



FORSCHUNG UND MONITORING • BAND 3

# Zur jungquartären Landschaftsentwicklung der Mecklenburgischen Kleinseenplatte

Müritz-  
Nationalpark





FORSCHUNG UND MONITORING • BAND 3

# Zur jungquartären Landschaftsentwicklung der Mecklenburgischen Kleinseenplatte

*Geomorphologische, bodenkundliche und limnogeologische Untersuchungen  
am Krümmen See bei Blankenförde (Mecklenburg)*

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

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

**THOMAS HÜBENER, ANNA-MARIE KLAMT**

*Institut für Biowissenschaften der Universität Rostock, Wismarsche Str. 8, 18051 Rostock,*

Herausgegeben vom Nationalparkamt Müritz

GEOZON SCIENCE MEDIA

Greifswald 2012

# Vorwort

Das Gebiet des heutigen Müritz-Nationalparks zählt zu den landeskundlich am besten erforschten und dokumentierten Regionen in Mecklenburg-Vorpommern. Mit ihren umfassenden Arbeiten über die Müritz begründeten Fromm & Struck im Jahr 1864 eine nun anderthalb Jahrhunderte währende Forschungstradition in der Müritzregion. Das 1866 in Waren (Müritz) gegründete Naturhistorische Museum für Mecklenburg „Maltzaneum“ trug mit Sammlungen und Studien schon früh zur Kenntnis der Naturlandschaft und Geschichte dieses Raumes bei und in der zweiten Hälfte des vergangenen Jahrhunderts sind insbesondere durch Wissenschaftler der Universität Greifswald, des Instituts für Landschaftsforschung und Naturschutz Halle (Saale) sowie des Müritz-Museums zahlreiche Beiträge zur Pflanzen- und Tierwelt, Gewässerkunde, Walddynamik, Siedlungs- und Landschaftsgeschichte sowie zu speziellen Fragen des Naturschutzes publiziert worden. Das Institut für Länderkunde Leipzig gab mit dem Band „Das Müritzgebiet“ in der Reihe „Werte der deutschen Heimat“ 1999 eine Zusammenfassung landeskundlicher Bestandesaufnahme für das engere Müritzgebiet heraus.

Mit der Entwicklung des Müritz-Nationalparks erfolgte seit 1990 auch eine Intensivierung von Forschungsaktivitäten in diesem Gebiet, insbesondere durch Greifswalder Geographen. Während sich diese Untersuchungen vor allem auf die Müritz und das Großseegebiet konzentrierten, lagen für das Gebiet der Mecklenburgischen Kleinseenplatte bislang nur wenige landschaftskundliche Studien vor.

Der nun von einem Autorenteam aus Wissenschaftlern des Instituts für Geographie und Geologie der Ernst-Moritz-Arndt-Universität Greifswald und des Institutes für Biowissenschaften der Universität Rostock erarbeitete und vom Nationalparkamt Müritz herausgegebene Band „Zur jungquartären Landschaftsentwicklung der Mecklenburgischen Kleinseenplatte“ dokumentiert die Ergebnisse geomorphologischer, bodenkundlicher und limnologischer Untersuchungen am Krummen See bei Blankenförde. Er gibt damit einen tieferen Einblick in die jungquartäre Landschaftsentwicklung der Kleinseenlandschaft östlich der Müritz. Der Krumme See wird geomorphologisch als mittelgroßer Rinnen-Tiefsee in der Sanderlandschaft südlich der Pommerschen Haupteisrandlage sowie hydrologisch als abflussloser, oligomesotropher, subbaltischer Klarwassersee mit überwiegender Grundwasserspeisung charakterisiert. Er stellt damit ein repräsentatives Forschungsobjekt dar.

In interdisziplinärer Gemeinschaftsarbeit von Geomorphologen, Paläogeographen, Bodenkundlern, Palynologen und Diatomeenspezialisten werden Seesedimente, Böden und Reliefformen als „Landschaftsarchive“ erschlossen und die Einzelbefunde zu einem umfassenden Gesamtbild der Landschaftsgeschichte dieses Raumes seit dem Spätglazial zusammengefügt. Der durch Karten, Pollendiagramme und Grafiken anschaulich illustrierte Band schließt nicht nur bislang bestehende Kenntnislücken, sondern zeichnet in beispielhafter Weise ein umfassendes Bild der Entwicklung und des Wandels dieser Landschaft seit 15.000 Jahren im Zusammenwirken von Klima, Boden, Vegetation und Wasserhaushalt als natürliche Faktoren sowie von anthropogenen Einflüssen vor allem seit der Bronzezeit. Die Forschungsergebnisse tragen wesentlich zum Verständnis der Landschaft und ihrer Dynamik im südlichen Teil des Müritz-Nationalparks bei.

*Hans D. Knapp*

*Leiter der Internationalen Naturschutzakademie (Insel Vilm)  
des Bundesamtes für Naturschutz*

# Inhaltsverzeichnis

VORWORT	4
1 EINLEITUNG	7
1.1 Allgemeines	7
1.2 Archive der Landschaftsentwicklung	7
1.3 Hintergrund der hier vorgestellten Untersuchungen	9
2 GEOWISSENSCHAFTLICHER KENNTNISSTAND ZUM UNTERSUCHUNGSGEBIET	10
3 METHODEN	12
3.1 Geomorphologische und bodenkundliche Geländearbeiten	12
3.2 Seebohrungen	13
3.3 Sedimentologische, geochemische und geophysikalische Analysen	14
3.3.1 Magnetische Suszeptibilität	14
3.3.2 Probenahme und Erstellung des Profundalkerns (K-M)	14
3.3.3 Wassergehalt, Trockenraumdichte und Glühverlust	14
3.3.4 Granulometrische Untersuchungen	14
3.3.5 Kohlenstoff (C)- und Schwefel (S)-Bestimmung	15
3.3.6 Bestimmung des biogenen Opals	15
3.3.7 Bestimmung des Karbonatgehaltes	15
3.3.8 Unterscheidung von subaquatischen und semiterrestrischen Sedimenten	15
3.3.9 Bestimmung des pH-Wertes	16
3.3.10 Sedimentations- und Akkumulationsraten	16
3.3.11 Chronologie	16
3.4 Pollenanalysen	17
3.4.1 Aufbereitung der Pollenproben	17
3.4.2 Diagrammerstellung	17
3.5 Diatomeenanalysen	19
3.5.1 Einleitung – Aufgabenstellung	19
3.5.2. Diatomeenpräparation, mikroskopische Analyse und Zonierung im Kern	20
3.5.3. Diatomeen – Umweltparameter Eichdatensätze	21
3.5.4 Auswahl des Eichdatensatzes	21
4 ERGEBNISSE DER GEOMORPHOLOGISCHEN UND BODENKUNDLICHEN UNTERSUCHUNGEN	23
4.1 Die Sanderhochflächen	23
4.2 Das westliche Einzugsgebiet des Krummen Sees	26
4.3 Das östliche Einzugsgebiet des Krummen Sees	28
5 ERGEBNISSE DER POLLENANALYSEN	31
5.1 Palynologischer Bearbeitungsstand der Mecklenburgischen Seenplatte	31
5.2 Vegetationsabschnitte und Pollenzonen am Krummen See	31

6	ERGEBNISSE ZUR LIMNOGEOLOGIE UND PALÄOHYDROLOGIE	40
6.1	Der Verlandungsbereich am Nordufer des Krummen Sees	40
6.2	Die Seeterrasse am Westufer des Krummen Sees	42
6.3	Die Seeterrasse am Ostufer des Krummen Sees	43
6.4	Das Litoral am Westufer des Krummen Sees	45
6.5	Das Profundal des Krummen Sees	46
7	ERGEBNISSE DER DIATOMEENANALYSEN	48
7.1	Allgemeiner Überblick	48
7.2	Darstellung der Diatomeen-Zonierung	48
8	ZUR SPÄTGLAZIALEN UND HOLOZÄNEN RELIEF- UND BODENENTWICKLUNG IN DEN SANDERGEBIETEN DER MECKLENBURGISCHEN KLEINSEENPLATTE	51
9	DIE SEEBECKEN- UND WASSERSTANDSENTWICKLUNG DES KRUMMEN SEES	54
10	DIE VEGETATIONSENTWICKLUNG IN MECKLENBURG – EIN REGIONALER VERGLEICH	58
10.1	Der Vergleich Krummer See und Müritz	58
10.2	Der Vergleich mit anderen Standorten in Mecklenburg-Vorpommern	59
11	ZUR LIMNOLOGISCHEN ENTWICKLUNG DES KRUMMEN SEES IN DEN LETZTEN 6000 JAHREN	61
11.1	Generelle Diatomeen-Zonierung	61
11.2	Referenzbedingungen – Referenztrophie	61
12	ZUR JUNGQUARTÄREN LANDSCHAFTSENTWICKLUNG DER MECKLENBURGISCHEN KLEINSEENPLATTE	63
13	ZUSAMMENFASSUNG UND AUSBLICK	66
14	DANKSAGUNG	67
15	QUELLENVERZEICHNIS	68
16	VERZEICHNIS DER TABELLEN UND ABBILDUNGEN	75

# 1 Einleitung

## 1.1 Allgemeines

In den letzten drei Jahrzehnten war die Mecklenburgische Seenplatte mehrfach Gegenstand landschaftsgeschichtlicher Untersuchungen. Diese fokussierten sich hierbei vornehmlich auf das Gebiet der so genannten Oberen Seen. Die gewonnenen Kenntnisse beruhen vor allem auf geomorphologischen, palynologischen, archäologischen und landnutzungsgeschichtlichen Befunden (vgl. VOIGTLÄNDER 1982; PREHN 1987; SCHOKNECHT 1996; KAISER 1998; RUCHHÖFT 1999; KAISER et al. 2002). Limnogeologische Untersuchungen an Seesedimenten wurden vergleichsweise selten durchgeführt (vgl. HOMANN et al. 2002; LORENZ 2007; SELIG et al. 2007). Von der Arbeitsgruppe „Seebohrungen“ an den Universitäten Greifswald und Rostock wurden in den letzten Jahren limnische Sedimentsequenzen der Müritz erforscht, so dass neue Erkenntnisse zur regionalen Gewässer- und Landschaftsentwicklung umfassender diskutiert werden konnten (vgl. LAMPE et al. 2009).

## 1.2 Archive der Landschaftsentwicklung

Während der nacheiszeitlichen Entwicklung des nördlichen Mitteleuropas ist bis in die jüngere Steinzeit von einer klimatisch gesteuerten Landschaftsentwicklung auszugehen. Vor allem der Zeitraum des Weichsel-Spätglazials ist für die geomorphologische und sedimentologische Gestaltung des Naturraums von entscheidender Bedeutung und liefert zusammen mit dem anschließenden Frühholozän wichtige geowissenschaftliche Erkenntnisse von einer Prägung der Seenlandschaften in einer Epoche ohne menschlichen Einfluss (vgl. KAISER 2001). Spätestens seit dem Neolithikum greift der Mensch jedoch bewusst in das Landschaftsgefüge ein. Im Zuge der Neolithisierung vollzieht er einen entscheidenden Wandel von der Jäger- und Sammlerkultur zur bäuerlichen Lebensweise und prägt durch seine Siedlungs- und Landnutzungstätigkeit das Landschaftsbild bis heute zum Teil nachhaltig (KÜSTER 1999). Die zunehmende Komplexität der sich seitdem überlagernden klimatischen und anthropogenen Einflussfaktoren erschwert jedoch die Vorstellung über den Ablauf und die Auswirkungen von einzelnen landschaftsprägenden Prozessen. Die Erarbeitung einer umfassenden Befundsituation unter Ausnutzung verschiedener Landschaftsarchive erscheint somit dringend notwendig.

Untersuchungen von Seesedimenten bieten ein methodisch enormes Potential für eine qualitativ hochauflösende Erfassung und Interpretation paläogeographischer und paläoökologischer Daten. Seesedimente sind Spiegelbild seeinterner (autochthone) und seeexterner (allochthone) Prozesse und stellen ein umfassendes Archiv der Landschaftsentwicklung dar. Sie lagern sich kontinuierlich am Gewässergrund ab und bilden somit ein Medium zur permanenten Aufzeichnung von Naturraum- bzw. Landschaftsveränderungen (SCHWOERBEL & BRENDENBERGER 2005).

Die Ablagerung von Seesedimenten im Seebeckenzentrum (Profundal) geschieht im Gegensatz zum Flachwasserbereich (Litoral) nahezu lückenlos. Während vor allem der Kontaktbereich von basalen See- und Moorsedimenten und der mineralischen Beckenbasis Aufschluss über die geologische Entstehung des Seebeckens gibt, widerspiegeln profundale Sedimente die gesamte Gewässergeschichte seit der Seebeckentstehung. Hierbei sind detritische Ablagerungen von im Gewässer lebenden Kieselalgen (Diatomeen) beispielsweise wichtige Zeugnisse der paläolimnologischen Umwelt. Anhand von Wechseln in der Dominanz von Tiefwasserarten (planktische Arten) und Flachwasserarten (benthische Arten) sowie innerhalb der Artenzusammensetzung lassen sich langzeitliche Veränderungen der Gewässergüte (Trophie) erkennen (vgl. HÜBENER & DÖRFLER 2004). Der Pollenniederschlag im Seebeckenzentrum ermöglicht zudem Rückschlüsse auf die natürliche und anthropogen beeinflusste Vegetationsentwicklung um den See (vgl. LAMPE et al. 2009). Der menschliche Einfluss auf das Gewässerumfeld lässt sich auch durch das Auftreten von minerogenen Einträgen (z. B. Sand) im Seesediment bzw. durch deren Art und Zusammensetzung erfassen.

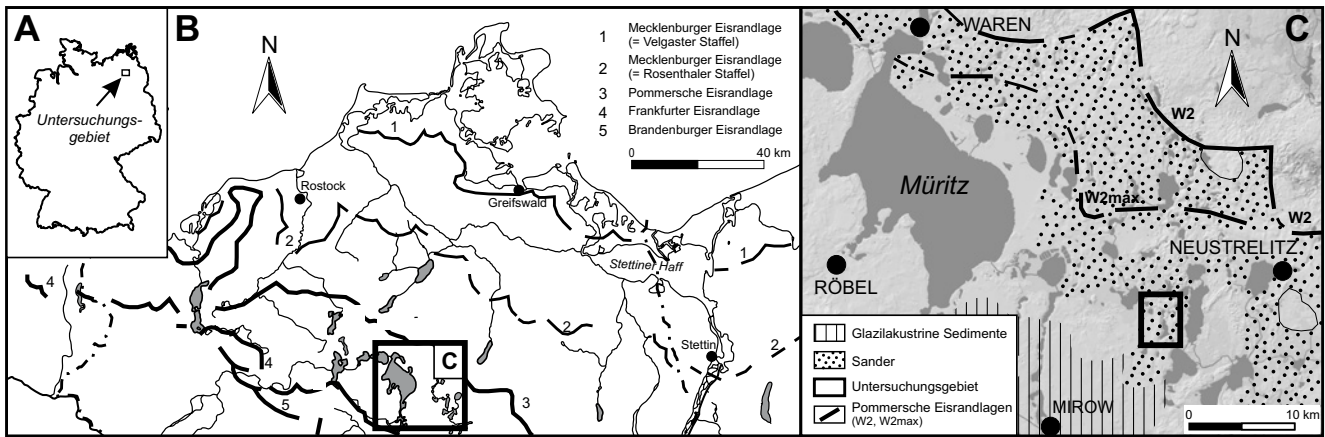


Abb. 1: Lage des Untersuchungsgebietes innerhalb Deutschlands (A) und Mecklenburg-Vorpommerns (B). Ausschnitt C zeigt die quartärgeologischen Haupteinheiten im Bereich der Mecklenburgischen Seenplatte um das Untersuchungsgebiet (verändert nach BREMER 2004; LAMPE et al. 2009).

sen (vgl. ZOLITSCHKA & NEGENDANK 1997). In ihrer Zusammensetzung geben Seesedimente weiterhin Aufschluss über holozäne Klimaänderungen und das Witterungsgeschehen (vgl. HARRISON & DIGERFELDT 1993).

Ein besonders wichtiger Indikator zur Identifizierung von klimatischen und anthropogenen Veränderungen einer Seenlandschaft sind Seespiegelschwankungen. So geben ansteigende Wasserstände von Seen zum einen Auskunft über eine klimatisch bedingte, positive Wasserbilanz innerhalb des Landschaftswasserhaushalts oder zum anderen über direkte und indirekte Eingriffe des Menschen in das Gewässernetz (z.B. Mühlenstau). Sinkende oder abnehmende Seespiegel liefern konträr Hinweise auf eine klimatisch bedingte, negative Wasserbilanz bzw. anthropogene Maßnahmen, wie zum Beispiel Meliorationen (DRIESCHER 2003; MAGNY 2004). Die sedimentologischen Auswirkungen von Seespiegeländerungen lassen sich vor allem durch bestimmte Sedimentfolgen (z.B. Torf-Mudde-Wechselagen) im Litoral von Seen sowie durch geomorphologische Befunde (Seeterrassen, Strandwälle) im unmittelbar angrenzenden Einzugsgebiet (Epilitoral) identifizieren (vgl. DIGERFELDT 1986).

Innerhalb des Gewässereinzugsgebietes sowie im angrenzenden Umland geben geomorphologische Formen und Böden Hinweise auf den menschlichen Einfluss in der Landschaft (DREIBRODT & BORK 2005). Dabei sind Böden das Ergebnis abiotischer und biotischer Faktoren und Prozesse, die sich in einem dynamisch-natürlichen Gleichgewicht befinden. Herrscht dieses Gleichgewicht, vollziehen Böden eine „gesetzmäßige Entwicklung“ (KUNDLER 1965, S. 9). Phasen von Bodenbildung sind nach ROHDENBURG (1970) grundsätzlich von Zeiträumen morphodynamischer Aktivität zu trennen und somit äquivalent mit geomorphologischen Stabilitätszeiten. Durch eine anthropogene Überprägung verlieren die Böden jedoch ihren ursprünglichen Charakter. Sie werden umgestaltet, so dass sich neue Oberbodeneigenschaften, Horizonte und Profile herausbilden, welche zu einer Heterogenisierung der Bodendecke führen (SCHMIDT 1991). Zu den nachhaltigsten Prozessen der Bodenüberprägung zählt die Bodenerosion. Die durch die menschliche Siedlungs- und Landnutzungstätigkeit entblößte Reliefoberfläche unterliegt hierbei Abtragungsprozessen durch Wasser und Wind. Auf Erosionsstandorten zeugen geomorphologische Strukturen, wie Erosionskerben oder Deflationswannen, vom Bodenabtrag, während Flugsanddecken und Kolluvien sowie morphologische Vollformen wie Dünen oder Schwemmfächer die Akkumulation von erodiertem Material widerspiegeln (vgl. CASTEL et al. 1989; BORK et al. 1998; DOTTERWEICH 2005). Nach einer anschließenden Reliefstabilisierung durch eine erneute Vegetationsbedeckung auf Akkumulationsstandorten entwickeln sich hier neue Böden. Die Untersuchung von derartigen Boden-Sedimentfolgen und deren Datierung lässt so Phasen geringer menschlicher Einflüsse und Oberflächenstabilität und Phasen erhöhter anthropogener Einflüsse und geomorphologischer Aktivität identifizieren (BORK et al. 1998; DREIBRODT et al. 2010).

Für die eigenen Arbeiten wurde die kombinierte Archivfunktion von Seesedimenten (Sediment, Pollen, Diatomeen) und von Sedimenten, Böden und Morphologien im Einzugsgebiet bzw. im weiteren Umland des Gewässers genutzt. Hierbei ermöglicht die methodische Verflechtung einzelner Fachdisziplinen eine umfassende Rekonstruktion der Landschaftsentwicklung im Sandergebiet um den Krümmen See.



### 1.3 Hintergrund der hier vorgestellten Untersuchungen

Nach Abschluss des Müritz-Seebohrungsprojektes im Jahr 2006 standen neue und teilweise unbeantwortete Fragestellungen im Raum, welche Anlass für weitere Forschungsarbeiten gaben. Nach der Müritz als durchflossenes und seit dem Mittelalter anthropogen überprägtes Großgewässer sollte nun ein kleinerer, abflussloser See näher betrachtet werden. Nach Auswertung vorhandener Gewässerdaten und Voruntersuchungen an geeigneten Seen wurde der zwischen den Ortschaften Blankenförde und Zwenzow gelegene Krumme See als zentrales Untersuchungsobjekt im Bereich der Mecklenburgischen Kleinseenplatte ausgewählt (Abb. 1, 2). Dabei sollten neben den Seeborungen gezielte geomorphologische und bodenkundliche Arbeiten im Umland des Gewässers in die Untersuchungen einbezogen werden.

Die gewonnenen Ergebnisse geben einen interdisziplinären Einblick in die jungquartäre Landschaftsentwicklung der Kleinseenlandschaft östlich der Müritz. Aspekte der Seebecken- und Seespiegelenwicklung, der Relief- und Bodengenese sowie der Landnutzungsgeschichte werden betrachtet. Die an den Seesedimenten gewonnenen palynologischen und diatomologischen Daten geben ferner Aufschluss über die vornehmlich holozäne Vegetations- und Waldentwicklung bzw. die Gewässerentwicklung in einem großflächigen Sanderareal des Pommerschen Stadiums, wodurch ein regionaler, paläoökologischer Vergleich zu bekannten Untersuchungsstandorten in Mecklenburg-Vorpommern ermöglicht wird.

Abb. 2: Das bewaldete Einzugsgebiet des Krummen Sees.



## 2 Geowissenschaftlicher Kenntnisstand zum Untersuchungsgebiet

Die geologische Entwicklung der Mecklenburgischen Kleinseenplatte ist eng mit der oszillierenden Gletscherdynamik der weichselglazialen Inlandvereisung verbunden. Flächenhaft nehmen große Sanderareale das Gebiet zwischen den Haupteisrandlagen der Frankfurter Deglaziationsphase ( $>23$  ka, HEINE et al. 2009) und der Pommerschen Vorstoßphase (ca. 20 ka, LÜTHGENS & BÖSE 2011) ein. Die ausgedehnten Sander umschließen teilweise einzelne „Geschiebemergelinseln“, d.h. Grundmoränenflächen und Endmoränen (HURTIG 1954/1955, S. 661). Aufgrund der räumlichen Einordnung der nur lokal ausgeprägten Endmoränen im distalen Vorland der Pommerschen Haupteisrandlage bezeichnet GEINITZ (1922, S. 113) diese als „Zwischenstaffeln“.

Eine stratigraphische Verknüpfung der einzelnen Moränen wird durch ihre diskontinuierliche Verbreitung, teilweise Übersandung, Unterschiede in der Petrographie und stark variierende Streichrichtungen, erheblich erschwert (PETER 1967). Die chronologisch-genetische Zugehörigkeit der umrahmenden Sanderflächen im Bereich der Zwischenstaffeln ist bis heute nicht eindeutig geklärt.

Entgegen des über lange Zeit postulierten geschlossenen Pommerschen Sanders vertreten HURTIG (1954/1955) und SCHMIDT (1962) die Auffassung einer Differenzierung. Sie deuten ohne endgültige Beweisführung morphologische und petrographische Befunde als Indiz für die Genese selbständiger Sanderwurzeln und Satzendumoränen im Gebiet der Zwischenstaffeln. Diese Vollformen treten gegenüber den übrigen Sanderarealen als Rücken oder Höhenkomplexe mit einer stärker geneigten proximalen Seite und einer sanft abfallenden distalen Seite hervor, wobei sie sich, wie südlich von Blankenförde, durch einen erhöhten Kiesanteil bzw. eine kiesige Bestreuung auszeichnen (PETER 1967). Trotz der allgemeinen Abdachung des Hochflächenniveaus von Nord nach Süd weist das Sandergebiet im Untersuchungsraum eine bewegte Oberflächenmorphologie auf. Neben der Durchragung älterer Geschiebemergelflächen verstärken vor allem zahlreiche Toteisbecken und Schmelzwasserrinnen die Reliefenergie der Sanderhochflächen. Durch viele Seen und torferfüllte Hohlformen wird der Sander der Zwischenstaffeln trotz seiner weitflächigen Verbreitung in Einzelareale differenziert. Die Vielzahl von Becken und Rinnen unterschiedlicher Dimension zeugt von glazifluvialen Sedimentschüttungen zwischen und über zerfallenden Toteisfeldern sowie einer Becken- und Rinnengeneese während der weichselzeitlichen Jungmoränensequenz sensu NITZ (1984). Weit verbreitet treten im Arbeitsgebiet Dünen und Flugsanddecken auf (PETER 1967). Neben isolierten Kleindünen kartiert PETER (1967) auch große Dünen in verschiedenen Formen und Größen. Markant sind Dünenbildungen am Rand von Depressionen, die gegenüber den Becken und Tälern in einer genetischen Beziehung zu stehen scheinen.

Tab. 1: Morphometrische und hydrologische Parameter des Krümmen Sees (Daten: frdl. schriftl. Mittl. Seenprogramm am Umweltministerium M-V 2003, 2007).

Pegel	[m HN]	59,4
Tiefe (max.)	[m]	15,00
Tiefe ( $\emptyset$ )	[m]	5,20
Seefläche	[ha]	53,10
Tiefe (max.) / Tiefe ( $\emptyset$ )		2,88
Fläche Einzugsgebiet (EZG)	[km <sup>2</sup> ]	4,10
Fläche Einzugsgebiet ( $A_{EZG}$ ) / Seefläche ( $A_{See}$ )		7,8
Uferlänge	[m]	5335,0



Abb. 3: Flachwasserbereich mit sandiger Schorre am Ostufer des Krummen Sees (Foto: Mathias Küster).

Sie befinden sich sowohl an den West- als auch an den Ostseiten der Negativformen. Kleinere Formen werden durch weit verbreitete Kuppendünen repräsentiert.

Im Zentrum der Untersuchungen stand der Krumme See bei Blankenförde bzw. dessen näheres Umland. Der See ist Teil der Seen im oberen Havelgebiet. Die Havel ist mit ihren Fließseen im Untersuchungsgebiet stark anthropogen beeinflusst und ist flussaufwärts ab dem Jäthensee ein „künstliches Gebilde“ (HUBE 1932; KAISER & ZIMMERMANN 1994, S. 151).

Der Krumme See ist ein oligo-mesotropher, subbaltischer Klarwassersee. Der See ist geschichtet und weist zweimal pro Jahr eine Vollzirkulation auf (Dimixis). Aufgrund seines geringen mittleren Abflusses ist er quasi abflusslos (Tab. 1). Der Wasserzulauf wird dabei von Grundwasser dominiert. Untergeordnet tragen Niederschläge und der Oberflächen- bzw. Zwischenabfluss zur Wasserspeisung bei, wodurch sich der Krumme See als Grundwassersee einordnen lässt (vgl. MAUERSBERGER 2002). Aufgrund seiner Morphometrie ist er ein mittelgroßer Rinnen-Tiefsee, welcher sich durch einen schmalen Verlandungssaum bzw. vereinzelte Bereiche mit einer sandigen Schorre vor allem am Ostufer des Sees auszeichnet (Abb. 3; Tab. 1; vgl. SUCCOW & KOPP 1985).

## 3 Methoden

### 3.1 Geomorphologische und bodenkundliche Geländearbeiten

Für die Beantwortung von Fragestellungen zum näheren Umland des Krummen Sees wurden im Zeitraum Herbst 2007 bis Sommer 2008 Geländearbeiten durchgeführt. Ziel war es, an markanten Geländelokalitäten einen Überblick über Sedimentstratigraphien und Prozesse der Reliefentwicklung zu gewinnen. Während der Vorerkundung wurde verändert nach methodischem Ansatz der „stratigraphisch-genetischen Methode“ von BORK (1988, S. 7) vorgegangen. Durch Bohrungen mit der Peilstange (Pürckhauer-Nutstange Ø 30 mm) und in vermoorten Bereichen (Verlandungssäume) mit dem Kammerbohrer (50 cm Probenkammer) konnte ein erster Eindruck über die Sedimentabfolgen gewonnen werden. Die Peilstange wurde dabei per Hammer eingeschlagen und anschließend herausgezogen. Die in der Nut verbliebenen Sedimente konnten dann adäquat nach ihrer Tiefe angesprochen werden. Die Klappsonde wurde hingegen in das Sediment gedreht und anschließend ziehend geborgen. Die Tiefen der Bohrungen richteten sich je nach Fragestellung, Kompaktheit der Sedimente und maximaler mechanischer Belastbarkeit der Bohrgeräte. An einem anschließenden terrestrischen Referenzprofil bzw. -aufschluss konnte dann sedimentologisch und pedologisch geeicht werden, um nachfolgend mit weiteren Handbohrungen in der Fläche oder entlang von Profilschnitten eine abgeschlossene Befundsituation zu erhalten. Referenzbohrungen oder -profile besitzen demnach repräsentativen Charakter für das vorher definierte Areal (Abb. 4).

Abb. 4: Lage der Profile, Profilschnitte und Bohrungen im Sandergebiet bei Blankenförde. Die Nivellements wurden entlang der Profilschnitte „Westufer“ und „Ostufer“ angelegt. Geologische Oberflächenbildungen entsprechen der Geologischen Karte von Mecklenburg-Vorpommern i.M. 1:25.000 (Blatt 2643) und eigenen Kartierungen.

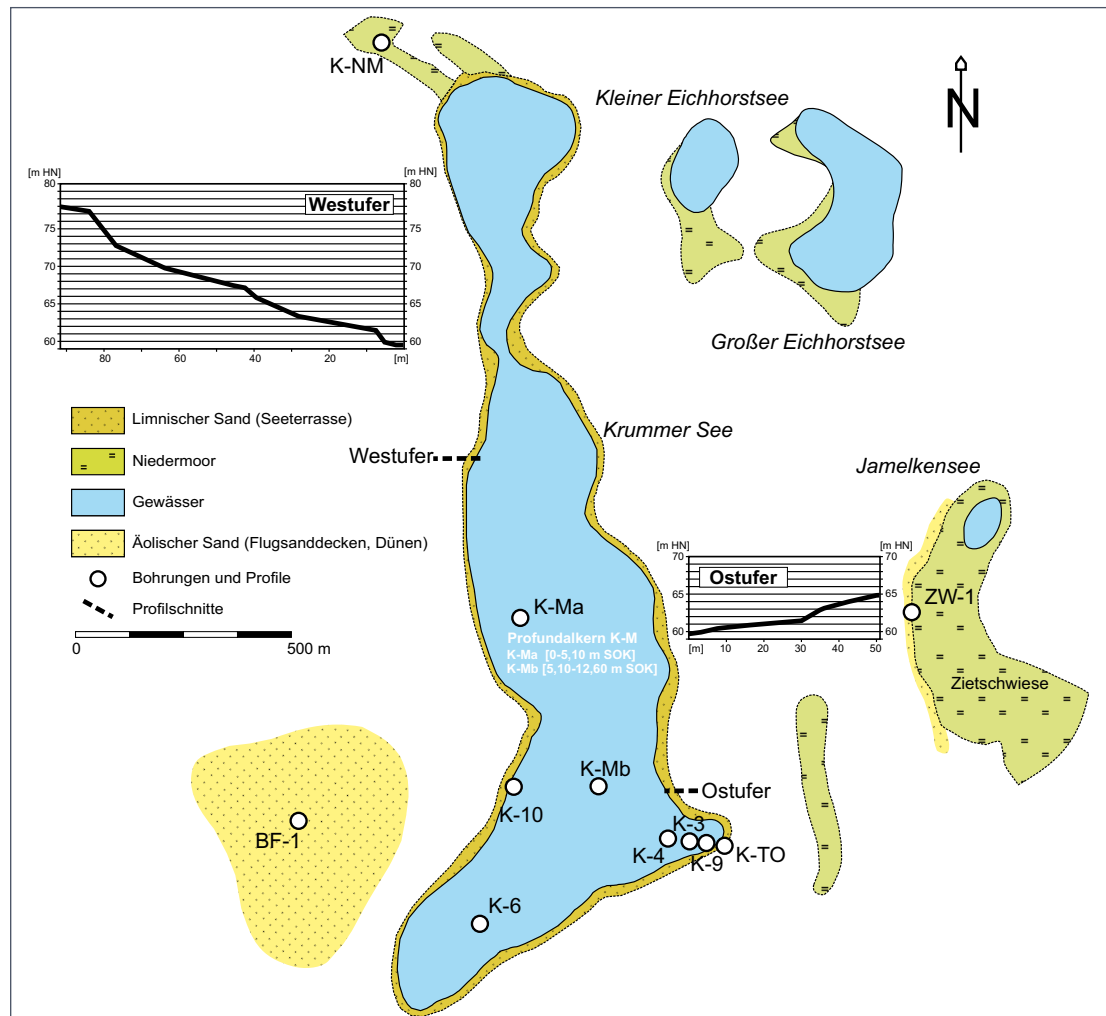




Abb. 5: Seebohrungen von nicht konsolidierten Seesedimenten mit Hilfe von Gefriertechnik. Ein Bohr-Schwert wird in das Sediment getrieben und dann mit flüssigem Stickstoff gefüllt (links). Nach Anfrieren des Sediments am Schwert wird der Gefrierkern anschließend geborgen (mittig) und in Einzelsegmente zerteilt (rechts, Fotos: Hinrich Meyer).

An Stellen mit abweichendem Bohrbefund wurde ein weiteres Profil angelegt, um die neue Befundsituation aufzunehmen. Die Ansprache der einzelnen Profile erfolgte nach Richtlinien der Bodenkundlichen Kartieranleitung (KA5, AD-HOC-AG BODEN 2005). Farben der einzelnen Bodenhorizonte wurden nach MUNSELL (1994) oder nach KA5 (AD-HOC-AG BODEN 2005) angesprochen. Entnommene Bodenproben repräsentieren horizontbezogene Mischproben. Kernbohrungen im Umland des Krummen Sees wurden mit Hilfe eines Kolben-Liner-Stechrohrs durchgeführt. Eine Beschreibung des Bohrprinzips folgt im folgenden Abschnitt Seebohrungen. Lokaltäten morphodynamischer Relevanz wurden mit Hilfe eines Nivellements seenah auf die absolute Höhe bezogen. Als Referenzniveau der Messungen galt der Seespiegel des Krummen Sees bei 59,4 m HN. Mit Verweis auf das während der Untersuchungen verwendete topographische Kartenwerk (Topographische Karte – Mecklenburg-Vorpommern, Maßstab 1:10.000) werden die Höhenangaben in „m HN“ angegeben.

Für seeferne Teilgebiete wurden relative Niveauunterschiede zu angrenzenden morphologischen Einheiten in Betracht gezogen. Messungen von Entfernungen und Neigungswinkeln entlang von Standortketten wurden mit einem Handlasergerät sowie einem Neigungswinkelmesser durchgeführt.

### 3.2 Seebohrungen

Im Sommer und im Herbst 2007 wurden im bzw. am Krummen See See- und Moorbohrungen durchgeführt. Aufgrund des Kenntnisstandes zur Beckenmorphologie, Wassertiefe, Windeinwirkung, Gewässerchemie und ersten Sedimentabfolgen nach Vorerkundungen wurden im Verlandungsbereich, Litoral und Profundal des Krummen Sees geeignete Bohrlokalitäten festgelegt (Abb. 4).

Die Bergung der Seesedimentkerne erfolgte vom Aluminiumponton „Boreas“. Zur Fixierung auf eine bestimmte Position wurde die Bohrplattform durch Seile am Ufer befestigt oder mit Ankern am Gewässergrund verspannt. Die Bergung der Sedimentkerne erfolgte anschließend mit Hilfe eines Kolben-Liner-Stechrohrs. Eine mit einem PET-Liner (Kunststoffröhre) gefüllte Kernsonde wird dabei durch ein verlängerbares Gestänge auf die gewünschte Tiefe gebracht und nach Fixierung eines Kolbens mit Hilfe eines Steuerungsseils in das gewünschte Sediment getrieben. Der Vortrieb der Sonde

erfolgte in oberflächennahen, wenig kompaktierten Sedimenten per Hand und in tieferen Bereichen mit einem Motorhammer. Nach der Bergung des sedimentgefüllten Liners per Hand, Seilwinde oder einer hydraulischen Hubvorrichtung wird dieser verschlossen und beschriftet. Um ein Neudurchdringen der Sedimente im Beckenzentrum zu verhindern, wurde um je 1–2 m versetzt gebohrt. Nicht konsolidierte, oberflächennahe Sedimente wurden durch einen Gefrierbohrer (*freeze corer* Typ 3 der Fa. UWITEC) geborgen. Das Bohrprinzip basiert auf dem Anfrieren des Sediments an ein mit flüssigem Stickstoff gefülltes Bohr-Schwert. Die entnommenen Gefrierkerne wurden in Einzelsegmente zerteilt und im tiefgefrorenen Zustand in das Labor transportiert (Abb. 5).

### 3.3 Sedimentologische, geochemische und geophysikalische Analysen

#### 3.3.1 Magnetische Suszeptibilität

Am geschlossenen Liner folgte die Untersuchung der Kerne auf magnetische Suszeptibilität (Magnetisierbarkeit) im Verlauf ihrer Schichten. Ein MS2C-Sensor der Firma Bartington diente als Untersuchungsgerät. Das Ergebnis sind Suszeptibilitäten ( $k$ ), die bei erhöhten Werten im Verlauf eines Kerns Hinweise auf oxidierte Eisenverbindungen geben können, also Rückschlüsse auf ein oberflächennahes oxidierendes Milieu oder allochthone Einträge in Seen und Mooren zulassen.

#### 3.3.2 Probenahme und Erstellung des Profundalkerns (K-M)

Nach dem Öffnen der Liner wurden die Kerne fotografiert, im bergfrischen Zustand beschrieben und je nach Untersuchungsziel volumenbezogen mit 3 ml, 4 ml und 10 ml Stechzylindern beprobt. Analysen erfolgten je nach lithologischen Einheiten im 5–10 cm Abstand an einer 1 cm dicken Schicht. Die Gefrierkerne wurden in 1–2 cm-Scheiben zersägt und daran Gewichtsproben gewonnen. Diese entsprachen durch die ausschließlich organische Substanz mit Dichten nahe  $1 \text{ g/cm}^3$  in ihrer Größe etwa Volumenproben. Die vorliegenden profundalen Einzelsegmente der beiden Bohrstandorte K-Ma und K-Mb (Abb. 4) wurden anschließend anhand systematischer Variationen der Analyseergebnisse, speziell der fein aufgelösten Glühverluste, zu einer Mastersequenz (K-M) zusammengesetzt.

#### 3.3.3 Wassergehalt, Trockenraumdichte und Glühverlust

Anschließend konnte die Bestimmung des Wassergehalts ( $w$ ) und der Trockenraumdichte (dry bulk density, DBD) durchgeführt werden. Die Trocknung der Proben erfolgte im Trockenschrank bei  $105^\circ\text{C}$ . Der Wasseranteil der Probe verdampft bis die Gewichtskonstanz („atro“) erreicht ist.

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

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

Der Parameter Glühverlust (GV) verdeutlicht den Anteil der organischen Substanz in einer Sedimentprobe. Die im Trockenschrank getrockneten Proben ( $105^\circ\text{C}$  atro) wurden zwei Stunden bei  $550^\circ\text{C}$  im Muffelofen geblüht. Der Glühverlust wurde nach DIN 38414 bestimmt.

#### 3.3.4 Granulometrische Untersuchungen

Die nach der Bestimmung des Glühverlustes verbleibende Asche wurde anschließend zur Korngrößen-

bestimmung verwendet. Die Aufbereitung erfolgte durch Homogenisierung, Entkalkung und Entfernung der Korngröße >1mm. Die Ermittlung der Korngrößen erfolgte mit Hilfe des Verfahrens der Laserstrahlbeugung mit dem Laserpartikelsizer Analysette 22 (Fa. Fritsch). Durch die von KAISER (2001) erwähnten Ungenauigkeiten des Verfahrens im Ton- und Schluffbereich wurde bei den Bodenprofilen die kombinierte Sieb-, Pipett- und Schlämmmethode nach KÖHN (1928) angewendet (Analyse LUFA Rostock). Die Ausgabe der Korngrößen erfolgt bei den Bodenproben als Ton und Schlufffraktion (T+U), Feinsand (fS), Mittelsand (mS) und Grobsand (gS).

### 3.3.5 Kohlenstoff (C)- und Schwefel (S)-Bestimmung

Die Bestimmung der C/S-(Gesamt-)Werte erfolgte mit Hilfe der Verbrennungsmethode am ELTRA METALYT CS 100S. Dabei werden atro-Proben bei 1350°C und konstantem Sauerstoffzutritt verbrannt. Die Verbrennungsgase werden in getrennten Infrarotdetektoren als CO<sub>2</sub> und SO<sub>2</sub> gemessen. Der anorganische Kohlenstoff (TIC) wird bei einer Verbrennung von 1000°C ermittelt. Es werden Doppelbestimmungen durchgeführt. Anschließend erfolgt die Ermittlung des organischen Kohlenstoffs (TOC) mit:

$$\text{TOC} = \text{TC} - \text{TIC}$$

### 3.3.6 Bestimmung des biogenen Opals

Die Bestimmung von Bioopal erfolgte an getrockneten Proben in einem Auszug mit 1M-NaOH photometrisch am PERKIN-ELMER-Photometer. Anhand der Messwerte wurde anschließend SiO<sub>2</sub>-Opal wie folgt berechnet:

$$[\% \text{SiO}_2] = \text{Messwert [mg Si/100 ml]} \times 2,139 \text{ (bei 100 mg Einwaage)}$$

### 3.3.7 Bestimmung des Karbonatgehaltes

Eine Vorbestimmung der Karbonatgehalte im Gelände erfolgte durch die visuelle Beurteilung der Reaktionsstärke mit zehnpromentiger Salzsäure (HCl, AD-HOC-AG BODEN 2005). Im Labor wurde der Karbonatgehalt mit Hilfe der Scheibler-Apparatur bestimmt. Grundlage für das Messverfahren ist die chemische Reaktion des Kalkes (CaCO<sub>3</sub>) mit Salzsäure (HCl) unter Bildung von CO<sub>2</sub>. Die verwendete Probemenge richtete sich nach der Reaktionsstärke der Feldmethode. Das bei der Reaktion freigesetzte Kohlendioxid wurde volumetrisch gemessen und unter Beachtung der Parameter Luftdruck (hPa) und Temperatur (°C) in die entsprechenden CaCO<sub>3</sub>-Anteile umgerechnet. Hierbei wurden Doppelbestimmungen durchgeführt. Durch die teilweise nur geringe Probemenge stark schrumpfender hochorganischer Seesedimente war eine gesonderte Karbonatbestimmung nicht möglich. Der CaCO<sub>3</sub>-Gehalt wurde hier durch Multiplikation des anorganischen Kohlenstoffs (TIC) mit dem stöchiometrisch ermittelten Faktor 8,33 errechnet.

### 3.3.8 Unterscheidung von subaquatischen und semiterrestrischen Sedimenten

Die Klassifizierung limnischer Sedimente erfolgte auf Grundlagen von MERKT et al. (1971) und SUCCOW (1988), vereinfacht nach KAISER (2001). Sedimente/Sedentate wurden nach SUCCOW & JOOSTEN (2001) sowie nach AD-HOC-AG BODEN (2005) eingeordnet:

Sediment	Eigenschaften
Humoser Sand	< 15 % organische Substanz (Glühverlust)
Anmoor	15–30 % organische Substanz (ohne Pflanzenreste)
Antorf	15–30 % organische Substanz (Pflanzenreste)
Torf	> 30 % organische Substanz
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

### 3.3.9 Bestimmung des pH-Wertes

Die Ermittlung der pH-Werte an Bodenproben am LUFA-Rostock wurden nach DIN ISO 10390 durchgeführt. Eigene pH-Analysen ( $\text{CaCl}_2$ ) erfolgten elektrometrisch mit einem Mikroprozessor pH/mV-Meter pH 325 (Fa. WTW).

### 3.3.10 Sedimentations- und Akkumulationsraten

Anhand der Palynodaten des Masterkerns wurde ein Zeit-Tiefen-Modell erstellt, welches die Grundlage für die Ermittlung von Sedimentationsraten (SR) der einzelnen Zeitabschnitte lieferte. Diese repräsentieren die Geschwindigkeit, mit der die Sedimentsäule pro Zeiteinheit [ $\text{mm a}^{-1}$ ] zunimmt. Um einen treppenartigen Verlauf der Sedimentationsrate zu vermeiden, wurde dieser durch eine Excel-generierte numerische Ausgleichsfunktion geglättet.

Zur Berücksichtigung der postsedimentären Kompaktion der Sedimente wurde auf Grundlage der geglätteten Sedimentationsrate und unter Einbeziehung der Trockenraumdichten die Massenakkumulationsrate (MAR) wie folgt berechnet:

$$\text{MAR} [\text{g m}^{-2}\text{a}^{-1}] = \text{DBD} [\text{g cm}^{-3}] \times \text{SR} [\text{mm a}^{-1}] \times 10^4 [\text{cm m}^{-2}]$$

### 3.3.11 Chronologie

An organikfreien Sandproben im Profil BF-1 wurden Datierungen mit Hilfe der optisch stimulierten Lumineszenz (OSL) durchgeführt. Die Analysen erfolgten im Fachbereich Isotopengeologie an der Universität Bern/Schweiz (Tab. 2, vgl. KÜSTER & PREUSSER 2009).

An organikführenden bzw. holzkohlehaltigen Sedimentsequenzen wurden  $^{14}\text{C}$ -Datierungen vorgenommen. Die Bestimmung der Proben erfolgte im  $^{14}\text{C}$ -Labor des Physikalischen Labors Erlangen. Die konventionellen  $^{14}\text{C}$ -Daten wurden anschließend nach STUIVER et al. (2005) kalibriert (Tab. 3). Die Daten werden im  $2\sigma$ -Bereich mit dem größten Konfidenzintervall angegeben. Am Profundalkern K-M wurden keine Absolutdatierungen durchgeführt, da sich dieser palynostratigraphisch mit dem Leitprofil MÜR-2 aus der Mürz sehr gut korrelieren lässt (vgl. LAMPE et al. 2009). Die dendrochronologische Datierung von zwei Holzproben (Dendro-Probe 1, Lab.-Nr. g10121, 1786–1889 AD; Dendro-Probe 2, Lab.-Nr. g10125, 1851–1943 AD) wurde am Deutschen Archäologischen Institut Berlin (Karl-Uwe Heußner) durchgeführt. Zur stratigraphischen Übersicht bzw. zur Verknüpfung von stratigraphischen Abschnitten, Pollenzonen und archäologischen Epochen für das Gebiet Mecklenburg-Vorpommerns dient Abbildung 6.



Tab. 2: Erhobene OSL-Alter an Sandproben des Profils BF-1 (nach KÜSTER &amp; PREUSSER 2009).

Probe	Profil	K [%]	Th [ppm]	U [ppm]	W [%]	Tiefe [m]	D [mGy a <sup>-1</sup> ]	D <sub>E</sub> [Gy]	OSL-Alter [ka]
MN582	BF-1	0,88 ± 0,02	2,13 ± 0,13	0,59 ± 0,02	4 ± 1	1,70	1,25 ± 0,05	17,3 ± 0,9	13,8 ± 0,9
MN583	BF-1	0,88 ± 0,02	2,32 ± 0,06	0,65 ± 0,01	4 ± 1	1,75	1,28 ± 0,05	17,3 ± 0,6	13,5 ± 0,7
MN584	BF-1	0,93 ± 0,02	7,56 ± 0,17	1,30 ± 0,03	8 ± 1	1,85	1,76 ± 0,07	27,3 ± 1,4	15,5 ± 1,0

Tab. 3: Erhobene AMS-<sup>14</sup>C-Daten mit kalibrierten Altern nach STUIVER et al. (2005).

Probe	Labor-ID	BP	Fehler	δ <sup>13</sup> C	BC/AD	Material	[m HN]	Profil
KRUSE-03/08-1	Erl-12079	775	± 41	-28,8	1183–1287 AD	Anmoor	59,26	K-WS 1
KRUSE-03/08-2	Erl-12080	5742	± 44	-27,4	4706–4490 BC	Torf	58,48	K-NM
KRUSE-03/08-3	Erl-12081	815	± 44	-26,4	1154–1280 AD	Holzkohle	~65,00	ZW-1
KRUSE-03/08-4	Erl-12082	3788	± 44	-21,4	2349–2120 BC	Organomudde	57,02	K-10
KRUSE-03/08-5	Erl-12083	4032	± 44	-19,5	2678–2465 BC	Organomudde	56,88	K-10
KRUSE-03/08-6	Erl-12084	5435	± 46	-23,6	4363–4227 BC	Organomudde	56,33	K-10
KRUSE-03/08-7	Erl-12085	8997	± 56	-28,0	8298–8166 BC	Torf	54,82	K-10

### 3.4 Pollenanalysen

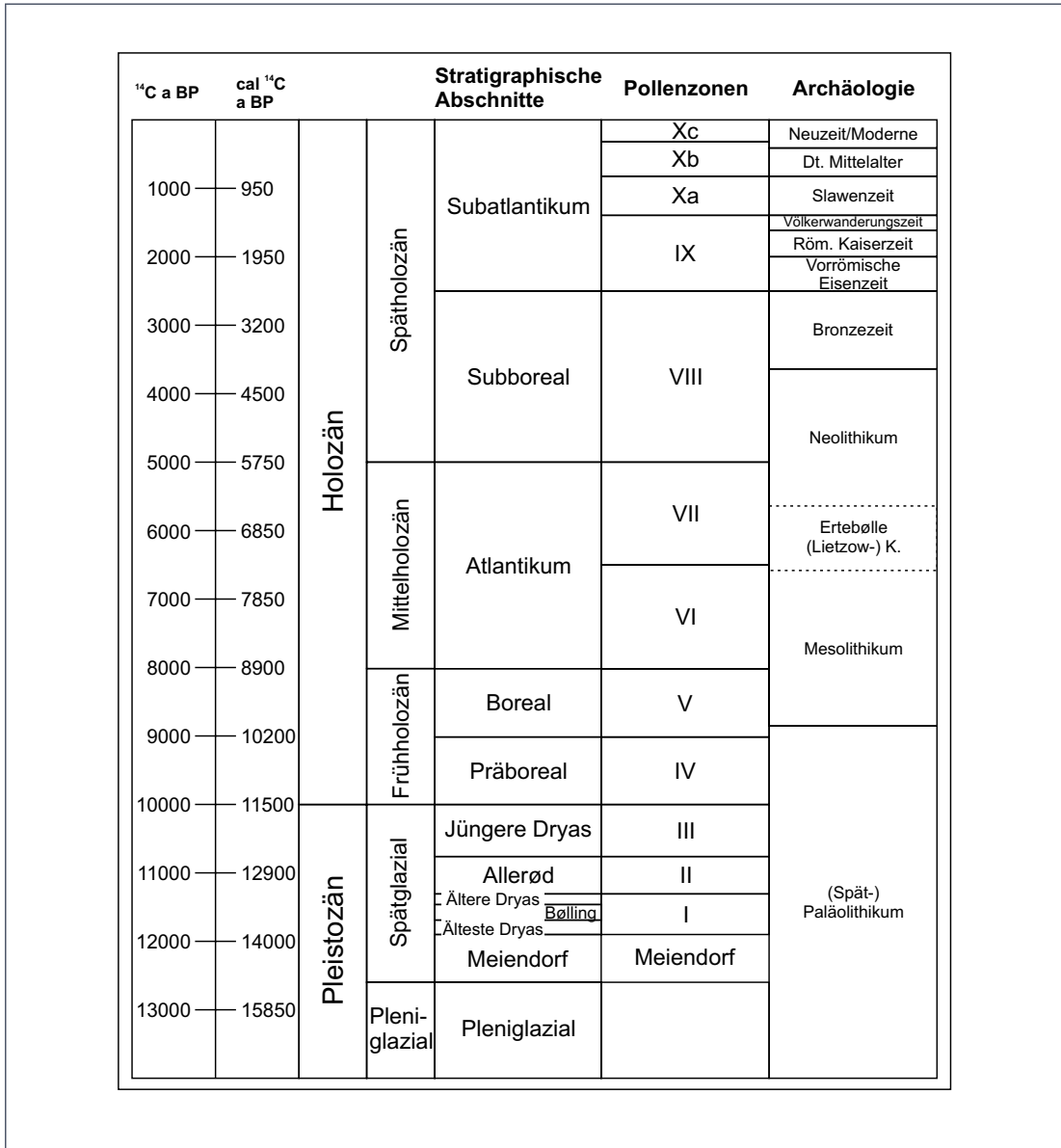
#### 3.4.1 Aufbereitung der Pollenproben

Je Probe wurden 2 cm<sup>3</sup> Sediment mittels Acetolyse-Methode (BEUG 2004, S. 24) aufbereitet. 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 im Mittel 1–2 Tage beschränkt, um auch den Anteil von Schwammnadeln (besonders schwer löslich) miterfassen zu können.

#### 3.4.2 Diagrammerstellung

Von Proben mit mittlerer bis hoher Pollendichte wurden 300 Baumpollen ausgezählt, bei Proben mit geringer Pollendichte kamen 200 bzw. bei einem Teil der Proben aus Böden, Hangsedimenten und spätglazialen Kaltphasen auch nur 100 Baumpollen zur Auszählung. Strauch- und Nichtbaumpollen sowie Sporen und Algen wurden durchweg auf jeweils 100 Baumpollen bezogen und selten auftretende Parameter erforderlichenfalls 5-fach überhöht dargestellt.

Abb. 6: Chronologie der jungquartären Landschaftsentwicklung in Mecklenburg-Vorpommern (verändert und aktualisiert nach KAISER 2001). Die zeitliche Abgrenzung der stratigraphischen Abschnitte erfolgte für das Pleistozän nach LITT et al. (2007) und für das Holozän nach MANGERUD et al. (1974). Die Pollenzonen entsprechen im Allgemeinen FIRBAS (1949) und sind für das Spätholozän nach KAISER et al. (2002), JANKE (2004) und LAMPE et al. (2009) angepasst worden. Die Einordnung der archäologischen Zeitabschnitte erfolgte nach der Zusammenfassung von ENDTMANN (2004).



Mit aus gezählt wurden auch im Pollenbild erfassbare Grünalgen, insbesondere *Pediastrum*-Arten, *Scenedesmus*-Ketten, *Tetraedon minimum* und *Botryococcus braunii*. Die bis zu 16-zelligen stachelfreien *Scenedesmus*-Ketten gehören dem *ecornis*-Typ bzw. dem *bijugatis*-Typ an. Des Weiteren 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 Kerns nur mit ein bis drei 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 nur die Aufnahme von *Alona rustica* in das Diagramm.

Die in KÜSTER (2009) verwendeten Vegetationsabschnitte (VA) stellen fragestellungbezogen den Zeitraum vom jüngeren Atlantikum bis zur Gegenwart (Vegetationsabschnitte 1–15) dar. Sie wurden für den vorliegenden Beitrag um die Vegetationsabschnitte a–d bzw. die Pollenzonen III–VI, die den Zeitraum von der ausklingenden Jüngeren Dryas bis zum Beginn des frühen Atlantikums umfassen, ergänzt. In das Diagramm bzw. den Text gingen außer den Gattungs- und Artprofilen unter anderem folgende weitere Parameter und Quotienten ein (im Folgenden verwendete Abkürzungen: VA=Vegetationsabschnitte, PZ=Pollenzonen, BP=Baumpollen, NBP=Nichtbaumpollen, Str=Sträucher, EMW=Eichenmischwald, bestehend aus Eiche, Ulme und Linde):

- Prozentualer Anteil von BP, Str und NBP an der Summe von BP+Str+NBP,
- Prozentualer Anteil BP+Str von BP+Str+NBP,
- Anzahl der NBP je 100 BP als Kriterium für den Bewaldungs- bzw. Offenheitsgrad der Landschaft. Hohe Werte dieses Indikators sprechen zumeist für fehlende bis geringe und niedrige für geschlossene natürliche Bewaldung. Die mittleren NBP-Werte der Vegetationsabschnitte werden sowohl in Kapitel 5.2 als auch in Tabelle 5 aufgeführt.
- *Poaceae* und *Cyperaceae* jeweils je 100 BP
- Kulturbegleiter. Dazu zählen alle bestimmbaren Unkraut-, Tritt- und Ruderal-Arten, unter anderem auch *Artemisia*. Vor allem Arten dieser Gattung kamen schon vor Einsetzen von Besiedlung und agrarischer Nutzung an Offenlandstandorten vor. Demzufolge setzt die Kulturbegleiter-Kurve – wenn auch mit niedrigen Werten – zeitlich zumeist schon vor der *Plantago lanceolata*- und Getreidekurve ein. Im Pollendiagramm werden deshalb die Kulturbegleiter erst ab dem jüngeren Atlantikum dargestellt.
- *Ulmus*+*Tilia*-Quotient=*Ulmus*+*Tilia* in % von *Ulmus*+*Tilia*+*Quercus*
- *Ulmus*-Quotient=*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 50 %-Marke merklich unterschreiten.
- P+S=Pollen- und Sporendichte je 1/10 mm<sup>3</sup> Sediment. Die Berechnung der Pollen- und Sporendichte erfolgte nach folgender Formel:

$$P+S = \frac{(\text{gezählte P+S einer Probe}) \times (\text{Anzahl der der Probe zugefügten } Lycopodium\text{-Sporen})}{(\text{gezählte } Lycopodium\text{-Sporen}) \times (\text{verwandtes Probenvolumen [cm}^3\text{]}/10)}$$

Da in den ausgezählten Diagrammen vom Krummen See und Umland die P+S-Werte sehr hoch ausfielen, wurde ihr Wert gezehnteilt. An Sporen-Parametern fanden nur *Monolete Polypodiales*, *Equisetum*-Typ und Sphagnoider Sporentyp Berücksichtigung. Die benötigten *Lycopodium*-Tabletten wurden vom Fachbereich Quartärgeologie der Universität Lund bezogen. Die Tabletten der verwandten Serie enthielten im Durchschnitt 10.679 *Lycopodium*-Sporen. Stellvertretend für die Gewässerparameter wurde die Grünalgenart *Pediastrum* mit aufgenommen.

### 3.5 Diatomeenanalysen

#### 3.5.1 Einleitung – Aufgabenstellung

Diatomeen oder Kieselalgen gehören zu den dominanten Mikroalgen Gruppen fast aller aquatischen Habitate. Viele dieser Arten haben als sogenannte stenöke Arten gegenüber wichtigen Gewässergüteparametern eine enge ökologische Verbreitung, so dass sie als sehr gute Gewässergüteindikatoren genutzt werden (SCHAU MBURG et al. 2007; SMOL 2008). Zu den anhand von Diatomeengemeinschaften rekonstruierbaren Parametern zählen beispielsweise der pH-Wert und der Gehalt an Phosphor (TP, *total phosphor*) als elementarer Nährstoff. Phosphor gelangt diffus (über Abschwemmungen) und punktuell

(über Abwassereinleitungen) in die Gewässer. Im Falle der Bildung chronologisch geordneter Sedimentablagerungen fungieren diese Taxa auch als wichtige Paläoindikatoren (SMOL & STÖRMER 2010). Dies resultiert aus der Tatsache, dass die Diatomeen eine Schale aus amorpher Kieselsäure ( $\text{SiO}_2$ ) bilden, die unter neutralen bis schwach sauren Bedingungen im Sediment jahrtausendlang stabil sind.

Es war im Rahmen einer komplexen Analyse (Geologie, Palynologie, Paläolimnologie) Aufgabe, aus einem profundalen Kompositkern (K-M) Rückschlüsse auf die Entwicklung der Diatomeenbesiedlung des Krummen Sees (Pelagial, Litoral) seit dem Atlantikum zu ziehen. Diese wiederum sollten Aufschluss geben über die trophische Entwicklung des Gewässers während dieser Zeit. Im Zusammenhang mit Forderungen der EU-Wasserrahmenrichtlinie (EUROPEAN UNION 2000) lag dabei ein Schwerpunkt auf der Suche nach den letztmalig fehlenden oder nur minimalen menschlichen (trophischen) Beeinträchtigungen, den sogenannten Referenzbedingungen. Als Vergleich liegen mehrere Diatomeensequenzen norddeutscher dimiktischer Seen verschiedener trophischer Ausgangslage und Entwicklung (oligo/meso-eutroph: Krakower See (HÜBENER & DÖRFLER 2004), Dudinghausener See (DREßLER et al. 2006); oligo-mesotroph: Drewitzer See (LORENZ 2007); meso-eutroph: Müritz (LAMPE et al. 2009); durchgängig eutroph: Gudower See (HÜBENER et al. 2009)) vor. Die Mehrzahl dieser Seen befindet sich im nährstoffreichen Grundmoränengebiet. Der Krumme See liegt jedoch wie der Drewitzer See in einem nährstoffarmen Sander. Der See wurde im Jahr 1998 mit einem TI (Trophieindex) von 1,6 (LAWA 1998) bewertet, der mittlere TP lag bei  $19 \mu\text{g/l}$  ( $n=12$ , 0–13 m) (Daten LM SN). Im Jahr 2006 wurde im Bereich der tiefsten Stelle (= Bohrposition) ein mittlerer TP-Gehalt von  $16 \mu\text{g/l}$  ( $n=12$ ) ermittelt. Erst ab Mitte August kam es im Tiefenwasser (14 m) infolge beginnender Anoxie im Hypolimnion zu TP-Rücklösungen aus dem Sediment und damit zu signifikanten TP Erhöhungen ( $40 \mu\text{g/l}$ ). Die besondere Lage und trophische Situation des Gewässers, welches nach der LAWA-Klassifizierung (LAWA 1998; RAKON 2007) dem Typ 13 (kalkreiche, dimiktische Seen mit kleinem Einzugsgebiet ( $\text{VQ} < 1.5 \text{ km}^2/10^6 \text{ m}^3$ ) des norddeutschen Tieflandes) entspricht, ließen eine gegenüber bisherigen Gewässerstudien eventuell abweichende Entwicklung erwarten.

### 3.5.2 Diatomeenpräparation, mikroskopische Analyse und Zonierung im Kern

Es wurden aus dem profundalen Master-Kern insgesamt 65 Proben bis in eine Sedimenttiefe von 831 cm auf die Diatomeenzusammensetzung analysiert. Dabei wurden von 0–20 cm sechs Proben analysiert, der folgende Abschnitt bis 331 cm wurde mit einem Abstand von 10 cm untersucht, anschließend betrug der Probenabstand bis in die Tiefe von 831 cm jeweils 20 cm. Bei auffälligen Veränderungen wurde jedoch auch hier der Abstand auf 10 cm verdichtet.

Die Aufarbeitung und Präparation der Diatomeen erfolgte nach KALBE & WERNER (1974). Für die quantitativen Diatomeenangaben nach BATTARBEE & KNEEN (1982) ist eine exakte Einwaage (ca. 0,1 g Trockengewicht (TG) nach Trocknung bei  $105^\circ\text{C}$ ) als abschließender Bezugswert notwendig. Während der sich anschließenden Aufschlussprozedur darf kein Material verloren gehen. Das Sediment wurde mit 10 ml  $\text{H}_2\text{O}_2$  versetzt und 15–20 min im Wasserbad ( $60\text{--}80^\circ\text{C}$ ) unter dem Abzug erhitzt. Es folgte ein 2-maliges Waschen mit jeweils nachfolgender Zentrifugation (12 min,  $4000 \text{ min}^{-1}$ ). Der letzte Rückstand wurde in 10 ml  $\text{H}_2\text{SO}_4$  aufgenommen und mit 1 ml gesättigter  $\text{KMnO}_4$ -Lösung 10 min gekocht. Die Suspension wurde dann durch tropfenweise Zugabe von Oxalsäure-Lösung geklärt. Abschließend erfolgte eine mehrfache Waschung bis zur neutralen Reaktion. Der Suspension gereinigter Schalen wurde vor dem Auftropfen eine konkrete Menge einer Mikrosphaeren-Stammlösung (V. Jones, University College London) zugegeben und gründlich vermischt, auf Deckgläschen aufgetropft und nach Lufttrocknung in Naphrax ( $n_d = 1,72$ ) eingebettet. In allen Dauerpräparaten wurden i.d.R. jeweils mindestens 400 Schalen und hierbei nachweisbare Mikrosphaeren gezählt und der prozentuale Anteil eines jeden Taxons ermittelt. Um subjektive Bestimmungsfehler zu minimieren, erfolgte die mikroskopische Auswertung mit verschlüsselter Nummerierung, d.h. es war dem Bearbeiter während der mikroskopischen Arbeit nicht bekannt, aus welcher Sedimenttiefe die analysierte Probe stammte. Die Diatomeenabundanz wurde anschließend als Anzahl/g TG nach BATTARBEE & KNEEN (1982) errechnet. Es verhält

sich die Anzahl zugesetzter Mikrosphaeren zu der Menge gezählter, wie die Menge vorhandener (zu ermittelnder) Diatomeen zu den gezählten. Die Diatomeendichten werden als n/g TG angegeben, d.h. der zunächst errechnete Wert ist mit der vorgenommenen Ausgangseinwaage auf 1,0 g zu korrigieren.

Zum Nachweis signifikanter Entwicklungssprünge zwischen den zeitlich geordneten Diatomeenassoziationen des Sedimentkernes erfolgte eine erzwungene Cluster-Analyse (CONISS, GRIMM 1987). Die Signifikanzprüfung ( $p < 0,05$ , LEPŠ & ŠMILAUER 2003) der ausgewiesenen Clusterung erfolgte mit dem Monte-Carlo Permutationstest.

### 3.5.3 Diatomeen – Umweltparameter Eichdatensätze

Die paläolimnologische Rekonstruktion von Gewässerparametern (TP – Gesamtphosphor, pH, DOC – gelöster organischer Kohlenstoff, TN – Gesamtstickstoff, u.a.) erfolgt durch Anwendung so genannter Transferfunktionen, die basierend auf dem Vorkommen einzelner Arten in einer Vielzahl von Gewässern (Eichdatensatz = EDS) die Verbreitung konkreter Organismen entlang eines oder mehrerer dieser Faktoren modellieren. Mit der Transferfunktion wird mittels verschiedener mathematischer Modelle, z.B. *weighted averaging* (WA, HILL 1973; TER BRAAK & ŠMILAUER 2002), *weighted averaging past least squares* (WA-PLS, BIRKS 1998; KÖSTER et al. 2004), *maximum likelihood* (ML, TER BRAAK & VAN DAM 1989) unter Wichtung der Häufigkeit der Taxa in den einzelnen Proben sowie dem unterschiedlichen Indikationsgewicht der Taxa (abhängig von der Varianz/Streuung der errechneten Optima) die wahrscheinliche Höhe des jeweiligen Parameters (z.B. TP) für die einzelnen Diatomeenassoziationen in der vertikalen Sedimentabfolge rekonstruiert.

Zur Verfügung stehen hierzu verschiedene regionale und überregionale Eichdatensätze. Für die norddeutsche Tiefebene sind dies Daten aus brandenburgischen Hartwasserseen und Fließgewässerabschnitten (SCHÖNFELDER 1997, 2004a, b; SCHÖNFELDER et al. 2002) oder mecklenburgischen Hartwasserseen (vgl. <http://www.biologie.uni-rostock.de/abt/botanik/AG-Phykologie/index.htm>). Darüber hinaus steht mit dem EDDI-Eichdatensatz (*European Diatom Database Initiative*, BATTARBEE et al. (2000); vgl. <http://craticula.ncl.ac.uk/Eddi/jsp/>) ein europaweiter Datensatz zur Verfügung, aus dem nach entsprechender Prüfung und Testung (s.u.) zusammen mit den Daten aus Mecklenburg spezielle, an die konkrete Fragestellung angepasste Eichdatensätze zusammengestellt werden können (HÜBENER et al. 2008b). Eine Erweiterung der möglichen Eichgewässer ist nötig, da viele der historischen und prähistorischen Gewässerzustände nicht mehr durch rezente Diatomeengemeinschaften in Norddeutschland repräsentiert sind. Die oben genannten brandenburgischen Datensätze können aktuell nicht mit den EDDI-Daten kombiniert werden.

### 3.5.4 Auswahl des Eichdatensatzes

Die Rekonstruktion der TP-Entwicklung im Master-Kern des Krummen Sees erfolgte mit dem *moving window* -Ansatz (MW, HÜBENER et al. 2008b; <http://CRAN.R-project.org/package=paltran>). Hierbei wird für jede einzelne Kernprobe ein eigener optimaler Eichdatensatz erstellt, auf dessen Grundlage mit einer Transferfunktion mittels WA-PLS (BIRKS 1998) der für diese Probe wahrscheinlichste TP-Wert rekonstruiert wird (HÜBENER et al. 2008b).

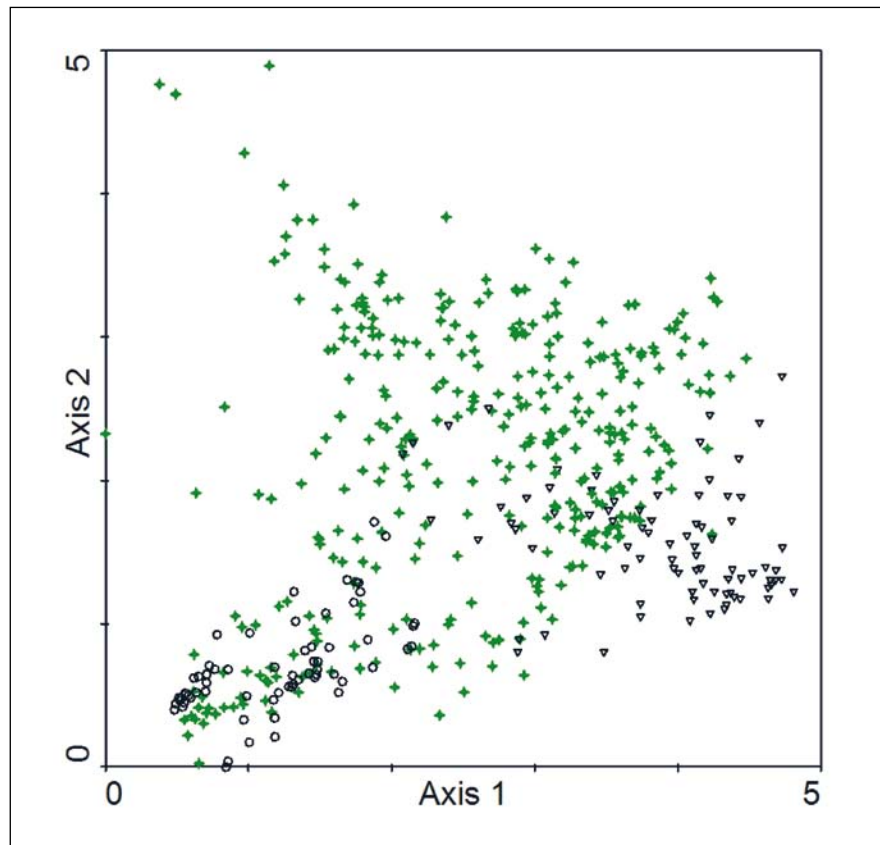
In einem ersten Schritt werden dazu alle zur Verfügung stehenden Eichgemeinschaften (= Diatomeen-Sedimentassoziationen der Eichgewässer, Tab. 4) mittels einer trendbereinigten Korrespondenzanalyse (*detrended correspondence analysis*, DCA) analysiert. Jede Eichprobe wird in dem DCA-Plot (Abb. 7) durch ein einzelnes Symbol repräsentiert. Dabei wird dessen Lage ausschließlich durch die Artenzusammensetzung und die relativen Häufigkeitswerte der jeweiligen Arten bestimmt. Die Nähe bzw. Entfernung einzelner Eichgemeinschaften in diesem Plot widerspiegeln somit die Ähnlichkeit bzw. Unähnlichkeit in den Diatomeen-Artenzusammensetzungen der Eichgewässer. In diese multidimensionale Analyse werden die subfossilen Diatomeengemeinschaften des zu untersuchenden Kernes bzw. Sees als passive Proben (TER BRAAK & ŠMILAUER 2002) hineinprojiziert (Abb. 7). Unter Verwendung der Euklidischen Distanz

der ersten drei DCA-Achsen als Ähnlichkeitsmaß werden nun für jede Probe des Kruppen Sees die nächstgelegenen 40, 60, 80 ... 140 Proben des EDS ermittelt und daraus ein TP-Wert für diese Sedi-  
mentprobe errechnet. Von den durch die verschiedenen großen EDS ermittelten TP-Werten der jeweiligen  
Sedimentprobe wird derjenige ausgewählt, der für die über Crossvalidation ermittelten statistischen Pa-  
rameter (mittlerer Vorhersagefehler,  $R^2$ , Maximaler Vorhersagefehler, RMSEP) den geringsten Gesamt-  
fehler aufweist (HÜBENER et al. 2008b). Diese Methode garantiert für jede zu untersuchende subfossile  
Gemeinschaft die notwendige Ermittlung der höchstmöglichen Ähnlichkeit (*modern analogues*) zu den  
Eichproben (TER BRAAK 1995; RACCA et al. 2004; HAUSMANN & KIENAST 2006).

Tab. 4: Aufstellung  
aller genutzten lokalen  
und überregionalen  
Diatomeen-Ge-  
samtposphor (TP)  
-Eichdatensätze  
mit Angaben zur  
Anzahl der Seen  
sowie die mittleren  
Gesamtposphor- und  
pH-Werte (Minimum  
und Maximum) dieser  
Eichdatensätze.

Eichdatensatz	Anzahl Seen	TP [ $\mu\text{g/l}$ ]	pH
CCW (Welsh TP dataset)	11	50,8 (5,3; 1085,1)	6,86 (6,35; 8,61)
CEURO (Central European dataset)	86	14 (<5; 266)	8,2 (6,8; 8,5)
CH (Swiss dataset)	69	26,5 (5,8; 211)	8,2 (7,65; 8,9)
DK (Danish TP dataset)	28	184,3 (27; 1189)	8,31 (7,85; 9,45)
FR (Frensh Massif Central TP dataset)	28	37,1 (<5; 218,5)	6,4 (4,91; 7,41)
NI (Northern Irish dataset)	54	53,5 (11; 799)	7,76 (7,09; 8,6)
SCM (UK meres TP dataset)	33	236,1 (72,9; 640,2)	7,73 (7,09; 8,21)
SE (Southern England dataset)	26	115,8 (25,5; 646,3)	7,88 (6,83; 8,59)
EDDI (TP)(Combined TP dataset)	335	48,4 (<5; 1189)	8,18 (6,35; 9,6)
MV (M-V TP dataset)	84	82,7 (16,2; 954,4)	8,41 (6,52; 9,6)

Abb. 7: DCA-  
Darstellung der Lage  
der untersuchten  
Diatomeen-Assozia-  
tionen des Kruppen  
Sees ( $n=65$ , offene  
Kreise) im Vergleich  
zu 429 Eichgewässern  
in Europa  
(EDDI – Kreuze,  
Mecklenburg-  
Vorpommern – offene  
Dreiecke).



# 4 Ergebnisse der geomorphologischen und bodenkundlichen Untersuchungen

## 4.1 Die Sanderhochflächen

Auf der Hochfläche westlich des Krummen Sees befindet sich ein Dünenareal, ergänzt durch einzelne Dünenzüge östlich des Gewässers. Die äolischen Vollformen stellen die Verbindung zwischen den großen Dünengebieten der Müritz und um Wesenberg dar und werden morphologisch vor allem von Kuppendünen geprägt. Eine detaillierte Beschreibung des sedimentologischen und pedologischen Aufbaus der Dünen erfolgte in KÜSTER & PREUSSER (2009) und wird im Folgenden zusammenfassend dargestellt.

Über basalen glazifluvialen Sanden kann im Bereich der Hochfläche westlich des Krummen Sees ein Geschiebedecksand ausgehalten werden (Profil BF-1, Abb. 8). Eine im Geschiebedecksand entnommene Probe (MN 584) wurde mit Hilfe der optisch stimulierten Lumineszenz (OSL) auf  $15,5 \pm 1$  ka datiert und verweist unter Berücksichtigung sedimentgenetischer Faktoren auf einen pleni- bis spätglazialen

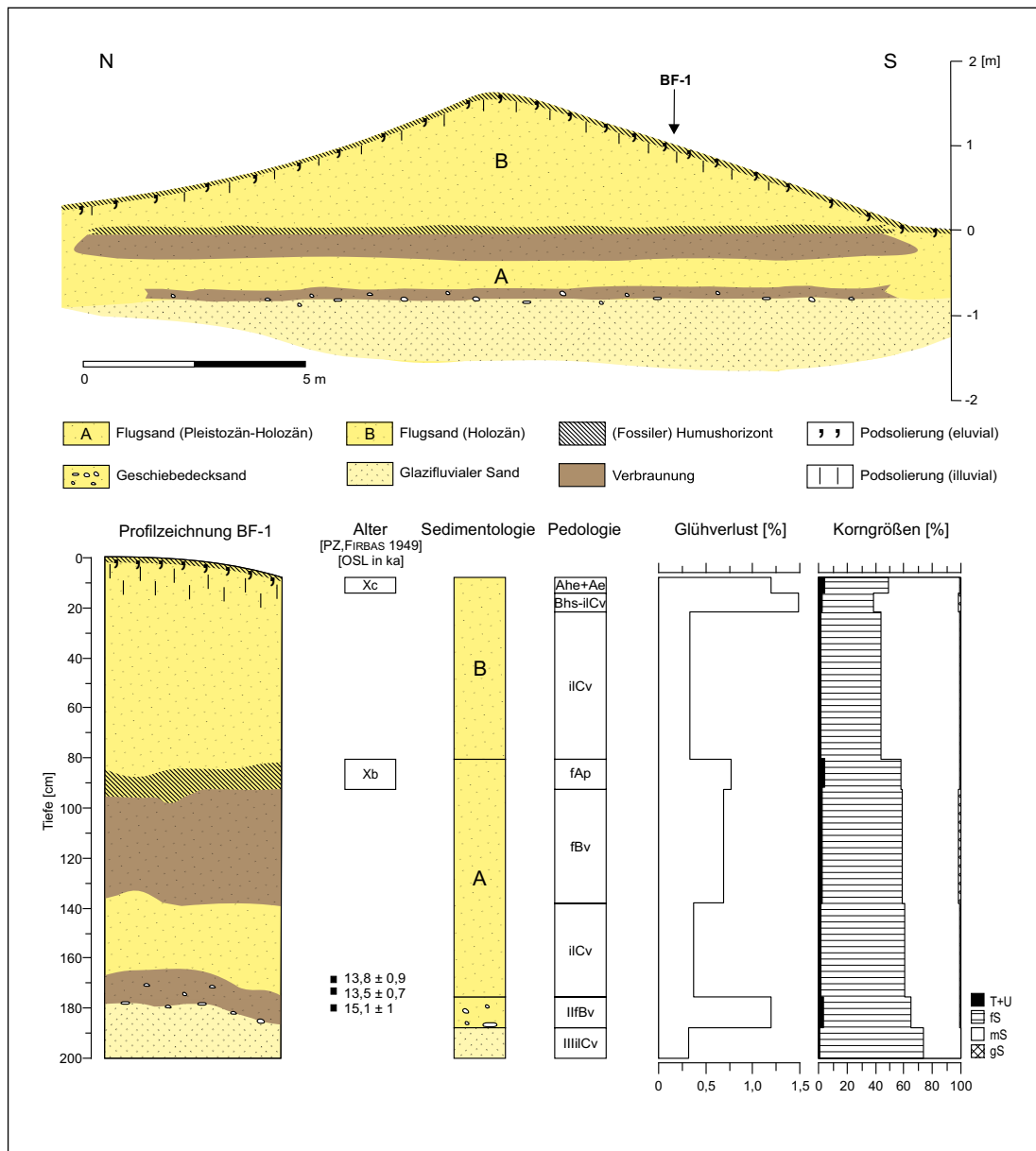
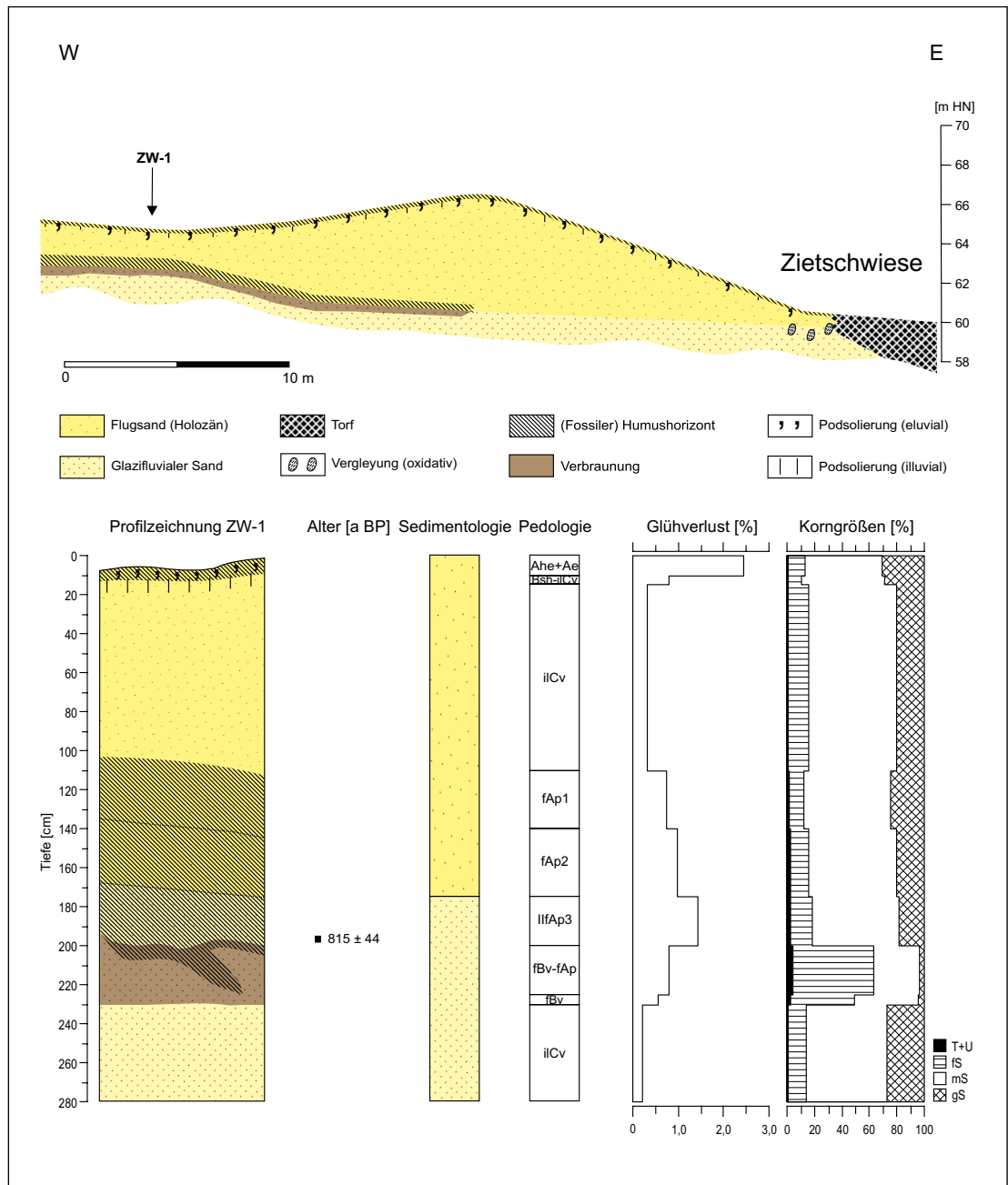


Abb. 8: Sedimentologie, Pedologie und Chronologie des Profils BF-1 (verändert nach KÜSTER & PREUSSER 2009).

Bildungszeitraum der periglaziären Lage. Darin entwickelt befindet sich der spätglaziale Finowboden (vgl. SCHLAAK 1993). Bedeckt wird der braunerdeähnliche Paläoboden durch eine flache Flugsanddecke, abgeschlossen durch eine darin gebildete degradierte Braunerde. Die OSL-Datierungen (MN 582, MN 583) in den Flugsanden belegen eine äolische Aktivitätsphase am Standort im Spätglazial. Der untersuchte Pollenniederschlag im Bereich des fossilen Humushorizontes zeigt die anthropogene Öffnung der Landschaft unmittelbar vor dem Einsetzen der letzten Flugsandphase auf der Sanderhochfläche. Der Vergleich des Pollenspektrums mit anderen regionalen Pollendiagrammen verweist auf Rodungen in der Zeit der deutschen Besiedlung im 13. Jahrhundert (PZ: Xb) und lässt einen genetischen Zusammenhang mit der anschließenden historischen Flugsandphase vermuten (KÜSTER & PREUSSER 2009). Diese wird durch eine hangende Flugsandeinheit widerspiegelt, die reliefbildend in Erscheinung tritt und durch eine flachgründige Bodenbildung, einen Podsol-Regosol, nachgezeichnet wird.

Auf der Sanderfläche östlich des Krümmen Sees wurde im Randbereich der Zietschwiese eine Längsdüne untersucht, deren sedimentologischer Aufbau durch das Profil ZW-1 aufgeschlossen wurde. Die Zietschwiese bildet den vermoorten Teil einer relativ parallel zwischen Krümmem See und

Abb. 9: Sedimentologie, Pedologie und Chronologie des Profils ZW-1 (verändert nach KÜSTER & PREUSSER 2009).





Useriner See verlaufenden Rinnenstruktur. Im Profil ZW-1 bilden schichtungslose glazifluviale Sande das Basissediment (Abb. 9). Die Korngrößenzusammensetzung wird dabei dominiert von grobsandigen Mittelsanden, unterbrochen von mittelsandigen Feinsanden mit leicht erhöhtem Ton- und Schluffanteil im Bereich des Bv-Horizontes. Im unmittelbaren Übergang zwischen den liegenden Schmelzwassersanden und den hangenden Flugsanden lassen sich drei begrabene Pflughorizonte ausweisen, die eine scharfe Horizontierung aufzeigen. Die Werte des Glühverlustes belegen mit abnehmender Tiefe eine Verringerung der organischen Substanz. Der unterste Pflughorizont weist eine deutliche Anreicherung von Holzkohle im Sinne eines „Brandhorizontes“ auf. Eine Holzkohle-Probe ergab ein Alter von  $815 \pm 44$  a BP (1154–1280 AD). Dieses Alter stützt die pollenkundliche Datierung im Profil BF-1 und erlaubt somit auf den Sanderhochflächen um den Krummer See den Nachweis einer mittelalterlichen Flugsandphase.

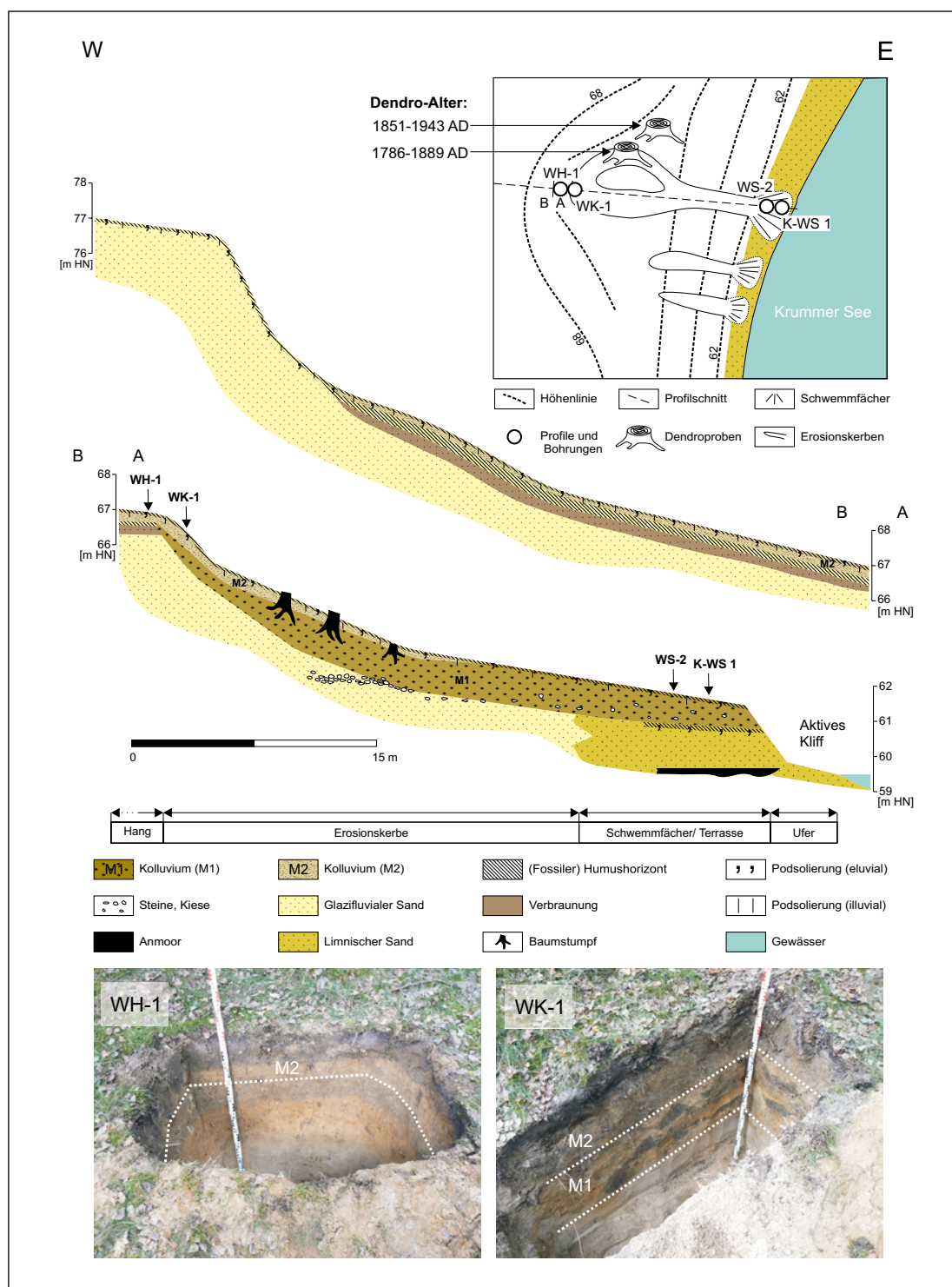


Abb. 10: Profilschnitt „Westufer“ und die Lage der Dendroproben (oben). Die Profile WH-1 und WK-1 (unten) zeigen den Bereich der Kernwurzel (Fotos: M. Küster).

### 4.2 Das westliche Einzugsgebiet des Krummen Sees

Im westlichen Einzugsgebiet des Krummen Sees konnten im Unterhangbereich Erosionskerben identifiziert werden, welche jeweils in einen Schwemmfächer auf einer Seeterrasse ca. 1 m über dem rezenten Seespiegel übergehen (Abb. 10). Entlang des Profilschnittes „Westufer“ werden der morphologische Formenschatz und dessen pedologisch-sedimentologischer Aufbau wiedergegeben.

Der konvexe Oberhang zeigt eine starke Kappung, die sich im Charakter einer sehr geringmächtigen Bodenbildung (podsoliger Regosol) widerspiegelt. Auf dem angrenzenden Mittelhang bedeckt ein 20–30 cm mächtiges Kolluvium eine fossile Braunerde. Der begrabene Humushorizont kann hier durch seine Mächtigkeit von ca. 25–30 cm und seine scharfe Unterkante als Pflughorizont angesprochen werden. Bei ca. 67 m HN vollzieht sich der Übergang vom Hang in eine Erosionskerbe.

Um diesen morphologischen Wechsel anhand der Boden-Sediment-Folge näher zu erkunden, wurden im unmittelbaren Bereich der Kerbenwurzel zwei Bodenschürfe angelegt. Das Profil WH-1 zeigt hierbei eine kolluviale und podsolige Braunerde (AD-HOC-AG BODEN 2005, Abb. 10). Sedimentologisch ist am Standort ein geringmächtiges Kolluvium über glazifluvialen Sanden auszuhalten. Als

Abb. 11: Sedimentologie, Pedologie und Chronologie des Profils WS-2 am Westufer des Krummen Sees.

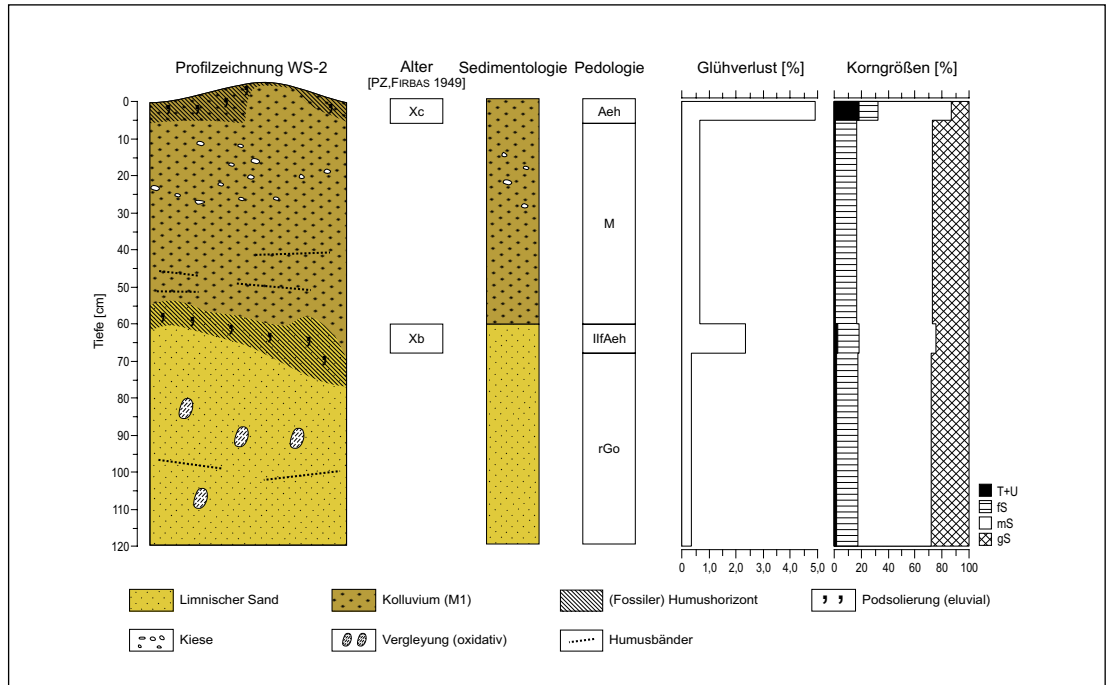
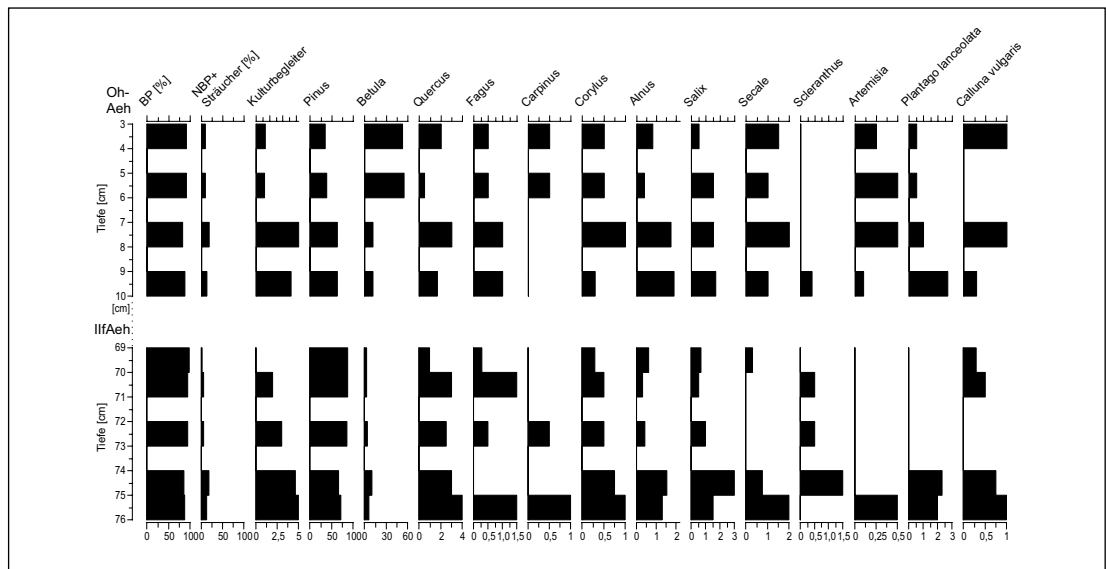


Abb. 12: Pollendia-gramm der untersuchten Humushorizonte im Profil WS-2. Die Tiefenangaben sind auf die Geländeoberkante bezogen (Analyse: Wolfgang Janke).



deutliche Trennungsmerkmale beider Sedimente gelten der für Kolluvien typische erhöhte Humusgehalt sowie ein höherer Anteil an Fein- und Mittelkiesen innerhalb der Schmelzwassersande. Als dominierender rezenter Bodenbildungsprozess lässt sich makroskopisch eine relativ geringe Podsolierung erkennen. Bleichungen im Oberboden treten dabei saumartig knapp unter der Geländeoberfläche in Erscheinung. Eine Humusakkumulation im Sinne eines Illuvialhorizontes kann durch die Maskierung des humosen Ausgangscharakters des Kolluviums makroskopisch nicht nachgewiesen werden. Jedoch belegen die teilweise rotbraune Färbung des Substrates und initiale Verkittungen im Gefüge eine Verlagerung von Sesquioxiden.

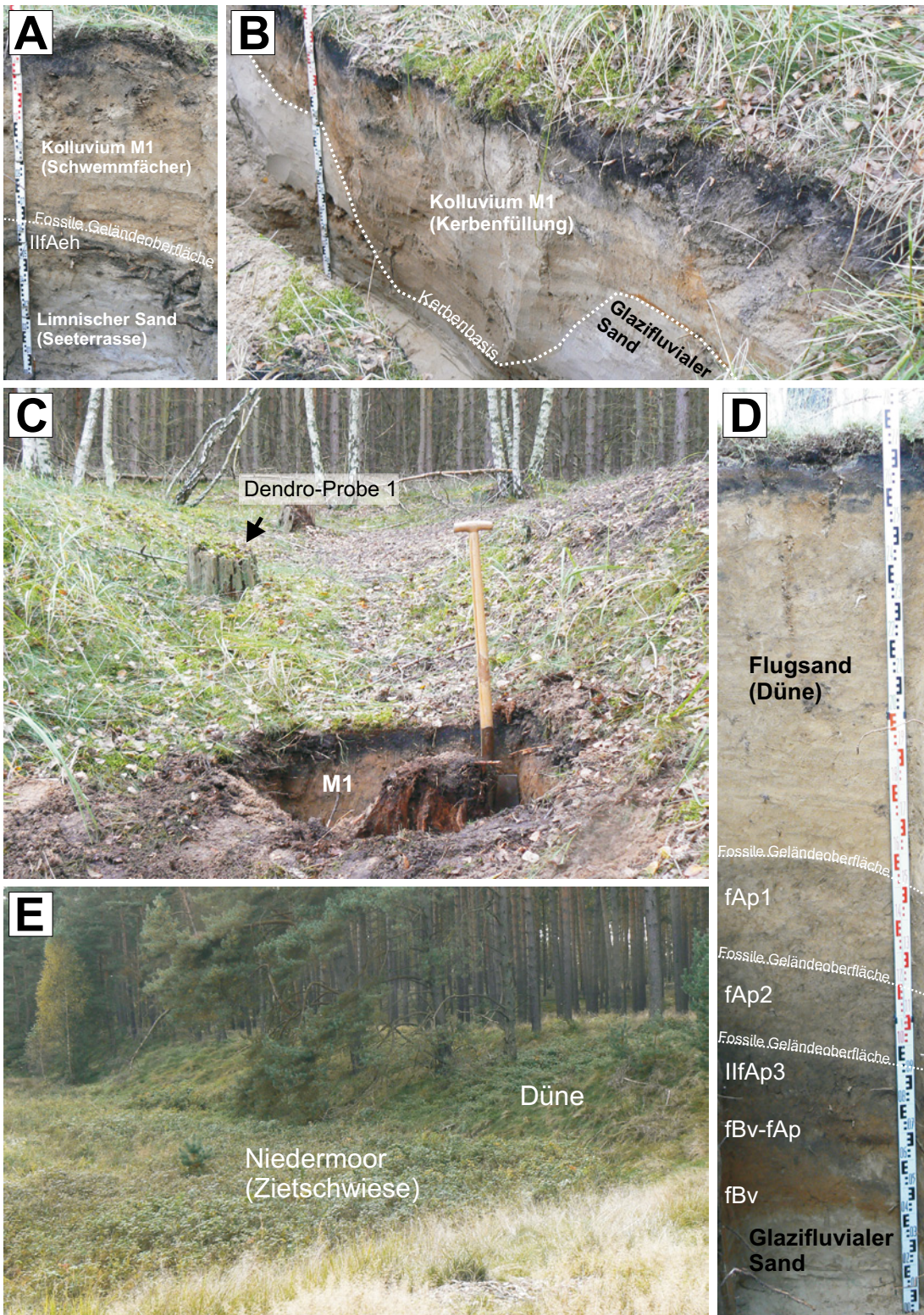


Abb. 13: Fotos aus dem Sandergebiet bei Blankenförde. Das Profil WS-2 (A) am Fuße einer Erosionskerbe im westlichen Einzugsgebiet des Krümmen Sees. Die Erosionskerbe ist zum Teil kolluvial (Kolluvium M1) verfüllt (B). In der Kerbe wurzeln einzelne Kiefernstümpfe (C). Das Profil ZW-1 (D) auf einer Düne am Rande der Zietschwiese (E) zeigt drei begrabene Pflughorizonte (fAp) und belegt somit eine mehrphasige ackerbauliche Nutzung des Standortes in historischer Zeit (Fotos: Mathias Küster).

Im Profil WK-1 zeigt sich eine differenzierte Situation. Während die makroskopischen Eigenschaften des anstehenden Kolluviums dem Profil WH-1 entsprechen, ist hier eine starke Aufarbeitung der begrabenen Bodenhorizonte erkennbar. Verbrauntes und humoses Material sind eng verzahnt, wobei ein Einfallen der einzelnen Sedimentpakete in Richtung Kerbe deutlich wird. Genetisch werden somit zwei Kolluvien ausgehalten, die sich als Kerbenfüllung weiter fortsetzen. Der obere Abschnitt des Profils zeigt ebenfalls eine geringe Podsolierung auf, so dass am Standort WK-1 als Bodentyp ein podsoliger Kolluvisol ermittelt werden konnte (AD-HOC-AG BODEN 2005, Abb. 10). Die im Profilschnitt liegende Erosionskerbe ist mit einer Länge von etwa 32 m und ca. 2 m hohen Seitenwänden die morphologisch markanteste Erosionsform im westlichen Einzugsgebiet des Krummen Sees. In der Kerbe wurzeln Kiefernstümpfe im Kolluvium M1. An einem Exemplar wurden dendrochronologische Analysen durchgeführt. Die Dendro-Probe 1 zeigt den Beginn des ersten definierten Jahresringausschlags im Jahre 1786 AD. Dendro-Probe 2 wurde in unmittelbarer Nachbarschaft der Kerbe von einem Baumstumpf entnommen (Abb. 10). Hier ist der Beginn einer kontinuierlichen Jahrringchronologie für das Jahr 1851 AD zu verzeichnen. Der an den unteren Kerbenabschnitt anschließende Schwemmfächer endet markant an einem ca. 1,5–1,8 m hohen aktiven Kliff. Hier wird die abradierende Wirkung des Wellenschlags deutlich – steht das Ufer unter Abbruch.

Auf dem Schwemmfächer wurde der Kern K-WS 1 geborgen. Die erbohrten Sedimente geben Aufschluss über den gesamten lithologischen Aufbau des Uferbereiches. Eine genaue Beschreibung erfolgt im Kapitel 6.2. Der in Nachbarschaft der Bohrung aufgegrabene Schurf WS-2 gibt einen genaueren Einblick in den Aufbau des Schwemmfächers, der vollständig durch das Kolluvium M1 gebildet wird (Abb. 11). Die Lagerungsverhältnisse des Schwemmfächersediments wechseln unregelmäßig von teilweise geschichteten Sanden, nachgezeichnet durch humose Bänder, bis zu einer chaotischen Lagerung stark aufgearbeiteten Materials mit erhöhtem Anteil an Kiesen und Steinen. Aufgrund des dominierenden Charakters des Ausgangsgesteins und einer nur sehr geringen Podsolierung lässt sich der hier untersuchte Standort als podsoliger Kolluvisol klassifizieren (AD-HOC-AG BODEN 2005). Im Liegenden befindet sich ein schwach podsoliger reliktscher Gley, welcher die Bodenbildung in Terrassensanden noch vor der kolluvialen Bedeckung repräsentiert (AD-HOC-AG BODEN 2005). Die nur schwache Podsolierung des begrabenen Humushorizontes lässt auf einen geringen Zeitraum zwischen Terrassengeneese und kolluvialer Überprägung schließen. Im Bereich des begrabenen Humushorizontes und des rezenten Oberbodens wurden palynologische Untersuchungen durchgeführt, um zum einen Aussagen zur Vegetationsentwicklung am Standort zu treffen und zum anderen, um ein Maximalalter der kolluvialen Übersandung zu erhalten. Zeitlich lassen sich die Proben in das jüngere und jüngste Subatlantikum einordnen (PZ: Xb, Xc; Abb. 11, 12, 13).

#### 4.3 Das östliche Einzugsgebiet des Krummen Sees

Anhand des Profilschnittes „Ostufer“ werden die geomorphologischen und pedologischen Verhältnisse im östlichen Einzugsgebiet des Krummen Sees wiedergegeben (Abb. 14). Zwischen der östlich angrenzenden Sanderhochfläche und dem rinnenartigen Becken des Krummen Sees vermittelt ein konvex-konkaver Hang.

Den morphologischen Anschluss bildet die um den See anzutreffende 1 m-Terrasse, welche flach in Richtung Gewässer einfällt. Genetisch sind drei Sedimenteinheiten auszuhalten. Während der Beckenrand vor allem durch glazifluviale Sande und anstehenden Geschiebedecksand gekennzeichnet ist, wird der Terrassenkörper aus limnischen Sanden aufgebaut. Einen detaillierten Einblick in den Übergang vom Kulminationsbereich der Sanderhochfläche in den Oberhang des Profilschnittes liefert das Profil B-1 (Abb. 14).

Die Basis des Profils wird durch geschichtete glazifluviale Sande gebildet, welche sich granulometrisch aus feinsandigen Mittelsanden zusammensetzen. Ab einer Tiefe von ca. 90 cm unter der Geländeoberkante (GOK) erfolgt ein Wechsel in einen Abschnitt mit ungeschichteten glazifluvialen Sanden mittlerer Körnung. Den sedimentologischen Abschluss bildet anstehender Geschiebedecksand, der sich

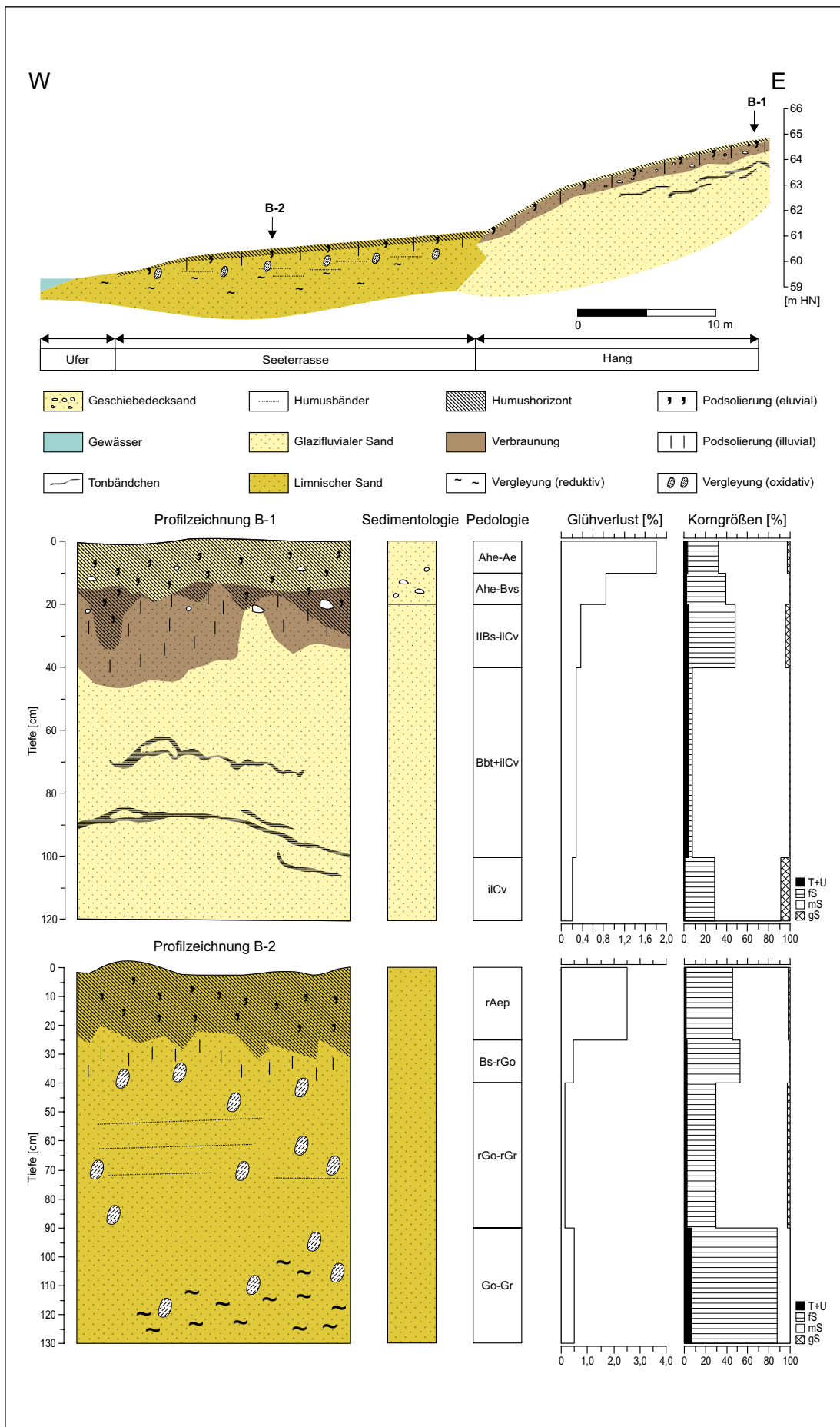


Abb. 14: Profilschnitt „Ostufer“ (oben) und die Sedimentologie und Pedologie der Profile B-1 und B-2 (unten).

in einer Tiefe von etwa 20 cm unter GOK relativ deutlich vom Liegenden durch eine Kiessohle abgrenzen lässt. Die im Geschiebedecksand enthaltenen Fein- bis Mittelkiese weisen vor allem an der Basis teilweise Spuren einer äolischen Beanspruchung auf.

Anhand der lithologischen Abfolge mit Geschiebedecksand über entschichtetem Liegenden ist die Ausweisung einer periglaziären Deckserie sensu LEMBKE (1972) möglich. Die für das nordostdeutsche Jungmoränengebiet typische Koinzidenz des Geschiebedecksandes mit einem Verbraunungshorizont ist hierbei nur angedeutet (vgl. KOPP 1970; BUSSEMER 2005). Eine Horizontabfolge im Sinne einer Perstruktionsserie wird aufgrund der geschichteten Basissedimente belegt (vgl. KOPP & JÄGER 1972). Bodenkundlich ist im Geschiebedecksand vornehmlich der rezente Prozess der Podsolierung zu identifizieren, wobei eine Überprägung von verbrauchten Bereichen zu erkennen ist.

Der illuviale Charakter der Podsolierung setzt sich dabei in den liegenden Schmelzwassersanden fort. Innerhalb des Ausgangsgesteins befinden sich Tonbändchen (Bbt) als Zeugen einer deutlichen Lesivierung innerhalb des Profils. Der aus der Horizontierung resultierende Bodentyp kann als gekappte und stark podsolige Bänderparabraunerde eingeordnet werden (AD-HOC-AG BODEN 2005), da ein zu erwartender Eluvialhorizont (Al) nicht vorhanden ist.

Das Terrassenprofil B-2 wird durchgängig durch Fein- und Mittelsande geprägt. Unterbrochen wird die minerogene Sedimentation durch horizontal bis leicht in Richtung See geneigte Humusbänder. Auch hier ist die Podsolierung der oberflächennah dominierende Bodenbildungsprozess. Der humose Oberbodenhorizont der Terrasse ist im Vergleich zu den umgebenden Hängen und Hochflächen deutlich mächtiger. An seiner Unterkante treten Pflugspuren in Erscheinung. Der darunter liegende Bereich zeichnet sich durch reliktsche Gleymerkmale aus, welche ab ca. 90 cm unter Flur fließend in eine rezente Vergleyung mit oxidativ-reduktiven Merkmalen übergehen. Somit lässt sich der im Profil B-2 aufgeschlossene Boden als stark podsoliger (reliktscher) Gley einordnen (AD-HOC-AG BODEN 2005).

# 5 Ergebnisse der Pollenanalysen

## 5.1 Palynologischer Bearbeitungsstand der Mecklenburgischen Seenplatte

Zurzeit liegen etwa 20 Pollendiagramme mit engeren Beprobungsabständen aus der Mecklenburgischen Seenplatte und unmittelbar angrenzenden Gebieten vor. Die ältesten von ihnen betreffen das Blänk-Bruch-Soll bei Carpin (MÜLLER 1961) und das Kernbruch bei Feldberg (FUKAREK 1972) im Bereich der Neustrelitz-Feldberger Kleinseenplatte. Zu den ausführlichsten gehören die Pollendiagramme Sternberger See (JESCHKE & LANGE 1987), Kargowseen und Stinthorst (SCHOKNECHT 1996), Krakower Obersee II (HÜBENER & DÖRFLER 2004), Drewitzer See (SCHULT 2004) und Scheidebruch am Südwestrand des Krakower Sees (LORENZ 2007) sowie die Diagramme Müritz 2 und 9 (vgl. LAMPE et al. 2009). Zusätzliche vergleichbare Pollendiagramme stehen aus dem pollenanalytisch bereits engmaschiger bearbeiteten Bundesland Brandenburg zur Verfügung (vgl. STRAHL 2005).

Von besonderem Wert sind palynologische Profile, die durch chronologisch eindeutige archäologische Funde aus der Umgebung zusätzlich abgesichert werden können (vgl. ROWINSKY & STRAHL 2004).

Für die Abgrenzung der Pollenzonen wird auf die von KAISER et al. (2002) für das Umland der Müritz benutzten Parameter zurückgegriffen. Leider handelt es sich bei den aufgeführten Pollenprofilen nahezu ausschließlich um Einzelbohrungen. Deren Aussagekraft kann jedoch deutlich erhöht bzw. besser abgesichert werden – z. B. zu Fragen der Klima- und Gewässerschwankungen –, wenn die Möglichkeit zu Untersuchungen nach der in der vorliegenden Arbeit verwendeten Transekt-Methode für Seen (tieferer Seebereich, Flachwasserbereich, Ufermoor; vgl. DIGERFELDT 1986) besteht.

## 5.2 Vegetationsabschnitte und Pollenzonen am Krummen See

Im Folgenden werden die Vegetationsabschnitte a–d sowie 1 bis 15 (Abb. 15, 16; Tab. 5) kurz beschrieben und den Pollenzonen III bis Xc (vorwiegend nach FIRBAS 1949 und KAISER et al. 2002) zugeordnet. Deren Beschreibung erfolgt unter besonderer Berücksichtigung der Hauptgehölzarten sowie der Unterschiede zum vorangegangenen und folgenden Vegetationsabschnitt. Bei den Gehölzarten wird vereinfachend davon ausgegangen, dass die Pollenproduktion der meisten Baumarten in etwa gleich stark und die Fehlerbreite bei Häufigkeitsvergleichen nicht allzu groß ist. Lediglich die Buche, Hainbuche, Esche, Linde und Ulme weisen eine deutlich geringere Pollenleistung auf. Bei einigen Gehölzarten ist zu berücksichtigen, dass pollen- und fruchtintensive Jahre in mehrjährigen Abständen auftreten, bei der Buche Mastjahre z. B. nur alle 5–8 Jahre, was bei der Kalkulation der mittleren Pollenleistung zu berücksichtigen ist.

Für die einzelnen Vegetationsabschnitte werden zuerst die im Hochflächenbereich dominierenden Gehölzarten – ohne Einbeziehung von Erle und Weide – benannt. Dabei weist die in den Gehölzartengruppen zuletzt genannte Baumart pollenanalytisch den höchsten Anteil auf, die zuerst genannte den niedrigsten der dominanten Arten. Diese Gruppierungen besagen nur, dass diese Baumarten im weiteren Seeumland in etwa in dieser Häufigkeitsabfolge vorkommen. Dabei dürfte z. B. die Birke – vorwiegend *Betula pendula* – nicht gleichmäßig verteilt mit den anderen Gehölzarten auftreten, sondern vor allem offenere Standorte einnehmen. Da die Erle von den übrigen pollenanalytisch erfassbaren Baumarten getrennte Areale besiedelt, wird auf sie erforderlichenfalls gesondert eingegangen. Die Beschreibung der Vegetationsabschnitte enthält abschließend die mittleren Glühverlust- und NBP/100 BP-Werte.

Ergänzend zu den Vegetationsabschnitten 1 bis 15 werden im Folgenden auch die älteren VA a bis d, welche die ausklingende Jüngere Dryas, das Präboreal, das jüngere Boreal und das ältere Atlantikum umfassen, mit beschrieben. Einen zusammenfassenden Überblick über diese Zeiträume gibt die Tabelle 5, Tabelle 6 vergleicht ausgewählte Parameter.

Vegetationsabschnitt a: 12,65–12,45 m = ausklingende Jüngere Dryas (PZ III): Unter den Gehölzen dominieren Kiefer mit Ø 70 % und Birke mit Ø 17 %, wobei der Anteil der Birke zur Obergrenze des Abschnittes ansteigt. Die beiden untersten Proben weisen einen Kiefernpollen-Anteil von 80 % bei niedrigen *Pinus* ganze-Werten (< 60) auf, wobei zumindest für einen Teil der Kiefernpollen-Fernflug nicht auszuschließen ist. Der hohe NBP-Anteil von Ø 73/100 BP mit sehr hohen Anteilen von *Artemisia*, *Empetrum* sowie Pollen vom *Helianthemum*- und *Gentiana*-Typ spricht für eine relativ offene Landschaft (Waldtundra?). Dies deutet auch der gegenüber holozänen Pollenspektren prozentual stark erhöhte Anteil zweikeimblättriger Krautpflanzen (> 40 %) gegenüber einkeimblättrigen Arten (vor allem *Cyperaceae* und *Poaceae*) an. In Oberflächennähe dieses Vegetationsabschnittes treten mit *Pediastrum boryanum* var. *longicorne* und *P. integrum* sowie *Botryococcus braunii* erstmals auch Gewässerindikatoren auf. Es ist jedoch nicht auszuschließen, dass die genannten Gewässerarten aus jüngeren Sedimenten infiltriert sind. *Glühverlust* Ø 0,9 %, *NBP/100 BP* Ø 73,0.

Vegetationsabschnitt b: 12,45–12,05 m = PZ IV: Der Abschnitt ist durch einen Kiefern-Birkenwald geprägt. Der hohe Birkenanteil resultiert wohl vorwiegend aus einem lokal konzentrierten Bewuchs in zentraler Beckenlage. Der Kiefernanteil dürfte vorwiegend aus dem Beckenumland stammen. Hasel und vereinzelte EMW-Vertreter fehlen noch. Der relativ niedrige NBP-Anteil spricht für eine geschlossene Bewaldung unter schon trockener werdenden Klimabedingungen. Das am damaligen Beckenrand gelegene Profil K-10 zeigt mit seiner sehr hohen Kiefern-Dominanz (Tab. 5, letzte Zeile) hingegen die für das jüngere Präboreal typische Gehölzverteilung in diesem Gebiet. Schon in diesem VA treten vereinzelt *Pediastrum*-Arten (*P. boryanum*, *duplex* und *integrum*), *Botryococcus braunii*, *Tetraedron* sp. und Schwammnadeln auf. Es bestand zumindest schon ein Kleingewässer. *Glühverlust* Ø 67,1 %, *NBP/100 BP* Ø 9,8.

Vegetationsabschnitt c: 12,05–11,00 m = PZ V: Das Profil zeigt einen für das jüngere Boreal typischen haselreichen Birken-Kiefern-Wald. Die hohen Hasel-Werte, eventuell auch die der Birke, sprechen für einen stärker lichtdurchlässigen lockeren Baumbestand unter noch relativ trockenen und kontinentalen Klimabedingungen. Aufgrund der niedrigen NBP-Werte ist einschließlich der Hasel von einer weiterhin geschlossenen Gehölzbedeckung auszugehen. Die für diese Zeit zu hohen Birkenwerte könnten aber zumindest teilweise auch aus ihrer Vorherrschaft in noch nicht gewässererfüllten Teilen des heutigen Seebeckens resultieren. Ab hier ist *Cladium* als Karbonatzeiger in den Uferröhrichten mit vertreten. *Glühverlust* Ø 49,3 %, *NBP/100 BP* Ø 7,9.

Vegetationsabschnitt d: 11,00–9,60 m = PZ VI: Es herrscht ein birkenreicher Kiefernwald mit einem mittleren *Pinus*-Anteil von 48,2 % bei ständig zunehmendem Anteil der EMW-Arten und der Erle vor. Eiche und Erle steigen von 2 bzw. 0 auf 15 % an, und auch die Linde erscheint mit geschlossener Kurve erstmals in diesem VA. Der Ulmenanteil am EMW-Artenspektrum erreicht an der Basis des Vegetationsabschnittes über 45 % und fällt in Richtung Obergrenze auf 25 % ab. Die Hasel geht mit Dichterwerden der Waldbestände von 45 auf unter 15 je 100 BP zurück. Die NBP-Werte fallen gegenüber dem weitständiger bewaldeten Boreal auf Ø 5,9 ab. In der Pollenzone VI vollzieht sich ein Wandel von einem trockener kontinentalen (Hasel-Maximum; sehr hoher *Ulmus*-Quotient) zu einem feuchteren Klima mit schneller Zunahme der Erle und ansteigendem Seespiegel. *Glühverlust* Ø 70,45 %, dabei von 53,2 auf 84,7 % ansteigend, *NBP/100 BP* Ø 6,0.

Vegetationsabschnitt 1: 9,60–8,70 = PZ VII: Es zeigt sich ein Birken-EMW-Kiefern-mischwald, in dem der Kiefernanteil 33–43 % und der des EMW Ø 23 % ausmachen. Der Ulmenanteil am EMW beträgt 20–30 % und ist weiterhin sehr hoch, der Haselanteil schwankt zwischen 10 und 18 je 100 BP. Die niedrigen NBP/100 BP-Werte belegen eine mehr oder weniger geschlossene dichte Bewaldung. Die auf Nassstandorte begrenzte Erle erreicht in dem seen- und moorreichen Gebiet schon in diesem VA einen Anteil von 15–19 % der Baumpollenzahl und liegt damit in diesem VA sogar etwas über dem Eichenanteil. Niedrige P+S-Werte, sehr hoher *Glühverlust*. *Glühverlust* Ø 83,71 %, *NBP/100 BP* Ø 5,03.

Vegetationsabschnitt 2: 8,70–8,33 m = PZ VII: Dieser Abschnitt belegt einen Birken-Kiefern-EMW-Mischwald, in dem der EMW-Anteil Ø 30 % erreicht und der Kiefern-Anteil auf Ø 24,7 % abfällt. Weiterhin ist ein sehr hoher U-Quotient mit Werten um 24,6 zu erkennen, während die Hasel auf Ø 18/100 BP zunimmt. Der Erlen-Anteil schwankt ebenso wie jener der Eiche um 20 %. Der NBP-Anteil erreicht den niedrigsten Wert des gesamten Profils, was – ebenso wie der Übergang zu hohen P+S-Werten – für eine geschlossene Bewaldung spricht. Der *Glühverlust* ist sehr hoch. *Glühverlust* Ø 85,38 %, *NBP/100 BP* Ø 3,85.



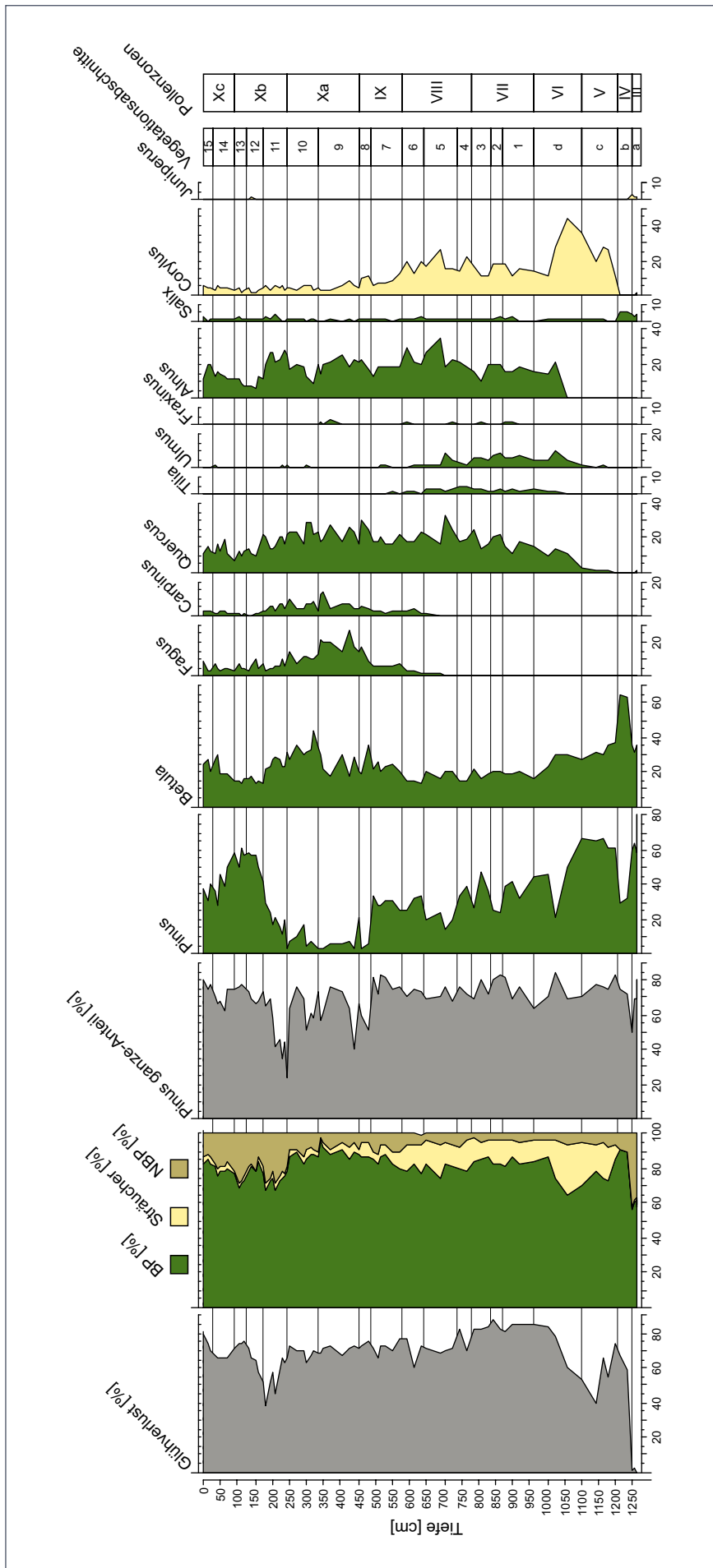


Abb. 15: Pollendiagramm des Kerns K=M. Dargestellt sind die Gesamtanteile der Vegetation sowie die Baumartenanteile (Analyse: Wolfgang Janke).

Vegetationsabschnitt 3: 8,33–7,80 m = PZ VII: In einem Birken-EMW-Kiefernwald erreicht der Kiefernanteil  $\emptyset$  36,9 % und der EMW-Anteil  $\emptyset$  26,6 %. Letztmalig weist der U-Quotient Werte über 20 ( $\emptyset$  21) auf. Vereinzelt tritt schon die Hainbuche auf, wobei die Buche noch fehlt. Zeitweise ist ein Erlen- und Hasel-Rückgang auf Werte von  $\emptyset$  14,9 bzw. 12,8 zu verzeichnen; die NBP/100 BP-Werte liegen letztmalig unter 6! In der VA-Mitte ist ein kleiner Kiefern-Gipfel zwischengeschaltet, der bei weiterer Probenverdichtung auf eine Trockenphase hinweisen könnte. Die BP+Str-Werte der VA d bis 3 sind die höchsten und ausgeglichtesten des gesamten Kernes. Hohe P+S-Werte liegen vor. *Glühverlust*  $\emptyset$  82,6 %, *NBP/100 BP*  $\emptyset$  4,53.

Vegetationsabschnitt 4: 7,80–7,35 m = PZ VIII: Im EMW-Kiefern-Wald (mit Birke und Hasel) bleiben die Kiefern- und EMW-Anteile von 36,25 und 25,65 % weiterhin gleich. Hier ist ein leichter Rückgang der Birke auf  $\emptyset$  15,25 % zu verzeichnen, während die Hasel auf 18,2 % ansteigt. An der Untergrenze erfolgt der Abfall des *Ulmus*-Quotienten auf mittelhohe Werte ( $\emptyset$  11 = Übergang von der ersten zur zweiten Stufe des U-Quotienten). Erstmals erscheint eine geschlossene Buchenkurve mit Werten von zunächst unter 1 %. Die Hainbuche kommt weiterhin nur vereinzelt vor. Im Übergang von VA 3 zu 4 beginnt eine starke Zunahme der NBP, davon vor allem der Kulturbegleiter mit geschlossener Kurve sowie auch von *Calluna* (dritthöchster Wert des Profils) als Folge einsetzender Nutzung und Auffichtung. Parallel dazu, als Folge einsetzender Rodungen, erfolgt im Verlaufe des VA 4 ein Rückgang der BP+Str-Kurve, die im gesamten Master-Profil nie wieder die hohen Werte der VA 1–3 erreichen wird. *Plantago lanceolata* ist erstmals durchgehend vertreten und erreicht gleich Werte von  $\emptyset$  1,35/100 BP und in der oberen Hälfte des VA kurzzeitig sogar von 2,7/100 BP. Sein Auftreten gilt als Beleg für das Einsetzen und kontinuierliche Bestehen der Waldweide. Auffallend sind des Weiteren ein Abfall auf mittelhohe P+S-Werte sowie der Rückgang des Glühverlustes gegenüber VA d bis 3 auf Werte um 70,5 % nahe der Obergrenze von VA 4. *Glühverlust*  $\emptyset$  76,15 %, *NBP/100 BP*  $\emptyset$  7,9.

Vegetationsabschnitt 5: 7,35–6,38 m = PZ VIII: Der Kiefern-Birken-EMW-Wald in diesem Abschnitt zeigt einen hohen mittleren Haselanteil von 18,3/100 BP, bei starkem Kiefernrückgang auf nur 19,4 % und leichter Birkenzunahme auf 19,5 %. Die *Fagus*-Kurve steigt auf 2 % an. *Carpinus* tritt weiterhin nur vereinzelt auf. Die *Tilia*- und *Ulmus*-Werte sind weiterhin erhöht (*Ulmus*-Quotient 18,3 = 2. *Ulmus*-Stufe). Die *Alnus*-Werte steigen auf  $\emptyset$  25,1 %. Kulturbegleiter einschließlich *Plantago* (0,4/100 BP) sind durchgehend vorhanden, *Calluna* ist abschnittsweise leicht erhöht. Die Zunahme von *Betula* und *Alnus*, die hohen Haselwerte sowie das regelmäßige Vorkommen von Kulturbegleitern lassen auf größere Auffichtungen schließen. Die P+S-Werte liegen im mittleren Bereich. *Glühverlust*  $\emptyset$  70,2 %, *NBP/100 BP*  $\emptyset$  6,76.

Vegetationsabschnitt 6: 6,38–5,80 m = PZ VIII: Bei einem EMW-Anteil von  $\emptyset$  23,5 % und einem Kiefernanteil von  $\emptyset$  30,3 % zeigt der haselreiche EMW-Kiefernwald einen leichten Rückgang der Birke auf 14,4 %. Letztmals sind die Linden- und Ulmenwerte noch leicht erhöht. Die *Fagus*- und *Carpinus*-Kurven bewegen sich zwischen 2 und 4 %. Das Erstauftreten von Getreide (Weizen-Gruppe) und die merkliche Zunahme der Kulturbegleiter einschließlich *Plantago* (0,7/100 BP) laufen konform mit einer leichten Zunahme der NBP/100 BP-Werte und von *Calluna*. Die P+S-Werte speziell dieses VA sind deutlich erhöht. Im Übergang zum VA 7 erfolgt ein merklicher Abfall der Werte der *Corylus*- sowie der *Tilia*- und *Ulmus*-Kurve (U-Quotient 9,35; Ende der zweiten *Ulmus*-Stufe der VA 4–6). *Glühverlust*  $\emptyset$  72,2 %, *NBP/100 BP*  $\emptyset$  7,87.

Vegetationsabschnitt 7: 5,80–4,84 m = PZ IX: Bei einer EMW-Birken-Kiefern-Dominanz mit bis auf 8 % zunehmendem Buchenanteil entspricht der *Pinus*-Anteil in etwa dem vorangegangenen VA 6. Die *Pinus*-Werte liegen nochmals höher als die von *Betula* und des EMW. *Carpinus* verharrt bei  $\emptyset$  2,7 %. Der Haselanteil fällt um 57 % gegenüber dem vorangegangenen VA auf nur 7,6/100 BP ab. Die NBP/100 BP-Werte übersteigen erstmals 10 % und die Getreide-Kurve ist bei starker Zunahme der Kulturbegleiter durchgehend ausgebildet. *Plantago lanceolata* erreicht erneut Werte über 1/100 BP und der *Calluna*-Anstieg erreicht die zweithöchsten Werte im Profil, was für zunehmende Rodung bzw. Auffichtung spricht. Die P+S-Werte sind zum Teil sehr niedrig. *Glühverlust*  $\emptyset$  72,3 %, *NBP/100 BP*  $\emptyset$  10,9.

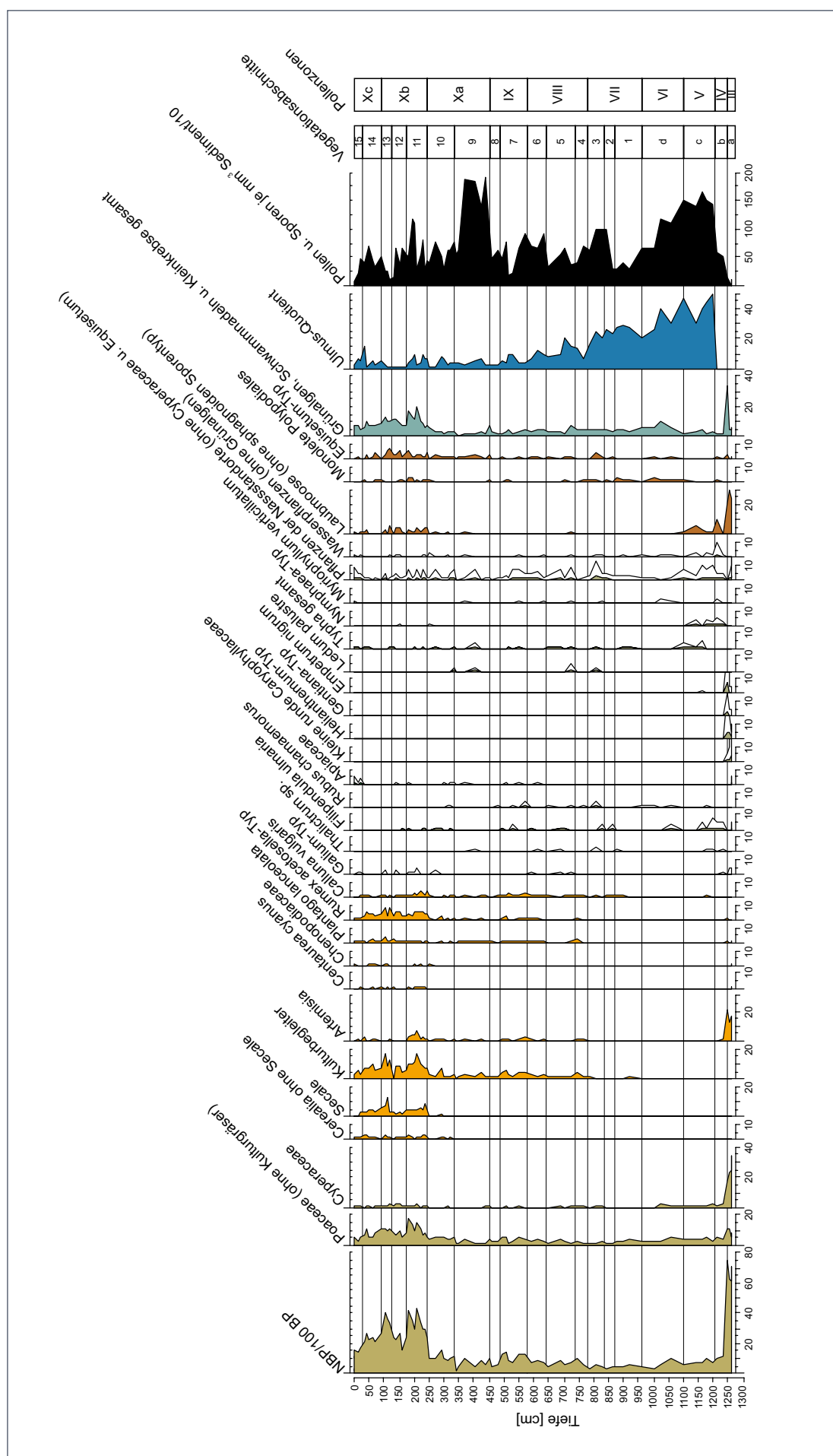


Abb. 16: Pollendiagramm des Kerns K-M. Dargestellt sind die Anteile der Nuchibaumpollen (Analyse: Wolfgang Janke).

Pollenzonen und Alter (a BP)	Kerntiefe PZ [m]	Vegetationsabschnitt (VA)	Kerntiefe VA [m]	Probenzahl	Glühverlust [%]	Pinus	Betula	EMW	Fagus	Alnus	Corylus/100 BP	Ulmus-Quotient	NBP/100 BP	Getreide/100 BP	Kulturbegleiter/100 BP	Plantago lanceolata/100 BP	Calluna vulgaris/100 BP	Pediastrum spec./100 BP				
Xc 157-Gegenwart (100-0 [0=1950 AD])	0,89-0,00	15	0,25-0,00	3	74,3	36,0	23,93	16,83	5,73	17,03	4,63	4,73	15,23	3,13	4,3	0,80	0,53	1,0				
		14	0,89-0,25	5	66,2	39,66	22,8	15,04	4,92	13,6	3,86	5,23	23,2	5,46	7,75	1,06 (o.-H. 0,53; u.-H. 1,85)	0,87	1,78				
		13	1,25-0,89	4	73,5	57,05	14,92	10,37	5,25	9,9	2,57	2,37	34,5	9,03	11,05	2,0	1,25	1,25				
		12	1,75-1,25	5	64,5	52,92	14,82	14,14	6,18	9,3	2,85	1,27	22,42	4,14	6,95	1,8	1,26	1,72				
		11	2,45-1,75	8	56,0	17,75	25,55	19,1	6,4	24,8	4,8	5,82	33,15	7,19	10,0	1,1	2,75	4,05				
		Xa 1450-670 (1550-700)	4,55-2,45	10	3,35-2,45	4	70,4	7,9	33,4	23,6	11,12	15,6	4,0	3,57	10,9	1,25	3,62	0,55	1,07	0,18		
				9	4,55-3,35	7	70,5	7,0	23,7	21,2	22,64	20,16	4,71	3,57	6,57	0,57	1,87	0,91	1,06	0,33		
				8	4,84-4,55	2	74,3	4,9	27,2	28,05	13,45	19,8	10,45	2,8	5,65	0,15	1,5	0,5	1,0	0,1		
		IX 2600-1450 (2500-1550)	5,80-4,55	7	5,80-4,84	6	72,3	29,4	22,6	20,2	6,3	17,9	7,6	5,6	11,7	0,3	3,93	1,04	2,1	0,43		
				6	6,38-5,80	3	72,2	30,3	14,4	23,45	3,1	23,4	17,6	9,3	7,87	0,1	2,4	0,7	1,57	0,57		
				5	7,35-6,38	4	70,2	19,4	19,5	31,4	1,2	25,1	18,3	13,2	6,76	0	1,22	0,4	1,6	0,15		
				VIII 5760-2600 (5000-2500)	7,80-5,80	4	7,80-7,35	2	76,1	36,25	15,25	25,65	0,45	20,2	18,2	11,0	7,9	0	2,85	1,35 (obere Probe 2,7)	1,85	0,4
						3	8,33-7,80	3	82,6	36,25	19,17	26,6	0	14,9	12,8	21,0	4,53	0	0,53	0	0,77	0,67
				VII 7500-5760 (6600-5000)	9,60-7,80	2	8,70-8,33	2	85,3	24,7	20,0	30,0	0,15	20,0	18,0	24,6	3,85	0	0,3	0	1,22	0
		1	9,60-8,70			4	83,9	39,8	18,4	23,0	0,08	16,55	14,6	26,3	5,03	0	0,7	0	1,0	0,43		
VI 8900-7500 (8000-6600)	11,0-9,60	5	11,00-9,60			5	76,0	47,0	22,9	18,4	0	10,1	23,4	25,8	5,9	0	0	0	0,5	0,35		
		4	12,05-11,00			5	57,6	64,3	32,2	2,4	0	0	24,1	42,1	7,75	0	0	0,38	0,6			
V 10200-8900 (9000-8000)	12,45-12,05	c	12,45-12,05	2	63,1	30,6	64,0	0,4	0	0	0	-	10,4	0	0	0	0	1,0				
		b	12,65-12,45	4	0,91	65,6	28,9	0,75	0	0,5	0,25	-	67,5	0	0	0	0	0				
IV (K-10)	2,82-2,76	a	12,65-12,45	2	90,9	92,0	3,0	0,5	0	0	0,5	-	8,5	0	0	0	0	0				
		d	2,82-2,76	2	90,9	92,0	3,0	0,5	0	0	0,5	-	8,5	0	0	0	0	0				

Tab. 5: Pollenzonen, Vegetationsabschnitte und ausgewählte Parameter des Profils Krummer See (Kern K-M). Zum Vergleich mit dem Vegetationsabschnitt a sind zusätzlich die Werte zum jüngeren Präboréal des Kerns K-10 mit aufgeführt (Analyse: Wolfgang Janke).

Vegetationsabschnitt 8: 4,84–4,55 m = PZ IX: Nach schnellem *Fagus*-Anstieg bis auf 17,6 % und einem *Pinus*-Rückgang auf nur noch Ø 5 % ist eine Buchen-Birken-EMW-Dominanz zu verzeichnen. Der wirkliche Buchenanteil dürfte jedoch höher gewesen sein als die Prozentwerte es ausgeben. *Carpinus* erreicht Ø 5 %. In diesem VA sind der jüngste *Corylus*-Anstieg auf Ø 10,5/100 BP und ein starker Rückgang der NBP-Werte mitsamt denen von Getreide, *Plantago lanceolata*, Kulturbegleitern und *Calluna* hervorzuheben. Diese Besonderheiten sprechen für eine teilweise Wiederbewaldung, wobei nicht mehr agrarisch genutzte Flächen vorübergehend von Birke (27,2 %) und Hasel besiedelt werden konnten. Der Abschnitt zeigt niedrige P+S-Werte. Die Ursache für den in diesem VA erstmals auftretenden Rückgang der *Pinus* ganze-Werte ist unklar, evtl. liegt dessen Ursache darin, dass der *Pinus*-Pollen vorwiegend über Fernflug in das Gebiet gelangte. Der Zeitraum von VA 8 fällt auf Grund des *Fagus*-Anstiegs in Richtung *Fagus*-Maximum und des nur vereinzelt Vorkommens von Getreidepollen in die Völkerwanderungszeit. *Glühverlust* Ø 74,3 %, *NBP/100 BP* Ø 5,65.

Vegetationsabschnitt 9: 4,55–3,35 m = PZ Xa: In einem Buchen-Birken-EMW wird das Buchen- und Hainbuchenmaximum des Profils bei Ø 18,93 % bzw. Ø 7,4 % Pollenanteil deutlich. Aufgrund ihrer geringeren Pollenschüttung dürfte die Buche jedoch die häufigste Baumart vor Eiche und Birke gewesen sein. *Pinus* erreicht weiterhin einen nur geringen Gehölzanteil (7,14 %). Der Erlen-Anteil bewegt sich um 20 %. Die NBP-Werte und fast alle Nutzungsparameter zeigen gegenüber VA 8 eine nur leichte Zunahme. Getreidepollen, erstmals auch Roggen, konnte in jeweils geringer Zahl in nur vier der sieben untersuchten Proben dieses VA nachgewiesen werden. Ackerbau fand demzufolge in Seenähe noch nicht ständig statt. Es dürfte sich um ephemere Rodungsinseln mit häufiger Standortverlagerung gehandelt haben. Äußerst hohe P+S-Werte deuten auf eine besonders hohe Pollenproduktivität der Gehölzarten während dieses VA. *Glühverlust* Ø 70,55 %, *NBP/100 BP* Ø 6,57.

Vegetationsabschnitt 10: 3,35–2,45 m = PZ Xa: Diesen VA mit einem Buchen-EMW-Birken-Wald kennzeichnet mit Ø 31,6 % der höchste Birkenanteil im gesamten Profil. Dieser Fakt spricht sowohl für jungslawenzeitliche Rodungen als auch für das häufige Auflässen von Ackerflächen und Zuwachsen von Lichtungen mit Birke als Initialbaumart. Die Rodungen erfolgten vorwiegend auf Kosten von *Fagus* und *Carpinus*, deren Anteil auf Ø 11,4 bzw. 5,35 % abfiel, während Eiche und Erle ihren bisherigen Anteil hielten und der Kiefernanteil weiter leicht auf 9,2 % ansteigen konnte. Es erfolgte nahezu eine Verdoppelung des NBP-Anteils auf Ø 12/100 BP gegenüber VA 9 sowie ebenfalls eine Verdoppelung der Getreide- und Kulturbegleiter-Werte. Die P+S-Kurve liegt im Normalbereich. *Glühverlust* Ø 70,4%, *NBP/100 BP* Ø 12,0.

Vegetationsabschnitt 11: 2,45–1,75 m = PZ Xb: Es herrscht eine Kiefern-EMW-Birken-Dominanz vor, wobei letztere 25,55 % und der EMW 19,1 % der Baumpollenproduktion erreichen. Die Kiefer besiedelt, der Birke nachfolgend, mit schon 17,55 % der BP vor allem längerfristig aufgelassene Flächen. Buche und Hainbuche fallen auf Ø 6,4 bzw. Ø 5 % zurück. Da die Erle von den Rodungen nur wenig betroffen ist, nimmt deren Anteil auf 24,8 % zu.

Dieser VA kennzeichnet das Einsetzen und den Verlauf der deutschen Ostkolonisation und weist an seiner Untergrenze die stärksten Parameteränderungen des gesamten Profils auf. Besonders charakteristisch sind der schnelle Abfall der BP- und BP+Str-Kurve und der gleichzeitige Anstieg der NBP-Kurve, verbunden mit starker Zunahme der *Poaceae*, *Cyperaceae*, Getreidearten, Unkräuter und Offenlandpflanzen. Vom BP-Rückgang waren vor allem *Fagus*, *Quercus* und *Betula* betroffen, während *Pinus* und *Salix* leicht und *Alnus* stark zunahm. Ihr Anstieg resultierte zunächst aus dem rodungsbedingten Rückgang der damaligen Hauptbaumarten *Fagus* und *Quercus*. *Carpinus* behält dabei in VA 11 noch relativ hohe Werte. Für die Großflächigkeit der Rodungen und Stärke des Eingriffes in den Naturhaushalt sprechen vor allem das erste Getreidemaximum, der höchste *Calluna*-Wert des Profils, der kräftige Rückgang der *Pinus* ganze-Werte speziell in VA 11, der deutliche Anstieg der Algen (*Pediastrum*, *Botryococcus*, *Tetraedron*) und von *Cladocera* sowie der ebenfalls auf VA 11 beschränkte Rückgang der *Glühverlust*-kurve zugunsten der minerogenen Komponente, verbunden mit auffallenden Schwankungen beider Werte. Erst in diesem VA mit dem zweithöchsten NBP-Wert des Profils entwickelt sich das bis zur Gegenwart typische Unkrautspektrum mit *Centaurea cyanus*, *Scleranthus* sp. u. a. Der *Calluna*-Wert mit Ø 2,75/100 BP

Tab. 6: Holozäne Waldentwicklung und anthropogener Vegetationswandel im Sandergebiet bei Blankenförde.

Vegetationsabschnitt/ Pollenzone	Waldentwicklung und Nutzung sowie Angaben zu Änderungen im Klimahaushalt und Gewässerzustand
a/III	Dominierende Gehölze sind Kiefer mit Ø 70 % und Birke mit Ø 17 %. Der hohe NBP-Anteil von Ø 73/100 BP mit einem sehr hohen Anteil von Beifuß ( <i>Artemisia</i> ), Krähenbeere ( <i>Empetrum</i> ) und Pollen vom Enzian ( <i>Gentiana</i> -Typ) spricht für eine relativ offene Landschaft (Waldtundra?).
b/IV	Geschlossener Kiefern-Birken-Wald bei noch fehlender Hasel und niedrigem NBP-Anteil. Der hohe Birkenanteil dürfte vorwiegend aus dem Beckenbereich stammen aus einer Zeit, da die Seefläche noch weitaus kleiner war als heute.
c/V	Hasel-Birken-Kiefern-Wald mit niedrigem NBP-Anteil. Der hohe Hasel- und evtl. auch Birken-Anteil sprechen für einen lichten weitständigen Wald; der hohe Birkenanteil kann teilweise auch aus dem damals weniger Wasser führenden Seebecken des Krummen Sees stammen. Trockeneres kontinentales Klima.
d/VI	Birken- und haselreicher Kiefernwald mit ansteigendem Eichen-Mischwald (EMW); dabei Rückgang der lichtbedürftigen Hasel auf ca. 20/100 BP; sehr hoher Ulmen-Anteil innerhalb des EMW, Erstauftreten und schnelle Zunahme von Linde und Erle. Sehr sommerwarmes, in der ersten Hälfte trockener kontinentales und ab VA-Mitte (Hasel-Abfall; Erlen-Anstieg) feuchter werdendes Klima; zunehmende Vernässung tiefer gelegener Bereiche.
1-3/VII	Mischwald mit wechselnder Dominanz der Hauptbaumarten (EMW, Birke, Kiefer) mit hohem Hasel-Anteil um 20 %. Ulmenanteil innerhalb des EMW über 20 %. In VA 3 vereinzelt schon Hainbuche. Niedrigste NBP-Anteile des gesamten Profils. Algen- und schwammarmes oligotrophes See.
4/VIII	EMW-Kiefern-Wald mit Birke und Hasel, Einsetzen der Buchen-Kurve, Hainbuche gelegentlich. Erstauftreten des Spitzwegerichs ( <i>Plantago lanceolata</i> ) und Zunahme des Heidekrauts ( <i>Calluna vulgaris</i> ) als Beleg für Weidenutzung.
5/VIII	Haselreicher Kiefern-Birken-EMW mit 1-2 % Buche. Linde und Ulme sind gegenüber den folgenden Vegetationsabschnitten nochmals leicht erhöht. Größere Auflichtungen, noch kein Getreideanbau.
6+7/VIII+IX	Mischwald mit wechselnder Dominanz der Hauptbaumarten (EMW, Birke, Kiefer) und Zunahme von Buche und Hainbuche auf 8 bzw. 4,5 %. Waldweide und Getreideanbau sowie erhöhter Anteil des Heidekrauts als Beleg für stärkere Rodungen und Auflichtungen.
8+9/IX+Xa	Buchen-, Birken- und EMW-Dominanz mit Hainbuche und in VA 8 auch verstärkt Hasel. Die Kiefer ist nur untergeordnet mit vertreten. Naturnahe geschlossene Wälder vor allem in VA 8, leichte Zunahme der Rodungsinseln und Nutzung in VA 9.
10/Xa	Nach stärkeren Rodungen Birken-Dominanz durch starke Zunahme aufgelassener, sich wiederbewaldender Flächen vor EMW und Buchen bei schon wieder leicht zunehmendem Kiefernanteil. Verdoppelung der NBP-Werte.
11/Xb	Stärkste pollenanalytisch nachweisbare Landschaftsveränderung im gesamten Profil im Zusammenhang mit der deutschen Ostkolonisation. Exzessive Vergrößerung der landwirtschaftlichen Nutzflächen, zweithöchste NBP-Werte. An Gehölzen dominieren Birke und Kiefer. Leichte, nutzungsbedingte Zunahme von Grünalgen, Schwämmen und Wasserflöhen.
12/Xb	Kiefern-Dominanz als Folge von natürlicher Wiederbewaldung aufgelassener Nutzflächen mit leichtem Buchen-Anstieg und starkem NBP-Rückgang. Zeitraum: ca. 1500-1700 AD.
13/Xb	Kiefern-Dominanz bei erneut schnell zunehmender landwirtschaftlicher Nutzung bei Erreichen der höchsten NBP- und Getreide-Werte des gesamten Profils. Zeitraum: ca. 1700-1850 AD.
14/Xc	Zunahme der Waldflächen durch Kiefernauaufforstungen und natürliche Wiederbewaldung, Rückgang der agrarischen Nutzfläche. Abnehmende Kiefern-Dominanz bei leichtem Anstieg von Birke, Buche, Erle und Weide.
15/Xc	Birken-Kiefern-Dominanz bei weiter abnehmender agrarischer Nutzfläche. Phase der Kiefernforsten.

entspricht in etwa dem Dreifachen natürlicher Waldstandorte, liegt aber weitaus niedriger als für nahezu waldfreie *Calluna*-Heiden bekannt. Die Grünalge *Pediastrum* steigt steil auf 4,05/100 BP, dem höchsten Wert des gesamten Profils, an, ein im Vergleich zum Profil Müritz 2 bescheidener Wert. *Glühverlust* Ø 56,0 %, *NBP/100 BP* Ø 33,15.

Vegetationsabschnitt 12: 1,75–1,25 m = PZ Xb: Der hohe Anteil der Kiefer zeichnet deren Dominanz mit Ø 52,9 % innerhalb des Baumpollenspektrums vor Birke, Eiche und Buche nach. Gleichzeitig fallen die Werte von Eiche und Erle, letztere bis auf 9,3 %, ab und verbleiben bis zur Gegenwart niedrig. Dieser VA unterscheidet sich von den benachbarten aber auch durch eine deutliche Zunahme der BP- und BP+Str- sowie eine Abnahme der NBP-Kurve und ihrer Komponenten, so auch der Getreide-, Kulturbegleiter- und *Calluna*-Werte um 30–60 %. Auch die Buchenwerte steigen leicht an. Es kam zu einem Rückgang der Ackerflächen und zu einer vorübergehenden Zunahme der Bewaldung. Dieses in einer Reihe von Diagrammen zu beobachtende Phänomen kann mehrere Ursachen haben. Seuchen, der Dreißigjährige Krieg und die Kleine Eiszeit sind in der Diskussion. VA 12 umfasst den Zeitraum von in etwa 1500 bis 1700 unserer Zeit. Auch die *Glühverlust*-Kurve nimmt wieder zu, um im folgenden VA bis auf Ø 73,5 % anzusteigen. *Glühverlust* Ø 64,5 %, *NBP/100 BP* Ø 22,42.

Vegetationsabschnitt 13: 1,25–0,89 m = PZ Xb: Die Kieferndominanz besteht mit 57 % BP-Anteil bei sehr starker agrarischer Nutzung auch im nahen Umland des Krummen Sees. Es kommt zu einem erneuten kurzzeitigen Rückgang der BP- und BP+Str-Kurve und deren Wiederanstieg im Übergang zum VA 14. Parallel zum BP-Abfall steigen die NBP-Werte (34,5 je 100 BP) mitsamt dem jüngsten Getreide-Maximum (vor allem Roggen) auf die höchsten des gesamten Diagrammes an. Die Gehölzartenzusammensetzung entspricht weitgehend noch der von VA 12. In diesen VA fällt auch die Nutzung des auf der Schmettau'schen Karte von 1780 am Nordende des Großen Labussees eingetragenen Teerofens, der zeitweise zu starker Entwaldung des Gebietes um den Krummen See geführt haben dürfte und auch zu den hohen NBP-Werten dieses VA im Pollendiagramm mit beitrug. Die P+S-Werte sind zeitweise sehr niedrig. VA 13 entspricht in etwa dem Zeitraum von ca. 1700–1860 AD. *Glühverlust* Ø 73,52 %, *NBP/100 BP* Ø 34,5.

Vegetationsabschnitt 14: 0,89–0,25 m = PZ Xc: Die Waldflächen nehmen bei gleichzeitigem Rückgang der agrarischen Nutzfläche durch Kiefernaufrüstungen und natürliche Wiederbewaldung zu. Auffallend ist die abnehmende Kiefern-Dominanz bei leichtem Anstieg von Birke, Buche, Erle und Weide. Der *Pinus*-Rückgang der VA 14 und 15 wird auf den Rückgang stark Pollen tragender Altbestände zugunsten von Schonungen und engständig heranwachsender Altersgruppen gedeutet. Des Weiteren erfolgt ein deutlicher Rückgang der NBP/100 BP- Werte auf 23,1 inklusive niedriger Getreide-, Unkraut- und *Calluna*-Werte (ähnlich Diagramm Müritz 2), Algen- und Spongienwerte sind nur noch schwach erhöht. *Glühverlust* Ø 66,2 %, *NBP/100 BP* Ø 23,1.

Vegetationsabschnitt 15: 0,25–0 m = PZ Xc: Die agrarische Nutzfläche nimmt bei Birken-Kiefern-Dominanz weiter ab. Es ist die Zeit der Kiefernforste. Der Kiefernanteil fällt dabei auf Ø 36 % ab und jener der Birke steigt auf 23,9 % der BP an. Letztere findet man in allen Altersgruppen an Seerändern und vor allem auf nicht genutzten Flächen wie Kahlschlägen und Ablagen sowie in Anpflanzungen außerhalb von Waldgebieten (Wege, öffentliche Anlagen, Grundstücke). Weiterhin charakteristisch sind sehr hohe BP+Str- und erneut *Pinus* ganze- sowie niedrige P+S-Werte. Die NBP-Werte einschließlich Getreide und *Calluna* nehmen im Zusammenhang mit der Reduzierung der Ackerflächen weiter ab. Die gegenwartsnächsten Jahrzehnte wurden wahrscheinlich nicht mit untersucht, da sich das jüngste Sediment noch in Suspension befand und bohrtechnisch nicht erfasst werden konnte. *Glühverlust* Ø 74,3 %, *NBP/100 BP* Ø 15,23.

# 6 Ergebnisse zur Limnogeologie und Paläohydrologie

## 6.1 Der Verlandungsbereich am Nordufer des Krummen Sees

Die Bildung von Mooren des Tieflandes ist abhängig von verschiedenen Relieftypen. Dabei beeinflussen vor allem die Morphologie und Lithologie der Senken durch entsprechende Eigenschaften der Grund- und Oberflächenwasserspeisung die Torfbildung. Aufgrund der hydrologischen und morphologischen Charakterisierung des Seebeckens werden die Moorbildungen im nahen Gewässerumfeld des Krummen Sees zu den Niedermooren der abflusslosen Senken gerechnet (vgl. ŽUREK 1994). Die etwa nach Norden auslaufende Rinne des Krummen Sees ist durch ein Niedermoor geprägt, das durch einen mineralischen Sporn in einen westlichen und einen östlichen Abschnitt gegliedert wird. Die umgebenden Hänge zeigen einen harmonischen Übergang zu den anschließenden Sanderhochflächen.

Nach Vorerkundungen mit der Moorklappsonde erfolgte im nordwestlichen Abschnitt des Niedermoors die Bergung des Referenzkernes K-NM (Abb. 17). Die sandige Beckenbasis wurde nach 4,20 m erbohrt. Die hangende limnische und telmatische Sedimentation bzw. Sedentation wird durch einen vererdeten Torf abgeschlossen. Aufgrund der sedimentologischen und geochemischen Analysen lassen sich acht Sedimentationsabschnitte (SA) erkennen.

**Sedimentationsabschnitt 1 (420–415 cm):** Das basale Sediment bildet die minerogene Beckenbasis. Die kalkfreien Sande sind stark humos, zeigen jedoch die für einen Mineralboden typischen erhöhten Werte der Trockenraumdichte (DBD, höchste Werte im gesamten Profil). Das Minerogen wird vornehmlich aus Sand und nur geringen Anteilen von Ton und Schluff aufgebaut. Parallel zur DBD zeigt die magnetische Suszeptibilität maximale Kappawerte.

**Sedimentationsabschnitt 2 (415–390 cm):** Der zweite Abschnitt wird durch Torf gebildet. Der Torf setzt sich zusammen aus schwarz bis schwarzbraunem Sedentat und untergeordnet gelblichem Moostorf. Durch die Vielzahl der Makroreste von *Pinus sylvestris* im gesamten Abschnitt kann die Torfart als Kiefernbruchtorf klassifiziert werden (vgl. SUCCOW & JOOSTEN 2001). Der Glühverlust schwankt je nach Minerogenanteil stark zwischen 24 und 75 % und wird durch die Veränderungen der Trockenraumdichte nachgezeichnet. Der minerogene Anteil ist vorwiegend durch Schluff gekennzeichnet. Er wird im Übergang zum Hangenden jedoch durch Sand abgelöst. Begleitet wird dieser Wechsel der Korngrößenzusammensetzung von einem kurzzeitigen Anstieg der magnetischen Suszeptibilität.

**Sedimentationsabschnitt 3 (390–360 cm):** Es vollzieht sich ein Wechsel von einem telmatischen in ein subaquatisches Milieu, gekennzeichnet durch Sedimentation von brauner bis olivfarbener Feindetritusmudde. Die gallertartige Struktur kennzeichnet einen Übergang zu einer Lebermudde. Die Glühverlustwerte steigen auf 80 % und verbleiben innerhalb des Abschnitts auf diesem Niveau. Bei 3,65 m Kerntiefe ist eine geringe Kalkfällung zu verzeichnen. Die mineralischen Komponenten zeigen weiterhin einen Wechsel phasenhaft sandiger und schluffig-toniger Sedimentation.

**Sedimentationsabschnitt 4 (360–230 cm):** Zu Beginn von Abschnitt 4 sinkt der Glühverlust markant mit Zunahme des Minerogens. Beide Parameter schwanken im gesamten Abschnitt deutlich. Bei ca. 2,90 m ist der größte Sandeintrag zu verzeichnen, gekennzeichnet durch einen Abfall des Glühverlustes auf 27 % und einen kurzzeitigen Anstieg der Trockenraumdichte. Der Verlauf der Parameter und die dominierende Sandfraktion im gesamten Abschnitt sind Beleg eines höheren stark schwankenden Energieniveaus während der Sedimentation der grobdetritischen Organomudde. Das „Spülsediment“ beinhaltet Makroreste von *Pinus sylvestris* und nicht definierbare Molluskenreste.

**Sedimentationsabschnitt 5 (230–210 cm):** Abschnitt 5 ist geprägt durch Organomudde, welche bei 2,25 m kalkhaltig ist (29,56 %). Die Trockenraumdichte erhöht sich parallel zum Kalkanstieg. Die Zunahme des Ton- und Schluffanteils im Abschnitt belegt eine kurzzeitige Beruhigung des Ablagerungsmilieus.



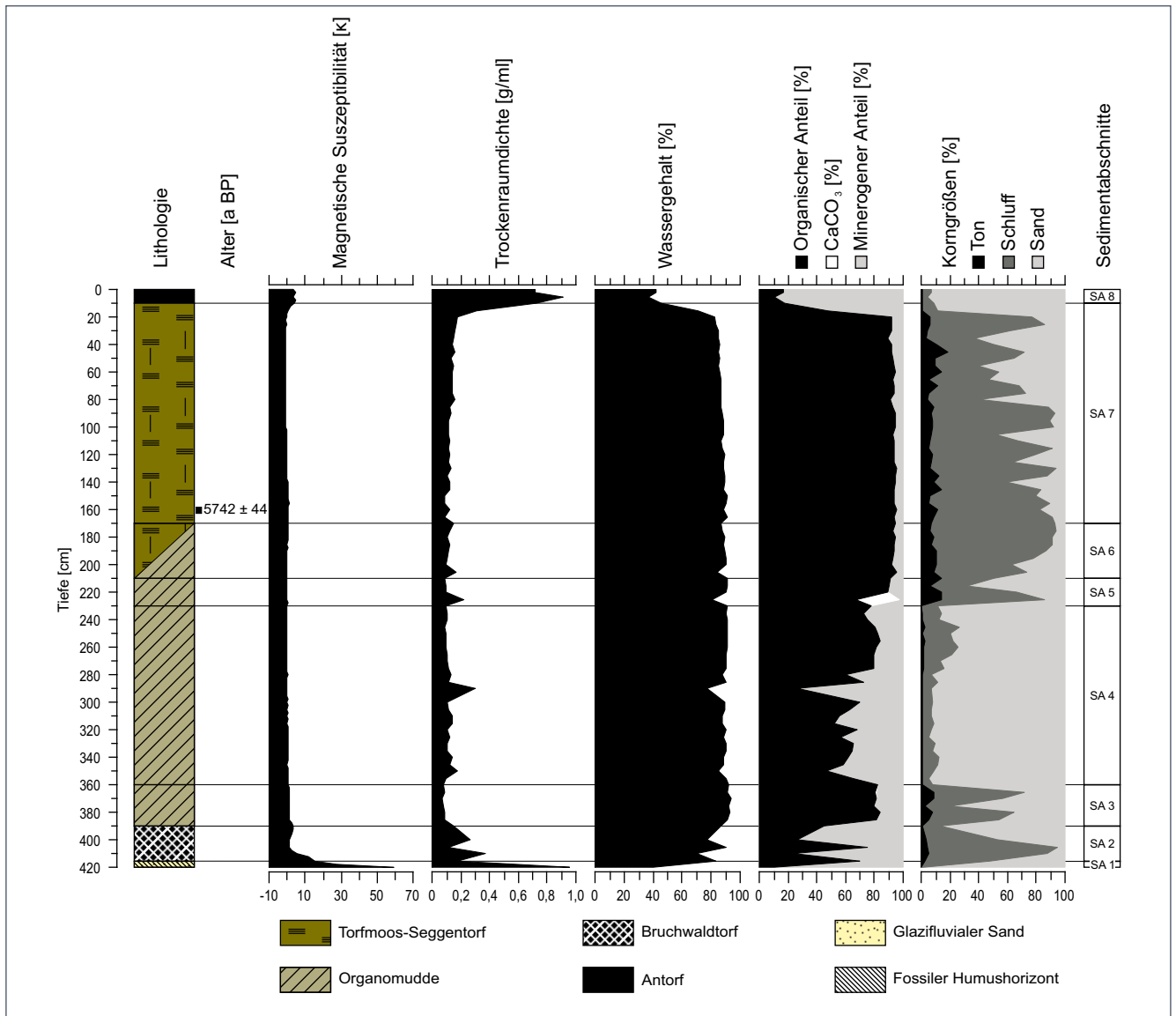


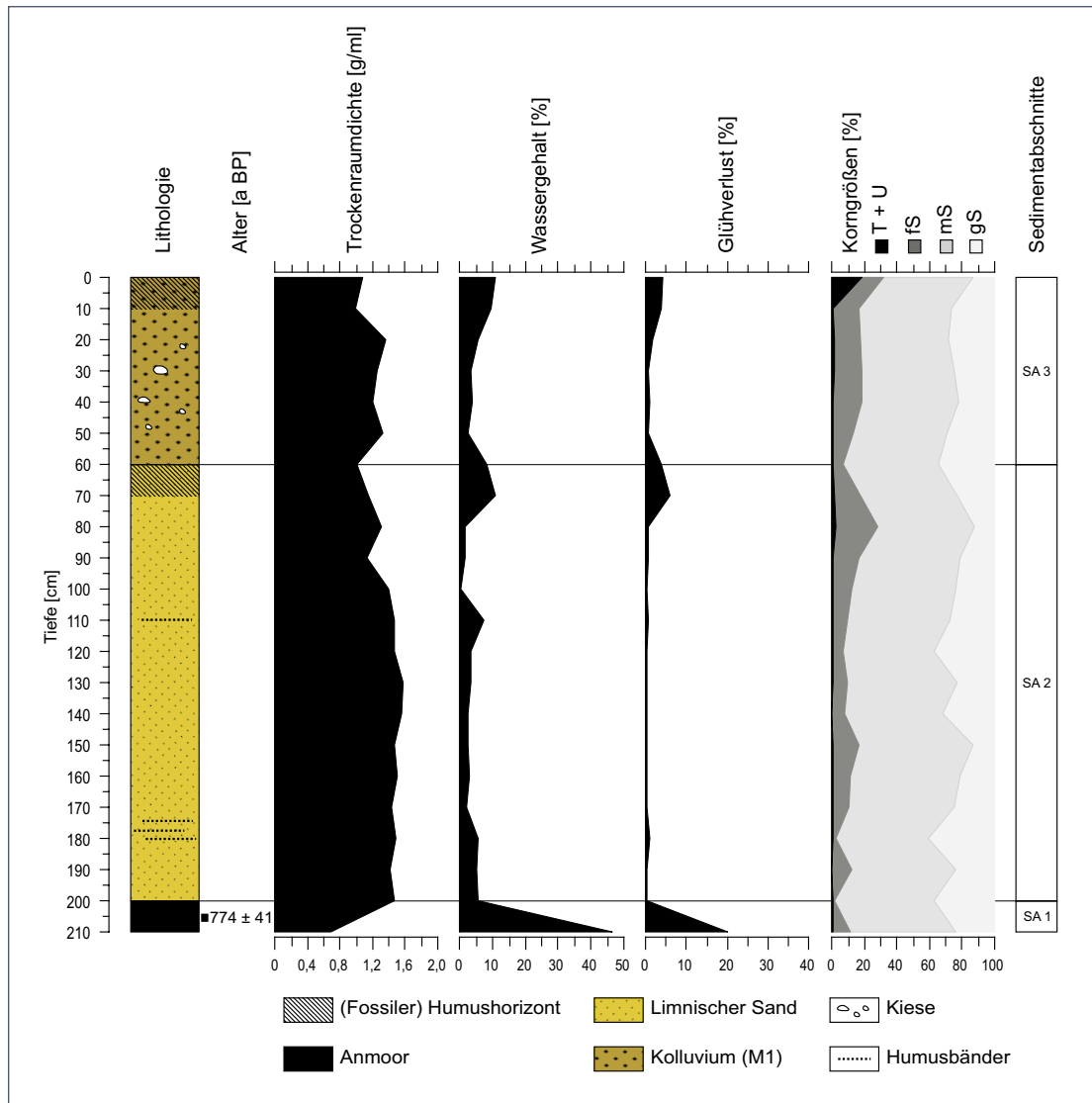
Abb. 17: Lithologie, Sedimentologie und Chronologie des Kerns K-NM im nördlichen Verlandungsbereich des Krümmen Sees.

**Sedimentationsabschnitt 6 (210–170 cm):** Es erfolgt ein Übergang von Organomudde zu Torf. Die Verlandung wird durch einen kurzen Anstieg der Sandkomponente bei relativ gleich bleibend hohen Werten des Glühverlustes um 90 % begleitet.

**Sedimentationsabschnitt 7 (170–10 cm):** Abschnitt 7 wird aus braun bis hellbraunem Torfmoos-Seggentorf aufgebaut. Der Glühverlust bleibt relativ konstant bei Werten von 90–95 %. Die Korngrößenverteilung schwankt bei erhöhten Anteilen von Ton und Schluff und verweist bei geringem Mineralogen auf ein beruhigtes Milieu. Bei 1,60 m wurde eine <sup>14</sup>C-Datierung durchgeführt, die ein Torfalter von 5742 ± 44 a BP (4706–4490 BC) ergab (Tab. 3). Eine Analyse von Makroresten bei 1,58 cm zeigt vor allem Moosarten von *Drepanocladus*, wie *Drepanocladus aduncus*, einzelne Blättchen von *Calliergonella cuspidata* und *Calliergon trifarium*. Vereinzelt treten Reste von *Betula* auf (frdl. schriftl. Mitt. Dierk Michaelis, Universität Greifswald). Die einsetzende Schwarzfärbung und die zunehmend feinere Struktur der Torfbestandteile belegen ab ca. 70 cm einen höheren Zersetzungsgrad.

**Sedimentationsabschnitt 8 (10–0 cm):** In den obersten Zentimetern ist der Torf schon deutlich zu Antorf degradiert. Anzeichen für eine Mineralisierung sind die deutliche Schwarzfärbung, der Schwund an organischer Masse (GV sinkt auf min. 10 %) sowie der erhöhte Anteil sandiger Bestandteile. Die Trockenraumdichte erreicht ähnliche Werte wie im Mineralogen der Beckenbasis, begleitet von einer Erhöhung der magnetischen Suszeptibilität.

Abb. 18: Lithologie, Sedimentologie und Chronologie des Kerns K-WS 1 im Uferbereich des westlichen Einzugsgebietes des Krummen Sees.



## 6.2 Die Seeterrasse am Westufer des Krummen Sees

Um unter Berücksichtigung der sedimentologischen Basis der im westlichen Einzugsgebiet kartierten Seeterrasse einen Einblick in die komplette Stratigraphie der ufernahen Bereiche des Krummen Sees zu bekommen, wurde auf dem Schwemmfächer im Profilschnitt „Westufer“ eine 2,10 m tiefe Bohrung (K-WS 1) niedergebracht (Abb. 10, 18).

**Sedimentationsabschnitt 1 (210–200 cm):** Das basale Sediment wird durch Anmoor gebildet, geprägt durch einen hohen Wassergehalt und eine geringe Trockenraumdichte. Der Glühverlust nimmt am Übergang zum nächsten Sedimentationsabschnitt deutlich ab. Das Minerogen setzt sich vor allem aus Mittel- und Grobsand zusammen. Eine <sup>14</sup>C-Datierung bei 2,06 m ergab ein Alter von 775 ± 41 a BP (1183–1287 AD; Tab. 3).

**Sedimentationsabschnitt 2 (200–60 cm):** Abschnitt 2 ist geprägt durch eine Mittel- und Grobsandakkumulation mit vereinzelt horizontal verlaufenden Humusbändern. Abgeschlossen wird der Sedimentationsabschnitt durch den Humushorizont einer fossilen Bodenbildung. Das Niveau der Oberkante entspricht der im Durchschnitt 1 m über rezentem Seespiegel gelegenen Seeterrasse um den Krummen See.

**Sedimentationsabschnitt 3 (60–0 cm):** Den sedimentologischen Abschluss der Kernsequenz bildet ein Kolluvium (M1). Neben vereinzelt Kiesen bilden schwach humose Mittel- und Grobsande das Grundgerüst des morphologisch deutlich in Erscheinung tretenden Schwemmfächers am Westufer des Krummen Sees. In den obersten 10 cm ist ein Anstieg der Ton- und Schlufffraktion zu verzeichnen.

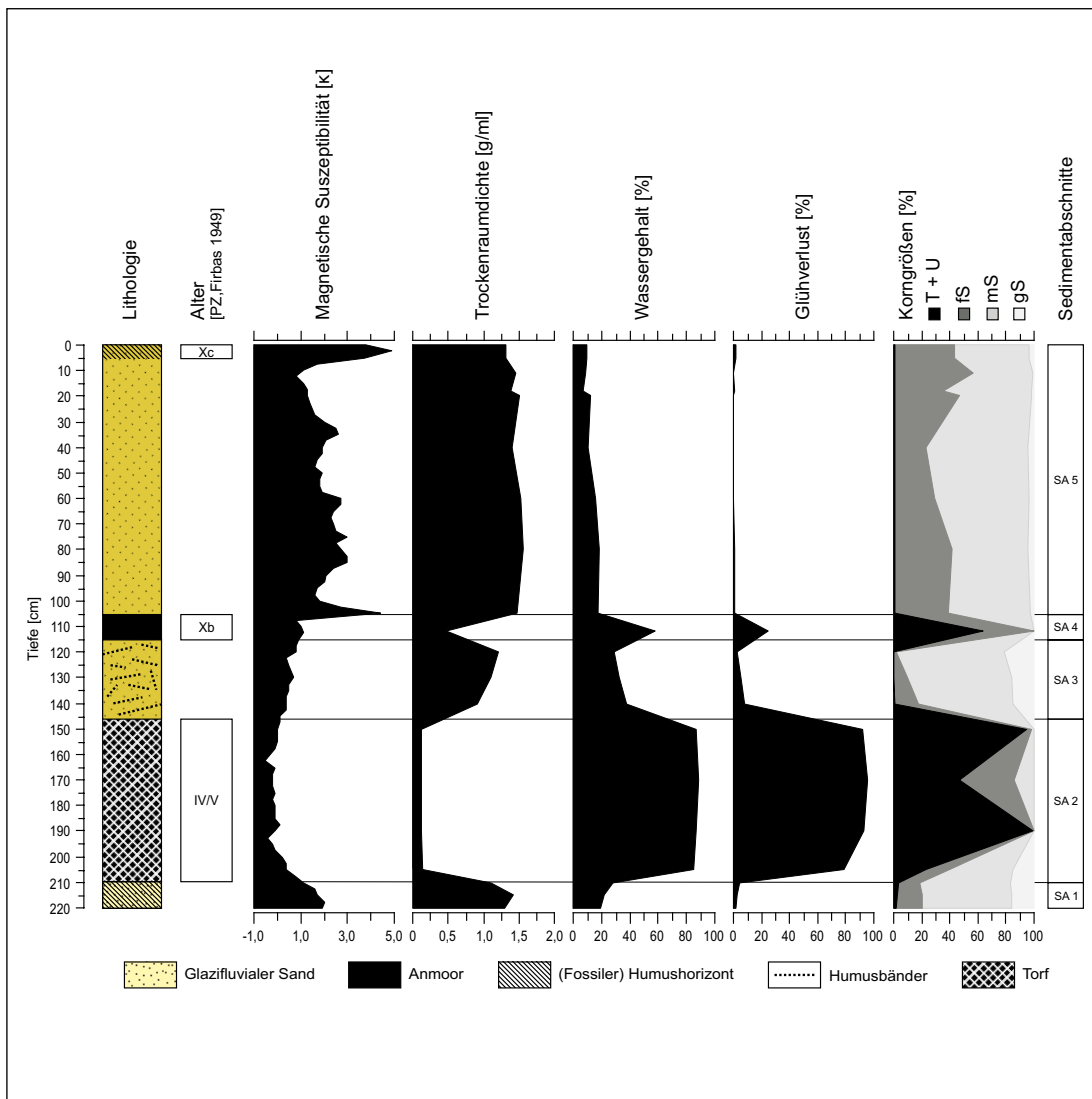


Abb. 19: Lithologie, Sedimentologie und Chronologie des Kerns K-TO im Uferbereich des östlichen Einzugsgebietes des Krummen Sees.

### 6.3 Die Seeterrasse am Ostufer des Krummen Sees

An den Verlandungssaum der östlichen Bucht des Krummen Sees anschließend wurde auf der flach in Richtung See einfallenden Seeterrasse eine Sedimentsequenz (K-TO) bis in eine Tiefe von 2,20 m unter GOK erbohrt (Abb. 19). Die Terrasse ist hier weniger markant ausgebildet als in den nördlich und südlich an die Bucht anschließenden Bereichen. Es lassen sich fünf Sedimentationsabschnitte erkennen.

**Sedimentationsabschnitt 1 (220–210 cm):** Abschnitt 1 wird aus einem Humushorizont gebildet. Die erhöhten Werte der magnetischen Suszeptibilität und der Trockenraumdichte kennzeichnen die mineralische Kernbasis. Der Glühverlust erreicht maximal 5 %. Das Sediment setzt sich vor allem aus feinsandigem Mittelsand zusammen.

**Sedimentationsabschnitt 2 (210–146 cm):** Es erfolgt ein Übergang in einen telmatischen Abschnitt. Der untere Bereich kann durch Holz- und Zapfenreste von *Pinus sylvestris* als Kiefernbruchtorf eingeordnet werden. Am Übergang von der mineralogenen Beckenbasis zum Torf erfolgt ein deutlicher Abfall der magnetischen Suszeptibilität sowie der Trockenraumdichte. Glühverlust und Wassergehalt steigen auf Werte zwischen 79 und 96 % und verbleiben in Abschnitt 2 auf diesem Niveau. Die Zunahme der Ton- und Schluffsumme auf 99 % deutet auf ein vorerst beruhigtes Milieu hin. Ab einer Tiefe von 1,80 m verändert sich die Struktur des Sediments in einen Bruchtorf mit schwarzer Grundmasse. Ein nachfolgend erhöhter Sandeintrag spiegelt sich jedoch nicht in der Gesamtsedimentzusammensetzung wider. Nach einem erneuten Anstieg sinkt die Ton- und Schlufffraktion an der Oberkante des Torfes markant,

gefolgt von den Werten des Glühverlustes und des Wassergehaltes. Während die magnetische Suszeptibilität langsam ansteigt, zeigt die Trockenraumdichte eine sprunghafte Zunahme und verdeutlicht den Übergang in den hangenden Sedimentabschnitt. Palynologisch ist der Torf in den Zeitraum Präboreal/Boreal einzuordnen (Abb. 19, 20).

**Sedimentationsabschnitt 3 (146–115 cm):** Sedimentabschnitt 3 zeigt eine humusreiche Sandakkumulation, dominiert von Mittel- und Grobsanden. Die Trockenraumdichte zeigt einen deutlichen Ausschlag, während die magnetische Suszeptibilität nur moderat ansteigt. Auffällig ist die chaotische Lagerung der organischen Substanz innerhalb der Sande. Aufgrund der Korngrößenzusammensetzung und der Sedimentlagerungsverhältnisse kann von einem dynamischen Ablagerungsmilieu ausgegangen werden.

**Sedimentationsabschnitt 4 (115–105 cm):** Es folgt ein geringmächtiger Anmoorhorizont. Den Schichtwechsel begleitet die Zunahme des Wassergehaltes und des Glühverlustes. Die dominierende Ton- und Schluffraktion innerhalb der Korngrößenzusammensetzung belegen eine erneute Milieubehrigung. Das gesamte Pollenspektrum lässt sich in den mittelalterlichen Zeitraum ab der deutschen Ostkolonisation (13.–15. Jh.) einordnen. Zeitlich ist der Horizont somit mit dem in das 13. Jh. datierten Anmoorhorizont am Westufer des Krummen Sees zu parallelisieren (siehe Kern K-WS 1).

**Sedimentationsabschnitt 5 (105–0 cm):** Abgeschlossen wird die Kernsequenz durch nahezu humusfreie feinsandige Mittelsande. Der Übergang vom Liegenden in die Sandschicht wird durch einen markanten Anstieg der magnetischen Suszeptibilität und der Trockenraumdichte eingeleitet. Nach einem schwankenden Verlauf zeigt die Suszeptibilität im Bereich der Geländeoberkante ihr Maximum. Der Kernabschluss entspricht morphologisch dem am Standort flach in Richtung See einfallenden Niveau der 1 m-Terrasse. Die Glühverluste um 1 % spiegeln die rezente Bodenbildung wider (Aeh-Horizont). Pollenanalysen der organischen Auflage (Oh-Horizont) deuten auf eine vom Wald dominierte Vegetationsbedeckung hin. Die deutliche Dominanz von *Pinus* und die geringen Werte von Getreide und Kulturbegleitern verweisen auf eine Humusakkumulation zur Zeit der neuzeitlichen Aufforstungen (Abb. 19, 20).

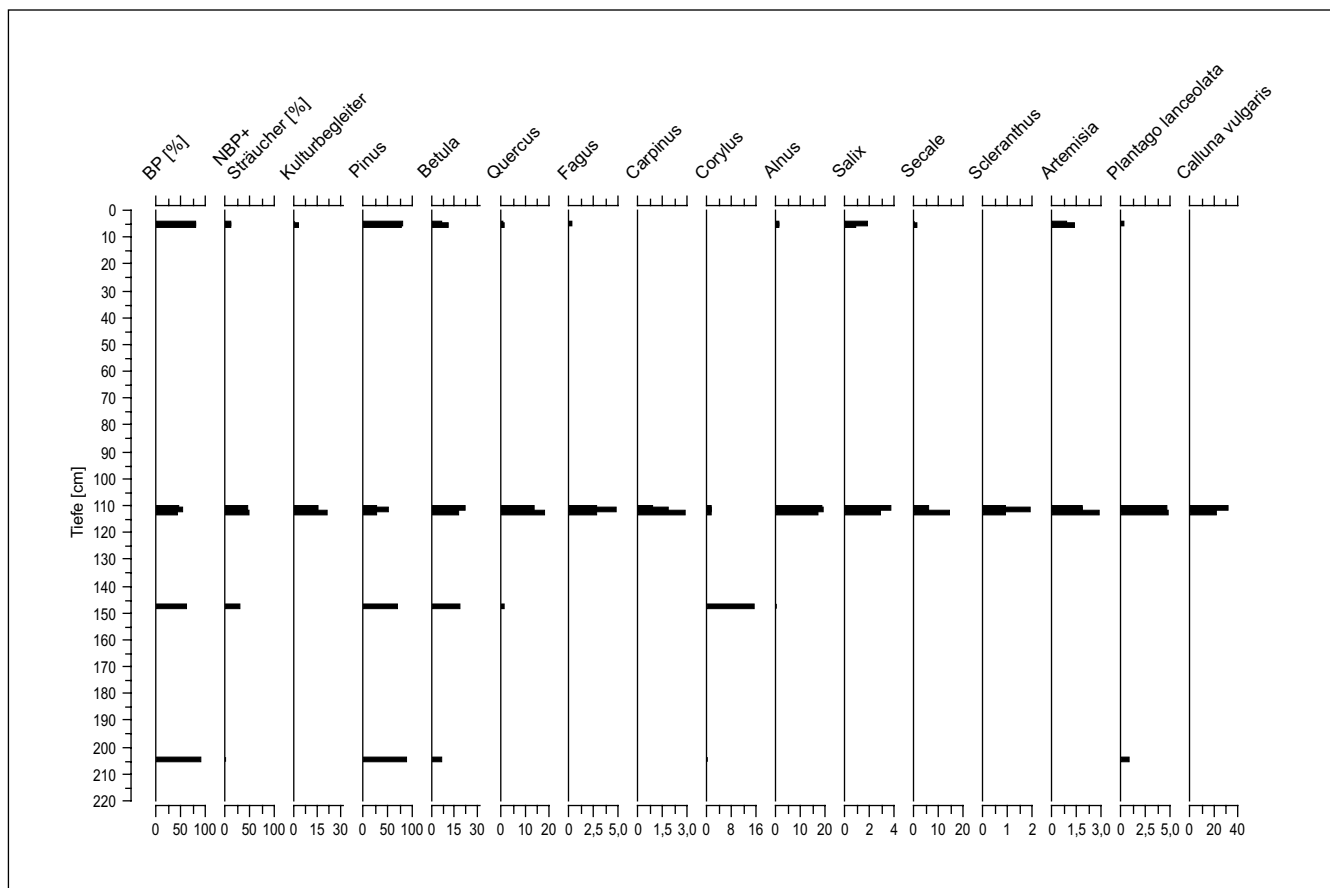


Abb. 20: Pollendiagramm des Kerns K-TO im Uferbereich des östlichen Einzugsgebietes des Krummen Sees. Dargestellt sind die Ergebnisse von Einzelproben, die zur palynologischen Datierung der jeweiligen Sedimente untersucht wurden (Analyse: Wolfgang Janke).

## 6.4 Das Litoral am Westufer des Krummen Sees

Im Bereich der westlichen Flachwasserzone des Krummen Sees wurde eine Bohrung knapp 1,80 m unter Seespiegel niedergebracht. Der Kern K-10 verweist auf einen markanten Phasenwechsel limnisch-telmatischer Sedimentation und bildet eine wichtige Referenz zur Rekonstruktion der Seespiegelenwicklung. Anhand der Laborergebnisse sind zehn Sedimentationsabschnitte nachweisbar (Abb. 21).

**Sedimentationsabschnitt 1 (306–298 cm):** Abschnitt 1 entspricht der mineralischen Beckenbasis. Die humosen Sande werden durch Maximalwerte der magnetischen Suszeptibilität und der Trockenraumdichte nachgezeichnet. Im ersten Abschnitt handelt es sich um eine fossile Bodenbildung ca. 4,80 m unter dem rezenten Seespiegel.

**Sedimentationsabschnitt 2 (298–279 cm):** Bedeckt wird der Mineralboden durch einen schwarzbraunen Torf. Eine Vielzahl unbestimmbarer Holzreste weist auf die Genese eines Bruchtorfes hin. Der Glühverlust erreicht einen Maximalwert von etwa 92 % bei geringer Trockenraumdichte. An der Oberkante des Torfes wurde eine  $^{14}\text{C}$ -Datierung durchgeführt, welche ein Alter von  $8997 \pm 56$  a BP (8298–8166 BC) ergab (Tab. 3).

**Sedimentationsabschnitt 3 (279–250 cm):** Oberhalb des Torfes kommt Kalkmudde zur Ablagerung und belegt einen telmatisch-limnischen Milieuwechsel. Die Trockenraumdichte und die magnetische Suszeptibilität nehmen dabei leicht zu. Der Kalkgehalt erreicht bei etwa 2,50 m Profiltiefe mit ca. 78 % die Maximalwerte im Profil. Der erhöhte Kalk-Index ( $\text{CaCO}_3/\text{GV}$ ) entspricht der Dominanz von Kalk gegenüber der organischen Substanz (<20 %) im gesamten Abschnitt.

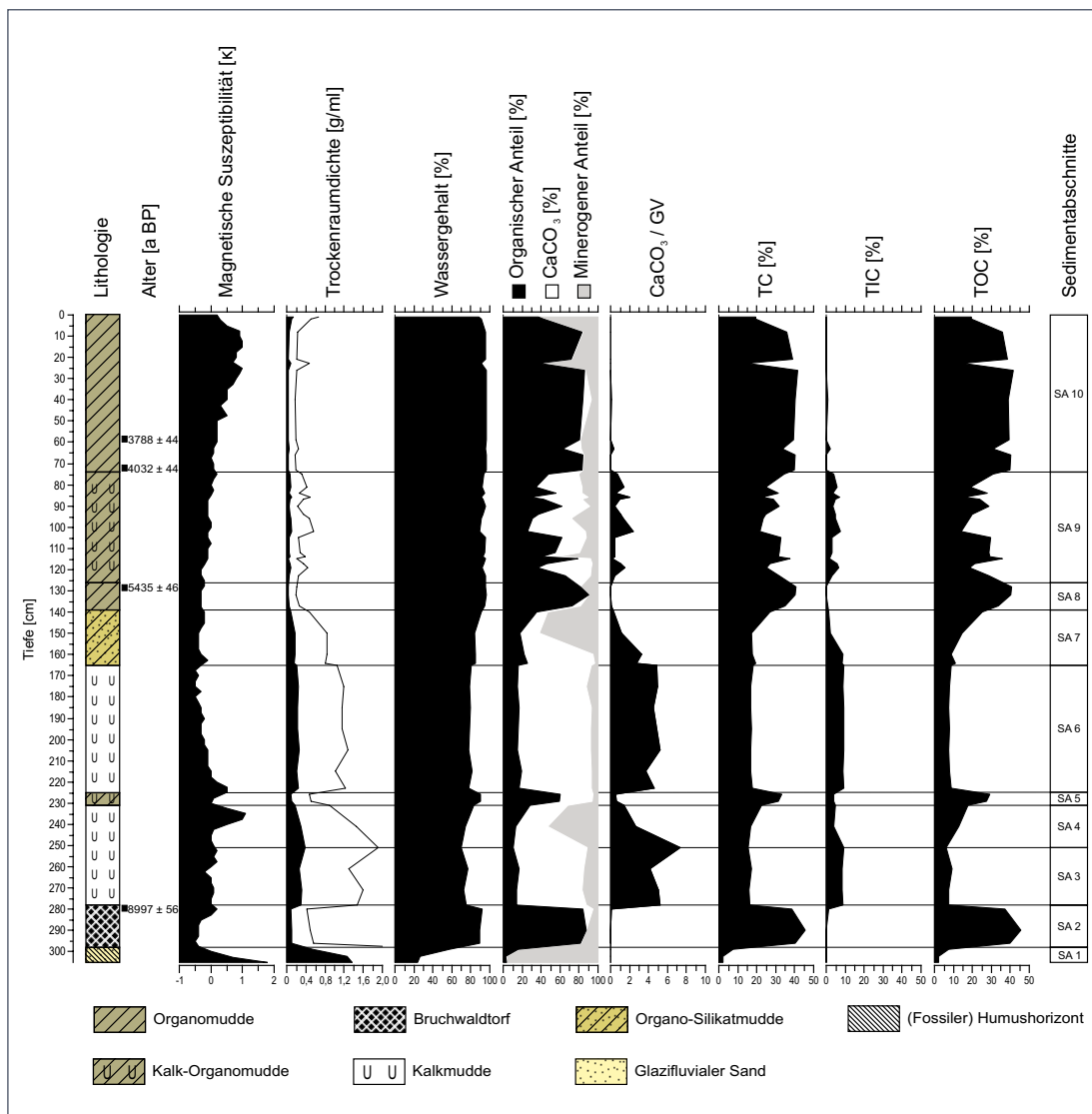


Abb. 21: Lithologie, Sedimentologie und Chronologie des Kerns K-10 im westlichen Litoral des Krummen Sees.

**Sedimentationsabschnitt 4 (250–232 cm):** Die Kalkmuddesedimentation setzt sich fort. Jedoch zeigt sich ein markanter minerogener Eintrag am Standort, begleitet durch einen Sprung in der magnetischen Suszeptibilität. Die Anstiege des Glühverlustes und des organischen Kohlenstoffs verweisen auf einen Wechsel in Richtung organogene Sedimentation.

**Sedimentationsabschnitt 5 (232–225 cm):** Abschnitt 5 ist gekennzeichnet durch eine lagenweise Akkumulation einer Kalk-Organomudde. Glühverlustwerte von bis zu 60 % zeichnen den vornehmlich organogenen Charakter des Sediments nach. Aufgrund des jedoch noch erhöhten Anteils an  $\text{CaCO}_3$  (ca. 35 %) und der relativ dünnen Organiklagen wurde durch einen möglichen Hartwassereffekt keine  $^{14}\text{C}$ -Datierung vorgenommen. Der Gesamtkohlenstoff sowie der organische Kohlenstoff zeigen dem Glühverlust entsprechend nach Sedimentabschnitt 2 einen zweiten Gipfel im unteren Kernbereich.

**Sedimentationsabschnitt 6 (225–165 cm):** Ein erneuter Sprung in der magnetischen Suszeptibilität sowie der Trockenraumdichte leitet die Sedimentation eines zweiten Kalkmuddeabschnitts ein. Der erhöhte Kalk-Index verdeutlicht den Sedimentationswechsel. Der Kalkgehalt steigt auf über 70 % und verbleibt bis ca. 1,60 m unter SOK auf diesem Niveau. Die Sedimentzusammensetzung bleibt im ganzen Abschnitt relativ konstant.

**Sedimentationsabschnitt 7 (165–139 cm):** Abschnitt 7 ist nach einer kurzzeitigen Zunahme der organischen Substanz durch einen markanten Anstieg des Minerogens gekennzeichnet. Der Kalkgehalt innerhalb der Organo-Silikatmudde nimmt zugunsten der organischen Substanz ab, verdeutlicht durch einen sinkenden Kalk-Index. Zusätzlich kündigt der Anstieg des organischen Kohlenstoffs im oberen Bereich einen erneuten Sedimentationswechsel an.

**Sedimentationsabschnitt 8 (139–126 cm):** Sedimentationsabschnitt 8 wird von einer Organomudde aufgebaut. Die organische Komponente dominiert mit Glühverlustwerten zwischen 54–90 %. Die Kalkwerte sinken auf fast 0 %. Eine an der Oberkante der organogenen Mudde entnommene  $^{14}\text{C}$ -Probe erbringt ein Sedimentalter von  $5435 \pm 46$  a BP (4363–4227 BC; Tab. 3).

**Sedimentationsabschnitt 9 (126–74 cm):** Abschnitt 9 belegt eine wiedereinsetzende Kalkfällung. Die Kalk-Organomudde zeigt dabei starke Schwankungen in der Sedimentzusammensetzung. Vor allem der Verlauf des Kalk-Indexes verdeutlicht die wechselnden Anteile an Kalk und organischer Substanz. Bei ca. 115 cm ist am Standort ein markanter Eintrag organischer und minerogener Substanz zu verzeichnen.

**Sedimentationsabschnitt 10 (74–0 cm):** Den Abschluss der Kernsequenz bildet eine Organomudde. Der geringe Kalk-Index zeugt von dominierender organischer Sedimentation. Ab ca. 25 cm unter Sedimentoberkante (SOK) ist das Sediment kalkfrei. Trotz erhöhten Einträgen bei 20 cm und knapp unter der SOK bleibt der Anteil der minerogenen Komponente deutlich geringer als der der organischen Substanz. In kalkfreiem Sediment wurden zwei  $^{14}\text{C}$ -Proben entnommen, die Alter von  $4032 \pm 44$  a BP (2678–2465 BC) und  $3788 \pm 44$  a BP (2349–2120 BC) ergaben (Tab. 3).

## 6.5 Das Profundal des Krummen Sees

Im Profundal des Krummen Sees wurde in ca. 14 m Wassertiefe eine 12,65 m lange Kernsequenz K-M geborgen (Abb. 22). Die Sedimentsäule gibt einen Überblick über die gesamte Sedimentationsgeschichte des Gewässers von der Seebeckenentstehung bis in die Gegenwart. Die chronostratigraphische Zuordnung der Sedimente erfolgt anhand von Pollenanalysen (siehe Kapitel 3.3.11). Es lassen sich neun Sedimentationsabschnitte ausweisen.

**Sedimentationsabschnitt 1 (1265–1235 cm):** Im Abschnitt 1 konnte die minerogene Beckenbasis erbohrt werden. Eine ca. 3 cm mächtige Humuslage innerhalb der Sande wird als Humusakkumulation im Sinne einer Bodenbildung gedeutet. Somit liegt der Befund eines fossilen Gleys vor (AD-HOC-AG BODEN 2005), begraben von einer anschließenden limnischen Sedimentation.

**Sedimentationsabschnitt 2 (1235–1186 cm):** Im Gegensatz zu den anderen Seekernen fehlt der Befund eines Basistorfes. Im Beckenzentrum wird eine Organomudde akkumuliert. Der Glühverlust steigt deutlich an und erreicht innerhalb der Mudde Maximalwerte von ca. 74 %.

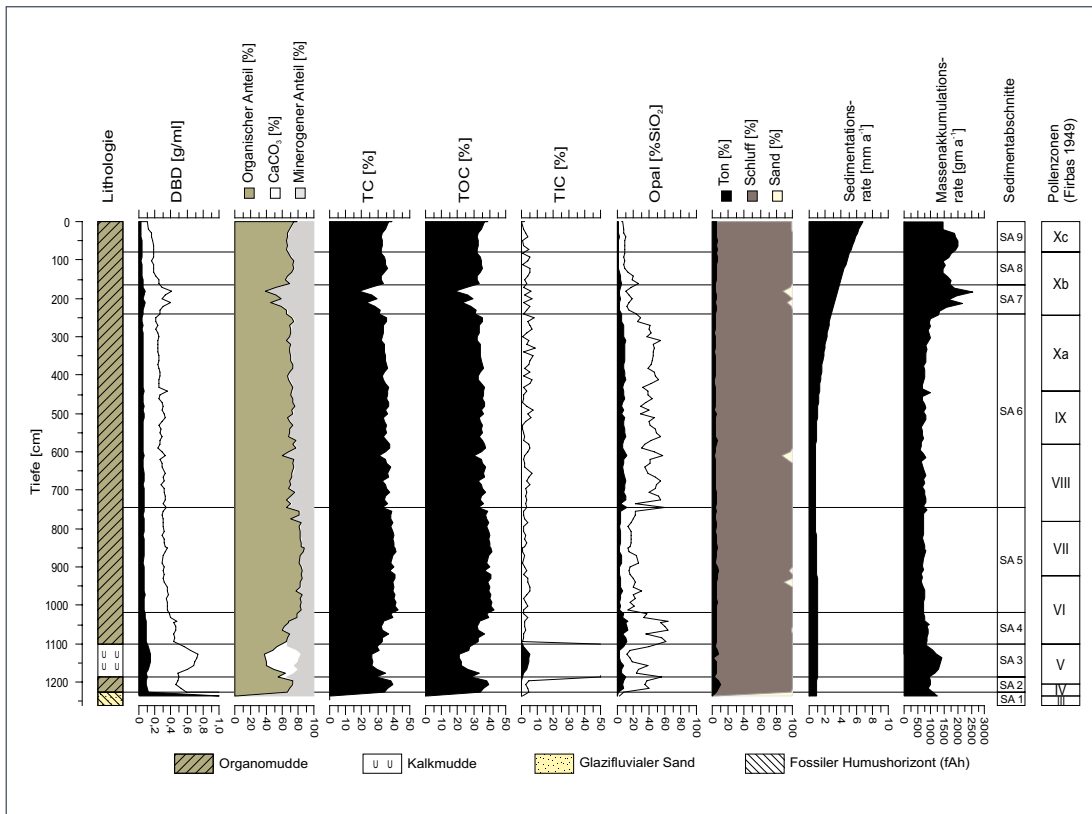


Abb. 22: Lithologie, Sedimentologie und Chronologie des Kerns K-M im Profundal des Krummen Sees.

**Sedimentationsabschnitt 3 (1186–1106 cm):** Es folgt Kalkmuddesedimentation. Der Kalkanteil steigt auf bis zu 44 %. Weiterhin ist eine deutliche Erhöhung der Parameter Trockenraumdicke, TIC und der Massenakkumulationsrate zu verzeichnen. Der Glühverlust sinkt auf unter 40 %. Die Korngrößenverteilung verweist durch den dominanten Ton- und Schluffanteil auf ein beruhigtes Sedimentationsmilieu.

**Sedimentationsabschnitt 4 (1106–1040 cm):** Die Parameter der organischen Substanz (GV, TOC) nehmen deutlich zu. Die Ablagerung der Organomudde erfolgt kalkfrei. Die im Liegenden an die Kalkakkumulation gebundenen hohen Massenakkumulationsraten des anorganischen Kohlenstoffs (TIC) sinken ebenso wie die Trockenraumdicke auf dem Abschnitt 2 ähnliche Werte.

**Sedimentationsabschnitt 5 (1040–746 cm):** Die nahezu kalkfreie organogene Sedimentation setzt sich bis an die Sedimentoberkante fort. Der Glühverlust schwankt nur leicht im Bereich knapp über 80 % (max. 88 %) und verweist in seinem Verlauf auf ein relativ beruhigtes Sedimentationsgeschehen. Eine markante Ausnahme bildet ein erhöhter Sandeintrag zwischen 9,40–9,10 m unter SOK, der sich jedoch nicht in der Gesamtsedimentzusammensetzung widerspiegelt.

**Sedimentationsabschnitt 6 (746–241 cm):** Der minerogene Anteil am Gesamtsediment erhöht sich um 10–15 % und schwankt anschließend im gesamten Abschnitt zwischen 20–30 %. Bei ca. 6,10 m unter SOK ist ein erneuter Sandeintrag zu identifizieren, welcher sich durch einen kurzzeitigen Anstieg der gesamtmineralischen Komponente (auf ca. 40 %) auszeichnet. Die Opalwerte schwanken in einem Bereich wie in den Sedimentationsabschnitten 2 und 4.

**Sedimentationsabschnitt 7 (241–161 cm):** Eine erhöhte Massenakkumulationsrate verweist auf die markanteste minerogene Akkumulation innerhalb der gesamten limnischen Kernsequenz. Sandeinträge (zwischen 2,05–1,70 m unter SOK) werden dabei durch einen Sprung in der Trockenraumdicke nachgezeichnet. Der Glühverlust (min. 38 %) verliert deutlich Anteile an die mineralische Komponente (max. 61 %).

**Sedimentationsabschnitt 8 (161–71 cm):** Die organogenen Sedimentbestandteile nehmen wieder zu. Der Glühverlust erreicht im Abschnitt maximal 75 %.

**Sedimentationsabschnitt 9 (71–0 cm):** Innerhalb von Abschnitt 9 ist eine phasenhafte Zunahme des Minerogens festzustellen. Die im Vergleich zu Abschnitt 7 geringeren Trockenraumdichten werden durch die höchsten Sedimentationsraten im gesamten Profil kompensiert und führen so zum zweiten kurzzeitigen, aber deutlichen Anstieg der Massenakkumulationsrate.

# 7 Ergebnisse der Diatomeenanalysen

## 7.1 Allgemeiner Überblick

In den insgesamt 65 untersuchten Sedimentproben wurden 247 Diatomeen-Taxa nachgewiesen. Die Mehrzahl der Taxa ( $n=227$ ) ist dem Bewuchs des Flachwasserbereiches (epiphytisch, epilithisch, epipsammisch) zuzuordnen. Diese Taxa sind mehrheitlich jedoch von nur geringer Abundanz. Die 20 planktischen Taxa hingegen stellen fast durchgängig die überwiegende Mehrheit der Gesamtdiatomeenabundanz.

Nach dem Verlauf der Relation planktischer und benthischer Diatomeen lassen sich sechs markante Abschnitte der Diatomeenbesiedlung (DZ 1–6) unterscheiden (Abb. 23–25). In der Diatomeenzone 1 (DZ 1) ist das Verhältnis planktischer zu benthischer Diatomeen relativ wechselhaft, doch etwa ausgeglichen. Der weitere Verlauf bis zur Sediment-Wasser-Grenzschicht zeichnet sich durch weitgehende planktische Dominanz aus ( $>80\%$ ), unterbrochen von kurzen Phasen (DZ 3, DZ 5), in denen die Flachwasser-Taxa 30–50% des Diatomeenanteils stellen.

Für die Rekonstruktion der Freiwasser-Gesamtposphatkonzentrationen (DI-TP) nach der „moving-window“-Methodik (HÜBENER et al. 2008b) konnten 66–96 % ( $\bar{\varnothing}$  84,9 %) der Taxa genutzt werden, da sich in den Eichproben entsprechende „modern analogues“ fanden. Bezogen auf die Anzahl der analysierten Schalen pro Probe waren das 88–100 % ( $\bar{\varnothing}$  97,9 %).

Die DI-TP Werte sind in der DZ 1, die sich auch durch ausgeglichene Plankton-Bewuchs-Relationen auszeichnet, sehr stark schwankend. Nach basalen Konzentrationen von 12–13  $\mu\text{g/l}$  (831–820 cm) steigen die DI-TP Werte bis zu einer Tiefe von 740 cm auf 50–64  $\mu\text{g/l}$  (zwischenzeitlich ein einzelner Wert bei 16  $\mu\text{g/l}$ ). Anschließend ist der DI-TP Verlauf konstant im niederen mesotrophen Bereich mit nur wenigen Ausschlägen (z.B. in der DZ 3) bis zur Sediment-Wasser-Grenzschicht.

Im Vergleich relevanter Siedlungszeiger aus dem Pollendiagramm (Summe Kulturbegleiter, Summe Getreide) zeigen sich Beziehungen zum Abundanzwechsel einzelner Arten (z.B. *Staurosira pinnata*, *Stephanodiscus alpinus*), jedoch nur kurzzeitige Zusammenhänge zur Diatomeengesamtzahl oder zum rekonstruierten TP-Verlauf im Freiwasser des Krummen Sees.

## 7.2 Darstellung der Diatomeen-Zonierung

**Diatomeenzone 1 (831–731 cm):** Dominante Art der basalen Diatomeenassoziationen (und des gesamten Sedimentabschnittes bis 520 cm = DZ 1–3) ist *Cyclotella costei*, eine Art, die ihren Verbreitungsschwerpunkt unter oligotrophen Bedingungen hat. Im Plankton weiterhin häufig sind *C. radiosa* und *Stephanodiscus alpinus*, die eine etwas weitere trophische Amplitude (meso-mäßig eutroph) aufweisen. Nach den zwei ersten Proben (830, 820 cm) treten verstärkt litoralassozierte Vertreter der Gattungen *Staurosira* (*S. constans*, *S. venter*, *S. brevistriata*, *S. pinnata*), *Achnanthes* und *Navicula* hinzu, so dass sich der Gesamtschalenanteil benthischer Taxa auf für den Kern maximale 56–64 % erhöht. Der DI-TP weist während der Phasen benthischer Dominanz die für den Kern einzigen TP-Werte im eutrophen Niveau aus (50–64  $\mu\text{g/l}$ ).

**Diatomeenzone 2 (731–551 cm):** Der Anteil planktischer Diatomeen steigt zwischen 740 und 731 cm von 43 auf 92 % und bleibt während der gesamten DZ 2 etwa auf diesem Niveau. Dominante Art ist wiederum *C. costei*, der entsprechende DI-TP Wert liegt zwischen 5,5 und 15,5  $\mu\text{g/l}$  im oligotrophen mesotrophen Niveau. (MW: 11,5  $\mu\text{g/l}$ ).

**Diatomeenzone 3 (551–511 cm):** Dieser Abschnitt beginnt mit einem deutlichen Rückgang des Anteils von *Cyclotella costei* zwischen 570 (70 %) und 551 cm (31 %) am Diatomeenaufkommen. In den folgenden Phasen absoluter Dominanz planktischer Taxa (DZ 4, 6) wird *C. costei* sukzessive von anderen Arten ersetzt. In diesem Abschnitt deutet sich mit dem Auftauchen von *C. comensis* und *Fragilaria crotonensis* bereits der Wechsel an. Der erhöhte Anteil benthischer Taxa wird vor allem durch die Arten gestellt, die bereits in der DZ 1 im Litoral auffällig waren (Abb. 24). Die erhöhten TP Optima letzterer



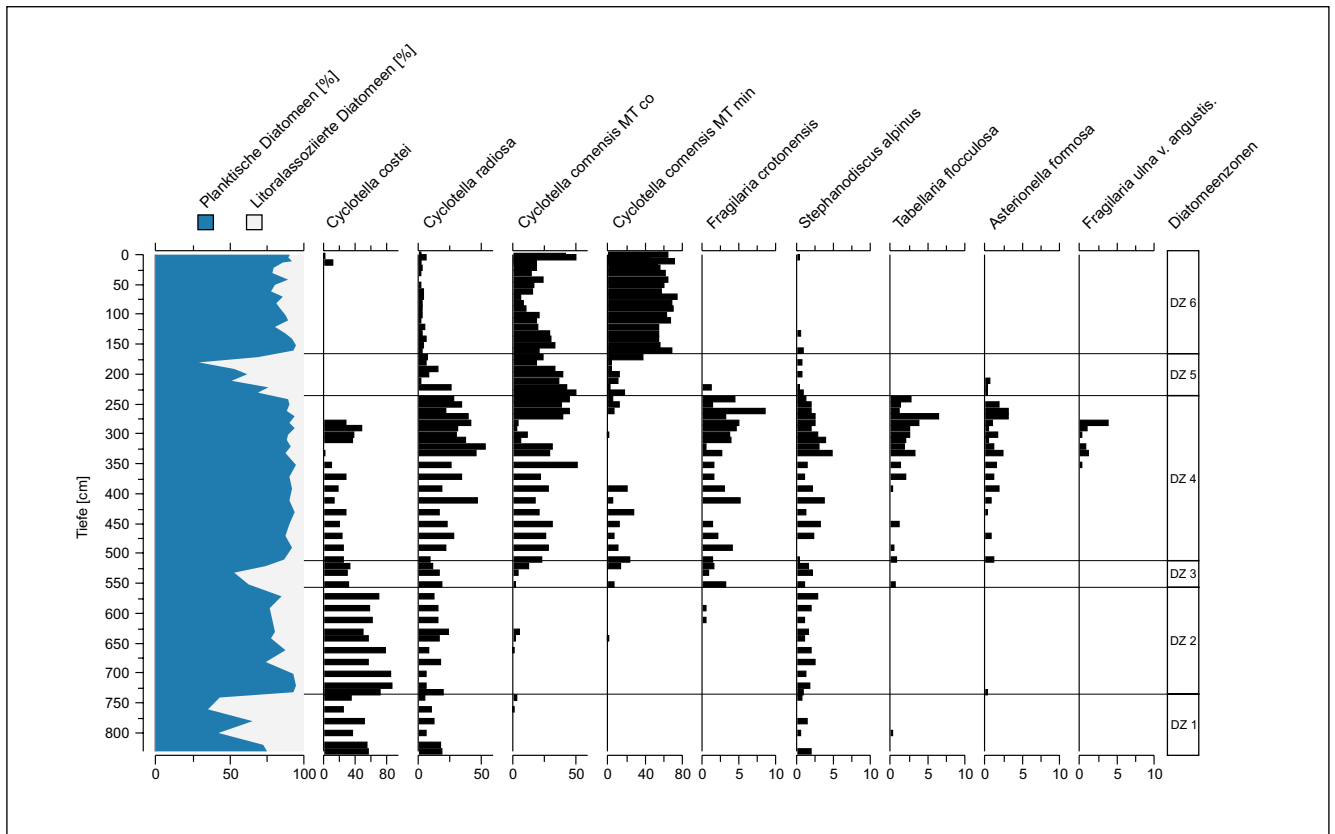


Abb. 23: Relative Anteile der Summe planktischer und littoralassoziierter Diatomeen sowie relative Anteile (%) einzelner, wichtiger planktischer Diatomeen. DZ 1–DZ 6 Diatomeenzonen im Kern K-M (Analyse: Thomas Hübener & Anna-Marie Klamt).

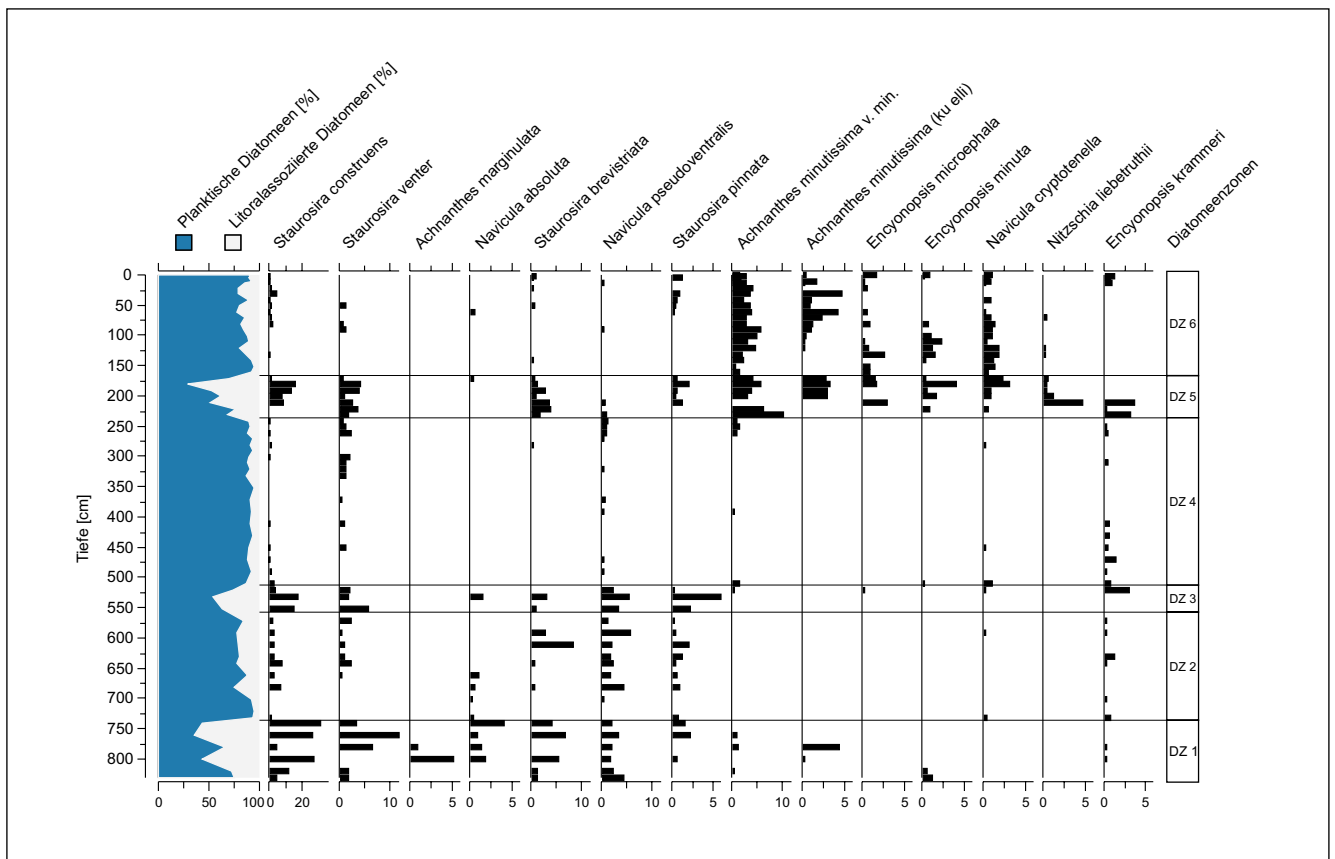


Abb. 24: Relative Anteile der Summe planktischer und littoralassoziierter Diatomeen sowie relative Anteile (%) einzelner, wichtiger littoralassoziierter Diatomeen. DZ 1–DZ 6 Diatomeenzonen im Kern K-M (Analyse: Thomas Hübener & Anna-Marie Klamt).

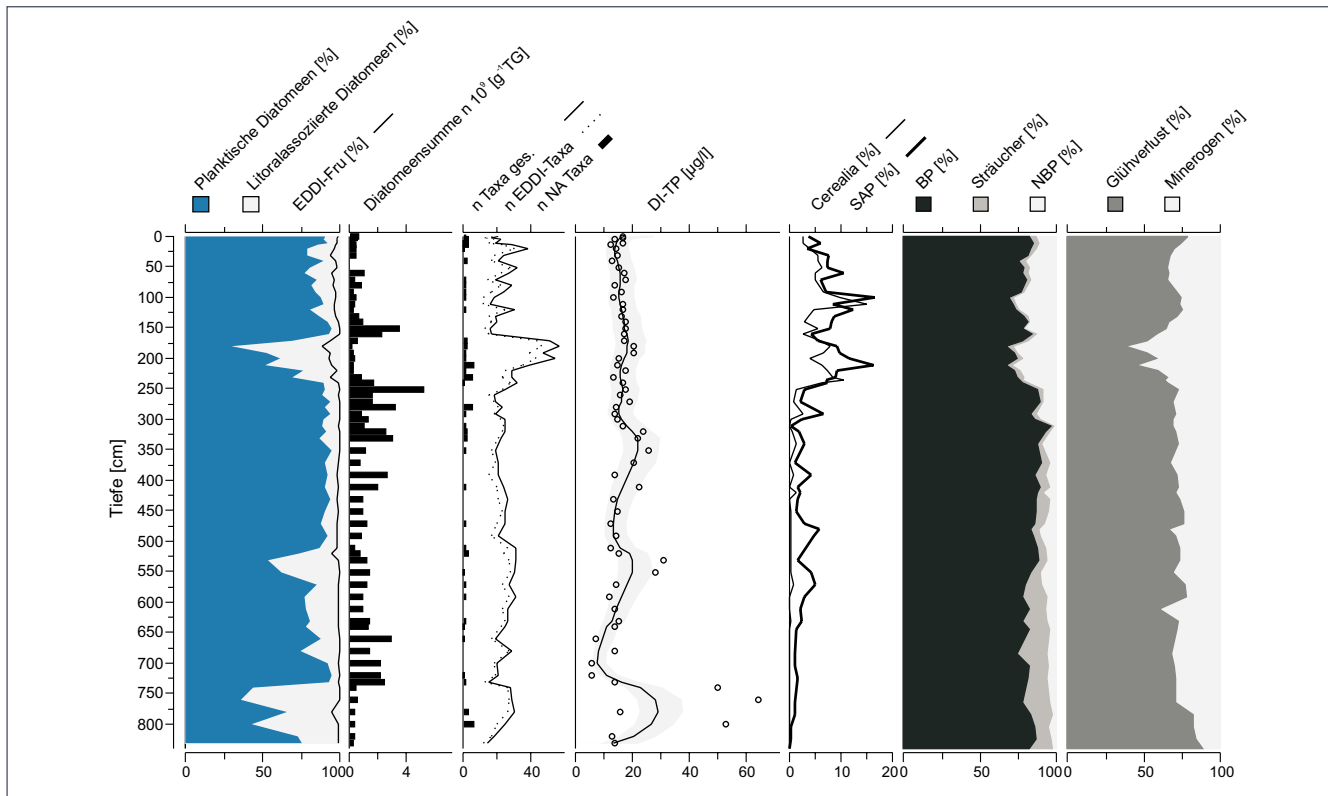


Abb. 25: Verschiedene Diatomeen-Parameter im Kern K-M im Vergleich zu palynologischen und sedimentologischen Parametern. Dargestellt sind: Relative Anteile der Summe planktischer und litoralassoziierter Diatomeen, Anteil von in den EDS genutzten Frusteln (%); Diatomeensumme im Sediment je g (TG); n NA: Anteil Nordisch-alpiner Taxa, n EDDI-Taxa: Anzahl genutzter Taxa aus dem EDDI-EDS sowie Taxaanzahl insgesamt/Probe (n Taxa ges.); DI-TP: rekonstruierte TP-Werte ( $\mu\text{g/l}$ ); Einzeldaten, Trend und 95% Konfidenzintervall; %-Anteil Cerealia und siedlungsassoziierter Pollen (SAP); Baum-, Strauch- und Gräser/Krautpollen; GV-Min: Relation organischer vs. mineralischer Sedimentfraktion (%) im Kern K-M (Analyse: Thomas Hübener & Anna-Marie Klant).

Arten sowie von *F. crotonensis* sind dafür verantwortlich, dass sich der für die Proben rekonstruierte TP-Wert leicht erhöht (15–30  $\mu\text{g/l}$ ).

**Diatomeenzone 4 (511–231 cm):** Nach dem kurzzeitigen Anstieg benthischer Diatomeen ist die DZ 4 wieder durch eine deutliche Dominanz planktischer Diatomeen gekennzeichnet. *C. costei* erreicht, wie schon in der DZ 3, zunächst jedoch nur relative Anteile von ca. 20 %, verzeichnet zwischen 310 und 280 cm noch einen erneuten Anstieg und tritt im weiteren Verlauf kaum noch in Erscheinung (Abb. 23). Ebenso häufig ist nun *C. radiosa*, welche bereits seit den basalen Kernabschnitten zu den häufigen Arten zählte, und *C. comensis*, verstärkt erst zum Ende der DZ 3 auftretend. Insgesamt ist das Artenspektrum jedoch diverser, vor allem durch das Auftreten einzelner eutraphenter Vertreter (*Fragilaria crotonensis*, *Asterionella formosa*, *Fragilaria ulna* var. *angustissima*).

**Diatomeenzone 5 (231–161 cm):** Die Abgrenzung der DZ 5 ist durch eine erneute kurze Episode des Anstiegs des Anteils litoralassoziierter Diatomeen begründet. Die Anzahl nachgewiesener Arten steigt sprunghaft an und erreicht in dieser Phase das Maximum im untersuchten Kern (Abb. 25). Gleichzeitig kommt es zu einem abrupten und dauerhaften Rückgang sowohl bisher sehr dominanter planktischer Arten (*C. radiosa*) als auch der die DZ 4 charakterisierenden co-dominanten, teilweise eutraphenten Taxa (*Fragilaria crotonensis*, *Asterionella formosa*, *Fragilaria ulna* var. *angustissima*). Das Freiwasser wird in der DZ 5 und 6 durch *C. comensis* (Morphotyp *comensis* und *minima*; SCHEFFLER et al. 2003) dominiert. Der deutliche Artenwechsel in der DZ 5 ist ohne Einfluss auf den rekonstruierten DI-TP, der weiterhin stabil gering mesotrophe Bedingungen anzeigt.

**Diatomeenzone 6 (161–0 cm):** Die planktischen Diatomeen stellen ausgehend von 161 cm bis zur aktuellen Sediment-Wasser-Grenzschicht wieder ca. 90 % der Gesamtdiatomeenabundanz. *Cyclotella comensis* (inkl. des Morphotyps *minima*) ist wie bereits in der DZ 5 absolut häufigste Art des Plankton, erreicht jedoch nun auch relative Anteile am Gesamtaufkommen (Plankton und Benthos) von 75–90 %. Weitere Arten treten somit nur noch vereinzelt auf. Der rekonstruierte TP-Gehalt liegt weiterhin stabil bei 12–16  $\mu\text{g/l}$ .

## 8 Zur spätglazialen und holozänen Relief- und Bodenentwicklung in den Sandergebieten der Mecklenburgischen Kleinseenplatte

Im ausgehenden Weichsel-Hochglazial kommt es im Sandergebiet um den Krummen See bei Blankenförde zur finalen Schüttung von Schmelzwassersanden des sich nach Norden zurückziehenden Inlandseises. Das anschließende Spätglazial wird in Mecklenburg-Vorpommern zeitlich vom Mecklenburger Stadium bis in das mittlere Präboreal angesetzt (ca. 14–11 ka BP; KLIEWE 2004). Für diesen Zeitraum sind die im Untersuchungsgebiet zum Teil noch vollständig erhaltenen periglaziären Deckserien (siehe Profil BF-1) Zeugnis von kryomerer, postsedimentärer Überprägung der Sanderhochflächen. Die Genese des Geschiebedecksandes als zentrales Element der periglazialen Deckserie ist bis dato vielfach beschrieben und interpretiert worden. An sandreichen Hangstandorten des nordostdeutschen Jungmoränengebietes werden für seine Bildung solifluidale, abluale und äolische Prozesse verantwortlich gemacht (LIEDTKE 1990, BUSSEMER et al. 1993). Für die Hochflächen und Ebenen sehen KOPP (1970), KOPP & JÄGER (1972) und KOPP & KOWALKOWSKI (1990) die kryogene Perstruktion als den Bildungsprozess des Geschiebedecksandes. Darunter verstehen die Autoren den post- oder synsedimentären in situ Umbau des Filtergerüsts (Sedimentmatrix) unter periglaziären Frostwechselwirkungen. Die in den am Krummen See untersuchten Profilen oft vorkommende Kiessohle des Geschiebedecksandes mit Kiesen in Form von Windkantern ist ein weit verbreitetes Phänomen im Alt- und Jungmoränengebiet Nordostdeutschlands und kann als „Windkanterpflaster“ bzw. Deflationspflaster interpretiert werden (LEMBKE 1972, S.74). Durch die Homogenität des entschichteten und nahezu kiesfreien Liegenden des Geschiebedecksandes im Dünenprofil BF-1 kann auf der westlichen Hochfläche des Krummen Sees von einer glazifluvialen Schüttung mit konzentrierter Kiesfracht abgesehen werden. Ein postsedimentäres Ausfrühen der Kiese und somit eine Anreicherung an der ehemaligen Oberfläche wird hier angenommen, wobei ursprüngliche glazifluviale Sedimentstrukturen zerstört werden (Abb. 26; KÜSTER & PREUSSER 2009). Eine anschließende Deflationsphase führt zum Auswehen feineren Materials und zu Windschliff an den windexponierten Kiesen. Die abschließende Hauptbildungsphase des Geschiebedecksandes kann als Prozesskomplex aus Sedimentation und anschließender kryogener Perstruktion verstanden werden (BUSSEMER 2002). Ein erhöhter Gehalt an Schluff (v.a. Grobschluff) im Geschiebedecksand gibt dabei Hinweise auf die für sandige Standorte typische äolische Sedimentationskomponente während der Genese des Geschiebedecksandes (vgl. ALTERMANN et al. 2008). Die interne Homogenität des Substrates und das entschichtete Liegende belegen die zweite Phase der Geschiebedecksandbildung durch Perstruktion und unterstreichen dessen paraautochthonen Faziescharakter (vgl. BUSSEMER 2002). Die im Profil BF-1 entnommene OSL-Probe ( $15,5 \pm 1$  ka) im Geschiebedecksand datiert das Sediment in das ausgehende Weichsel-Hochglazial. Innerhalb des Geschiebedecksandes entwickelt sich auf der westlichen Sanderhochfläche des Krummen Sees eine Braunerde, welche mit dem erstmals durch SCHLAAK (1993) beschriebenen Finowboden vergleichbar ist. Die Bodenbildung wird anschließend durch die Ablagerung von Flugsanden unterbrochen bzw. fossilisiert. Die Flugsandphase lässt sich anhand der OSL-Datierungen in das ältere Spätglazial einordnen (vgl. HILGERS 2007).

Palynologische Erhebungen aus dem Profundal der Müritz belegen für das Gebiet der Mecklenburgischen Seenplatte eine zunehmende Bewaldung während des Präboreals. Der Offenlandanteil ist anfänglich noch deutlich präsent. Anschließend verweisen die steil abfallenden NBP-Werte und der Anstieg von *Pinus* und *Betula* auf einen Rückgang des Offenlandes (LAMPE et al. 2009). Die pollenkundlichen Analysen am Krummen See zeigen für das Präboreal einen Kiefern-Birken-Wald. Im gesamten Frühholozän ist der lokale Anteil der Nichtbaumpollen gering. Durch die zunehmende Vegetationsbedeckung

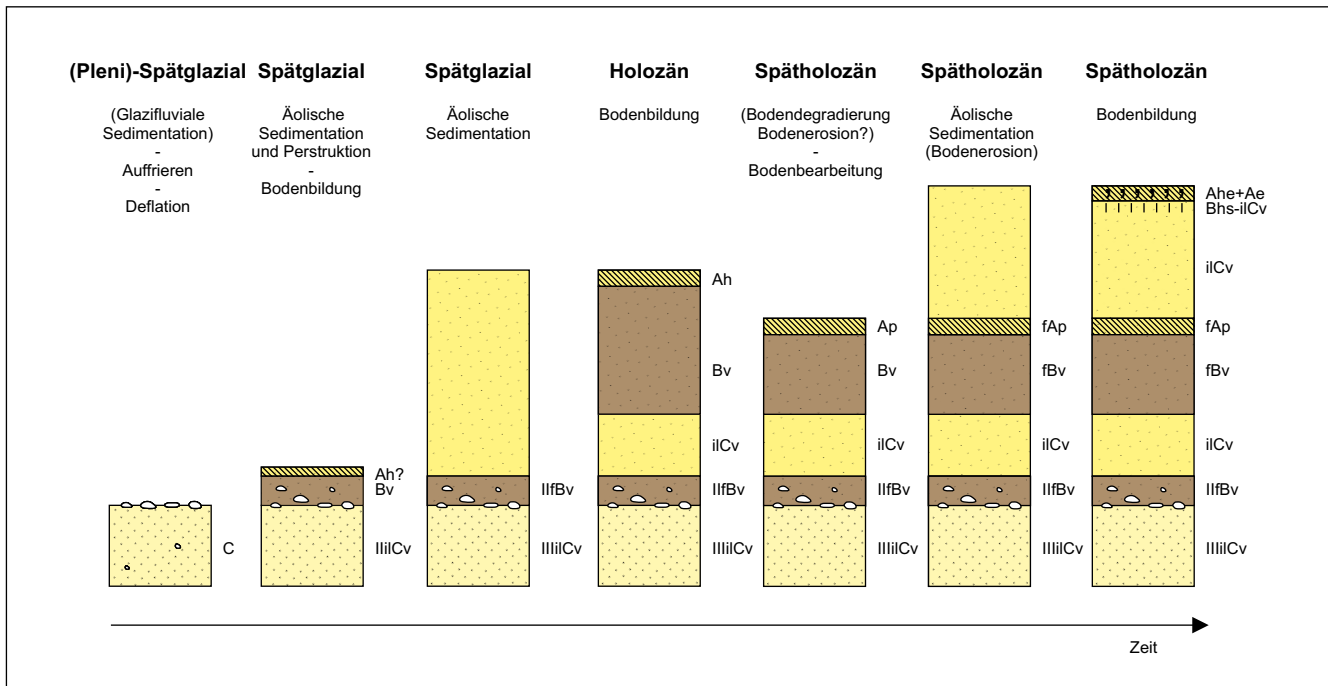


Abb. 26: Modell zur spätglazialen und holozänen Bodenbildung und Morphodynamik auf den flugsandbeeinflussten Sanderhochflächen im Untersuchungsgebiet anhand des Profils BF-1 (verändert nach KÜSTER & PREUSSER 2009).

wird eine Oberflächenstabilisierung des Sanders eingeleitet und die spätglaziale Flugsandphase beendet. Somit ist ab dem Präboreal, spätestens ab dem frühen Boreal, im Untersuchungsgebiet von einer holozänen Formungsruhe unter geschlossener Waldvegetation auszugehen.

Diese wird wahrscheinlich während der Bronzezeit unterbrochen. Einen ersten sedimentologischen Hinweis auf Bodenerosion im Sinne von BORK (1988) und BORK et al. (1998) und die daraus resultierende Degradierung der Relief- und Bodenoberfläche geben Sandlagen im Profundal des Krummen Sees (bei 6,10 m im Profundalkern K-M), welche als minerogene Einträge in das Gewässer und deshalb als Zeugen der bronzezeitlichen Landnutzung angesehen werden. Da im Einzugsgebiet jedoch bodenkundlich-geomorphologisch keine Hinweise auf Bodenerosion nachgewiesen wurden, ist von einem Fernflug äolischer Komponenten von den benachbarten Hochflächen auszugehen. Nachweise erosiver Prozesse aufgrund menschlicher Siedlungstätigkeit sind für diesen Zeitraum ebenfalls für das Sandergebiet unmittelbar östlich der Müritz belegt (KÜSTER et al. 2010).

Das auf der westlichen Hochfläche im Profil BF-1 gewonnene Pollenspektrum eines fossilen Humushorizontes (fAp) belegt den menschlichen Einfluss im Gebiet ebenso, hier mit einhergehender Öffnung der Landschaft und anschließender ackerbaulicher Nutzung im Mittelalter. Die Rodungen und die zunehmende Landnutzung führen zur Destabilisierung der Oberflächen und ermöglichen so erhebliche Substratverlagerungen. Während der spätholozänen Morphodynamik kommt es zu großflächigen äolischen Umlagerungen. Die Aufarbeitung spätglazial-holozäner Flugsande führt dabei zur Bildung von Flugsanddecken und reliefbildenden Kuppen- und Lineardünen. Die im Randbereich der Zietschwiese unter Flugsand begrabenen Pflughorizonte dokumentieren einen mehrfachen Wechsel von äolischer Sedimentation und anschließender Beackerung (Profil ZW-1). Die ackerbauliche Nutzung sowie die fortschreitende äolische Überprägung des Standortes führen zu Degradation und Aufgabe der landwirtschaftlichen Fläche. Die anhaltende Überwehung fossilisiert schließlich die Landoberfläche. Der Beginn dieser jüngsten äolischen Aktivitätsphase fällt in das 13. Jahrhundert AD. Nach einer erneuten Beruhigung der Reliefoberfläche entwickeln sich im Untersuchungsraum in den Dünensanden Podsol-Regosole als jüngste Bodenbildung.

Anhand des Profilschnittes „Westufer“ lässt sich eine erosive Überprägung im westlichen Einzugsgebiet des Krummen Sees deutlich nachzeichnen. Die Boden-Sediment-Folgen belegen unter besonderer

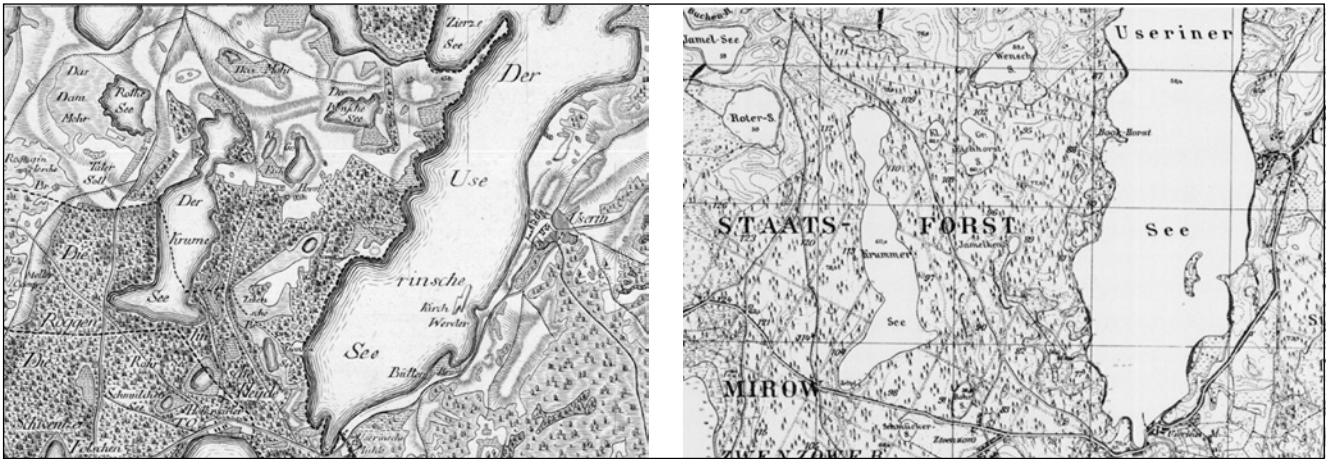


Abb. 27: Ausschnitte aus der Schmettau'schen Karte (aus dem Jahr 1780, links) und dem Messtischblatt (aus dem Jahr 1884, rechts). Der Vergleich der beiden Karten belegt die sich schließende Waldbedeckung im (nördlichen) Einzugsgebiet des Krummen Sees.

Berücksichtigung des Aufbaus des dokumentierten Schwemmfächers und der untersuchten Kerbenwurzel eine Zweiphasigkeit der Erosion. Während einer Phase linien- und flächenhafter Abtragung kommt es aufgrund von rückschreitender Erosion der unteren Hangpartien zum Kerbenreißen und zur Ausbildung von Schwemmfächern. Die dabei von den Seitenwänden nachrutschenden Sedimente verfüllen zusammen mit dem Kolluvium M1 die Kerbe zum Teil. Die an der Basis des Schwemmfächers bzw. des Kolluviums M1 entnommenen Pollenproben sind jünger als die mittelalterliche Ostkolonisation im 13. Jahrhundert AD. Es muss jedoch klar sein, dass Pollenspektren in Bodenprofilen schwankungsreich sind, da sie den unmittelbaren Pollenniederschlag ihrer standorteigenen Vegetation widerspiegeln. Lokale Änderungen des Artenbestandes treten hierbei deutlicher hervor als zum Beispiel in Mooren, welche für ein größeres Polleneinzugsgebiet repräsentativ sind (vgl. MÜLLER et al. 1971). Während die Absolutwerte von *Pinus* im fossilen Humushorizont des Profil WS-2 auf eine geschlossene Kiefernwaldung hindeuten, welche für das 19. Jahrhundert typisch ist, zeigen vor allem die Relativänderungen der Baumarten eine Parallelität des Pollenniederschlags verglichen mit dem Pollenspektrum des Profundals im Krummen See innerhalb des hochmittelalterlichen Zeitraums. Ein Maximalalter des hangenden Kolluviums wäre in dieser Zeit anzusetzen. In einem zweiten Ereignis werden die Böden des Oberhanges nahezu vollständig gekappt. Ein zweites Kolluvium (M2) kann entlang des Mittelhanges bis in die Kerbe verfolgt werden und spiegelt durch seine Verbreitung eine flächenhafte Abtragung wider. Die Dendro-Daten der in den Kolluvien wurzelnden Baumstümpfe belegen ein Minimalalter für die Kolluvienbildung im Einzugsgebiet des Krummen Sees für das 18./19. Jahrhundert. Die Schmettau'sche Karte aus dem Jahr 1780 sowie das Messtischblatt Nr. 2643 aus dem Jahr 1884 lassen eine sich schließende Waldbedeckung auf noch deutlichen Offenlandbereichen im nördlichen Einzugsgebiet des Krummen Sees erkennen (Abb. 27). Neben einer natürlichen Wiederbewaldung werden hierfür auch die zu dieser Zeit raumgreifenden forstlichen Maßnahmen nach preußischem Vorbild verantwortlich gemacht. Demnach ist spätestens seit Ende des 19. Jahrhunderts AD am Krummen See mit einem stabilen Relief zu rechnen, auf dem *Pinus* das Waldbild bestimmt.

Zusammenfassend ist für die untersuchten terrestrischen Standorte nach einer längeren holozänen Reliefformungsruhe, wahrscheinlich in der Bronzezeit, vor allem jedoch im Zeitraum Mittelalter-Neuzeit Bodenerosion rekonstruierbar. Während auf den Hochflächen und in deren Randbereichen zu den Becken Flugsanddecken sowie Kuppen- und Längsdünen gebildet werden, verweisen im Einzugsgebiet des Krummen Sees Kerben, Kolluvien und Schwemmfächer auf Erosionsprozesse. In Phasen geomorphologischer Ruhe bzw. geringer Landnutzungsintensität kommt es unter einer geschlossenen Vegetationsdecke zur Bodenbildung. Während im Früh- und Mittelholozän auf terrestrischen trockenen Standorten Braunerden die Bodenlandschaft prägen, unterliegen die spätholozänen Reliefoberflächen vermehrt dem Prozess der Podsolierung.

## 9 Die Seebecken- und Wasserstands- entwicklung des Krummen Sees

Subaquatische, semiterrestrische und terrestrische Sedimente und Sedimente sowie deren Datierungen und Höhenbezug zum rezenten Seespiegel lassen Rückschlüsse auf die Beckenentwicklung des Krummen Sees und säkulare Schwankungen seines Wasserstands zu (Abb. 28–30). Aufgrund des nahezu kalkfreien Charakters sämtlicher <sup>14</sup>C-datierter Proben kann ein Hartwassereffekt und somit ein Fehler in der Altersbestimmung ausgeschlossen werden (vgl. LAMPE et al. 2009).

Der Beginn der Gewässerentwicklung des Krummen Sees liegt im Zeitraum seiner Seebeckenentstehung. Die Beckenbasis wird großflächig durch (hangenden) Torf nachgezeichnet, der als Zeugnis eines limnisch-telmatischen Sedimentationsbeginns als Basistorf bezeichnet wird. Mit Ausnahme des Profundals – hier wurde in stratigraphisch identischer Position eine Organomudde festgestellt – konnte dieser Befund in sämtlichen subaquatischen Kernsequenzen sowie unter Terrassensanden am Ostufer des Krummen Sees nachgewiesen werden. Der zwischen den Beckensanden und dem Basistorf vermittelnde humose Oberbodenhorizont (fAh) wird pedogenetisch als fossile Oberfläche zwischen einer Sand sedimentation und dem anschließenden Aufwachsen des Torfes in einer versumpften Senke eingeordnet. Die pollenanalytischen Befunde belegen eine Bodenbildung während der ausklingenden Jüngerer Dryas (VA a), die als fossiler Gley zu klassifizieren ist (AD-HOC-AG BODEN 2005). Ob weitere begrabene Oberflächen im Liegenden des Bodens folgen, kann mit den vorliegenden Bohrergebnissen nicht geklärt werden. Das Alter des Basistorfes wird in das Frühholozän eingeordnet. Der stratigraphische Verlauf des Torfes im Becken deutet auf ein postsedentäres Verstellen und Sacken des Torfkörpers und liegender Sedimentpakete hin, was wiederum auf ein frühholozänes Tieftauen subkutanen Toteises schließen lässt (Abb. 28, 29; vgl. KOPCZYŃSKA-LAMPARSKA et al. 1984; STRAHL & KEDING 1996; BŁASZKIEWICZ 2002, 2003). Der größte Sackungsbetrag konnte mit neun Metern zwischen den Befundtiefen des Torfes in den Kernen K-TO am Ostufer und K-6 auf einer Schwelle im Südteil des Sees ermittelt werden. Anhand der Befundsituation lässt sich somit für den Zeitraum Präboreal und beginnendes Boreal eine relativ flache und feuchte Senke rekonstruieren, welche im Zentrum zumindest ein Kleingewässer aufweist (basale Mudde im Profundalkern). Durch das Tieftauen des begrabenen Toteiskörpers gelangt die Senke zunehmend unter Grundwassereinfluss, vertorft und sinkt aufgrund des zeitgleichen Volumenverlusts des Toteises ab. Mit dem frühholozänen Austauprozess erfolgt die finale Phase der geologischen Beckenformung am Krummen See. Seen mit frühholozänem Sedimentationsbeginn sind für Nordostdeutschland bislang selten dokumentiert. Nach Auswertung von 60 Sedimentprofilen aus Seen bzw. Paläoseen in Mecklenburg-Vorpommern und Nordbrandenburg weisen 88 % der Seen einen spätglazialen Beginn der limnisch-telmatischen Sedimentation auf, wohingegen nur 12 % auf den Zeitraum Früh- bis Mittelholozän entfallen (KAISER 2002). So repräsentiert die basale Torfschicht nicht zwangsläufig Wasserspiegelschwankungen, sondern vielmehr den Grundwasserschwankungsbereich während der Torfbildung. Da jedoch die vollständige Füllung des Seebeckens mit Wasser für den Zeitraum Präboreal/Boreal angenommen werden muss und der Grundwasserstand in den mittleren Breiten im Allgemeinen dem Seespiegel entspricht, kann die stratigraphische Position des Torfes unter Berücksichtigung der geringsten Torfsackung am Ostufer des Krummen Sees (Kern K-TO, Abb. 28) als Ausgangspunkt für die Rekonstruktion der Wasserstandsentwicklung des Gewässers angenommen werden.

Somit ist für diesen Zeitraum ein (Grund-)Wasserspiegel unter dem rezenten Niveau anzusetzen. Ob der Seespiegel des Krummen Sees im Frühholozän nach dem Tieftauen sinkt, kann abschließend nicht bewiesen werden. Aufgrund sedimentologischer Indikatoren im westlichen Litoral (Kern K-10, SA 4+5) ist dies jedoch sehr wahrscheinlich. Die hier identifizierte Veränderung der Sedimentzusammensetzung wird dabei als Verschiebung der litoralen Sedimentationszonen in Richtung Beckenzentrum infolge eines sinkenden Seespiegels interpretiert (vgl. DIGERFELDT 1986). Im Gegensatz zum Krummen See zeigen mecklenburgische Seen spätglazialen Ursprungs ebenfalls frühholozäne Torfbildungen.

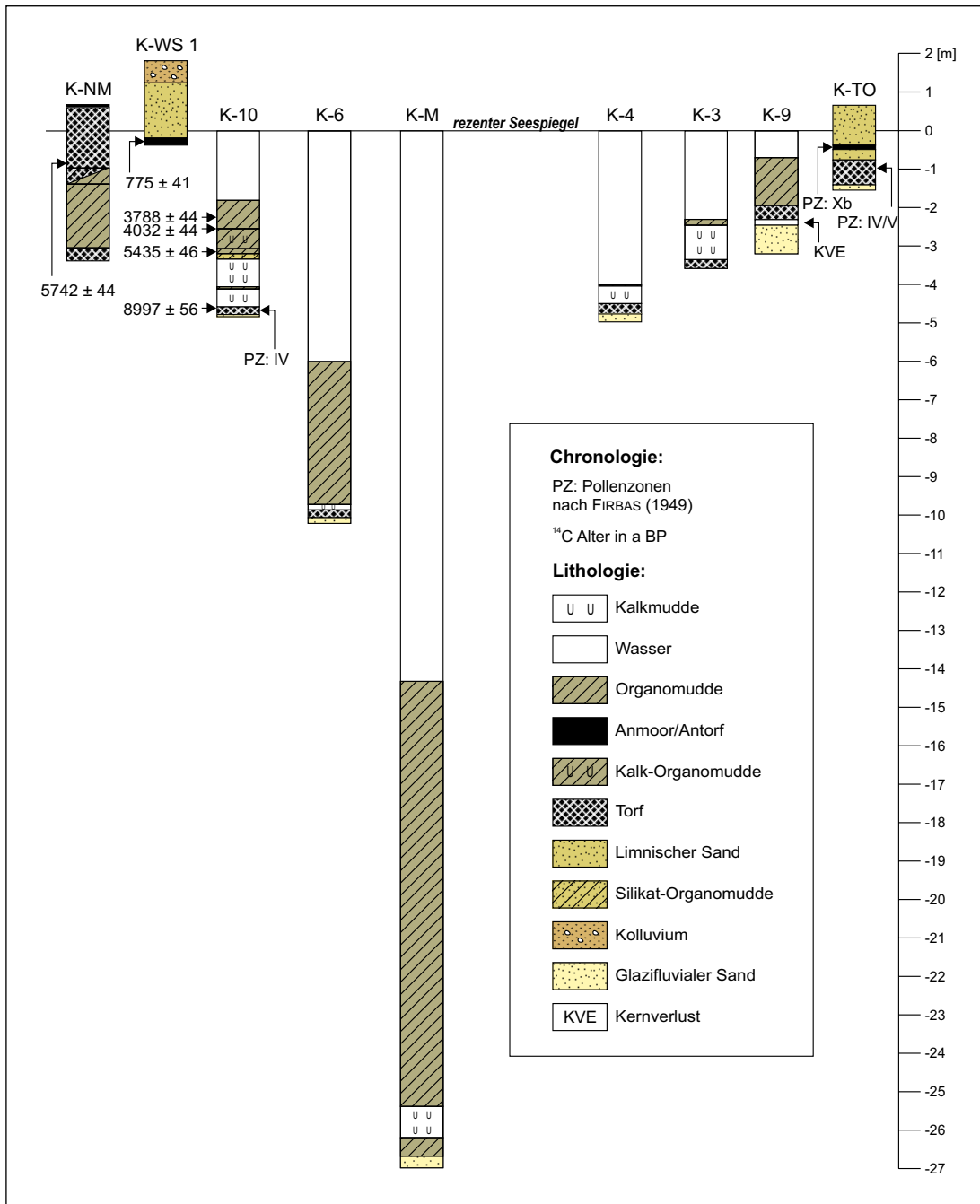
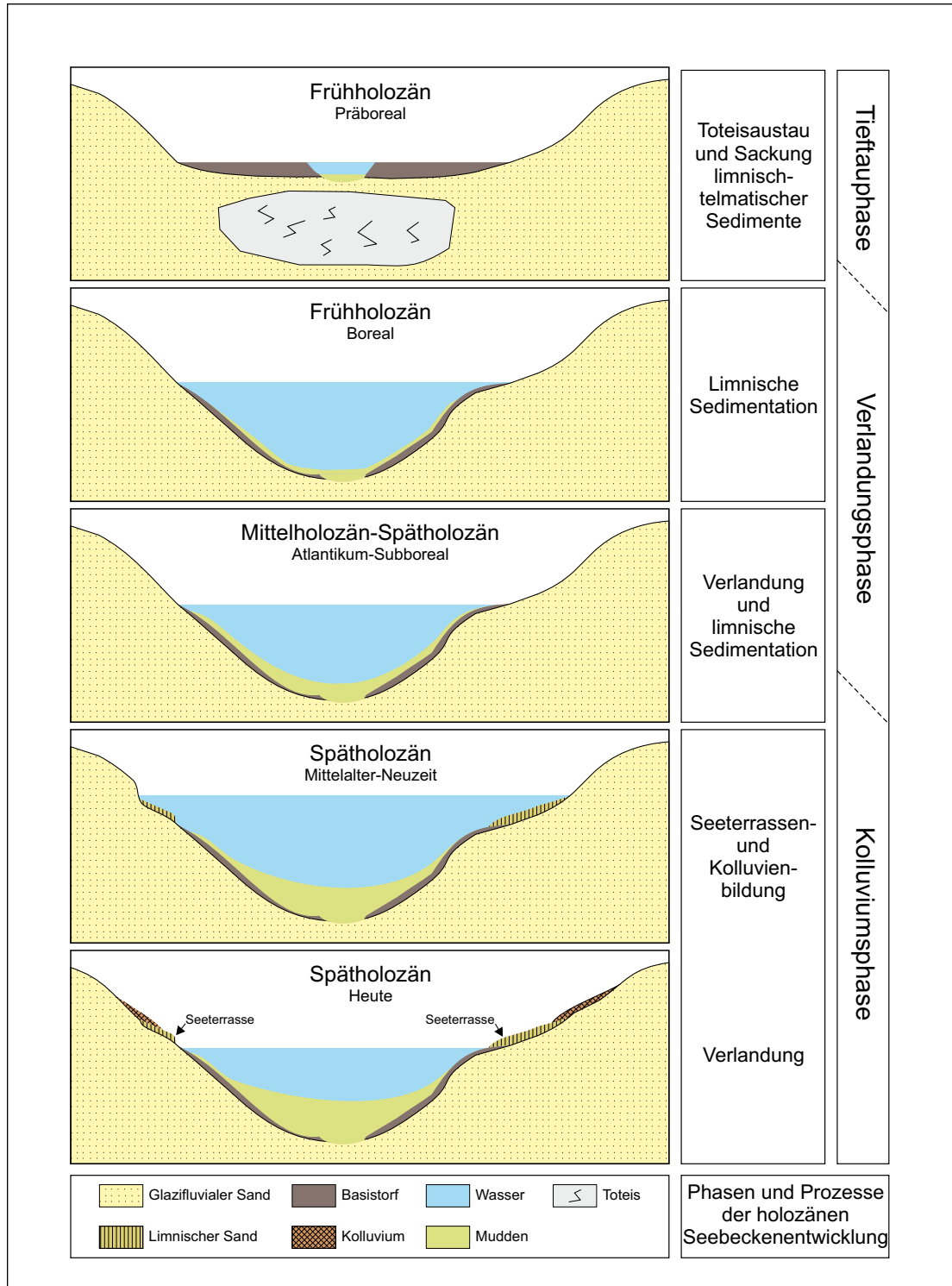


Abb. 28: Lithologie und Chronologie der limnogeologischen Sedimentbohrungen am Krummen See sowie deren Höhenbezug zum rezenten Seespiegel. Zur Lage der Kerne siehe Abb. 3.

Diese werden jedoch nicht als Indikator einer initialen Seebeckensedimentation bzw. -sedimentation betrachtet, sondern als Beleg eines niedrigeren Seewasserspiegels. Hier lassen sich für das Präboreal Seespiegel deutlich unter dem rezenten Niveau nachweisen (LORENZ 2007; LAMPE et al. 2009), was für diesen Zeitraum auf trockenere Klimaverhältnisse zurückzuführen ist (vgl. KALIS et al. 2003). Spätestens im Boreal besitzt der Krumme See ein offenes Seebecken, in dem Kalkmudden zur Ablagerung kommen. Die im Boreal kurzzeitig im gesamten Seebecken evidente Kalksedimentation kann auf eine erhöhte Entkalkung der Sedimente im Einzugsgebiet, Makrophytenreichtum oder eine erhöhte seeinterne Produktivität zurückgeführt werden (vgl. KELTS & HSÜ 1978). Eine vergleichbare Kausalität lässt sich anhand untersuchungseigener Parameter allerdings nicht erbringen.

Die Datierung einer Torfprobe aus dem nördlichen Verlandungsmoor des Krummen Sees belegt den Beginn einer Gewässerverlandung nach Seespiegelmrückgang im jüngeren Atlantikum. Da jedoch keine „Wasserstandsmarker“ oberhalb des rezenten Seespiegels identifiziert werden konnten, ist ein Seespiegel unterhalb des heutigen Niveaus anzusetzen (Abb. 30). Der sinkende Seespiegel im jüngeren Atlantikum bewirkt eine Verschiebung der Uferzonen in Richtung Seebeckenzentrum, was durch minerogene

Abb. 29: Modell zur Seebeckenentwicklung des Krümmen Sees (links) mit den wichtigsten beeinflussenden Prozessen innerhalb der Hauptphasen (rechts) nach NITZ (1984).



Einträge von limnischen Sanden in den Flachwasserbereich (Kern K-10, SA 7+8) und in das Beckenzentrum (Sandlage im Profundalkern K-M zwischen 9,40–9,10 m) deutlich wird. Den Mindestwasserstand für diesen Zeitraum geben das jeweilige Sedimentationslimit und der Vergleich der Paläodaten mit den aktuellen Sedimentationsverhältnissen vor. Im Bereich der Oberen Seen lässt sich der Trend abnehmender Seespiegel ebenfalls nachzeichnen (LORENZ 2007; LAMPE et al. 2009). Trotz kurzzeitiger Schwankungen in der Gesamtsedimentation des westlichen Litorals, kann aufgrund der anschließenden Ablagerung kalkreicher Mudden für das Subboreal ein phasenhafter Anstieg des Seespiegels angenommen werden. Diese Seespiegeländerung ist jedoch sedimentologisch nicht in gleicher Weise wirksam wie in den vorangegangenen Entwicklungsphasen und ähnelt in ihrer Tendenz dem Latzigsee in der Uecker-münder Heide (vgl. KAISER et al. 2003).



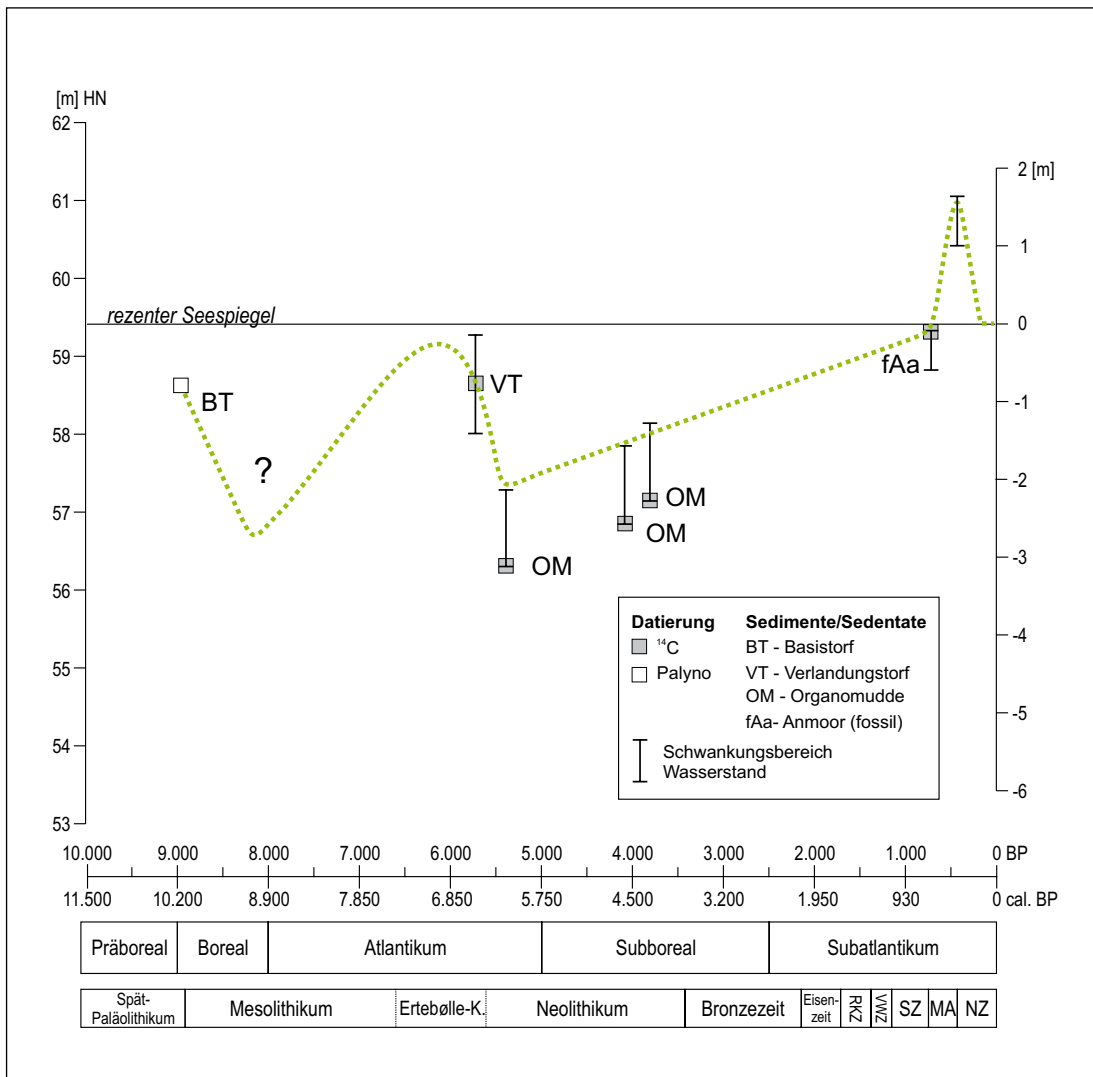


Abb. 30: Holozäne Wasserstandsentwicklung des Krummen Sees.

Einen sedimentologischen Fixpunkt für die Rekonstruktion der historischen Seespiegelentwicklung liefert ein begrabener Anmoorhorizont unter der nahezu im gesamten Uferbereich des Krummen Sees nachgewiesenen 1 m-Terrasse (Abb. 28). Die mittelalterliche Herkunft des stark humosen Horizontes gibt dabei das Maximalalter einer limnischen Übersandung an, so dass diese in diesen Zeitraum gestellt wird. Der Höhenbezug der Terrassenoberfläche zum rezenten Seespiegel lässt einen mittelalterlichen Anstieg des Wasserspiegels auf 1–1,5 m über dem heutigen Niveau erkennen. Im Uferbereich kommt es zeitgleich vermehrt zu Abtragungsprozessen und Verlagerungen von limnischen Sanden in das Seebeckenzentrum. Dieser markante Anstieg konnte für den stark anthropogen beeinflussten Krakower See sowie für die Müritz ebenfalls nachgewiesen werden (KAISER 1998; LORENZ 2007; LAMPE et al. 2009). Als Ursache für diese im regionalen Maßstab gleichgerichtete Entwicklung wird ein Faktorenkomplex aus natürlich steigenden Seespiegeln und Auswirkungen des anthropogenen Gewässeraufstaus durch Wassermühlen und Aalwehre postuliert (vgl. KAISER 1998; RUCHHÖFT 1999; DRIESCHER 2003; BLEILE 2005).

Neben direkt anthropogen induzierten Seespiegelanstiegen ist eine Vernässungsphase auch indirekt auf den menschlichen Einfluss in der Landschaft zurückzuführen. Großflächige Rodungen während der Ostkolonisation führten wahrscheinlich zu einer verminderten oder fehlenden Evapotranspiration und Wassernutzung einer reduzierten Vegetationsdecke, resultierend in steigenden Oberflächenabflüssen und einer Anhebung des Grundwasserstandes. Folglich zeigen bestehende Gewässer ein steigendes Wasservolumen bzw. vernässen einst trockene Senken zu wasserführenden Hohlformen (vgl. KLAFS et al. 1973). Ab der frühen Neuzeit erfolgt wahrscheinlich eine sukzessive Absenkung des Seespiegels auf das heutige Niveau (Abb. 30). Die mit der Absenkung des Seespiegels hervorgerufene Seeterrassenbildung und Ablagerung von Kolluvien überprägen das Seebecken bzw. dessen Einzugsgebiet letztmalig.

# 10 Die Vegetationsentwicklung in Mecklenburg – Ein regionaler Vergleich

## 10.1 Der Vergleich Krummer See und Müritz

Etwa 40 % der an die Bohrlokalitäten MÜR-2 und MÜR-9 angrenzenden Bereiche des westlichen Müritzufers besteht aus Moränenplatten (LAMPE et al. 2009). Aufgrund der überwiegend aus süd- bis nord-westlicher Richtung wehenden Winde erfolgte die Pollenversorgung dieser Profilstandorte vorwiegend aus diesen Sektoren, was rückwirkend auch für das gesamte Mittel- und Spätholozän angenommen wird. An den Nord- und Ostflanken der Müritz hingegen dominieren Sandersande (ca. 50 % der Umlandfläche), während die restlichen 10 % vor allem von Beckensanden und Mooren bestimmt werden. Die nördliche Sanderzone ist nur 4–6 km breit und schließt an die Pommersche Hauptendmoräne und deren Grundmoräne an.

Der Krumme See liegt hingegen inmitten einer becken- und kleinseenreichen Sanderfläche. In diese eingebettet sind in nur 2 bis 10 km See-Entfernung höher gelegene Moränenplatten, so im Raum von Alt-Strelitz, Userin – Groß Quassow, Wesenberg und Qualzow. Nördlich vom Probenahmepunkt im Krummen See verläuft etwa 13 km entfernt die Pommersche Hauptendmoräne. Rechlin mit den die südliche Müritz umgebenden Grundmoränen ist 15 km entfernt.

Die Gehölzartenzusammensetzung in Pollendiagrammen der Vergleichsgebiete zeigt einen Mix lokaler Vegetation (< 0,5 km), regionaler Vegetation (0,5–10 km) und Fernfluganteilen, vor allem von *Pinus*. Der Nichtbaumpollenanteil aus der Zeit geschlossener Bewaldung hingegen stammt fast ausschließlich aus dem lokalen Bereich, während zur Zeit eines stark reduzierten Waldanteils Windblütler über mehrere Kilometer weit bewegt werden können. Pollen der Nichtwindblütler und Wasserpflanzen stammen in der Regel aus dem lokalen Umfeld. Bei einem Vergleich beider Profile sind auch Seegröße sowie Uferentfernung und -steilheit zu berücksichtigen. Während die Uferentfernung des profundalen Profils (K-M) am Krummen See gering ist, waren bei den Bohrungen MÜR-2 und MÜR-9 an der Müritz aufgrund ihrer größeren Uferentfernung Luftfern- und Wassertransport von größerer Bedeutung.

Das Diagramm MÜR-2 repräsentiert das gesamte Spätglazial und Holozän, das Profil K-M aus dem Krummen See den Zeitraum von der ausgehenden Jüngerer Dryas bis zur Gegenwart. Der Vergleich beider Diagramme weist für diesen Zeitabschnitt – ausgenommen die Gewässerindikatoren – zunächst viele Gemeinsamkeiten auf. Die markantesten sind für die Zeitspanne jüngerer Boreal bis Ende älteres Subatlantikum (VA b und c sowie 1–7 im Diagramm K-M) erkennbar und betreffen alle Hauptgehölzarten jener Zeit (Kiefer, Birke, Eiche, Linde, Ulme, Esche, Hasel und Erle) sowie die Nichtbaumarten einschließlich Getreide und Unkräuter. Das *Ulmus*-Maximum des Atlantikums ist in beiden Profilen ausgebildet und *Fagus* sowie *Carpinus* erscheinen erstmals mit Werten über 0,5 % an der Grenze Atlantikum/Subboreal. Die Buche weist in beiden Profilen bis zum *Fagus*-Maximum während der jüngeren Slawenzeit den für diese Art typischen dreistufigen Anstieg auf. Ulme und Linde verschwinden am Ende des Subboreals fast vollständig aus den Waldgesellschaften und die Eiche wird zum nahezu alleinigen EMW-Vertreter. Der für alle Vegetationsabschnitte im Krummen See erwartete höhere *Pinus*-Anteil gegenüber MÜR-2 konnte nicht nachgewiesen werden.

An beiden Standorten setzt eine extensive Waldnutzung durch Waldweide und Holzgewinnung mit dem Beginn des Subboreals ein, erkennbar an erhöhten Kulturbegleiter-, *Plantago*- und zum Teil auch *Calluna*-Werten. Während Getreideanbau im Profil MÜR-2 in geringem Maße schon für das frühe und mittlere Subboreal nachweisbar ist, beginnt er am Krummen See erst mit der Bronzezeit.

In der Völkerwanderungs- und Slawenzeit (VA 8–10) sind die Unterschiede in der Gehölzartenzusammensetzung beider Standorte schon relativ groß, während NBP-, Getreide-, *Plantago*- und Kulturbegleiteranteil nur wenig voneinander abweichen, niedrig sind und nur auf eine geringfügige inselhafte Ackernutzung schließen lassen. Der NBP-Anteil ist nach dem des jüngeren Atlantikums und zeitweise auch des frühen Subboreals der niedrigste des gesamten Profils vom Krummen See. Diese Phase starker

Gehölzdominanz ist der Zeitraum des Buchen- und Hainbuchenmaximums mit nach wie vor hohem Eichen-, aber sehr niedrigem Kiefernanteil. Im Unterschied zu MÜR-2 mit einem *Pinus*-Wert von durchschnittlich 10,7 % Baumpollenanteil fällt dieser im Krümmen See auf nur 4,9 bis 9,2 % ( $\bar{\varnothing}$  7,4 %) ab. Der Anteil von Buche und Hainbuche bleibt im Kern K-M während ihres slawenzeitlichen Maximums 2–3 % niedriger als im Profil MÜR-2. Während ihres Optimums (4,6–3,4 m Kerntiefe) als Bestandteil der Pollenzone Xa (4,6–2,45 m) erreicht die Buche im Kern K-M im Mittel 18,8 %, in der Bohrung MÜR-2 (4,2–3,55 m) 21,9 %. Die Buchenanteile an den Baumpollen lagen zur Zeit des *Fagus*-Optimums somit 3,7 (Krümmen See) bzw. 5,7 mal (Müriz) höher als in gegenwartsnaher Zeit (Pollenzone Xc).

Die geringeren slawenzeitlichen Werte von *Pinus*, *Fagus* und *Carpinus* werden im Diagramm Krümmen See durch höhere von *Quercus* und *Betula* ausgeglichen, die deutlich über denen von MÜR-2 liegen. Letztere – es ist im wesentlichen *Betula pendula* – erreicht vor Einsetzen der deutschen Ostkolonisation im Diagramm Krümmen See einen Baumpollen-Anteil von 31,6 %, wahrscheinlich als Folge verstärkter Rodungen im unmittelbaren See-Umland und ihrer Funktion als Pioniergehölz. Ähnlich hohe *Betula*-Werte für die jüngere Slawenzeit (max. ca. 34 %) neben niedrigem *Pinus*-Anteil zeigt auch das im Sandergebiet der Nossentiner Heide gewonnene Seeprofil Drewitzer See (SCHULT 2004). FIRBAS (1949) zufolge erreicht die Birke im Freiland ihre Fruchtbarkeit schon nach 10–12 und im geschlossenen Bestand nach 20–30 Jahren. Die Kiefer war aus geschlossenen Waldbeständen wahrscheinlich vollständig verdrängt.

Der Entwicklungsabschnitt von der deutschen Ostkolonisation bis zur Gegenwart weist außer Gemeinsamkeiten auch mehrere nutzungsbedingte Unterschiede auf. Zu den Gemeinsamkeiten gehören der abrupte Vegetationswechsel mit Beginn der deutschen Ostkolonisation im 13. Jahrhundert (VA 11 im Diagramm Krümmen See), der Anstieg der Kiefer auf Werte über 60 % und deren Dominanz bis zum Beginn des 19. Jahrhunderts sowie zwei NBP- und Nutzungsmaxima im 13. bis 14. sowie im 18. (Krümmen See) bzw. 19. Jahrhundert (Müriz). Die äußerst stark Pollen führende Kiefer verdrängte im Pollenbild nahezu alle anderen Gehölzarten, vor allem Birke, Eiche, Buche, Hainbuche und Erle. Erst in Pollenzone Xc mit den Vegetationsabschnitten 14 und 15 bzw. weniger stark ausgeprägt im Diagramm MÜR-2 (VA 28 und 29; in VA 30 erneut leichte Zunahme) fällt der Kiefernanteil in Richtung Gegenwart wieder ab, während parallel dazu der Birkenanteil zunimmt. Der Anteil der Kiefer geht am Krümmen See auf  $\bar{\varnothing}$  36 % zurück, während der Birkenanteil auf 23,9 % der Baumpollen ansteigt.

Das Diagramm vom Krümmen See weist drei *Calluna*-Maxima auf, das markanteste mit 4,05/100 BP unmittelbar nach der Ostkolonisation zur Zeit des ersten NBP- und Getreide-Gipfels des Profils (VA 11). Die beiden Vorgänger (VA 4–5 und 7) belegen Waldlichtungen schon während des Subboreals und der Römischen Kaiserzeit. An der Müriz sind die zeitgleich auftretenden *Calluna*-Maxima – ebenfalls kurz nach der Ostkolonisation sowie in der Bronze- und Römischen Kaiserzeit – schwächer ausgeprägt, obwohl von begrabenen Böden aus dem Raum Boek/Priesterbäcker See an der Ostseite der Müriz sehr hohe Heidekraut-Werte bekannt sind (KAISER et al. 2002).

Das Profil Krümmen See ist eines der wenigen in Mecklenburg-Vorpommern, welches den Landschaftswandel während der Kleinen Eiszeit deutlich widerspiegelt. Sie tritt vor allem durch eine Zunahme der Waldbestände und einen sehr starken Rückgang der Nichtbaumpollen hervor. In der Bohrung MÜR-2 wird dieser natürliche Prozess durch den ähnliche Effekte erzeugenden anthropogenen Müriz-Aufstau überlagert und ist deshalb nicht getrennt ausweisbar.

## 10.2 Der Vergleich mit anderen Standorten in Mecklenburg-Vorpommern

Die vorgestellte Gliederung der Waldentwicklung in Pollenzonen trifft für alle bisher untersuchten Standorte aus den Gebieten der Mecklenburgischen Seenplatte in etwa gleichem Maße zu, in der Gehölzzusammensetzung sind jedoch beachtliche Unterschiede zwischen den verschiedenen Untersuchungspunkten feststellbar. Abweichungen zwischen den Seenplatten-Profilen erscheinen vor allem substrat- und nutzungsbestimmt. So ist auf nährstoffreichen Moränenstandorten jeweils der Buchenanteil höher als in Sanderarealen. Im Gebiet größerer Flächenseen und Moore liegt der Erlenanteil besonders hoch.

Im Folgenden werden acht Pollendiagramme für den Zeitraum Völkerwanderungszeit bis Slawenzeit miteinander verglichen, und zwar für die fünf Baumarten *Pinus*, *Betula*, *Fagus*, *Quercus* und *Alnus* (Tab. 7). Es ist dies der jüngste Abschnitt mit nur relativ geringer Nutzung und relativ naturnaher

Vegetation vor der deutschen Ostkolonisation. Ihn kennzeichnet das Buchenmaximum bei nur geringem NBP-Anteil. Die in Tabelle 7 aufgeführten Werte sind zum Teil geschätzte Näherungswerte auf der Grundlage der publizierten Diagramme. Eine deutliche Verwandtschaft zeigen die Profile Krummer See, Drewitzer See (SCHULT 2004) und für einen Teil der Parameter auch der Prelitzsee (KAISER et al. 2002). Profile aus Gebieten mit höherem Geschiebelehm bzw. -mergelanteil wie Müritz (MÜR-2; LAMPE et al. 2009), Kargowseen (SCHOKNECHT 1996), Plauer Stadtwald (ROWINSKY & STRAHL 2004), Blänckbruch (MÜLLER 1961) und Schmacher See (JANKE & LAMPE 1982), letzteres als Vergleichsprofil aus der küstennahen Moränenlandschaft, besaßen zu jener Zeit höhere Buchenanteile mit Werten zwischen 20 und 38 %, auf Kosten vor allem von Kiefer und Eiche sowie zum Teil auch Birke. Wenn man die hohe Pollenproduktion der Kiefer mit jener der Buche vergleicht, drängt sich für den Zeitraum vor der deutschen Ostkolonisation der Schluss auf, dass Buche und Eiche in den Sandergebieten jeweils wohl mindestens ein Drittel der Waldfläche eingenommen haben. Die Kiefer dürfte nur auf besonders trockenen und nährstoffarmen Sanderbereichen innerhalb geschlossener Wälder mit vertreten gewesen sein und die ebenfalls von der Pollenzahl her überfrequentierte Birke nahm auch im Umland des Krumpen Sees flächenmäßig keinen größeren Anteil als die Buche ein. Sie konzentrierte sich in den Randbereichen der vielen See- und Moorbecken sowie auf vom Menschen geschaffenen Lichtungen und nicht genutzten Offenlandflächen.

Pollenanalytisch belegt sind dagegen auch Standorte, an denen der hohe Buchenanteil selbst nach der deutschen Ostkolonisation erhalten blieb und die Zäsur in der Landnutzungsintensität in den Diagrammen im Wesentlichen nur anhand steiler Anstiege der NBP-, Getreide- und Unkräuter-Werte zum Ausdruck kommt. Es sind dies größere Waldgebiete in damals herzoglichem bzw. Kloster- oder Stadteigentum, deren Besitzer am Erhalt der natürlichen Waldzusammensetzung, z. B. zur Schweinemast oder Jagdausübung bzw. als Holzreserve, interessiert waren. Hierzu rechnen unter anderen die Diagramme „Kesselmoor Plauer Stadtwald“, „Herthamoor“, „Stubnitz“ und „Neuenkirchen“ (LANGE et al. 1986) sowie „Herthamoor“ (ENDTMANN 2002) von der Insel Rügen und „Kölpinsee“ sowie „Schmollensee“ von der Insel Usedom (JANKE, unveröffentlicht). An Untersuchungspunkten mit bis in die Gegenwart bestehender Buchenwaldbedeckung bleibt die Buche ohne Unterbrechung in der gesamten Pollenzone X die Hauptbaumart.

Um die Aussagekraft palynologischer Befunde zur Waldzusammensetzung am Krumpen See – vor allem der gegenwartsnahen Zeit – zu erhöhen, wäre zwecks Datenvergleich und Eichung der pollenanalytischen Ergebnisse eine genaue Kenntnis der subrezent und rezenten Gehölzzusammensetzung erstrebenswert, zum Beispiel aus einem Umkreis von einem halben, zwei und fünf Kilometern vom Bohrpunkt. Dabei sollte auch die Altersstruktur der Kiefernforste differenziert miterfasst werden. Besonders schwer vorstellbar ist, dass laut Pollenanalytik der Kiefernanteil seit ca. Mitte des 19. Jahrhunderts rückläufig ist. Diese Tatsache könnte möglicherweise damit zusammenhängen, dass bei forstwirtschaftlicher Nutzung der Flächenanteil äußerst pollenproduktiver Kiefernaltbestände zugunsten von Schonungen und engständig heranwachsenden Beständen zurückgegangen ist.

Tab. 7: Pollenanalytisch ermittelter Gehölzanteil [%] für die Zeit des Buchen-Maximums von verschiedenen Standorten der Mecklenburgischen Seenplatte sowie vom Schmacher See/Rügen (nach MÜLLER 1961; JANKE & LAMPE 1982; SCHOKNECHT 1996; KAISER et al. 2002; SCHULT 2004; ROWINSKY & STRAHL 2004).

	Krummer See	Drewitzer See	Prelitzsee	Müritz (MÜR2)	Kargow-Seen	Plauer Stadtwald	Blänckbruch	Schmacher See
<i>Pinus</i>	7,1	8,3	6,3	10,7	7,8	3,1	16,0	7,9
<i>Betula</i>	28,4	22,4	22,7	15,8	16,6	26,8	21,0	15,6
<i>Fagus</i>	18,8	16,8	17,3	20,8/21,9	24,8	38,0	31,5	31,4
<i>Quercus</i>	23,1	18,4	15,7	17,1	14,6	5,0	13,0	12,6
<i>Alnus</i>	18,1	17,8	26,3	24,2	28,4	19,0	18,0	24,0

# 11 Zur limnologischen Entwicklung des Krummen Sees in den letzten 6000 Jahren

## 11.1 Generelle Diatomeen-Zonierung

Die Grenzen der Diatomeenzonen (DZ) begründen sich im Wesentlichen aus den sichtbaren Wechseln der Dominanzverhältnisse planktischer und benthischer Diatomeen. Die Diatomeen-Untersuchungen beginnen im profundalen Kompositkern bei 831 cm, kurz unterhalb der ersten Siedlungszeiger, wahrscheinlich im späten Atlantikum. Die darauf folgenden Proben weisen eine große Variabilität auf, sowohl bezüglich dominanter Arten (Plankton, Bewuchs) als auch rekonstruierter TP-Werte, die hier die scheinbar einzig eutrophen Bedingungen während der insgesamt untersuchten Kernsequenz belegen. Die DZ 1 ließe sich aus diesem Grund auch noch einmal teilen. Die ab 731 cm anschließenden Sedimente sind bezüglich der Diatomeen von einer bis an die Sediment-Wasser-Grenzschicht reichenden durchgängig starken Dominanz planktischer Taxa geprägt, unterbrochen von nur zwei markanten Einschüben (DZ 3, DZ 5, Abb. 25). Der Aspektwechsel DZ 2 zu DZ 3 vollzieht sich in einer Regenerationsphase des Waldes bei gleichzeitig rückläufigen Siedlungsaktivitäten (Abb. 25), die DZ 5 ist von einem deutlichen Anstieg siedlungsrelevanter Parameter (organische vs. mineralische Sedimentfraktion, Rückgang der Baum- und Strauchpollen, massiver Anstieg siedlungsassoziierter Pollen) begleitet.

## 11.2 Referenzbedingungen – Referentzrophie

Die prähistorische Landschaft Europas wird seit dem Neolithikum und verstärkt während der Bronze- und Eisenzeit menschlich überformt (BIRKS et al. 1988; RUDDIMAN 2003). Dies ist auch vielfach in den Gewässern nachweisbar (FRITZ 1989; SZEROCZYŃSKA 1991; BRADSHAW et al. 2005, 2006; GUILIZZONI et al. 2011), selbst wenn diese Tatsache nicht in jedem Fall güte- oder trophierelevant war (BRÄNNVALL et al. 2001).

Unabhängig von diesen frühen und zumeist starken Schwankungen, die sich sowohl aus wechselnden klimatischen Bedingungen des mittleren Holozäns als auch einer unsteten Siedlungsweise herleiten, vollzog sich im nördlichen Mitteleuropa während der Völkerwanderungszeit (VWZ), bei nur sehr geringen anthropogenen Populationsdichten, mit der Rückkehr naturnaher Waldgemeinschaften (Dudinghausener See, DREBLER et al. 2006; Müritz, LAMPE et al. 2009; Krakower See, HÜBENER & DÖRFLER 2004; Lake Dallund, BRADSHAW et al. 2005) eine erneute Genese von Referenzbedingungen, die nach der EU-WRRL (EUROPEAN UNION 2000) als Bedingungen fehlender oder nur minimaler menschlicher Beeinträchtigungen von Gewässern definiert sind. Für das Tiefland des nördlichen Zentraleuropa sind Referenzbedingungen zum Zeitpunkt der Völkerwanderungszeit aus vielen Studien sicher belegt (BRADSHAW et al. 2005; DREBLER et al. 2006). Referenzbedingungen der Phase vor den ersten Wirkungen der „Cultural eutrophication“ in der Eisenzeit, Bronzezeit oder gar dem Neolithikum sind somit für die EU-WRRL (EUROPEAN UNION 2000) ohne Relevanz, sie verweist lediglich auf den historisch jüngsten Zeitraum mit vorherrschenden Referenzbedingungen. Dies ist insofern vorteilhaft, weil damit größere Klimaschwankungen des mittleren Holozäns und deren Einfluss auf trophische Interaktionen nicht berücksichtigt werden müssen, selbst wenn deren spezielle Einflüsse auf die Diatomeengemeinschaften in aktuellen Untersuchungen abschätzbar sind (SIMPSON & ANDERSON 2009). Die Phase des Übergangs von der Völkerwanderungszeit zum frühen Mittelalter ist aufgrund der guten Vergleichbarkeit zum aktuellen Klima ein guter Referenzzeitraum. Im weiteren Verlauf des Mittelalters gab es mit dem mittelalterlichen Temperaturoptimum sowie der anschließenden Kleinen Eiszeit nochmals deutliche Klimaschwankungen. HÜBENER et al. (2009) konnten zeigen, dass der Zeitabschnitt des Verlustes von Referenzbedingungen stark variabel ist. Ursächlich können auf der einen Seite bereits seit

dem frühen Mittelalter nachhaltig anhaltende Beeinträchtigungen sein (Stendorfer See, HÜBENER et al. 2008a), oder andererseits die erst im Zusammenhang mit Nutzungsintensivierungen in der 2. Hälfte des 20. Jahrhunderts verloren gehenden trophischen Referenzverhältnisse (Lanker See, HÜBENER et al. 2008a; Gudower See, HÜBENER et al. 2009).

Basierend auf der Pollenanalyse ist der Krumme See bis zum Ende der Völkerwanderungszeit durch menschliche Siedlungsaktivitäten weitgehend unbeeinflusst. Die Nutzungsintensität ist somit weiterhin als eher minimal im Sinne der EU-WRRL einzuschätzen und entspricht ebenfalls den Referenzbedingungen.

Ein markanter Wechsel im Verlauf vieler Parameter vollzieht sich beim Übergang zur DZ 5 ab 231 cm. Im Kapitel 9 wurde auf einen starken Anstieg des Wasserspiegels des Krummen Sees hingewiesen. Dieser erklärt die starken Veränderungen der geochemischen Parameter. Die abrupte Zunahme der mineralischen Fraktion ist in Verbindung mit dem ebenfalls deutlichen Anstieg siedlungsassoziierter Pollen bzw. dem Rückgang des Waldes ein deutlicher Hinweis auf intensive Siedlungsaktivitäten (Rodung, Ackerbau). Das Signal spiegelt sich ebenfalls in einem deutlichen Wechsel innerhalb der Diatomeen wider. Hier ändern sich die Relationen von bisher planktischer zu kurzzeitig benthischer Dominanz, verbunden mit einem deutlichen Anstieg der Anzahl nachgewiesener Taxa. Diese Veränderungen werden vielfach als Reaktion auf eine Wasserstandsänderung gewertet. Dies kann sowohl Wasserspiegelsenkungen als auch, wie im vorliegenden Fall, die Überflutung flacher Uferbereiche bei Seespiegelanstiegen betreffen, solange diese Seespiegeländerungen nicht mit Minderungen der Lichteindringtiefe infolge massiver Trophieerhöhungen einhergehen. Auch an der Müritz (MÜR-2) ließ sich ein Anstieg des Anteils benthischer Diatomeen als Reaktion auf die Siedlungsaktivitäten des Hochmittelalters belegen (LAMPE et al. 2009).

Schon für die Müritz wurde auf eine im Vergleich zu anderen Gewässern (Krakower See, HÜBENER & DÖRFLER 2004; Großer Plöner See, OHLE 1973) relativ geringe, wenn auch signifikante Reaktion in Richtung Trophieerhöhung verwiesen und diese diskutiert (LAMPE et al. 2009). Im Krummen See sind zum einen die TP-Ausgangskonzentrationen vor diesem Ereignis geringer (13 µg/l im Krummen See gegenüber 30 µg/l in der Müritz), zum anderen fällt der Anstieg weniger deutlich aus, wobei der TP-Wert kurzzeitig auf 20 µg/l steigt. In der Müritz erreicht sein Niveau die Grenze zu eutrophen Bedingungen (45 µg/l). Insgesamt spiegeln sich die Aktivitäten im Umland des Krummen Sees nicht adäquat im Gewässerkörper wider, das trophische Niveau bleibt in der gesamten Phase deutlicher Siedlungseinflüsse bis in die Moderne stabil im gering mesotrophen Bereich.

Untersuchungen an einem Sedimentkern aus dem Dudinghausener See (DREßLER et al. 2006) ergaben eine Maskierung des Siedlungseinflusses auf den See während langer Phasen von der Slawenzeit bis in das Spätmittelalter. Verantwortlich dafür waren ein Anstieg des Grundwassers und ein damit verbundener stetiger Zustrom eisenhaltigen Wassers, der die Phosphateinträge aus dem besiedelten Umfeld durch P-Ausfällung eliminierte. Die siedlungsbedingten Phosphateinträge wurden somit produktionsbiologisch nicht wirksam. Das trophische Niveau blieb stabil im mesotrophen Bereich (DREßLER et al. 2006). Erst mit Rückgang dieses Grundwassereinstromes infolge sukzessiver Absenkung des Grundwasserspiegels bzw. einer kontinuierlichen Sedimentation und einer erfolgten Beckenverdichtung stieg der TP-Gehalt im Freiwasser an. Zur Klärung dieser für den Krummen See zunächst hypothetischen Annahme müssten zusätzliche paläohydrologische/hydrogeologische Erhebungen erfolgen.

Für den Krummen See ist die Stabilität der Diatomeenbesiedlung und damit der rekonstruierten trophischen Situation, trotz deutlicher und schwankender Siedlungseinflüsse im Umfeld seit dem Hochmittelalter, im Vergleich zu anderen Seen ungewöhnlich. Die aktuelle Situation – der Krumme See ist einer der seltenen schwach mesotrophen Seen in Mecklenburg die aktuell trophische Referenzbedingungen aufweisen (vgl. Messungen der Jahre 1998, 2006, 2008, Umweltministerium Schwerin) – erklärt sich aus dem geringen externen Einfluss auf den See. Dieser wiederum ist durch das kleine Einzugsgebiet, die nährstoffarmen Böden und vor allem durch den hohen Waldanteil im EZG begründet. Mit dieser aktuellen Klassifizierung entspricht der Zustand des Sees den Erwartungen an die Referenzbedingungen nach den Kriterien der LAWA (LAWA 1998; RAKON 2007). Es wäre zu prüfen, ob es sich auch bezüglich anderer Parameter um ein Referenzgewässer im Sinne der EU-WRRL (EUROPEAN UNION 2000) handelt.

## 12 Zur jungquartären Landschaftsentwicklung der Mecklenburgischen Kleinseenplatte

Im Spätglazial erfolgt im Sandergebiet um den Krumpfen See bei Blankenförde eine intensive Überprägung der glazialen Sedimente. Auf den Hochflächen und im Übergangsbereich zu den Becken bildet sich unter Permafrostbedingungen ein Geschiebedecksand. Dieser bildet das Ausgangssubstrat für die Entwicklung einer flachgründigen Braunerde. In einer anschließenden Flugsandphase wird diese vollständig fossilisiert. Das Becken des Krumpfen Sees ist zu dieser Zeit durch subkutanen Toteis konserviert. Der Befund eines Gley-Bodens zeichnet semiterrestrische Bedingungen innerhalb des Beckens nach. In der ausgehenden Jüngerer Dryas herrscht eine relativ offene Landschaft vor, in der Kiefer und Birke als Baumarten dominieren. Im Präboreal entsteht auf den Sanderflächen um den Krumpfen See ein Kiefern-Birken-Wald, der sich im anschließenden Boreal zu einem haselreichen Birken-Kiefern-Wald weiter entwickelt. Die schnell zunehmende Vegetationsbedeckung führt zu einer Stabilisierung der Reliefoberflächen, so dass vom Präboreal an von einer morphologischen Formungsruhe ausgegangen wird. In den spätglazialen bis frühholozänen Flugsanden setzt wiederum eine Braunerdebildung ein.

Im Bereich des heutigen Krumpfen Sees ist im Präboreal eine vermoorte Senke mit einem Kleingewässer vorzufinden. Mit dem Austauen des unter Sand begrabenen Toteises vollzieht sich eine Absenkung des moorbildenden Torfkörpers, welcher im Folgenden als Basistorf den Beginn einer telmatisch-limnischen Sedimentation darstellt. Zeitgleich mit dem Tieftauprozess füllt sich das Becken mit Wasser. Ab dem Boreal existiert ein voll entwickeltes Seebecken, welches kurzzeitig von Kalkmuddensedimentation dominiert wird.

Während des älteren Atlantikums umgibt den Krumpfen See ein birken- und haselreicher Kiefernwald, dessen Kiefernanteil zu Gunsten von Arten des Eichenmischwaldes und später der Erle sinkt. Die Linde wird in dieser Phase erstmals erfasst. Auf das Hasel-Maximum des frühen Atlantikums, das einen zunächst noch weitständigen Baumbestand bei relativ trocken-kontinentalem Klima belegt, folgen im Übergang zur jüngeren Hälfte dieser Pollenzone ein schneller Hasel-Rückgang, eine erste Abnahme des *Ulmus*-Quotienten und ein steiler Erlen-Anstieg sowie eine Verdichtung des Baumbewuchses. Diese im Pollenbild auffallende Dominanzänderung entspricht dem Beginn eines feuchter werdenden Klimas. Im jüngeren Atlantikum ist der Wald relativ dicht, nachgezeichnet durch einen hohen Anteil von Baumpollen im Pollenspektrum. Durch das starke Auftreten von Hasel wird im Gesamtbild ein Hasel-Eichen-Birken-Wald erkennbar. Um das Gewässer steht in den Verlandungs- und Randbereichen die Erle.

Nach einem wahrscheinlich tieferen Wasserstand im Frühholozän erreicht der Seespiegel des Krumpfen Sees noch vor dem jüngeren Atlantikum einen mittelholozänen Hochstand, bevor er im jüngeren Atlantikum bzw. im frühen Subboreal wieder sinkt. Durch das Absinken des Seespiegels setzen vor allem im nördlichen Uferbereich Verlandungsprozesse ein. Der nahezu im gesamten Betrachtungszeitraum schwach mesotrophe Krumpfen See befindet sich in dieser Phase kurzzeitig im eutrophen Bereich.

Der Ulmenfall und das Einsetzen einer geschlossenen Buchenkurve im Pollendiagramm markieren den Übergang zum Subboreal. Die leicht ansteigenden Werte der Nichtbaumpollen lassen einen anthropogenen Einfluss im Umland des Krumpfen Sees erkennen, welcher sich in vereinzelt Rodungs- und Siedlungsaktivitäten äußert. Der Anbau von Getreide beginnt im jüngeren Subboreal und fällt damit in die Siedlungsperiode der Bronzezeit. Der menschliche Einfluss führt zu den ersten nachweisbaren Erosionsereignissen und zur Degradierung der Böden (Abb. 31). Aufgrund der pollenkundlichen und bodenkundlich-geomorphologischen Ergebnisse ist von einer moderaten Landnutzung auf vereinzelt Flächen auszugehen.

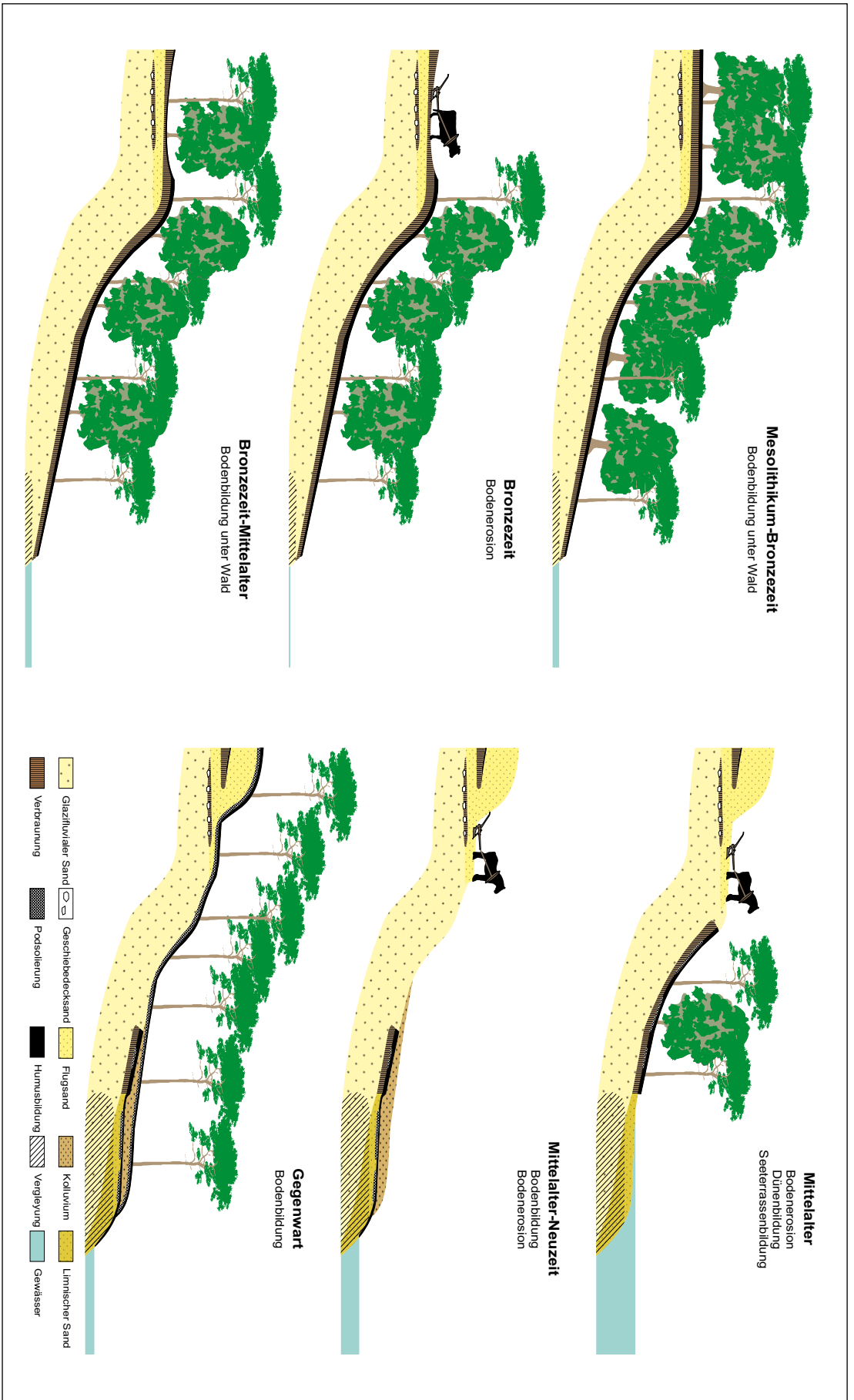


Abb. 31: Modell zur holozänen Relief- und Bodenentwicklung sowie zur Landnutzungsgeschichte im Sandergbiet bei Blankenförde.



Im älteren Subatlantikum dominieren Kiefern die Waldgemeinschaft. Während die Anteile der Buche, der Hainbuche und der Birke zunehmen, gehen Linde, Ulme und Hasel zurück. Der durchgängig erhöhte Anteil der Nichtbaumpollen belegt eine relativ geringe, jedoch konstante ackerbauliche Nutzung bzw. Waldweide. Gegen Ende der Pollenzone IX am Krummen See wird die Völkerwanderungszeit erkennbar, nachgezeichnet durch einen markanten Anstieg von Buche und Hainbuche sowie einen Rückgang der Nichtbaumpollen. Die kurzzeitige *Corylus*-Zunahme verweist auf eine auf die Römische Kaiserzeit folgende verringerte Landnutzungsintensität. Während der frühen und mittleren Slawenzeit zeigt sich ein Buchen- und Hainbuchenmaximum bei deutlichem Absinken der Kiefernanteile. Die Landnutzungsintensität nimmt ab der jüngeren Slawenzeit wieder zu. Von der Bronzezeit bis weit in die Slawenzeit kann zusammenfassend von einer geringen Siedlungsdichte und kleinräumiger Landnutzungstätigkeit ausgegangen werden, wobei die Eisenzeit und die Völkerwanderungszeit nahezu siedlungsfrei waren.

Ab dem Zeitraum Mittelalter-Neuzeit treten die stärksten holozänen Landschaftsveränderungen im Sandergebiet auf. Vor allem während der deutschen Ostkolonisation werden Wälder großflächig gerodet und die entstandenen Freiflächen ackerbaulich genutzt. Bei den Baumarten nimmt die Kiefer deutlich zu, gefolgt von Erle und Weide in den feuchten Bereichen um den Krummen See. Buche und Hainbuche zeigen dagegen einen abnehmenden Trend.

Die folglich zunehmende Destabilisierung der Reliefoberfläche ermöglicht intensive Bodenerosion. Äolische und kolluviale Sedimentumlagerungen führen zur Bildung von heute im Landschaftsbild reliefprägenden Vollformen wie Dünen, Erosionskerben und Schwemmfächern bzw. gelangen als allochthone Einträge in den Krummen See. Auf terrestrischen Standorten entwickeln sich in spätholozänen Sedimenten flachgründige Regosole und Podsol-Regosole. Der Seespiegel des Krummen Sees steigt ab dem 13. Jahrhundert auf ca. 1–1,5 m über das heutige Niveau und erreicht seinen holozänen Höchststand. Für die Neuzeit ist mit einem sukzessiven Sinken des Seespiegels auf das heutige Niveau zu rechnen. Die einst überfluteten Uferbereiche werden freigelegt und bilden heute die nahezu im gesamten Seeumfeld nachweisbare Seeterrasse (Abb. 31). Die markanten Seespiegelschwankungen bewirken eine Artenverschiebung der Diatomeen von einer planktischen zu einer benthischen Dominanz sowie einen deutlichen Anstieg der Anzahl nachgewiesener Taxa. Unterstützt durch forstliche Maßnahmen erfolgt ab dem 19. Jahrhundert eine sukzessive Wiederbewaldung des Untersuchungsgebietes sowie eine daraus resultierende Stabilisierung der Reliefoberfläche.

## 13 Zusammenfassung und Ausblick

Die Beantwortung umweltgeschichtlicher Fragestellungen anhand landschaftsgenetischer Untersuchungen zeigt immer neue Aspekte, welche Anstoß zu fortführenden Forschungsarbeiten geben. Im Gegensatz zu zahlreichen paläogeographischen und -ökologischen Untersuchungen an Gewässern der Oberen Seen liegen für das Gebiet der Mecklenburgischen Kleinseenplatte bis heute nur wenige Studien zur Gewässer- und Landschaftsentwicklung vor. Bisherige Befunde aus der Großseenlandschaft Mecklenburgs repräsentieren säkulare Veränderungen von Seen, welche vor allem an das regionale Gewässernetz angeschlossen sind – der Drewitzer See sei hier als Ausnahme erwähnt (vgl. LORENZ 2007) – und somit neben lokalen Komponenten auch von zum Teil schwer erfassbaren bzw. messbaren regionalen Einflussfaktoren geprägt wurden. Eine qualitative Analyse gewässerprägender Prozesse ist an derartigen Lokalitäten somit schwierig. Häufig fehlen thematische und räumliche Berührungspunkte zu Untersuchungen auf (benachbarten) terrestrischen Standorten, so dass eine gesamtlandschaftliche Synthese nahezu verwehrt bleibt.

Der vorliegende Beitrag präsentiert Ergebnisse von Seebohrungen und geomorphologisch-bodenkundlichen Arbeiten in einem zusammenhängenden Sandergebiet des Pommerschen Stadiums. Die Kombination verschiedener Landschaftsarchive (Seesedimente, Böden, Reliefformen) als Untersuchungsgegenstand erlaubt eine umfassende Rekonstruktion der spätglazialen und vor allem holozänen Landschaftsdynamik. Entsprechend kann der im Zentrum der Untersuchungen stehende Krumme See und sein direktes Umland aufgrund der vorliegenden umfassenden Datenlage vorerst als Referenzstandort für abflusslose Seen in den Sandergebieten östlich der Müritz gelten.

Die limnogeologischen Befunde verweisen auf eine toteisgeprägte Entstehung des Seebeckens im frühen Holozän. Spätestens ab dem Boreal ist der See vollständig mit Wasser gefüllt und unterliegt bis in das jüngere Holozän klimatisch induzierten Seespiegelschwankungen. Ab dem Mittelalter wirken sich klimatische Effekte und der anthropogene Einfluss auf das Gewässer aus, so dass sich zeitweise ein maximaler Wasserstand von ca. 1–1,5 m über dem aktuellen Niveau einstellt. Die Wasserstandsentwicklung von Seen innerhalb Mecklenburg-Vorpommerns verläuft grundsätzlich ähnlich. Jedoch zeigt der Vergleich innerhalb einzelner holozäner Zeitscheiben lokale/regionale Unterschiede. So ist beispielsweise die Seespiegeldynamik am Krumpen See in slawischer Zeit nicht mit der Müritz oder dem Plauer See vergleichbar (vgl. BLEILE 2008; LAMPE et al. 2009). Das Verständnis vom Zusammenwirken einzelner gewässerbeeinflussender Parameter erscheint hinsichtlich der offenbar räumlichen paläohydrologischen Varianz somit lückenhaft. Die Erarbeitung weiterer lokaler Befunde im erweiterten Untersuchungsgebiet – mit gezielter Betrachtung einzelner holozäner Zeitabschnitte – ist deshalb zu empfehlen.

Die am Krumpen See gewonnenen palynologischen Ergebnisse zur Waldentwicklung sind mit anderen Pollensequenzen aus dem Bereich der Mecklenburgischen Seenplatte in ihren Grundzügen vergleichbar. Unterschiede werden in den Baumartenspektren deutlich, welche im Allgemeinen auf Substrat- und Nutzungsunterschiede der jeweiligen Standorte zurückzuführen sind. So erreicht zum Beispiel der Buchenanteil auf Sanderflächen nicht die Dimension wie auf nährstoffreichen Moränenstandorten. Ferner zeigen die pollenkundlichen Befunde Zeitpunkt, Dauer, Art und Intensität des menschlichen Einflusses im untersuchten Gebiet auf. Ab der Bronzezeit greift der Mensch, von ersten Bodenerosionsprozessen begleitet, nachweislich in das gesamtlandschaftliche Gefüge ein. Während bis zur Slawenzeit noch von einer moderaten Siedlungs- und Landnutzungsintensität auszugehen ist, belegt der markante Anstieg der Nichtbaumpollen bei gleichzeitigem Absinken der Baumpollen innerhalb des Zeitraumes Mittelalter–Neuzeit eine Zäsur in der Landschaftsentwicklung. Vor allem ab der deutschen Besiedlung werden Wälder großflächig gerodet und anschließend ackerbaulich genutzt. Die Entblößung der Bodenoberfläche resultiert in erheblichen Erosionsprozessen, die zur Bildung reliefprägender Dünen, Erosionskerben und Schwemmfächer führen. Die hier vorgestellten pollenkundlichen Untersuchungen

an Seesedimenten und (fossilen) Bodenhorizonten liefern zusammen mit geomorphologischen und bodenkundlichen Parametern nicht nur Aussagen zur Relief- und Bodenentwicklung, sondern stellen insgesamt einen wichtigen Beitrag zur Siedlungs- und Landnutzungsgeschichte im südlichen Mecklenburg dar.

Paläolimnologische Veränderungen innerhalb des Krummen Sees spiegeln sich vornehmlich in phasenweisen Wechseln der Artenzusammensetzung von Diatomeen wider. Nach einer eher eutrophen Phase im jüngeren Atlantikum verbleibt der See bis in die Gegenwart in einem schwach mesotrophen Bereich. Der Verlauf der Gewässertrophie spiegelt hierbei kaum die rekonstruierten dynamischen Prozesse im Einzugsgebiet und aus dem näheren Umland des Sees wider. Die aktuelle schwach mesotrophe Gewässergüte, welche auf die rezent geringen externen Einflüsse zurückzuführen ist, ist für mecklenburgische Seen relativ selten. Ob es sich beim Krummen See klassifikatorisch um einen Referenzsee im Sinne der EU-WRRL (EUROPEAN UNION 2000) handelt, wäre anhand von weiterführenden Untersuchungen zu diskutieren.

## 14 Danksagung

Das Forschungsvorhaben wurde dankenswerterweise durch die Jost-Reinhold-Stiftung in Zusammenarbeit mit dem Müritz-Nationalpark ermöglicht.

Ferner bergen physisch-geographische Arbeiten immer eine große Herausforderung bei der Planung, Durchführung und Auswertung. Für die Unterstützung bei Arbeiten im Gelände und während der Laboranalysen danken die Autoren Hannelore Rabe, Jürgen Becker, Michael Naumann, Roberto Hensel, Johann Bastrop (alle Universität Greifswald), Frank Idler (LUNG M-V), dem LUFA Rostock, Matthias Schwabe, Peter und Kristine Heyde und Jörg Dittmer vom Nationalparkamt Müritz sowie Herrn und Frau Niederreiter von der Fa. UWITEC für die tolle Einweisung und Unterstützung während der Gefrierbohrung. Dierk Michaelis (Greifswald) danken wir für die Makrorestanalysen. Nicht zuletzt gilt unser Dank Karl-Uwe Heußner (Deutsches Archäologisches Institut, Berlin) für die dendrochronologischen Untersuchungen. Matthias Schwabe (Nationalparkamt Müritz) sei zudem für die sehr hilfreichen Anmerkungen zum Manuskript gedankt.

# 15 Quellenverzeichnis

## Literatur

- A AD-HOC-AG BODEN (2005): Bodenkundliche Kartieranleitung. 5. Auflage. Hannover. 438 S.
- ALTERMANN, M., JÄGER, K.-D., KOPP, D., KOWALKOWSKI, A., KÜHN, D. & SCHWANECKE, W. (2008): Zur Kennzeichnung und Gliederung von periglaziär bedingten Differenzierungen in der Pedosphäre. – *Waldökologie, Landschaftsforschung und Naturschutz*, 6: 5–42.
- B BATTARBEE, R.W., JUGGINS, S., GASSE, F., ANDERSON, N.J., BENNION, H. & CAMERON, N.G. (2000): European Diatom Database (EDDI). An information system for paleoenvironmental reconstruction. – *European Climate Science Conference, European Commission, Vienna, Austria 1998*: 1–10.
- BATTARBEE, R.W. & KNEEN, M.J. (1982): The use of electronically counted microspheres in absolute diatom analysis. – *Limnology & Oceanography*, 27: 184–188.
- 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 Paleolimnology*, 20: 307–332.
- BIRKS, H.H., BIRKS, H.J.B., KALAND, P.E. & MOE, D. (1988): The cultural landscape – past, present and future. – Cambridge University Press, Cambridge. 521 pp.
- BŁASZKIEWICZ, M. (2002): Spätglaziale und frühholozäne Seebeckenentwicklung im östlichen Teil von Pommern (Polen). – *Greifswalder Geographische Arbeiten*, 26: 11–14.
- BŁASZKIEWICZ, M. (2003): Wybrane problemy późnoglacialnej i wczesnoholoceńskiej ewolucji mis jeziornych na wschodnim Pomorzu (Selected issues of the Late Glacial and Early Holocene evolution of the lake basins in the eastern Pomerania, Poland). – *Przegląd Geograficzny*, 75: 579–600.
- BLEILE, R. (2005): Die Auswirkungen des spätmittelalterlichen Wassermühlenbaus auf die norddeutsche Gewässerlandschaft. – In: BIERMANN, F. & MANGELSDORF, G. (Hrsg.): Die bäuerliche Ostsiedlung des Mittelalters in Nordostdeutschland: Untersuchungen zum Landesausbau des 12. bis 14. Jahrhunderts im ländlichen Raum. – *Greifswalder Mitteilungen – Beiträge zur Ur- und Frühgeschichte und Mittelalterarchäologie*, 7. Peter Lang, Frankfurt a. M., S. 175–192.
- BLEILE, R. (2008): Quetzin – Eine spätslawische Burg auf der Kohlinsel im Plauer See: Befunde und Funde zur Problematik slawischer Inselnutzungen in Mecklenburg-Vorpommern. *Beiträge zur Ur- und Frühgeschichte Mecklenburg-Vorpommerns*, 48.
- BORK, H.-R. (1988): Bodenerosion und Umwelt – Verlauf, Ursachen und Folgen der mittelalterlichen und neuzeitlichen Bodenerosion: Bodenerosionsprozesse, Modelle und Simulationen. – *Landschaftsgenese und Landschaftsökologie*. 13. Braunschweig.
- BORK, H.-R., BORK, H., DALCHOW, C., FAUST, B., PIORR, H.-P. & SCHATZ, T. (1998): Landschaftsentwicklung in Mitteleuropa – Wirkungen des Menschen auf Landschaften. – Klett-Perthes, Gotha. 328 S.
- BRADSHAW, E.G., NIELSEN, A.B. & ANDERSON, N.J. (2006): Using diatoms to assess the impacts of prehistoric, pre-industrial and modern land-use on Danish lakes. – *Regional Environmental Change*, 6: 17–24.
- BRADSHAW, E.G., RASMUSSEN, P. & ODGAARD, B.V. (2005): Mid- to late-Holocene land-use change and lake development at Dallund Sø, Denmark: synthesis of multiproxy data, linking land and lake. – *The Holocene*, 15: 1152–1162.
- BRÄNNVALL, M.-L., BINDLER, R., EMTERYD, O. & RENBERG, I. (2001): Four thousand years of atmospheric lead pollution in northern Europe: a summary from Swedish lake sediments. – *Journal of Paleolimnology*, 25: 421–435.
- BREMER, F. (2004): Glaziale Morphologie. – In: KATZUNG, G. (Hrsg.): *Geologie von Mecklenburg-Vorpommern*. – Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart. S. 284–291.
- BUSSEMER, S. (2002): Periglacial cover-beds in the young moraine landscapes in northern Eurasia. – *Zeitschrift für Geomorphologie N. F., Supplement-volume*, 127: 81–105.
- BUSSEMER, S. (2005): Die Braunerde in ihrer nordbrandenburgischen Typusregion. – *Brandenburgische geowissenschaftliche Beiträge*, 12: 3–12.

- BUSSEMER, S., GÄRTNER, P. & SCHLAAK, N. (1993): Neue Erkenntnisse zur Beziehung von Relief und geologischem Bau der südlichen baltischen Endmoräne nach Untersuchungen auf der Neuenhagener Oderinsel. – *Petermanns Geographische Mitteilungen*, 137: 227–239.
- CASTEL, I., KOSTER, E. & SLOTBOOM, R., (1989): Morphogenetic aspects and age of Late Holocene eolian drift sands in Northwest Europe. – *Zeitschrift für Geomorphologie N.F.*, 33: 1–26. C
- DIGERFELDT, G. (1986): Studies on past lake-level fluctuations. – In: BERGLUND, B.E. (Ed.), *Handbook of Holocene palaeoecology and palaeohydrology*. – Wiley, Chichester, pp. 127–143. D
- DOTTERWEICH, M. (2005): High-resolution reconstruction of a 1300 year old gully system in northern Bavaria, Germany: a basis for modelling long-term human-induced landscape evolution. – *The Holocene*, 15: 994–1005.
- DREIBRODT, S. & BORK, H.-R. (2005): Historical soil erosion and landscape development at Lake Belau (North Germany) – a comparison of colluvial deposits and lake sediments. – *Zeitschrift für Geomorphologie N. F., Supplement-volume*, 139: 101–128.
- DREIBRODT, S., LUBOS, C., TERHORST, B., DAMM, B. & BORK, H.-R. (2010): Historical soil erosion by water in Germany: Scales and archives, chronology, research perspectives. – *Quaternary International*, 222: 80–95.
- DREßLER, M., SELIG, U., DÖRFLER, W., ADLER, S., SCHUBERT, H. & HÜBENER, T. (2006): Environmental changes and the Migration Period in northern Germany as reflected in the sediments of Lake Dudinghausen. – *Quaternary Research*, 66: 25–37.
- DRIESCHER, E. (2003): Veränderungen an Gewässern Brandenburgs in historischer Zeit. – *Studien und Tagungsberichte*, 47. LUA. Potsdam.
- ENDTMANN, E. (2002): Das „Herthamoor“ – ein palynostratigraphisches Leitprofil für das Holozän der Insel Rügen. – *Greifswalder Geographische Arbeiten*, 26: 143–147. E
- ENDTMANN, E. (2004): Die spätglaziale und holozäne Vegetations- und Siedlungsgeschichte des östlichen Mecklenburg-Vorpommerns: eine paläoökologische Studie. Dissertation, Universität Greifswald.
- EUROPEAN UNION (2000): Directive 2000/60/EC of the European parliament and the council of 23.10.2000 establishing a framework for the community action in the field of water policy. – *Official Journal of the European Communities*, L327, 43: 1–72.
- FIRBAS, F. (1949): Spät- und nacheiszeitliche Waldgeschichte Mitteleuropas nördlich der Alpen 1: Allgemeine Waldgeschichte. – Fischer, Jena. 480 S. F
- FRITZ, S.C. (1989): Lake development and limnological response to prehistoric and historic land-use in Diss, Norfolk, U.K. – *Journal of Ecology*, 77: 182–202.
- FUKAREK, F. (1972): Ein Beitrag zur Entwicklungsgeschichte des Kernbruchs bei Feldberg. – *Naturschutzarbeit in Mecklenburg* 15: 52–61.
- GEINITZ, E. (1922): *Geologie Mecklenburgs*. I. Teil: Diluvium und Alluvium (Quartär). – Hinstorff, Rostock. 200 S. G
- 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: 13–35.
- GUILIZZONI, P., MARCHETTO, A., LAMI, A., GERLI, S. & MUSAZZI, S. (2011): Use of sedimentary pigments to infer past phosphorus concentration in lakes. – *Journal of Paleolimnology*, 45: 433–445.
- HARRISON, S.P. & DIGERFELDT, G. (1993): European lakes as palaeohydrological and palaeoclimatic indicators. – *Quaternary Science Reviews*, 12: 233–248. H
- HAUSMANN, S. & 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.
- HEINE, K., REUTHER, A.U., THIEKE, H.U., SCHULZ, R., SCHLAAK, N. & KUBIK, P.W. (2009): Timing of Weichselian ice marginal positions in Brandenburg (northeastern Germany) using cosmogenic in situ <sup>10</sup>Be. – *Zeitschrift für Geomorphologie N.F.*, 53: 433–454.
- HILGERS, A. (2007): The chronology of Late Glacial and Holocene dune development in the northern Central European lowland reconstructed by optically stimulated luminescence (OSL) dating. – Dissertation. Universität Köln.

- HILL, M.O. (1973): Diversity and evenness: a unifying notation and its consequences. – *Ecology*, 54: 427–432.
- HOMANN, M., MERKT, J. & MÜLLER, H. (2002): Sedimentologische und pollenanalytische Untersuchungen einiger mecklenburgischer Seen – ein West-Ost-Transekt. – *Greifswalder Geographische Arbeiten*, 26: 35–38.
- HUBE, P. O. (1932): Die Entwässerungsverhältnisse im Gebiet der „oberen Havel“. – Dissertation. Universität Rostock. – Universitätsverlag Robert Noske, Borna-Leipzig, 106 S.
- HÜBENER, T., ADLER, S., SCHULT, M., BARTHELMES, A., MICHAELIS, D., MEYER, H., GROOTES, P.M., HUELS, M. & ERLLENKEUSER, H. (2008a): Paläolimnologische Untersuchungen zur Rekonstruktion von typspezifischen Referenzzuständen in schleswig-holsteinischen Seen (Seetypen 11, 14). – *Forschungsbericht Landesamt für Natur und Umwelt Schleswig-Holstein*.
- HÜBENER, T., ADLER, S., WERNER, P., SCHULT, M., ERLLENKEUSER, H., MEYER, H. & BAHNWART, M. (2009): A multi-proxy paleolimnological reconstruction of trophic state reference conditions for stratified carbonate-rich lakes in northern Germany. – *Hydrobiologia*, 631: 303–327.
- HÜBENER, T. & DÖRFLER, W. (2004): Reconstruction of the trophic development of Lake Krakower Obersee (Mecklenburg, Germany) by means of sediment- diatom- and pollen-analysis. – *Studia Quaternaria*, 21: 101–108.
- HÜBENER, T., DREßLER, M., SCHWARZ, A., LANGNER, K. & ADLER, S. (2008b): Dynamic adjustment of training sets (‘moving window’ reconstruction) by using transfer functions in paleolimnology – a new approach. – *Journal of Paleolimnology*, 40: 79–95.
- HURTIG, T. (1954/55): Zur Frage des letztglazialen Eisabbaus auf der mecklenburgischen Seenplatte. – *Wissenschaftliche Zeitschrift der Ernst-Moritz-Arndt-Universität Greifswald, Mathematisch-naturwissenschaftliche Reihe*, 4: 659–666.
- J JANKE, W. (2004): Holozän im Binnenland. In: KATZUNG, G. (Hrsg.): *Geologie von Mecklenburg-Vorpommern*. – Schweizerbart’sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart. 265–284.
- JANKE, W. & LAMPE R. (1982): Zur Holozänentwicklung von Ausgleichsküsten, dargestellt am Beispiel einer Nehrung und ihres Strandsees bei Binz/Rügen. – *Petermanns Geographische Mitteilungen*, 126: 75–83.
- JESCHKE, L. & LANGE, E. (1987): Zur Landschafts- und Vegetationsgeschichte im Gebiet der Sternberger Seen im Nordwesten der DDR. – *Flora*, 179: 317–334.
- K KAISER, K. (1998): Die hydrologische Entwicklung der Müritz im jüngeren Quartär – Befunde und ihre Interpretation. – *Zeitschrift für Geomorphologie N.F., Supplement-volume*, 112: 143–176.
- KAISER, K. (2001): Die spätpleistozäne bis frühholozäne Beckenentwicklung in Mecklenburg-Vorpommern – Untersuchungen zur Stratigraphie, Geomorphologie und Geoarchäologie. – *Greifswalder Geographische Arbeiten*, 24.
- KAISER, K. (2002): Limnische Sedimentabfolgen in Mecklenburg-Vorpommern und Nordbrandenburg – ein Überblick zur Stratigraphie und jungquartären Beckengenese. – *Greifswalder Geographische Arbeiten*, 26: 49–53.
- KAISER, K., BOGEN, C., CZAKÓ-PAP, S. & JANKE, W. (2003): Zur Geoarchäologie des mesolithisch-neolithischen Fundplatzes Rothenklempenow am Latzigsee in der Ueckerländer Heide (Vorpommern). – *Greifswalder Geographische Arbeiten*, 29: 27–68.
- KAISER, K., SCHOKNECHT, T., 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.
- KAISER, K. & ZIMMERMANN, A. (1994): Physisch-geographische Untersuchungen an Mooren und Seen im Havelquellgebiet (Müritz-Nationalpark) – Naturräumliches Inventar, jüngere Landschaftsgeschichte und Raumnutzung einer mecklenburgischen Seenlandschaft. – *Berichte der Akademie für Naturschutz und Landschaftspflege Laufen/Salzach (Bayern)*, 22: 147–173.
- KALBE, L. & WERNER, H. (1974): Das Sediment des Kummerower Sees. Untersuchungen des Chemismus und der Diatomeenflora. – *Internationale Revue der gesamten Hydrobiologie und Hydrographie*, 59: 755–782.
- KALIS, A.-J., MERKT, J. & WUNDERLICH, J. (2003): Environmental changes during the Holocene climatic optimum in central Europe – human impact and natural causes. – *Quaternary Science Reviews*, 22: 33–79.
- KELTS, K. & HSÜ, K.J. (1978): Freshwater carbonate sedimentation. – In: Lerman, A. (ed.): *Lakes: Chemistry, Geology, Physics*. Springer, New York, Heidelberg, Berlin. pp. 295–323.
- KLAFS, G., JESCHKE, L. & SCHMIDT, H. (1973): Genese und Systematik wasserführender Ackerhohlformen in den Nordbezirken der DDR. – *Archiv für Naturschutz und Landschaftsforschung*, 13: 287–302.

- KLIEWE, H. (2004): Weichsel-Spätglazial. – In: KATZUNG, G. (Hrsg.): Geologie von Mecklenburg-Vorpommern. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart. S. 242–251.
- KOPCZYŃSKA-LAMPARSKA, K., CIEŚLA, A. & SKOMPSKI, S. (1984): Evolution of fossil lake basin of the Late Glacial and Holocene in the cliff near Niechorze (Pomeranian Lakeland, Poland). – *Quaternary Studies in Poland*, 5: 39–58.
- KOPP, D. (1970): Kryogene Perstruktion und ihre Beziehung zur Bodenbildung im Moränengebiet. – In: RICHTER, H., HAASE, G., LIEBEROTH, I. & RUSKE R. (Hrsg.): Periglazial – Löß – Paläolithikum im Jungpleistozän der DDR. – Petermanns Geographische Mitteilungen, Ergänzungsheft 274. S. 269–279.
- KOPP, D. & JÄGER, K.-D. (1972): Das Perstruktions- und Horizontprofil als Trennmerkmal periglaziärer und extraperiglaziärer Oberflächen im nordmitteleuropäischen Tiefland. – *Wissenschaftliche Zeitschrift der Ernst-Moritz-Arndt-Universität Greifswald, Mathematisch-naturwissenschaftliche Reihe*, 21: 77–84.
- KOPP, D. & KOWALKOWSKI, A. (1990): Cryogenic and pedogenic perstruktion in tertiary and quaternary deposits, as exemplified in the outcrop of Sternebeck. – *Quaternary Studies in Poland*, 9: 51–71.
- KÖHN, M. (1928): Bemerkungen zur mechanischen Bodenanalyse: III. Ein neuer Pipettapparat. – *Zeitschrift für Pflanzenernährung, Düngung, Bodenkunde*, 11: 50–54.
- 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.
- KUNDLER, P. (1965): Waldbodentypen der Deutschen Demokratischen Republik. – Neumann Verlag, Radebeul. 180. S.
- KÜSTER, H. (1999): Geschichte der Landschaft in Mitteleuropa: Von der Eiszeit bis zur Gegenwart. – C. H. Beck, München. 424 S.
- KÜSTER, M. (2009): Holozäne Bodenerosion und Paläohydrologie im Sander des Pommerschen Stadiums bei Blankenförde (Mecklenburg-Strelitz). – Diplomarbeit, Universität Greifswald.
- KÜSTER, M. & PREUSSER, F. (2009): Late Glacial and Holocene aeolian sands and soil formation from the Pomeranian outwash plain (Mecklenburg, NE-Germany). – *E&G – Quaternary Science Journal*, 58: 156–163.
- KÜSTER, M., ULRICH, J., FÜLLING, A. & SCHWABE, M. (2010): Geoarchäologische Befunde zur Landschaftsgeschichte an einem Dünenstandort bei Zartwitz, Lkr. Müritz. – *Archäologische Berichte aus Mecklenburg-Vorpommern*, 17: 54–60.
- LAMPE, R., LORENZ, S., JANKE, W., MEYER, H., KÜSTER, M., HÜBENER, T. & SCHWARZ, A. (2009): Zur Landschafts- und Gewässergeschichte der Müritz. Umweltgeschichtlich orientierte Bohrungen 2004–2006 zur Rekonstruktion der nacheiszeitlichen Entwicklung. – In: NATIONALPARKAMT MÜRITZ (Hrsg.): *Forschung und Monitoring*, 2. Geozon Science Media, Greifswald. 92 S.
- 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. 174 S.
- LAWA – Länderarbeitsgemeinschaft Wasser (1998): Gewässerbewertung – stehende Gewässer: Vorläufige Richtlinie für eine Erstbewertung von natürlich entstandenen Seen nach trophischen Kriterien. – Kulturbuchverlag, Berlin. 74 S.
- LEMBKE, H. (1972): Die Periglazialerscheinungen im Jungmoränengebiet der DDR. – *Wissenschaftliche Zeitschrift der Ernst-Moritz-Arndt-Universität Greifswald, Mathematisch-naturwissenschaftliche Reihe*, 21: 71–76.
- LEPŠ, J. & ŠMILAUER, P. (2003): *Multivariate analysis of ecological data using CANOCO*. – Cambridge University Press, Cambridge. 282 pp.
- LIEDTKE, H. (1990): Abluale Abspülung und Sedimentation in Nordwestdeutschland während der Weichsel-(Würm)-Eiszeit. – In: LIEDTKE, H. (Hrsg.): *Eiszeitforschung*. Wissenschaftliche Buchgesellschaft, Darmstadt. S. 261–269.
- LITT, T., BEHRE, K.-E., MEYER, K.-D., STEPHAN, H.-J. & WANSA, S. (2007): Stratigraphische Begriffe für das Quartär des norddeutschen Vereisungsgebietes. – *E&G – Quaternary Science Journal*, 56: 7–65.
- LORENZ, S. (2007): Die spätpleistozäne und holozäne Gewässernetzentwicklung im Bereich der Pommerschen Haupteisrandlage Mecklenburgs. – Dissertation, Universität Greifswald.
- LÜTHGENS, C. & BÖSE, M. (2011): Chronology of Weichselian main ice marginal positions in north-eastern Germany. – *E&G – Quaternary Science Journal*, 60: 236–247.
- MAGNY, M. (2004): Holocene climate variability as reflected by mid-European lake-level fluctuations and its probable impact on prehistoric human settlements. – *Quaternary International*, 113: 65–79.
- MANGERUD, J., ANDERSEN, S.T., BERGLUND, B.E. & DONNER, J.J. (1974): Quaternary stratigraphy of Norden, a proposal for terminology and classification. – *BOREAS*, 3: 109–128.

- MAUERSBERGER, R. (2002): Hydrologische Seentypen und ihre Kennzeichnung am Beispiel der Seenlandschaften Nordostdeutschlands. – Greifswalder Geographische Arbeiten, 26: 227–231.
- MERKT, J., LÜTTIG, G. & SCHNEEKLOTH, H. (1971): Vorschlag zur Gliederung und Definition der limnischen Sedimente. – Geologisches Jahrbuch, 89: 607–623.
- MÜLLER, H. (1961): Pollenanalytische Untersuchungen im Bereich des Meßtischblattes Thurow/Südostmecklenburg. – Dissertation. Universität Halle.
- MÜLLER, H. M., KOPP, D. & KOHL, G. (1971): Pollenanalytische Untersuchungen zur Altersbestimmung von Humusauflagen einiger Bodenprofile im subkontinentalen Tieflandgebiet der DDR. – Petermanns Geographische Mitteilungen. 115: 25–36.
- MUNSELL (1994): Soil Color Charts. Revised Edition. – Macbeth Division of Kollmorgen, New Windsor, NY.
- N NITZ, B. (1984): Grundzüge der Beckenentwicklung im mitteleuropäischen Tiefland – Modell einer Sediment- und Reliefgenese. – Petermanns Geographische Mitteilungen. 128: 133–142.
- O OHLE, W. (1973): Die rasante Eutrophierung des Großen Plöner Sees in frühgeschichtlicher Zeit. – Naturwissenschaften 60: 47.
- P PETER, L. (1967): Aufnahmebericht zur Geologischen Übersichtskartierung (1: 100 000) der Meßtischblätter Kratzeburg (2543) und Blankenförde (2643). – Geologisches Landesamt M-V.
- PREHN, B. (1987): Zu Hinweisen auf Seespiegelschwankungen der Müritz. – Wissenschaftliche Zeitschrift der Ernst-Moritz-Arndt-Universität Greifswald, Mathematisch-naturwissenschaftliche Reihe, 36: 49– 51.
- R RACCA, J.M.J., GREGORY-EAVES, I., PIENITZ, R. & PRAIRIE, Y.T. (2004): Tailoring palaeolimnological diatom-based transfer functions. – Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Science, 61: 2440–2454.
- RAKON (2007): Rahmenkonzeption Monitoring, Teil B Bewertungsgrundlagen und Methodenbeschreibungen. Hintergrund- und Orientierungswerte für physikalisch-chemische Komponenten. Gemeinsame Ausarbeitung der LAWA-AO-Expertenkreise „Stoffe“ und „Biologisches Monitoring Fließgewässer und Interkalibrierung“ unter Beteiligung des AK „Fischereiliche Zustandsbewertung“ und des AO-EK „Seen“ und der AG „Physikalisch-chemische Messgrößen“ des BLMP, Stand: 07.03.2007
- ROHDENBURG, H. (1970): Morphodynamische Aktivitäts- und Stabilitätszeiten statt Pluvial- und Interpluvialzeiten. Eiszeitalter & Gegenwart, 21: 81–96.
- 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.
- RUDDIMAN, W.F. (2003): The anthropogenic greenhouse era began thousands of years ago. – Climatic Change, 61: 261–293.
- S SCHAUMBURG, J., SCHRANZ, C., STELZER, D. & HOFMANN, G. (2007): Handlungsanweisung für die ökologische Bewertung von Seen zur Umsetzung der EU-Wasserrahmenrichtlinie: Makrophyten und Phytobenthos. Bayerisches Landesamt für Umwelt.
- SCHEFFLER, W., NICKLISCH, A. & HEPPERLE, D. (2003): Dimorphism in *Cyclotella pseudocommensis* (Heterokontophyta, Bacillariophyceae) as revealed by morphological, ecological and molecular methods. – Archiv für Hydrobiologie, 58: 157–173.
- SCHLAAK, N. (1993): Studie zur Landschaftsgenese im Raum Nordbarnim und Eberswalder Urstromtal. – Berliner Geographische Arbeiten, 76.
- SCHMIDT, H. (1962): Zur Geologie und Morphologie des Naturschutzgebietes „Ostufer der Müritz“. – In: DEUTSCHE AKADEMIE DER LANDWIRTSCHAFTSWISSENSCHAFTEN ZU BERLIN (Hrsg.): Beiträge zur Erforschung Mecklenburgischer Naturschutzgebiete, I: Beiträge zur Erforschung des Naturschutzgebietes »Ostufer der Müritz«, S. 18–32.
- SCHMIDT, R. (1991): Genese und anthropogene Entwicklung der Bodendecke am Beispiel einer typischen Bodencatena des Norddeutschen Tieflandes. – Petermanns Geographische Mitteilungen, 135: 29–37.
- SCHOKNECHT, T. (1996): Pollenanalytische Untersuchungen zur Vegetations-, Siedlungs- und Landschaftsgeschichte in Mittelmecklenburg. – Beiträge zur Ur- und Frühgeschichte Mecklenburg-Vorpommerns, 29.
- SCHÖNFELDER, I. (1997): Eine Phosphor-Diatomeen-Relation für alkalische Seen und Flüsse Brandenburgs und ihre Anwendung für die paläolimnologische Analyse von Auensedimenten der unteren Havel. – Dissertationes Botanicae, 283.



- SCHÖNFELDER, I. (2004a): Paläolimnologische Leitbildkonstruktion und biozönotisch basierte Bewertungsansätze für Flusseen am Beispiel der Diatomeen. TP 1 zu „Bewirtschaftungsmöglichkeiten im EZG der Havel“. – Arbeitsbericht im Auftrag des LUA Brandenburg.
- SCHÖNFELDER, I. (2004b): Anwendung und Validierung von Indizes zur Bewertung von Seen gemäß EU-WRRL auf Basis von Kieselalgen aus dem Profundal schleswig-holsteinischer Seen. – Arbeitsbericht im Auftrag des LAUN des Landes Schleswig-Holsteins.
- SCHÖNFELDER, I., GELBRECHT, J., SCHÖNFELDER, J. & STEINBERG, C.E.W. (2002): Relationships between littoral diatoms and their chemical environment in northeastern German lakes and rivers. – *Journal of Phycology*, 38: 66–82.
- SCHULT, M. (2004): Arbeitsbericht einer pollenanalytischen Untersuchung an Seesedimenten des Drewitzer Sees. – Arbeitsbericht, Universität Greifswald.
- SCHWOERBEL, J. & BRENDENBERGER, H. (2005): Einführung in die Limnologie. 9. Auflage. – Elsevier GmbH, Spektrum Akademischer Verlag, München. 340 S.
- SELIG, U., LEIPE, T. & DÖRFLER, W. (2007): Paleolimnological records of nutrient and metal profiles in prehistoric, historic and modern sediments of three lakes in north-eastern Germany. *Water, Air, & Soil Pollution*, 184: 183–194.
- SIMPSON, G.L. & ANDERSON, N.J. (2009): Deciphering the effect of climate change and separating the influence of confounding factors in sediment core records using additive models. – *Limnology and Oceanography*, 54: 2529–2541.
- SMOL, J.P. (2008): *Pollution of lakes and rivers: A paleoenvironmental perspective*. 2. Edition – Blackwell Publishing, Oxford. 396 pp.
- SMOL, J.P. & STOERMER, E.F. (2010): *The Diatoms: Applications for the environmental and earth sciences*. 2. Edition – Cambridge University Press, Cambridge. 686 pp.
- STRAHL, J. (2005): Zur Pollenstratigraphie des Weichselspätglazials von Berlin-Brandenburg. – *Brandenburgische geowissenschaftliche Beiträge*, 12: 87–112.
- STRAHL, J. & KEDING, E. (1996): Pollenanalytische und karpologische Untersuchung des Aufschlusses „Hölle“ unterhalb Park Dwasieden (Halbinsel Jasmund, Insel Rügen), Mecklenburg-Vorpommern. – *Meyniana*, 48: 165–184.
- STUIVER, M., REIMER, P.J. & REIMER, R.W. (2005): CALIB 5.0.1 [WWW program and documentation].
- SUCCOW, M. (1988): *Landschaftsökologische Moorkunde*. Gustav Fischer Verlag, Jena. 340 S.
- SUCCOW, M. & JOOSTEN, H. (2001): *Landschaftsökologische Moorkunde*. 2. Auflage. – Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart. 622 S.
- SUCCOW, M. & KOPP, D. (1985): Seen als Naturraumtypen. – *Petermanns Geographische Mitteilungen*. 129: 161–170.
- SZEROCZYŃSKA, K. (1991): Impact of prehistoric settlements on the Cladocera in the sediments of Lakes Suszek, Błędowo and Skrzetuszewskie. – *Hydrobiologia*, 225: 105–114.
- TER BRAAK, C.J.F. (1995): Non-linear methods for multivariate statistical calibration and their use in palaeoecology: a comparison of inverse ( $k$ -nearest neighbours, partial least squares and weighted averaging partial least squares) and classical approaches. – *Chemometrics and Intelligent Laboratory Systems*, 28: 165–180. T
- TER BRAAK, C.J.F. & ŠMILAUER, 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.
- 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.
- VOIGTLÄNDER, U. (1982): Die Landschaftsentwicklung am Ostufer der Müritz. – *Natur und Naturschutz in Mecklenburg*, 18: 39–61. V
- ZOLITSCHKA, B. & NEGENDANK, J.F.W. (1997): Quantitative Erfassung natürlicher und anthropogener Bodenerosion in einem Einzugsgebiet der Eifel. *Trierer Geographische Studien*, 16: 61–78. Z
- ŻUREK, S. (1994): The relation between peat formation process and the Polish lowland landscape. – *Quaternary Studies in Poland*, 12: 73–81.

### **Kartographische Quellen**

Geologische Karte von Mecklenburg-Vorpommern, Aufnahme i.M. 1:25.000 für die Übersichtskarte der an der Oberfläche anstehenden geologischen Bildungen i.M. 1:100.000, Blatt 2643 (Blankenförde), Herausgabejahr 1966, Landesamt für Umwelt, Naturschutz und Geologie Mecklenburg-Vorpommern.

Meßtischblatt 2643 (1884). Blankenförde. Maßstab 1:25.000. Verwendung als digitale Version des Instituts für Geographie und Geologie der Universität Greifswald.

Schmettau'sche Karte (1780): Carte chorographique et militaire du duche de Meklenburg-Strehlitz en 9 Sections. Originalmaßstab 1:50.000. Verwendung als digitale Version des Instituts für Geographie und Geologie der Universität Greifswald.

Topographische Karte – Mecklenburg-Vorpommern. Maßstab 1:10.000. DTK. (LVermA M-V) Verwendung als digitale Version des Instituts für Geographie und Geologie der Universität Greifswald (Stand 2010).

### **Internetquellen**

<http://www.biologie.uni-rostock.de/abt/botanik/AG-Phykologie/index.htm>  
(zuletzt eingesehen am 12.10.2011).

<http://CRAN.R-project.org/package=paltran>  
(zuletzt eingesehen am 12.10.2011).

<http://craticula.ncl.ac.uk/Eddi/jsp/>  
(zuletzt eingesehen am 12.10.2011).

# 16 Verzeichnis der Tabellen und Abbildungen

## Tabellen

Tab. 1: Morphometrische und hydrologische Parameter des Krummen Sees.	10
Tab. 2: Erhobene OSL-Alter an Sandproben des Profils BF-1.	17
Tab. 3: Erhobene AMS- <sup>14</sup> C-Daten mit kalibrierten Altern.	17
Tab. 4: Aufstellung aller genutzten lokalen und überregionalen Diatomeen-Gesamtphosphor (TP)-Eichdatensätze.	22
Tab. 5: Pollenzonen, Vegetationsabschnitte und ausgewählte Parameter des Profils Krummer See (Kern K-M).	36
Tab. 6: Holozäne Waldentwicklung und anthropogener Vegetationswandel im Sandergebiet bei Blankenförde.	38
Tab. 7: Pollenanalytisch ermittelter Gehölzanteil [%] für die Zeit des Buchen-Maximums von Standorten in M-V.	60

## Abbildungen

Abb. 1: Lage des Untersuchungsgebietes.	8
Abb. 2: Das bewaldete Einzugsgebiet des Krummen Sees.	9
Abb. 3: Flachwasserbereich mit sandiger Schorre am Ostufer des Krummen Sees.	11
Abb. 4: Lage der Profile, Profilschnitte und Bohrungen im Sandergebiet bei Blankenförde.	12
Abb. 5: Seebohrungen von nicht konsolidierten Seesedimenten mit Hilfe von Gefriertechnik.	13
Abb. 6: Chronologie der jungquartären Landschaftsentwicklung in Mecklenburg-Vorpommern.	18
Abb. 7: DCA-Darstellung der Lage der untersuchten Diatomeen-Assoziationen des Krummen Sees.	22
Abb. 8: Sedimentologie, Pedologie und Chronologie des Profils BF-1.	23
Abb. 9: Sedimentologie, Pedologie und Chronologie des Profils ZW-1.	24
Abb. 10: Profilschnitt „Westufer“.	25
Abb. 11: Sedimentologie, Pedologie und Chronologie des Profil WS-2 am Westufer des Krummen Sees.	26
Abb. 12: Pollendiagramm der untersuchten Humushorizonte im Profil WS-2.	26
Abb. 13: Fotos aus dem Sandergebiet bei Blankenförde.	27
Abb. 14: Profilschnitt „Ostufer“.	29
Abb. 15: Pollendiagramm des Kerns K-M. Dargestellt sind die Gesamtanteile der Vegetation sowie die Baumartenanteile.	33
Abb. 16: Pollendiagramm des Kerns K-M. Dargestellt sind die Anteile der Nichtbaumpollen.	35
Abb. 17: Lithologie, Sedimentologie und Chronologie des Kerns K-NM.	41
Abb. 18: Lithologie, Sedimentologie und Chronologie des Kerns K-WS 1.	42
Abb. 19: Lithologie, Sedimentologie und Chronologie des Kerns K-TO.	43
Abb. 20: Pollendiagramm des Kerns K-TO.	44

Abb. 21: Lithologie, Sedimentologie und Chronologie des Kerns K-10.	45
Abb. 22: Lithologie, Sedimentologie und Chronologie des Kerns K-M.	47
Abb. 23: Relative Anteile der Summe planktischer und litoralassoziierter Diatomeen, sowie relative Anteile (%) einzelner, wichtiger planktischer Diatomeen.	49
Abb. 24: Relative Anteile der Summe planktischer und litoralassoziierter Diatomeen, sowie relative Anteile (%) einzelner, wichtiger litoralassoziierter Diatomeen.	49
Abb. 25: Verschiedene Diatomeen-Parameter im Kern K-M im Vergleich zu palynologischen und sedimentologischen Parametern.	50
Abb. 26: Modell zur spätglazialen und holozänen Bodenbildung und Morphodynamik auf den Sanderhochflächen.	52
Abb. 27: Ausschnitte aus der Schmettau'schen Karte und dem Messtischblatt.	53
Abb. 28: Lithologie und Chronologie der limnogeologischen Sedimentbohrungen am Krummen See.	55
Abb. 29: Modell zur Seebeckenentwicklung des Krummen Sees.	56
Abb. 30: Holozäne Wasserstandsentwicklung des Krummen Sees.	57
Abb. 31: Modell zur holozänen Relief- und Bodenentwicklung sowie zur Landnutzungsgeschichte im Sandergebiet bei Blankenförde.	64

**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. Lebrecht Jeschke  
Dr. Arno Waterstraat  
Christoph Linke

**AUTOREN**

Mathias Küster  
Wolfgang Janke  
Hinrich Meyer  
Sebastian Lorenz  
Reinhard Lampe  
Thomas Hübener  
Anna-Marie Klant

**VERLAG**

Geozon Science Media  
Postfach 3245  
D-17462 Greifswald  
Tel. 03834 / 80 14 80  
info@geozon.net  
www.geozon.net

**GESTALTUNG**

Jonathan Dehn  
Sascha Fricke

**FÖRDERER**

Jost-Reinhold-Stiftung

**DRUCK**

Druckhaus Panzig  
Inhaber: Thomas Panzig  
Studentenberg 1a  
D-17489 Greifswald  
Tel. 03834 / 59 52 40  
Fax 03834 / 59 52 59  
info@druckhaus-panzig.de  
www.druckhaus-panzig.de  
 *Gedruckt auf 100% Recycling-Papier  
aus klimaneutraler Produktion*

**PRINT**

ISSN 1869-0629  
ISBN 978-3-941971-09-7

**ONLINE**

DOI: 10.3285/g.00010  
Download unter [www.geozon.net](http://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 2012

Lizenziert unter *Creative Commons 3.0*

<http://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/3.0/de/>





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](http://www.geozon.net)  
ISBN 978-3-941971-09-7  
ISSN 1869-0629

Nationale  
Naturlandschaften

