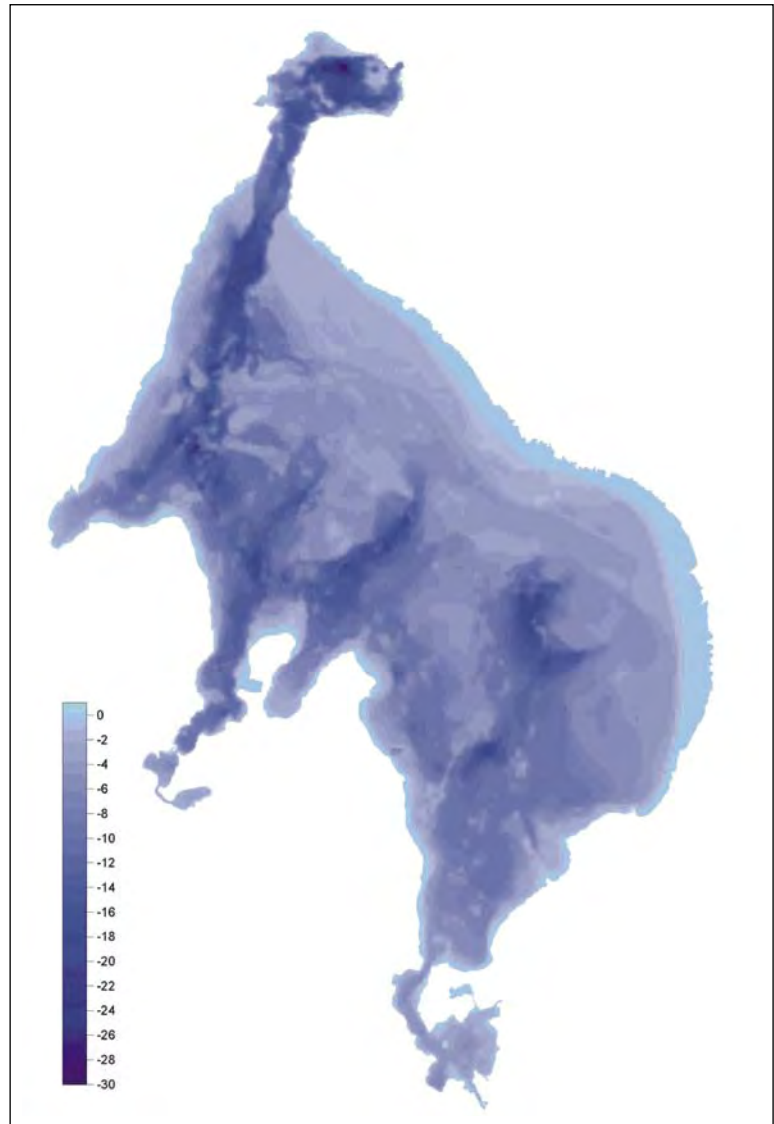
9.1 Pleni- und Spätglazial (Meiendorf bis Jüngere Dryas, 14450–11590 cal BP)

Alle der heute im Jungmoränengebiet verbreiteten Seen sind als Relikt des Weichselglazials, speziell als Ergebnis glazigener wie glazihydrodynamischer Prozesse (*sensu* NITZ 1984) anzusehen, wobei eine mögliche Beckenpersistenz über mehrere Glaziale hinweg vor allem für große Seebecken diskutiert wird (LUDWIG 1993, RÜHBERG 1995). Eine dritte geomorphologische Komponente der Beckenentstehung ist deren Konservierung durch Toteis, was zu einer zeitlichen Verzögerung der Hohlformausbildung führte. Die Genese von seenerfüllten Becken bleibt eine der momentan nicht eindeutig zu beantwortenden Fragestellungen (KAISER 2001, RÜHBERG 1995, MÜLLER 2004, BLASZKIEWICZ 2005, NITZ 1984). Der große Aufwand stratigraphischer und sedimentologischer Arbeiten im Bereich von größeren Seen ist eine Erklärung für die geringe Datendichte. So stellen Profundalbohrungen in den Seen Mecklenburgs noch immer ein Novum dar, sofern diese in pleni- und spätglaziale Sedimentsequenzen vordringen und sich eine multidisziplinäre Bearbeitung der Kerne anschließt. Dagegen existiert für das polnische Jungmoränengebiet eine vergleichsweise hohe Befunddichte limnischer Sequenzen des frühen Postglazials (NIEWIAROWSKI 2002, BLASZKIEWICZ 2005). Eine Vielzahl limnischer und telmatischer Profile mit Spätglazial-Basis diskutiert STRAHL (2005) für das benachbarte Brandenburg unter palynologischen Gesichtspunkten.

Die Tiefenkarte der Müritz verdeutlicht ein verzweigtes Rinnensystem, welches die Müritz von Nord nach Süd bzw. West durchzieht und die rezenten Tiefenmaxima hervorruft (Abb. 33). Sie legen einen erheblichen subglazialen bzw. glazifluvialen Beitrag zur initialen Beckenentstehung nahe. Rundliche Kessel mit großen Wassertiefen heben sich am östlichen Ausgang der Sietower Bucht ab und lassen zusätzlich einen starken Toteiseinfluss bei der Genese des Müritz-Beckens vermuten (Abb. 33). Vor diesem Hintergrund liefern die basalen Kernabschnitte des Spätglazials im Profil MÜR-2 mit einem Schichteneinfallen bis zu 35° einen deutlichen Hinweis auf verzögertes Austauen von Toteis im Bereich der Sietower Bucht.

Der limnische Sedimentationsbeginn konnte für die Sietower Bucht nicht zweifelsfrei bestimmt werden. Die ununterbrochene Sedimentation zeigt, dass die Müritz mindestens seit dem ausgehenden Pleniglazial (>14450 cal BP) existiert. Basal kommen kompakte, schluffige Silikatmudden zur Ablagerung, die auch als Abschlamm-Massen des Gewässerumfeldes angesprochen werden können, welche die Geschiebemergeloberfläche der glazigenen Beckenbasis maskieren. Auf Grund hoher Akkumulationsraten ist dieser Abschnitt relativ mächtig. Selbst die Akkumulationsrate organischer Substanz ist größer als im Frühholozän, was auf die Instabilität der Reliefoberfläche und auf die Bedeutung des allochthonen Stoffeintrags verweist.

Abb. 33: Rasterkarte der aktuellen Müritz-Wassertiefen aus Daten des Seenprogramms Mecklenburg-Vorpommern.



Die spätglazialen Kernabschnitte enthalten aufgrund der Schalenlösung kein ausreichendes Diatomeenaufkommen für eine detaillierte Milieuanalyse. Ein auswertbarer Abschnitt bis 1261 cm wird fast ausschließlich durch benthische Diatomeen repräsentiert, die auf Flachwasserbedingungen und lange Eisbedeckungen hinweisen.

Spätglaziale Wasserstände über dem heutigen Niveau sind ein verbreitetes Phänomen an mecklenburgischen Seen, die zumeist über Seeterrassen geomorphologisch nachweisbar sind (SCHULZ 1963, 1968, LORENZ 2002). Einen pleni- und spätglazialen Wasserstand der Müritz deutlich über dem gegenwärtigen Niveau zeigen glazilimnische Sedimente am Ostufer an, für das Allerød schließt KAISER (1998) auf einen Wasserstand von unter 60 m, am Übergang Jüngere Dryas/Präboreal ist nach SCHOKNECHT (1990) mit 56...57 m HN zu rechnen. Aus der lückenlosen Abfolge frühholozäner über spätglazialen Seesedimenten kann auf einen Wasserspiegel geschlossen werden, der nie tiefer als 56,5 m HN lag.

Die spätglaziale Vegetationsentwicklung ist stark an die Klimaschwankungen des ausgehenden Glazials gebunden. Erste Vegetationsnachweise können für das ausgehende Pleniglazial erbracht werden. Meiendorf (14450–13800 cal BP) und Älteste Dryas (PZ Ia, 13800–13670 cal BP) sind durch eine Tundren- bzw. Steppentundrenvegetation mit *Artemisia*, *Chenopodiaceae* und *Ericales* bei abnehmender *Pinus*-Vorherrschaft unter den Baumarten charakterisiert. Typisch ist ein sehr hoher Anteil der Nichtbaumpollen, der sich im anschließenden Bølling (PZ Ib, 13670–13540 cal BP) noch verstärkt. Hier dominiert *Salix* neben *Hippophae*. Die Anzahl umgelagerter wärmeliebender Pollen erreicht immer noch hohe Werte, was von einer stärkeren Sedimentzufuhr aus dem Gewässerumfeld in das Müritz-

Becken zeugt. Eine kräuterreiche Tundra zeichnet sich in diesem Zeitraum ab. In der Älteren Dryas (PZ Ic, 13540–13350 cal BP) werden die höchsten Nichtbaumpollen-Werte erreicht, was auf nahezu völlige Baumfreiheit hindeutet. Die zunehmende Geschlossenheit der Vegetationsdecke lässt auf eine Entwicklung zur lückigen Parktundra schließen. Das Allerød (PZ II, 13350–12680 cal BP) beginnt mit einem sich zunehmend schließenden *Pinus*-reichen *Betula*-Wald, ist über die längste Zeit jedoch als *Betula*-armer *Pinus*-Wald ausgebildet. Die maximale *Pinus*-Ausbreitung wird erst kurz vor dem Klima-Umschwung zur Jüngeren Dryas (PZ III, 12680–11590 cal BP) erreicht. Diese ist erneut durch sehr hohe NBP- und erhöhte *Salix*-, *Artemisia*- und *Ericales*-Werte gekennzeichnet. Wacholder (*Juniperus*) und Zwergbirke (*Betula nana*) prägen die Vegetation der Waldtundra-Landschaft mit.

9.2 Frühholozän (Präboreal und Boreal, 11590–9220 cal BP)

Im Frühholozän setzt in der Müritz die Sedimentation zunehmend kalkreicher Mudden ein, die auf eine fortschreitende Erwärmung und Besiedlung des Gewässers hindeuten. Im Präboreal (11590–11640 cal BP) steigt im Freiwasser der Müritz die Kalksedimentation anfangs deutlich an, um sich im Boreal aufgrund hoher silikatischer Einträge stark zu vermindern. Die organische Sedimentation nimmt kontinuierlich, mit Rückschlägen an der Grenze Präboreal-Boreal, zu. Zugleich lassen sich für diesen Abschnitt vermehrte Sandeinträge nachweisen, Schluff dominiert allerdings die silikatische Sedimentation. Am nördlichen Beckenrand (Profil MÜR-9) zeigen sich dagegen sehr konstante Sedimentationsbedingungen mit hohen CaCO_3 -Werten und deutlich geringeren Minerogen-Anteilen. Diese Unterschiede sprechen für eine zeitweise gesonderte Entwicklung in Teilbecken.

An der Grenze Spätglazial–Frühholozän treten erstmals sporadisch planktische Diatomeen auf. Erst ab dem ausgehenden Boreal sind sie kontinuierlich vertreten, ohne jedoch zu dominieren. Bis zum Übergang Boreal–Atlantikum werden Wasserstände von 58...59 m HN rekonstruiert, die für eine planktische Entwicklung nicht ausreichend gewesen sind (Abb. 25 Kap 7, Abb. 31 Kap 8). Aus diatomologischer Sicht spiegeln die frühholozänen Sedimente eine etwa 3000 Jahre währende Übergangsphase der Gewässerentwicklung wider, die bis ins mittlere Atlantikum fort dauert. Dabei stellt sich die spätglaziale Vorherrschaft benthischer Taxa auf eine planktische Dominanz mit *Stephanodiscus alpinus*, *Cyclotella radiosa* und *C. comensis* um. Die Müritz (die Sietower Bucht) war im Frühholozän ein sommerwarmes, geschichtetes Gewässer mit einer gut durchlichteten litoralen Zone. Die rekonstruierten TP-Werte erreichen minimale Werte unter 20 $\mu\text{g/l}$ und sprechen für oligo-mesotrophe Bedingungen im See.

Die Vegetationsentwicklung des Präboreals ist durch einen steilen Abfall der NBP-Werte gekennzeichnet, was vor allem durch den Anstieg von *Betula* und *Pinus* hervorgerufen wird. Jedoch bestand noch ein relativ hoher Offenlandanteil, aber die Abnahme umgelagerter Palynomorphen deutet auf zunehmend stabile Oberflächen im Gewässerumfeld hin. Die hohen *Poaceae*-Werte können als Beleg für einen ab jetzt etablierten Röhrichtgürtel angesehen werden, Gewässerarten wie *Pediastrum* u. a. sind repräsentativ vertreten. Im Boreal (10640–9220 cal BP) verläuft die Entwicklung von einem geschlossenen *Betula*-*Pinus*-Wald zu einem lichterem *Corylus*-*Betula*-*Pinus*-Wald. Geringfügig sind *Ulmus* und *Quercus* an der Waldgesellschaft beteiligt. Es gibt im Pollenspektrum keine Hinweise auf eine menschliche Aktivität im Gebiet.

9.3 Mittelholozän (Atlantikum und Subboreal, 9220–2400 cal BP)

Im Atlantikum (9220–5660 cal BP) ist das Einsetzen einer verstärkten karbonatischen Sedimentation auffälligstes Merkmal, dabei werden maximale CaCO_3 -Werte von 60 % erreicht. Zugleich nimmt die organische Komponente zu Lasten der siliziklastischen Einträge in den Kalkmudden stark und kontinuierlich zu. Zum Ende des Atlantikums erreichen im Profil MÜR-2 die organogenen und minerogenen Komponenten innerhalb einer Schwemmtorf-Lage ein Maximum. Am nördlichen Beckenrand der Sie-

tower Bucht setzt kurz danach die Verlandung mit Akkumulation von Torfen ein. Sie markiert einen temporär verminderten Wasserstand der Müritz, welcher sowohl palynologisch als auch diatomologisch bestätigt wird.

Ab dem Subboreal (5660–2400 cal BP) zeigen sich in allen Profilen sehr konstante Sedimentationsbedingungen mit deutlich erhöhten Sedimentationsraten, die bis ins Hochmittelalter für fast 5000 Jahre erhalten bleiben. Kennzeichnend ist die rasante Zunahme des Planktonanteils der Diatomeen, was auf konstant hohe bzw. steigende Wasserstände hindeutet. Bei den benthischen Diatomeen-Taxa zeigt eine sehr ausgewogene Artengemeinschaft die ebenfalls stabilen Verhältnisse in einer gut durchlichteten Bucht. Die Müritz hatte einen oligo- bis mesotrophen und dimiktischen Status.

Der Zeitraum Boreal bis frühes Subboreal ist für das westliche Müritz-Umland ein Abschnitt mit der natürlichsten und geschlossensten Bewaldung. Artenreiche Mischwälder aus Eichen, Linden und Ulmen prägten die walddreiche Landschaft, Kiefer, Birke und Hasel waren stete Vertreter darin. Im mittleren Subboreal erfolgt der erste Getreidenachweis für das Neolithikum bei noch niedrigen Werten der Siedlungszeiger. Wenig später lässt sich eine erste längere Phase stärkerer agrarischer Nutzung mit etwas Getreideanbau und erhöhten Kulturbegleiter-Werten, vor allem auch *Plantago lanceolata* nachweisen, die der Urnenfelderbronzezeit zugeordnet wird. Sedimentologisch bildet sich diese Phase durch verstärkte Organogen- und Minerogen-Einträge ab. Sowohl der Rückgang oligotropher Diatomeen-Arten, wie auch das Auftreten trophietoleranter Arten sind eine wahrscheinliche Reaktion auf die initiale Landnutzung im Gewässerumfeld seit dem Beginn des Neolithikums um 5500 cal BP. Diesem Nutzungsverlauf entsprechen auch die rekonstruierten TP-Werte. Sie steigen innerhalb eines mesotrophen Gesamtniveaus tendenziell an.

9.4 Jungholozän (Subatlantikum, 2400–0 cal BP)

Die Sedimentationsbedingungen bleiben bis in die jüngere Hälfte des Subatlantikums im Wesentlichen konstant und entsprechen denen im Subboreal. In der Slawenzeit ab dem 8. Jahrhundert finden sich allerdings im Litoral und auch im Profundal zeitweilig verstärkte klastische Einträge. Im gleichen Zeitraum zeigt der organogene Anteil eine deutliche Zunahme. Die Zunahme der Sandfraktion verdeutlicht zugleich den Wechsel in ein höherenergetisches Milieu. Diese Merkmalskorrelation spricht für einen temporär niedrigeren Wasserstand in der Slawenzeit mit Sedimentumlagerungen im Litoral. Slawenzeitlich verringerte Wasserstände sind für zahlreiche Seen Mecklenburgs archäologisch dokumentiert und gelten auch für die Müritz als abgesichert (z. B. BLEILE 2005). Für die mittelslawische Zeit um 1000–1100 AD ist aufgrund der archäologischen Befundsituation auf der Burgwallinsel Vipperow eine Spiegellage von ca. 61 m HN evident (KAISER 1998). Basierend auf den sedimentologischen Befunden aus der Sietower Bucht sollte der Wasserspiegel zwischen 6100 und 1000 cal BP nicht unter 60,5 m HN gesunken und nicht wesentlich über 61,5 m HN gestiegen sein. Im Verlauf des 13. Jahrhunderts erfährt der Müritz-Seespiegel infolge des Mühlenstaus eine deutliche Anhebung auf ein Niveau von mindestens 63,5 m HN. Aus einer Höhe von 62,7 m HN konnte am Großen Schwerin ein mittelalterliches Strandwallediment auf 1300 AD (655±35 BP) datiert werden, welches diesen Anstieg dokumentiert (Abb. 19, Kap. 5). Der rasche Wasserspiegelanstieg bewirkte eine Überflutung ufernaher Bereiche, so auch in der Sietower Bucht mit einem Wechsel von Torf- in Kalkmudde-Sedimentation. Gleichzeitig kam es zu einer Erosion der obersten Torfschichten, so dass in Profil MÜR-9 ein Hiatus im Pollendiagramm von der Völkerwanderungszeit bis ins Hochmittelalter ausgebildet ist (Kapitel 6). Um 1622 sollte dieses Niveau nach der Laubembergischen Karte bereits wieder unterschritten worden sein (KAISER 1998), weitere Absenkungen bis auf das heutige Niveau erfolgten in den Jahren 1798–1803 und 1831–1837 durch die Elde-Regulierung und den Bau des Bolter Kanals (VOIGTLÄNDER 1982).

Mit dem Beginn des Subatlantikums setzt auch ein Rückgang der Plankton-Arten bei den Diatomeen ein, so dass benthische Diatomeen wieder an Bedeutung gewinnen und Flachwasserbedingungen in der Sietower Bucht nahe legen. Während dieser Zeit erreichen Buche und Hainbuche ihr Verbreitungs-

maximum und sind bestimmende Baumarten in den Wäldern des Müritz-Gebietes. Feuchtere Standorte werden von Erle und Eiche besiedelt, Kiefer und Birke waren in geringem Anteil stets mit vertreten. Vor allem die frühe Slawenzeit stellt sich als Phase verstärkter Nutzung mit Nachweisen von Roggen und Siedlungszeigern sowie einem leichten Rückgang der Baumpollen heraus. Erhebliche Veränderungen der Vegetation treten ab dem 13. Jahrhundert mit der Ostkolonisation ein (u. a. starker Rückgang der Baumpollen, starke Zunahme der Kulturbegleiter), die sich auch in trophischen Veränderungen und dementsprechend erhöhten Akkumulationsraten im Sediment der Müritz abbilden. Die Trophieänderungen äußern sich in einem Wechsel zu einer massiven Dominanz litoralassoziierter Diatomeen-Taxa. Der rekonstruierte TP-Gehalt des Freiwassers reagiert in vergleichsweise moderatem Ausmaß auf die Rodungsaktivitäten mit einem Anstieg von ca. 30 auf 40 µg/l im mesotroph bis mäßig eutrophen Bereich. Erst ab etwa 1830–1850 AD sind in der Sietower Bucht eutrophe Verhältnisse mit Werten zwischen 80–100 µg TP/l Wasser zu verzeichnen.

Für das 15.–18. Jahrhundert deutet sich eine zönotische Reaktion (Plankton-Bewuchs-Relation) der Diatomeen auf ein zunehmend kontinental geprägtes Klima an, welches der Kleinen Eiszeit entsprechen dürfte. Vermutlich führten längere Eisbedeckungen im Frühjahr zu einer Verkürzung der für Diatomeen wichtigen Durchmischungsphase (vgl. DRESSLER 2005). Allerdings verdeckt der klimatische Aspekt hier mäßig ausgeprägte Siedlungseinflüsse auf die Diatomeen-Zönosen.

Das Subatlantikum ist durch markante Änderungen im Vegetationsbild gekennzeichnet. Während die ältere Hälfte durch einen natürlichen und geschlossenen Wald gekennzeichnet ist, treten ab der Slawenzeit zuerst noch kleinräumige, später deutlich zunehmende Auffichtungen auf. Mit der deutschen Ostkolonisation beginnen großflächige Rodungen, erfolgt eine enorme Zunahme der NBP-Werte, der Getreide und Kulturbegleiter sowie starke Veränderungen im Gehölzartenspektrum. Es handelt sich um den radikalsten und folgenreichsten Eingriff in das natürliche Landschaftsgefüge des gesamten Holozäns. Der nachfolgende Aufstau der Müritz ist mit einem Rückgang der landwirtschaftlichen Nutzung im unmittelbaren Seeumland und einer Wiederzunahme des Waldanteils verbunden. Für den Zeitraum des Dreißigjährigen Krieges lassen sich palynologische Belege in den Sedimenten der Müritz über eine Zunahme der Buche im Pollenspektrum finden. Die Waldentwicklung ist ab dem 18. Jahrhundert durch eine deutliche Zunahme der Nichtbaumpollen gekennzeichnet. Die sehr starke Zunahme des Ackerbaus ab spätestens 1837/1840 findet sich ebenfalls im Pollenspektrum wieder. In den Wäldern dominiert *Pinus* weit vor *Betula*, *Quercus*, *Alnus* und *Fagus* (Aufforstungen). Auch das Einsetzen des Mais-Anbaus in der Müritz-Region um 1955 konnte nachvollzogen werden. Gleichzeitig macht sich die Chemisierung der Landwirtschaft in einem starken Rückgang der Acker-Wildkräuter bemerkbar.

Die sich vor allem im Pollenbild widerspiegelnden Landschaftsveränderungen bewirken auch synchrone Änderungen im Sedimentationsgeschehen. Mit dem Einsetzen der spätslawischen Rodungen und dem Landesausbau im Zuge der Ostkolonisation verdoppeln sich die minerogenen Einträge und bestimmen ab diesem Zeitraum den Sedimentcharakter. Die Spurenelemente Blei und Zink zeichnen den zunehmenden Metallgebrauch nach. Sie markieren besonders die beginnende Industrialisierung um 1850, mit der auch ein Anstieg des P-Eintrages einsetzt. Seit Mitte des 20. Jahrhunderts gehen die vorwiegend anthropogen induzierten Einträge von Zn und Pb in die Seesedimente wieder erheblich zurück. Vermutlich macht sich der Bau von Kläranlagen und Kanalisation damit bemerkbar. Da die P-Konzentration im Sediment sich nicht vermindert, muss von einem weiterhin hohen Eintrag aus der Landwirtschaft ausgegangen werden. Die rezenten Sedimentationsbedingungen mit gleich bleibend hohen Akkumulationsraten der minerogenen Bestandteile sind ein Ausdruck der seit etwa 50 Jahren intensivierten landwirtschaftlichen Nutzung der Flächen im Einzugsgebiet.

10 Zusammenfassung und Ausblick

Obwohl die Müritz in den vergangenen Jahrzehnten bereits mehrfach das Ziel hydrologischer und hydrographischer Untersuchungen war, beschränkten sich die bis zum Beginn dieses Projektes vorliegenden Ergebnisse auf das terrestrische und telmatische Umfeld des Sees (vgl. KAISER 1998, 2002). Mit den vorliegenden Seebohrungen und den ergänzenden Untersuchungen im unmittelbaren Umfeld konnte erstmals das wichtigste Archiv der nacheiszeitlichen Entwicklungsgeschichte des Müritz-Gebietes erschlossen und die Landschafts- und Gewässerentwicklung in guter zeitlicher Auflösung rekonstruiert werden.

Insbesondere hat sich erwiesen, dass der Kern MÜR-2, obwohl nicht aus dem Seetiefsten entnommen, lückenlos die postglaziale Sedimentationsgeschichte der letzten 14500 Jahre dokumentiert. Damit wurde die weiterführende Rekonstruktionen der Landschaftsentwicklung des südwestlichen Umfeldes der Müritz wie auch die Entwicklung des Sees selbst über die Pollen- und Diatomeen- sowie die geochemische Sedimentanalyse möglich. Überraschend war die unerwartet starke Beeinflussung der Radiokarbon-Daten durch Hartwasser- und Kontaminationseffekte, die eine direkte Datierung der Sedimente unmöglich machte. Das chronostratigraphische Gerüst der Analyse wurde aus diesem Grund ausschließlich an der Palynostratigraphie ausgerichtet. Auf deren Basis wurde ein Zeit-Tiefen-Modell der Sedimentation berechnet, aus welchem die Sedimentationsgeschichte widerspruchsfrei abgeleitet werden konnte. Damit existiert erstmals eine detailgenaue Wiedergabe der Vegetationsentwicklung der grundmoränendominierten Umgebung, von deren Nutzungsformen und damit verbundenen landschaftsdynamischen Folgen wie auch der Trophiegeschichte des Sees. Hervorzuheben sind vor allem die Widerspiegelung der schnellen Klimaschwankungen des Spätglazials und Frühholozäns in der Vegetationsentwicklung und der Reliefstabilität sowie die Abbildung der im Subboreal einsetzenden menschlichen Nutzung sowohl im Vegetationsbild als auch der Sedimentzusammensetzung.

Hinsichtlich der regionalen Vegetationsentwicklung zeigt das Profil MÜR-2 sehr große Verwandtschaft mit den meisten der bisher untersuchten Pollenprofile aus Mecklenburg. Deren Unterschiede resultieren vorwiegend aus Unterschieden der Nutzungsintensität im näheren Umland der jeweiligen Entnahmepunkte sowie aus unterschiedlich starker Beteiligung lokaler Vegetationsgesellschaften. Das Profil MÜR-2 gehört zu jenen mit dem geringsten Nutzungsanteil und ist somit für regionale Aussagen besonders geeignet. Es erlangt eine besondere Bedeutung, weil es lückenlos den Zeitraum vom ausgehenden Pleniglazial bis in die Gegenwart in hoher Auflösung dokumentiert.

Durch Bohrungen im unmittelbaren Umland der Sietower Bucht und deren Korrelation mit den Seebohrungen konnte die Sedimentationsgeschichte um das Verlandungsgeschehen seit dem mittleren Holozän ergänzt werden. Zusätzlich wurden auf dem Großen Schwerin die Auswirkungen des mittelalterlichen Mühlenstaus auf die dauerhafte Bildung neuen Landes dokumentiert. Aus der Kombination dieser Daten mit wasserstandsrelevanten Indikatoren der Diatomeen- und Sedimentanalyse wurde eine Wasserstandskurve für die Müritz abgeleitet, die bisherige Vorstellungen weiterführt und präzisiert. Diese bestätigt die bisherigen Vorstellungen von spätglazialen Hoch- und borealen Wasserspiegeltiefständen, präzisiert den Anstieg und die Lage des endatlantischen Wasserspiegelhochstandes und gibt schließlich die historisch belegten Wasserspiegelvariationen infolge wasserbaulicher Einflussnahme wider.

Das Profil MÜR-2 stellt eines der wenigen langen Sedimentprofile in Mecklenburg-Vorpommern dar, das multidisziplinär (Pollen, Diatomeen, Geochemie, Sedimentologie) bearbeitet wurde und für das zugleich ein schlüssiges Altersmodell existiert. In Kombination mit der Wasserspiegelkurve liefert es eine profunde Grundlage für ergänzende und weiterführende landschaftsgeschichtliche, geoarchäologische und historische Untersuchungen im Gewässerumfeld wie auch unter Wasser.

11 Literaturverzeichnis

- AD-HOC AG (2005): Bodenkundliche Kartieranleitung. 5. Auflage, Stuttgart. 438 S. A
- AHNERT, F. (2003): Einführung in die Geomorphologie. 3. Auflage, Stuttgart. 440 S.
- ALLEY, R. B. & ÁGÚSTSDÓTTIR, A. M. (2005). The 8k event: cause and consequences of a major Holocene abrupt climate change. – *Quaternary Science Reviews*, 24: 1125–1149.
- ANANOVA, E. N. (1959): Flora tipa "Perigljacjalnoj" iz drevnečetvertičnych otlošenij Kamy. – *Problemy Botaniki*, 4, 92–128.
- ARNDT, S. (2005): Untersuchungen zur Paläogeographie der Müritz anhand von Sedimentkernen aus der Sietower Bucht. – Diplomarbeit, Institut für Geographie und Geologie, Universität Greifswald. 92 S.
- AVERDIECK, F. R., ERLLENKEUSER, H. & WILLKOMM, H. (1972): Altersbestimmungen an Sedimenten des Großen Segeberger Sees. – *Schriften des Naturwissenschaftlichen Vereins für Schleswig-Holstein*, 42: 47–57.
- AVERDIECK, F.R. (1972): Die nacheiszeitliche Vegetations- und Siedlungsgeschichte im Spiegel des Großen Plöner Sees. – *Jahrbuch für Heimatkunde Krs. Plön*, 2: 28–39.
- BARNEKOW, L., POSSNERT, G. & SANDGREN, P. (1998): AMS C-14 chronologies of Holocene lake sediments in the Abisko area, northern Sweden – a comparison between dated bulk sediment and macrofossil samples. – *Geologiska Foreningens Förhandlingar*, 120(Part 1): 59–67. B
- BARSCH, H.; BILLWITZ, K.; BORK, H.-R. (2000): Arbeitsmethoden in Physiogeographie und Geoökologie. – Klett, Gotha. 612 S.
- BEHRE, H.-E. (1978): Klimaschwankungen im europäischen Präboreal. – *Petermanns Geographische Mitteilungen*, 122: 97–102.
- BEUG, H.-J. (2004): Leitfaden der Pollenbestimmung für Mitteleuropa und angrenzende Gebiete. – Verlag Dr. Friedrich Pfeil, München. 542 S.
- BIRKS, H.J.B. (1998): Numerical tools in palaeolimnology – Progress, potentialities, and problems. – *Journal of Palaeolimnology*, 20: 307–332.
- BJÖRK, S., BENNIKE, O., POSSNERT, G., WOHLFAHRT, B. & DIGERFELDT, G. (1998): A high resolution ¹⁴C-dated sediment sequence from southwest Sweden: age comparisons between different components of the sediment. – *Journal of Quaternary Science*, 13: 85–89.
- BJÖRK, S., WALKER, M. J. C., CWCYNAR, L. C., JOHNSEN, S., KNUDSEN, K.-L., LOWE, J. J., WOHLFAHRT, B. & INTIMATE MEMBERS (1998): An event stratigraphy for the last termination in the North Atlantic region based on the Greenland ice-core record: a proposal by the INTIMATE group. – *Journal of Quaternary Science*, 13: 283–292.
- BJÖRK, S. & WOHLFAHRT, B. (2001): ¹⁴C chronostratigraphic techniques in paleolimnology. – In: LAST, W. M. & SMOL, J. P. (Editors), *Tracking environmental change using lake sediments. Vol. 1: Basin analysis, coring, and chronological techniques.* Kluwer, S. 205–245.
- BLASZKIEWICZ, M. (2005): Poznoglacialna i wczesnoholocenska ewolucja obnizen jeziornych na pojezierzu Kociewskim (wschodnia czesc Pomorza) – *Late glacial and Early Holocene evolution of the lake basins in the Kociewski Lakeland (eastern part of the Pomeranian Lakeland)*. Warszawa: PAN IgiPZ 201: 195 S.
- BLEILE, R. (2005): Ergebnisse unterwasserarchäologischer Untersuchungen in den Binnenseen Mecklenburg-Vorpommerns (2000-2004). – *Nachrichtenblatt Arbeitskreis Unterwasserarchäologie*, 11/12: 103–120.
- BLEILE, R. (2005): Die Auswirkungen des spätmittelalterlichen Wassermühlenbaus auf die norddeutsche Gewässerlandschaft. – In: *Die bäuerliche Ostsiedlung des Mittelalters in Nordostdeutschland.* Frankfurt am Main [u.a.] : Lang, Europ. Verl. der Wiss., S. 175–192
- BOHNCKE, S.J.P. & HOEK, W.Z. (2007): Multiple oscillations during the Preboreal as recorded in a calcareous gyttja, Kingbeekdal, The Netherlands. – *Quaternary Science Reviews*, 26 (15–16): 1965–1974.
- BRADSHAW, E.G., RASMUSSEN, P. NIELSEN, H. & ANDERSEN, N.J. (2005): Mid- to late holocene land use change and lake development at Dallund So, Denmark: trends in lake primary production as reflect by algae and macrophyte remains. – *The Holocene*, 15(8): 1130–1142.

- BRÄHMER, C. (2004): Holozäne Moor- und Landschaftsentwicklung im Unteren Ueckertal bei Ueckermünde (Mecklenburg-Vorpommern). – Diplomarbeit, Botanisches Institut, Universität Greifswald.
- BRANDE, A. (2002): Zur Palynologie des Großen Stechlinsees. – Greifswalder Geographische Arbeiten, 26: 135–138.
- BRAUER, A., ENDRES, C., GÜNTER, C., LITT, TH., STEBICH, M. & NEGENDANK, J.F.W. (1999): High resolution sediment and vegetation responses to Younger Dryas climate change in varved lake sediments from Maarfelder Maar, Germany. – Quaternary Science Reviews, 18: 321–329.
- C CALPAL-online (2005): The Cologne Radiocarbon Calibration & Palaeoclimate Research Package. Maintained by Uwe Danzeglocke. Authors: BERNHARD WENIGER, OLAF JÖRIS, UWE DANZEGLOCKE. URL: <http://calpal-online.de>
- D DE KLERK, P., HELBIG, H., HELMS, S., JANKE, W., KRÜGEL, K., KÜHN, P., MICHAELIS, D. & STOLZE, S. (2001): The Reinberg researches: palaeoecological and geomorphological studies of a kettle hole in Vorpommern (NE Germany), with special emphasis on a local vegetation during the Weichselian Pleniglacial/Lateglacial transition. – Greifswalder Geographische Arbeiten, 23: 43–131.
- DE KLERK, P. & STOLZE, S. (2002): Unterschiede in Vegetation und Sedimentation zwischen N-Vorpommern und S-Mecklenburg: Ein spätglazialer Klimagradient? – Greifswalder Geographische Arbeiten, 26: 161–165.
- DE KLERK, P. (2002): Changing vegetation patterns in the Endering bruch area (Vorpommern, NE Germany) during the Weichselian Lateglacial and Early Holocene. – Review of Paleobotany and Palynology, 119: 275–309.
- DE KLERK, P. (2004): Changes in vegetation and environment at the Lateglacial-Holocene transition in Vorpommern (NE Germany). – Internat. Archäologie IA-ASTK, 5: 27–42. Rahden.
- DEARING, J.A. & FOSTER, I.D. (1986): Lake sediments and palaeohydrological studies. – In: BERGLUND, B.E. (ed.): Handbook of holocene palaeoecology and palaeohydrology. pp. 67–89; Wiley, Chichester.
- DEEVEY, E. S. J., GROSS, M. S., HUTCHINSON, G. E. & KRAYBILL, H. L. (1954): The natural ¹⁴C contents of materials from hard-water lakes. – Proc. Nat. Acad. Sci. Washington, 40: 285–288.
- DRESSLER, M. (2006): Detektion von holozänen Umweltereignissen im Gebiet Norddeutschlands anhand von Sedimentuntersuchungen unter besonderer Berücksichtigung von Diatomeen als Indikatoren in der Paläolimnologie. – Diss. Univ. Rostock.
- DRESSLER, M., SELIG, U., DÖRFLER, W., ADLER, S., SCHUBERT, H. and HÜBENER, Th. (2006): Environmental changes and the migration period in Europe by the example of Lake Dudinghausen (northern Germany). – Quaternary Research 66/1, 25–37.
- DRIESCHER, E. (1983): Historisch-geographische Veränderungen von Gewässereinzugsgebieten im Jungmoränengebiet der DDR. – Geographische Berichte 107: 103–118.
- E EIERMANN, J. (1967): Feldreinblatt zur Geologischen Übersichtskartierung (1:100 000). Messtischblatt Jabel (2441), Güstrow.
- ENDTMANN, E. (2002): Das „Herthamoor“ – ein palynostratigraphisches Leitprofil für das Holozän der Insel Rügen. – Greifswalder Geographische Arbeiten, 26: 143–147.
- ENDTMANN, E. (2004): Die spätglaziale und holozäne Vegetations- und Siedlungsgeschichte des östlichen Mecklenburg-Vorpommern. Eine paläoökologische Studie. – Dissertation, Universität Greifswald.
- ERLENKEUSER, H., WILLKOMM, H. (1979): ¹³C- und ¹⁴C-Untersuchungen an Sedimenten des Großen Plöner Sees. – Archiv für Hydrobiologie, 85, 1–25.
- F FIRBAS, F. (1949 u. 1952): Waldgeschichte Europas. 2 Bde. – Gustav Fischer, Jena. 480 + 256 S.
- FLOWER, R.J. (1993): Diatom preservation: experiments and observations on dissolution and breakage in modern and fossil material. – Hydrobiologia, 269/270: 473–484.
- G GAILLARD, M.-J. (1985): Postglacial palaeoclimatic changes in Scandinavia and central Europe. A tentative correlation based on studies of lake level fluctuations. – Ecologia Mediterranea, 11: 159–175.
- GAUCH, H.G. & CASE, G.B. (1974): Fitting the Gaussian curve to ecological data. – Ecology, 55: 1377–1381.
- GEOLOGISCHE ÜBERSICHTSKARTE MECKLENBURG VORPOMMERN (1995): BÜK 500 – Böden–1: 500 000, 1. Auflage, Güstrow.
- GEOLOGISCHE ÜBERSICHTSKARTE MECKLENBURG VORPOMMERN (2000): GÜK 500 – Oberfläche–1: 500 000, 2. Auflage, Güstrow

- GEOLOGISCHES LANDESAMT MECKLENBURG-VORPOMMERN (2005): Böden in Mecklenburg-Vorpommern. – In: Beiträge zum Bodenschutz in Mecklenburg-Vorpommern. 2. Auflage, Schwerin.
- GEYH, M. A. & SCHLEICHER, H. (1990): Absolute age determination: physical and chemical dating methods and their application. – Berlin [u.a.]: Springer. 503 pp.
- GEYH, M. A., MERKT, J. & MÜLLER, H. (1971): Sediment-, Pollen und Isotopenanalysen an jahreszeitlich geschichteten Ablagerungen im zentralen Teil des Schleinsees. – Archiv für Hydrobiologie, 69: 366–399.
- GRAHAM, D.J. & MIDGLEY, N.G. (2000): Graphical representation of particle shape using triangular diagrams: an Excel spreadsheet method. – Earth Surface Processes and Landforms, 25(13): 1473–1477.
- GREGORY, K.J. (1995): Human Activity and Palaeohydrology. – In: GREGORY, K.J., STARKEL, L. & BAKER, V.R. (Ed.): Global Continental Palaeohydrology, 151–171, Wiley & Sons.
- GRIMM, E.C. (1987): Coniss: a Fortran 77 program for stratigraphically constrained cluster analysis by the method of incremental sum of squares. – Computers & Geosciences, 13, 1: 13–35.
- HAUSMANN S. and KIENAST F. (2006): A diatom-inference model for nutrients screened to reduce the influence of background variables: Application to varved sediments of Greifensee and evaluation with measured data. – Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 233: 96–112. H
- HOSTETLER, S.W. (2000): Hydrological and Thermal response of Lakes to climate: Description and Modeling. – In: LERMAN, A., GAT, J.R. & IMBODEN, D.M. (ed.): Physics and Chemistry of Lakes, 2nd Ed., Springer-Verlag, Heidelberg.
- HÜBENER, T. DÖRFLER, W. (2004): Reconstruction of the trophic development of Lake Krakower Obersee (Mecklenburg-Vorpommern, Germany) by means of sediment-diatom- and pollen-analysis. – Studia Quaternaria, 21: 101–108.
- HUSTEDT, F. (1923): Vorläufige Ergebnisse vergleichender Untersuchungen der Bacillariaceen-Vegetation holsteinischer Seen. – Verhandlungen der Internationalen Vereinigung für Limnologie, 1: 98–107.
- IVERSEN, J. (1947): *Centaurea cyanus* pollen in Danish Late-glacial deposits. – Meddelelser fra Dansk Geologisk Forening, 112. I
- JÄGER, K.-D. (1999): Ur- und frühgeschichtliche Klimabeeinflussung durch Intensitätsunterschiede agrarischer Landnutzung? – Beiträge zur Ur- und Frühgeschichte Mitteleuropas, 20: 515–522. J
- JAHN, R., GEISSLER, U. (1993): Zur Bedeutung der Probensammlungen mikroskopischer Organismen anhand von Diatomeen-Beispielen. – Festschrift Prof. W. Kretzsch, Museum für Naturkunde Berlin.
- JANKE, W. (1971): Beitrag zu Entstehung und Alter der Dünen der Lubminer Heide sowie der Peenemünde-Zinnowitzer Seesandebene. – Wiss. Ztschr. d. E.-M.-Arndt-Universität Greifswald, 20, Math.-nat. Reihe, 1/2: 39–54.
- JANKE, W. (1996): Biostratigraphische Untersuchungen am spätpaläolithischen Fundplatz Nienhagen, Lkr. Nordvorpommern. – Bodendenkmalpflege in Mecklenburg-Vorpommern, Jahrbuch 1995: 49–56.
- JESCHKE, L. & LANGE, E. (1987): Zur Landschafts- und Vegetationsgeschichte im Gebiet der Sternberger Seen im Nordwesten der DDR. – Flora, 179: 317–334.
- JESCHKE, L. (2003): Die Naturschutzgebiete in Mecklenburg-Vorpommern. – Demmler, Schwerin. 713 S.
- JÖRIS, O. & WENINGER, B. (2000): ¹⁴C-Alterskalibration und die absolute Chronologie des Spätglazials. – Archäologisches Korrespondenzblatt, 30: 461–471.
- KAISER, K. (1996): Zur hydrologischen Entwicklung mecklenburgischer Seen im jüngeren Quartär. – Petermanns Geographische Mitteilungen, 140: 323–342. K
- KAISER, K. (1998): Die hydrologische Entwicklung der Müritz im jüngeren Quartär – Befunde und ihre Interpretation. – Zeitschrift für Geomorphologie, Neue Folge, Suppl. Bd. 112: 143–176.
- KAISER, K. (2001): Die spätpleistozäne bis frühholozäne Beckenentwicklung in Mecklenburg-Vorpommern: Untersuchungen zur Stratigraphie, Geomorphologie und Geoarchäologie. – Greifswalder Geographische Arbeiten, 24: 208 S. + Anl.
- KAISER, K. (2001b): Neue geomorphologische und pedologische Befunde zur jungquartären Landschaftsentwicklung in Mecklenburg-Vorpommern. – Greifswalder Geographische Arbeiten, 23: 7–41.
- KAISER, K. (2002): Bibliographie zur jungquartären Fluß- und Seegenese in Nordostdeutschland – Titel ab 1990. – Greifswalder Geographische Arbeiten, 26: 233–243.
- KAISER, K. (2002): Limnische Sedimentationsfolgen in Mecklenburg-Vorpommern und Nordbrandenburg – ein Überblick zur Stratigraphie und jungquartären Beckengenese. – Greifswalder Geographische Arbeiten, 26: 49–53.

- KAISER, K., SCHOKNECHT, Th., JANKE, W., KLOSS, K. & PREHN, B. (2002): Geomorphologische, palynologische und archäologische Beiträge zur holozänen Landschaftsgeschichte im Müritzgebiet (Mecklenburg-Vorpommern). – *Eiszeitalter und Gegenwart*, 51: 15–32.
- KALBE, L., WERNER, H. (1974): Das Sediment des Kummerower Sees. Untersuchungen des Chemismus und der Diatomeenflora. – *Internationale Revue der Gesamten Hydrobiologie*, 59 (6): 755–782.
- KILIAN, M. R., VAN DER PLICHT, J., VAN GEEL, B. & GOSLAR, T. (2002): Problematic ¹⁴C-AMS dates of pollen concentrates from Lake Goszczan (Poland). – *Quaternary International*, 88: 21–26.
- KNAPP, H.D., VOIGTLÄNDER, U., GRUNDMANN, L. (1999): Das Müritzgebiet. Ergebnisse der landeskundlichen Bestandsaufnahme im Raum Waren, Klink, Federow und Rechlin. – Werte der deutschen Heimat, Band 60. Inst. f. Länderkunde Leipzig, Verlag Hermann Böhlaus Nachfolger, Weimar. 282 S.
- KNOF, R. (1994): Geochemische Untersuchungen und Vergleich von Sedimenten des Großen Plöner Sees, der Müritz und des Werbellinsees. – Verlag Reinhard Knof, Nehnten. 101 S.
- KOMÁREK, J. & JANKOVSKÁ, V. (2001): Review of the green Algal Genus *Pediastrum*; Implication for Pollenanalytical Research. – *Bibliotheca Phycologica*, Band 108. J. Cramer, Stuttgart 2001. 127 S.
- KÖSTER, D., RACCA, J.M.J., PIENITZ, R. (2004): Diatom-based inference models and reconstructions revisited: methods and transformations. – *Journal of Paleolimnology*, 32: 233–246.
- KRAMMER K. (1997): Die cymbelloiden Diatomeen. *Bibliotheca Diatomologica* Bd 36 + 37. – J. Cramer Verlag, Stuttgart. 382 + 469 pp.
- KRAMMER K. (2000-2003): *Diatoms of Europe*. Vol. 1, 3–4. – A. R. G. Ganter Verlag K. G., Ruggell. 703, 584, 530 pp.
- KRAMMER, K., LANGE-BERTALOT, H. (1986-1991): *Bacillariophyceae*. – Gustav Fischer Verlag, Stuttgart/Jena/New York.
- L LANG, G., (1994): *Quartäre Vegetationsgeschichte Europas*. – Fischer, Jena. 462 S.
- LANGE, E., (1970): Einige Ergebnisse der pollenanalytischen Untersuchungen bei Demmin. – *Zeitschrift für Archäologie*, 4: 287–293.
- LANGE, E., JESCHKE, L. & KNAPP, H. D. (1986): Die Landschaftsgeschichte der Insel Rügen seit dem Spätglazial. – *Schriften zur Ur- und Frühgeschichte*, 38. Akademie-Verlag, Berlin. 175 S.
- LANGE-BERTALOT, H. METZELTIN, (1996): Oligotrophie-Indikatoren, 800 Taxa repräsentativ für drei diverse See-Typen, kalkreich – oligodystroph – schwach gepuffertes Weichwasser. – *Iconographia Diatomologica* 2: 1–390.
- LANGE-BERTALOT, H. (2001): *Navicula sensu stricto 10 Genera Separated from Navicula sensu lato Frustulia*. – In: LANGE-BERTALOT, H. (2001): *Diatoms of Europe*. Vol. 2. – A. R. G. Gartner Verlag K. G., Ruggell, 526 pp.
- LANGNER, K. (2006): Untersuchungen zur postglazialen Entwicklung des Drewitzer Sees (Mecklenburg-Vorpommern) auf Basis von Sedimentdiatomeenanalysen. – Dipl.-Arbeit, Univ. Rostock.
- LEIRA, M. (2005): Diatom responses to Holocene environmental changes in a small lake in northwestern Spain. – *Quaternary International*, 140/141: 90–102.
- LIT, T. & STEBICH, M. (1999): Bio- and chronostratigraphy of the lateglacial in the Eifel region, Germany. – *Quaternary International*, 61: 5–16.
- LIT, T., BRAUER, A., GOSLAR, T., MERKT, J., BALAGA, K., MÜLLER, H., RALSKA-JASIEWICZOWA, M., STEBICH, M. & NEGENDANK, J. F. W. (2001): Correlation and synchronisation of Lateglacial continental sequences in northern central Europe based on annually laminated lacustrine sediments. – *Quaternary Science Reviews*, 20 (11): 1233–1249.
- LIT, T., BEHRE, K.-E., MEYER, K.-D., STEPHAN, H.-J. & WANSCHA, S. (2007): Stratigraphische Begriffe für das Quartär des norddeutschen Vereisungsgebietes. – *Eiszeitalter und Gegenwart*, 56: 7–65.
- LORENZ, S. (2002): Die Uferstrukturen des Krakower Sees in Mecklenburg – Naturräumliche Analyse und jungquartäre Paläohydrologie. – Diplomarbeit, Institut für Geographie und Geologie, Universität Greifswald.
- LORENZ, S. (2003): Geomorphogenese, Sedimente und Böden der Terrassen am Krakower See in Mecklenburg – Untersuchungen zur jungquartären Paläohydrologie. – *Greifswalder Geographische Arbeiten*, 29: 69–104.
- LORENZ, S. & SCHULT, M., (2005): Landschafts- und vegetationsgeschichtliche Untersuchungen am Drewitzer See im Naturpark „Nossentiner-Schwinzer Heide“ – Abschlussbericht.
- 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., EICHER, U., SIEGENTHALER, U. & BIRKS, H. J. B. (1992): Late-glacial climatic oscillations as recorded in Swiss lake sediments. – *Journal of Quaternary Science*, 7(3): 187–204.

- LUDWIG, A. O. (1992): Zur Vererbung von Formenelementen der Landschaft im Quartär. – In: BILLWITZ, K., JÄGER, K.-D. & JANKE, W. (Hrsg.): Jungquartäre Landschaftsräume – Aktuelle Forschungen zwischen Atlantik und Tienschan. Berlin [u.a.]: Springer-Verlag, S. 23–29.
- MANGERUD, J., ANDERSEN, S. T., BERGLUND, B. & DONNER, J. (1974): Quaternary stratigraphy of Norden, a proposal for terminology and classification. – *Boreas*, 3: 109–128. M
- McCULLAGH, P. and NELDER, J.A. (1991): *Generalized Linear Models*. – Chapman and Hall, London. 511 pp.
- MEINKE, D., RICHTER, H., SCHULZ, J. (1967): Die Terrassenbildungen im Bereich der Oberseen und der Kleinseen des Müritzgebietes. – Diplomarbeit, Humboldt-Universität, Berlin.
- MENKE, B. (1968): Das Spätglazial von Glüsing. Ein Beitrag zur Kenntnis der spätglazialen Vegetationsgeschichte in Westholstein. – *Eiszeitalter und Gegenwart*, 19: 73–84.
- MERKT, J. & MÜLLER, H. (1999): Varve chronology and palynology of the Lateglacial in Northwest Germany from lacustrine sediments of Hämelsee in Lower Saxony. – *Quaternary International*, 61: 41–60.
- METEOROLOGISCHER DIENST DER DDR (1983): Wind. – In: Klimadaten der Deutschen Demokratischen Republik. Reihe B, Band 4, Potsdam.
- MILNIK, A., HEYDE, V. & SCHULT, R., (1998): In Verantwortung für den Wald: die Geschichte der Forstwirtschaft in der Sowjetischen Besatzungszone und der DDR. – Brandenburgisches Ministerium für Ernährung, Landwirtschaft und Forsten, 516 S., Potsdam.
- MOORE, P. D., WEBB, J. A. & COLLINSON, M. E. (1991): *Pollen Analysis*. 2. Ed. – Blackwell Scientific Publications; Oxford, 216 S.
- MÜLLER, U. (2004): Jung-Pleistozän – Eem-Warmzeit bis Weichsel-Hochglazial. – In: KATZUNG, G. [Hrsg.]: *Geologie von Mecklenburg-Vorpommern*. S. 234–242, Stuttgart.
- MÜLLER, H.-M., (1962): *Pollenanalytische Untersuchungen im Bereich des Messtischblattes Thurow/Südostmecklenburg*. – Dissertation, Universität Halle.
- MÜLLER, H. M. & KOHL, G. (1966): Radiocarbonatierungen zur jüngeren Vegetationsentwicklung Südostmecklenburgs. – *Flora*, 156: 408–418.
- MÜLLER, H. M. (1969): Die spätpleistozäne und holozäne Vegetationsentwicklung im östlichen Tieflandsbereich der DDR zwischen Nördlichem und Südlichem Landrücken. – *Wiss. Abhandlungen der Geographischen Gesellschaft der DDR*, 10: 55–165.
- NIEWIAROWSKI, W. (2003): Pleni- and Late Vistulian glacial lakes, their sediments and landforms: a case study from the young glacial landscape of Northern Poland. – *Prace Geograficzne*, 189: 61–85. N
- NITZ, B. (1984): Grundzüge der Beckenentwicklung im mitteleuropäischen Tiefland – Modell einer Sediment- und Reliefgenese. – *Petermanns Geographische Mitteilungen*, 128(2): 133–142.
- OHLE, W. (1973): Rasante Eutrophierung des Großen Plöner Sees in frühgeschichtlicher Zeit. – *Naturwissenschaften*, 60: 47. O
- OHLE, W. (1979): Ontogeny of the Lake Grosser Plöner See. – *Paleolimnology of Lake Biwa and the Japanese pleistocene*. 3–33. Kyoto Univ. Otsu Hydrobiol. Station.
- RACCA, J.M.J., GREORY-EAVES, I., PIENITZ, R. and PRAIRIE, Y.T. (2004): Tailoring palaeolimnological diatom-based transfer functions. – *Canadian Journal of Fishery and Aquatic Sciences*. *Aquat. Sci*, 61: 2440–2454. R
- RAJSKA-JASIEWICZOWA, M. & STARKEL, L. (1985): Record of the hydrological changes during the Holocene in the lake, mire and fluvial deposits of Poland. – *Folia Quaternaria*, 57: 91–127.
- REGNELL, J. (1992): Preparing pollen concentrates for AMS dating – methodological study from a hard-water lake in southern Sweden. – *Boreas*, 21: 373–377.
- RICHTER, G. (1968): Fernwirkungen der litorinen Ostseetransgression auf tiefliegende Becken und Flusstäler. – *Eiszeitalter und Gegenwart*, 19: 48–72.
- ROWINSKY, V. & STRAHL, J., (2004): Entwicklung von extrem tiefgründigen Kesselmooren im Plauer Stadtwald (Mecklenburg-Vorpommern). – *Telma*, 34: 39–64.
- RUCHHÖFT, F. (1999): Der Wasserstand der „Oberen Seen“ in Mecklenburg in Mittelalter und früher Neuzeit. – *Archäologische Berichte aus Mecklenburg-Vorpommern*, 6: 195–208.

- RÜHBERG, N., SCHULZ, W., VON BÜLOW, W., MÜLLER, U., KRIENKE, H.-D., BREMER, F. & DANN, T. (1995): Mecklenburg-Vorpommern. – In: BENDA, L. [Hrsg.]: Das Quartär Deutschlands. Berlin [u.a.]: Borntraeger, S. 95–115.
- 5 SCHMEDEMANN, N. (2006): Numerisches Modell zum Kompaktionsverlauf in oberflächennahen Lockersedimenten. – Diplomarbeit, Institut für Geographie und Geologie, Universität Greifswald.
- SCHOKNECHT, T. (1990): Pollenanalytische Untersuchungen zur Vegetations-, Siedlungs- und Landschaftsgeschichte in Mittelmecklenburg. – Diss. A, Universität Halle.
- SCHOKNECHT, U. (1993): Neue Funde und Befunde von der jungslawischen Burgwallinsel Vipperow, Kreis Röbel. – Bodendenkmalpflege in Mecklenburg-Vorpommern, Jahrbuch 1992: 213–216.
- SCHOKNECHT, Th. (1996): Pollenanalytische Untersuchungen zur Vegetations-, Siedlungs- und Landschaftsgeschichte in Mittelmecklenburg. – Beiträge zur Ur- und Frühgeschichte Mecklenburg-Vorpommerns, 29: 68.
- SCHÖNFELDER, I., GELBRECHT, J., SCHÖNFELDER, J., STEINBERG, C.E.W. (2002): Relationship between littoral diatoms and their chemical environment in northeastern German lakes and rivers. – *Journal of Phycology*, 38: 66–82.
- SCHULDIT, R. (1964): Anthropogene Veränderungen in der Nossentiner Heide und ihrer Umgebung. – Diplomarbeit, Inst. f. Geographie, Universität Greifswald.
- SCHULT, M. (2004): Arbeitsbericht einer pollenanalytischen Untersuchung an Seesedimenten des Drewitzer Sees. – Botanisches Institut, Universität Greifswald.
- SCHULZ, W. (1963): Eisrandlagen und Seeterrassen in der Umgebung von Krakow am See in Mecklenburg. – *Geologie* 12(10): 1152–1168.
- SCHULZ, W. (1968): Spätglaziale und holozäne Spiegelschwankungen an den westlichen Oberen Seen Mecklenburgs. – *Archiv Freunde Naturgeschichte Mecklenburg*, XIV: 7–43.
- SCHUMACHER, C. W. C. (1790): Über den sogenannten Røbelschen Wald unter dem Wasser in der Müritz. – *Monatsschrift von und für Mecklenburg*, 3: 246–251.
- SCHWARZ, A. (2005): Rekonstruktion der Entwicklung des Schulzensees und des Tiefen Sees (Mecklenburg-Vorpommern) seit dem Spätglazial mittels Diatomeenanalyse unter besonderer Berücksichtigung der Trophiegeschichte. – Diss., Universität Rostock.
- SMOL, J.P., BIRKS, H.J.B. & LAST, W. (2001): Tracking environmental change using lake sediments. Vol. 3: Terrestrial, algal and siliceous indicators. – Kluwer Academic Publishers. 371 S.
- STOCKMARR, J. (1971): Tablets with spores used in absolute pollenanalysis. – *Pollen et Spores* 13: 615–621.
- STRAHL, J. (2004): Entwicklung von extrem tiefgründigen Kesselmooren im Plauer Stadtwald (Mecklenburg-Vorpommern). *Telma*, 34: 39–64.
- STRAHL, J. (2005): Zur Pollenstratigraphie des Weichselspätglazials von Berlin-Brandenburg. – *Brandenburgische Geowissenschaftliche Beiträge*, 12(1/2): 87–112.
- SUCCOW, M. & KOPP, D. (1985): Seen als Naturraumtypen. – *Petermanns Geographische Mitteilungen*, 129: 161–170.
- SUCCOW, M., BLÜMEL, CH., WEGENER, U. & J. MÜLLER (1998): Standgewässer. – In: *Naturschutz in der Kulturlandschaft - Schutz und Pflege von Lebensräumen*. Gustav Fischer, Jena. 455 S.
- SUCCOW, M. & H. JOOSTEN (2001): *Landschaftsökologische Moorkunde* (2. Aufl.). – Schweizerbart, Stuttgart. 622 S.
- T TER BRAAK, C.J.F., PRENTICE, I.C. (1988): A theory of gradient analysis. – *Advances in Ecological Research*, 18: 271–317.
- TER BRAAK, C.J.F., VAN DAM, H. (1989): Inferring pH from diatoms: a comparison of old and new calibration methods. – *Hydrobiologia*, 178: 209–223.
- 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.
- TER BRAAK, C.J.F. (1995): Non-linear methods for multivariate calibration and their use in paleoecology: a comparison of inverse (K-Nearest Neighbours, PLS and WA-PLS) and classical approaches. – *Chemometrics and Intelligent Laboratory Systems* 28: 165–180
- TER BRAAK, C.J.F., SMILAUER, P. (2002): *CANOCO Reference Manual and CanoDraw for Windows User's Guide. Software for Canonical Community Ordination (version 4.5)*. – Microcomputer Power (Ithaca, NY, USA). 500 pp.
- THEUERKAUF, M. (2003): Die Vegetation NO-Deutschlands vor und nach dem Ausbruch des Laacher See-Vulkans (12880 BP). – *Greifswalder Geographische Arbeiten*, 29: 143–189.

- VIEHBERG, F. A. (2005): Paleolimnological study based on ostracods (Crustacea) in Late-glacial and Holocene deposits of Lake Krakower See (Mecklenburg-Vorpommern, NE-Germany). – *Studia Quaternaria*, 21(1): 109–115. V
- VOIGTLÄNDER, U. (1982): Die Landschaftsentwicklung am Ostufer der Müritz. – *Natur und Naturschutz in Mecklenburg*, 18: 39–61.
- WENINGER, B., JÖRIS, O., & DANZEGLOCKE, U. (2004): Cologne radiocarbon calibration and palaeoclimate research package - CalPal_A. Köln. – URL: www.calpal.de W
- WIETHOLD, J. & LÜTJENS, I., (2001): Paläoökologische Untersuchungen an jahresgeschichteten Sedimenten aus dem Belauer See, Kr. Plön, Schleswig-Holstein. Ergebnisse zur Vegetations- und Siedlungsgeschichte des westlichen Ostholsteins von der vorrömischen Eisenzeit bis zum hohen Mittelalter. – *Regensburger Beiträge zur prähistorischen Archäologie*, 7: 239–257.
- YARRATON, G.A (1969): Plant Ecology: a unifying model. – *Journal of Ecology*, 57: 245–250. Y
- YARRATON, G.A (1970): Towards a mathematical model of limestone pavement investigation. III. Estimation of the determinants of species frequencies. – *Canadian Journal of Botany*, 48: 1387–1404.
- YU, G. & HARRISON, S. P. (1995): Holocene changes in atmospheric circulation patterns as shown by lake status changes in northern Europe. – *Boreas*, 24: 260–268.
- YUNG, J., MEYER, P. S. & AUSUBEL, J. (1998): Loglet Lab Version 1.1.4. – URL: <http://phe.rockefeller.edu>
- ZGI (1965): Karte der an der Oberfläche anstehenden Bildungen (OK 100), Einheitsblatt 36 (Neubrandenburg), Zentrales Geologisches Institut, Berlin 1965 als Farbabzug des Landesamtes für Umwelt Naturschutz und Geologie Mecklenburg-Vorpommern, Güstrow. Z

12 Danksagung

Die Autoren bedanken sich bei den nachfolgend genannten Personen und Institutionen für logistische, technische, fachliche und organisatorische Unterstützungen und Beihilfen: Hannelore Rabe, Jürgen Becker und Christian Wünsche, Gemeinde Sietow, Müritz-Marina Sietow GmbH, Fischereimeister Behnke, Rainer Schwarz, Jürgen Stoffers, Fa. PERBO (Greifswald), Dr. Knut Kaiser, Manuela Schult sowie Wasser- und Schifffahrtsamt Lauenburg mit Außenstelle Waren (Müritz).

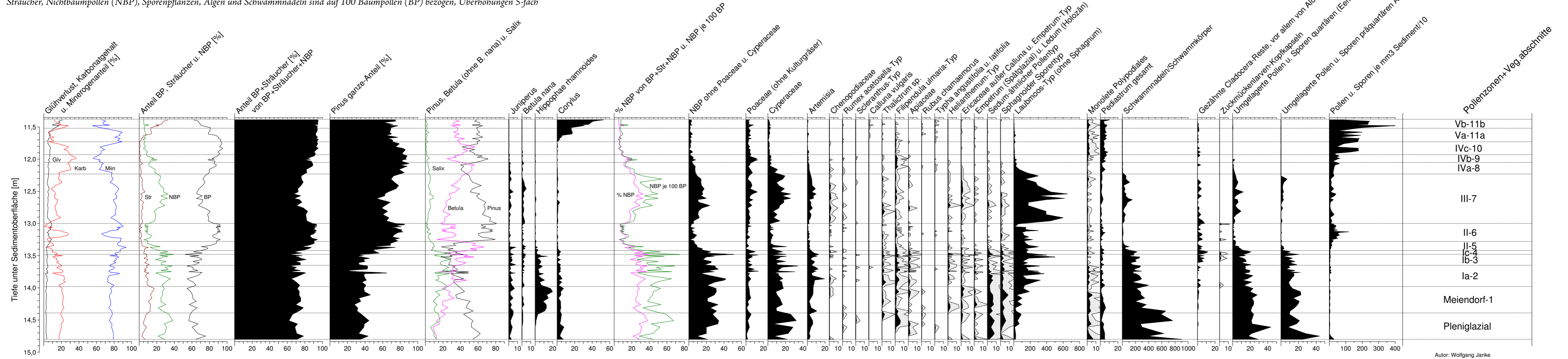
Das Forschungsprojekt wurde dankenswerterweise durch die finanzielle Förderung des Seenprojekts durch das Ministerium für Landwirtschaft, Umwelt und Verbraucherschutz Mecklenburg-Vorpommern, durch die Jost-Reinhold-Stiftung und durch das Nationalparkamt Müritz ermöglicht.

13 Verzeichnis der Tabellen und Abbildungen

| | | |
|--------------------|--|----|
| TABELLEN | Tab. 1: Kurzübersicht zu den Seebohrungen in der Sietower Bucht der Müritz. | 11 |
| | Tab. 2: Abgrenzung der Pollenzonen sowie ihre Zuordnung zu Chronozonen. | 34 |
| | Tab. 3: Zeitliche Stellung und Hauptmerkmale der Pollenzonen des Diagramms MÜR-2. | 35 |
| | Tab. 4: Übersicht über die Vegetationsabschnitte des Profils MÜR-9 mit Tiefenangaben und Pollenzonen. | 39 |
| | Tab. 5: Übersicht über die Vegetationsabschnitte des Profils MÜR-2 mit Tiefenangaben und Pollenzonen. | 47 |
| | Tab. 6: Diatomeenzonen und ihre Tiefen im Kompositprofil MÜR-2. | 58 |
| | Tab. 7: AMS- ¹⁴ C-Daten und palynostratigraphische Einordnung der Proben. | 69 |
| | | |
| ABBILDUNGEN | Abb. 1: Blick nach Westen in die Sietower Bucht der Müritz. | 7 |
| | Abb. 2: Quartärgeologische Übersichtskarte der Müritz-Region. | 9 |
| | Abb. 3: Echogramme der Bohrlokalitäten MÜR-1 und MÜR-2. | 11 |
| | Abb. 4: Bohrlokalitäten und Verlauf des GPR-Profiles in der Sietower Bucht. | 14 |
| | Abb. 5: Dekompaktion des Kerns MÜR-1. | 15 |
| | Abb. 6: Bohrponton BOREAS in der Sietower Bucht. | 17 |
| | Abb. 7: Lage der MÜR-2 Proben in einer DCA-Matrix aus 429 Proben europäischer Eichgewässer. | 19 |
| | Abb. 8: Lage der MÜR-2 Proben in einer DCA-Matrix aus 121 Proben europäischer Eichgewässer. | 19 |
| | Abb. 9: Slippen des Pontons BOREAS im Hafen Sietow. | 20 |
| | Abb. 10: Aufgerüstetes Ponton mit Dreibock zum Ziehen des Bohrgestänges. | 20 |
| | Abb. 11: Ausgewählte Kerne aus dem nördlichen Verlandungssaum der Sietower Bucht. | 21 |
| | Abb. 12: Stratigraphie und sedimentologische Parameter des Kompositprofils MÜR-9. | 22 |
| | Abb. 13: Stratigraphie und sedimentologische Parameter des Kerns MÜR-1. | 24 |
| | Abb. 14: Stratigraphie und sedimentologische Parameter des Kerns MÜR-3. | 26 |
| | Abb. 15: GPR-Profile im Bereich der Sietower Bucht. | 27 |
| | Abb. 16: Etwa 12.900 Jahre alte Tephrapartikel des Laacher-See-Vulkans unter dem Mikroskop. | 28 |
| | Abb. 17: Stratigraphie und Sedimentologie des Kompositprofils MÜR-2. | 29 |
| | Abb. 18: Geomorphologie des Gr. Schwerin und Lage der Profile und Bohrungen. | 31 |
| | Abb. 19: Aufschlüsse am aktiven Kliff im Bereich des Nordufers des Großen Schwerins. | 32 |
| | Abb. 20: Verkürztes Pollendiagramm MÜR-9 mit den Hauptbaumarten. | 43 |
| | Abb. 21: Verkürztes Pollendiagramm MÜR-2 mit den Hauptbaumarten. | 51 |
| | Abb. 22: PCA-Clusterung der 105 Diatomeenproben des Profils MÜR-2. | 59 |
| | Abb. 23: Dominante Plankter im Kompositprofil MÜR-2, ergänzt durch die Plankton-Bewuchs-Relation. | 60 |
| | Abb. 24: Dominantes Periphyton im Kompositprofil MÜR-2, ergänzt durch die Plankton-Bewuchs Relation. | 60 |
| | Abb. 25: Versch. Diatomeen-Parameter im Profil MÜR-2 im Vergleich zu palynologischen und geochem. Parametern. | 61 |
| | Abb. 26: Zeit-Tiefen-Modell des Profils MÜR-2 auf Basis der Palynostratigraphie. | 71 |
| | Abb. 27: Sedimentationsraten und Massenakkumulationsraten im Profil MÜR-2 in Abhängigkeit von der Tiefe. | 72 |
| | Abb. 28: Sedimentationsraten und Massenakkumulationsraten im Profil MÜR-2 in Abhängigkeit von der Zeit. | 73 |
| | Abb. 29: Parallelisierung der Kerne MÜR-1 und MÜR-2 anhand sedimentologischer Parameter. | 74 |
| | Abb. 30: Sedimentationsraten für parallelisierbare Zeitscheiben der Kerne MÜR-1, MÜR-2 und MÜR-9. | 75 |
| | Abb. 31: Wasserspiegelentwicklung der Müritz. | 76 |
| | Abb. 32: Stratigraphie und ¹⁴ C-Datierungen der Kerne MÜR-1, MÜR-3, MÜR-9 und SBN-4 mi Höhenbezug auf HN. | 77 |
| | Abb. 33: Rasterkarte der aktuellen Müritz-Wassertiefen aus Daten des Seenprogramms Mecklenburg-Vorpommern. | 80 |

Pollendiagramm Müritz 2 (MÜR-2) – Älterer Teil: Spätglazial, Präboreal und Boreal

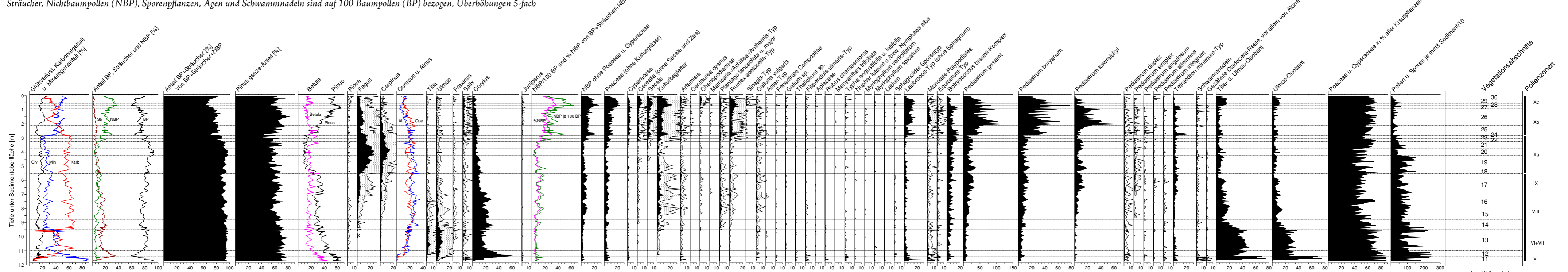
Sträucher, Nichtbaumpollen (NBP), Sporenpflanzen, Algen und Schwammnadeln sind auf 100 Baumpollen (BP) bezogen, Überhöhungen 5-fach



Autor: Wolfgang Janke

Pollendiagramm Müritz 2 (MÜR-2) – Jüngerer Teil (Boreal bis Gegenwart)

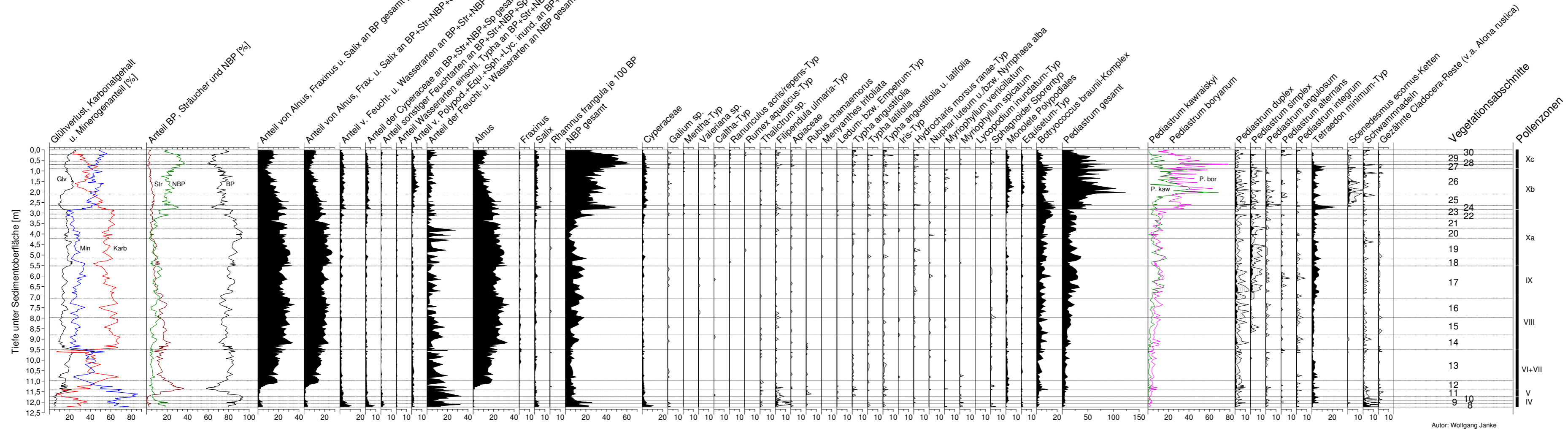
Sträucher, Nichtbaumpollen (NBP), Sporenpflanzen, Ager und Schwammnadeln sind auf 100 Baumpollen (BP) bezogen, Überhöhungen 5-fach



Autor: Wolfgang Janke

Pollendiagramm Müritz 2 (MÜR-2) – Nässezeiger (Präboreal bis Gegenwart)

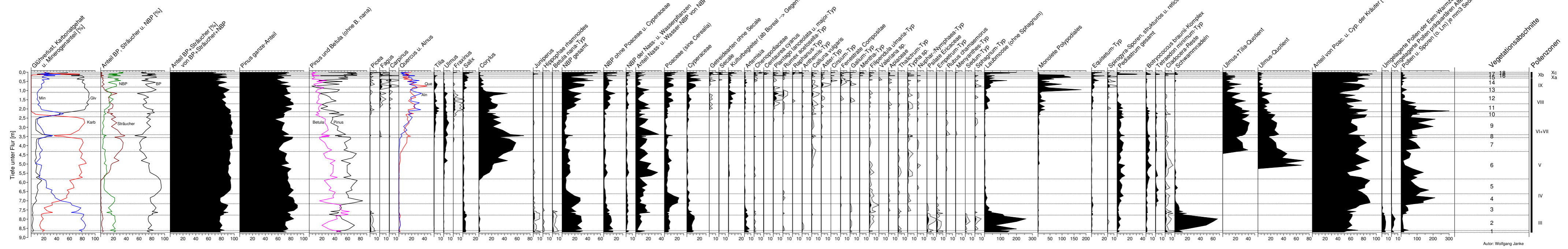
Sträucher, Nichtbaumpollen (NBP), Sporenpflanzen, Algen und Schwammnadeln sind auf 100 Baumpollen (BP) bezogen, Überhöhungen 5-fach



Autor: Wolfgang Janke

Pollendiagramm Müritz 9 (MÜR-9)

Sträucher, Nichtbaumpollen (NBP), Sporenpflanzen, Algen und Schwammnadeln sind auf 100 Baumpollen (BP) bezogen, Überhöhungen 5-fach



Autor: Wolfgang Janke

HERAUSGEBER

Nationalparkamt Müritz
 Schloßplatz 3
 D-17237 Hohenzieritz
 Tel. 039824 / 252-0
 Fax 039824 / 252-50
 poststelle@npa-mueritz.mvnet.de
 www.mueritz-nationalpark.de

WISSENSCHAFTLICHER BEIRAT

Prof. Dr. Detlef Czybulka
 Prof. Dr. Peter A. Schmidt
 Dr. Eberhard Voß
 Dr. Lebrecht Jeschke
 Dr. Arno Waterstraat
 Christoph Linke

AUTOREN

Prof. Dr. Reinhard Lampe
 Prof. Dr. Wolfgang Janke
 Dr. Sebastian Lorenz
 Dr. Hinrich Meyer
 Dr. Thomas Hübener
 Dr. Anja Schwarz
 Mathias Küster

VERLAG

Geozon Science Media
 UG (haftungsbeschränkt)
 Postfach 3245
 D-17462 Greifswald
 Tel. 03834 / 76 45 11
 info@geozon.net
 www.geozon.net

GESTALTUNG

Sascha Fricke, Geozon Science Media

FÖRDERER

Jost-Reinhold-Stiftung

DRUCK

Steffen GmbH
 Mühlenstraße 72
 D-17097 Friedland
 Tel. 039601 / 27 4-0
 Fax 039601 / 27 4-21
 info@steffendruck.com
 www.steffendruck.com
*Gedruckt auf 100% Recycling-Papier aus
 klimaneutraler Produktion*

PRINT

ISSN 1869-0629
 ISBN 978-3-941971-00-4

ONLINE

Download unter: www.geozon.net

*Die Deutsche Nationalbibliothek verzeichnet diese
 Publikation in der Deutschen Nationalbibliografie;
 detaillierte bibliografische Daten sind im Internet
 über <http://dnb.d-nb.de> abrufbar.*

1. Auflage 2009

Lizenziert unter Creative Commons 3.0
<http://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/3.0/de/>





FOTO: SEBASTIAN LORENZ



Jost-Reinhold-Stiftung

Eine Stiftung zur Förderung des ländlichen Raumes und seiner nachhaltigen Entwicklung. Im Mittelpunkt steht die Unterstützung gemeinnütziger Initiativen der Menschen in Mecklenburg-Vorpommern.

www.geozon.net
ISBN 978-3-941971-00-4
ISSN 1869-0629

Nationale
Naturlandschaften

