

# **GREIFSWALDER GEOGRAPHISCHE ARBEITEN**

---

Geographisches Institut der Ernst-Moritz-Arndt-Universität Greifswald

Band 26

## **Die jungquartäre Fluß- und Seegenese in Nordostdeutschland**

Beiträge zur Tagung in Hohenzieritz (Mecklenburg)  
vom 26. - 28. Februar 2002

herausgegeben von  
**Knut Kaiser**

**GREIFSWALD 2002**

---

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

## Impressum

ISBN: 3-86006-195-X  
Ernst-Moritz-Arndt-Universität Greifswald

Herausgabe: Knut Kaiser

Redaktion: Knut Kaiser

Layout: Brigitta Lintzen

Grafik: Autoren, Brigitta Lintzen, Petra Wiese

Herstellung: Vervielfältigungsstelle der Ernst-Moritz-Arndt-Universität,  
KIEBU-Druck Greifswald

Kontakt: Geographisches Institut, Ernst-Moritz-Arndt-Universität,  
Jahnstraße 16, D-17487 Greifswald,  
e-mail: [geogra@uni-greifswald.de](mailto:geogra@uni-greifswald.de)

---

Für den Inhalt sind die Autoren verantwortlich.

## Inhalt

<b>Vorwort</b> .....	6
<b>Geologie und Geomorphologie</b>	
J. BERGER & F. NEHRING Sedimentabfolge in einem Waldsoll – Ergebnisse von Rammkernsondierungen im Stauchendmoränenkomplex der Rosenthaler Staffel (Mecklenburg-Vorpommern) .....	7
M. BŁASZKIEWICZ Spätglaziale und frühholozäne Seebeckenentwicklung im östlichen Teil von Pommern (Polen).....	11
A. BÖRNER Altersstellung und morphogenetische Deutung von Torfen und Sedimenten in Beckenbereichen des Eberswalder Urstromtals und des Niederen Oderbruchs .....	15
W. VON BÜLOW Zur Paläohydrographie Mecklenburg-Vorpommerns vom Miozän bis zur Weichselkaltzeit .....	19
S. BUSSEMER Quartäre Entwicklung und Gliederung der Binnenentwässerungsgebiete auf der Barnimhochfläche (NE-Brandenburg) .....	23
P. GÄRTNER Nordbrandenburgische Flußentwicklung am Beispiel des Rheinsberger Rhin .....	27
H. HELBIG & P. DE KLERK Geoökologische Prozesse des Pleni- und Spätglazials in der Hohlform „Reinberg“, Nordvorpommern .....	31
M. HOMANN, J. MERKT & H. MÜLLER Sedimentologische und pollenanalytische Untersuchungen einiger mecklenburgischer Seen – ein West-Ost-Transsekt .....	35
W. JANKE Zur Genese der Flußtäler zwischen Uecker und Warnow (Mecklenburg-Vorpommern) .....	39
O. JUSCHUS Zur spätglazial-frühholozänen Entwicklung der Spree im Unterspreewald.....	45
K. KAISER Limnische Sedimentabfolgen in Mecklenburg-Vorpommern und Nordbrandenburg – ein Überblick zur Stratigraphie und jungquartären Beckengenese .....	49
U. KERSTAN, P. VOSS, W. JANKE & R. LAMPE Zur jungquartären Entwicklung von vier Seen auf der Insel Usedom, NE-Deutschland .....	55
A. KLEINMANN, J. MERKT & H. MÜLLER Sedimentologische und palynologische Untersuchungen an Ablagerungen des Siethener Sees und Blankensees (Brandenburg) – erste Ergebnisse .....	59
K. KRIENKE Sedimentation in Eisstauseen und lokalen Becken des Weichsel-Hochglazials innerhalb der Küstenregion Vorpommerns (NE-Deutschland).....	63
P. VAN DER KROFT, A. RENNO & O. ULLRICH Spätglaziale und holozäne Fluß-, Seen- und Niedermoorentwicklung im Oberlausitzer Heide- und Teichgebiet (Sachsen) .....	67
W. LEMKE, J. B. JENSEN, O. BENNIKE, R. ENDLER, A. WITKOWSKI & A. KUIJPERS Spät- und postglaziale Flüsse und Seen in der heutigen westlichen Ostsee .....	73
S. LORENZ, H. ROTHER & K. KAISER Die jungquartäre Gewässernetzentwicklung im Gebiet der Krakower Seen und der Nebel (Mecklenburg) – erste Ergebnisse.....	79
A. O. LUDWIG Die spätglaziale Entwicklung im östlichen Küstengebiet Mecklenburgs (Rostocker Heide, Fischland).....	83

B. NITZ	
Jungquartäre Beckenentwicklung in Nordostdeutschland allgemein ... und der „Teufel“ im Detail .....	87
K. PETERS, U. RATZKE & J. STRAHL	
Geologie von Söllen bei Rosenow, Landkreis Demmin (Mecklenburg-Vorpommern) .....	91
V. ROWINSKY	
Stratigraphische Untersuchungen in Niedermooren Nordostdeutschlands (1992-2002) .....	97
N. SCHLAAK & T. SCHOKNECHT	
Geomorphologische und palynologische Untersuchungen im Vorland der Pommerschen Eisrandlage am Beispiel der Bugsinseerinne (Nordbrandenburg) .....	101

## **Paläolimnologie**

S. DREIBRODT, H.-R. BORK & J. F. W. NEGENDANK	
Laminierte Oberflächensedimente im Woseriner See (Mecklenburg) .....	107
M. DREBLER, T. HÜBENER, U. SELIG & W. DÖRFLER	
Rekonstruktion der Trophieentwicklung des Dudinghausener Sees (Mecklenburg) seit dem Subboreal .....	111
B. LÜDER & B. ZOLITSCHKA	
Steuerung paläolimnologischer Prozesse durch klimatische Einflußgrößen (Sacrower See bei Potsdam) .....	115
E. C. MOSCH & B. W. SCHARF	
Die subfossile Chironomidenfauna des Schulzensees (Mecklenburg-Vorpommern) .....	119
R. RÖHRIG & B. W. SCHARF	
Paläolimnologische Untersuchungen zur Entwicklung des Arendsees (Sachsen-Anhalt) .....	123
R. VARLEMANN	
Geogene Schwermetallgehalte in Paläolimniten des nordostdeutschen Tieflandes .....	127

## **Paläobotanik und Moorkunde**

A. BARTHELMES	
Vom Kesselmoor zum Quellmoor – ungewöhnliche Moorbildungssequenzen im Rodder Forst (Mecklenburg-Vorpommern) .....	131
A. BRANDE	
Zur Palynologie des Großen Stechlinsees (Brandenburg) .....	135
W. DÖRFLER & A. SCHÜLKE	
Der Rugensee bei Schwerin und sein Umfeld – Paläoökologische und archäologische Untersuchungen im Vergleich .....	139
E. ENDTMANN	
Das „Herthamoor“ – ein palynostratigraphisches Leitprofil für das Holozän der Insel Rügen .....	143
G. GAUDIG	
Wachstum von Mooren in Kessellage – Gibt es Kesselmoore? .....	149
S. JAHNS, C. HERKING & K. KLOSS	
Landschaftsrekonstruktion entlang des westlichen unteren Oderlaufs anhand ausgewählter Pollenkurven aus acht Seeprofilen .....	153
A. KAFFKE	
Holozäner Seespiegelanstieg und Moorbuchstum durch Versumpfung – palynologische und stratigraphische Untersuchungen am Görner See (Havelland, Brandenburg) .....	157
P. DE KLERK & S. STOLZE	
Unterschiede in Vegetation und Sedimentation zwischen N-Vorpommern und S-Mecklenburg: Ein spätglazialer Klimagradient? .....	161
D. MICHAELIS	
Die Talmoorgeneese im Bereich der unteren Recknitz (Mecklenburg) – Moore zwischen Ostseeanstieg und autonomen Torfwachstum .....	167

M. THEUERKAUF Die Laacher See-Tephra in Nordostdeutschland: Paläoökologische Untersuchungen mit hoher zeitlicher und räumlicher Auflösung .....	171
-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------	-----

## **Archäologie**

J. BERAN & A. KURZHALS Wustermark 22, Lkr. Havelland (Brandenburg) – Moorgrabung 1999 mit spätpaläolithischen und frühmesolithischen Funden.....	175
R. BLEILE Interdisziplinäre Forschungen zu Wasserstandsschwankungen der „Oberen Seen“ (Mecklenburg) in spätslawischer Zeit (Ende 10.-12. Jh.) .....	179
C. BOGEN Ein See in der Mittelsteinzeit. Interdisziplinäre Forschungen auf dem mesolithisch- frühneolithischen Fundplatz bei Rothenklempenow in Vorpommern .....	183
B. GRAMSCH Archäologische Indizien für natürliche und künstliche Wasserspiegelveränderungen in nordostdeutschen Urstromtälern während des Holozäns .....	189
C. PASDA Geoarchäologische Beiträge zur spätquartären Landschaftsgeschichte des Baruther Urstromtals zwischen Cottbus und Forst (Brandenburg).....	193
F. RUCHHÖFT Wasserstände der „Oberen Seen“ (Mecklenburg) in historischer Zeit.....	197
T. TERBERGER Archäologie des Spätglazials in Fluß- und Seenlandschaften Mecklenburg-Vorpommerns – Forschungsstand und Perspektiven .....	201
S. WENZEL Mesolithische Lagerplatzstrukturen am Moorfundplatz Friesack 4, Lkr. Havelland .....	207

## **Landschaftsökologie und Limnologie**

J. CHMIELESKI Bodengenese in Mudden: Chemische und physikalische Eigenschaften der Lebermudde im Ziehtener Seebruch (Landkreis Barnim, Brandenburg) .....	211
J. A. EIBICH Naturschutzfachliche Entwicklungsprognose für den Serrahnsee (Müritz-Nationalpark) nach Wiederherstellung eines naturnahen hydrologischen Systems .....	215
T. KALETKA, C. RUDAT & J. AUGUSTIN Rezente Stoffeintragseffekte in wasserführenden Söllen von Jungmoränengebieten Ostbrandenburgs .....	219
J. MATHES Die Trophiesituation der Seen in Mecklenburg-Vorpommern und ihre Konsequenzen .....	223
R. MAUERSBERGER Hydrologische Seentypen und ihre Kennzeichnung am Beispiel der Seenlandschaften Nordostdeutschlands .....	227

## **Thematische Bibliographie**

K. KAISER Bibliographie zur jungquartären Fluß- und Seegenese in Nordostdeutschland – Titel ab 1990 .....	233
--------------------------------------------------------------------------------------------------------------	-----

## Vorwort

Vom 26.-28. Februar 2002 fand auf Schloß Hohenzieritz bei Neustrelitz (Mecklenburg) auf Einladung der Geographischen Institute der Universität Greifswald und der Humboldt-Universität zu Berlin sowie des Nationalparkamtes Müritz die Tagung „Jungquartäre Fluß- und Seegenese in Nordostdeutschland“ statt. Der Tagungsort, auf den Randhöhen des Tollensesee-Beckens gelegen, unterstrich dabei einerseits durch seine Lage inmitten der mecklenburgisch-brandenburgischen Seenplatte den räumlichen Schwerpunkt der Tagung. Andererseits verwies das gastgebende Nationalparkamt Müritz – als Naturschutzbehörde in dieser Region der Gegenwart und der Zukunft einer seenreichen Landschaft verpflichtet – auf die Bedeutung landschaftsgeschichtlicher Forschung für das Verständnis des Vorhandenen und die Beurteilung kommender Entwicklungen.

Ausgehend von der Tatsache, daß sich regional in den vergangenen etwa zehn Jahren durch eine Vielzahl von Forschungsprojekten der Kenntnisstand zum Thema jungquartäre Fluß- und Seegenese deutlich verbessert hat, der wissenschaftliche Austausch darüber jedoch vielfach durch fachliche und administrative („Denk-“) Grenzen behindert war, hatten sich die Veranstalter zur Durchführung einer multidisziplinären Tagung mit Teilnehmern aus den Geo-, Bio- und Humanwissenschaften entschlossen. Die mit 125 Gästen aus Deutschland, Polen und den Niederlanden sowie insgesamt 55 Vortrags- und Posterpräsentationen unerwartet große Resonanz auf die Tagungseinladung zeigte deutlich den Bedarf nach einer solchen Veranstaltung. Ein Exkursionstag in das Gebiet um Serrahn im Müritz-Nationalpark und an das Südostufer der Müritz bot die Gelegenheit einer Erholung vom zweitägigen Vortrags-„Marathon“ und ermöglichte das Kennenlernen bedeutender Naturreservate.

Der räumliche Focus der Tagung galt den Flüssen und Seen in Alt- und Jungmoränenlandschaften im nördlichen Sachsen, in Sachsen-Anhalt, in Brandenburg und Berlin sowie in Mecklenburg-Vorpommern. Chronologisch stand im wesentlichen die Entwicklung der letzten 15.000 Jahre im Vordergrund. „Motoren“ des wissenschaftlichen Fortschrittes der vergangenen zehn Jahre waren einerseits (Groß-) Forschungsvorhaben des Bundes und der Länder zur Klimaforschung und zum Umweltschutz. Andererseits konnten traditionelle Forschungsfelder geographischer, geologischer und archäologischer Institutionen in Nordostdeutschland auf hohem Niveau weitergepflegt werden. Demgemäß gliederte sich die Tagung und gliedert sich dieser Band in die Bereiche Geologie und Geomorphologie (22 Beiträge), Paläolimnologie (6), Paläobotanik und Moorkunde (10), Archäologie (8) sowie Landschaftsökologie und Limnologie (5).

Der Tagungsband versammelt 51 Beiträge, wobei die große Anzahl zu einer entsprechenden Kürze des Einzelbeitrages zwang. Es handelt sich um erweiterte Zusammenfassungen von z.T. sehr materialreichen Forschungsergebnissen. In der Regel ermöglichen die bibliographischen Hinweise am Ende der Beiträge den Zugang zum Gesamtmaterial. Eine Bibliographie mit 268 veröffentlichten und unveröffentlichten Arbeiten ab 1990 zur jungquartären Fluß- und Seegenese in Nordostdeutschland beschließt den Tagungsband.

Dem Herausgeber ist es eine angenehme Pflicht allen Autoren dieses Bandes für ihre Arbeit an den Beiträgen, den Herren S. Lorenz, S. Czako Pap und H. Rother für die reibungslose Tagungsorganisation vor Ort, den Herren A. Baumgart, J. A. Eibich, K. Granitzki, Dr. L. Jeschke, A. Kobel, U. Meßner und Dr. H.-J. Spieß für ihre Unterstützung im Rahmen der Exkursion und Frau B. Lintzen für die technische Mitarbeit am Tagungsband zu danken. Herrn Prof. Dr. K. Billwitz gilt der Dank für die Aufnahme dieses Bandes in die „Greifswalder Geographischen Arbeiten“.

Knut Kaiser

## **Sedimentabfolge in einem Waldsoll - Ergebnisse von Rammkernsondierungen im Stauchendmoränenkomplex der Rosenthaler Staffel (Mecklenburg-Vorpommern)**

Sedimentary deposits in a forest-pothole -  
Results of drilling in the push end moraine of the Rosenthaler Staffel  
(Mecklenburg-Vorpommern, Germany)

JANA BERGER & FRANZISKA NEHRING

### **Zusammenfassung**

Die organischen Ablagerungen in den wassergefüllten Hohlformen des Arbeitsgebietes reichen bis in das Spätglazial zurück. Ihre Sedimentation wurde in kälteren Zeiträumen durch Solifluktuationsprozesse unterbrochen oder durch verstärkte Eintragung minerogenen Materials beeinflusst. Jüngere geologische Prozesse werden durch die Wald-Feld-Verteilung gesteuert. Während unter Waldbedeckung der spätglaziale Geschiebedecksand erhalten blieb, wurde er auf der landwirtschaftlich genutzten Fläche durch Erosion abgetragen bzw. umgelagert. Im Senkenzentrum kam es hier zur Akkumulation von Kolluvien mit mehreren Dezimetern Mächtigkeit.

### **Summary**

The organic deposition in the water filled hollows (potholes) of the study area started in the Lateglacial. During colder time periods it was interrupted by solifluction or affected by intensified input of mineral material. Younger geological processes are steered by the forest-field-distribution. While the Lateglacial coversand remained unchanged in the forest, it became completely altered in agricultural areas. Here the pleistocene deposits are covered by hillwash-sediments (colluviums) of several decimetres thickness.

### **1 Einleitung**

In Zusammenarbeit zwischen dem Institut für Geologische Wissenschaften der Ernst-Moritz-Arndt-Universität Greifswald und der Deutschen Wildtierstiftung/Forschungsstation Gut Klepelshagen wurde ein 0,25 km<sup>2</sup> großes Gebiet im Stauchendmoränenkomplex der Rosenthaler Staffel bearbeitet (NEHRING 2002). Es sollte der geologische Aufbau des Gebietes geklärt, sowie weiterführend der Wasserhaushalt und die Hydrochemie von wassergefüllten Hohlformen untersucht werden. Besonderes Interesse galt dem Sedimentationsgeschehen in den Hohlformen, sowie den unterschiedlichen erosiven Prozessen unter Waldbedeckung bzw. auf landwirtschaftlichen Nutzflächen.

### **2 Regionalgeologische Einordnung**

Das Arbeitsgebiet (Abb. 1) befindet sich im Südosten Mecklenburg-Vorpommerns (Landkreis Uecker-Randow). Es gehört zum Stauchendmoränenzug der Rosenthaler Staffel. Die typische Schuppenstruktur der Stauchendmoräne entstand infolge der Stauchwirkung eines oszillierenden Eisrandes während des Mecklenburger Stadiums des Weichselglazials (SCHULZ 1965). Die eng hintereinander angeordneten Stauchwälle bewirken ein stark ausgeprägtes Relief. Das Arbeitsgebiet liegt zwischen zwei dieser NW-SE-verlaufenden Rücken. In der Depression befinden sich vier wassergefüllte Hohlformen (Sölle).

Anhand der Kartierung von SCHULZ (Geologische Übersichtskarte 1:100.000, 1963) wurde das Gebiet zwischen Jatznick und Brohm in einen Jatznicker Lobus, die Rothemühler Moränengabel, sowie den Klepelshagener Lobus gegliedert. Für die oberflächennahen Schichten im Klepelshagener Lobus gibt SCHULZ (1965) zu gleichen Teilen Geschiebemergel und Schmelzwassersande an, die an schaufelförmig gebogenen Flächen miteinander verschuppt wurden. Diskordant über dem gestauchten Komplex folgt als spätleistozäne Bildung ein Geschiebedecksand.

Von den im Arbeitsgebiet gelegenen wassergefüllten Hohlformen, befinden sich drei im Wald (Abb. 1) und eines auf landwirtschaftlicher Nutzfläche. Dieses Feldsoll gliedert sich in einen trockenen NW-Teil und einen wasserführenden SE-Teil. Die ursprünglich abflußlosen Senken werden seit den 50er Jahren durch ein Grabensystem drainiert. Das Grabensystem entwässert in den zum Einzugsgebiet der Zarow gehörenden Knüppelbach.

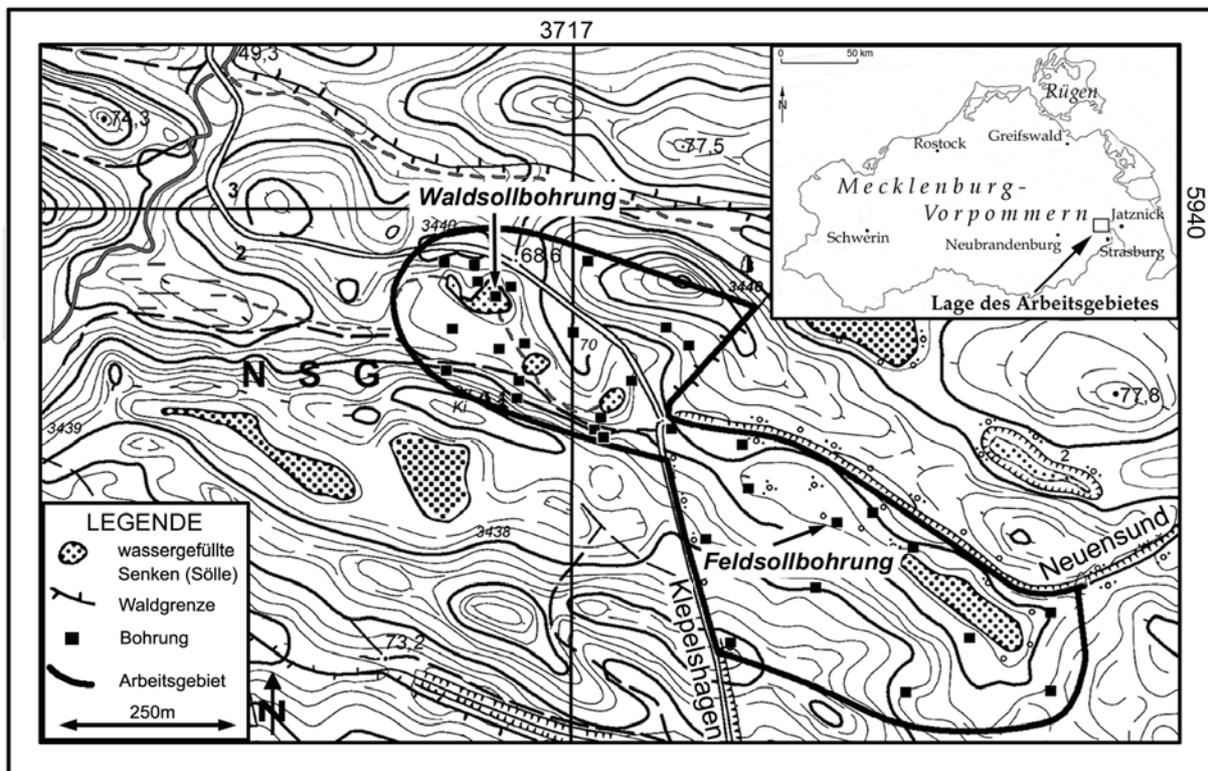


Abb. 1: Lage des Arbeitsgebietes in Mecklenburg-Vorpommern und innerhalb der Rosenthaler Stauchendmoräne.

### 3 Untersuchungsmethoden

Der geologische Untergrund wurde intensiv mit 33 Rammkernsondierungen untersucht. Von diesen 7-13 m tiefen Bohrungen wurden 19 im Wald und 13 in der Feldmark abgeteuft (Abb. 1). Acht der Sondierungen wurden für hydrochemische Untersuchungen als 2“-Grundwassermeßstellen ausgebaut. Die Bohrung in einem der Waldsölle wurde von einem Steg aus niedergebracht.

An ausgewählten Sedimentproben wurden die Korngrößenverteilung, der Karbonatgehalt sowie bei Torfproben der Glühverlust ermittelt. Eine Pollenanalyse der im Waldsoll erbohrten Torfe und Mudden wurde durch Dr. Pim de Klerk und Dipl.-Biologin Susann Stolze am Botanischen Institut Greifswald vorgenommen.

### 4 Ergebnisse

Die Bohrung in einem der Waldsölle erbrachte eine Gesamtmächtigkeit von Torfen, Mudden und minerogenen Sedimenten mit Organikgehalten über 10 % von 4,7 m (Abb. 2). Die tiefsten organischen Ablagerungen konnten nicht pollenanalytisch eingestuft werden. Ihre stratigraphische Position läßt auf eine Zuordnung in das Spätglazial schließen. Im Hangenden dieser ca. 10 cm mächtige Mude befindet sich eine vermutlich der Älteren Dryas zuzuordnende feinlaminierte Wechsellagerung von feinsandig-tonigem Material mit organischen Anreicherungen. In einer dünnen Lage treten in ihr Gastropodenbruchstücke und Ostrakodenklappen auf. Mittels Pollenanalytik konnten die nun folgenden organischen Schichten sicher ins Alleröd eingestuft werden. In sie ist bei 4,2 m die Laacher See-Asche eingebettet. Das Alter dieser Aschelage wird mit 12800 cal. B.P. angegeben (SCHMINKE 2000). Die organische Sedimentation hält bis ins Subboreal an. Die jüngere Dryas ist durch höhere Sandgehalte gekennzeichnet. Da die Sedimentabfolge aus Mudden und Torfen bereits im Spätglazial einsetzt, handelt es sich bei dem untersuchten Waldsoll um ein echtes, glazigenes Soll (KLAFS et al. 1973).

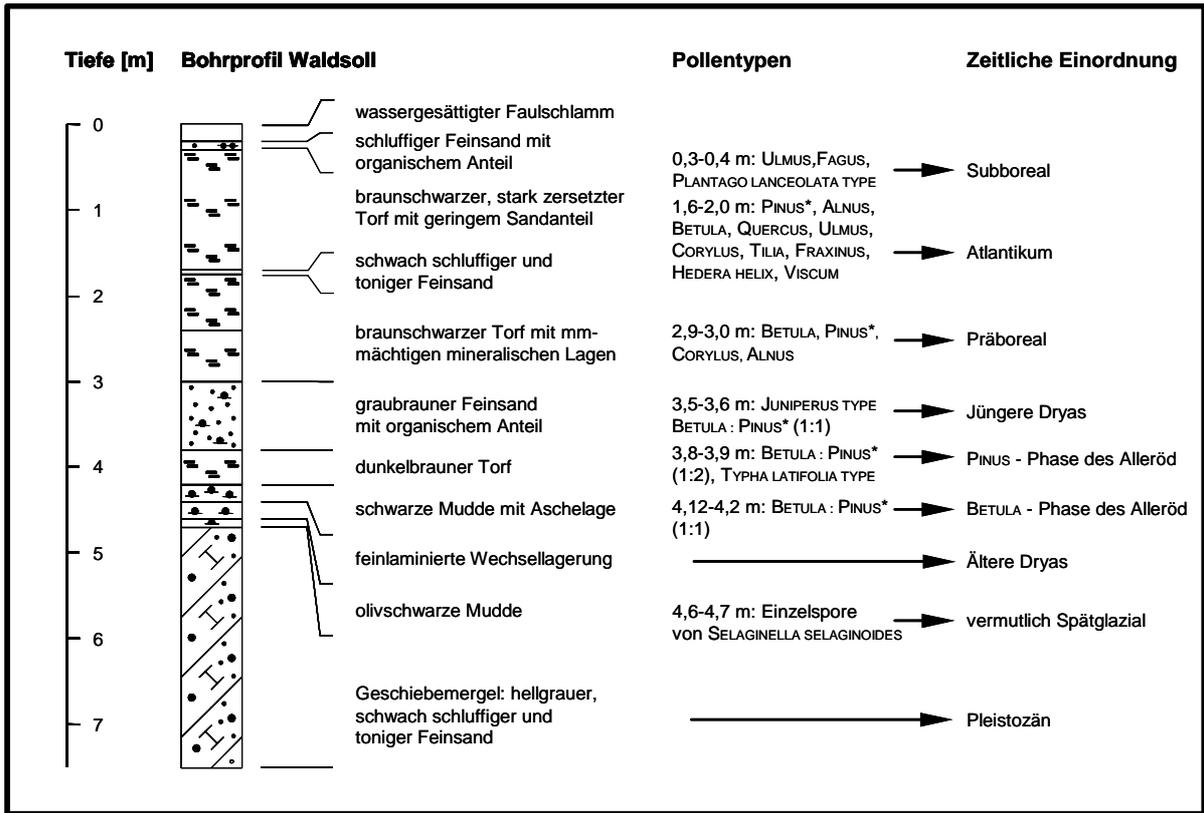
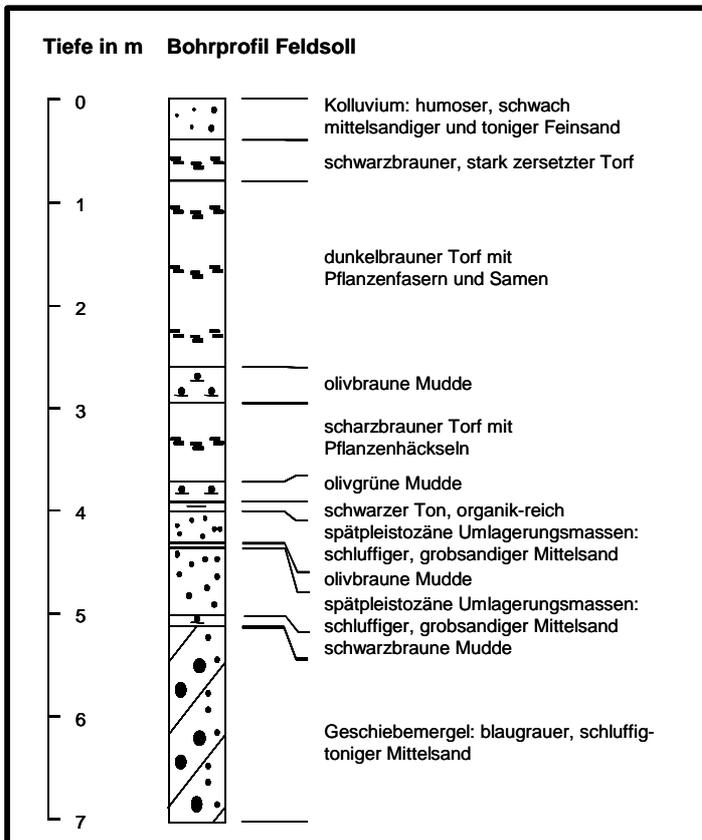


Abb. 2: Bohrprofil der Waldsollbohrung und zeitliche Einordnung der Abfolge anhand von Pollenanalysen ausgewählter Proben (Pinus\* umfasst die Typen PINUS HAPLOXYLON TYPE und PINUS DIPLOXYLON TYPE).



Eine ebenso mächtige Abfolge organischer Ablagerungen wurde im trockenliegenden Teil des Feldsolls erbohrt (Abb. 3). Sie werden hier von holozänen Kolluvien überlagert. Dies spricht für eine sukzessive Zuschüttung des Feldsolls. An der Basis der holozänen Abfolge blieben spätpleistozäne Umlagerungsmassen erhalten, die auf Massenverlagerung durch solifluidale Prozesse in kälteren Zeiträumen (Ältere und Jüngere Dryas) zurückgeführt werden. Das Feldsoll ist ebenfalls als echtes, glazigenes Soll zu bezeichnen.

Abb. 3: Bohrprofil der Feldsollbohrung.

Kolluvien fehlen im Bereich des Waldes vollständig. Außerhalb der Sölle ist hier ein spätglazialer Geschiebedecksand flächenhaft verbreitet. Daraus ergibt sich, daß erosive Prozesse unter Waldbedeckung kaum von Bedeutung sind. Weiterhin kann man schlußfolgern, daß das Gebiet des heutigen Klepelshagener Forstes während des gesamten Holozäns bewaldet war. Trotz der frühzeitigen Besiedlung der Region im 11.-13. Jahrhundert wurde der Klepelshagener Forst aufgrund der steilen Hänge lediglich als sogenannter Hutewald genutzt (LENKAT 1999). Die Feldmark dagegen ist wahrscheinlich ab dem Beginn der Besiedlung waldfrei, so daß hier Oberflächenerosion stattfinden konnte.

Das Torfwachstum im Waldsoll endet mit dem Subboral. Dies könnte auf eine weitgehende Verlandung zu diesem Zeitpunkt zurückzuführen sein. Auf den subborealen Torfen lagert als jüngstes Glied ein geringmächtiger, schluffiger und humoser Feinsand. Die Wasserführung der Waldsölle wurde eventuell erst durch die Meliorationsmaßnahmen der Neuzeit reaktiviert.

## **5 Literatur**

- KLAFS, G., JESCHKE, L. & SCHMIDT, H. (1973): Genese und Systematik wasserführender Ackerholformen in den Nordbezirken der DDR. Archiv für Naturschutz und Landschaftsforschung 13: 287-302.
- LANDESVERMESSUNGSAMT MECKLENBURG-VORPOMMERN (1997): Topographische Karte Schwerin im Maßstab 1:10.000 - Blatt Strasburg (Uckermark)-Klepelshagen und Blatt Schönhausen; Schwerin.
- LENKAT, H. (1999): Im Dienste der Staatsjagd – Forst- und Jagdgeschichte des Reviers Klepelshagen in Mecklenburg-Vorpommern. – 236 S.; Schibri-Verlag, Milow.
- NEHRING, F. (2002): Hydrogeologische und hydrochemische Untersuchungen an Söllen und Grundwässern in einem kleinen Einzugsgebiet der Rosenthaler Stauchendmoräne. Unveröff. Diplomarbeit, Universität Greifswald, Institut für Geologische Wissenschaften, 104 S.
- SCHMINKE, H.-U. (2000): Vulkanismus. 264 S.; Darmstadt.
- SCHULZ, W. (1965): Die Stauchendmoräne der Rosenthaler Staffel zwischen Jatznick und Brohm in Mecklenburg und ihre Beziehung zum Helpter Berg.- Geologie 14: 564-588; Berlin.

### **Anschriften der Verfasserinnen**

Dipl. Geol. Jana Berger, Thälmannstraße 42, D-39291 Möser, e-mail: jana.berger@gmx.net;

Dipl. Geol. Franziska Nehring, Torfstraße 4, D-16321 Schönow, e-mail: nehring@uni-greifswald.de

## **Spätglaziale und frühholozäne Seebeckenentwicklung im östlichen Teil von Pommern (Polen)**

Late-Glacial and Early-Holocene development of lake basins in the  
eastern part of Pomerania (Poland)

MIROSLAW BŁASZKIEWICZ

### **Zusammenfassung**

An Beispielen aus Ostpommern werden verschiedene Typen der Seebeckenentwicklung in Verbindung mit dem Toteistieftauen beschrieben. Neben Seebecken, in denen limnische Verhältnisse schon im Präbölling oder im Bölling-Alleröd-Komplex herrschten, treten auch Becken auf, die erst ab dem Präboreal limnische Sedimentation aufweisen. In Verbindung mit fluvialen Strukturen kann belegt werden, dass das definitive Tiefertauen des Toteises dort erst im Präboreal erfolgte.

### **Summary**

Basing on the lowerings of Eastern Pomerania, various types of lake basins evolution were presented in the connection with the process of dead ice melting out. It was proved that besides the lakes in which the lake sedimentation was connected with the Pre-Bölling period and Bölling-Alleröd complex, there are also lowerings where lake sedimentation began as late as in Preboreal period. Taking into account the relation of lake deposits to fluvial structures, it was concluded that the final melting out of the dead ice took place only in Preboreal period.

### **1 Einleitung**

Seesedimente sind ein sehr empfindlicher Indikator für Umweltveränderungen. Aus diesem Grunde hat ihre komplexe Analyse einen großen Anteil an paläogeographischen Forschungen. Ein Paradebeispiel aus Polen ist die Analyse der Sedimente des Gościąż-Sees, die von einem interdisziplinär arbeitenden Kollektiv durchgeführt wurde (Ralska-Jasiewiczowa et al. 1998). Trotz groß angelegter Forschungen gibt es jedoch nach wie vor viele Aspekte der spätglazialen Seenentwicklung, die noch wenig erforscht sind.

Das Hauptziel der Forschungsarbeiten in Ostpommern lag bei der Klärung der Prozesse, die in den Seebecken zur Zeit ihrer Herausbildung stattfanden. Im vorliegenden Artikel werden die Prozesse erörtert, die zwischen dem Zeitpunkt des Eisfreiwerdens nach Aufgabe der Pommerschen Eisrandlage bis zum endgültigen Abschmelzen des begrabenen Toteises stattfanden. Im Vergleich zu den fünf Entwicklungsphasen der Becken im Jungmoränenland Norddeutschlands, die von NITZ (1984) beschrieben wurden, umfasst der hier zu analysierende Abschnitt drei Phasen: die Niedertau-, die Konservierungs- und die Tiefertauphase. Mit Ausnahme der vorhergehenden Anlagephase umfassen die genannten Phasen die geomorphologisch dynamischste und zugleich am wenigsten erforschte Periode in der Entwicklung der Seebecken.

Im Laufe der Forschungsarbeiten wurden insgesamt 30 Becken innerhalb der Seenplatte von Starogard Gdański und im nördlichen Teil von Bory Tucholskie analysiert. 19 Becken liegen auf der Rückseite der Pommerschen Eisrandlage, die anderen im direkten Vorfeld. Die große Mehrheit der erforschten Becken gehört genetisch dem Typus der glazialen Rinnen an, die infolge der Erosion der Subglazialgewässer entstanden sind. Bei einigen glazialen Rinnen lässt sich aus ihrem Verlauf im Bereich tief gelegener Grundmoränenflächen, verbunden mit der Bedeckung durch Geschiebemergel und einem herausgebildeten subglazialen Relief innerhalb der Rinnen, auf eine Wirkung der Exaration neben der Wassererosion schließen. Außer den glazialen Rinnen repräsentieren zwei der erforschten Becken den Typ des Gletscherzungenbeckens, eine ist ein Evorsionskessel, die übrigen besitzen unregelmäßige Formen. Es gibt auch Beweise dafür, dass größere Becken älterer Anlage sind (BŁASZKIEWICZ 1998).

Die untersuchten Becken unterscheiden sich voneinander in ihrem Verhältnis zum hydrographischen Netz. Neben Becken, die durch Flüsse in Talssysteme eingebunden wurden, treten auch abflusslose Formen auf. Lediglich drei der untersuchten Becken besitzen noch Seen; die anderen sind verlandet.

Die Analyse der Becken und der lithofaziellen Entwicklung der dort auftretenden Ablagerungen zeigte sehr große Unterschiede im Paläomilieu nicht nur zwischen den Becken, sondern auch innerhalb einzelner Becken. Die angeführten Pollenanalysen wurden von Dr. Noryskiewicz, und die <sup>14</sup>C-Datierungen vom Labor in Gliwice durchgeführt.

## 2 Zur Beckenentwicklung während des Eisabbaus

Ein wichtiges Problem der frühesten Beckenentwicklung bildet der Übergang von der glazilimnischen zur limnischen Sedimentation. In der Regel treten die glazilimnischen Sedimente in Form von hochgelegenen Kamesterrassen auf oder sie sind – günstige Bedingungen vorausgesetzt – am Beckenboden unter den Seeablagerungen zu finden. Neben Becken, wo zwischen der glazilimnischen und der limnischen Sedimentation ein deutlicher Hiatus auftritt, gibt es auch Fälle, in denen die glazilimnische Akkumulation allmählich in die limnische übergeht. Letzteres tritt stets in Becken auf, in denen limnoglaziale Rhythmite im Liegenden der mineral-organischen präallerödzeitlichen Seeablagerungen vorkommen.

Ein besonderer Fall glazilimnischer Akkumulation ist der Eisstausee von Gniew (Abb. 1). Das Besondere an diesem 36 km<sup>2</sup> großen Gebiet ist, dass die glazilimnischen Ablagerungen nicht in Beckenlage, sondern in einer hohen Position im Verhältnis zu den umgebenden Grundmoränenflächen auftreten. Morphologisch ist dieser Sachverhalt entlang des Wierzycales deutlich sichtbar, wo glazilimnische Sedimente von der tiefer gelegenen Grundmoränenfläche durch eine bis 20 m hohe Stufe getrennt sind. Diese Stufe ist infolge der Akkumulation der glazilimnischen Sedimente am Eiskontakt entstanden. Die glazilimnische Sedimentation setzt mit typischen Warven ein, die mit einer Schicht massiven Sandes endet. Darauf folgt ein mächtiger (bis 15 m), massiver Ton. Im kompletten Profil treten *dropstones* auf. Das Sedimentationsmilieu kann als ein Marginalsee beschrieben werden, der im Norden durch das aktive Eis und im Süden durch Toteis begrenzt wurde. Nach der Anfangsphase mit ruhiger Sedimentation (Warven) kam es zu einem einschneidenden Ereignis in der Seegeschichte, verbunden mit dem Einfließen von Wasser aus einem höher gelegenen subglazialen oder supraglazialen See. Resultat dieses Geschehens war die Akkumulation des massiven Sandes im Sinne eines *cohesive-flow* und die danach folgende Ablagerung des massiven Tones aus der Suspension. Nach der Periode glazilimnischer Akkumulation kommt es in diesem Becken zu einem Hiatus, der bis zum zu Anfang des Bölling-Alleröd-Komplexes dauert, als die Hauptphase des Toteistiefenausens beginnt. In dieser Phase entwickeln sich innerhalb des ausgedehnten, trockengefallenen Staubeckens kleinräumig Seen, die sich auf das Auftreten von Toteisblöcken beschränken. Diese Etappe wurde im Kessel bei Cieple am besten dokumentiert. Unmittelbar auf den glazilimnischen Sedimenten lagert allerödzeitlicher Torf im Liegenden limnischer Ablagerungen. Bemerkenswert ist das Auftreten von 3 m mächtigem Ton aus der Jüngeren Dryas.

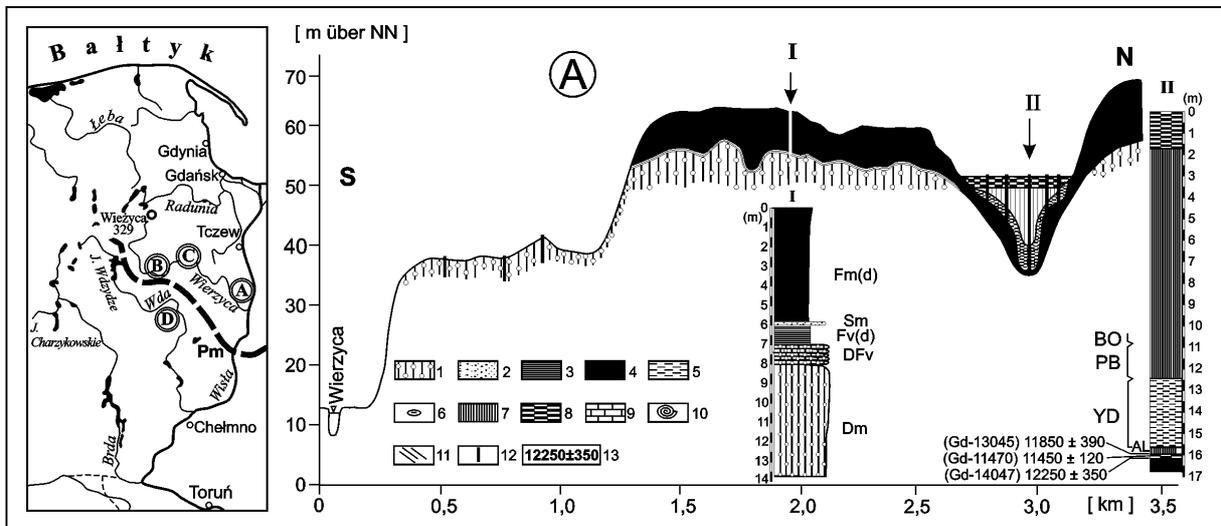


Abb. 1. Lage der analysierten Becken im Text (A – Eisstausee von Gniew; B – Enddepression von Stara Kiszewa; C – Subglaziale Rinne bei Więckowy; D – Subglaziale Rinne bei Borzechowo; Pm – Pommerschen Eisrandlage) und Profil des Eisstausees bei Gniew mit dem Kessel bei Cieple; 1 – Geschiebemergel, 2 – Sand, 3 – Warven, 4 – massiver Ton, 5 – Seeton, 6 – Tonklümpchen, 7 – Mudde, 8 – Torf, 9 – Seekreide, 10 – Molluskenfauna, 11 – Abschiebungen, 12 – Bohrungen, 13 – <sup>14</sup>C-Alter BP, PAL – Präallerödzeitlicher Torf, BÖ – Bölling, AL – Alleröd, YD – Jüngere Dryas, PB – Präboreal, BO – Boreal, DFv – Wechsellagerung von geschichtetem Geschiebemergel mit laminierten Schluffen und Tonen, Fv – Warven, Fm – massiver Ton, Sh – horizontal geschichteter Sand, d – dropstones.

## 3 Zur Entwicklung vor und während des Bölling-Alleröd-Komplexes

In der Mehrheit der Becken lag der absolute Anfang der Seesedimentation in der Hauptphase des Toteistiefenausens im Bölling-Alleröd-Komplex. Das Vorkommen von bölling-/allerödzeitlichem Torf im Liegenden der Seesedimente wurde in der Mehrzahl der Becken nachgewiesen. Im Hangenden des Torfes treten spätglaziale Tiefwasserablagerungen, die in der Regel laminiert sind, und holozäne Mudden auf. Im Alleröd sedimentierte meist Kalk- und in der Jüngeren Dryas meist Silikatmudde. Ab dem Präboreal weisen die Mudden einen höheren

organischen Anteil auf. Die registrierte Sedimentationskontinuität deutet auf das schnelle Abtauen des Toteises und die Entstehung der voll herausgebildeten Seebecken schon im Alleröd hin.

In insgesamt 4 Becken, die heute Bestandteile des Wierzyca- bzw. des Wietcisa-Tales sind, verlief die spätglaziale Entwicklung anders. Dort wurden morphologisch erkennbare, terrassenartige Niveaus einer vorallerödzeitlichen Seegeneration dokumentiert, die bis zu 8 m über der heutigen Überschwemmungsebene liegen (Abb. 2). Geologisch werden die Niveaus von sandig-schluffig-tonigen Ablagerungen aufgebaut. Teilweise tritt Seekreide mit einer Molluskenfauna auf, die stenothermische Gattungen mit holarktischer Verbreitung enthält. Die Analyse der Molluskenfauna wurde von Dr. Krzymińska (Gdańsk) vorgenommen. Bei Stara Kiszewa tritt im Liegenden der Sedimente eine Torfschicht auf, die per  $^{14}\text{C}$ -Analyse auf  $13010 \pm 110$  Jahre BP datiert wurde (Probe Gd-6311). Der Torf enthält eine Tundrenflora (u.a. *Salix polaris*, *Betula nana*, *Dryas octopetala*, *Selaginella selaginoides*).

Das Liegende der jüngeren Seeablagerungen, die den heutigen Beckenrund füllen, bilden entweder allerödzeitliche Torfe, die spätglaziale und holozäne Mudden unterlagern, oder präborealer Torf unter holozänen Mudden. Das Fehlen von Ablagerungen der vorallerödzeitlichen Seegeneration unter den Torfen deutet darauf hin, dass das Auftreten der ältesten Seen sich auf kleine Flächen zwischen den Beckenhängen und den Blöcken des Toteises beschränkte. Diese Situation weist auch auf einen Hiatus in den Seeablagerungen hin, der in den Becken zwischen einigen hundert bis zu 3000 Jahren anhielt. Diese Sedimentationslücke war zweifelsohne durch den phasenhaften Vorgang des Toteistiefauens bedingt. Teile des Beckens blieben nach wie vor plombiert.

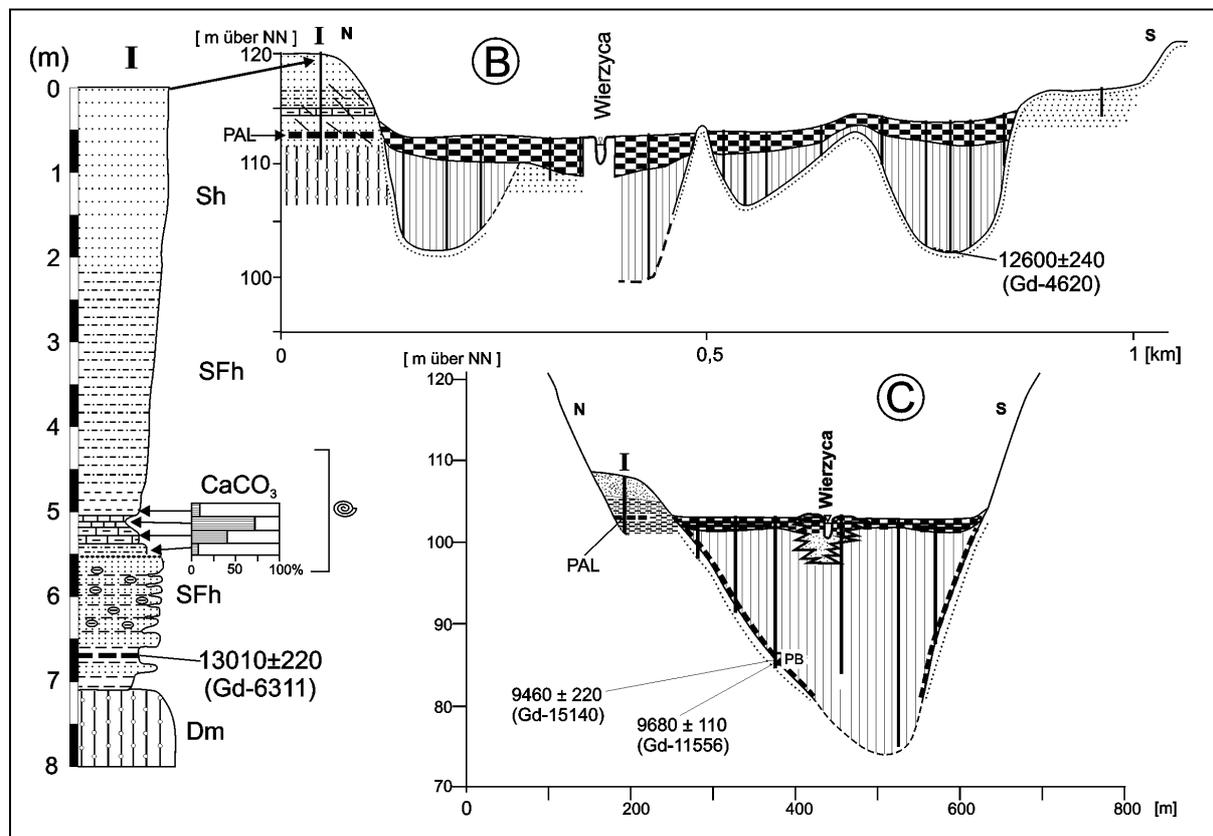


Abb 2. Profil aus der Enddepression bei Stara Kiszewa und der subglaziale Rinne bei Więckowy, I – Präallerödzeitliche Sedimente. Weitere Erklärungen siehe Abb 1.

#### 4 Die Entwicklung an der Grenze Spätglazial-Holozän

An der Basis der limnischen Sedimente in der glazialen Rinne bei Więckowy tritt präborealer Torf auf, der von holozänen Mudden und Torfen bedeckt ist, die bis zu 30 m Mächtigkeit erreichen (Abb. 2). Die glaziale Rinne wird durch den Fluss Wierzyca entwässert. Ca. 100 m weiter östlich der abgebildeten Bohrtrasse verlässt die Wierzyca die Rinne in einem selbst geschaffenen, erosiven Flusstal. Dort sind erosive Gleitmäander mit einem schmalen Flussbett entwickelt. Die Position des präborealen Torfes – mindestens 20 m unterhalb des erosiven, aktuellen Talgrundes der Wierzyca – deutet auf die Akkumulation des präborealen Torfes über Toteis hin, welches die Rinne erfüllte. Erst das endgültige Ausschmelzen des Toteises im Laufe des Präboreals führte zur Entwicklung der jüngsten Seegeneration in der Rinne. Dadurch sank der präboreale Torf auf den Beckenrund und wurde von jüngeren Seeablagerungen bedeckt. Diese Entwicklung lässt sich im Wierzyca-Tal noch an zwei weiteren Positionen nachweisen. Eine ähnliche Situation findet sich auch in den Borzechowskie-Rinnen, die im

benachbarten Wda-Tal zu finden sind (Abb. 3). Auch dort tritt präborealer Torf an der Basis der limnischen Sedimente in der subglazialen Rinne auf. Die Basis der Rinne liegt dort 9–16 m unterhalb des erosiven Niveaus im Wda-Tal. Auch dies deutet auf die Möglichkeit des Überdauerns von Toteis bis zum Präboreal hin.

Die geomorphologische Analyse der Becken, in denen man tief gelegene präboreale Torfe festgestellt hat, deutet darauf hin, dass der Hauptfaktor bei der Erhaltung des begrabenen Toteises die ständige Drainage des Beckens war. Diese Bedingung erfüllten vor allem die Becken, die in der Nähe eines Wasserlaufes lagen, der sich im Spätglazial permanent einschneidet. Dort, wo die morphologischen Bedingungen das längere Erhalten eines stehenden Gewässers erlaubten, führte die thermische Einwirkung des Wassers auf das tiefer liegende Toteis zu dessen schnellem Ausschmelzen und zur vollen Herausbildung der Seebecken schon im Spätglazial. Diese Schlussfolgerung über die Konservierung des Toteises in spezifischen Situationen bis zum Anfang des Holozän hat eine größere Bedeutung für die Paläogeographie des Spätglazials im Jungmoränenland. Sie schließt ein, dass im Bölling-Alleröd-Komplex der Permafrost nicht vollständig geschwunden sein kann. Er konnte sich in einem Reliktzustand bis zur Jüngeren Dryas erhalten, wo sogar eine teilweise Neubildung erfolgte. Das vollständige Schwenden des Permafrostes setzte erst im Präboreal ein.

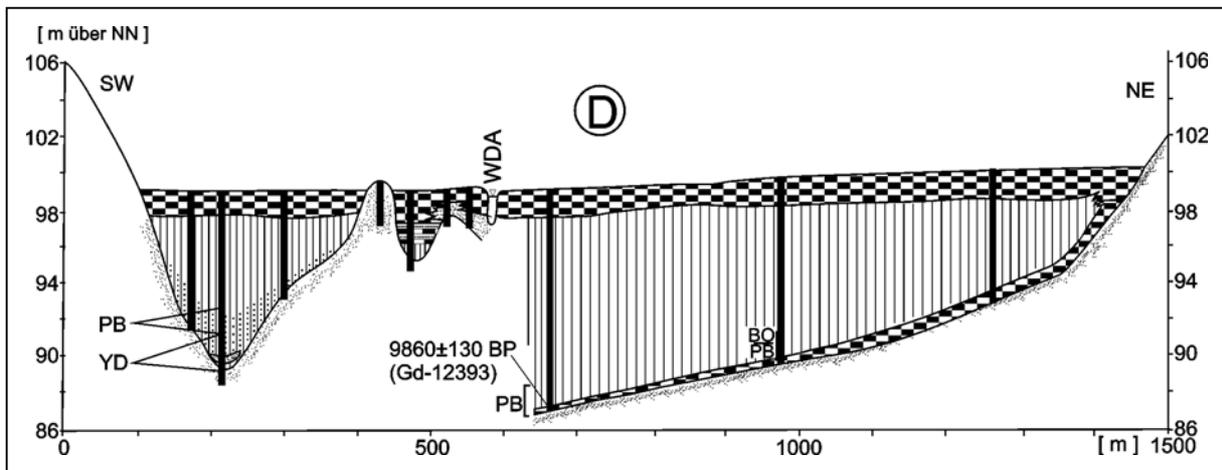


Abb. 3. Profil der subglazialen Rinne bei Borzechowo im Wda-Tal. Erklärungen: siehe Abb. 1.

## 5 Literatur

- BŁASZKIEWICZ M., 1998, Dolina Wierzycy jej geneza oraz rozwój w późnym plejstocenie i wczesnym holocenie. *Dok. Geogr.* 10: 116 S., Wrocław.
- NITZ, B. (1984): Grundzüge der Beckenentwicklung im mitteleuropäischen Tiefland – Modell einer Sediment- und Reliefgenese. *Petermanns Geogr. Mitt.* 128: 133-141.
- RALSKA-JASIEWICZOWA, M., GOSLAR, T., MADEYSKA, T. STARKEL L. (1998): Lake Gościąg, central Poland a monographic study. 340 S. Kraków.

### Anschrift des Verfassers

Dr. Mirosław Błaszkiwicz, Polnische Akademie der Wissenschaften, Institut für Geographie, ul. Kopernika 19, PL-87-100 Toruń, Polen, e-mail: mirek@geopan.torun.pl

## **Altersstellung und morphogenetische Deutung von Torfen und Sedimenten in Beckenbereichen des Eberswalder Urstromtals und des Niederen Oderbruchs**

Dating and geomorphic implications of basin deposits in the Eberswalde Streamway  
and the Oder Valley (Brandenburg, NE Germany)

ANDREAS BÖRNER

### **Zusammenfassung**

In der vermoorten Niederung des Pechteich-Beckens im Eberswalder Urstromtal bei Eberswalde (Brandenburg) konnte über glazifluvialen Sedimenten ein 10 m tief liegender, 15 cm mächtiger Basistorf nachgewiesen werden, der pollenanalytisch in das Jüngere Alleröd datiert. Über dem Basistorf und einer 40 cm mächtigen Kalkmudde liegen 5,5 m mächtige, gut sortierte Fein- bis Mittelsande (Flugsande?) der Jüngeren Dryas. Mit dem Beginn des Präboreals setzte ein erneutes, bis mindestens in das Ältere Subatlantikum anhaltendes Torfwachstum ein. Im Niederen Oderbruch begann die Torfsedimentation über fluvialen Sanden oberhalb -2 m NN an der Grenze Präboreal/Boreal und hielt bis zum Jüngeren Subatlantikum bis auf ein Niveau von 0,7 m NN an. Über den Torfen liegende Auelehme können mit der verstärkten landwirtschaftlichen Nutzung des Einzugsgebietes seit dem 12. Jh. n. Chr. direkt in Verbindung gebracht werden.

### **Summary**

At the basis of a drillcore from the Pechteich-basin near the town Eberswalde (Eberswalde Streamway) a basal peat of the younger Alleröd was identified by pollen analysis. The mineral sedimentation of a 40 cm thick carbonatic mud and a 5,5 m thick good sorted sand (drift sand?) started during the Younger Dryas and was finished at the beginning of Preboreal. The overlying peats shows a nearly continuous sedimentation from the Praeboreal up to the Older Subatlantic. At a location near by Niederfinow in the SE part of the Oderbruch a part of the Oder Valley, the peat sedimentation started at the end of Preboreal/beginning of Boreal above 2 m bsf. The peat sedimentation ended in the late Subatlantic about 1 m asl. The peats are covered by alluviated clays and sands between 1 to 4 m asl. The sediments of these alluvial plain can be connected with marked changes in agricultural exploitation at the end of the 12th century.

### **1 Einführung**

Für Nachsorgeuntersuchungen wurden entlang der Havel-Oder-Wasserstraße (HOW) in ausgewählten Bereichen der Kanalstrecke alle 100 bis 200 m Rammkernbohrungen mit Endteufen zwischen 12-20 m niedergebracht. Im Rahmen eines von der DFG geförderten Projektes konnten die Projektmitarbeiter im Eberswalder Urstromtal auf einer Länge von 22 km 155 Bohrungen mit insgesamt mehr als 4000 Bohrmeter unter Leitung der Herren Prof. Nitz und Dr. Schirrmeyer (Geographisches Institut der Humboldt Universität Berlin) wissenschaftlich bearbeiten. Der vollständige Kerngewinn in „Linern“ mit einem Durchmesser von 100 mm erlaubte an nahezu ungestörten Sedimente detaillierte Sedimentansprachen und umfangreiche sedimentologische Untersuchungen.

### **2 Bohrprofile im Südteil der Werbellinseerinne bei Marienwerder**

Das Eberswalder Urstromtal wird im Gebiet nordöstlich von Marienwerder von der im Bereich der Pechteiche vermoorten Niederung der NNE-SSW verlaufenden Werbellinseerinne gekreuzt. Eine primär subglaziale Anlage der Becken im südlichen Teil der Werbellinseerinne während der hochweichselzeitlichen Eisbedeckung des Brandenburger Stadiums (qw1) wird angenommen. Mit dem Abschmelzen des Gletschers (qw1) wurde in den tieferen Beckenbereichen Toteis durch Überschüttung konserviert. Als erste flächenhaft ausgebildete Sedimente treten kiesige Grobsande mit zwischengeschalteten groben Kieslagen auf, die als Nachschüttsande des schwindenden Brandenburger Eises eingestuft werden. Sie überdecken auch die westlich am Rinnenrand erhalten gebliebenen präweichselzeitlichen Geschiebemergel bei >29 m NN. Mit dem Rückzug des Pommerschen Eisvorstoßes (qw2) vom Maximaleisrand war das Eberswalder Tal als Urstromtal in Funktion. Vor allem durch E-W gerichtete Schmelzwasserströme von den Ausläufern der Angermünder Staffel (qw2) wurde auf einem Niveau von 36 m NN das Hauptterrassenniveau innerhalb dieser Talung geschaffen. Mit der aus dem weiteren Eisrückzug resultierenden größeren Transportstrecke kam es in den Randbereichen des Beckens zwischen 29-35 m NN zur Ablagerung von bis zu 6 m mächtigen glazifluviolimnischen Sedimentfolgen. Das Fehlen von glazifluvialen Sedimenten der Rückzugsstaffeln des Pommerschen Stadiums im zentralen Beckenbe-

reich zwischen 26 und 36 m NN lässt sich nur durch eine Konservierung der Hohlform durch Toteis erklären. Die oft in Beckenrandbereichen auftretenden Lagerungsstörungen sind ebenfalls auf postsedimentäre Rutschungs- bzw. Dehnungsprozesse durch austauendes Toteis im Beckenzentrum zurückzuführen. So entstanden im Spätglazial deutergene Becken, die während dieser latenten Beckengenese vor allem primär mit Material der Beckenränder verfüllt wurden.

Anhand der in Bohrungen des zentralen Beckenbereiches (BK 5E) erfaßten Ablagerungen kann die Beckenentwicklung vom Spätglazial bis zum Holozän nachvollzogen werden. In den tieferen Bereichen der Bohrung wurden zwischen 21,5-23,5 m NN Grob- bis Feinsande erbohrt. Diesen glazifluvialen Sanden (qw1-qw2) liegt ab 23,51 m NN eine ca. 15 cm starke Torflage auf. Nach pollenanalytischen Untersuchungen (STRAHL 1996) gehört dieser Basistorf in das jüngere Alleröd (Kiefern-Birken-Wälder, PZ IIB nach FIRBAS). Die Relativedatierung des Basistorfes in das jüngere Alleröd wird durch eine bei 23,53 m NN liegende, ca. 10 mm mächtige Lage der Laacher See Tephra (LST) bestätigt. Ein Holzstück aus einer Torflage direkt unterhalb der LST-Lage (23,52 m NN) wurde durch <sup>14</sup>C-Analyse auf ein Alter von 11640 ± 305 a BP datiert. Diesem unteren Torfpaket folgt eine bis 40 cm mächtige Kalkmudde mit Feinsandeinschaltungen, die den Wechsel zu limnischen Verhältnissen an der Wende Alleröd/Jüngere Dryas ableiten lässt. Der Kalkmudde folgen zwischen 24,1-29,7 m NN pollenfreie Fein- bis Mittelsande mit zwischengelagerten, z. T. leicht humusführenden, feinsandigen Laminen. Über die Pollenanalyse der hangenden Torfe konnte nachgewiesen werden, daß dieses insgesamt 5,50 m mächtige Sandpaket an der Wende Jüngere Dryas/älteres Präboreal abgelagert wurde. Die gute Sortierung, eine bei allen betreffenden Proben der BK 5E zwischen 24,1-29,7 m NN fast identische Korngrößenverteilung um den arithmetischen Mittelwert von 170 µm spricht für eine äolische Vorsortierung dieser fluvialen Sedimente. Die Kornverteilung mit einem deutlichen Maximum im Übergangsbereich von Feinsand zum Mittelsand gleicht den von SCHLAAK (1997) beschriebenen Dünensanden im Eberswalder Raum. Das Bohrprofil wird durch ca. 4 m mächtige Torfe abgeschlossen, deren Sedimentation im Präboreal begann und mindestens bis in das Ältere Subatlantikum anhielt (PZ IVb bis IX).

Die Bohrung BK 4E stellt ein Profil vom Rand des Pechteichbeckens dar. An der Basis der Bohrung finden sich zwischen 20,8-21,2 m NN ebenfalls glazifluviale Grob- bis Mittelsande (qw1). Diese gröberen Sedimente werden zwischen 21,2 bis 25,9 m NN von schwach kalkhaltigen Mittel- bis Feinsanden überlagert. Es folgen zum Hangenden glazifluviale Grob- bis Mittelsande (qw2). Stärker humusangereicherte Proben erbrachten umlagerungsfreie, jungallerödzeitliche Pollenspektren (PZ IIB, STRAHL 1997). Diese Sande werden zum Hangenden ab 29,2 m NN von einem 19 cm mächtigen, wenig zersetzten Sphagnumtorf überlagert. Die unteren Proben dieses Profilschnittes zeigten ebenfalls typische allerödzeitliche Pollenspektren mit Kiefern-Dominanz (PZ IIB). In dieser Bohrung wurde bei 29,26 m NN die LST als 10 mm starke graue Aschelage innerhalb des wenig zersetzten Torfes angetroffen. Ab 29,4 m NN lässt sich eine Klimaabkühlung über einen Vegetationswechsel zu einer baumarmen Parktundravegetation nach Rückgang der Kiefernwälder über ansteigende Anteile von Birken-, Wacholder- und Kräuterpollen ableiten (PZ IIB/III). Über eine zwischen 29,44 bis 29,78 m NN auftretende Kalkmudde wird ein Wechsel vom amphibischen Standortmilieu im Alleröd zu volllimnischen Bedingungen während der Jüngeren Dryas wie schon in der BK 5E nachgewiesen. Die stark silikatische Kalkmudde wird ab 29,8 m NN von leicht humosen Mittel- bis Feinsanden überlagert. Entgegen den 5,50 m mächtigen Sandablagerungen im Beckenzentrum (BK 5E) ist diese minerogene Lage am Beckenrand nur 37 cm mächtig. Ein guterhaltenes Pollenspektrum belegt ein jungdryaszeitliches Alter (PZ III). Wie auch in der BK 5E setzte im Präboreal (PZ IV) die Verlandung des Standortes ein, welche zu einer verstärkten Torfakkumulation führte. Die zunehmende Klimabesserung wird im frühen Boreal (PZ Va) durch die starke Ausbreitung der Hasel deutlich.

### 3 Spätglaziale und holozäne Entwicklung der Oder im nordwestlichen Oderbruch

Vom Spätglazial bis zum Präboreal wurden im Raum Niederfinow keine sicher datierbaren Sedimente abgelagert. Die rückschreitende Tieferlegung der Flusssohle durch die tiefen Wasserstände im Ostseebecken hat sicher auch das Oderbruch erreicht. Wir gehen unter Berücksichtigung der in der Küstenforschung publizierten Ostseestände (NIEDERMEYER et al. 1987) von einer Tieferlegung der Oder bis maximal -10 m NN im Raum Niederfinow aus. Die dabei entstandenen Depressionen wurden vermutlich relativ schnell mit fluvialen Sedimenten bis auf ein Niveau bis -4 m NN verfüllt. Die oberhalb -4 m NN auftretenden Torfe sind in großen Teilen des nördlichen Oderbruchs zu finden und wurden in drei Bohrungen (BK 51, BK 52, BK 57) beprobt und analysiert. Der Übergang von der ausgehenden fluvialen Akkumulation zur Torfsedimentation wird durch Sande mit starkem Anteil an organischer Substanz dokumentiert. Die betreffenden Proben aus den organischen Sanden ( $C_{org} = 4-13\%$ ) wurden von STRAHL (1999) in das Präboreal (PZ IV) und das Boreal (PZ V) datiert. Die Relativedatierung (PZ V) wird in BK 51 durch die <sup>14</sup>C-Datierung einer bei -1,80 m NN entnommenen Holzprobe gestützt, welche ein Alter von 8385 ± 240 a BP ergab. Da unter dieser Holzprobe nur noch 8 cm Torf lagen, ist davon auszugehen, dass das Niveau der Moorbasis zu diesem Zeitpunkt im nördlichen Oderbruch schon über -2 m NN lag. Daraus ergibt sich, dass sich die Oder im nördlichen Oderbruch zu diesem Zeitpunkt schon in einem relativ hohen Niveau über -5 m NN befunden hat.

Während der Litorinatransgression kam es im Ostseeraum zwischen 7900 bis 7300 a BP zu einem schnellen Meeresspiegelanstieg von -18 m auf -5 m NN (NIEDERMEYER et al. 1987). Auch die Oder erhöhte in dieser Zeit ihr Flussbett, indem sie die tieferliegenden Bereiche der Flussaue mit fluvialen Sedimenten und organogenem Material verfüllte. In weiten Talbereichen, wie dem Oderbruch, kam es wegen des geringen Gefälles zur Verwilderung des Flusslaufes und zum Moorwachstum. Allerdings sind die ins Atlantikum (PZ VI/VII) eingestuft (STRAHL 1999), stark zersetzten Torfe nur relativ geringmächtig. Starke Korrosionsspuren und die z.T. nur selektive Erhaltung der Palynomorphen erschwerten zwar die biostratigraphische Zuordnung, zeigen aber auch Schwankungen im Wasserhaushalt dieser Niederungsbereiche bis zum Subboreal (PZ VIII) an. Während des Subatlantikums kam es im nördlichen Oderbruch zur relativ unbeeinflussten Torfsedimentation. Torfe aus dem Älteren Subatlantikum (0,10 bis 0,30 m NN; PZ IX) werden von Torfen aus dem Jüngeren Subatlantikum (PZ X) zwischen 0,40 bis maximal 0,70 m NN überlagert. Diese jüngsten Torfschichten zeigen eine deutliche Zunahme typischer Siedlungszeiger (STRAHL 1999), die auf eine erhebliche anthropogene Überprägung der natürlichen Vegetation hinweisen. Eine <sup>14</sup>C-Datierung aus dem obersten Abschnitt (0,60 m NN) des Torfpackets zeigt ein Alter von 920 ± 140 a BP. Damit ist das Ende der Torfbildung im nördlichen Oderbruch in das ausgehende 12. Jahrhundert und damit in den Beginn der spätmittelalterlichen intensiven Besiedlungsphase angrenzender Landschaftsräume zu stellen. Die Dezimierung von Waldflächen in Nordostdeutschland zwischen den Jahren 650 bis 1310 n. Chr. von 94 % auf 15 % (BORK et al. 1998) wirkte sich stark auf den Wasserhaushalt der Landschaft und das Abflussverhalten der Flüsse aus. Die fehlende Vegetation führte zu einer verringerten Evapotranspiration und damit zu einem Anstieg des Grundwasserspiegels. Große Mengen von Niederschlägen wurden zunehmend oberflächlich abgeführt. Die freiliegenden Böden unterlagen vor allem nach Niederschlägen schon auf nur leicht geneigten Flächen einer verstärkten Erosion. Bei erhöhten Wasserständen während solcher Hochwasserereignisse trat die Oder kräftig über die Ufer und nahm im Überflutungsgebiet vor allem das durch die Ackernutzung vermehrt anfallende Feinmaterial auf. Durch die herabgesetzten Fließgeschwindigkeiten, die beim Absinken der Hochwasserwelle in den überfluteten Gebieten herrschten, wurde das mitgeführte Feinmaterial als Auelehm abgelagert. Die Auelehmsedimentation reicht von 0,70 bis 4,0 m NN. Durch die Pollenanalyse und die <sup>14</sup>C-Datierung aus dem oberen Bereich des Torfpaketes ist der Beginn der Auelehmsedimentation sicher in das 12. Jahrhundert zu stellen. Der episodische Hochwasserspiegel lag im nördlichen Oderbruch im ausgehenden Mittelalter bis in die Neuzeit hinein bei mindestens 5 bis 7 m NN. Diese zeitliche Zuordnung bestätigt Forschungsergebnisse von BROSE (1998) bezüglich einer im 12. Jh. erfolgten Erhöhung der Oderaue.

#### 4 Literatur

- BORK, H. R., BORK, H., DALCHOW, C., FAUST, B., PIORR, H-P. & SCHATZ, P. (1998): Landschaftsentwicklung in Mitteleuropa: 159-271; Gotha-Stuttgart.
- BROSE, F. (1998) : Genese holozäner Flußauen, dargestellt am Beispiel des unteren Odertals; In: Brandenburgische Geowissenschaftliche Beiträge 5: 7-13.
- GEYH, M. A. (2001) : Kommentar zu den <sup>14</sup>C-Analysen der Probe BK 51. Unveröffentlichtes Gutachten, Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung Hannover.
- NIEDERMEYER, R.-O., KLEWE, H. & JANKE, W. (1987): Die Ostseeküste zwischen Boltenhagen und Ahlbeck. Gotha.
- SCHLAAK, N. (1997): Äolische Dynamik im brandenburgischen Tiefland seit dem Weichselspätglazial. Arbeitsberichte 24, Geographisches Institut - Humboldt-Universität zu Berlin: 77 - 105.
- STRAHL, J. (1996) : Relative palynologische Datierung von 21 Proben der Bohrung BK 5E Mündung Werbellinkanal in die HOW; Land Brandenburg. Unveröffentlichter Bericht, Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe – Außenstelle Berlin, 5 S.
- STRAHL, J. (1997) : Relative palynologische Datierung von 12 Proben der Bohrung BK 4E Mündung Werbellinkanal in die HOW; Land Brandenburg. Unveröffentlichter Bericht, Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe – Außenstelle Berlin, 8 S.
- STRAHL, J. (1998) : Bericht über die pollenanalytische Untersuchung von 19 Proben aus den Bohrungen BK 51 und BK 52, Niederfinow (Land Brandenburg). Unveröffentlichter Bericht Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe – Außenstelle Berlin, 8 S.
- STRAHL, J. (1999) : Bericht über die pollenanalytische Untersuchung eines Torfhorizontes aus der Bohrung BK 57 sowie Revision der Bohrung BK 51, Oder-Havel-Wasserstraße - nordwestliches Oderbruch; Land Brandenburg. Unveröffentlichter Bericht, Landesamt für Geowissenschaften und Rohstoffe Brandenburg Kleinmachnow, 11 S.

#### Anschrift des Verfassers

Dipl. Geogr. Andreas Börner, Landesamt für Umwelt, Naturschutz und Geologie Mecklenburg-Vorpommern, Abt. Geologischer Dienst, Goldberger Straße 12, D-18273 Güstrow, e-mail: andreas.boerner@lung.mv-regierung.de

## Zur Paläohydrographie Mecklenburg-Vorpommerns vom Miozän bis zur Weichselkaltzeit

On the paleo-hydrography of Mecklenburg-Vorpommern (NE Germany)  
from the Miocene to the Weichselian

WERNER VON BÜLOW

### Zusammenfassung

Das tektonische Hauptelement für die Paläohydrographie von Mecklenburg-Vorpommern ist die Norddeutsch-Polnische Senke (NPS). Seit dem Miozän werden in ihr vorwiegend limnische, telmatische und fluviatile Bildungen abgelagert. Im Alt-Pleistozän bildet sich in diesem Gebiet, das mit den weichselzeitlichen Urstromtälern nahezu identisch ist, ein bis 600 m hoher, glaziosostatisch bedingter Randwulst heraus, der durch subaerische Erosion zertalt wird. Im Mittel-Pleistozän invertiert die Vertikalbewegung abermals, so dass die Täler bzw. Rinnen absinken und sich mit mächtigen elster- und holsteinzeitlichen Sedimenten auffüllen. Die Senkungen halten offenbar bis ins Post-Weichsel an („Brandenburger Wanne“). Mit der Absenkung des Ostseeraumes entsteht auch erst im Post-Weichsel die Wasserscheide zwischen Nord- und Ostsee.

### Summary

The tectonic main element of the paleo-hydrography of Mecklenburg-Vorpommern is the North-German-Polish Basin. Mainly limnic, telmatic and fluviatile sediments were deposited there since the Miocene Epoch. An up to 600-metre-high border bulge was formed by glacioisostatic effects in this area – which is nearly identical to the ice marginal valleys (Urstromtäler) of the Weichselian – in the Early Pleistocene Epoch. Valleys are carved into the border bulge by subaeric erosion. In the Middle Pleistocene Epoch the vertical movement inverted, causing the valleys or channels to sink down and to be filled up by thick sediments of the Elster and Holstein Periods. The sinking apparently continued until after the Weichselian (“Brandenburg Basin”). Only with the sinking of the Baltic area the watershed between North Sea and the Baltic Sea during the Holocene came into existence.

### 1 Regionale Paläohydrographie im Jungtertiär und Quartär

Für den südlichen Teil von Mecklenburg-Vorpommern war die Norddeutsch-Polnische Senke (NPS) schon seit dem Mesozoikum ein wichtiges tektonisches Element, in der senkungsbedingt fast lückenlos akkumuliert wurde. Bis zum Ende des Paläogen herrschten marine Bedingungen vor; erst seit dem Neogen überwogen limnische und fluviatile Sedimente mit braunkohlenhaltigen Verlandungszyklen (VON BÜLOW 2000).

Die ältesten tertiären Flußablagerungen, die Quarzsande des Unter-Miozän, wurden größtenteils aus nordöstlicher Richtung geschüttet, wie verkieselte, ehemalige Kalkfossilien aus dem baltisch-gotländischen Paläozoikum beweisen (Kaolinsand-Fazies). Daneben aber könnten Pfennig-förmige Milchquarzerölle und Schwermineralgemeinschaften mit Zirkon-Dominanz aus dem Süden stammen.

Das Mittel-Miozän ist durchgehend marin ausgebildet (Glimmerton). Darüber folgen die fluviatilen Quarzsande der Laupiner Schichten aus dem Ober-Miozän. Sie enthalten ausschließlich nordische Verkieselungen ohne südliche Gerölle und sind damit ebenfalls der Kaolinsand-Fazies zuzurechnen. Ins oberste Ober-Miozän gehören die schotterfreien Lübtheener Schichten, die sich aus der limnisch-telmatischen Diatomeenkohle und den brackischen Bergton-Zwischenlagen zusammensetzen.

Tab. 1: Gemittelte Werte der Feinkieszählungen (Fraktion > 2,5 mm) von kalkfreien Flußschottern aus Südwest-Mecklenburg.

	Mittl. Pliozän Trebser Schotter	Oberstes Pliozän Loosener Schotter	Holstein-Intergl. Typ Goldenitz und Grabow
Anzahl der Proben	17	5	60
Quarz	66 %	82 %	35 %
Kristallin	-	9 %	36 %
südlicher Porphyry	9 %	- ?	- ?
Feuerstein	-	<1 %	15 %
Kieselschiefer	15 %	2 %	<1 %
Sonstige	10 %	6 %	13 %

Im Pliozän bleibt die NPS noch Senkungsgebiet und damit Akkumulationsraum. Während mehrerer Verlandungszyklen werden limnische Schluffe und fluviatile Schotter mit einigen Braunkohleflözen abgelagert. Diese pliozänen Abfolgen sind nur aus SW-Mecklenburg rund um die Stadt Lübbtheen bekannt. (Abb. 1A) Die quarzreichen Flußschotter enthalten außer gut gerundeten Quarzen Gerölle wie Kieselschiefer, Porphyry u.a., die ausschließlich aus dem Einzugsbereich der Ur-Saale stammen können (Tab. 1). Elbe-Leitgerölle wurden nicht beobachtet. (VON BÜLOW & MAI 1992, BARTHOLOMÄUS in VON BÜLOW 2000). Aus dem höchsten Pliozän stammen die Loosener Flußschotter, die bisher auch nur in SW-Mecklenburg gefunden wurden. Neben Quarzen wurden in ihnen nordische Verkieselungen und umkrustete Feuersteine sowie Kieselschiefer, Braunkohlenquarzite, Kastenquarze u.a. aus dem Einzugsbereich einer Ur-Elbe gefunden (Tab. 1) (VON BÜLOW 1996, 2000). Der aus dem nordöstlichen Ostseeraum kommende Loosener Strom muß demnach eine Ur-Elbe als Nebenfluß aufgenommen haben, bevor er das heutige Elbegebiet in südwestlicher Richtung querte (Abb. 1B).

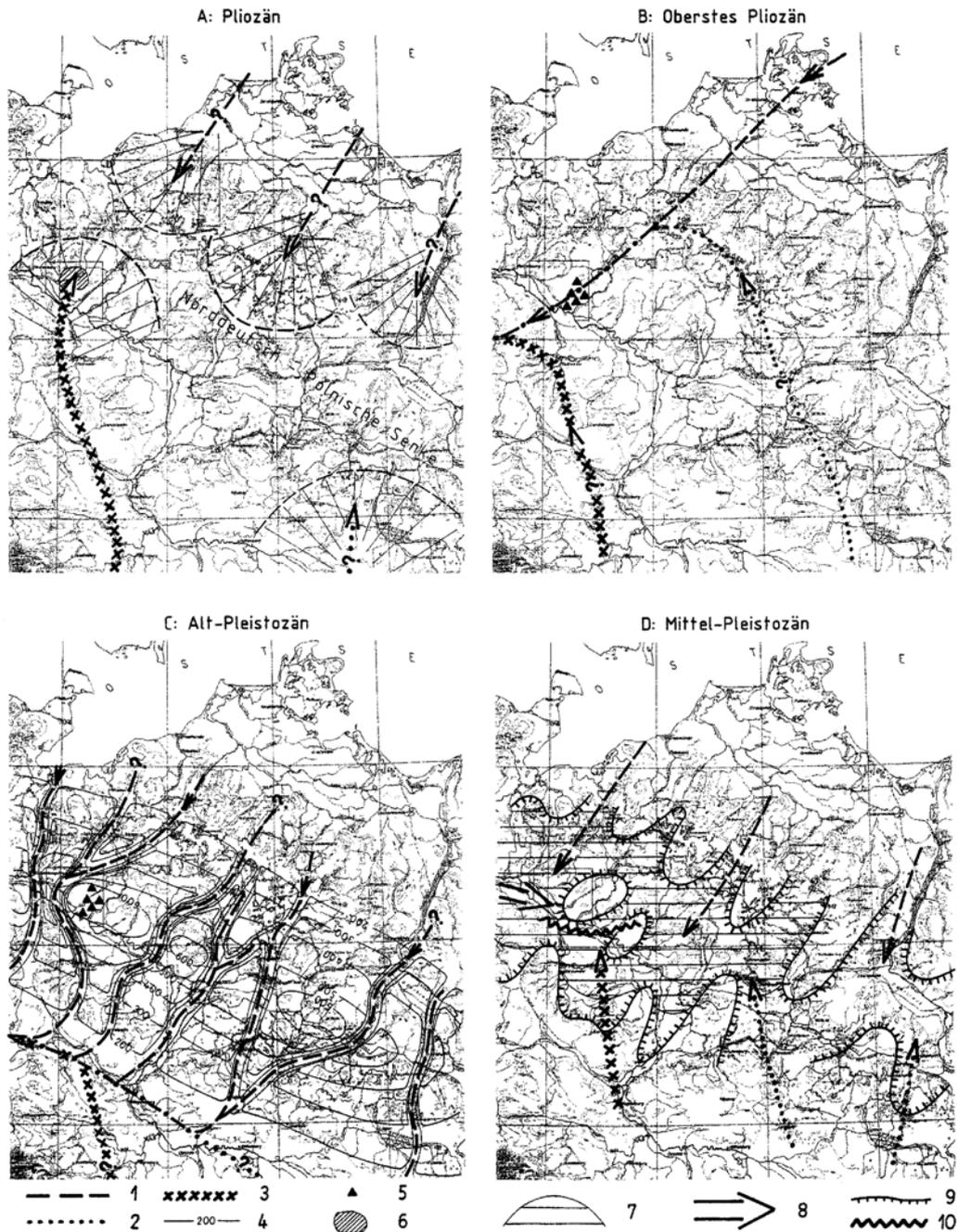


Abb. 1: Schematische Darstellung der Paläohydrographie seit dem Pliozän. 1 – nordische Flüsse; 2 – Urelbe; 3 – UrSaale; 4 – Isohypsen des glaziosostatisch herausgehobenen Randwulstes (in m HN); 5 – Vorkommen der Loosener Schotter; 6 – Verbreitung pliozäner Bildungen; 7 – mögliche Primärverbreitung von marinem Holstein; 8 – marine Ingression im Holstein; 9 – möglicher Sedimentationsraum im Holstein; 10 – südliche Verbreitungsgrenze des Fuhne-Geschiebemergels.

Im Alt-Pleistozän hat sich der Bereich S-Mecklenburg/N-Brandenburg offenbar gehoben. Dadurch war unter anderem der Loosener Strom gezwungen, sich erosiv in den Untergrund einzuschneiden. Es entstand die „Hagenower Rinne“. Ihr tiefster Punkt liegt etwa 600 m unterhalb der Unterflache seiner Hochterrasse, den Loosener Schottern. Die Inversion der tektonischen Vertikalbewegungen ist durch Glazioisostasie erklärbar: Eine altpleistozäne Vergletscherung Skandinaviens, die das norddeutsche Festland noch nicht erreichte – wie etwa die „Narew-Vergletscherung“ von STANKOWSKI (2001) –, hatte bewirkt, dass sich im Elbebereich als Kompensation für das herabgedrückte Skandinavien ein „Randwulst“ (VON BUBNOFF 1931) heraus hob. Seine Form und seine Höhe sind mithilfe des Verbreitungsgebietes übertiefer altpleistozäner Täler bzw. Rinnen und deren maximale Tiefen rekonstruierbar (Abb. 1C).

Etwa zu Beginn des Mittel-Pleistozän (Cromer-Komplex/Elster) invertierte die Vertikalbewegung ein zweites Mal, und der Randwulst sank – ebenfalls glazioisostatisch bedingt (BANKWITZ 1965, VON BÜLOW 1977, 1990, FJELDSKAAR 1994, BRAUSE 2001) – gleichzeitig mit dem Aufstieg Skandinaviens wieder ab. In den Rinnen wurde synchron mächtiges Mittel-Pleistozän sedimentiert: (Cromer und) Elster 410 m und Holstein-Komplex 120 m mächtig. Nach dem Holstein- bzw. Dömnitz-Interglazial waren die Rinnen weitgehend mit glazifluviatilen, fluviatilen (Tab. 1), limnischen und brackisch-marinen Ablagerungen aufgefüllt. Das Elbegebiet und N-Brandenburg waren wieder wie im Neogen Akkumulationsgebiet als Teil der NPS (Abb. 1D).

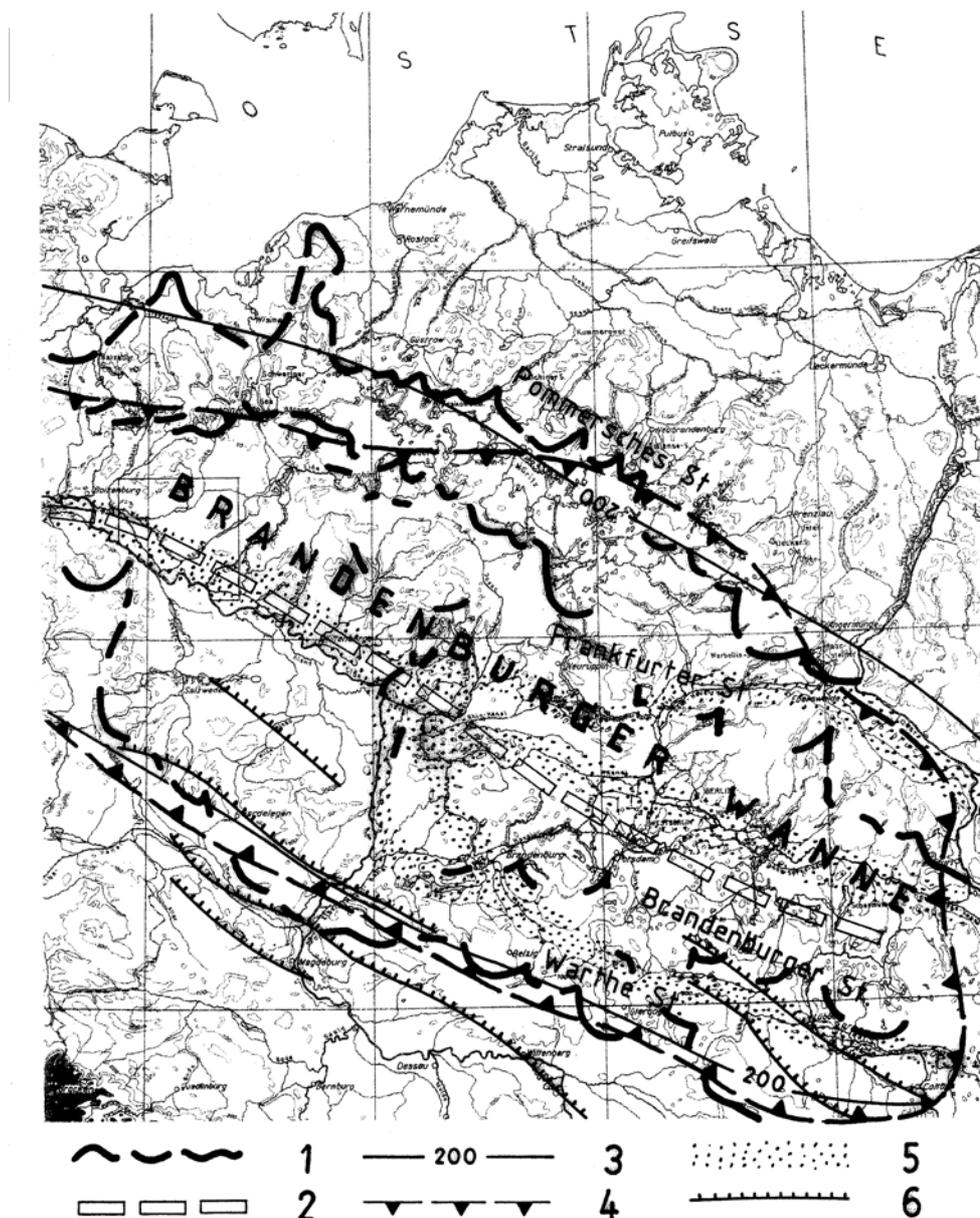


Abb. 2: Die „Brandenburger Wanne“ als glazioisostatisch bedingtes Senkungsgebiet. 1 – Haupteisrandlagen; 2 – Kammlinie des vermuteten altpleistozänen Randwulstes; 3 – 200 m-Isohypse des Randwulstes; 4 – Wasserscheide der Brandenburger Wanne (ohne Elbe, Spree und Kanäle); 5 – Weichsel-Urstromtäler; 6 – rezent aktive Störungen im Zug des mitteldeutschen Hauptabbruches (nach SÖLLIG & RÖLLIG 1989).

Die Senkungen der Elster-Kaltzeit und des Holstein-Komplexes hatten sich in der Saale-Kaltzeit möglicherweise fortgesetzt, denn die damaligen Vergletscherungen reichten bis Sachsen und Thüringen und verhinderten so einen erneuten glaziosostatischen Aufstieg im Bereich der heutigen Elbe. Auch für die Weichsel-Kaltzeit wurden im Bereich des ehemaligen Randwulstes keine neuerlichen Hebungen nachgewiesen. Im Gegenteil: Im Elbe-Urstromtal, das etwa mit der NPS bzw. der Mitteleuropäischen Senkungszone (STACKEBRANDT et. al. 2001) zusammenfällt, hielt die Senkungstendenz offenbar bis ins Holozän bzw. bis in die Gegenwart an. Dafür spricht unter anderem, dass die Talsandbasis in SW-Mecklenburg unterhalb des heutigen Flußniveaus liegt und dass es folglich keine Terrassen gibt. Das Gebiet war auch während der Weichsel-Kaltzeit Akkumulationsgebiet – wahrscheinlich sogar ein glazilimnisches (GEINITZ 1916) –, bevor sich die Schmelzwässer bei Boizenburg/Lauenburg einen Durchbruch in nordwestliche Richtung schufen (Abb. 2).

Die heutige Niederung, in der sich das Baruther, das Berliner, das Eberswalder und das Elbe-Urstromtal befinden, ist demnach wahrscheinlich nicht durch die Erosion weichselzeitlicher Schmelzwässer ausgeräumt worden, sondern durch glaziosotatisch initiierte tektonische Absenkung entstanden. Sie wird als „Brandenburger Wanne“ bezeichnet (VON BÜLOW 2000, 2002). Gegen erosive Entstehung sprechen Eem-Ablagerungen an der Talsandbasis, das weitgehende Fehlen von deutlichen Erosionsformen in den Urstromtälern sowie die Tatsache, dass das heutige Flußnetz die Wanne radial in Richtung ihrer präexistenten Längsachse entwässert und die Urstromtäler in Brandenburg teilweise rechtwinklig quert. Für die Entstehung der Wanne war auch nicht entscheidend, dass die Elbe ab Magdeburg in sie hineinfloß und dann der Längsachse nach Nordwesten folgte.

Nach bisherigen Vorstellungen gab es in Mecklenburg-Vorpommern erstmalig im Weichsel-Spätglazial eine Entwässerung nach Nordosten, wodurch sich die Wasserscheide Nordsee/Ostsee erst jetzt bildete. Das mag mit der neotektonischen Entstehung des Ostseebeckens in dieser Zeit zusammenhängen.

## 2 Literaturverzeichnis

- BANKWITZ, P. (1965): Geologische Interpretation der vorläufigen Karte der rezenten vertikalen Krustenbewegungen in der DDR. Petermanns Geographische Mitteilungen: 143-151.
- BRAUSE, H. (2001): Glaziosostasie – Diskussionsbeitrag zum Vortrag von J. LISZKOWSKI auf der 9. Jahrestagung der GGW in Frankfurt/Oder und Slubice, Republik Polen. Zeitschrift für Geologische Wissenschaften 29: 29-32.
- VON BUBNOFF, S. (1931): Eiszeit und Untergrundbau. Mitteilungen aus dem Geologisch-Paläontologischen Institut der Universität Greifswald 6: 1-36.
- VON BÜLOW, W. (1969): Altpleistozäne Schotter (Loosener Kiese) in Südwestmecklenburg mit nordischen und südlichen Geröllen. Geologie 18: 563-589.
- VON BÜLOW, W. (1977): Eisisostasie als Entstehungsursache für die präelsterzeitlichen Erosionsrinnen in der Unterelbesenke. Kurzreferat der 24. Jahrestagung der Gesellschaft für Geologische Wissenschaften der DDR: 6-7.
- VON BÜLOW, W. (1990): Zur Entstehung der altpleistozänen Rinnen im Bezirk Schwerin. Zeitschrift für Geologische Wissenschaften 18: 939-946.
- VON BÜLOW, W. (1991): Präpleistozäne und Holstein-zeitliche Flußschotter im südwestlichen Mecklenburg. Zeitschrift für Geologische Wissenschaften 19: 252-260.
- VON BÜLOW, W. (Hrsg.) (2000): Geologische Entwicklung Südwest-Mecklenburgs seit dem Ober-Oligozän. Schriftenreihe für Geowissenschaften 11: 413 S.
- VON BÜLOW, W. (2002): Ist die „Brandenburger Wanne“ eine Schmelzwasser-Erosionsform oder eine glaziosotatisch-tektonische Senke? Terra nostra 2002/6: 386-393.
- VON BÜLOW, W. & MAI, D. H. (1992): Die südlichen Trebser Schotter aus dem Oberpliozän Südwest-Mecklenburgs. Eiszeitalter und Gegenwart 42: 25-39.
- FJELDSKAAR, W. (1994): The amplitude and decay of the glacial forebulge in Fennoscandia. Norsk Geologisk Tidsskrift 74: 2-8.
- GEINITZ, F. E. (1916): Die Endmoränenzüge Mecklenburgs, nebst einigen ihrer Begleiterscheinungen. Mitteilungen aus der Großherzoglichen Mecklenburgischen Geologischen Landesanstalt 29: 1-43.
- SCHWAB, G. & LUDWIG, A. O. (1996): Zum Relief der Quartärbasis in Norddeutschland. Bemerkungen zu einer neuen Karte. Zeitschrift für Geologische Wissenschaften 24: 343-349.
- SÖLLIG, A. G. & RÖLLIG, G. (1989): Geologische Karte der DDR. Tektonische Karte 1: 500 000. ZGI Berlin.
- STACKEBRANDT, W., GARETZKY, R., AIZBERG, R., KARABANON, A., LUDWIG, A. O. & OSTAFICZLIK, S. (2001): Zur Neodynamik des nördlichen Mitteleuropas. Ergebnisse aus dem IGCP-Projekt 346 „Neogeodynamica Baltica“. Zeitschrift für Geologische Wissenschaften 29: 13-16.
- STANKOWSKI, W. (2001): Die Korrelation der quartären Stratigraphie des Großpolnischen Tieflandes und Mitteldeutschlands im Lichte der Kalt- und Warmzeiten sowie der Taxonomie der Eisbedeckung/Vereisung. Zeitschrift für Geologische Wissenschaften 29: 93-98.

### Anschrift des Verfassers

Dr. Werner von Bülow, Richard-Wagner-Str. 30, D-19059 Schwerin

## Quartäre Entwicklung und Gliederung der Binnenentwässerungsgebiete auf der Barnimhochfläche (NE-Brandenburg)

Quaternary development and subdivision of the basins with internal drainage on the Barnim Plateau (NE-Brandenburg).

SIXTEN BUSSEMER

### Zusammenfassung

Als Typusregion des Jungmoränenlandes unterscheiden sich die Binnenentwässerungsgebiete in ihrer Reliefentwicklung signifikant von den Einzugsgebieten der Täler. Auf der Hochfläche des Barnims (NE-Brandenburg) wurde eine breite Zone mit Binnenentwässerung kartiert und morphographisch differenziert. Die tiefen Rinnen auf dem östlichen Barnim wurden im Mittelpleistozän angelegt. Hier wechseln Fazies und Mächtigkeit der Deckserien kleinräumig. Die flachen Senken des mittleren Barnims besitzen dagegen eine jungpleistozäne Anlage. Sie weisen über große Flächen dünne Deckserien mit äolischer Dominanz auf.

### Summary

Basins with internal drainage systems are characteristic as the reference region type for the young moraine districts. Their landscape development differs distinctly from the basins of the meltwater valleys. A morphographical mapping of the Barnim (NE Brandenburg) shows a wide belt of basins with internal drainage, which can be further internally subdivided. The deep tunnel valleys of the eastern Barnim have developed since the Middle Pleistocene. Facies and cover bed thickness change within short distances. The flat depressions of the middle Barnim developed in the course of the Late Pleistocene. Their cover beds show thin aeolian deposits over widespread areas.

### 1 Einführung

Im älteren Jungmoränengebiet Nordostdeutschlands dominieren pleistozäne Hochflächen, welche durch unzählige weichselzeitliche Schmelzwasserbahnen gegliedert werden. Der Barnim (NE-Brandenburg) kann als Prototyp einer derartigen Hochfläche gelten. Er wurde nur an seinen Rändern zertalt, während im Zentrum dagegen eine breite Zone von Hohlformen mit Binnenentwässerung erhalten blieb (Abb. 1). Allgemeine morphologische Parameter wie Höhenschichten und Reliefenergie (vgl. BUSSEMER 1994: 16 ff.) deuten eine interne Gliederung jenes Binnenentwässerungsgürtels an. Während auf dem mittleren Barnim flache weite Senken auftreten, dominieren auf dem östlichen Barnim schmale tiefe Rinnen und zahllose Kessel. Ursache dieser Reliefgliederung und ihre Folgen für die weitere Landschaftsentwicklung sollen nachfolgend anhand kartographischer, stratigraphischer und geomorphologischer Befunde diskutiert werden.

### 2 Entstehung der Großformen des Reliefs

Ein Vergleich von Lagerungsverhältnissen oberflächennaher Geschiebemergel und deren Kleingeschiebeanalyse belegt einen chronostratigraphischen Unterschied der Großformen im Untersuchungsgebiet (Abb. 2). In den Rinnen und Kesseln des östlichen Barnims streichen mittelpleistozäne Geschiebemergel aus, welche gewöhnlich Stauchungsspuren aufweisen und häufig mit Tertiärschollen vergesellschaftet sind. Diese Beobachtungen stimmen mit Bohrprofilen am Ostrand des Barnim überein (HANNEMANN 1969). Der weichselzeitliche Formenschatz des östlichen Barnims ist auf dünne Ablationsmoränen und Hochflächensande beschränkt, es ließen sich keine Grundmoränen nachweisen.

Auf dem mittleren Barnim werden die flachen weiten Hohlformen von einem sölilig lagernden weichselzeitlichen Geschiebemergel ausgekleidet. Dieser Unterschied in der glaziären Anlage der Großformen bildet die Grundlage für die weitere differenzierte Reliefentwicklung des mittleren und östlichen Barnims. Der klare Verlauf einer Eisrandlage mit zugehöriger Glazialer Serie (*Frankfurter Staffel?*) lässt sich weder im Formenschatz noch im Sediment nachweisen.

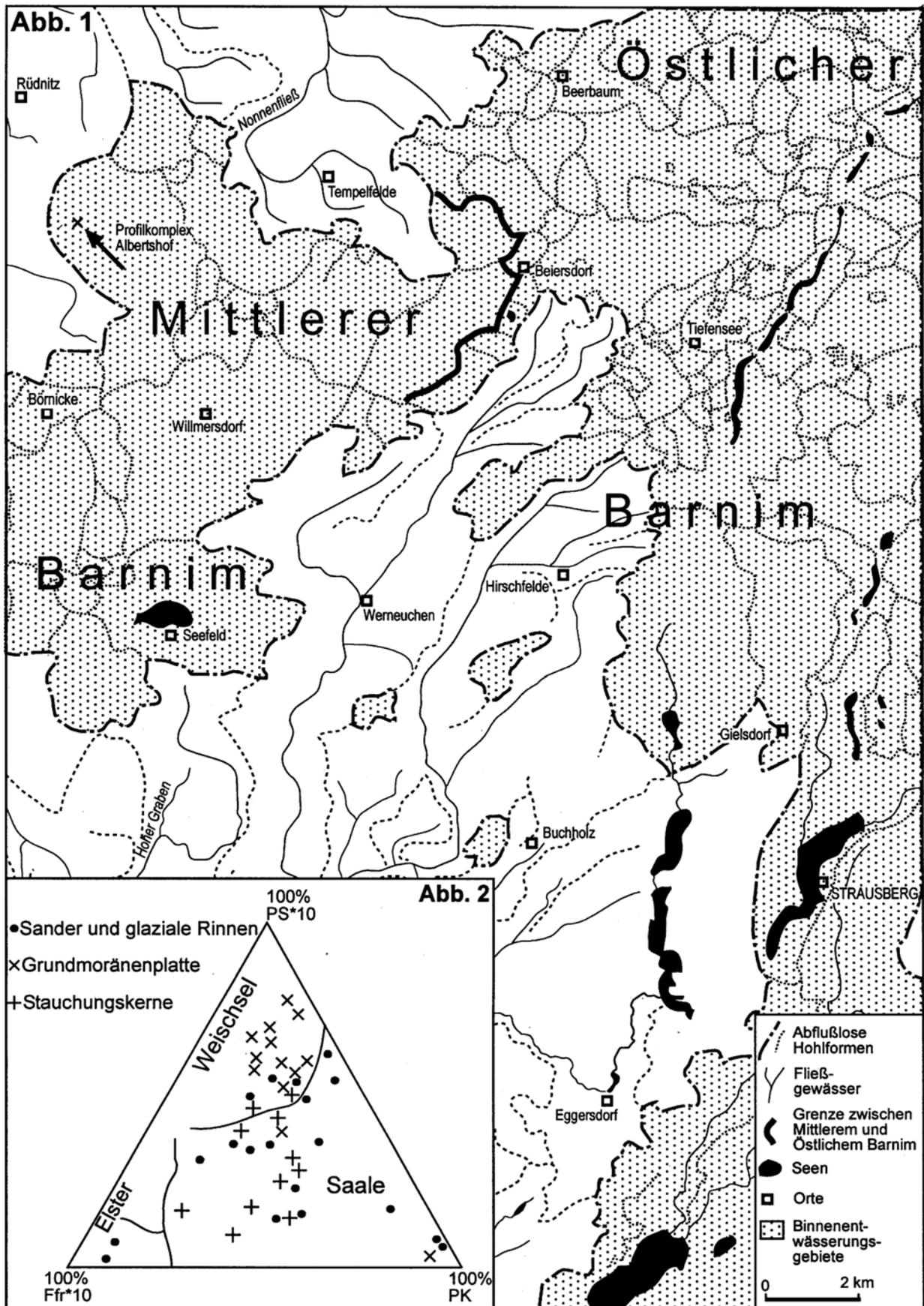


Abb. 1: Binnenentwässerungsgebiete auf dem mittleren und östlichen Barnim.

Abb. 2: Stratigraphische Einordnung von oberflächennahen Geschiebemergeln auf dem Barnim nach TGL 25232 (1980).

### **3 Niedertauphase**

Die im Mittelpleistozän angelegten tiefen Rinnen und Kessel des östlichen Barnims wurden in der morphologisch schwach wirksamen Weichselvergletscherung mit großen Toteismassen gefüllt und verschüttet. Diese überstanden größtenteils die Niedertauphase des abschmelzenden Brandenburger Stadiums und wurden mit Einsetzen des Pommerschen Stadiums vom Permafrost bis zum Weichselspätglazial konserviert. In den Wasserscheidenbereichen kam es zur lateralen Vermischung von pleistozänen Hochflächensanden mit dem Substrat von Tertiärschollen (KOPP & KOWALKOWSKI 1990) sowie zur weitflächigen Ablagerung von Ablationsmoränen (BUSSEMER 1994).

Auf dem mittleren Barnim hinterließ das letzte Inlandeis dagegen einen Geschiebemergel mit flachwelliger Oberfläche, in deren Senken das verbliebene Eis schnell niedertaute. Daraus resultierten vor allem Kameslandschaften, deren Prototyp im Profilkomplex Albertshof detailliert dokumentiert wurde (GÄRTNER 1993). Neben den ubiquitären Schmelzwassersanden treten Ablationsmoränen und fossilfreie Binnenwassermergel als Leithorizonte der Niedertaulandschaft des Mittleren Barnims auf. In dieser hochglazialen Niedertauphase kam es zu einer engen Verzahnung von glaziärem und periglaziärem Milieu, so dass diese Sedimente häufig an ihrer Oberkante krypturbar überformt oder solifluidal verlagert wurden. In den Senken des mittleren Barnims lässt sich eine allgemeine Tendenz zur Einebnung der primären Hohlformen beobachten, wobei die Niedertauprozesse teilweise zur Reliefumkehr führten.

### **4 Periglaziäre Überprägung im ausgehenden Hochglazial und beginnenden Spätglazial**

Die strenge Periglazialperiode zwischen der Niedertauphase und dem Tieftauen von Toteis der Rinnen und Kessel beinhaltete eine schwache Reliefüberprägung der pleistozänen Hochflächen, welche nur noch in den flachen Senken des mittleren Barnims rekonstruierbar ist. In den inzwischen eisfreien Grundmoränen entwickelten sich Eiskeilpseudomorphosen als Zeugen eines kontinuierlichen Permafrostregimes mit hochliegender Oberkante. Sie besitzen parautochthone Keilfüllungen, welche auf kurze Transportwege in jener Phase hinweisen. Die Reliefwirksamkeit dieses pleniperiglaziären Milieus muß geringer als in den nachfolgenden Periglazialphasen eingeschätzt werden. Häufig wird diese Phase im Profil nur durch Hiaten sowie die Entwicklung von sekundären Steinanreicherungen dokumentiert.

Im nachfolgenden xeroperiglaziären Milieu hielt die Trockenheit an, jedoch erlaubten höhere Temperaturen ein Absinken der Permafrostoberkante. Die flachen Senken des mittleren Barnims dienten in dieser Phase als Sammelbecken für äolische Transporte. Die weit verbreiteten Flugsanddecken erreichen Mächtigkeiten von einem Meter und wurden mit Hilfe von Thermolumineszenzdatierungen in die Dryaszeiten eingeordnet (BUSSEMER 1998). An den Rändern der Hohlformen sind sie häufig nur als äolische Komponente in dünnen periglaziären Mischsubstraten zu identifizieren (BUSSEMER 1999). Die in der Niedertauphase begonnene Einebnung der Senken setzt sich in dieser Phase fort und wird mit der Bildung des Geschiebedecksandes abgeschlossen.

### **5 Reliefdifferenzierung an der Wende Pleistozän/Holozän**

Das Tieftauen des Toteises konzentrierte sich auf die verschütteten Rinnen zwischen den saalezeitlichen Stauchungskernen. Ihre Freilegung stellt den reliefwirksamsten Prozeß auf der Hochfläche dar. In günstigen Positionen mit frühem Tieftaubeginn (südexponierte Hänge) kam es zu mächtigen Substratakkumulationen. Dabei wurden die rinneninternen Ablagerungen (Ablationsmoränen, geschichtete limnische Sedimente, Binnenwassermergel) durch externe Flugsandeinwehungen von den benachbarten Hochflächen ergänzt (BUSSEMER 1993). Auch diese mächtigen und faziell vielfältigen Deckserien werden im Hangenden durch den Geschiebedecksand abgeschlossen. Seine Bildung wird auf dem gesamten Barnim aufgrund absoluter und relativer Datierungen in das Ende des Weichselspätglazials gestellt.

Das vollständige Fehlen von Deckserien in anderen Bereichen von Rinnen (Schatthänge) belegt die kleinräumige Gliederung des Periglazialkomplexes in diesen Sonderformen des Hochflächenreliefs.

### **6 Anthropogene Überprägung im Holozän**

Die frühholozäne Ruhephase des mitteleuropäischen Reliefs (BORK et al. 1998) lässt sich in allen Binnenentwässerungsgebieten des Barnims beobachten. Die neolithische Besiedlung der Hochflächengebiete des mittleren Barnims führte offenbar zu einer Erneuerung der äolischen Dynamik, wie die mächtigen jüngeren Flugsande in Typusprofil Werneuchen beweisen (BUSSEMER 1998: 35). Sie füllen die flache Senke in der Moränenplatte fast vollständig aus.

Die stark eingetieften Rinnen wurden nur in der Nachbarschaft von beackerten Hochflächen kolluvial beeinflusst (Teufelsgründe in BUSSEMER 1993). Das Relief der Rinnen im abgelegenen und landwirtschaftlich ungeeigneten östlichen Barnim blieb über das gesamte Holozän hinweg stabil und wird bis heute von dichten Wäldern bedeckt.

## 7 Vergleichende Diskussion der Befunde

Die unterschiedliche glaziale Anlage verursachte somit zwei verschiedene Typen der postglazialen Reliefentwicklung im Binnenentwässerungsgebiet des Barnims (vgl. Tab. 1). Die jungpleistozänen flachen Senken des Mittleren Barnims, welche nur dünne Sedimentfolgen aufweisen, reichen bis in das *Last Glacial Maximum* zurück. Aufgrund ihrer kontinuierlichen Sedimentverfüllung besitzen sie eine regelhafte Stratigraphie und können damit als landschaftsgeschichtliches Archiv für das Jungquartär der Hochflächen gelten.

Tab. 1: Periglaziale Entwicklung der Binnenentwässerungsgebiete auf dem Barnim.

Glazialrelief		Flache weite Senke	Schmale tiefe Rinne
Periglaziärer Formenschatz		Regelhaft, monoton Mächtigkeit bis 1m	kleinräumig wechselnd, Faziesvielfalt, größte Mächtigkeiten
<b>Chronologie</b>	<b>Milieu</b>	<b>Stratigraphie Senke</b>	<b>Stratigraphie Rinne</b>
Jüngere Dryas	boreoperiglaziär	Geschiebedecksand	Geschiebedecksand
Spätglazial	xeroperiglaziär	Flugsanddecke	äolisch, solifluidal, limnisch, fluvial
Ende Hochglazial	pleniperiglaziär	Eiskeilpseudomorphosen	
Niedertauphase	glaziär/periglaziär	Ablationsmoräne/Solifluktion	
Last Glacial Max.	glaziär	Geschiebemergel	Rinnensand

Die Periglazialsedimente der saalezeitlich vorgeprägten Rinnen und Kessel im Östlichen Barnim können wesentlich mächtigere periglaziäre Deckschichten mit größerer Faziesvielfalt aufweisen. Sie dokumentieren jedoch häufig lokale Effekte der Tieftauphase und lassen sich nicht verallgemeinern.

## 8 Literatur

- BORK, H.-R., BORK, H., DALCHOW, C., FAUST, B., PIORR, H.-P. & SCHATZ, T. (1998): Landschaftsentwicklung in Mitteleuropa. 328 S.; Gotha.
- BUSSEMER, S. (1993): Besonderheiten der Substrat- und Pedogenese in glazialen Rinnen auf dem Barnim - eine Fallstudie am Beispiel der Teufelsgründe. *Berliner Geogr. Arb.* 78: 54-67.
- BUSSEMER, S. (1994): Geomorphologische und bodenkundliche Untersuchungen an periglaziären Deckserien des Mittleren und Östlichen Barnim. *Berliner Geogr. Arb.* 80: 1-150.
- BUSSEMER, S. (1998): Bodengenetische Untersuchungen an Braunerde- und Lessiveprofilen auf Sandstandorten des brandenburgischen Jungmoränengebiets. *Münchener Geographische Abh., Reihe A* 49: 27-93.
- BUSSEMER, S. (1999): Bodengenetischer und geökologischer Vergleich zwischen einem typischen Sandstandort und einer Tertiärscholle im norddeutschen Jungmoränenland – ein Beitrag zur Braunerdefrage. *ZALF-Berichte* 37: 70-99.
- BUSSEMER, S., GÄRTNER, P. & THIEKE, H. U. (2001) : Jungquartäre Reliefentwicklung auf der Hochfläche des Barnims (NE-Brandenburg). In: Bussemer, S. (Hrsg.): *Das Erbe der Eiszeit*: 135-148; Langenweißbach.
- GÄRTNER, P. (1993): Beiträge zur Landschaftsgenese des Westlichen Barnim. *Berliner Geogr. Arb.* 77: 1-89.
- HANNEMANN, M. (1969): Saale- und weichselzeitliche glazigene Dynamik und Alter der Lagerungsstörungen im Jungmoränengebiet Brandenburgs. *Geologie* 18: 168-187.
- KOPP, D. & KOWALKOWSKI, A. (1990): Cryogenic and pedogenic perstruction in tertiary and quaternary deposits, as exemplified in the outcrop of Sternebeck. *Quaternary studies in Poland* 9: 51-71.
- TGL 25232 (1980): Analyse des Geschiebebestandes quartärer Grundmoränen. Bl. 1-6; Berlin.

### Anschrift des Verfassers

PD Dr. Sixten Bussemer, Universität München, Institut für Geographie, Luisenstr. 37, D-80333 München, e-mail: s.bussemer@geographie.uni-muenchen.de

## Nordbrandenburgische Flußentwicklung am Beispiel des Rheinsberger Rhin

The Rheinsberg Rhin as an example for river course development in Northern Brandenburg

PETER GÄRTNER

### Zusammenfassung

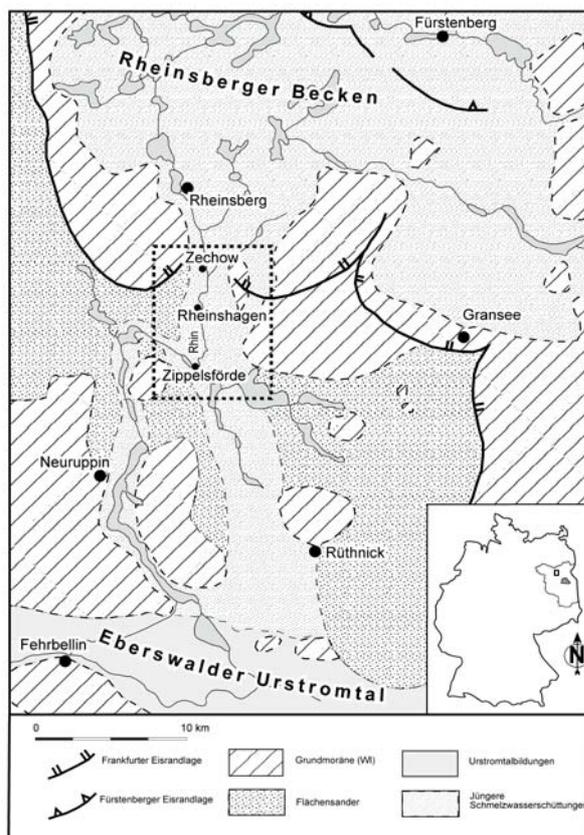
Der Rheinsberger Rhin wird zwischen seinem Austritt aus dem Rheinsberger Becken und seiner Mündung in die Ruppiner Rinne bei Zippelsförde durch 4 Paläoniveaus begleitet. Untersuchungen der fluvialen und limnischen Sedimentfolgen des Rhinlaufs und der Ruppiner Rinne deuten auf eine periglaziäre Ausprägung der Paläoniveaus im Gefolge des Pommerschen Stadiums der Weichselvereisung. Die größte periglaziäre Einschneidung vollzog sich vor der Älteren Dryas bis unter das Niveau der rezenten Rhinaue. Einer allerödzeitlichen fluvialen Ruhephase folgte in der Jüngeren Dryas eine Aufhöhung des spätglazialen Talbodens. Seit dem Atlantikum vollzog sich die erneute anthropogen ausgelöste Einschneidung des Rhins auf heutiges Niveau.

### Summary

The course of the Rheinsberg Rhin between the Rheinsberg Basin and its mouth into the Ruppiner Rinne is characterised by four palaeolevels. Investigations of the fluvial and the limnic sediment layers of the Rhin and the Ruppiner Rinne show a periglacial forming of the palaeolevels after the Pomeranian stage. The most drastic periglacial incision down to below the present level of the Rhin meadows happened before the Older Dryas. After a Alleröd fluvial pause the Lateglacial ground rose during the Younger Dryas. Since the Atlantic another anthropogenously caused incision of the Rhin level has been followed up to the present.

### 1 Untersuchungsgebiet

Der Untersuchungsraum Oberes Rhintal zwischen Zechow und Zippelsförde liegt im Landkreis Ostprignitz/Ruppiner Brandenburgs ca. 10 km südlich von Rheinsberg.



Neben den weichselglazialen Grundmoränenplatten sind zwischen Zechlin und Gransee deutlich ausgeprägte Endmoränen ausgebildet. Im Gegensatz zur Pommerschen Hauptendmoräne sind Blockpackungen als markante Hangendfolgen im Top der Endmoränen nur inselhaft und geringmächtig entwickelt. Das Rückland dieser Endmoräne wird durch das Rheinsberger Becken eingenommen. Das Vorland ist durch ausgedehnte Flächensander der Wittstock-Ruppiner Waldheide und der Rütznicker Waldheide bestimmt (MARCINEK & ZAUMSEIL 1995). Auffällig ist die kurze N-S gerichtete Hauptentwässerungsbahn des Rhins von Rheinsberg über die Zechower Pforte, die dann bei Zippelsförde in eine hufeisenförmige Seenkette der Ruppiner Rinne einmündet.

Abb. 1:  
Geomorphologische Skizze des Untersuchungsgebietes (nach KEILHACK 1921 und MARCINEK 1981).

## 2 Problemstellung

Zwischen 1995 und 1998 wurden im Rahmen überregionaler Arbeiten zur periglaziären Reliefentwicklung im Nordostdeutschen Tiefland (DFG Projekt MA 1425/4/2) erstmalig für das Rhingebiet detaillierte geomorphologische Untersuchungen durch eine Arbeitsgruppe um J. MARCINEK/Berlin durchgeführt.

Diese Arbeit widmet sich insbesondere den Ergebnissen zur jungquartären Flussentwicklung des Rhins und stützt sich dabei auf Untersuchungen an jungquartären Terrassenablagerungen, limnischen Sedimenten und Schwemmfächerablagerungen sowie eine digitale Reliefanalyse.

## 3 Quartäre Anlage

In Kiesgrubenaufschlüssen der rahmenden Endmoränen der Zechower Berge sind ungestörte Hochlagen von Grundmoränen mit saaleglazialen Kleingeschiebespektrum aufgeschlossen. Im Hangenden dieser Grundmoränen sind zwei glazifluviale Serien entwickelt, die durch einen Frostbodenhorizont getrennt werden. Holzkohlen aus diesem Horizont wurden auf  $13919 \pm 360$  BP = cal BC 15170 - 14270 datiert. Glazigene Dislokationen in der oberen Serie belegen Gletschereinfluss, der nach dieser Datierung dem Maximalvorstoß des Pommerschen Stadiums zugeordnet wird (GÄRTNER 1998). Die Anlage der Paläoniveaus ist dann mit dem „Postpommerschen“ Deglaziationsprozess verbunden.

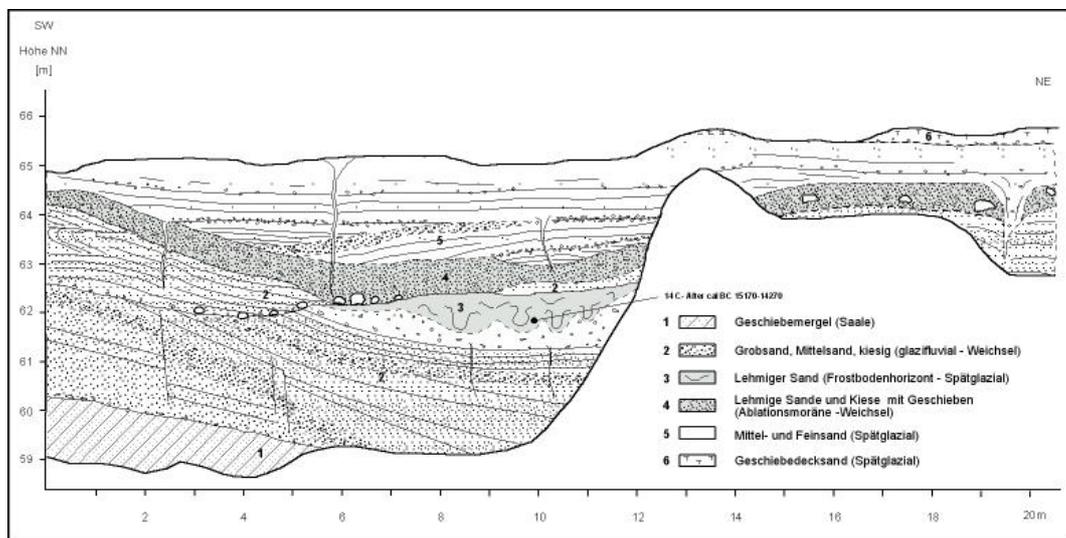


Abb. 2: Lagerungsverhältnisse der Kiesgrube Zechow.

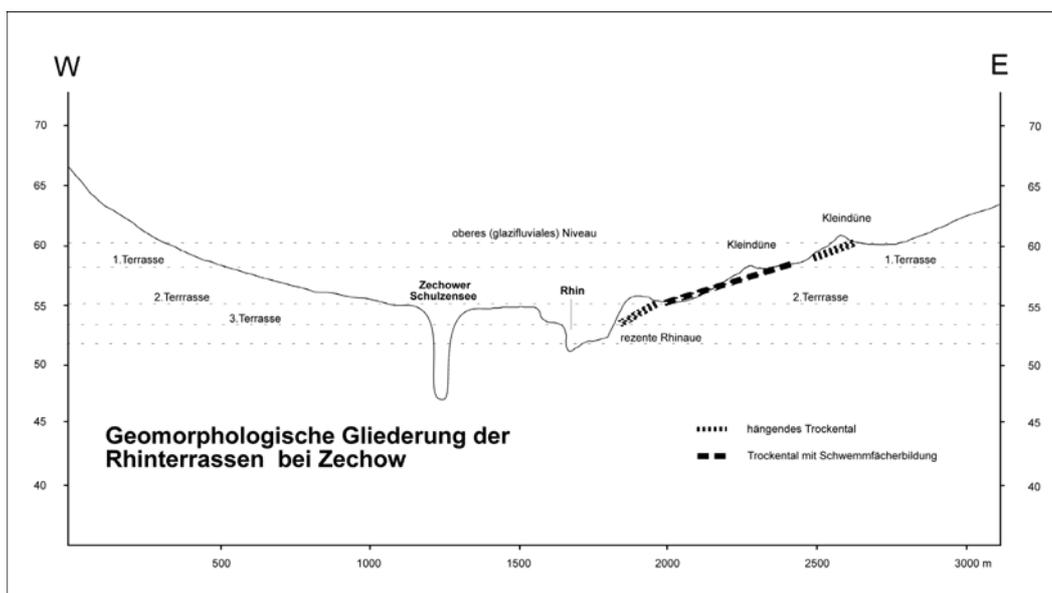


Abb. 3: Schematisierte Reliefverhältnisse im Bereich der Zechower Pforte .

## 4 Jungquartäre Talentwicklung

### 4.1 Trockentalgenerationen

Die Talflanken der Paläoniveaus sind durch Trockentäler unterschiedlicher Generationen zerschnitten. Im Randbereich des 4. Paläoniveaus sind kurze hängende periglaziale Trockentäler entwickelt, die eine schnelle Tiefenerosion auf das 3. Paläoniveau belegen und damit die ältesten Bildungen dieser Art im Rhingebiet darstellen. Längere Trockentäler (über 200 m) erfassen das 3. und 4. Paläoniveau und münden auf dem 2. Paläoniveau. Da auf ihren Schwemmfächern Kleindünen mit begrabenem „Finowboden“ (Alleröd) ausgebildet sind, ist ihre Genese präallerrödzeitlich anzusetzen. Darüber hinaus sind hängende Trockentäler im 1. und 2. Paläoniveau über der rezenten Rhinaue ausgebildet. Wegen des fehlenden Geschiebedecksands in diesen Tälern handelt es sich hier um holozäne Bildungen.

### 4.2 Talbodengenese

Am Ausgang des Pleniglazials entwickeln sich in den Endmoränenbereichen und auf den glazialen Paläoniveaus vergleichbare Abfolgen periglazialer Sedimente, die in ein Fundament aus karbonathaltigen glazigenen Sanden eingesenkt sind. Die Basis der spätglazialen Schichtenfolgen bildet eine durch solifluidale Prozesse geformte Kies- und Steinlage in lehmiger Matrix. Darüber folgen ältere periglaziale Sande, die sowohl Erosionsprodukte der periglazialen Talbildung auf den Paläoniveaus, als auch äolischen Ursprungs sind.

In diese ältere periglaziale Periode fällt nach dem einsetzenden Tieftauen begrabenen Toteises auch die spätglaziale Eintiefung des Rhins, die das heutige Niveau bis zu 2 m unterschreitet. Nach den pollenanalytischen Befunden aus dem Schulzensee auf dem 2. Paläoniveau muss diese Tieferlegung vor der Älteren Dryas erfolgt sein. Die Flussentwicklung und damit verbundene fluviale Sedimentationsphasen des Spätglazials und Holozän sind seither auf das 1. Paläoniveau und den Auenbereich des Rhin beschränkt.

Bis zum Alleröd ist diese Abflussrinne auf rezentes Rhinniveau verfüllt. Größere Abschnitte älterer Talmäander verlanden in diesem Zeitraum und bilden das heute in Prallhangbereichen des Rhins gut erkennbare organische Auensediment in Wasserspiegelhöhe.

Auf dem 4.-2. Paläoniveau vollzieht sich zu dieser Zeit die Bildung des allerrödzeitlichen Bv-Horizontes („Finowboden“). Nach der Abkühlung während der Jüngeren Dryas und der damit einher gehenden Belebung äolischer Prozesse wird dieser Boden in den Kleindünen des Ostufers begraben. Innerhalb des Rhinlaufs erfolgt zu dieser Zeit die erneute Aufhöhung des Talbodens, die spätestens im Atlantikum beendet wird. Danach konzentriert sich das fluviale Prozessgeschehen auf die rezente Rhinaue.

Besiedlungsspuren nach pollenanalytischen und urgeschichtlichen Befunden lassen sich für den Bereich des Schulzensees erst nach der Bronzezeit erkennen. In engräumigen Gunststandorten in unmittelbarer Rhinnähe (1. Paläoniveau) scheint nach  $^{14}\text{C}$ -Datierungen auch die Möglichkeit einer bronzezeitlich ackerbaulichen Nutzung in Betracht zu kommen.

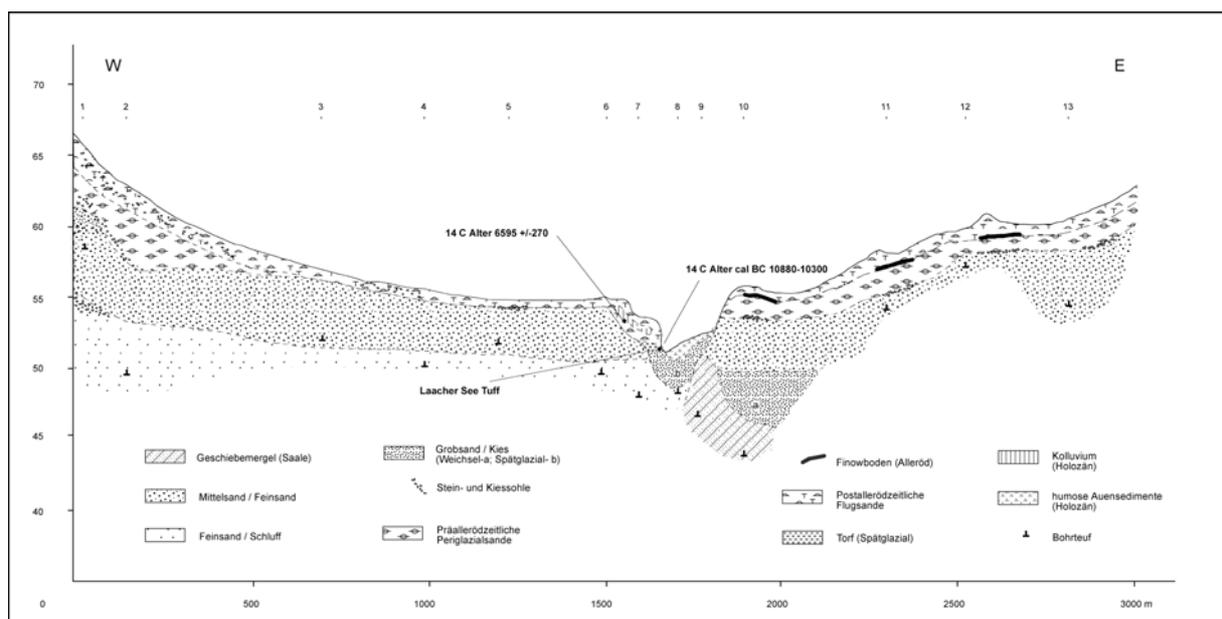


Abb. 4: Lagerungsverhältnisse des Rhintals im Bereich der Zechower Pforte.

### 4.3 Schwemmfächerbildung

Innerhalb der Ruppiner Rinne hat der Rhin nahe seiner Mündung bei Zippelsförde einen Schwemmfächer geschüttet (PAPENROTH 1998). Schon präallerödzeitlich war der Toteisaustau in der Ruppiner Rinne soweit fortgeschritten, dass die Schwemmfächerbildung angelehnt an die langgestreckte basale Rinnenmorphologie einsetzte. Die Erwärmung im Alleröd führte zum deutlichen Rückgang der Schüttungen und zur Dominanz limnischer Ablagerungen. Hauptphase der spätglazialen Schwemmfächerbildung ist die Jüngere Dryas. Auch hier folgt die Schwemmfächerbildung der langgestreckten Rinnenmorphologie, wobei limnische Sedimente und sandige Schwemmfächerablagerungen häufig wechseln.

Die holozäne Schwemmfächerbildung weist eine hohe Intensität im Präboreal auf und erreichte nach der atlantischen Ruhephase im Subboreal ein weiteres Maximum. Dabei traf der subboreale Schwemmfächervorstoß auf eine durch das atlantische Torfwachstum nivellierte Oberfläche und führte zu einer halbkreisförmigen Schwemmfächerablagerung.

## 5 Literatur

- BRAMER, H. (1991): Stratigraphische Skala des Quartärs. In: Physische Geographie Mecklenburg-Vorpommern, Brandenburg, Sachsen-Anhalt, Sachsen, Thüringen, 213 S.; Gotha.
- BUSSEMER, S., GÄRTNER, P. & SCHLAAK, N. (1998): Stratigraphie, Stoffbestand und Reliefwirksamkeit der Flugsande im brandenburgischen Jungmoränenland. *Petermanns Geographische Arbeiten* 142: 115-125.
- GAGEL, C. (1920): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen – Blatt Dierberg. Preußische Geologische Landesanstalt, Berlin.
- GÄRTNER, P. (1993): Zur Tal- und Flußentwicklung der Panke im Jungpleistozän. *Berliner Geographische Arbeiten* 78: 117-136.
- GÄRTNER, P. (1998): Neue Erkenntnisse zur jungquartären Landschaftsentwicklung in Nordwestbrandenburg. Eine landschafts-genetische Studie am Ausgang des Rheinsberger Beckens. *Münchener Geographische Arbeiten, Reihe A49*: 95-116.
- JANKE, W. & REINHARD, H. (1968): Zur spätglazialen Gletscherdynamik und Entwicklungsgeschichte der großen Talungen im Nordosten Mecklenburgs. *Wiss. Z. Univ. Greifswald, Math.- Nat. R.* 17 (1/2): 1-20.
- KEILHACK, K. (1921): Geologische Übersichtskarte von Deutschland im Maßstab 1:500 000. Preuß. Geologische Landesanstalt.
- KOZARSKI, S. (1991): Warta - A Case Study of a Lowland River. In: STARKEL, L., GREGORY, K. J. & THORNES, J. B. (eds.): *Temperate Palaeohydrology*. 189-215; Chichester.
- MARCINEK, J. (1981): Kleiner Führer zum Rheinsberger Becken. Berlin.
- MARCINEK, J. & ZAUMSEIL, L. (1993): Brandenburg und Berlin im physisch-geographischen Überblick. *Geographische Rundschau* 45: 556-563.
- PAPENROTH, R. (1998): Holozäne Landschaftsentwicklung im Bereich der Rhinmündung bei Zippelsförde. Unveröff. Diplomarbeit, Humboldt-Universität Berlin, Geographisches Institut, 70 S.
- SCHLAAK, N. (1993): Studie zur Landschafts-genese im Raum Nordbarnim und Eberswalder Urstromtal. *Berliner Geographische Arbeiten* 76, 160 S.

### Anschrift des Verfassers

Dr. Peter Gärtner, Landesanstalt für Großschutzgebiete Brandenburg, Naturpark Barnim, Kirchstr. 11, D-16348 Wandlitz, e-mail: Peter.Gärtner@munr-lags.brandenburg.de

## Geoökologische Prozesse des Pleni- und Spätglazials in der Hohlform „Reinberg“, Nordvorpommern

Palaeoenvironmental development of the basin „Reinberg“ (Vorpommern, NE Germany)  
during the late Pleniglacial and Lateglacial

HENRIK HELBIG & PIM DE KLERK

### Zusammenfassung

In dieser Arbeit werden die Ergebnisse interdisziplinärer Untersuchungen (Pollen-, Großrest-, Diatomeen-, Sedimentanalyse sowie Mikromorphologie) der Hohlform „Reinberg“ (Vorpommern) präsentiert. Im Becken sind die obersten pleniglazialen Beckensande durch einen geringmächtigen humosen Horizont, den sogenannten „Reinberg-Horizont“, gekennzeichnet. Dieser Horizont kann aufgrund palynologischer Befunde dem Übergang vom Weichselpleni- zum Weichselspätglazial zugeordnet werden. Die Analysen von drei Kernen, die alle Beckensedimente erfassen, liefern detaillierte Informationen über die Vegetationsgeschichte und die Landschaftsentwicklung während des Weichselspätglazials.

### Summary

This study presents the results of interdisciplinary (pollen, macrofossil, diatom, sediment and micromorphological analyses) of the basin Reinberg (Vorpommern). The top pleniglacial basin sands contain a humus layer (Reinberg horizon), which palynologically dates at the transition from Weichselian Pleniglacial to Lateglacial. Analyses of three cores, covering the complete lake sediments, provide detailed information on the vegetation history and landscape development during the Weichselian Lateglacial.

### 1 Einführung

In diesem Aufsatz werden in Kurzform die Ergebnisse interdisziplinärer Untersuchungen in der Hohlform „Reinberg“ präsentiert (DE KLERK et al. im Druck). Die Untersuchungen waren in das DFG-Schwerpunktprogramm „Wandel der Geo-Biosphäre während der letzten 15.000 Jahre – kontinentale Sedimente als Ausdruck sich verändernder Umweltbedingungen“ eingebunden. Wesentliches Ergebnis dieser Arbeiten waren die „Paläokurven“ des Kernes REC (Abb. 1). REC stellt den am höchsten aufgelösten Bohrkern zum Spätglazial in Mecklenburg-Vorpommern dar. Als Besonderheit für das Gebiet der Weichselvereisung kann gelten, dass hier der Übergang vom Pleniglazial zum Spätglazial erfasst werden konnte. Das Untersuchungsgebiet befindet sich nördlich der Pommerschen und der Mecklenburger Rاندlage und auch nördlich der Velgaster Staffel. Es ist eingebettet in ein für vorpommersche Verhältnisse ungewöhnlich kuppiges Grundmoränenareal.

### 2 Stratigraphie und Paläoumwelt

Die obersten pleniglazialen limnischen Beckensande sind durch einen geringmächtigen humosen Horizont, den sogenannten „Reinberg-Horizont“, gekennzeichnet. Dieser Horizont, dessen Entstehung in einer Periode mit niedrigem Grundwasserspiegel erfolgte, kann aufgrund palynologischer Befunde dem *Übergang vom Weichselpleni- zum Weichselspätglazial* zugeordnet werden. Das gleichzeitige Vorkommen kleiner wassergefüllter Senken sowie niedriger trockener Mineralkuppen kennzeichnete das Becken während dieser Zeit. Ein steigender Wasserspiegel zu Beginn des Weichselspätglazials führte zur Bildung eines Gewässers.

Während der *Offenen Vegetationsphase I* (Vegetationsphasen von Vorpommern nach DE KLERK im Druck) dominierte eine krautreiche Vegetation die Umgebung der Hohlform. Die Korngrößenverteilung zeugt von ungleichmäßigen Sedimentationsprozessen, die wahrscheinlich auf extreme Niederschlagsereignisse zurückzuführen sind. Die erosiven Kräfte konnten direkt auf den gering bedeckten Boden einwirken. In dieser Phase trat die höchste CaCO<sub>3</sub>-Ausfällung auf, die möglicherweise auf eine leicht angestiegene Sommertemperatur zurückzuführen ist.

Während der folgenden relativ warmen *Hippophaë Phase* breiteten sich Sanddornsträucher stark aus. Der Bodenabtrag nahm wahrscheinlich aufgrund der stabilisierenden Wirkung des ausgedehnten Wurzelsystems des Sanddorns ab. Die Sedimentation wurde allmählich stabiler. Die Kalkausfällung setzte sich nicht fort.

Die *Offene Vegetationsphase II* stellt eine kurze kühlere Phase dar. Die Ablagerung grobkörnigeren Materials sowie eine hohe Akkumulationsrate weisen auf eine verstärkte Bodenerosion hin. Sie ist vermutlich Ergebnis des allmählichen Überganges zu einem mehr ozeanisch geprägtem Klima und des fehlenden Erosionsschutzes durch

*Hippophaë*. In der Umgebung der Hohlform war der Sanddorn größtenteils verschwunden. Kräuter und Zwergsträucher dominierten die trockenen Standorte außerhalb der Hohlform.

Die *spätglaziale Betula/Pinus Waldphase* („Allerød“) war durch relativ ozeanische Klimaverhältnisse gekennzeichnet. Sie wird in vier Unterphasen gegliedert. Die erste repräsentiert die Ausbreitung von Baumbirken in einer noch offenen Vegetation. Die Korngröße nimmt auffallend ab. Während der zweiten Subphase schloss sich die Vegetation in der Umgebung der Hohlform plötzlich. Abnehmende Erosion sowie erhöhte Primärproduktion führten zur Sedimentation organischen Materials (Algenmudde). Der Diatomeennachweis zeugt von einem gleichzeitigen Vorkommen oligotroph/mesotroph alkalischer Offenwasserflächen sowie dystroph/oligotroph saurer Sumpf-/Moorbereiche. Die dritte Subphase wird durch eine nur geringe Öffnung der Landschaft charakterisiert. Während der vierten Subphase geht die Kiefer durch den Ausbruch des Laacher See-Vulkans kurzfristig stark zurück. Zum Ende der spätglazialen *Betula/Pinus* Phase breitete sich vermutlich ein Schwingrasen über dem Gewässer aus.

Während der *Offenen Vegetationsphase III* („Jüngere“ oder „Spätere Dryas“) führte ein ansteigender Wasserspiegel zur Überstauung des Schwingrasens. Dieser Wasseranstieg ist vermutlich Ergebnis der abnehmenden Evapotranspiration, die mit dem Verschwinden der Wälder einhergeht, sowie des geringeren Wasserrückhaltevermögens des gefrorenen Bodens. Die Vegetation der umgebenden Grundmoränen war dennoch dichter als die der ersten spätglazialen Offenphasen. Zum Ende lichtete sich die Vegetation noch weiter auf, was von einer Erhöhung der Erosion begleitet wurde.

### 3 Literatur

- DE KLERK, P. (im Druck): Changing vegetation patterns in the Endinger Bruch area (Vorpommern, NE Germany) during the Weichselian Lateglacial and Early Holocene. Review of Palaeobotany and Palynology.
- DE KLERK, P., HELBIG, H., HELMS, S., JANKE, W., KRÜGEL, K., KÜHN, P., MICHAELIS, D. & STOLZE, S. (2001): The Reinberg researches: palaeoecological and geomorphological studies of a kettle hole in Vorpommern (NE Germany), with special emphasis on a local vegetation during the Weichselian Pleniglacial/Lateglacial transition. Greifswalder Geographische Arbeiten 23: 43-131.

#### **Anschriften der Verfasser**

Dr. Henrik Helbig, Landesamt für Geologie und Bergwesen Sachsen-Anhalt, Köthener Str. 34,  
D-06117 Halle, e-mail: helbig@glahal.mw.lsa-net.de;

Dr. Pim de Klerk, Universität Greifswald, Geographisches Institut, Friedrich-Ludwig-Jahn-Straße 16,  
D-17487 Greifswald, e-mail: deklerk@mail.uni-greifswald.de

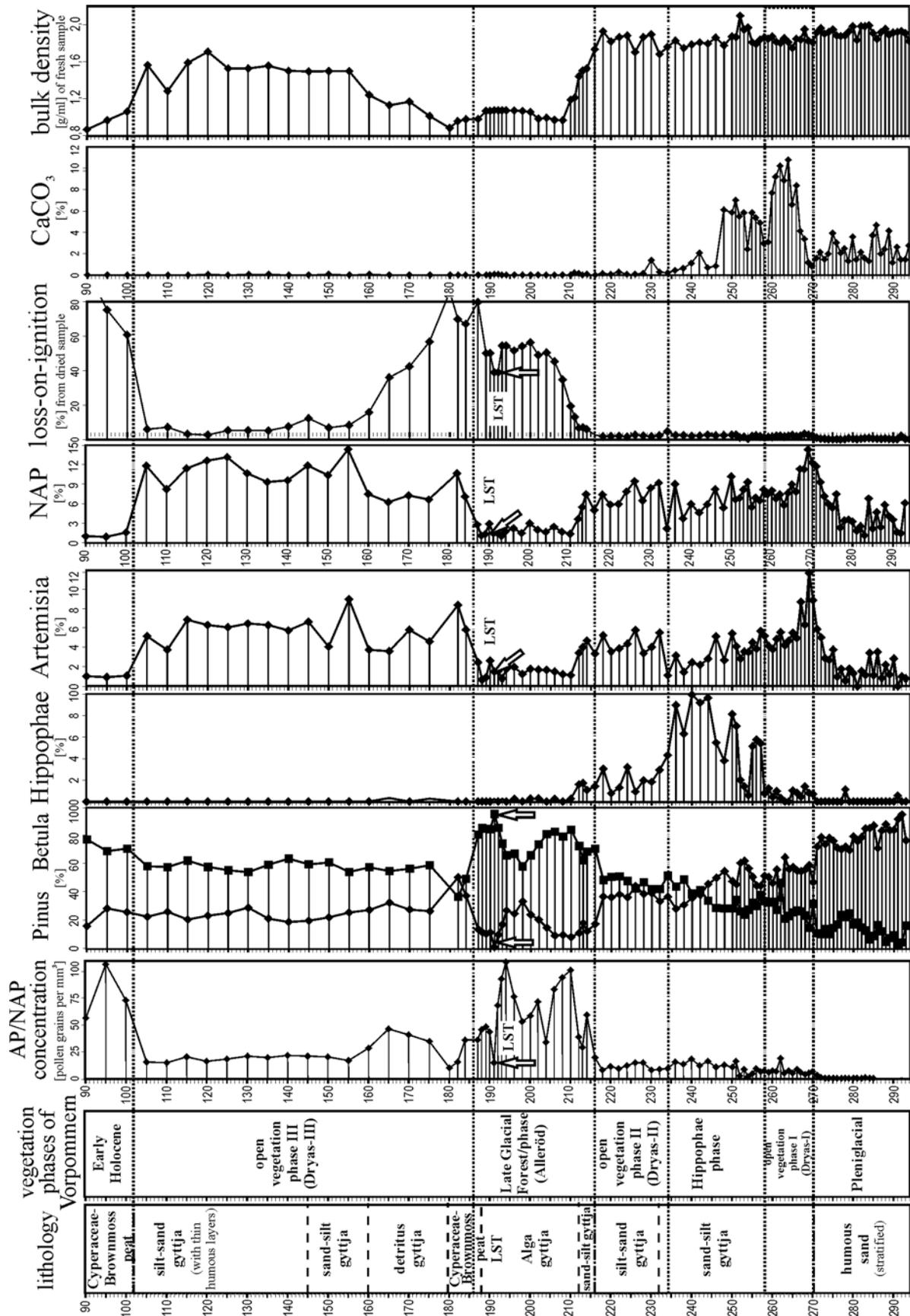


Abb. 1: Ausgewählte „Paläo-Daten-Kurven“ des Kernes REC, Hohlform „Reinberg“, Nordvorpommern.

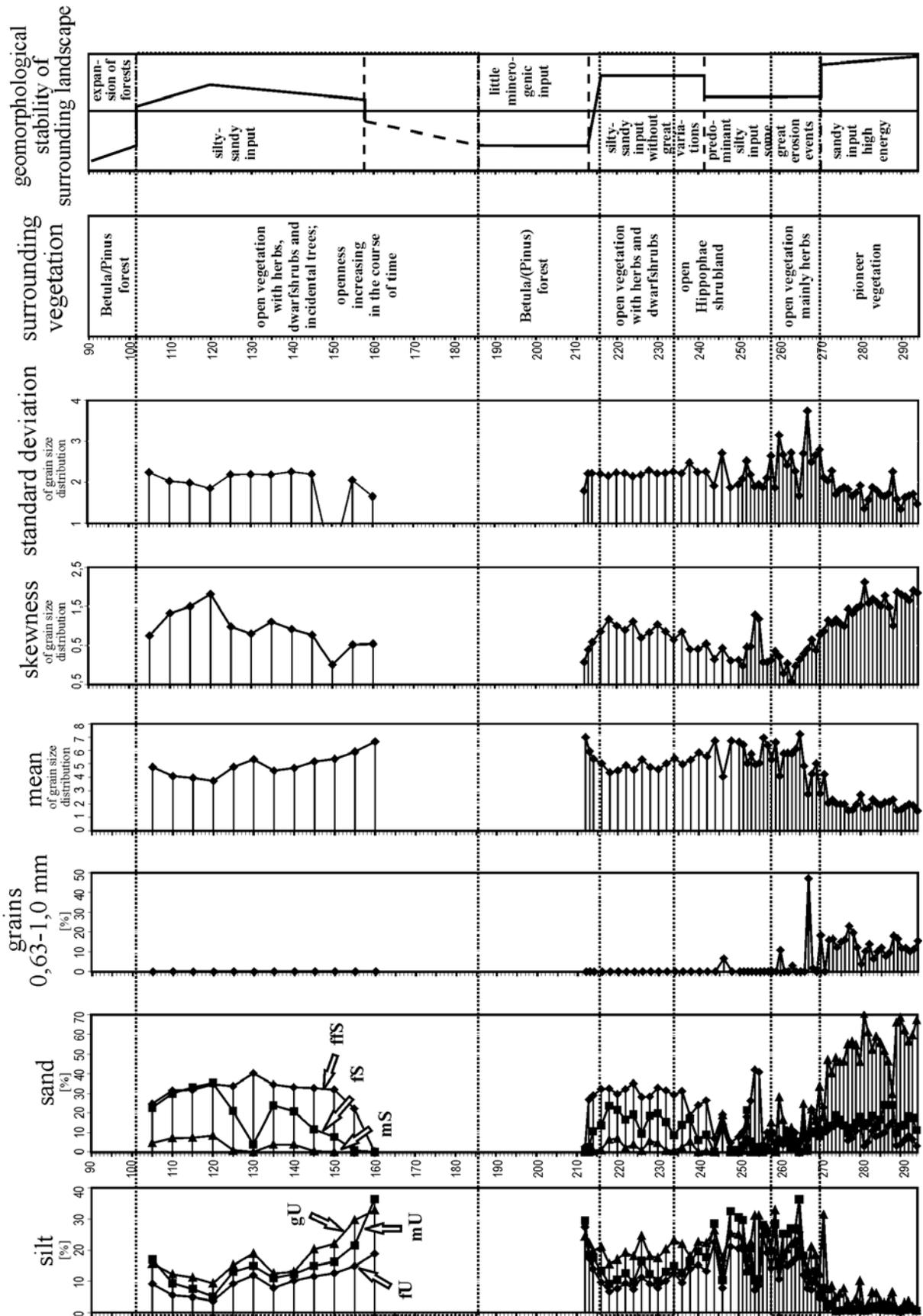


Abb. 1: Ausgewählte „Paläo-Daten-Kurven“ des Kernes REC, Hohlform „Reinberg“, Nordvorpommern.

## Sedimentologische und pollenanalytische Untersuchungen einiger mecklenburgischer Seen - ein West-Ost-Transekt

Sedimentological and pollen analyses of the sediments of some lakes on a West-East-transect in Mecklenburg (NE Germany)

MARION HOMANN, JOSEF MERKT & HELMUT MÜLLER

### Zusammenfassung

Die ältesten Seesedimente von Bohrkernen aus sieben Toteis-Seen des Frankfurter Stadiums in Mecklenburg-Vorpommern stammen aus dem Allerod. Das Toteis ist im mittleren Allerod sehr schnell geschmolzen. Die Laacher-See-Tephra wurde in den Seen östlich der Müritz, die Saksunarvatn-Tephra in zwei Seen gefunden. Die Sedimente sind generell nicht laminiert, bzw. in isolierten Abschnitten weniger Seen gearvt. In den Pollenprofilen ist die Kiefer im ausgehenden Spätglazial stark vertreten. Die Vegetationsgeschichte zeigt bis in Details die von nordwestdeutschen Profilen bekannte Entwicklung. Die Abnahme der borealen Haselwerte deutet auf nach Osten zunehmende Kontinentalität.

### Summary

The oldest lacustrine sediments of the cores from seven kettle-hole lakes in the Frankfurt Stadium in Mecklenburg-Vorpommern were deposited during the Allerod. The dead-ice melted rapidly in the mid-Allerod. The Laachersee-tephra was found in the lakes east of Lake Müritz, the Saksunarvatn tephra occurred in two lakes. The sediments are generally non-laminated, varves occurred only in isolated sections of a few of these lakes. Relatively high percentages of pine characterize the pollen profiles during the upper part of the Lateglacial. However, the vegetation history shows all the features known from profiles in northwestern Germany. The lower values of hazel towards the eastern part of the transect point to an increasing continentality during the Boreal.

### 1 Einleitung und Methoden

Im Sommer 1992 wurden von sieben auf einem West-Ost-Transekt gelegenen Seen in Mecklenburg-Vorpommern Bohrkern gezogen (Abb. 1). An die atlantisch geprägten Seen Nordwestdeutschland sollten östlich anschließend Seen mit jahresgeschichteten Sedimenten (zeitliche Kontrolle der Klimaabläufe, Verbesserung der absoluten Warven-Chronologie) in zunehmend kontinentaler Umgebung von Schwerin bis Feldberg untersucht werden. Dabei war die Suche nach einem Profil mit jahreszeitlich geschichteten Sedimenten aus dem Spätglazial, und vor allem aus der Jüngeren Dryas ein sehr wichtiges Anliegen, da dieser Zeitabschnitt damals nur vom Gosciarz-See (West-Polen) in zählbarer Qualität vorlag. 1992 waren in Mecklenburg-Vorpommern kaum Sedimentprofile in Seen erbohrt und erst wenige (FUKAREK 1961, LANGE et al. 1986 und zitierte Literatur) Pollenprofile bekannt, die auch nicht hochaufgelöst bearbeitet waren.

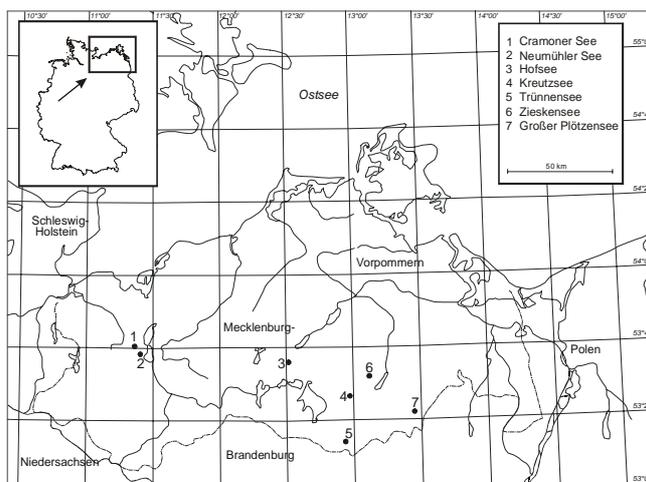


Abb. 1:  
Lage der untersuchten Seen.

Die Seen wurden nach ihrem Potential für Warvenausbildung ausgewählt: sie sollten windgeschützt, steilwandig, und - im Vergleich zur geringen Größe - tief sein. Die ausgewählten Seen wurden mit einem Handecholot vermessen und die tiefste Stelle zum Bohren ausgesucht. Die Stechrohr-Bohrtechnik liefert fortlaufende und sicher ungestörte Kerne. Die Bohrungen wurden von einer demontierbaren, mittels Drahtseilen und Ankern fixierten Bohrplattform aus durchgeführt, die Kerne an Land ausgepreßt, beschrieben, für die Datierung grob

beprobt und verworfen. Im Sinne der Zielvorgabe lohnend erscheinende Kernabschnitte wurden verpackt und in Hannover analysiert: im 1 cm-Abstand fortlaufend beprobte Glühverlustanalysen zeigen hochaufgelöst die Entwicklung der Sedimentkomponenten Organische Substanz, Kalk und Asche. Dünnschliffe wurden für die Mikrofaziesanalyse hergestellt. Hochaufgelöste Pollenanalysen in spätglazialen und altholozänen Abschnitten zeigten die Klimaentwicklung im Detail und lösten chronologische Fragen.

## 2 Ergebnisse

### 2.1 Die Seen

Der Cramoner und der Neumühler See, beides Rinnenseen westlich Schwerin, haben kalkige, aber weitgehend entschichtete Sedimente. Der Bohrkern aus dem Cramoner See (12,5 m Mudde bei Wassertiefe (WT) 8,5 m) beginnt im älteren Alleröd und hat an der Wende Atlantikum/Subboreal und an der Grenze zum Subatlantikum wiederholt Lagen mit Sand, Holzstückchen und Holzkohle, die mehr Beachtung verdienen (Seespiegelsenkungen?). Die Bohrung Neumühler See (WT: 18 m) mußte in 22 m Sedimenttiefe, noch im unteren Atlantikum, wegen technischer Probleme aufgegeben werden. HILGERS (1994) hat einen kurzen laminierten Abschnitt mit Diatomeenmudde aus der jüngsten Geschichte des Sees pollenanalytisch bearbeitet. Im Hofsee bei Alt Gaarz erbrachten zwei Bohrungen (WT: 22,5 und 24,1 m) nur gut 5 m holozäne Sedimente: Boreal (?) und Präboreal sind als Torf (mit Holzstück: Kiefer) ausgebildet, darunter folgen unmittelbar humoser Lehm (Fließerde?) und Sand aus dem Pleistozän: Hier könnte ein Fall von verzögertem Ausschmelzen von Toteis vorliegen, das das Alleröd überlebt hat und erst im Holozän geschmolzen ist. Die extreme Geringmächtigkeit der Holozänsedimente bleibt dennoch unerklärbar. Der Kreuzsee bei Hartwigsdorf (östl. der Müritz) ist max. 4 m tief und hat 12 m ungeschichtete kalkfreie Lebermudden. An der Basis ist humoser Sand unter Niedermoortorf (Analyse der Makroreste). Die Körner der Laacher See-Tephra (LST) sind zwischen aufrecht stehende Braunmoosstämmchen gefallen. Bereits die 1 cm höhere Probe enthält Wasserflohreste, die im Flachwasser lebten, die 1 cm höher folgende Probe enthält schon planktische Cladoceren aus einem mehrere Meter tiefen See. Der Ziesensee bei Penzlin ist in seinem südl. Teilbecken 10,6 m tief und enthält 16 m lakustrische Ablagerungen, von denen nur 2 m spätglazialen Alters sind: Über Sand folgt Lebermudde, die von einem 60 cm Slump aufgearbeitet wurde, ehe die LST, ebenfalls in gestörter Lagerung, abgesetzt wurde. Auf 50 cm schluffig-sandiger Mudde aus der Jüngeren Dryas folgen 14 m holozäne monotone, kalkfreie Lebermudde; wovon allein das Subboreal 7,5 m einnimmt. Der Trünnensee bei Canow (WT: 17 m) enthält 13,5 m Sedimente, von denen das Spätglazial gerade 1 m einnimmt. Der Rest sind kalkfreie, hochelastische olivfarbene Lebermudden mit etwas Sandgehalt im mittleren Subboreal und Teilen des oberen Subboreal. Die Basis ist durch reinen Sand gebildet, dem 5 cm schluffige Seekreide (umgelagertes Flachwasser-Sediment mit *Chara*-Gyrogoniten und Fremdpollen) aufliegen. Darauf folgt alleröd-zeitliche Lebermudde mit einer 2 cm starken LST und 25 cm unscharf ausgebildeter Schluffmudde aus der Jüngeren Dryas. Die Friesland/Rammelbeek-Oszillation ist pollenanalytisch (s.u.) nachgewiesen, aber in den Sedimenten nicht ausgeprägt. Der Große Plötzensee bei Feldberg (WT: 17,5 m) ist mit 320 x 220 m Größe in einer Senke zwischen stark reliefierten Moränenrücken windgeschützt gelegen und der einzige See der Kampagne mit abschnittsweise guter Feinschichtung. Von den fast 22 m limnischen Sedimente nimmt das Subboreal über 12 m mit kalkfreien Lebermudden ein. Der subatlantische Abschnitt (Firbas IXb, Slawen bis frühes MA?) und Teile des Boreal sind teilweise feingeschichtet. Dadurch konnte die Jahreszeit der Ablagerung der Saksunarvatn-Tephra (s.u.) bestimmt werden. Die bioturbierte schluffig-tonige teilweise sideritische Feindetritusmudde der Jüngeren Dryas ist schwach kalkig. Die ober-allerödzeitliche sehr elastische Lebermudde (55 cm) enthält 3 cm bioturbat gestörte LST, die von 15 cm Schluffmudde unterlagert ist. Darunter folgen 5 cm Torf (mit Makrorestanalyse) und mehr als 1 m kiesiger Sand mit humosen Lagen und lehmige Fließerde oder Geschiebemergel. Auch der Große Plötzensee ist also ein Toteissee.

### 2.2 Genese, Entwicklung, Sedimentologie

Die lakustrischen Ablagerungen aller Seen beginnen im unteren bis mittleren Alleröd. In den unterlagernden Schichten treten z.T. dünne Lagen von Seekreide, z.T. moorig-torfige Horizonte auf. Diese Becken im Bereich des Frankfurter/Pommerschen Stadiums sind also alle als Toteisseen entstanden, deren Eisfüllung zwei bis drei Jahrhunderte nach Beginn des Alleröd binnen kurzer Zeit gänzlich ausgetaut ist (Ausnahme: Hofsee bei Alt-Gaarz). Die humosen Böden, Flachmoortorfe und Seekreiden sind schon in Dellen entstanden, die sich mit Wasser füllen konnten.

Das auf den ersten Blick außergewöhnliche Verhalten der Toteisblöcke ist aus dem gleichartigen Verhalten heutiger arktischer Seen leicht verständlich: Unter kontinuierlichem Permafrost ist der Boden unter sehr flachen Seen dauergefroren, weil solche Seen jeden Winter über Monate bis auf den Boden durchfrieren. Ist ein See allerdings einmal so tief geworden, daß er im Winter nicht mehr bis auf den Grund friert (heute tiefer als 2 m in Kanada bzw. 2,5 m in Sibirien), herrschen an seinem Grund ganzjährig Auftau-Bedingungen, auch im Winter. So kann der Frost nicht durch erneutes Eindringen den Erfolg des sommerlichen Tauens aufheben. Sobald dieser Zustand erreicht ist, schreitet das Tieftauen außerordentlich schnell fort; ein Toteisblock, der unter einer isolierenden Moränenschuttdecke Jahrtausende überdauert hatte, taut innerhalb kürzester Zeit aus. Die vom Kreuzsee beschriebenen Vorgänge nahmen einen kleinen Teil der 200 Jahre dauernden Zeitspanne zwischen

LST und Beginn der Jüngerer Dryas in Anspruch und können daher allenfalls wenige Jahrzehnte gebraucht haben.

Nachrutschungen von den Flanken der nun übersteilten Becken finden noch während des Alleröd (Ziesensee) statt, ab der Jüngerer Dryas sind die Hänge der Seebecken soweit stabil, daß sich keine größeren Sedimenteinheiten mehr von den Hängen der Becken ablösen.

Die LST ist in den Seen um Schwerin und bis zur Müritz wie auch in Schleswig-Holstein nicht aufzufinden. Sie ist dagegen in den Seen östlich der Müritz in bis 2 cm Mächtigkeit vorhanden. Durch Umlagerung können auch mächtigere Aschelagen entstehen. Eine Gliederung nach Lagen der aufeinander folgenden Ausbruchphasen konnte nirgends gefunden werden. Die Nordwestgrenze der Aschenfahne entlang der Linie Eifel-N-Hannover-Bornholm-SE-Schonen-Gotland ist damit erneut bestätigt.

Die Sedimente aus der Jüngerer Tundrenzeit sind immer entschichtet. Ihre Ausbildung als kaltzeitliche Ablagerung ist sedimentologisch gegenüber dem Liegenden eher weniger spektakulär als in NW-Deutschland: sie heben sich davon als verhältnismäßig geringmächtige, tonig-schluffige, aber dennoch relativ stark organische Mudde ab. In allen Glühverlustdiagrammen zeigte sich zu Beginn und am Ende ein erhöhter Ascheanteil, der dort verstärkte klastische Zufuhr belegt. Diese von biologischen Daten ebenfalls gestützte Dreigliederung der Jüngerer Dryas findet sich auch in anderen Seen am Rande der skandinavischen Vereisung. Sie dürfte klimatische Schwankungen widerspiegeln: besonders harsche Klimabedingungen mit einem klimatisch günstigeren Mittelteil wurden auch von anderen Archiven berichtet. Die Grenze zum Holozän ist ähnlich scharf wie sonst, was sich in allen untersuchten Proxies zeigt.

Im Ziesensee und im Großen Plötensee wurde die Saksunarvatn-Tephra gefunden. Die neuen Funde sind nicht als isolierte Punkte zu bewerten, sondern sie erweitern die jahrgenaue „Zeitfläche“ von 10150 cal BP auf das Dreieck Niedersachsen - Schleswig-Holstein - Mecklenburg und Brandenburg. In einem Dünnschliff aus dem Großen Plötensee war die Tephra in einem gewarvten Abschnitt als diskrete Lage von 0,1 mm erhalten. Sie ist an der Wende Frühjahr/Sommer binnen kürzester Zeit abgelagert worden wie aufgrund des biologischen Jahresmodells festgestellt werden konnte.

Die holozänen Sedimente sind überwiegend elastische Lebermudden, meist oliv-farben, monoton, bioturbat völlig entschichtet und kalkfrei. Nur die Seen um Schwerin enthalten kalkige Mudden. Geringe Kalkgehalte kommen im Spätglazial und Altholozän in den anderen Seen vor. Die Ursache für dieses unterschiedliche und scheinbar unregelmäßige Verhalten des Kalkgehaltes ist in den hier untersuchten Fällen, wie auch überhaupt, nicht verstanden. Angesichts der ähnlichen Beckenmorphologien, der gleichartigen geologischen Umgebung und klimatischen Geschichte verbieten sich die üblichen simplen, meist monokausalen Erklärungsversuche.

Im unteren Holozän und im Subatlantikum kommen vereinzelt Abschnitte mit meist schwachen Laminationen vor. Die meisten Seesedimente aus dem Jungholozän haben neben Schluff- auch spürbare Sandgehalte was wir von den niedersächsischen Profilen nicht kennen. Auch im Altholozän reicht die klastische sandig-tonige Zufuhr bis ins Boreal, in Ausnahmen bis ins Atlantikum, während die Sandgehalte gewöhnlich mit dem abrupten Ende der Jüngerer Tundrenzeit ebenso plötzlich und sehr stark zurückgehen. Spätestens seit der slawischen Besiedlung geht die jungholozäne klastische Zufuhr auf den Ackerbau und die damit verbundene Erosion zurück. Die altholozänen klastischen Einträge treten manchmal pulsierend (Gr. Plötensee), manchmal massiv auf und können durch Seespiegelabsenkungen verursacht sein, die sich im oberen Präboreal und Boreal ereigneten. Die im Altholozän noch junge, übersteilte Morphologie in der Umgebung von Toteisseen könnte auch Umlagerungen provoziert haben, die in älteren Landschaften nicht vorkamen. Möglicherweise ist der erhöhte Sandgehalt Ausdruck einer gegenüber den westdeutschen Landschaften erhöhten äolischen Mobilität des Sandes.

Im Ziesensee und im Neumühler See haben wir in den mittelholozänen Mudden außergewöhnlich große Lebensspuren von bodenlebenden Tieren entdeckt, die wir bisher nicht beobachtet haben, und für deren Größe von 2-5 cm wir keinen im Profundal lebenden Verursacher kennen.

Da unsere Profile nur jeweils von der tiefsten Stelle im Seezentrum stammen und keine Transekte gebohrt wurden, haben wir keine belastbaren Erkenntnisse zur Paläohydrologie gewonnen. Die Entwicklung in einigen Glühverlustprofilen deutet aber darauf hin, daß im Altholozän Absenkungen der Seespiegel stattgefunden haben.

### 2.3 Vegetationsgeschichte

Die Profile aller Seen wurden übersichtsmäßig pollenanalytisch datiert. Abschnitte mit ausgeprägter Feinschichtung im Spätglazial bis Mittelholozän wurden hoch aufgelöst bearbeitet; zum einen wegen der Entstehungsgeschichte, sodann wegen des Übergangs Spätglazial/Holozän und für die Suche nach der Saksunarvatn-Tephra.

Abgesehen von der durchgehenden, recht starken Präsenz der Kiefer im jüngeren Spätglazial und im Altholozän vollzieht sich der Übergang zum Holozän abrupt und auf die bekannte Weise. In einigen Seen (Ziesensee und Kreuzsee, im Trünnensee nur pollenanalytisch) ist die Friesland-Schwankung deutlich ausgebildet und zwar sowohl in der Vegetation als abruptes, kurzes Thermomer mit Birken-Ausbreitung, verzögertem Pinus-Anstieg und NBP-Rückgang, als auch sedimentologisch mit gleichzeitigem Rückgang der klastischen Zufuhr und leichter Karbonatfällung. Ihr folgt die kühle Rammelbeek-Phase, die wiederum als Rückschlag der Birken und

Kiefern mit Zunahme der NBP und im erneuten Einsetzen der klastischen Zufuhr erkennbar ist. Typisch ist auch der asymmetrische Verlauf der Oszillation mit raschen Einsetzen und Abbrechen der Warm- und dem langsamem Ausklingen der Kühlphase.

Der Fund der Saksunarvatn-Tephra kalibriert die Pollenanalyse als Datierungsmethode im älteren Boreal. Die Position der Tephra im Pollenprofil war ursprünglich wegen des späten und insgesamt schwachen Auftretens der Hasel höher vermutet worden. Der Anteil der Hasel hat im Boreal von Niedersachsen nach Ost-Mecklenburg auf die Hälfte abgenommen, worin sich zunehmende Kontinentalität ebenso widerspiegeln dürfte wie im deutlich schwächeren Auftreten von *Empetrum* (Krähenbeere) in der Jüngeren Dryas.

Phasen mit verstärkter Eutrophierung sind durch Änderungen der Zusammensetzung und der Konzentrationen der Algen gekennzeichnet. Ebenso sind die Massenvorkommen mancher Cladocerenarten (*Bosmina longirostris*) für Phasen erhöhter Produktion typisch.

### 3 Schluß

Die Untersuchung der sieben Seen hat wohl neue Erkenntnisse erbracht und Wissenslücken geschlossen, aber leider hat keiner der untersuchten Seen die erhoffte lange Serie mit jahresgeschichteten Mudden enthalten. Weil manche der oben benannten Ziele in den jüngeren glazialen Stadien nicht erreicht werden konnten, haben wir einen weiteren Versuch mit im Bereich des Brandenburger Stadiums gelegenen Seen unternommen, über dessen erste Ergebnisse in diesem Band berichtet wird (KLEINMANN et al. 2002).

Die Details der Ergebnisse sind in Berichten niedergelegt: HILGERS (1994; Neumühler See), HOMANN et al. (1993; Kampagnenbericht mit Übersichtsanalysen), HOMANN et al. (1995; Bericht mit detaillierten Ergebnissen der Laboranalysen ausgewählter Abschnitte).

Diese Untersuchung wurde im Rahmen des Nationalen Klimaprogrammes - Terrestrische Paläoklimatologie - durchgeführt und durch das BMBF gefördert (Kennzeichen 07KFT 57/9).

### 4 Literaturverzeichnis

- BOEHME-HARTMANN, H. (1937): Spät- und postglaziale Süßwasserablagerungen auf Rügen. I. Pollenanalytische und paläontologische Untersuchungen. Archiv für Hydrobiologie 31: 1-37.
- FUKAREK, F. (1961): Die Vegetation des Darß und ihre Geschichte. Pflanzensoziologie 12: 319 S.; Jena.
- HALLIK, R. (1943): Pollenanalytische Untersuchungen im Postglazial Westpommerns. Neues Jahrbuch Mineralogie, Abhandlungen 88: 40-84.
- HILGERS, B. (1994): Reconstitution de l' impact anthropique d' après la palynologie, au cours d' une période estimée du VII<sup>ème</sup> siècle jusqu' au milieu du XIX<sup>ème</sup> siècle dans un lac du Mecklenbourg, au nord de l' Allemagne. Unveröff. Dipl. Arbeit, Univ. Catholique de Louvain, Fac. des Sciences, 81 S.
- HOMANN, M., MERKT, J. & MÜLLER, H. (1993): Bericht über die Bohrkampagne auf sieben Seen in Mecklenburg-Vorpommern im Juni/Juli 1992. Archivbericht NlfB, Nr. 110659, 36 S. Unveröff.; Hannover.
- HOMANN, M., KLEINMANN, A., MERKT, J., MÜLLER, H. & SCHWARZ, C. (1995): Rasche Klimaänderungen, Dauern von Klimaphasen, Klimainterpretation von langen Zeitreihen aus feingeschichteten Seeablagerungen - Abschlußbericht. Archivbericht NlfB, Nr. 113516, 80 S. Unveröff. Hannover.
- KLEINMANN, A., MERKT, J. & MÜLLER, H. (2002): Sedimentologische und palynologische Untersuchungen an Ablagerungen des Siethener Sees und Blankensees (Brandenburg) – erste Ergebnisse. Greifswalder Geographische Arbeiten 26: 59-62.
- KLEISSLE, K. & MÜLLER, H. M. (1969): Neue Fundpunkte spätglazialer Bimsaschen im Nordosten der DDR. Geologie 18: 600-607.
- KLIEWE, H. & LANGE, E. (1968): Ergebnisse geomorphologischer und vegetationsgeschichtlicher Untersuchungen zur Spät- und Postglazialzeit auf Rügen. Petermanns Geographische Mitteilungen 112: 241-255.
- LANGE, E. (1971): Beitrag zur frühgeschichtlichen Vegetationsentwicklung im Flachland der DDR. Petermanns Geographische Mitteilungen 115: 16-24.
- LANGE, E., JESCHKE, L. & KNAPP, H. D. (1986): Ralswiek und Rügen. Landschaftsentwicklung und Siedlungsgeschichte der Ostseeinsel. Schriften zur Ur- und Frühgeschichte 38, 175 S.; Berlin.
- MÜLLER, H. M. (1961): Ein Pollendiagramm aus dem Äppelbruch bei Eberswalde. Ein Beitrag zur Waldentwicklung. Arch. Forstwesen 10: 809-816.
- MÜLLER, H. M. (1965): Vorkommen spätglazialer Tuffe in Nordostdeutschland. Geologie 14: 1118-1123.
- STRAHL, J. (1992): Pollenanalytische Untersuchung im Jungquartär der mecklenburgisch-vorpommerschen Küste. Unveröff. Diss. Univ. Greifswald, 143 S.

#### Anschriften der Verfasser

Dr. Marion Homann, Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Stilleweg 2, D-30655 Hannover;  
Dr. Josef Merkt, Ritter-Eccartstraße 5, D-88518 Herbertingen, e-mail: j.merk@t-online.de;  
Dr. Helmut Müller, Bevenser Weg 10, D-30625 Hannover

## Zur Genese der Flußtäler zwischen Uecker und Warnow (Mecklenburg-Vorpommern)

The development of the river valleys between Uecker and Warnow  
(Mecklenburg-Vorpommern, NE Germany)

WOLFGANG JANKE

### Zusammenfassung

Für die Talungen zwischen Uecker und Warnow werden 10 Talentwicklungsphasen vorgestellt, davon 5 für das ausklingende Hoch- und Spätglazial. Die Anlage der Talkörper war gegen Ende der 3. Talentwicklungsphase schon im wesentlichen abgeschlossen. Auf den Zusammenhang zwischen Fluss- und Talentwicklung sowie Klima und Meeresspiegelverhalten wird kurz eingegangen.

### Summary

10 phases of the valley development between Uecker and Warnow river are explained, including 5 from the final Pleni- and Late glacial times. The formation of the contour of the valley bodies essentially was finished during the third phase of valley development. Correlations between climate and the development of the Baltic Sea level are short discussed.

### 1 Einführung

Die Konfiguration der Talkörper des Küsten-Einzugsgebietes in Mecklenburg-Vorpommern war am Ende des Weichsel-Hochglazials – nach Abschluss der dritten Talentwicklungsphase – schon im großen und ganzen manifestiert. Die jüngere, vor allem die holozäne Talentwicklung wirkte nur noch modifizierend, und auch die Entwicklung der periglaziären Hangdellen war spätestens in der Jüngeren Dryas abgeschlossen. Alle größeren Fließgewässer des küstennahen Tieflandes verfügen über zu breite Talkörper, die sie unter den hydrologischen Bedingungen des Spätglazials (seit der ausklingenden Dryas I) und Holozäns nicht schaffen konnten. Sie sind ein Produkt subglazialer und subaerischer Abflussvorgänge unter den Bedingungen des Inlandeises, vor allem zur Zeit seines Abbaues.

Es wird davon ausgegangen, dass das weichselzeitliche Inlandeis bei seinem Südwardsvordringen eine ähnlich stark gegliederte Landschaft wie die heutige vorfand und sie modifizierte. Zum einen waren präexistente Depressionen schon durch Eis plombiert, bevor sie vom Inlandeis überfahren wurden, zum anderen wurden sie im Rahmen des Gletschervorstoßes erst geschaffen bzw. weiter ausgetieft. Der Anteil des Faktors Gletscherschmelzwasser an der Formengenese wurde in den älteren Arbeiten ebenso zu wenig mitberücksichtigt wie mit Permafrost zusammenhängende Reliefveränderungen.

Im Verlaufe des Zerfallsprozesses des Inlandeises entstanden die ersten Talkörper in den zum Teil im Schachbrettmuster angeordneten Spalten der niedertauenden Toteisfelder. Diese Tälerchen waren großenteils nur in dieser kurzen Entwicklungsphase durchflossen, bilden jedoch auch heute noch ein gliederndes Element insbesondere der flachen Grundmoränenplatten. Schon im Verlaufe dieser Abschmelzphase – noch vor dem Gletscherfreiwerden des Odermündungsraumes – erfolgte im NE die Phase des Haffstausees und seiner Abflüsse nach NW in Richtung Recknitz-Mündung. Das Warnowtal war davon nicht betroffen.

Unmittelbar nach dem Eisfreiwerden des Küstenraumes setzte die Formierung des Abflusses in Richtung Ostseebecken als Hauptvorfluter ein, zeitweise mit Tiefenerosion. Zunehmender Abbau des Permafrostes, Austauen des Toteises und Temperaturzunahme führten anschließend zu einem Ansteigen des Grund- und Oberflächenwasserspiegels. Die zweite Phase mit Tiefenerosion bei ebenfalls tiefer Vorflut im Ostseebecken fällt in den Zeitraum von der ausklingenden Jüngeren Dryas bis ins Boreal.

Bei der Betrachtung der Holozänenentwicklung der Gewässer ist davon auszugehen, dass die der ostseeorientierten Tieflandsflüsse und der von ihnen durchflossenen Seen (perimarine Gewässer im Sinne von HAGEMAN & KLIEWE (1969), in Mecklenburg-Vorpommern in der Regel unterhalb 10 m +NN gelegen) infolge ihrer zusätzlichen Abhängigkeit von der Höhe des Weltmeerspiegels zeitweise anders verlief als die der ausschließlich grund- und oberflächenwasserbestimmten Gewässer des küstenfernen, höher gelegenen Binnenlandes (KAISER 1996). Insgesamt werden zehn spät- und postglaziale Phasen der Tal- und Fluss-Entwicklung zur Diskussion gestellt, darunter zwei Einschneidungsphasen. Sie bauen auf den Arbeiten von JANKE (1978) auf und zeigen viele Gemeinsamkeiten mit den von KAISER (2001) diskutierten Phasen der Gewässernetzentwicklung im Jungmoränengebiet von Mecklenburg-Vorpommern.

## 2 Die spätglazial/holozänen Talentwicklungphasen

Folgende Talentwicklungsphasen werden definiert:

1. Phase „prärosenthaler“ Schmelzwasserabflussbahnen mit NW orientierten Sedimentkörpern (Eiszerfallsphase des Pommerschen Inlandeises? oder gar Ferntransport über das Gebiet des Haffstausees?). Ihr entsprechen im Gebiet der vorpommerschen Abflussbahnen des Haffstausees unmittelbar unter dem Geschiebemergel des Mecklenburger Stadiums anstehende Sand- und Kieskörper, zum Beispiel bei Sandhagen, Ramelow und Broock an den Flanken des Grenztales, bei Unnode am Tal des Kuckucksgrabens sowie bei Jarmen und Pensin am Peenetal (zum Teil auf Abb. 1, vgl. außerdem JANKE & REINHARD 1968, Abb. 2).

2. Phase des Überfahrenwerdens durch den Vorstoß des Inlandeises zum Mecklenburger Stadium mit Bildung von Stauseen in den südwärts anschließenden Becken und Tälern: Bützower und Güstrower Becken, oberes Tollensetal (RÜHBERG 1998).

3. Phase des Zerfalls des Inlandeises des Mecklenburger Stadiums und der Herausbildung kleinster bis großer Schmelzwasserabflussbahnen und lokaler Stauseen. Die Hauptsammeladern entwässerten in Richtung Mecklenburger Bucht. Diesen Weg nahmen kurz darauf – noch vor dem Gletscherfreiwerden des Odermündungsraumes – auch die Abflüsse des Haffstausees (Abb. 1) mit Schwerpunkt Grenztales (vor allem 20 m-Terrasse). Es entstanden an Talbiegungen und –weitungen Erosionsterrassen (vgl. Abb. 1) mit oft vollständiger Aufarbeitung und Umlagerung der Grundmoräne des Mecklenburger Stadiums in ihrem Bereich. Akkumulation fand nur in größeren beckenartigen Ausweitungen und verbundenen Nebentälern statt. Es war die Phase der „braided river“, großenteils noch unmittelbar über Permafrost. Das Warnowtal gehörte nicht zu den Abflüssen des Haffstausees. Mit dem Ende dieser Phase war die Formierung der für die spätglazialen und holozänen Flüsse viel zu breiten Talkörper abgeschlossen.

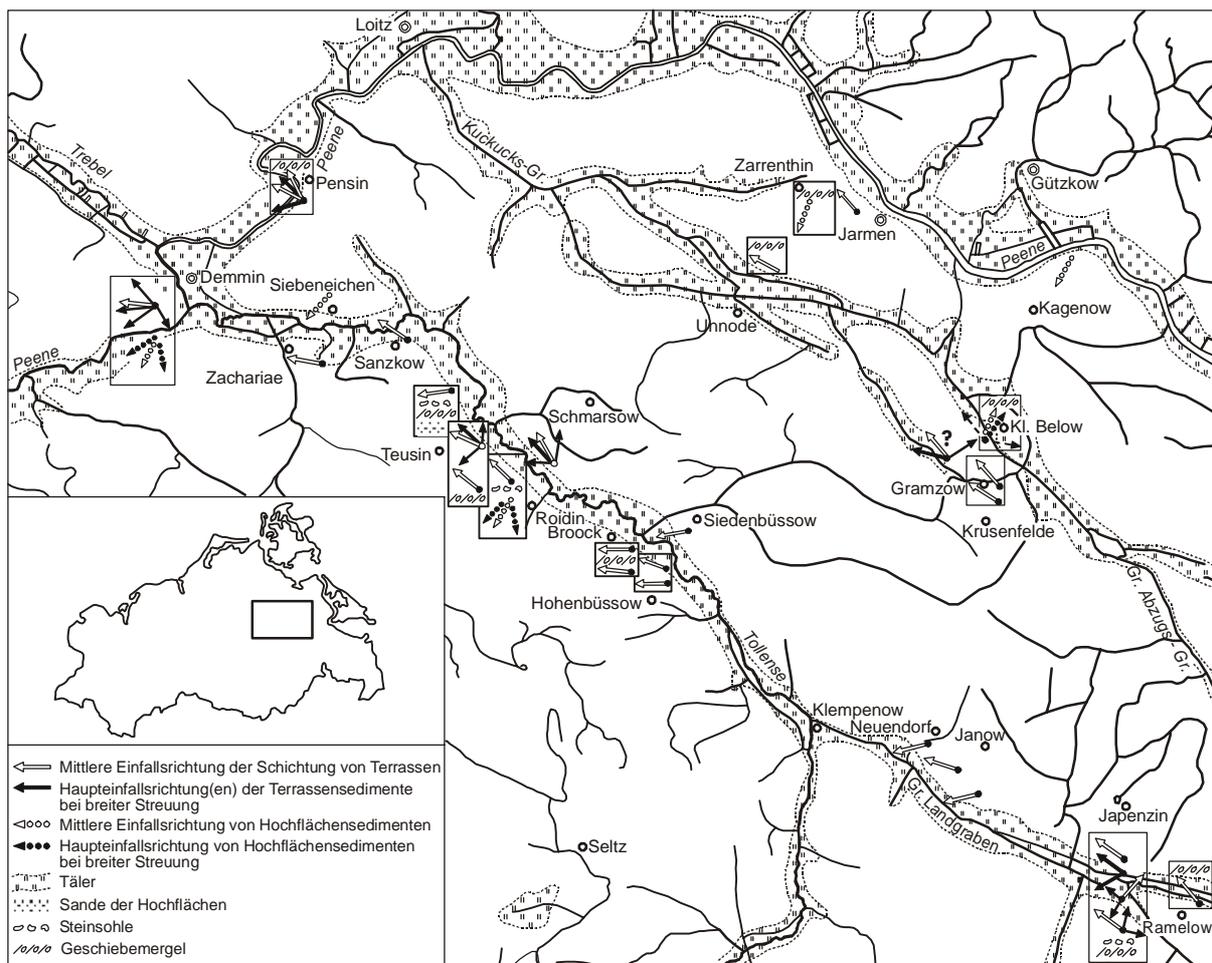


Abb. 1: Schüttungsrichtungen in Terrassen- und Hochflächenaufschlüssen an den Flanken der Haffstauseeabflüsse. Ausschnitt aus JANKE & REINHARD (1968), verändert.

4. Fröhspätglaziale Tiefenerosionsphase während des jüngerer Abschnitts der Ältesten Dryas. Sie wurde bisher nur in kerbtalartigen Taleinschnitten des Grenztales bei Klempenow und des unteren Peenetales bei Görke mit darin eingebetteten Beckensedimenten der Alleröd-Zeit untersucht. Diese frühe Einschneidungsphase in die großen Talungen wird dadurch plausibel, dass a) diese Sammeladern der auch unter periglazialen Bedingungen anfallenden Auftau- und Niederschlagswässer bildeten, b) in ihnen der Permafrost stets am geringmächtigsten war und am frühesten zurücktaute sowie c) der Hauptvorfluter im heutigen Ostseebecken sehr tief lag. Das Pollendiagramm Görke 1 (Abb. 2) aus dem unteren Peenetal westlich Anklam erfasst in seinem basalen Teil (Pollenzonen II und III) den obersten Abschnitt einer solchen jüngerer, aus Ton bis Feinsand bestehenden Beckenfüllung. Deren tiefere, im Pollendiagramm nicht mitdargestellte Parteien enthielten fast ausschließlich umgelagerte Pollen älterer wärmerer Klimaabschnitte.

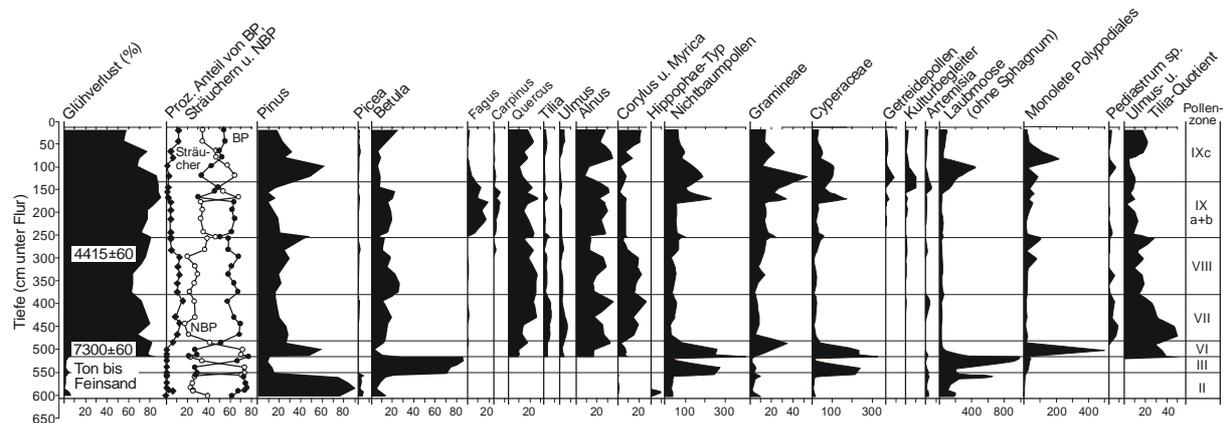


Abb. 2: Pollendiagramm Görke 1, Kurzfassung. Die Werte für die Baumpollenarten erfolgen in Prozent, die für Nichtbaumpollen und Sträucher sind jeweils auf 100 Baumpollen bezogen. Der Bohrpunkt befindet sich im unteren Peenetal ca. 50 m südlich des Flusses stark nördlich der Ortschaft Görke (10 km westlich Anklam).

5. Vernässungsphase des Zeitraumes vom Bölling/Meiendorf (Hippophaë-Phase) bis zur Jüngerer Dryas mit steigendem Grund- und Oberflächenwasserspiegel, vor allem als Folge der Auflösung des Permafrostes und des Tieftauens des Toteises. Dadurch verändert sich die Landschaftsoberfläche, es entstehen Seen, und es formiert sich vor allem das Netz der kleineren Fließgewässer neu. Mit dem Größerwerden der Austaubecken verstärken sich Flanken- und rückschreitende Erosion, und es kommt zum Anzapfen benachbarter Becken durch die Fließgewässer. Im Verlaufe der Jüngerer Dryas stellte sich wahrscheinlich ein reduzierter und verlangsamer Abfluss (langzeitige Bodengefrorenis bis Permafrost) mit verbreiteten Ruhigwassersedimenten (Feinsand bis Schluff), zum Teil über Alleröd-Sedimenten, ein.

6. Frühholozäne Phase eines tiefer gelegenen Tal- und Flusswasserspiegels mit kräftiger Tiefenerosion im Zeitraum von der ausklingenden Jüngerer Dryas bis zum Jüngerer Boreal. Entstehen von Kerbtälern in allen Haupttälern, wasserärmere Fließgewässer versiegen. Die Talungen sind während des Boreals fast frei von Mooren, und im Pollendiagramm Görke 1 (Abb. 2) fehlen demzufolge die Pollenzonen IV u. V. Die Talböden im Gebiet der heutigen Flussmündungen lagen zwischen 6-13 m -NN.

7. Phase des Klimaoptimums des Atlantikums mit anfangs schnell ansteigendem Grund- und Oberflächenwasserspiegel als Folge einer kräftigen Klimaänderung an der Wende Boreal/Atlantikum und in Küstennähe zunehmend auch des steigenden Meeresspiegels (Litorina I-Transgression). In der Anfangsphase war das Talbodenrelief noch ausgesprochen unausgeglichen, und es konnten verbreitet Flachseen mit Kalk- bzw. Organomudde-Sedimentation entstehen. Parallel zum Anstieg des Ostseespiegels reduzierte sich das Gefälle der Ostseezuflüsse, gleichzeitig nahmen Wasserführung, Flussbreite und Mäander- sowie Altwasserbildung zu. Es kam zu einer flächenhaften Talvermooring, und die Flachseen verlandeten schnell. Je küstenferner, um so später setzte die Talvermooring ein, südlich der Pommerschen Hauptmoräne zum Teil erst im Verlaufe des Subatlantikums. Die Talsohlen der gefällsarmen Haupttäler des Ostsee-Einzugsgebietes waren gegen Ende des Atlantikums schon von einer mehr oder weniger geschlossenen Torfdecke überzogen, und die Baumbestände konzentrierten sich zunehmend auf die Talrandbereiche. Die liegenden Bruchwaldtorfe sowie Verlandungstorfe der Flachseen wurden von Vernässungstorfen bei immer geringer werdender Nährstoffversorgung vom mineralischen Untergrund abgelöst. Zumindest in Ansätzen formierten sich jetzt schon die genetischen Moortypen Hangquellmoor – Durchströmungsmoor – Überflutungsmoor im Sinne von SUCCOW & JESCHKE (1986). In die trichter- bis fördenartigen Flussmündungen von Warnow, Ryck, Ost-Ziese, Peene und Uecker drang zwischen 6500-5000 BP zeitweise buchtenartig das Meer ein, ab ca. -5 m NN nachweisbar anhand von entsprechenden Sediment- und Molluskenablagerungen (Warnow, Ryck, Ostziese, vgl. GEINITZ 1902 und v. BÜLOW 1933) bzw. anhand von Diatomeen (Peenetal bei Görke und Anklam, Ueckertal unterhalb Ueckermünde,

vgl. JANKE 1983 und BRAMER 1978). BRINKMANN (1958) zufolge drang im Warnowtal das Litorina-Meer 15 km fördenartig flussaufwärts vor.

8. Phase eines zeitweise reduzierten, in Talrandnähe eventuell gar unterbrochenen Torfwachstums um 5300-5000 und 3000-2700 BP als Folge eines reduzierten bis unterbrochenen Meeresspiegelanstiegs und/bzw. Klimaschwankungen. Generell fällt die Mächtigkeit der Organogensedimente der Talungen für den Zeitraum zwischen 5300-2500 BP (ausklingendes Atlantikum und Subboreal mit Zeitraum der Urnenfelder-Bronzezeit) geringmächtiger aus als während des Hauptteils des Atlantikums und des Subatlantikums. Für die Zeit zwischen 5600- 5000 BP liegt der Meeresspiegel im Gebiet der vorpommerschen Boddenausgleichsküste schon bei ca. -1 m NN (u. a. KLIEWE & JANKE 1978 und JANKE & LAMPE 2000) und somit markant höher als es die Meeresspiegelkurven für die Kieler Bucht und die Nordsee ergeben. Ein glazialisostatischer Hebungseffekt wird vermutet. Wie weit sich dieses Phänomen binnenwärts auswirkt, ist nicht bekannt. In tiefgelegenen, noch offenen Flussmündungsbereichen kommt es auch während der ersten Hälfte des Subboreals (Litorina II-Transgression) noch zu starker mariner Beeinflussung, so im unteren Peenetal mindestens bis Görke talaufwärts, nachweisbar anhand einer *Campylodiscus clypeus*-Diatomeenflora.

9. Phase mit durchgehendem, zeitweise verstärktem Torfwachstum, insbesondere zur Zeit der römisch-kaiserzeitlichen und jungsubatlantischen Transgression bei zumeist nur lokaler anthropogener Beeinflussung des Talwasserhaushaltes. In höher gelegenen Randbereichen der Täler setzte die Vermoorung verbreitet erst zur Slawenzeit ein. In den großen, breiten Talauen der Haupttäler dominieren die Durchströmungsmoore. Je mächtiger die Moorkörper und je größer deren Entfernung von den nährstoffversorgenden Hangquellmooren, desto nährstoffärmer wurden die Durchströmungsmoore, und in den Zentralbereichen einiger Talmoore konnten sich Zwischen- bis Hochmoore aufpfropfen. Das subatlantische Torfwachstum (Phasen 9 u. 10) erreichte in den größeren Tälern 1,5-2,5 m Moorzuwachs (vgl. Profil Görke 1, Abb. 2).

10a. Phase zunehmender anthropogener Eingriffe in den Talhaushalt seit der mittelalterlichen deutschen Ostexpansion. Wiesen- und Weidenutzung, beginnende Torfgewinnung sowie die Anlage von Grenz- und Entwässerungsgräben fällt in diesen Zeitabschnitt. Bisher nur in Küstenmooren (JANKE & LAMPE 2000) nachgewiesen wurde die so genannte „Schwarze Schicht“, ein durch Vermüllung und Mächtigkeitsreduzierung gekennzeichnete und in der Regel zwischen 30-60 cm unter Flur anstehender Torf-Bodenhorizont. Die Mineralisierung erfaßte außer den Torfen der jungsubatlantischen Transgression zumeist auch noch einen Teil der tiefenwärts anschließenden älteren Torffolge. Die Bildung der „Schwarzen Schicht“ wird mit den veränderten Klimabedingungen der Kleinen Eiszeit (kontinentaler: winterkälter und sommerwärmer) in Verbindung gebracht.

10b. Phase intensiver Talnutzung seit dem 18. Jahrhundert unserer Zeit mit zunehmender Talmeliorierung und Regulierung der Fließgewässer. Viele der Tal-Bifurkationen, z. B. im Recknitz-Augrabental, im Tal des Ibitzgrabens und des Großen Kuckucksgrabens sowie im Ziesetal, dürften anthropogen bedingt sein, und zwar als Folge ihrer meliorativen Erschließung. In meliorativ nicht beeinflussten Küstenmooren und Boddenröhrichtern ist die jüngste, ca. 1850 u. Z. beginnende Ostsee-Transgression durch einen 8-15 cm mächtigen Aufwuchstorf nachweisbar (JANKE & LAMPE 2000). Die perimarinem Talabschnitte als Übergangsbereiche zwischen marinem und Binnen-Holozän sind bisher so gut wie gar nicht erforscht. In ihnen besteht ein mittelbarer Einfluss des Meeresspiegels auf den Grund- und Talwasserspiegel sowie auf das Sedimentwachstum. Sie können bis +10 m aufsteigen (HAGEMAN & KLIEWE 1969) und umfassen alle gefällsarmen küstennahen Täler, das Peenetal z. B. bis oberhalb des Malchiner Sees. Aus der Wechselfolge von Torfen und Seekreiden in der holozänen Sedimentfolge des Grenztales, des Kummerower und Teterower Sees sowie des Dahmer Moores, einem ehemaligen See, leiteten REINHARD (1963) und RICHTER (1968) 3-4 Regressions- und Transgressionsphasen ab. Letztere wurden dem Atlantikum, den Übergangszeiträumen zwischen Atlantikum und Subboreal sowie zwischen Subboreal und Subatlantikum sowie dem Subatlantikum zugeordnet und mit den jüngeren Ostsee-Transgressionen zeitgleich gesetzt. Da die beiden jüngeren der limnischen Zwischenlagen zumeist nur kleinflächig auftreten, nicht geschlossen den größten Teil der Tal- bzw. Beckenbreite ausfüllen und auch Niveauschwankungen aufweisen, bedarf es weiterer Untersuchungen zu ihrer Genese. Im Falle des Grenztales ist auch eine Ablagerung der Kalkmudden in verlandenden Altwässern bzw. im Bereich von Bulten-Schlenken-Gesellschaften nicht auszuschließen.

### 3 Literatur

- BRINKMANN, R. (1958): Zur Entstehung der Nordöstlichen Heide Mecklenburgs. *Geologie* 7: 751-756.
- BRAMER, H. (1978): Über Transgressionsvorgänge am Südrand des Kleinen Haffs. *Wiss. Z. Univ. Greifswald, Math.-nat. R.* 27 (1/2): 11-15.
- BÜLOW, K. v. (1933): Ein neuer Fund von Litorina-Ablagerungen und der Zeitpunkt der Litorinatransgression in Pommern. *Dohrniana* 9: 103-114.
- GEINITZ, E. (1902): Die geologischen Aufschlüsse (Litorina-Ablagerungen) des neuen Warnemünder Hafenbaus. *Mitt. a. d. Großherzogl. Meckl. Geol. Landesanstalt* 14: 3-33.
- HAGEMAN, B. P. & KLIEWE, H. (1969): Neue Forschungen zur Stratigraphie mariner und perimarinem Holozän-sedimente in den Niederlanden. *Petermanns Geogr. Mitt.* 113: 125-129.

- HALLIK, R. (1943): Pollenanalytische Untersuchungen im Postglazial Westpommerns. Neues Jahrbuch f. Min., Geol. u. Pal., Abh., Abt. B 88: 40-84.
- JANKE, W. (1978): Schema der spät- und postglazialen Entwicklung der Talungen der spätglazialen Haffstauseeabflüsse. *Wiss. Z. Univ. Greifswald, Math.-nat. R.* 27 (1/2): 39-43.
- JANKE, W. (1983): Natürliche Ausstattung, Nutzung und jüngere Landschaftsveränderungen im unteren Peenetal bei Anklam. *Wiss. Z. d. Univ. Greifswald, Math.-nat. R.* 32: 57-69.
- JANKE, W. & LAMPE, R. (2000) : Zu Veränderungen des Meeresspiegels an der vorpommerschen Küste in den letzten 8000 Jahren. *Z. f. Geol. Wiss.* 28: 585-600.
- JANKE, W. & REINHARD, H. (1968): Zur spätglazialen Gletscherdynamik und Entwicklungsgeschichte der großen Talungen im Nordosten Mecklenburgs. *Wiss. Z. Univ. Greifswald, Math.-nat. R.* 17 (1/2): 1-20.
- KAISER, K. (1996): Zur hydrologischen Entwicklung mecklenburgischer Seen im jüngeren Quartär. *Petermanns Geogr. Mitteilungen* 140: 323-342.
- KAISER, K. (2001): Die spätpleistozäne bis frühholozäne Beckenentwicklung in Mecklenburg-Vorpommern – Untersuchungen zur Stratigraphie, Geomorphologie und Geoarchäologie. *Greifswalder Geographische Arbeiten* 24, 208 S.
- KLIEWE, H. & JANKE, W. (1978): Zur Stratigraphie und Entwicklung des nordöstlichen Küstenraumes der DDR. *Petermanns Geogr. Mitt.* 122: 81-91.
- KLOSE, H. (1905): Die alten Stromtäler Vorpommerns, ihre Entstehung, ursprüngliche Gestalt und hydrographische Entwicklung im Zusammenhang mit der Litorinasenkung. *IX. Jahresber. d. Geogr. Ges. zu Greifswald f. 1904*: 5-88.
- RÜHBERG, N. (1998): Die eiszeitliche Schichtenfolge und Entwicklung im Gebiet um Neubrandenburg. In: GRANITZKI, K. (Hrsg.): *Geologie der Region Neubrandenburg*: 31-40; Friedland.
- SUCCOW, M. & JESCHKE, L. (1986): *Moore in der Landschaft*. Leipzig.

**Anschrift des Verfassers**

Prof. Dr. Wolfgang Janke, Universität Greifswald, Geographisches Institut, Jahnstr. 16, D-17487 Greifswald

## Zur spätglazial-frühholozänen Entwicklung der Spree im Unterspreewald

Late-Glacial and Early-Holocene Development of the Spree River at the area of Unterspreewald (Brandenburg, NE Germany)

OLAF JUSCHUS

### Zusammenfassung

Die Spree hat im Unterspreewald vier aufeinanderfolgende Gerinnebettgenerationen gebildet. Die *braided river*-Strukturen sind älter als das Austauen des Toteises (Ältere Dryas). Die Großmäander entstanden im Bölling und lehnen sich in ihrem Verlauf an ausgetaute Seebecken an. Kleinmäander wurden ab dem Alleröd bis mindestens in das Präboreal gebildet. Das rezente Anastomosieren der Spree ist jünger als das Präboreal. Alle Altläufe der Spree weisen vom Unterspreewald aus nach Osten zum Schwielochsee. Einen Abfluss nach Nordwesten über Märkisch Buchholz hat es nie gegeben.

### Summary

The Spree River has formed four generations of river bed types in the Unterspreewald area. The braided river structures are older than the meltout of dead ice. The course of large palaeomeanders, formed during Boelling period, is influenced by lake basins. The small palaeomeanders was formed from the Alleröd up to the Preboreal time. The surviving anastomosing riverbed followed since the Preboreal time. The Spree River always flowed from the Unterspreewald area to the east and never to the north-west.

### 1 Einleitung

Der Spreewald, eine der bekanntesten Niederungslandschaften in Deutschland, teilt sich mit der Stadt Lübben im Zentrum in den Ober- und Unterspreewald auf. Während der Oberspreewald im Baruther Urstromtal liegt, befindet sich der kleinere Unterspreewald in einem breiten, talartigen Durchbruch von Schmelzwässern aus dem Baruther Urstromtal nach Norden (siehe Abb. 1). Die lückenhafte Ausbildung der Brandenburger Eisrandlage und die tiefe Lage ihres Rücklandes führte nach dem Eisfreiwerden schnell zur Ablenkung der Schmelzwässer aus dem Baruther Urstromtal. Zwischen dem Baruther und dem Berliner Urstromtal existieren mehrere urstromtalähnliche Abflusswege, die nacheinander in Funktion waren. Die Fortsetzung des jüngsten – und am tiefsten gelegenen – Abflussweges kann vom Unterspreewald über Märkisch Buchholz und Königs Wusterhausen direkt bis in das Berliner Urstromtal verfolgt werden. Die Spree schwenkt aber nördlich des Unterspreewaldes vom glazifluvial vorgezeichneten Weg ab, um östlich über die Schwielochseerinne das Berliner Urstromtal zu erreichen, obwohl der Weg über Märkisch Buchholz deutlich kürzer ist. Nach LEMBKE (1936) floss die „Urspree“ zunächst über den kürzeren Weg nach Norden ab. Erst im Spätglazial ist es den bei Märkisch Buchholz aufgewehten Dünen gelungen, die Spree nach Osten abzudrängen. Neuere Arbeiten sehen die Hauptursache der Ablenkung im Austau von Toteis (BROSE & MARCINEK 1995).

Gleichzeitig änderte sich im Spätglazial die Gerinnebettentwicklung der Spree. Während man für das Hoch- und frühe Spätglazial einen Abfluss als *braided river* annimmt, bildete nun die Spree im Berliner Urstromtal Großmäander aus (zuletzt SCHULZ & STRAHL 1997, CARLS 1997). Sie sind mit einem Radius von 250-500 m deutlich größer als die rezenten mit 50-100 m. Ihre Bildungszeit kann sicher in das Spätglazial gestellt werden, wahrscheinlich in das Bölling. Südlich des Berliner Urstromtales wurden ähnliche Formen bisher nicht beschrieben.

Als hilfreich bei der Suche nach Altläufen erwies sich die Tatsache, dass der heutige Unterspreewald weniger als halb so breit ist, wie der urstromtalartige Durchbruch, in dem er liegt. So konnten sich die Altläufe der „Urspree“ zeitlich und räumlich getrennt entwickeln. Mit dem Begriff „Urspree“, eine Anlehnung an LEMBKE (1936), werden nachfolgend alle Altläufe der Spree bezeichnet, die in Verlauf und/oder Gerinnebettentwicklung von der heutigen Spree deutlich abweichen.

### 2 Die *braided river*-Strukturen der Landgraben-Urspree

Etwa 5 km östlich des heutigen Unterspreewaldes haben sich entlang der Landgrabenniederung von Börnichen über Dürrenhofe bis Kuschkow *braided river*-Strukturen erhalten. Sie bilden eine 200-1000 m breite Zone verwilderter Flussbetten, die nur wenige Dezimeter in die Talsandfläche eingetieft ist. Der Verlauf der Landgraben-Urspree zweigte bei Lübben von dem der rezenten Spree ab. Die Ursache wird in den Dünenzügen gesehen, die im Lübbener Stadtgebiet und nördlich der Stadt den rezenten Flusslauf queren. Der direkte Weg von Lübben nach Norden wurde zu dieser Zeit durch die Dünen blockiert. Der weitere Verlauf der Landgraben-Urspree lässt sich weiter nach Osten, in Richtung Schwielochsee verfolgen. Etwa 5 km nordöstlich von Kuschkow konnten unter Waldbedeckung weitere *braided river*-Strukturen nachgewiesen werden.

Südlich von Kuschkow grenzen die *braided river*-Strukturen stufenlos an eine glaziale Rinne. Die bis zu 20 m mächtige Füllung der Rinne zeigt keine fluviale Beeinflussung an. Demnach muss sie während der Bildungszeit der *braided river*-Strukturen mit Toteis plombiert gewesen sein. Außerdem wäre bei Existenz eines benachbarten Sees die Landgraben-Urspreet durch diesen See abgeflossen. *Braided river*-Strukturen wären dann nicht entstanden. Die Basis der limnischen Sedimente (Ältere Dryas – Pollenanalyse: Dr. A. BRANDE) ist demnach jünger als die Landgraben-Urspreet.

### 3 Die Großmäander entlang der Pretschener Spree und am Köthener See

Als nächst jüngere Gerinnebettgeneration lassen sich Großmäander in einem kilometerbreiten Gürtel nördlich von Lübben und entlang der heutigen Pretschener Spree beobachten. Da Großmäander entlang des Landgrabens fehlen, muss der Durchbruch durch die Dünenriegel bei Lübben noch unter *braided river*-Bedingungen erfolgt sein.

Die Großmäander im Unterspreewald besitzen einen Radius von ca. 250 m. Sowohl im Gelände als auch auf Luftbildern sind die typischen fluvialen Strukturen wie Unterschneidungskanten, Prallstellen und *point bars* klar erkennbar. Mit 1-2 m haben sie sich deutlich in das Niveau der Urstromtalung eingeschnitten. Die ehemaligen Strombahnen sind großflächig aber geringmächtig (max. 1,2 m) vertorft. Aufgrund der vielen Gemeinsamkeiten werden die Großmäander im Unterspreewald mit denen im Berliner Urstromtal verglichen, deren Entstehung zuletzt in das Bölling datiert wurde (SCHULZ & STRAHL 1997). Aufgrund der Mäandergröße kann die Spree zu dieser Zeit nur gebündelt als Pretschener Urspreet abgeflossen sein.

Im Bereich des Pretschener „Spreedurchbruches“ zwischen dem Wein- und dem Mühlenberg konnten unter fluvialen Sanden Mudden nachgewiesen werden. Der Verlauf der Pretschener Urspreet lehnt sich damit an bereits ausgetaute Seebecken an. Die palynologische Datierung der Mudden gelang aufgrund des sehr hohen Anteils aufgearbeiteter Tertiärpollen nicht (mdl. Mitteilung Dr. A. BRANDE).

Eine isolierte Stellung nimmt der Großmäander unmittelbar östlich des Köthener Sees ein, da er nicht mit weiteren Großmäandern verknüpft werden kann. Aufgrund der Nähe jüngerer Spreearme an der Wasserburger Spree ist dort mit einer Zerstörung der älteren Strukturen zu rechnen.

Der Großmäander verzahnt sich in seinem westlichen Teil mit Mudden des Köthener Sees. Dies und die fehlende Wasserscheide zwischen der Spree und dem See belegen, dass die Spree zumindest einmal durch den Köthener See floss, wobei der Zu- und Abfluss am Ostufer des Sees lagen. Die Mudden, die sich mit den fluvialen Sanden verzahnen, wurden von Dr. A. BRANDE palynologisch in das Bölling gestellt. Gleichzeitig wird damit die Alterstellung des Großmäanders geklärt. Sein Alter korreliert gut mit dem der Großmäander aus dem Berliner Urstromtal (SCHULZ & STRAHL 1997).

### 4 Die Kleinmäander der Lubolz-Krausnicker Urspreet

Im Bereich des heutigen Unterspreewaldes mit seinen Flusslaufverzweigungen lassen sich mehrere Kleinmäander nachweisen, die in ihrer Größe (Radius 75-100 m) den rezenten Spreemäandern außerhalb des Spreewaldes entsprechen. Nach den Fundorten wird diese Abflussphase als Lubolz-Krausnicker Urspreet bezeichnet. Weitere Kleinmäander finden sich entlang der Pretschener Spree.

Im Gegensatz zu den Großmäandern sind die Kleinmäander deutlich tiefer vermoort (max. 3 m), wobei die Basis der Altarmfüllung zum Teil von Mudden gebildet wird. Im Hangenden folgen Torfe sowie fluviale und anthropogene Sande.

Die Datierung erbrachte für den Kleinmäander von Krausnick ein allerödzeitliches und für den von Lubolz ein präboreales Alter (Pollenanalyse: Dr. J. STRAHL). Diese Alter wurden durch eine <sup>14</sup>C-Analyse bestätigt (siehe Tab. 1).

Tab. 1: Ergebnisse der <sup>14</sup>C-Analyse von Holzresten aus Kleinmäandern der Spree im Unterspreewald (AMS-Datierung: Labor der Christians-Albrecht-Universität Kiel)

Probe	Probenbez.	Material	Tiefe m	δ <sup>13</sup> C ‰	<sup>14</sup> C-Alter Jahre v. h.	kalibriertes Zeitinterv. cal ...
KIA10528	Kraus 248	Holz	2,48	-27,49 ± 0,10‰	11472 ± 74	BC 11828–11249
KIA10529	Lub 285	Holz	2,85	-28,28 ± 0,10‰	9663 ± 43	BC 9218–8938

Die Bildung von Kleinmäandern erfolgte im Unterspreewald ab dem Spätglazial. Sie hielt zumindest bis in das Altholozän an, wobei eine Veränderung der Mäandergröße in der Jüngeren Dryas nicht ausgeschlossen wird. Erst danach setzte im heutigen Unterspreewald das Anastomosieren mit der Bildung von Kleinstmäandern (Radius 15-30 m) ein. Der Beginn dieser Phase kann zur Zeit nicht genau erfasst werden.

Die heutige Flusslaufverzweigung stellt das wesentliche Element der Landschaft im Spreewald dar. Ihre Ursache wird zumeist im geringen Gefälle der Spree gesehen. Die vorgefundenen Altläufe, die einen gebündelten Abfluss der Spree auch im Gebiet des heutigen Unterspreewaldes belegen, lassen erkennen, dass das bisher genutzte Erklärungsmuster nicht ausreicht. Neben dem geringen Gefälle führten im Holozän weitere, bisher unbekannte Ursachen zum Anastomosieren des Flusses.

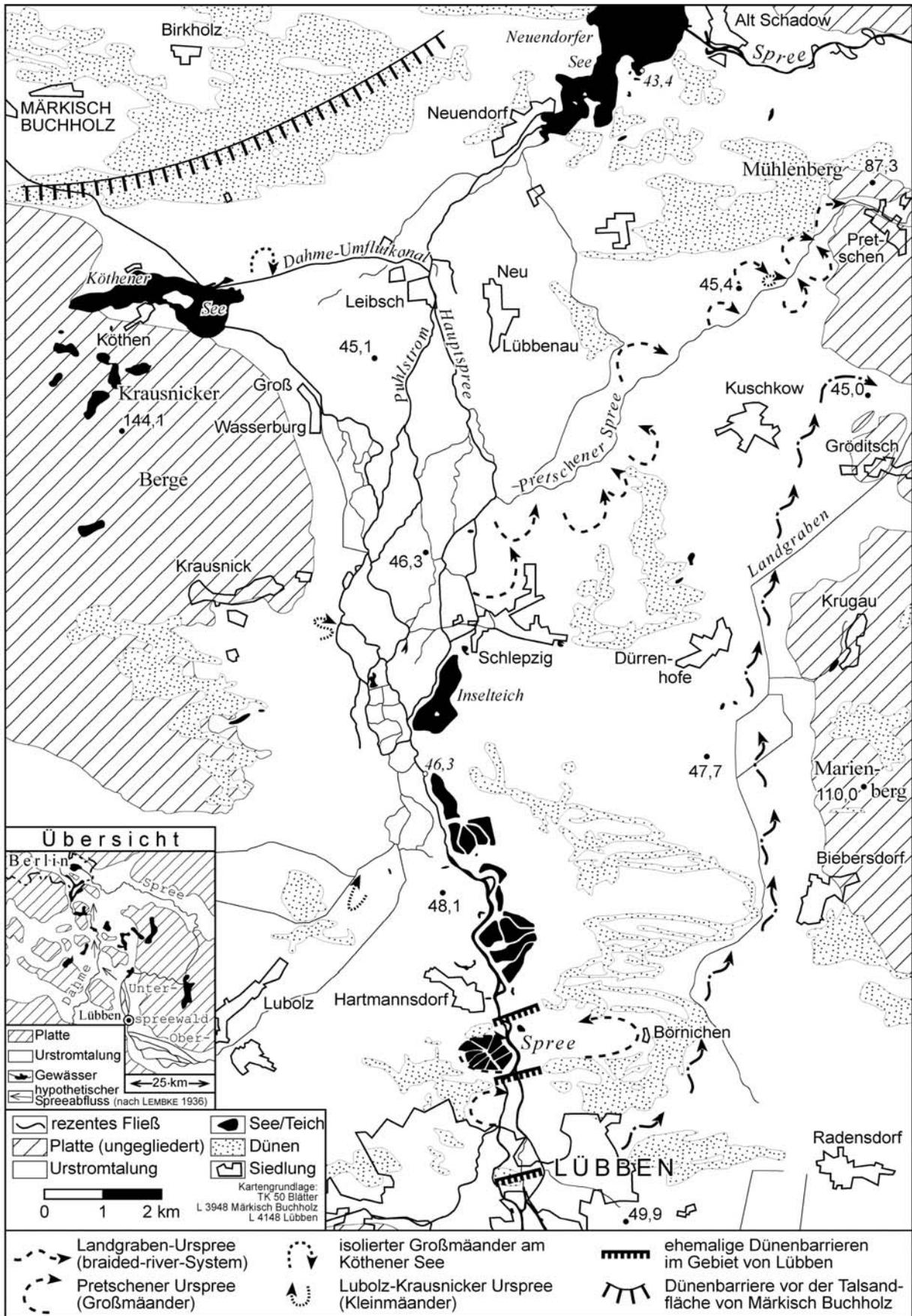


Abb. 1: Spätglazial-frühholozäne Flussläufe im Unterspreewald.

## 5 Zur Ursache der Spreeablenkung

Alle nachgewiesenen Altläufe der Spree weisen vom Unterspreewald aus nach Osten. Nördlich und nordwestlich des Spreewaldes fehlen fluviatile Formen. BÖTTNER (1999) kommt im Rahmen seiner Untersuchungen an der Dahme bei Märkisch Buchholz ebenfalls zu dem Schluss, dass die Spree dort nie entlangeflossen ist. Damit kann ein Abfluss der Spree auf direktem Wege nach Berlin (nach LEMBKE 1936) ausgeschlossen werden.

Problematisch bleibt der Widerspruch zwischen dem stets nach Osten gerichteten Verlauf der Spree und der glazifluvial vorgezeichneten Nordwestrichtung. Als Ursache kann ein später Durchbruch der Spree durch den Lausitzer Grenzwall angenommen werden, der erst nach dem Trockenfallen des Baruther Urstromtales erfolgte. Die Aufwehung von Dünenfeldern bei Lübben und bei Märkisch Buchholz blockierte in der Zwischenzeit den kürzeren Weg nach Berlin.

## 6 Literatur

- BÖTTNER, L. (1999): Die jungquartäre Landschaftsentwicklung im Bereich der Talsandfläche von Märkisch Buchholz. Arbeitsberichte des Geographischen Institutes der Humboldt-Universität zu Berlin 37.
- BROSE, F. & MARCINEK, J. (1995): Brandenburger Eisrandlage und Baruther Urstromtal. In: SCHROEDER, J. H.; NOWEL, W. (Hrsg.): Führer zur Geologie von Berlin und Brandenburg Nr. 3: Lübbenau – Calau: 189-195; Berlin.
- CARLS, R. (1997): Zur weichselspätglazialen und holozänen Entwicklung des Spreetales im Berliner Urstromtal südwestlich von Hangelsberg. In: NITZ, B. & NAB, A. (Hrsg.): Beiträge zu ausgewählten Fragen des Quartärs in Ost- und Mitteleuropa. Berliner Geographische Arbeiten 84: 75-88.
- LEMBKE, H. (1936): Von der "Urspre" zum heutigen Spreeauf. In: Festschrift für Norbert Krebs zum 60. Geburtstag: 140-145; Stuttgart.
- SCHULZ, I. & STRAHL, J. (1997): Geomorphologische und pollenanalytische Untersuchungen im Raum Draendorf südöstlich Fürstenwalde – Ein Beitrag zur Klärung der spät- und postglazialen Entwicklung des Gerinnebettmusters der Spree. Brandenburgische Geowissenschaftliche Beiträge 2: 53-63.

### Anschrift des Verfassers

Dr. Olaf Juschus, Humboldt-Universität zu Berlin, Geographisches Institut, Chausseestr. 88, D-10099 Berlin, e-mail: olaf.juschus@rz.hu-berlin.de

## **Limnische Sedimentabfolgen in Mecklenburg-Vorpommern und Nordbrandenburg – ein Überblick zur Stratigraphie und jungquartären Beckengenese**

Lacustrine sequences in Mecklenburg-Vorpommern and northern Brandenburg (NE Germany) – an overview on the Late Quaternary stratigraphy and basin development

KNUT KAISER

### **Zusammenfassung**

Die regionalen Seebecken lassen sich der Größe nach in glazilimnische Großbecken, See- und Kleinseebecken differenzieren. Ihre Stratigraphie und Entwicklung wird auf der Grundlage einer Kollektion von 147 pollenanalytisch datierten Profilen und weiterer Studien untersucht. Danach datieren die beckenbildenden Toteis-Tieftauprozesse vom Pleniglazial bis in das Frühholozän mit einem Schwerpunkt im jüngeren Alleröd und zu Beginn der Jüngerer Dryas. 90 % der Seen und Kleinseen beginnen im Spätglazial mit der Sedimentation, 38 % entfallen dabei auf das Alleröd. In ca. 30 % der Profile lassen sich Basistorfe mehrheitlich aus dem Alleröd feststellen. Silikatmudden sind ein Charakteristikum des Spätglazials; Organomudden, Kalkmudden und Torfe kennzeichnen das Holozän.

### **Summary**

Following a dimensional classification, the regional lake basins can be divided into large glaciolacustrine basins, medium-sized lake basins and small lakes basins („kettle holes“). In order to establish an outline of the regional basin development, a comparison of all available stratigraphical records was realised. For this purpose, 147 palynologically-dated lake profiles and other records were compiled in a data collection. Generally, the melting of buried dead ice dates to the time-span Pleniglacial to Early Holocene. An intensive melting of buried dead ice is dated into the late Allerød and the beginning of the Younger Dryas. In medium-sized lakes and small lakes, the beginning of the sedimentation dates predominantly to the Lateglacial (90 %), and mostly to the Allerød (38 %). Occurrences of peat beds on the bottom, overlain by gyttjas, were observed with a frequency of approx. 30 %. The peats had usually developed during the Allerød. Generally, silicate gyttjas are the typical sediments of the Lateglacial. Organic and calcareous gyttjas as well as peats are the typical sediments of the Holocene.

### **1 Einführung**

Im Rahmen einer Untersuchung zur spätpleistozänen bis frühholozänen Beckenentwicklung (KAISER 2001) wurden für Mecklenburg-Vorpommern und Nordbrandenburg u.a. Befunde zusammengestellt, die einen Überblick zur regionalen Beckenstratigraphie und -genese des Jungquartärs ermöglichen. Die festländischen Becken werden ihrer Dimension nach in glazilimnische Großbecken, See- und Kleinseebecken differenziert

Fragen, denen u.a. mit Hilfe einer einfachen statistischen Betrachtung des Profilmaterials nachgegangen wird, betreffen den limnisch-telmatischen Sedimentationsbeginn, die Toteisdynamik, die zeitliche Repräsentanz von Sedimenttypen und den Start des Torfwachstums (= z.T. Verlandung). Insgesamt konnten 147 Profile mit limnischen Ablagerungen ermittelt werden, die hier seit den 1940er Jahren zumeist im Zuge von pollenanalytischen und geomorphologisch-geologischen Arbeiten untersucht wurden (Abb. 1). In KAISER (2001) sind die Profile und ihre Quellen, graphische Übersichten mit den datierten Sequenzen und Hinweise auf den jeweiligen Umfang der Untersuchungen dokumentiert. Hinsichtlich der Bearbeitungs- bzw. Veröffentlichungsjahre läßt sich ein erstes Maximum in den 1950er/60er Jahren und ein außerordentlich starker Zuwachs von untersuchten Profilen seit den 90er Jahren erkennen. Als „kleinster gemeinsamer Nenner“ hinsichtlich einer chronologischen Einordnung der Profile erwies sich die Gliederung mittels vegetationsgeschichtlicher Abschnitte nach FIRBAS (1949). Die meisten Autoren wandten in den Originalarbeiten diese Gliederung an. Näherungsweise wurden die entsprechenden Chronozonen zugeordnet.

Methodische Probleme am Material betreffen die Dichte der pollenanalytischen Beprobung und damit die chronologische Auflösung vor allem der Profilbasis, die Seltenheit sedimentologischer Untersuchungen (nur 51 von 147 Profilen verfügen über entsprechende Daten), die häufig unzureichende Bohrtechnik („Kammerbohrer“) und die zumeist unzureichende Zahl von Profilen pro Becken (i.d.R. singuläres Beckenzentralprofil).

### **2 Glazilimnische Großbecken**

Im nordostdeutschen Küstengebiet sind große glazilimnische Becken verbreitet, zu denen von West nach Ost das Becken Rostocker Heide-Barther Heide-Alt darß-Zingst (ca. 700 km<sup>2</sup>), die Lubminer Heide und die Ueckermünder Heide (deutscher Anteil ca. 1200 km<sup>2</sup>) gehören. Allen diesen Großbecken ist gemeinsam, dass sie während

des Eisabbaus des Mecklenburger Vorstoßes um 14.000 BP (GÖRSDORF & KAISER 2001) Seeflächen waren. Außerhalb der Betrachtung stehen hier die teilweise etwas älteren glazilimnischen Großbecken des Binnenlandes.

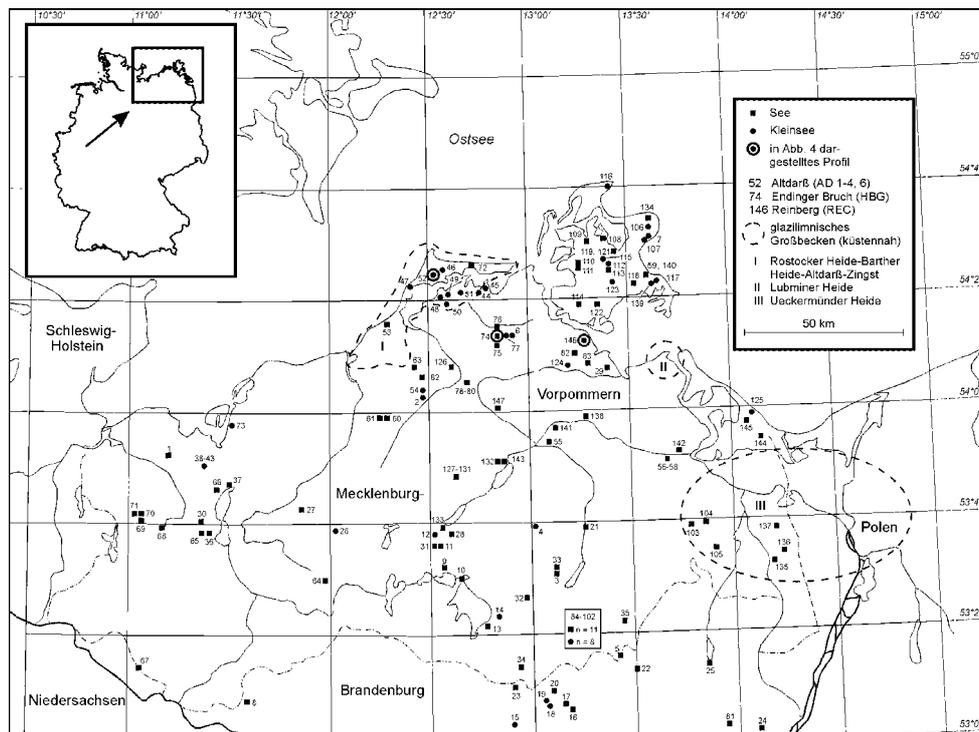


Abb. 1: Profile mit limnischen Sequenzen des Spätpleistozäns und Holozäns in Mecklenburg-Vorpommern und Nordbrandenburg.

Während des letzten Eisabbaus existierten in Becken der Toteislandschaft große Eisstauseen, in denen i.d.R. zunächst gewarvte Schluffe, z.T. auch Tone von mehreren Metern Mächtigkeit sedimentierten. Nachfolgend setzte in den nunmehr offenbar durchströmten Becken die Sedimentation von bis zu 15 m mächtigen Fein- und Mittelsanden ein. Die topographische Lage der glazifluvial-limnischen Sande z.T. über umgebenden Grundmoränenarealen ist ein Hinweis auf die Existenz von Toteis als teilweise Beckenbegrenzung und ein wichtiges Indiz für eine Datierung dieser Phase in das Pleniglazial. Wieviel Zeit die glazilimnischen Schluffe und Sande exakt repräsentieren, ist bislang unbekannt. Möglicherweise handelt sich um eine Seephase von ca. 1.000-1.500 Jahren Dauer, nämlich von der Deglaziation um ca. 14.000 BP bis zur durch Flachwassersedimente in den Großbecken repräsentierten Ältesten Dryas um ca. 12.900-12.400 BP. Aus dem Bölling und der Älteren Dryas liegen einerseits pollenanalytisch datierte lokale Flachwassermudden vor, andererseits können diese Phasen in Form von Sedimentationslücken im Bereich spätglazialer terrestrischer Böden vermutet werden. Für die Ältere Dryas lassen erste Indizien zudem lokale äolische Umlagerungen vermuten.

Neue geowissenschaftliche und archäologische Untersuchungen haben für die Ueckermünder Heide und das Teilbecken Barther Heide-Altdarß umfassende Daten zur Ausprägung des jüngeren Spätglazials und des Frühholozäns geliefert (z.B. KAISER 2001, KAISER et al. 2001, BOGEN et al. im Druck, KAFFKE & KAISER im Druck). Für das Alleröd sind terrestrische Böden, Torfe und Flachwassermudden ein klarer Hinweis auf eine mehr oder weniger trockene Ausprägung der glazilimnischen Großbecken, in denen nur noch lokale Seen, die vielfach durch das Tiefertauen von Toteis entstanden waren, existierten. In der Jüngeren Dryas wurden die „Heidesande“ großflächig äolisch umgelagert: Es bildeten sich im Großbecken Rostocker Heide-Barther Heide-Darß-Zingst hauptsächlich Flugsanddecken und niedrige Dünen, in der Ueckermünder Heide dagegen hohe bis sehr hohe Dünen (z.T. 25 m Höhe). Das Frühholozän ist terrestrisch bzw. lokal auch limnisch-telmatisch und fluvial ausgeprägt. Teilbereiche der glazilimnischen Becken gerieten im Atlantikum unter marinen Einfluß und wurden somit Bestandteil der Ostsee bzw. der Bodden und Haffe.

### 3 Seebecken

Für 60 Profile aus Seen bzw. Paläoseen in der Region läßt sich der Sedimentationsbeginn festlegen (Abb. 2). Danach beginnt in 23 Fällen (38 %) die limnisch-telmatische Sedimentation in der Pollenzone FIRBAS II, d.h. im Alleröd. Insgesamt entfallen auf das Spätglazial 53 Fälle (88 %), auf das Früh- bis Mittelholozän 7 Fälle (12 %). Der limnisch-telmatische Sedimentationsbeginn wird dabei einerseits von der Existenz eines vorher gebildeten oder sich gerade in Bildung befindlichen Beckens – regional sicherlich zum überwiegenden Teil durch

Toteisaustau – bestimmt. Andererseits muß dieses Becken natürlich wassergefüllt für eine limnische Sedimentation bzw. feucht genug für eine telmatische Sedimentation sein. Die räumliche Verteilung von Profilen mit Ablagerungen des älteren Spätglazials (PZ FIRBAS Ia-c) zeigt *keine* Differenzierung des Sedimentationsbeginns zwischen Nord (Rügen) und Süd (Mecklenburgisch-brandenburgische Seenplatte)!

Der Beginn des Torfwachstums in Seebecken (Abb. 2) steht in der überwiegenden Zahl der Fälle für die Verlandung des Gewässers. In einigen Fällen wird aber auch eine telmatische Basissedimentation erfasst (z.B. Basistorfe aus dem Alleröd), wobei nachfolgend limnische Sedimentation einsetzt und das Becken erst später verlandet. Die Bohrungen in Paläoseen beinhalten einen Zufall in der Wahl des Bohrstandortes und damit in der Aussage zur lokalen Gewässerverlandung. Die nahezu gleiche Verteilung des Beginns des Torfwachstums in den holozänen Pollenzonen scheint darauf zurückzuführen sein. Über ein Drittel der Profile weist Basistorfe mehrheitlich allerödzeitlichen Alters auf. Sie gelangten wahrscheinlich zumeist durch Sackungen infolge des Toteistieftauens in eine sekundäre Position.

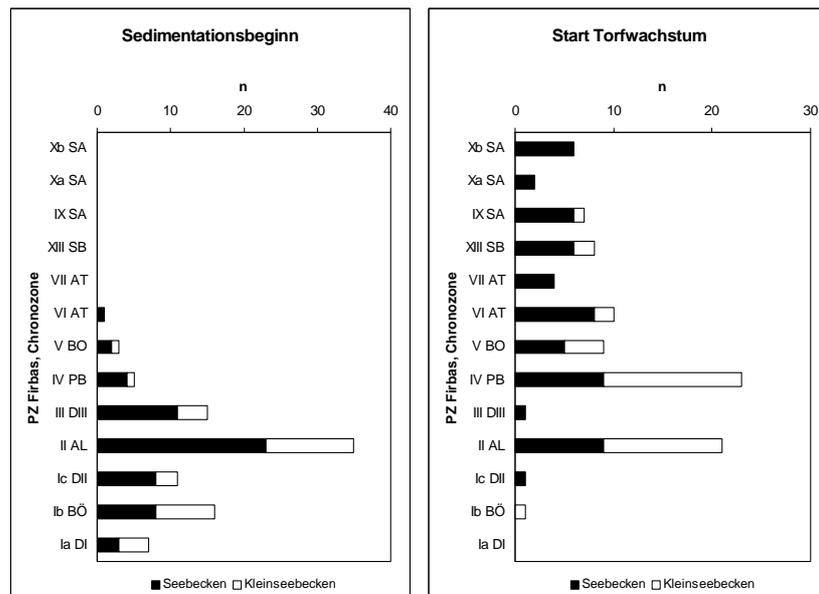


Abb. 2: Beginn der limnisch-telmatischen Sedimentation und des Torfwachstums in See- und Kleinseebecken in Mecklenburg-Vorpommern und Nordbrandenburg.

Hinsichtlich einer zeitlichen Verteilung bestimmter Sedimenttypen ergibt sich das folgende Bild (Abb. 3): Silikatmudden sind ein Charakteristikum des Spätglazials, in relativ wenigen Fällen noch im Frühholozän nachweisbar und im Mittel- und Jungholozän i.d.R. nicht mehr vorhanden. Der dominierende Silikateintrag im Spätglazial läßt sich auf eine geringe Vegetationsbedeckung, auf eine Verwilderung im fluvialen Regime und auf ein instabiles Gesamtreief zurückführen (Abluation, Erosion, Toteisaustau). Organo- und Kalkmudden sind, nach einem ersten gehäuften Vorkommen im Alleröd, für das Holozän charakteristisch. Ursächlich ist dies an die Abnahme der silikatischen Einträge und die – im Vergleich zum Spätglazial – hohe Bioproduktion der Seen geknüpft. Torfe lassen sich für das Spätglazial am seltensten und für das Jungholozän am häufigsten nachweisen. Auffällig ist für die "topographisch hoch liegenden Seen" (>5 m NN) die Seltenheit von Mudde-Torf-Wechselagerungen im Holozän. Eine prinzipiell ähnliche Sedimentausprägung weisen auch die Kleinseebecken auf.

Ein Überblick zur paläohydrologischen Entwicklung der mecklenburgischen Seen wird in KAISER (1996) gegeben.

#### 4 Kleinseebecken

Unter dem Begriff „Kleinseen“ werden Gewässer mit einer Größe bis ca. 3 ha zusammengefaßt. Darunter fallen die „Sölle“ der weichselglazialen Grundmoränen und die „Kesselmoore“ sowie die „Kesselseen“ der weichselglazialen Endmoränen und Sander.

Für 33 Profile aus Paläokleinseen der Region läßt sich der Sedimentationsbeginn festlegen (Abb. 2). In 12 Fällen (36 %) beginnt die limnisch-telmatische Sedimentation in der Pollenzone FIRBAS II, d.h. im Alleröd. Insgesamt entfallen auf das Spätglazial 31 Fälle (94 %), auf das Frühholozän 2 Fälle (6 %). Damit liegen in der Größenordnung ähnliche Verhältnisse vor, wie bei den Seebecken. Relativ mehr Profile datieren unter den Kleinseebecken in die Pollenzonen FIRBAS Ia und Ib. Ob dies ein früheres Austauen kleinerer bzw. oberflächennäherer Toteisplomben widerspiegelt oder allenfalls ein statistisches Problem im Sinne einer zu kleinen Zahl an Fällen darstellt, kann nicht entschieden werden.

Der Beginn des Torfwachstums wird durch Torfe aus dem Alleröd und dem Präboreal dominiert (Abb. 2). Die Alleröd-Torfe stellen in der Mehrzahl Basistorfe dar, die Präboreal-Torfe kennzeichnen zumeist die Gewässerverlandung. Hier zeigt sich ein deutlicher Unterschied zu den Seen.

Aus Kleinseebecken der Region stammen mehrere gut dokumentierte Befunde, die Erkenntnisse zur Ausprägung und Datierung von Toteistieftauprozessen geliefert haben. Danach ist mit einer phasenhaften Tieftaudynamik vom Pleniglazial bis in das Frühholozän (Präboreal) zu rechnen. Ein intensiviertes Tieftauen mit der Folge einer Entstehung vieler, möglicherweise sogar der meisten Kleinsee- und Seebecken ereignete sich im jüngeren Alleröd und zu Beginn der Jüngeren Dryas.

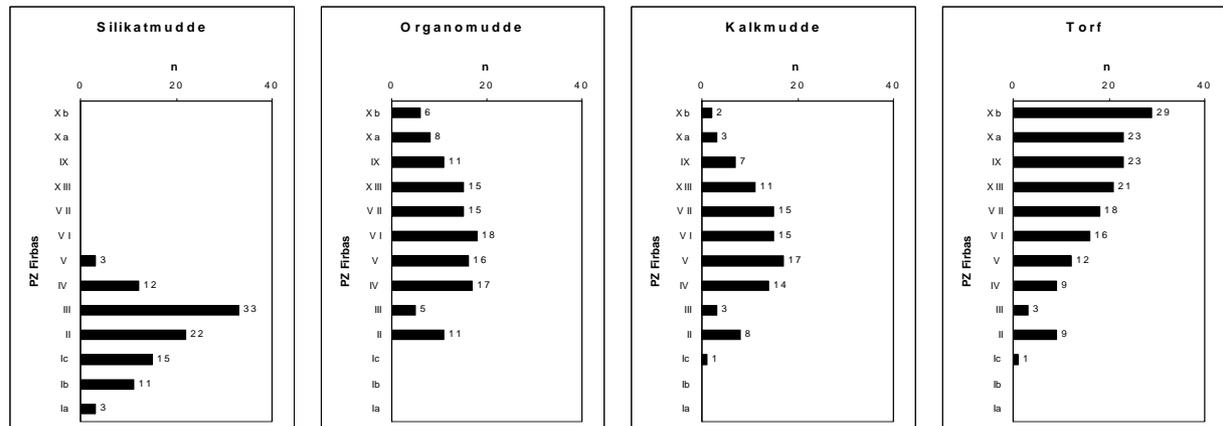


Abb. 3: Zeitliche Verteilung von Sedimenttypen in Seebecken in Mecklenburg-Vorpommern und Nordbrandenburg.

## 5 Fallbeispiele

Im Rahmen von Projekten innerhalb des DFG-Schwerpunktprogrammes "Wandel der Geo-Biosphäre in den letzten 15.000 Jahren" konnten in Vorpommern seit 1995 Becken unterschiedlicher Dimension hinsichtlich ihrer spätpleistozänen bis frühholozänen Genese untersucht werden (BILLWITZ et al. 2000).

Den umfassendsten Bearbeitungsstand eines glazilimnischen Großbeckens weist nunmehr das (Teil-) Becken Barther Heide-Altardarf an der Ostsee auf. Eine Vielzahl von Profilaufnahmen mit sedimentologischen, palynologischen und OSL-Daten sowie geologisch-bodenkundliche Detailkartierungen und ein Beckenmodell erlauben die Rekonstruktion der Beckengeneese (s.o.; KAISER 2001; Abb. 4).

In der flachen Grundmoränenlandschaft Nordvorpommerns stand die Paläoseen-Landschaft des Endinger Bruchs im Mittelpunkt umfangreicher geowissenschaftlicher, palynologischer und archäologischer Untersuchungen (z.B. TERBERGER 1998, KAISER ET AL. 1998, KAISER 2001, DE KLERK 2002; Abb. 4). Ein Schwerpunkt der Arbeiten lag in Aussagen zur Paläohydrologie, zur Vegetationsentwicklung und zur menschlichen Besiedlungsgeschichte. Hier gelang erstmals in Mecklenburg-Vorpommern auch die sichere stratigraphische Einbindung spätpaläolithischer Fundschichten, darunter der mit 11800-11500 BP älteste absolut datierte archäologische Fundplatz in Nordostdeutschland (Fpl. Endingen VI). Die unterschiedlich dimensionierten Teilbecken des Gebietes sind auf den pleniglazialen Einschluß und das phasenhafte, pleni- bis spätglaziale Tieftauen von Toteis zurückzuführen. Das Toteistieftauen ließ sich in die Älteste Dryas/das Bölling und an das Ende Alleröd/den Beginn der Jüngeren Dryas datieren. Die maximale Tiefe von Toteishohlformen im Gebiet beträgt mehr als 15 m. Die Mehrzahl der datierten Profile beginnt im Bölling mit der Sedimentation von Silikat- und Silikat-Organomudden. Für die Ältere Dryas deuten Silikatmudden und fluviale Sande auf ein paralleles Vorhandensein limnischer und fluvialer Sedimentation. Die für das Alleröd charakteristischen Organo-Silikatmudden, Organo- und Kalkmudden sowie Torfe sprechen für eine von stärkerer Makrophyten-, Algen- und Planktonentwicklung geprägte limnische Sedimentation ohne nennenswerten fluvialen Einfluß. Mudde-Torf-Sequenzen belegen die erstmalige limnisch-telmatische Verlandung von Gewässern. Im Gebiet sind großflächig fluviale und fluvial-limnische Ablagerungen der Jüngeren Dryas verbreitet, welche die Sedimente des Alleröds um 1-2,5 m überlagern. Die Ausprägung der Sedimente läßt auf ein hydrologisches Maximalereignis schließen. Für das Frühholozän können mehrere, z.T. miteinander verbundene Seen rekonstruiert werden. Im älteren Atlantikum beginnt die vollständige Verlandung der größeren Wasserbecken durch flächiges Torfwachstum. Für eine kleine, jetzt entwässerte Hochmoorkalotte im Endinger Bruch läßt sich noch im älteren Atlantikum der Umschlag von Niedermoor- zu Hochmoortorfbildung nachweisen.

Unweit vom Endinger Bruch liegt die Kleinhohlform Reinberg, die auf der Grundlage von paläobotanischen und geomorphologischen Untersuchungen detailliert paläoökologisch untersucht wurde (DE KLERK et al. 2001; Abb. 4). Hier konnte regional erstmals eine Feinauflösung der spätpleniglazialen und spätglazialen Becken- und Vegetationsentwicklung erreicht werden.

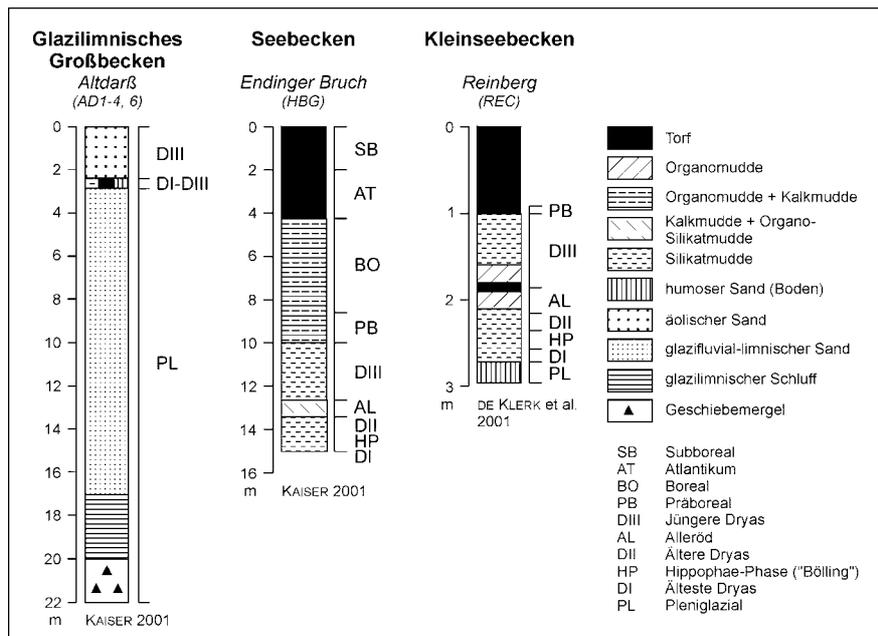


Abb. 4: Stratigraphie von Becken unterschiedlicher Dimension in Vorpommern.

## 6 Literatur

- BILLWITZ, K., HELBIG, H., KAISER, K., DE KLERK, P., KÜHN, P. & TERBERGER, T. (2000): Untersuchungen zur spätpleistozänen bis frühholozänen Landschafts- und Besiedlungsgeschichte in Mecklenburg-Vorpommern. Neubrandenburger Geologische Beiträge 1: 24-38.
- BOGEN, C., HILGERS, A., KAISER, K., KÜHN, P. & LIDKE, G. (im Druck): Archäologie, Pedologie und Geochronologie spätpaläolithischer Fundplätze in der Ueckermünder Heide (Kr. Uecker-Randow, Mecklenburg-Vorpommern). Archäologisches Korrespondenzblatt.
- FIRBAS, F. (1949): Spät- und nacheiszeitliche Waldgeschichte Mitteleuropas nördlich der Alpen – Allgemeine Waldgeschichte (Bd. 1). 480 S.; Jena.
- GÖRSDORF, J. & KAISER, K. (2001): Radiokohlenstoffdaten aus dem Spätpleistozän und Frühholozän von Mecklenburg-Vorpommern. Meyniana 53: 91-118.
- KAFFKE, A. & KAISER, K. (im Druck): Das Pollendiagramm "Prerower Torfmoor" auf dem Darß (Mecklenburg-Vorpommern): neue Ergebnisse zur holozänen Biostratigraphie und Landschaftsgeschichte. Meyniana 54.
- KAISER, K. (1996): Zur hydrologischen Entwicklung mecklenburgischer Seen im jüngeren Quartär. Petermanns Geographische Mitteilungen 140: 323-342.
- KAISER, K. (2001): Die spätpleistozäne bis frühholozäne Beckenentwicklung in Mecklenburg-Vorpommern – Untersuchungen zur Stratigraphie, Geomorphologie und Geoarchäologie. Greifswalder Geographische Arbeiten 24, 208 S.
- KAISER, K., DE KLERK, P. & TERBERGER, T. (1999): Die „Riesenhirschfundstelle“ von Endingen: geowissenschaftliche und archäologische Untersuchungen an einem spätglazialen Fundplatz in Vorpommern. Eiszeitalter und Gegenwart 49: 102-123.
- KAISER, K., ENDTMANN, E., BOGEN, C., CZAKÓ-PAP, S. & KÜHN, P. (2001): Geoarchäologie und Palynologie spätpaläolithischer und mesolithischer Fundplätze in der Ueckermünder Heide, Vorpommern. Zeitschrift für geologische Wissenschaften 29: 233-244.
- DE KLERK, P. (2002): Changing vegetation patterns in the Endinger Bruch area (Vorpommern, NE Germany) during the Weichselian Lateglacial and Early Holocene. Review of Palaeobotany and Palynology 11: 275-309.
- DE KLERK, P., HELBIG, H., HELMS, S., JANKE, W., KRÜGEL, K., KÜHN, P., MICHAELIS, D. & STOLZE, S. (2001): The Reinberg researches: palaeoecological and geomorphological studies of a kettle hole in Vorpommern (NE Germany), with special emphasis on a local vegetation during Weichselian Pleniglacial/Lateglacial transition. Greifswalder Geographische Arbeiten 23: 43-131.
- TERBERGER, T. (1998): Grundwasserstände und spätpaläolithisch-mesolithische Besiedlung im Endinger Bruch. Urgeschichtliche Materialhefte 12: 89-102.

### Anschrift des Verfassers

Dr. Knut Kaiser, Universität Greifswald, Geographisches Institut, Friedrich-Ludwig-Jahn-Straße 16, D-17487 Greifswald, e-mail: knutkais@uni-greifswald.de

## Zur jungquartären Entwicklung von vier Seen auf der Insel Usedom, NE-Deutschland

About the Late Quaternary evolution of four lakes on Usedom Island, NE Germany

ULRIKE KERSTAN, PETER VOSS, WOLFGANG JANKE & REINHARD LAMPE

### Zusammenfassung

Anhand von Seesedimenten wurde versucht, Teilaspekte der holozänen Landschaftsgenese im Raum SE-Usedom zu rekonstruieren. Dazu wurden in vier Seen Bohrungen abgeteuft und hinsichtlich verwertbarer Anhaltspunkte in Bezug auf Meeresspiegelschwankungen untersucht. Im Ergebnis dieser Arbeiten konnte nur für den Schmollensee eine direkte marine Beeinflussung nachgewiesen werden, während es im Gothensee indirekte Anzeichen auf eine solche Beeinflussung gab. Des weiteren hat sich eine ausschließlich limnische Entwicklung im Großen Krebssee bestätigt. Für den Kölpinsee konnte eine durchgehend limnische Entwicklung mit nur kurzfristigen marinen Einschüben nachgewiesen werden. Aufgrund fehlender Zeitmarken bleibt die stratigraphische Einordnung jedoch ungewiß.

### Summary

The object was to analyze lake sediments to reconstruct the evolution of the landscape during the Holocene in the SE-Usedom area. Profiles from four selected lakes have been analyzed in regard to sea-level variations of the Baltic. Direct marine influences could only be detected in the Lake Schmollensee; however, there have been indirect indicators for marine influences in the Lake Gothensee. An exclusively limnic development could be confirmed for the Lake Großer Krebssee. For the Lake Kölpinsee a continuous limnic sedimentation could be proved too but interrupted by short marine influences. Missing time markers prevented here an unambiguous stratigraphic correlation.

### 1 Einführung

Die bearbeiteten Seen befinden sich im südöstlichen Bereich der Insel Usedom (Abb. 1). Dieser Raum wurde hauptsächlich durch die letzten Phasen der Weichselkaltzeit geprägt (DUPHORN et al. 1995). Die starken Reliefunterschiede, die nach dem Niedertauen des Toteises verblieben, bedingen wiederum die Verschiedenartigkeit (Fläche, Tiefe, Genese) der die Senken ausfüllenden Gewässer. Die im unmittelbaren Küstenhinterland gelegenen Seen eignen sich speziell für Untersuchungen hinsichtlich der holozänen Meeresspiegeländerungen der Ostsee und ihres Einflusses auf die Genese der Strandseen.

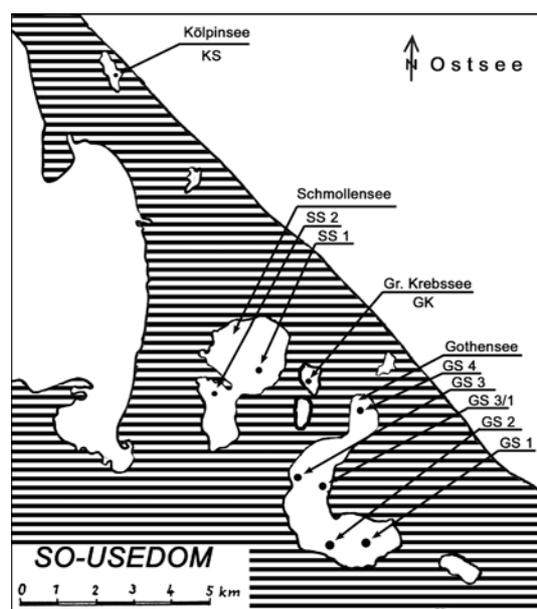


Abb. 1: Lage des Untersuchungsgebietes und der entnommenen Bohrkerne.

## 2 Methodik

Es wurden für die Untersuchungen folgende Bohrungen in den Seen abgeteuf: im Kölpinsee eine (KS), im Schmollensee zwei (SS 1; SS 2), im Großen Krebssee wiederum eine (GK) und im Gothensee fünf Bohrungen mit den Bezeichnungen GS 1, GS 2, GS 3, GS 3/1 und GS 4 (Abb. 1). Als Bohrtechnik stand ein mobiles Kolben-Stechrohr nach STREIF auf einem Ponton zu Verfügung. Das Einrammen der 2 m langen Sonde erfolgte mittels elektrischem Bohrhämmer, die Kerne wurden hydraulisch ausgedrückt.

Im Labor erfolgte die Probennahme und -aufbereitung für die Bestimmung des Glühverlustes, der Korngrößenverteilung, des Schwefel-, Kohlenstoff- und des biogenen Opalgehaltes. Röntgenfluoreszenzanalysen wurden an ausgewählten Proben aus charakteristischen Schichten durchgeführt. Von den Bohrkernen SS 1 aus dem Schmollensee und GS 4 aus dem Gothensee konnten Pollen- und Diatomeendiagramme erstellt werden.

## 3 Gothensee und Großer Krebssee

Die Sedimente des Großen Krebssees wie auch des Gothensees (VOSS 2001) konnten auf Grund des extrem hohen Wassergehaltes der hangenden Partien nur unvollständig gewonnen werden. Das Profil aus dem Großen Krebssee beginnt mit pleistozänen Beckensanden. Danach wurden von 12,30 m bis 10,20 m unter der Wasseroberfläche Sedimente des Spätglazials und Frühholozäns angetroffen. Eine Seebildung kann danach im Alleröd angenommen werden. Das auf der Sandfolge akkumulierte organische Material ist auf die Erwärmung zu Beginn der See-Entwicklung zurückzuführen. Im während der Jüngeren Dryas akkumulierten Abschnitt weisen verstärkter Sandeintrag und geringere Bioproduktivität auf ein kühles Klima mit geringer Vegetationsbedeckung hin. Mit dem Übergang Jüngere Dryas/Präboreal nimmt die Akkumulation organischer Substanz wieder deutlich zu und deutet damit auf erneut steigende Temperaturen.

Die stratigraphisch überlappenden Sedimentprofile von den Bohrlokalitäten GS 3 und GS 4 des Gothensees erfassen gemeinsam den Zeitraum vom Spätglazial (Alleröd) bis zum älteren Subatlantikum, wobei die älteren Sedimente im Bohrkern GS 3 und die jüngeren Sedimente im Bohrkern GS 4 aufgeschlossen sind. Das Profil GS 3 wird durch Sedimente aus dem Alleröd, der Jüngeren Dryas und vermutlich dem Boreal charakterisiert. In ihnen spiegeln sich ähnliche Verhältnisse wie im Großen Krebssee wider. Die Daten des Profils GS 4 in Abb. 2 stellen die Sedimentationsbedingungen vom jüngeren Boreal bis zum älteren Subatlantikum dar.

Besonders interessant sind im Diatomeendiagramm von GS 4 Seephasen mit stärker brackigen Verhältnissen. Eine Phase erhöhter Salinität mit Dominanz von *Campylodiscus clypeus* tritt danach in der Diatomeezone 7 in 9,95 m bis 9,02 m Tiefe auf. Sie entspricht der Littorina I-Transgression und fällt zeitlich in das Ältere sowie zum Teil schon in das Jüngere Atlantikum. Es folgen eine Phase geringerer Salinität (Phase 6) sowie zwischen 6,90 m und 6,05 m eine Phase weitgehender Gewässerassüßung (Phase 5) mit Dominanz von *Aulacoseira granulata*, *Cyclotella radiosa* und *Stephanodiscus rotula*. Nach der Strandlinienverschiebungskurve in Abb. 3 würde die Phase 6 in den Bereich „regressiver Kontakte“ und die Phase 5 vorwiegend in das Jüngere Subboreal fallen. Ein stärker brackiges Milieu tritt dann nochmals in der Diatomeezone 4 zwischen 6,05 m und 4,45 m im Älteren Subatlantikum auf und kann mit der dritten Phase der Littorina-Transgression in Verbindung gebracht werden.

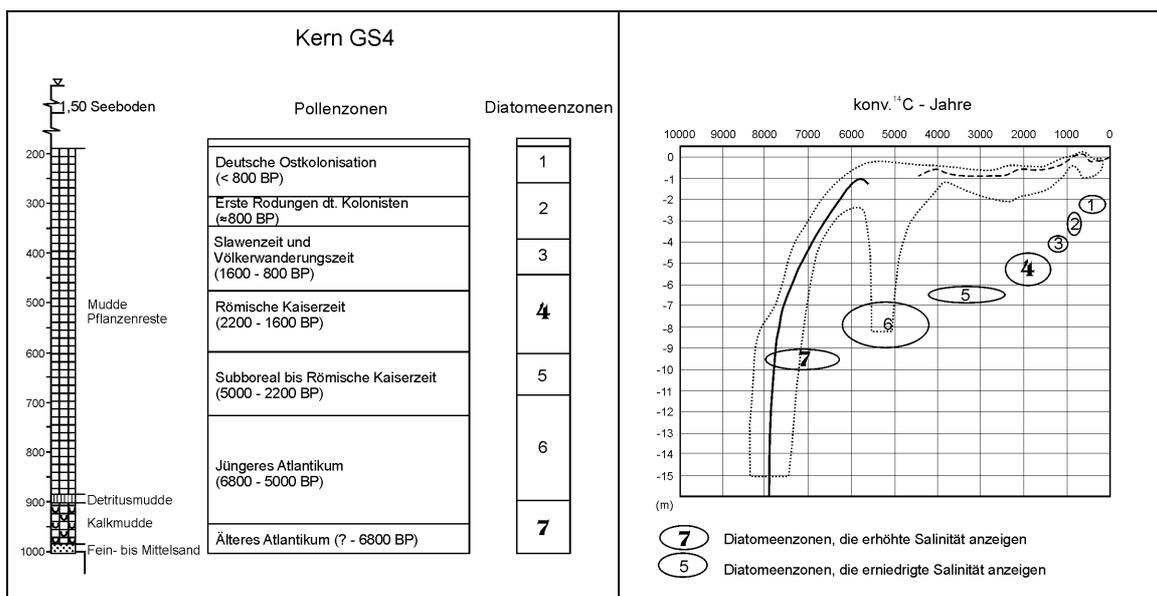


Abb. 2: Pollen- und Diatomee zonen des Bohrkerns GS 4 (Analyse: W. JANKE).

Abb. 3: Einordnung der Diatomeeanalysen in die vorläufige Kurve des relativen Meeresspiegelanstiegs für das Holozän (JANKE & LAMPE 2000).

Eine Übereinstimmung der Gewässerphasen höherer Salinität aus Bohrung GS 4 mit der vorläufigen Kurve des relativen Meeresspiegelanstiegs konnte damit teilweise abgeleitet werden. Unsicherheiten verbleiben vor allem, weil die von KLEWIE (1960) angeführten Funde von Schalen mariner Mollusken in der Parchenniederung als dem einzigen Zugang zur Gothensee-Senke in den fünf Bohrungen nicht wiederholt werden konnten und der Kontakt mit dem Meer deshalb möglicherweise nur mittelbarer Natur war.

#### 4 Kölpinsee und Schmollensee

Im Kölpinsee wurde bei einer Bohrung bis zu einer Tiefe von 10,37 m kein mariner Einfluß deutlich. Das  $C_{org}/S$ -Verhältnis, das mit zur Trennung der einzelnen Faziesbereiche herangezogen wurde, liegt durchgängig im Bereich der limnischen Sedimentationsbedingungen. Andere untersuchte Parameter lassen denselben Rückschluß zu. Für einen wiederholten, kurzzeitigen Kontakt mit dem Wasserkörper der Ostsee sprechen allerdings größere Lagen, in denen vereinzelt marine Molluskenreste (vorwiegend *Cerastoderma sp.*) auftreten. Hohe Sandanteile innerhalb der klastischen Komponente deuten auf eine relativ rasche Sedimentation hin. Zwar existiert keine palynologische Datierung der Schichten, doch ist aus dem Profilaufbau zu schließen, daß möglicherweise der Einflußbereich der littorinazeitlichen Hauptphase noch gar nicht erreicht worden ist (KERSTAN 2001). Deshalb wäre es wünschenswert, tieferreichende Bohrungen sowohl im Seebecken selbst als auch im nordöstlich vorgelagerten Gebiet durchzuführen, um a) die Frage nach der marinen Beeinflussung eindeutig zu klären (Durchteufen der Schichtlagen bis zur Holozänbasis, Altersbestimmungen) und b) die Frage einer ehemals im NE vorgelagerten Pleistozänbarriere zu beantworten (Annahme von KLEWIE 1960).

Die für den Schmollensee vorliegenden zwei Bohrungen (je eine im Nordteil und Südteil des Gewässers) zeigen dagegen mit dem Auftreten mariner Fauna (*Cerastoderma sp.*, *Scrobicularia sp.* u.a.) in Schluffmudden eindeutig eine littorine Beeinflussung. Die zusätzlich für den Kern Schmollensee Südbecken (SS 2) vorgenommene Diatomeenanalyse veranschaulicht mit ihrer reichen marinen Flora ebenso das Eindringen des Littorina-Meeres. Eine Parallelisierung beider Kerne ergab im wesentlichen die gleiche Sedimentabfolge (KERSTAN 2001, siehe Abb. 4).

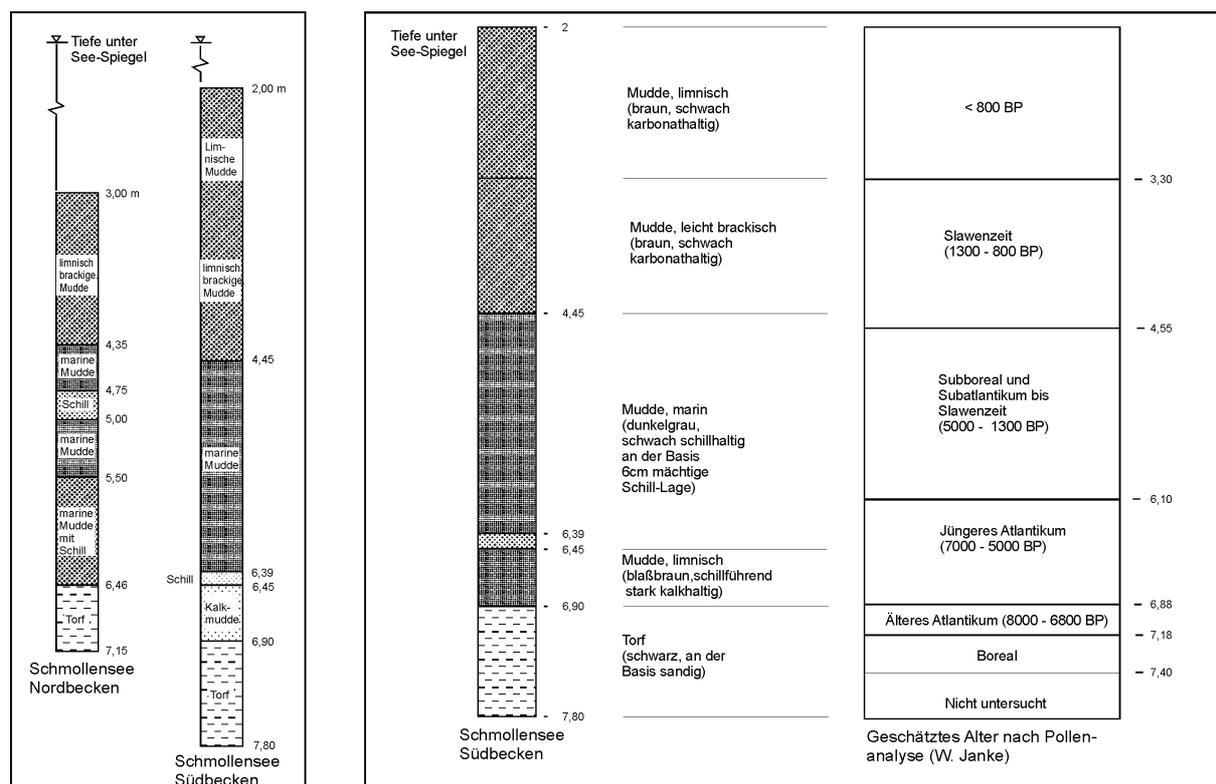


Abb. 4: Parallelisierung der Bohrkern Schmolensee Nord- und Südbecken (links) sowie makroskopische Ansprache und zeitliche Einordnung des Bohrkerns Schmolensee Südbecken (rechts).

Die grobe zeitliche Einordnung in die holozänen Entwicklungsphasen wurde dank einer Pollenanalyse für die Bohrung Schmolensee Südbecken möglich. Unterschiedlich verlief die Genese des Nord- und Südbeckens nur im Älteren Atlantikum (ca. 8.000-7.000 BP), wobei im nördlichen Teil ein Torf wuchs. Da keine absoluten Altersdatierungen des Torfes vorgenommen werden konnten, erfolgte die Einschätzung des Torfalters über die Korrelation beider Kerne. Ein höheres Alter des Torfes des Nordbeckens als angenommen ist indes möglich, wenn ein Hiatus zwischen der marinen Sedimentation und der Torfbildung besteht. Im südlichen Bereich hat in

diesem Zeitraum bei größerer Beckentiefe hingegen eine See-Phase vorgelegen, die einerseits durch eine Kalkmudde (mit  $C_{org}/S$ -Verhältnissen im deutlich limnischen Bereich) und andererseits durch eine Süßwasser-Diatomeenflora belegt wird. Der unterlagernde Torf im südlichen Seebecken entstand laut Pollenspektrum im Zeitraum vom ausklingenden Boreal bis zum frühen Atlantikum. Die nächstjüngere Entwicklungsphase des Sees wurde durch das transgredierende Littorina-Meer geprägt. Zeitlich können die erbohrten marinen Mudden in das Jüngere Atlantikum (ca. 7.000-5.000 BP) bzw. das Subboreal einschließlich der Römischen Kaiserzeit eingeordnet werden. Das jüngste Schichtglied wird durch eine limnische Mudde gebildet, deren Ablagerung etwa mit der Slawenzeit (ca. 1.300-800 BP) begann. In diesen zeitlichen Rahmen fällt auch die Abschnürung des Gewässers von der Ostsee.

#### **4 Fazit**

Im Rahmen zweier Diplomarbeiten (Kölpinsee und Schmollensee bzw. Gr. Krebssee und Gothensee) fanden geowissenschaftliche Untersuchungen an vier Seen im Bereich des Küstenrücklandes SE-Usedom statt, wobei die Frage im Mittelpunkt stand, ob und bis wann die Seen mit der Ostsee in Verbindung standen und wie sich dies in den Ablagerungen niederschlägt. Als Referenzobjekt wurde der isolierte Große Krebssee einbezogen, für den eine ungestörte limnische Entwicklung infolge seiner topographischen Lage augenscheinlich war. Für die genannten Gewässer existierten bisher keine Analysen, auf die hätte zurückgegriffen oder deren Befunde hätten ergänzt werden können. Im Ergebnis der Untersuchungen kann festgestellt werden, daß die untersuchten Seen das gesamte Spektrum von rein limnischer, über indirekte, eventgebunden-episodische bis hin zu langandauernd marin beeinflusster Entwicklung mit anschließender Isolierung und Aussüßung aufzeigen. Die Phasen der marinen Beeinflussung lassen sich grob mit den bekannten Transgressionsphasen der Ostsee korrelieren, eine wünschenswerte höhere Auflösung wird infolge starker turbationsbedingter Sedimentvermischungen in den flachen Gewässern jedoch nur eingeschränkt möglich sein.

#### **5 Literatur**

- DUPHORN, K., KLIEWE, H., NIEDERMEYER, R.-O., JANKE, W. & WERNER, F. (1995): Die deutsche Ostseeküste. Sammlung Geologischer Führer 88, 282 S.; Berlin, Stuttgart.
- JANKE, W. & LAMPE, R. (2000) : Zu Veränderungen des Meeresspiegels an der vorpommerschen Küste in den letzten 8000 Jahren. Zeitschrift für Geologische Wissenschaften 28: 585-600.
- KERSTAN, U. (2001): Zur Widerspiegelung der holozänen Landschaftsgenese in Sedimenten Usedomer Seen (Schmollensee, Kölpinsee). Unveröff. Diplomarbeit, Universität Greifswald, Geographisches Institut.
- KLIEWE, H. (1960): Die Insel Usedom in ihrer spät- und nacheiszeitlichen Formenentwicklung. 277 S.; Berlin.
- VOSS, P. (2001): Zur Widerspiegelung der holozänen Landschaftsgenese in Sedimenten Usedomer Seen (Gothensee, Gr. Krebssee). Unveröff. Diplomarbeit, Universität Greifswald, Geographisches Institut.

#### **Anschrift der Verfasser**

Dipl. Geogr. Ulrike Kerstan, Dipl. Geogr. Peter Voss, Prof. Dr. Wolfgang Janke & Prof. Dr. Reinhard Lampe, Universität Greifswald, Geographisches Institut, Jahnstraße 16, D-17487 Greifswald, e-mail: lampe@uni-greifswald.de

## Sedimentologische und palynologische Untersuchungen an Ablagerungen des Siethener Sees und Blankensees (Brandenburg) – erste Ergebnisse.

Sedimentological analysis and pollen record of the deposits from Lake Siethener See and Lake Blankensee (NE Germany) - first results.

ANGELIKA KLEINMANN, JOSEF MERKT & HELMUT MÜLLER

### Zusammenfassung

Der Blankensee ist mit 14 m, der Siethener See mit 22,5 m spät- und postglazialen Ablagerungen erfüllt. Im Siethener See setzt die limnische Sedimentation im mittleren Alleröd ein, die im Alleröd und in Teilen der Jüngeren Dryas jahreszeitlich geschichtet ist. Als absolute Zeitmarke findet sich die Laacher See-Tephra mit 2 cm Dicke in beiden Seen. Im Siethener See ist die isländische Saksunarvatn-Tephra nachgewiesen und die Rammelbeek-Abkühlung im Präboreal pollenanalytisch erfasst. In beiden Seen sind die jüngsten 3 m Treibmudde. Große Mengen an *Pediastrum* belegen die fortschreitende Verflachung des Blankensees seit dem Subboreal.

### Summary

Lake Blankensee is filled with 14 m of late- and postglacial deposits, Lake Siethener See with 22,5 m. The lacustrine sedimentation begins in Lake Siethener See in the middle of the Alleröd with annual lamination which partly continues in the Younger Dryas. A 2 cm thick layer of the Laacher See tephra was found in both lakes, the Saksunarvatn tephra only in Lake Siethener See where the cool Rammelbeek-phase (Preboreal) could be shown. The youngest part of the sediment profiles is suspended drifting mud. Masses of *Pediastrum* (algae) indicate an increasing shoaling of Lake Blankensee after the Subboreal.

### 1 Einführung

Die Seen des Potsdamer Gebietes befinden sich im Jungmoränenland des Weichselglazials zwischen der Brandenburger Eisrandlage und der dritten Rückzugstaffel des weichselkaltzeitlichen Inlandeises. Wir haben hier, im Bereich des Brandenburger Stadiums, 1996 mehrere Seen abgebohrt mit dem Ziel, laminierte Seeablagerungen aus dem älteren Spätglazial zu finden, da im Bereich des Frankfurter Stadiums die Seen erst ab dem jüngeren Spätglazial existieren. Ein weiteres Ziel war, jahreszeitlich geschichtete Seesedimente der Jüngeren Dryas zu finden als Bindeglied zum Gosciadz-See in Polen (RALSKA-JASIEWICZOWA et al. 1998). Im Folgenden werden die ersten Untersuchungsergebnisse vom Blankensee und Siethener See vorgestellt.

Der Siethener See (TK 25: 3745 Trebbin) und der Blankensee (TK 25: 3744 Wildenbruch i. d. Mark) haben einen mittleren Wasserspiegel von 33,4 m ü. NN. Der Blankensee (max. Tiefe: 3,9 m) ist mit 290,5 ha einer der größten Seen des Potsdamer Seengebietes. Das nach Westen offene Moorgelände, die geringe mittlere Wassertiefe von 1,2 m und die Längserstreckung des Sees in Hauptwindrichtung (SW-NE) sorgen für ständige Durchmischung des Wasserkörpers. Der See wird von der Nieplitz durchflossen. Der Siethener See (max. Tiefe: 4,3 m) ist dagegen mit 70,7 ha wesentlich kleiner (LANDESUMWELTAMT BRANDENBURG 1996). Er hat keine sichtbaren Zuflüsse, nur diffuse Einträge und entwässert in den Gröbener See. Der hakenförmige Siethener See lässt sich in einen west-gerichteten Teil untergliedern, der dem Wind ausgesetzt ist und in einen nord-gerichteten, der zwischen 20 m hohen Moränen windgeschützt liegt.

### 2 Methoden

Von einer Bohrplattform aus wurden in beiden Seen Stechrohrbohrungen (MERKT & STREIF 1970), im Siethener See als überlappende Profundalbohrungen niedergebracht. Die Teufenangaben im Folgenden beziehen sich auf die Wasseroberfläche. Für die Pollenanalyse wurden den Kernen Proben von 1-3 cm Höhe entnommen, nach MIELKE & MÜLLER (1981) aufbereitet und auf durchschnittlich 333, einige auf >700 Gesamtpollen ausgezählt. Daneben wurden weitere Mikroreste erfasst. Die prozentuale Berechnung bezieht sich auf die Gesamtpollensumme (GS) aus Baumpollen (BP) und Nichtbaumpollen (NBP). Die Zonierung der Pollendiagramme erfolgte in Anlehnung an FIRBAS (1949).

An den spät- bis frühpostglazialen Ablagerungen des Siethener Sees wurden Glühverlustanalysen durchgeführt: 1-2 cm hohe Proben wurden dem Bohrprofil SII lückenlos entnommen, bei 105 °C getrocknet, bei 550 °C und 880 °C gegläht, um die Gehalte an org. Substanz, Kalk und Asche zu erhalten. Der spätglaziale Sedimentschnitt wurde für Röntgenfluoreszenz- und Mikrofaziesanalyse (Dünnschliffe: MERKT 1971) beprobt. Diese Ergebnisse werden nur ergänzend hinzugezogen, da der Übergang Spätglazial/Holozän noch unbearbeitet ist.

### 3 Ergebnisse und Interpretation

#### 3.1 Sedimente des Blankensees

Die Wassertiefe an beiden Bohrpunkten BLA0 (r: 45 76 500, h: 57 89 310) und BLA00 (r: 45 77 045, h: 57 88 405) beträgt 1 m. Noch im Gelände wurde eine grobe sedimentologische Bestandsaufnahme und pollenanalytische Beprobung durchgeführt. Im Folgenden wird ein zusammengesetztes Profil aus BLA0 und BLA00 vorgestellt. Der spätglaziale und frühholozäne Abschnitt (14,90-9,40 m) stammt aus der Bohrung BLA00, der mittel- und spätholozäne Abschnitt (9,40-2,00 m) aus der Bohrung BLA0.

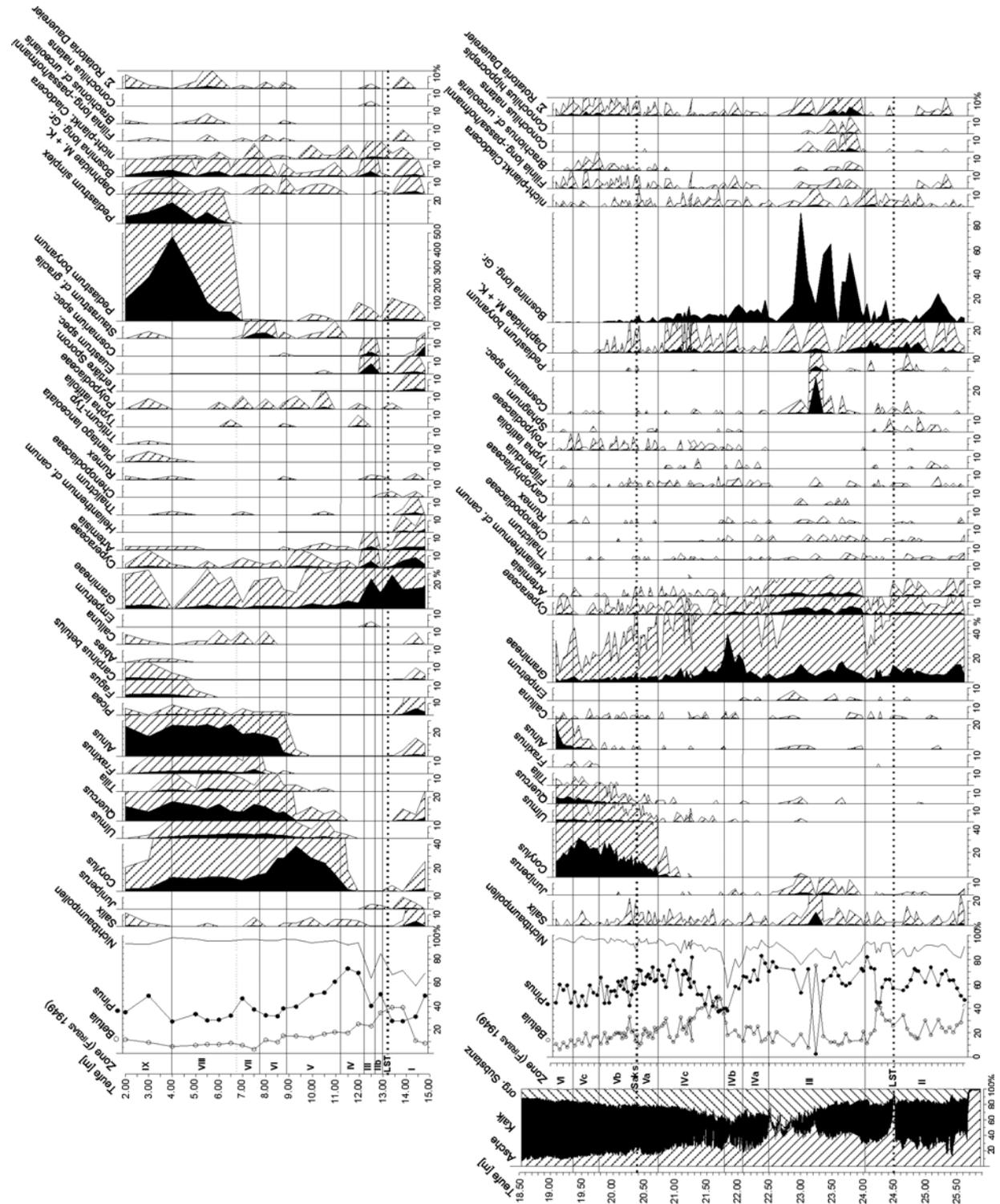


Abb. 1: Pollendiagramme Blankensee BLA0 + BLA00 (links) und Siethener See SII mit Glühverlustdiagramm (rechts). Nur die wichtigsten Taxa sind dargestellt.

Von 14,90-14,85 m sind hellgraue Feinsande abgelagert. Graue Schluffmudden mit hellgrauen bioturbaten Flecken folgen bis 13,90 m. Zahlreiche Molluskenreste leiten zu bioturbierten, dunkel- bis hellgraufleckigen Kalkmudden über. Im Pollenspektrum (Abb.1) überwiegen umgelagerte ältere Sporomorphen: Unter den BP herrschen Pollenkörner aus der jüngeren Hälfte des Eem-Interglazials und den Interstadialen des Früh-Weichsels vor. Die Pollenkörner von Heliophyten wie Wacholder (*Juniperus*), Schneetälchen- und Tundrenweiden (wie *Salix reticulata*, *S. herbacea*, *S. retusa* etc.), Alpensonnenröschen (*Helianthemum sect. canum*), Wiesenraute (*Thalictrum*) und Beifuß (*Artemisia*) sowie die Mehrzahl der Süß- und Sauergräserpollen stammen aus der Ältesten Dryas. Gleiches gilt verstärkt für den prä-allerödzeitlichen Abschnitt 13,90-13,40 m, in dem jedoch unter den BP die Zwergbirke (*Betula nana*) vorherrscht, ein Element der Tundra. Pollenanalytisch ist nur der nach der 2 cm dicken LST (13,23 m) liegende Teil des Alleröd (F IIb) erfasst. Er ist kiefernreich und hat einen beträchtlichen Baumbirkenanteil. Die Kalkmudde ist im Alleröd schluffig bis feinsandig. Mit Beginn der Jüngeren Dryas (F III) in 12,70 m, die sich durch geringeren BP-Anteil auszeichnet, wird die Kalkmudde brauner und Molluskenlagen schalten sich immer wieder ein. Mit dem Holozän in 12,25 m verschwindet der Sand- und Schluffgehalt in der Kalkmudde, die vorübergehend dunkelgrau, weiterhin stark bioturbat und z.T. hellbeige streifig ist. Bis zum Beginn des Atlantikums in 8,90 m Teufe bleibt diese Fazies erhalten.

Der Übergang Spätglazial/Holozän zeigt sich, anders als in den Ablagerungen nordwestdeutscher Seen (MERKT & MÜLLER 1999), im Blankensee nicht in einem deutlichem Fazieswechsel, aber in höheren BP-Werten. Die Kiefer dominiert im Präboreal. Der Beginn des Steilanstiegs der Haselkurve kennzeichnet die pollenanalytische Grenze zwischen Präboreal (F IV) und Boreal (F V) im norddeutschen Raum (MERKT & MÜLLER 1997). Das frühe Boreal ist die Zeit der frühen Haselausbreitung mit noch recht geringem Anteil an Ulmen und Eichen, das späte Boreal die Zeit der sehr hohen Haselpollenwerte. Der Anstieg der Erlenkurve >2 % markiert den Beginn des Älteren Atlantikum (F VI). Die atlantische Kalkmudde ist stark bioturbiert, schluffig und durchsetzt mit Resten von Molluskenschalen. Ins Hangende wird sie zunehmend beigebraun bis hellocker und zeigt neben Bioturbation eine grobe dm-Schichtung. Diese Fazies setzt sich im Subboreal fort. Im Atlantikum herrschen neben der Kiefer und Erle die Bäume des Eichenmischwalds (EMW) vor. Der EMW setzt sich zunächst aus Eichen und Ulmen zusammen, später auch aus Linden und vereinzelt Ahorn, während die Esche erst im Jüngeren Atlantikum (F VII) häufiger ist. Der beginnende Anstieg der Eschenkurve kann daher in Norddeutschland als Grenze F VI/F VII verwendet werden.

Die in Norddeutschland durch den Ulmenfall charakterisierte Grenze Atlantikum/Subboreal (F VII/F VIII) in etwa 6,50-7,0 m Teufe ist wegen der geringen Probendichte nur unscharf erkennbar. Ähnliches gilt auch für die Grenze Subboreal/Subatlantik (F VIII/F IX) in 4 m Teufe, an der die Kalkmudde durch Feindetritusmudde abgelöst wird. Die limnischen Mikroreste helfen die Ursache der Unschärfe der beiden Grenzen zu erklären: Mit dem ausgehenden Atlantikum nehmen abrupt die Grünalgen der Gattung *Pediastrum* (vor allem *Pediastrum boryanum* und *Pediastrum simplex simplex*) zu, die Anzeiger für Flachwasser und Treibmudde sind. Der Blankensee ist bereits im frühen Subboreal mit Mudde stark aufgefüllt und seitdem sehr flach. Die Mudde wird bei Wind durch die Wellen erodiert. Die wieder abgesetzte Mudde liegt aus jeweils mehreren Jahrhunderten durchmischt vor. Die Entwicklung der postatlantischen Vegetation lässt sich daher zwar nachzeichnen, doch können die daraus abzuleitenden chronologischen Einheiten nicht scharf abgegrenzt werden.

### 3.2 Sedimente des Siethener Sees

Die Profundalbohrung SI1 (r: 45 82 325, h: 57 95 802) aus dem Siethener See stammt aus 3 m Wassertiefe. Sie umfasst 24 m Sediment. Wie im Blankensee besteht auch hier das Liegende aus Fein- bis Mittelsanden. Nach 1,5 m setzen übergangslos kalkige Seeablagerungen des mittleren Alleröd ein, die jahreszeitlich geschichtet und nahe der Basis verrutscht und schräggestellt sind: Ein Hinweis auf fortgesetztes Abtauen von Toteis. Die Warven sind durchwegs kalkreich; der Winter spiegelt sich als eine kalkfreie organische braune Schicht wider. Bei 24,50 m findet sich 2,5 cm dicke LST (12900 cal BP: MERKT & MÜLLER 1999). Zwischen der LST und der Jüngeren Dryas (F III) liegen, wie im Hämelsee auch, 200 Warvenjahre.

Mit Einsetzen der Jüngeren Dryas in 24,01 m nimmt der Kalkgehalt allmählich ab. Gleichzeitig steigen die Gehalte klastischer Anzeiger, wie z.B. Ti und Al. Parallel nimmt der Mn-Gehalt auf bis 0,75 % zu und die Warvengüte ab. In 23,49-23,41 m Tiefe ist eine kurzfristige Mn-Abnahme auf 0,45 % zu beobachten, die mit besserer Warvengüte einher geht, was ein wieder anaeroberes Milieu am Seeboden widerspiegelt. Danach wird die Lamination diffus. Die Kalkmudde geht in einen Sapropel über: Der Kalkgehalt sinkt von 35 % auf <5 % zugunsten organischer Substanz und klastischer Zufuhr (Abb. 1). Eine 42 cm mächtige schwarze, z. T. schmierige Sedimentabfolge stellt sich ein (22,90-22,48 m). Die Lamination erholt sich ab 22,90 m wieder, der Mn-Gehalt nimmt ab. Der geringe Anteil an Klastika während der Jüngeren Dryas ist bemerkenswert.

Mit Beginn des Holozän in 22,48 m setzt abrupt kalkige Lamination ein, die in wechselnder Qualität bis zur Saksunarvatn-Tephra (10150 cal BP) im Boreal in 20,30 m Tiefe anhält (MERKT et al. 1993, 1997). Ins Hangende ist die Kalkmudde zunehmend bioturbiert und die Lamination verschwindet völlig. Eine beigebraune homogene Sedimentabfolge mit einem Kalkgehalt von >80 % stellt sich ein, deren obersten 3 m Treibmudde sind. Kennzeichnend dafür ist die starke und regelmäßige Durchmischung mit älterem aufgearbeitetem Material seit dem Mittelalter.

### 3.3 Palynologie des Siethener Sees

Im spätglazialen Abschnitt dominiert neben der Birke die Kiefer. Die Basis des Pollenprofils SI 1 an der Faziesgrenze Sand/Kalkmudde mit hohem Birken- und Kiefernpollenanteil gehört gerade noch dem älteren Alleröd an. In den höheren *Salix*- und *Artemisia*-Werten oberhalb 25 m scheint sich die Gerzenseeschwankung widerzuspiegeln. Die darauffolgende Erwärmung - von dem Laacher See-Ausbruch kurzzeitig unterbrochen - lässt die Birke ansteigen und im oberen Alleröd ihre Höchstwerte erreichen. Ende des Alleröd nehmen die Birkengehalte ab und leiten zur Jüngerer Dryas über, die durch erhöhte NBP-Werte, Strauchvegetation (Weide, Wacholder) und Kaltwasserformen von Rotatorien-Dauereiern (*Conochilus natans*, *Conochilus hippocrepis*, *Filinia cf. hofmanni*) gekennzeichnet ist. In 23,25 m Tiefe fällt ein >10 cm mächtiger, vom Rand stammender klastischer Eintrag auf, der sich geochemisch in zusätzlich erhöhten Gehalten von Si, Ti, Al und palynologisch als Ausreißer widerspiegelt: Birken- und Kiefernwerte fallen mit 80 % bzw. 3 % aus dem Rahmen und die erhöhten Algengehalte spiegeln ufernahe Verhältnisse.

Mit dem Holozän gehen zunächst die Sträucher, NBP-Werte und die Kaltwasserformen der Rotatorien zurück. Die Birke nimmt zu Beginn der Frieslandschwankung (F IVa) leicht verzögert zu. Ihre Ausbreitung wird von der NBP-reichen Rammelbeek-Phase (F IVb) vorübergehend unterbrochen. Am Ende von F IVb und zu Beginn von F IVc breitet sich die Birke erneut aus, ehe die Kiefer wieder dominiert. Mit dem Boreal breitet sich die Hasel aus. Sie erreicht mit einem Maximum von 30 % weit geringere Pollenwerte als in Nordwestdeutschland. Auch die Ulme, Eiche und Linde sind mit niedrigeren Werten vertreten. Im Älteren Atlantikum breitet sich die Schwarzerle aus.

Im Vergleich zu Nordwestdeutschland dominiert die Kiefer im Spät- und Postglazial. Dies dürfte auf höhere Kontinentalität und, im Vergleich zu den Geschiebemergel reicheren Flächen im Norden und Nordwesten Deutschlands, auf den höheren Anteil an Sanderflächen zurückzuführen sein.

## 4 Literaturverzeichnis

- FIRBAS, F. (1949): Spät- und nacheiszeitliche Waldgeschichte Mitteleuropas nördlich der Alpen. Bd. 1. Allgemeine Waldgeschichte. 480 S.; Jena.
- LANDESUMWELTAMT BRANDENBURG (Hrsg.) (1996): Die Seen im Brandenburgischen Jungmoränenland. Bd. 1+2. Gewässerkataster und angewandte Gewässerökologie e.V.: 139 + 150 S.; Potsdam.
- MERKT, J. (1971): Zuverlässige Auszählungen von Jahresschichten in Sedimenten mit Hilfe von Groß-Dünnschliffen. Archiv für Hydrobiologie 69/2: 145-154.
- MERKT, J. & STREIF, H. (1970): Stechrohr-Bohrgeräte für limnische und marine Lockersedimente. Geologisches Jahrbuch 88: 137 - 148.
- MERKT, J., MÜLLER, H., KNABE, W., MÜLLER, P. & WEISER, T. (1993): The early Holocene Saksunarvatn tephra found in lake sediments in NW Germany. Boreas, 22: 93-100.
- MERKT, J. & MÜLLER, H. (1997): Absolute chronology of the Holocene and the Lateglacial from stacked sections of varved lake sediments from North Germany. 7th International Symposium on Palaeolimnology, Abstract Volume, Würzburger Geographische Manuskripte 41: 137-138.
- MERKT, J. & MÜLLER, H. (1999): Varve chronology and palynology of the Lateglacial in Northwest Germany from lacustrine sediments of Hämelsee in Lower Saxony. Quaternary International 61: 41-59.
- MIELKE, K. & MÜLLER, H. (1981): Palynologie. In: BENDER, F. (Hrsg.): Angewandte Geowissenschaften: 393-407; Stuttgart.
- RALSKA-JASIEWICZOWA, M., GOSLAR, T., MADEYSKA, T & STARKEL, L. (1998): Lake Gosciadz, Central Poland. A monographic study. 340 S.; Krakow.

## Danksagung

Diese Untersuchung wurde im Rahmen des Schwerpunktprogramms "Wandel der Geo- und Biosphäre während der letzten 15000 Jahren" durchgeführt und von der DFG gefördert (Me 1371/1-3). Dr. H. U. Thieke danken wir für Kartenunterlagen und Diskussion vor Ort, K. Girschikowsky und V. Schulz für ihren Geländeeinsatz.

## Anschriften der Verfasser

Dr. Angelika Kleinmann, Universität Hannover, Institut für Geobotanik, Nienburger Str. 17, D-30167 Hannover, e-mail: a.kleinmann@bgr.de;  
Dr. Josef Merkt, Ritter-Eccart Str. 5, D- 88518 Herbertingen, e-mail: j.merk@t-online.de;  
Dr. Helmut Müller, Bevenser Weg 10/C008, D-30625 Hannover

## **Sedimentation in Eisstauseen und lokalen Becken des Weichsel-Hochglazials innerhalb der Küstenregion Vorpommerns (NE-Deutschland)**

Sedimentation in ice dammed lakes and lokal basins during the last glacial maximum in the coastal region of Vorpommern (NE Germany)

KAY KRIENKE

### **Zusammenfassung**

An den Steilufern der Außen- und Boddenküste Vorpommerns dominieren innerhalb der weichselhochglazialen Ablagerungen glazilakustrine Sedimente zwischen den direkt durch die Eisvorstöße abgelagerten Tills. An Beispielen von Südostrügen sollen Möglichkeiten der Ablagerungen in Eisstauseen vorgestellt werden, mit deren Hilfe einige Grundzüge der glazilakustrinen Sedimentation im Küstengebiet Vorpommerns nachvollzogen werden können. Dabei wird die Verzahnung der Stauseeablagerungen mit fluviatilen Ablagerungen und diamikten Schlammstromsedimenten diskutiert. Die fazielle Ausbildung innerhalb lokaler Becken wird beschrieben. Es erfolgen lithofazielle Korrelationen mit der Außenküste Usedom und dem nördlichen Bereich Rügens. Auf den Kenntnisstand zur paläogeographischen Verbreitung der Eisstauseen wird hingewiesen.

### **Summary**

At the steep coast of Vorpommern glazilacustrine sediments dominate between the till-units. Most of this glacial material accumulated during the last glacial maximum. Examples from southeast Rügen show possibilities of the accumulation in ice-dammed lakes. They can be used to characterise the sedimentation processes of the glazilacustrine deposits in the coastal region of Vorpommern. Interfingering of material of the ice dammed lakes and fluvial material ore debrisflow deposits is discussed. The facies types of local basins are described. A lithofacial correlation of southeast Rügen with the coast of Usedom and the northern part of Rügen is suggested. Further, the knowledge about the palaeogeographical distribution of the ice dammed lakes will be summerized briefly.

### **1 Einführung**

Feinsandige Ablagerungen, die an den Steilufern Vorpommerns häufig das Aufschlußbild bestimmen, sind von SCHULZ (1988) an der Außenküste Usedom und Südostrügens als Beckensande angesprochen und einem Eisstausee innerhalb der Pommerschen Bucht zugeordnet worden. Eine detaillierte Klärung der glazilakustrinen Sedimentationsprozesse stand bislang aus, die lithofazielle Differenzierung der monotonen Feinsandabfolge erfolgte nur bedingt. Die Assoziation der Feinsande mit diamiktem Material wurde meist auf glazitektonische (SCHULZ 1959) oder autoplastische (RUCHOLZ 1977) und somit postsedimentäre Prozesse zurückgeführt.

Im Zuge der Bearbeitung der Lithostratigraphie und Lithofazies im Raum Südostrügen (KRIENKE 2002) sind an den Steilküsten Detailuntersuchungen an den glaziären Beckensedimenten vorgenommen worden. Auf der Grundlage lithostratigraphischer Korrelationen Südostrügens mit Küstenaufschlüssen der Pommerschen Bucht und biostratigraphisch eingehängten Bohrungen Nordrügens sowie unter Berücksichtigung der Lagerungsverhältnisse der durchgehend kartierten Küstenaufschlüsse Südostrügens werden die Beckenablagerungen als Niedertaubildungen des weichselhochglazialen Brandenburg-Frankfurter und Pommerschen Gletschervorstoßes interpretiert (KRIENKE 2002). Das Weichsel-Hochglazial umfaßt im Nordosten Deutschlands einen Zeitabschnitt zwischen 23 000 und 14 000 <sup>14</sup>C a BP.

Die Lage des beschriebenen Gebietes und im Text erwähnte Lokalitäten sind in Abb. 1 dargestellt.

### **2 Sedimentation in Eisstauseen**

Die während des Niedertauens des Brandenburg-Frankfurter Eisvorstoßes entstandene Sedimentabfolge besteht im Raum Südostrügen überwiegend aus horizontalgeschichteten Feinsanden, die beispielsweise an der Südküste des Zickerschen Höfts aufgeschlossen sind. Die Ablagerung erfolgte aus Bodenströmungen innerhalb eines Eisstausees durch Unterfließen eines ruhigen Wasserkörpers. FÜCHTBAUER (1988) verwies darauf, daß die Horizontalschichten auch als Transportkörper anzusehen sind, da ganze Kornschichten gleichzeitig in Bewegung sind. Die Einzelkörner werden dabei rollend und gleitend transportiert. ASHLEY et al. (1982) zeigten bei Strömungsexperimenten, daß horizontale Feinschichtung bei Feinsanden durch Strömungsgeschwindigkeiten über 50 cm/s entstehen. MIALL (1996) beschrieb die hauptsächliche Entstehung dieses Lithofaziestyps beim Übergang vom subkritischen zum superkritischen Fließen bei Strömungsgeschwindigkeiten von ca. 1 m/s.

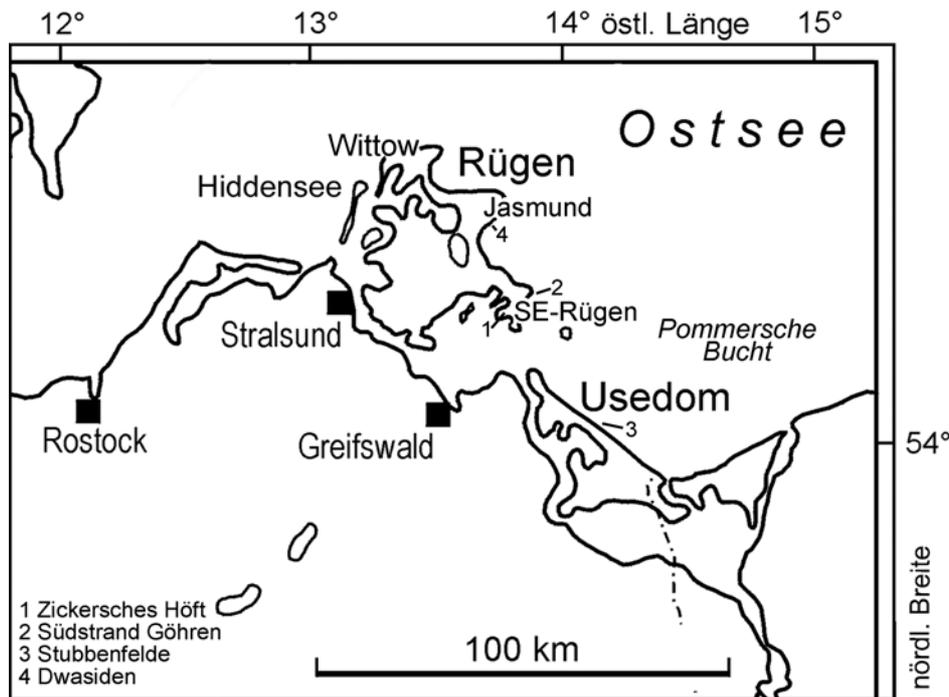


Abb. 1: Lage des Untersuchungsgebietes.

FÜCHTBAUER (1988) hat darauf hingewiesen, daß die Horizontalschichtung in Sanden nicht zu verwechseln ist mit Schichtung bzw. Lamination, die auf strömungsfreien Sedimentoberflächen durch gleichmäßiges Sedimentieren beim Absinken feiner Partikel (Schluff-Ton) entsteht. Hinweise auf Transport in Suspension und Ablagerung aus Trübeströmen fanden sich in den dekametermächtigen Feinsandkörpern bislang nicht.

Es kann von relativ hohen Sedimentationsraten der glazilakustrinen Sedimente ausgegangen werden. Bei der hohen Strömungsgeschwindigkeit, die zur Entstehung der Horizontalschichtung angenommen werden muß, ist eine schnelle Ablagerung möglich. SADOLIN et al. (1997) gaben für eine vergleichbare Abfolge, in der Rippelschichtung vorhanden ist und dadurch Sedimentationsgeschwindigkeiten abgeschätzt werden konnten (ASHLEY et al. 1982), eine mögliche Bildungsdauer von mehreren Metern mächtigen Feinsanden in einer Sommersaison an. Weiterhin implizieren hohe Strömungsgeschwindigkeiten eisrandnahe Sedimentation der Sande in den Stausee.

In die glazilakustrinen Sedimente, die während des Niedertausens des Brandenburg-Frankfurter Eisvorstoßes entstanden, sind untergeordnet glazifluviatile Ablagerungen eingeschaltet (Beispiel: Südstrand Göhren), erkennbar durch Rinnenstrukturen sowie Schräg- und Trogschichtungen innerhalb der fein- bis mittelsandigen Ablagerungen. Der Wechsel von glazilakustrinen und glazifluviatilen Sedimenten weist auf Wasserspiegelschwankungen innerhalb des Eisstausees hin.

Die Niedertaubildungen des Pommerschen Gletschers bestehen ebenfalls dominant aus glazilakustrinen horizontalgeschichteten Feinsanden. Die Ablagerungen verzahnen sich teilweise mit diamikten Sedimenten, die nur lokal auftreten und als Schlammstromsedimente interpretiert werden (Beispiel: Nordwestspitze des Zickerschen Höfts). Beim Eisabbau des Pommerschen Gletschers kam es zu Umlagerungen supraglazialen Materials ins glazilakustrine Milieu und damit zur Verzahnung von Feinsanden und Diamikten ( Abb. 2, linkes Blockbild).

Die Deformation der Sandkörper ist einerseits durch die proglaziale Deformation jüngerer Gletschervorstöße geprägt, andererseits sind Eiskollapsgefüge häufig und kennzeichnen den Eisabbau während der Sedimentation.

SCHULZ (1988) ging davon aus, daß regional verbreitete parallelgeschichtete Feinsande zu einem einzigen regional verbreiteten Eisstausee gehören. Ob es sich tatsächlich um ein großes regionales Becken handelte oder um mehrere kleinere Becken, die zeitlich und räumlich nach- oder nebeneinander existierten und in denen vergleichbare Sedimentationsprozesse abliefen, ist derzeit nicht bekannt.

Die Kartierung der Küstenaufschlüsse und die Auswertung von etwa 200 Bohrungen zeigten, daß die Basis der weichselhochglazialen Ablagerungen im Raum Südostrügen einige Meter unter dem derzeitigen Meeresspiegel der Ostsee liegt. Geht man davon aus, daß die glazilakustrinen Sedimente (par-)autochthon anstehen, ergeben sich Wasserstände der regionalen Eisstauseen von mehr als 20 m über dem der heutigen Ostsee oder relative Krustenbewegungen führten zur Heraushebung der Ablagerungen.

Im quartären Untergrund Südostrügens sind ebenfalls massenweise Feinsandabfolgen erbohrt worden, die eine vergleichbare Genese wie die Sande der Steilküsten haben dürften und somit auf Eisstauseen auch während älterer Vergletscherungen hinweisen.

### 3 Lokale Becken

Als lokale Becken werden hier glaziäre Becken bezeichnet, die nicht direkt vor dem Eisrand angestaut wurden und deren kleindimensionale Verbreitung am Aufschluß durch Beckenrand- und beckenzentrale Fazies nachvollziehbar ist.

Im Vorfeld des niedertauenden Pommerschen Gletschers erfolgte nach dem Ende der Sedimentation in Eisstauseen im Bereich Südostrügen die Sedimentation in solche lokalen Becken (Abb. 2, rechtes Blockbild). Am Aufschluß Nonnenloch an der Südwestküste des Zickerschen Höfts wird Sedimentation und Deformation dieses Ablagerungsraumes deutlich.

Die Beckenrandfazies ist durch massive Sande und Diamikte gekennzeichnet, die als gravitativ induzierte Massentransporte an der Beckenflanke interpretiert werden. Zum Hangenden gehen die Sedimente in Schluffe über. Dies ist auf den Ausgleich der Beckenmorphologie oder auf eine Verlagerung des Beckenrandes zurückzuführen. Beckenzentral erfolgt die Ablagerung massiver Schluffe. Diese massive Ausbildung wird auf Umlagerungen auch im beckenzentralen Bereich zurückgeführt. Geringmächtige feinsandige und diamikte Einschaltungen sowie vereinzelte Sand- und Kieskörner entsprechen distalen Ausläufern von Beckenrandschüttungen und/oder Schüttungen von materialbefrachteten Eisschollen, die auf dem glazialen See schwammen.

Das Liegende und die Beckenablagerungen selbst sind durch Eiskollapsgefüge geprägt. Ursache der Massentransporte an der Beckenflanke, der Umlagerungen der Schluffe im Beckenzentrum und der Eiskollapsgefüge ist die Änderung der Beckenkonfiguration durch Niedertauen von Toteis, auf oder gegen das die glazilakustrine Akkumulation erfolgte.

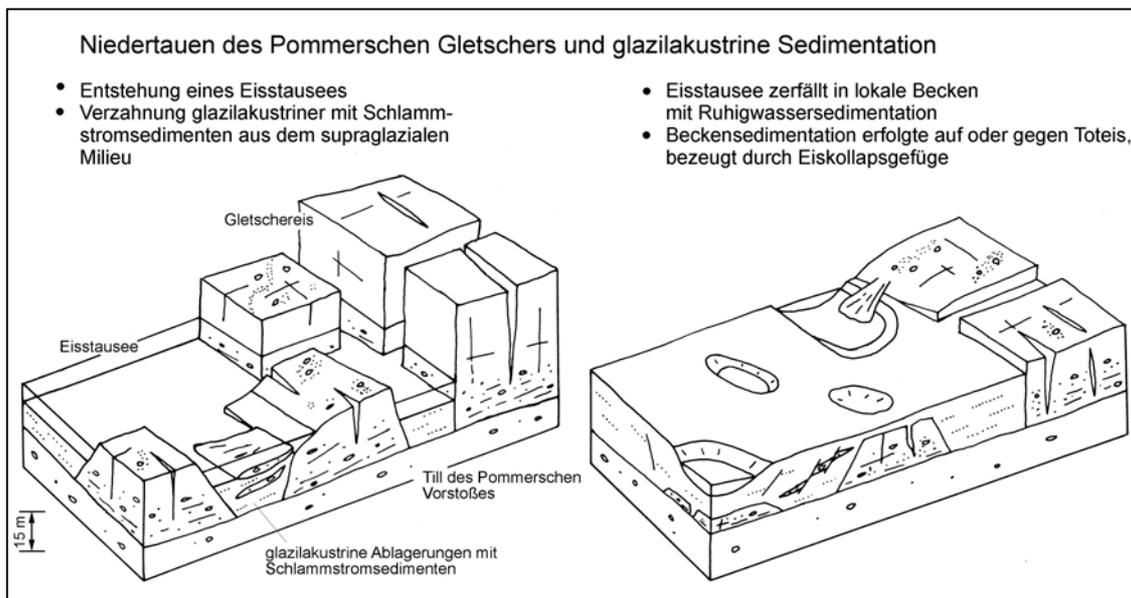


Abb. 2: Rekonstruktion der Ablagerungsräume während des Zerfalls des Pommerschen Gletschers.

### 4 Korrelationen und Paläogeographie

Faziell entsprechen sich die Feinsande Südostrügens und der Außenküste Usedom sowie der Küstenaufschlüsse an der südlichen Abdachung Jasmunds (Nordostrügen). Auf Usedom ist die Wechsellagerung der horizontalgeschichteten Feinsande mit Schlammstromsedimenten am Kliff bei Stubbenfelde aufgeschlossen. Übergänge der feinsandigen Sedimentation aus Bodenströmungen zu Ruhigwassersedimentation mit tonig-schluffigen Ablagerungen innerhalb der Eisstauseen befinden sich an der Südflanke Jasmunds am Aufschluß Dwasiden.

Stratigraphisch werden die Feinsande Usedom und Nordrügens dem Weichsel-Hochglazial zugeordnet. Die genauere Eingliederung ist oft umstritten (PANZIG 1995, KRIENKE 2002).

Das massenhafte Auftreten von Feinsanden vergleichbarer Fazies ist aus dem gesamten nordostdeutschen Raum nicht nur im Weichsel-Hochglazial durch die Lithofazieskarten Quartär (Maßstab 1:50 000) bekannt. KRIENKE et al. (1999) beschrieben das Auftreten weichselhochglazialer glazilakustriner Sedimente weit im Binnenland unter der jüngsten Grundmoräne im Bereich des Recknitztales zwischen Bad Sülze und Güstrow. Kenntnisse zur paläogeographischen Verbreitung, zur genauen zeitlichen Eingrenzung und randlichen Verzahnung der Eisstauseen mit anderen Milieus fehlen.

## 5 Literaturverzeichnis

- ASHLEY, G. M., SOUTHARD, J. B. & BOOTHROYD, J. C. (1982): Deposition of climbing-ripple beds: a flume simulation. *Sedimentology* 29: 67-79.
- FÜCHTBAUER, H. (Hrsg.) (1988): *Sedimente und Sedimentgesteine*. 1141 S.; Bochum.
- KRIENKE, H.-D., STRAHL, J., FRENZEL, P. & KEDING, E. (1999): Weichselzeitliche und holozäne Ablagerungen im Bereich der Deponie Tessin bei Rostock (Mecklenburg-Vorpommern) unter besonderer Berücksichtigung des Prä-Alleröd-Komplexes. *Meyniana* 51: 125-151.
- KRIENKE, K. (2002): Südostrügen im Weichsel-Hochglazial. Lithostratigraphische, lithofazielle, struktureologische und landschaftsgenetische Studien im Küstenraum Vorpommerns. Unveröff. Dissertation, Universität Greifswald.
- MIALL, A. D. (1996): *The geology of fluvial deposits: sedimentary facies, basin analyses, and petroleum geology*. 582 S.; Berlin.
- PANZIG, W.-A. (1995): Zum Pleistozän Nordost-Rügens. In: KATZUNG, G., HÜNEKE, H. & OBST, K. (Hrsg.): *Geologie des südlichen Ostseeraumes. Umwelt und Untergrund*. *Terra Nostra* 6/95: 157-176.
- RUCHHOLZ, K. (1977): Zur Genese gravitativer Schicht- und Sedimentkörperdeformationen in Vereisungsgebieten. *Wissenschaftliche Zeitschrift der Ernst-Moritz-Arndt-Universität Greifswald, Mathematisch-naturwissenschaftliche Reihe* 26 (1/2): 49-57.
- SADOLIN, M., PEDERSEN, G. K. & PEDERSEN, S. A. S. (1997): Lacustrine sedimentation and tectonics: an example from the Weichselian at Lønstrup Klint, Denmark. *Boreas* 26: 113-126.
- SCHULZ, W. (1959): Die Schuppenstruktur des Jungpleistozäns im Bereich der aktiven Steilufer Mittelusedoms. *Berichte der Geologischen Gesellschaft der DDR* 4 (2/3): 215-232.
- SCHULZ, W. (1988): Stratigraphie und Lagerungsverhältnisse des Pleistozäns an den Steilufern von Usedom und Mönchgut. In: KLENGEL, K. J. (Hrsg.): *Geologie und Küstenschutz II. Vortrags- und Exkursionstagung im Juni 1988 in Wustrow*: 7.

### **Anschrift des Verfassers**

Dr. Kay Krienke, Universität Greifswald, Institut für Geologische Wissenschaften, Fr.-Ludwig-Jahn-Str. 17a, D-17487 Greifswald, e-mail: krienke@uni-greifswald.de

## Spätglaziale und holozäne Fluß-, Seen- und Niedermoorentwicklung im Oberlausitzer Heide- und Teichgebiet (Sachsen)

Late glacial and holocene development of rivers, lakes and fens in the Oberlausitz heath and pond district (Saxony)

PAUL VAN DER KROFT, ANDREA RENNO & OLAF ULLRICH

### Zusammenfassung

Die Seen- und Rinnenentwicklung im Lausitzer Urstromtal ist während des Bölling und frühen Alleröd von lokalen Faktoren bedingt. Im späten Alleröd und der Jüngerer Tundrenzeit erfolgt ein regionaler Grundwasseranstieg. Die verringerte Hydrodynamik im Präboreal und Boreal läßt Seen und Flussläufe langsam verlanden. Durch einen erneuten Wasserzufluss im Spätatlantikum bildet sich wiederum ein regionales Fließgewässer heraus. Darauf folgt ein mehrfacher Wechsel von Feucht- und Trockenphasen.

### Summary

The development of lakes and channels in the Lausitz ice-marginal valley during the Bölling and early Alleröd interstadials is determined by local factors. This is followed by a regional rise of the groundwater level in the late Alleröd and Younger Dryas period. As a result of decreased hydrodynamics in Preboreal and Boreal times, water levels in lakes drop and channels are silting up. A renewed supply of surface water facilitates a late Atlantic regional river system, after which several phases of humid and dry conditions follow.

### 1 Einleitung

Das Oberlausitzer Heide- und Teichgebiet liegt im Nordosten des Freistaates Sachsen. Es ist eine Region, deren landschaftsbestimmende Elemente weitgehend ebene Talsandflächen, ausgedehnte Binnendünengebiete, sowie die Flußläufe von Neiße, Spree und Schöps sind (Abb. 1).

Das Untersuchungsgebiet liegt im Lausitzer (Breslau-Magdeburger) Urstromtal. Dieses älter angelegte Tal wurde während der Weichsel-Kaltzeit erneut aktiviert und dadurch die Obere Talsandfolge abgelagert (CEPEK 1965). Deren flächige Sedimentation endete mit äolisch beeinflussten Ablagerungen eines *braided river* im späten Weichsel-Pleniglazial (MOL 1997, BOS et al. 2001). Gegenstand unserer Untersuchungen sind die darauf folgende erosive Zergliederung der Talsandfläche, die mit der Herausbildung limnischer Becken verbunden ist, die Sedimentationsentwicklung in den Becken sowie die Interaktion zwischen der limnischen und fluviatilen Entwicklung im Weichsel-Spätglazial und Holozän. Diese Untersuchungen werden begleitend zu archäologischen Grabungen des Landesamtes für Archäologie im Vorfeld des Braunkohlentagebaues Reichwalde, im Flußgebiet des Weißen Schöps, durchgeführt.

### 2 Seen- und Niedermoorentwicklung

#### 2.1 Die Niedermoore und Paläoseen im Oberlausitzer Heide- und Teichgebiet

Niedermoore und Paläoseen sind im Oberlausitzer Heide- und Teichgebiet vor allem an der nördlichen und südlichen Peripherie der Talsandregion verbreitet (Abb. 1). Südlich von Weißwasser sind großflächige Vermoorungen (z.B. Altteicher Moor, Weißkeißeler Lugk) festzustellen. Altholozäne limnische Ablagerungen sind hier auf einzelne tiefere Beckenbereiche sehr geringer Ausdehnung beschränkt. Die flächige Versumpfung ist jungholozänen Alters (GROSSER 1964, SUCCOW 1988, unpublizierte Pollendiagramme von M. SEIFERT/Freiberg). Ebenfalls als „sehr junge Bildungen“ werden die Moore in den Deflationsmulden des Dünengebietes bei Rietschen angesehen (SUCCOW 1988). Demgegenüber sind bei Uhyst und zwischen Reichwalde und Rietschen zahlreiche kleinflächige Becken mit z.T. bis 6 m mächtigen organogenen Sequenzen nachgewiesen. Während einige Becken nur limnische Ablagerungen des Weichselspätglazials und Präboreals aufweisen (Altteich nordöstlich Uhyst, KLOSS 1991), erfolgte die Verlandung tieferer Seen im Gebiet östlich von Reichwalde erst im Atlantikum (KNIPPING in FRIEDRICH et al. 2001). Für einen kleinen Paläosee südöstlich von Uhyst (Pollendiagramm Klein Oelsa: KÜSTER & WARMBRUNN 2000, WARMBRUNN 2000, Profilschnitt bei ULLRICH 2000) sind limnische Bildungen kontinuierlich vom Alleröd bis in das beginnende Atlantikum nachgewiesen. Detritusablagerungen mit Schilf- bzw. Seggenbewuchs belegen für das Atlantikum ein Flachgewässer, das im Subboreal durch einen Erlenbruch verlandete. Jahrtausende anhaltende Trockenphasen, wie sie KLOSS (1991) und auch SEIFERT (unpubl.) feststellten, sind auf flußnahe Becken beschränkt und sind Ausdruck der stark verminderten fluviatilen Aktivität vom Präboreal bis zum Ende des Atlantikums. Eine Wiedervernässung (Versumpfung) der weitgehend bereits im Weichselspätglazial verfüllten Becken beginnt erst ab dem Subboreal. Mehrere humifizierte Horizonte belegen im zyklischen Wechsel mit Schilf- und Seggentorfen den Wechsel von Feucht- und Trockenphasen.

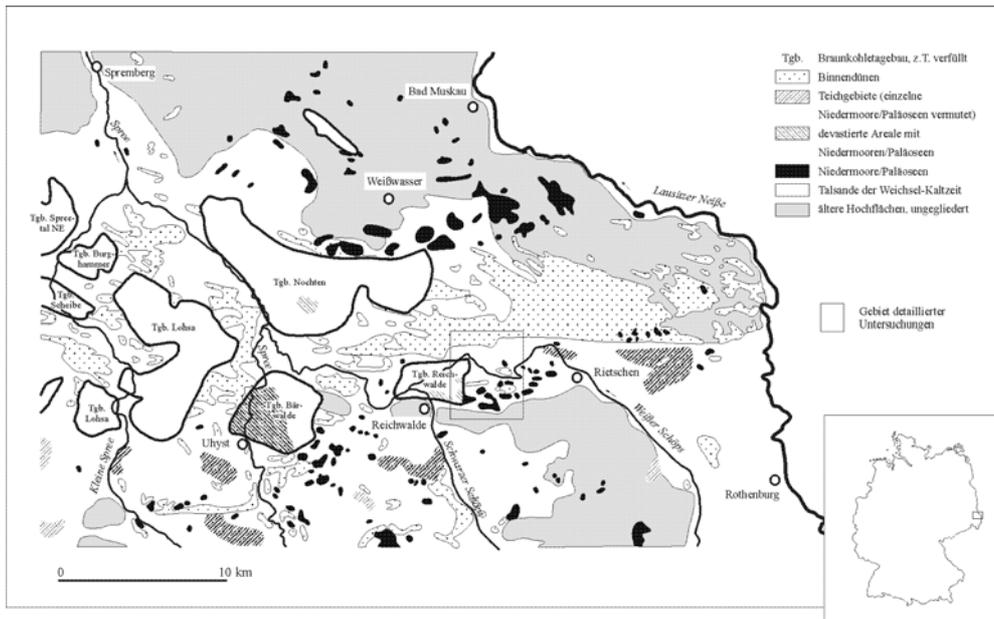


Abb. 1: Vereinfachte geologische Übersichtskarte des Untersuchungsgebietes (ULLRICH) unter Verwendung von BUCHHOLZ & MEHLHORN (1987-1989).

## 2.2 Ein Beispiel im Detail: der Paläosee „Großteich Altliebel“

Der Großteich Altliebel ist ein in der frühen Neuzeit als Fischteich aufgestautes Niedermoor. Organogene Ablagerungen sind auf einer Fläche von ca. 30 ha verbreitet. Das Basisrelief unterhalb der organogenen Ablagerungen (Abb. 2) ist das Resultat von Erosion durch einerseits einen von Thermokarst beeinflussten *braided river* und andererseits durch bei noch niedrigem Grundwasserstand im Bölling und am Beginn des Alleröd-Interstadials in das Becken entwässernde Rinnen. Die Vermoorung begann im Bölling-Interstadial mit der Bildung von Braunmoorstorfen in den tieferen Beckenbereichen und an Schichtwasseraustritten. Außerhalb der Vermoorung ist bereits im Bölling-Interstadial eine Bodenbildung (Nanopodsolbraunerde) belegt, die den Fundhorizont spätpaläolithischer Fundstellen darstellt (ELBURG & VAN DER KROFT 1999; VOLLBRECHT in FRIEDRICH et al. 2001). In der Älteren Tundrenzeit wird aus nordwestlicher Richtung eine Düne in das Becken geweht. Ein jüngerer Wasserzufluß aus derselben Richtung belegt, daß es dadurch nicht vollständig abgeschnitten wurde. Aus der ersten Hälfte des Alleröd-Interstadials ist der Stubbenhorizont eines Kiefern-(Birken)waldes mit dazugehörigem Waldboden (Nanopodsolbraunerde und Waldstreu) auf einer Fläche von ca. 3 ha erhalten (Abb. 2).

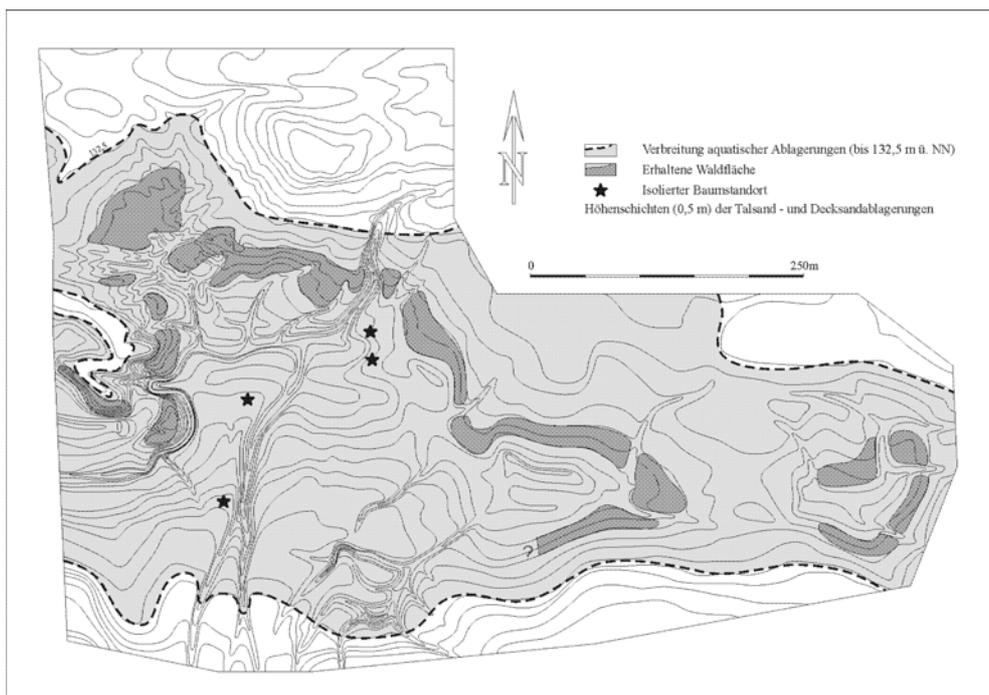


Abb. 2: Erhaltung des Allerödwaldes im Großteich Altliebel (VAN DER KROFT).

Zeitweilige Erhöhungen des Grundwasserspiegels führten zum Absterben und Konservieren des Waldes (Abb. 3). In der zweiten Hälfte des Alleröd bildete sich ein Flachgewässer heraus, an dessen Basis braunmoosreicher Detritus (umgelagerter Moostorf) abgelagert wurde. Während der Jüngeren Tundrenzeit wurde zunehmend Feindetritus sedimentiert, im Präboreal und Boreal Gyttya. An die Spätphase der Seentwicklung datiert eine mesolithische Großfundstelle am Nordrand des Gewässers (spätboreales und frühatlantisches Mesolithikum, VOLLBRECHT in FRIEDRICH et al. 2001). Die Verlandung des Sees vollzog sich mit der Ausbildung eines Erlbruchwaldes im Jüngeren Atlantikum. Im Subboreal und Subatlantikum wechseln Feindetritus und Schilf- und Seggentorfe mit Stagnationshorizonten.

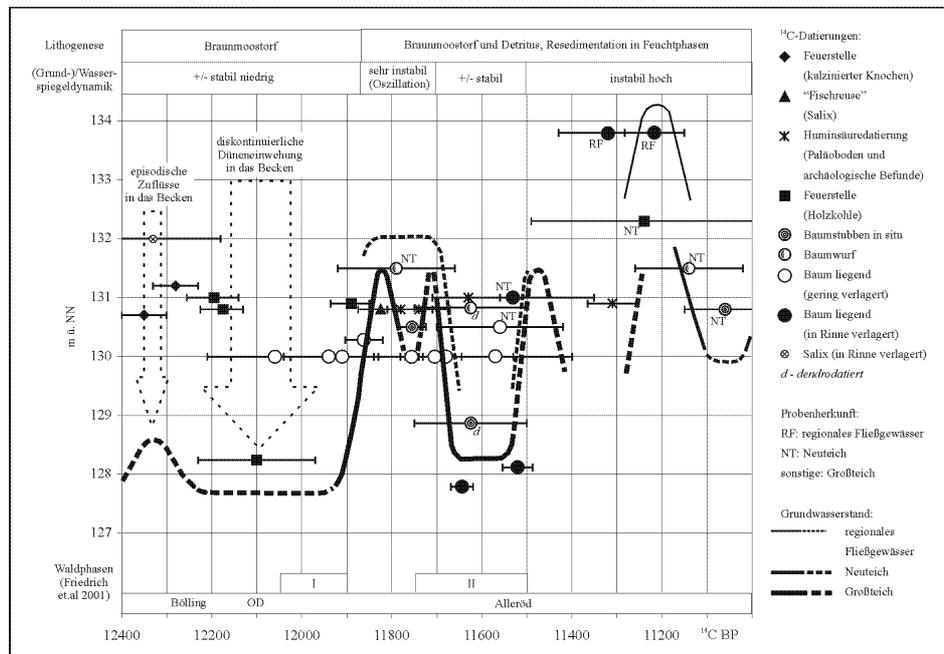


Abb. 3: Zusammenhang zwischen spätglazialer Grundwasserdynamik, Waldwachstum und prähistorischen Befunden (VAN DER KROFT, RENNO, ULLRICH, WIRTZ).

### 3 Flußentwicklung

Die erosive Zergliederung der während der Weichsel-Kaltzeit akkumulierten Oberen Talsandfolge setzte nach der flächigen Sedimentation durch einen *braided river* (fluvial unit 4 nach BOS et al. 2001) ein. Nachfolgend sind mehrere lineare, diskontinuierlich fließende und noch der ursprünglichen Neigung des weichselglazialen Tales folgende Rinnen nachgewiesen (Abb. 4.1). In dieses Stadium fällt auch der Durchbruch der Spree durch den Lausitzer Grenzwall nach Norden (vgl. CEPEK 1965). Ebenfalls noch ins späte Weichsel-Pleniglazial datiert eine erneute *braided river* Phase (Abb. 4.2). Sie läßt sich im untersuchten Bereich des Tales vor allem in seinem südlichen Teil und im Bereich der lobenartigen Süderweiterung der Talsandverbreitung (im Bereich der Spree) nachweisen. Bereits davor oder zu einem frühen Zeitpunkt erfolgte im Bereich des Fließgewässers die Herausbildung von Becken. Grundwasserstauende Schluffe und Mudden an der Basis der Oberen Talsandfolge (WOLF et al. 1994) besitzen eine beckenartige Verbreitung. Im Hangenden auftretende intensiv kryogen deformierte Sedimente weisen auf eine Beckengenese im Zusammenhang mit Thermokarst. Zeitweise könnten bis in das späte Pleniglazial Pingos existiert haben.

Die Beckenbildung ist mit einer Umstellung des fluviatilen Regimes verbunden. Regionale Fließgewässer sind nicht mehr erkennbar. Vielmehr erfolgte die Entwässerung über lokale Rinnen in die Becken (Abb. 2). Mit einem Grundwasserhochstand um 11.300/11.200 BP ist kurzzeitig ein mäandrierendes Fließgewässer vorhanden (Abb. 4.4). Endgültig angelegt wurde der Flußlauf des Weißen Schöps erst in der zweiten Hälfte der Jüngeren Tundrenzeit ( $10.320 \pm 80$  BP, Abb. 4.5). Dabei sind ältere Becken in das Flußregime integriert und deren Sedimente teilweise ausgeräumt worden. Für den Beginn des Holozäns ist nur noch eine etwa 1-2 m breite, von Uferwällen gesäumte Rinne nachzuweisen.

Eine erneute, jedoch im Vergleich zur Jüngeren Tundrenzeit äußerst geringe, fluviatile Aktivität ist erst ab dem späten Atlantikum (4.200 BC) durch dendrochronologisch datierte Flußeichen belegt (FRIEDRICH et al. 1998). Die bisherigen Untersuchungen zeigen für das Subboreal und Subatlantikum eine sehr diskontinuierliche Einlagerung von Hölzern. Zwischen 2.750-2.250, 1.825-1.525, 1.425-975 und 725-525 BC fehlen Nachweise für Flußeichen. Ab dem 5. Jh. v. Chr. werden sie kontinuierlich, jedoch verstärkt zwischen 425-100 BC, 550-950 AD und 975-1.280 AD eingelagert. Im Verlauf der weiteren Arbeiten werden der Zusammenhang der prähistorischen Besiedlung mit Stagnationsphasen in den auenahen Niedermooren und Veränderungen der Auenvegetation untersucht.

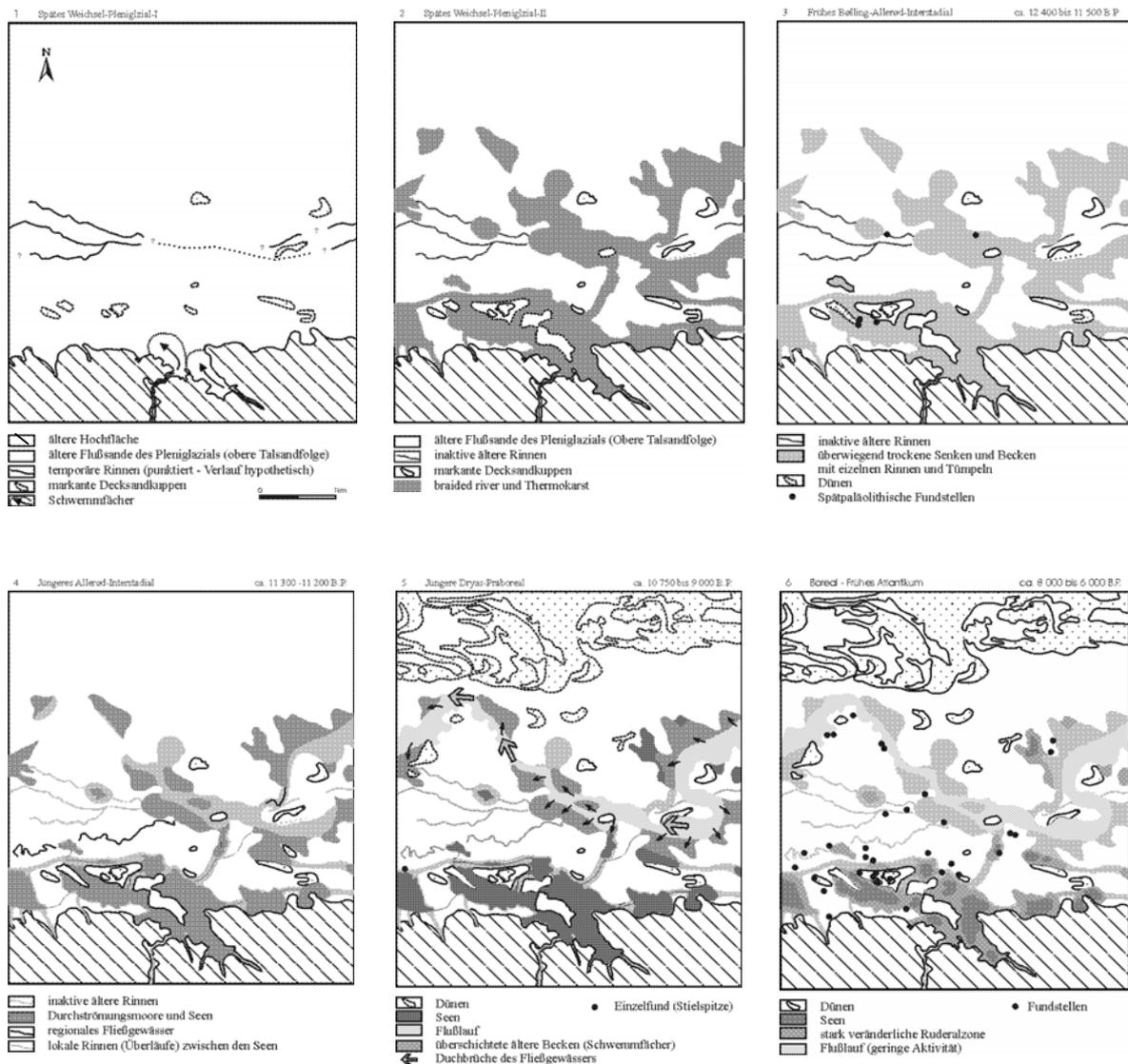


Abb. 4: Landschaftsentwicklung vom späten Pleniglazial bis zum frühen Atlantikum im Vorfeld des Tagebaus Reichwalde (ULLRICH).

#### 4 Dank

Die archäologischen Grabungen im Vorfeld des Tagebaus Reichwalde werden vom bergbautreibenden Unternehmen LAUBAG finanziert und durch Mittel der Deutschen Stiftung Denkmalschutz unterstützt. Wir danken R. Elburg und D. Wirtz für zahlreiche anregende Diskussionen und J. Vollbrecht für die Möglichkeit, bislang unpublizierte Datierungen verwenden zu können. Die botanischen Untersuchungen werden durch M. Friedrich, M. Knipping und H.-P. Stika (Universität Hohenheim) durchgeführt. L. Eissmann, B. Frenzel und K.-D. Jäger danken wir für kritische Diskussionen im Reichwalder Allerödwald.

#### 5 Literaturverzeichnis

- BOS, J. A. A., BOHNKE, S. J. P., KASSE, C. & VANDENBERGHE, J. (2001): Vegetation and Climate during the Weichselian Early Glacial and Pleniglacial in the Niederlausitz, eastern Germany - macrofossil and pollen evidence. *Journal of Quaternary Science* 16: 269-289.
- BUCHHOLZ, F. & MEHLHORN, M. (1987-1989): Braunkohle Reichwalde Süd/ Braunkohle Neuliebel-Rietschen: Torf, Teiche, Aue. Unveröff. Ergebnisberichte, GFE Freiberg.
- CEPEK, A. G. (1965): Geologische Ergebnisse der ersten Radiokarbondatierungen von Interstadialen im Lausitzer Urstromtal. *Geologie* 14: 625-657.
- ELBURG, R. & VAN DER KROFT, P. (1999): Überraschungen aus der Tiefe. Das Moorprojekt Reichwalde. *Archäologie Aktuell im Freistaat Sachsen* 5/1997: 90-95.
- FRIEDRICH, M., HOFMANN, J. & SPURK, M. (1998): Bericht zu den dendrochronologischen Untersuchungen im Rahmen des DFG-Projektes „Frühgeschichte der Lausitz“. Unveröff. Bericht; Hohenheim.

- FRIEDRICH, M., KNIPPING, M., SCHMIDT, S., VAN DER KROFT, P., RENNO, A., ULLRICH, O. & VOLLBRECHT, J. (2001): Ein Wald am Ende der letzten Eiszeit. Untersuchungen zur Besiedlungs-, Landschafts- und Vegetationsentwicklung an einem verlandeten See im Tagebau Reichwalde, Niederschlesischer Oberlausitzkreis. Arbeits- und Forschungsberichte zur Sächsischen Bodendenkmalpflege 43: 21-94.
- GROSSER, K. H. (1964): Die Wälder am Jagdschloß bei Weißwasser. Abhandlungen und Berichte Naturkundemuseum Görlitz 39: 1-104.
- KLOSS, K. (1991): Beitrag zur Vegetationsgeschichte und Moorgenese in einem Dünengebiet bei Uhyst, Kr. Hoyerswerda. Veröffentlichungen des Museums für Ur- und Frühgeschichte Potsdam 25: 75-77 u. Beilage 6.
- KÜSTER, H. & WARMBRUNN, E. (2000): Paläoökologische Untersuchungen in der Oberlausitz. Arbeits- und Forschungsberichte zur Sächsischen Bodendenkmalpflege 42: 250-268.
- MOL, J. (1997): Fluvial response to climate variations. The last Glaciation in Eastern Germany. PhD Thesis, Vrije Universiteit Amsterdam, 100 S.
- SUCCOW M. (1988): Landschaftsökologische Moorkunde. 340 S.; Berlin, Stuttgart.
- ULLRICH, O. (2000): Die Eisenerzvorkommen der Oberlausitz. Arbeits- und Forschungsberichte zur Sächsischen Bodendenkmalpflege 42: 85-128.
- WARMBRUNN, E. (2000): Vegetationsveränderungen in der nördlichen Oberlausitz seit der letzten Eiszeit. Unveröff. Diss., Ludwig-Maximilians-Universität München, 101 S.
- WOLF, L. ALEKSOWSKY, W., DIETZE, W., HILLER, A., KRBETSCHKE, M., LANGE, J.-M., SEIFERT, M., TRÖGER, K.-A., VOIGT, T. & WALTER, H. (1994): Fluviale und glaziäre Ablagerungen am äußersten Rand der Elster- und Saale-Vereisung; die spättertiäre und quartäre Geschichte des sächsischen Elbgebietes. Altenburger Naturwissenschaftliche Forschungen 7: 190-235.

#### **Anschriften der Verfasser**

Paul van der Kroft M.A., I/O-Graph, B.v.Heemstrastraat 7, NL-3525 VT, Utrecht, e-mail: info@io-graph.nl;  
 Dipl. Min. Andrea Renno & Dipl. Geol. Olaf Ullrich, Landesamt für Archäologie Sachsen, Arbeitsstelle Braunkohle, D-02943 Reichwalde, e-mail: Reichwalde@t-online.de

## Spät- und postglaziale Flüsse und Seen in der heutigen westlichen Ostsee

Late- and Postglacial rivers and lakes in the recent western Baltic Sea

WOLFRAM LEMKE, JØRN BO JENSEN, OLE BENNIKE, RUDOLF ENDLER,  
ANDRZEJ WITKOWSKI & ANTOON KUIJPERS

### Zusammenfassung

Das heutige Gebiet der westlichen Ostsee hat im Zeitraum zwischen letztmaligem Eisrückzug und Litorinatransgression teilweise dramatische Veränderungen des Drainagesystems erfahren. Diese waren eng verbunden mit der großräumigen Entwicklung im gesamten Ostseeraum. Einige markante Abschnitte der Fluß- und Seegenese im Gebiet zwischen den heutigen Inseln Fehmarn und Bornholm werden im folgenden dargestellt.

### Summary

The recent western Baltic Sea region underwent partly dramatic changes of the drainage system between the final Weichselian deglaciation and the Litorina transgression. These changes were closely related to the overall geological development of the Baltic Sea area. In the following, some prominent time slices of the river and lake genesis between the recent islands of Fehmarn and Bornholm will be presented.

### 1 Einführung

Die im folgenden dargestellten Rekonstruktionen beruhen auf einem umfangreichen Datensatz, der sowohl seismoakustische Profile in hoher Dichte als auch eine Vielzahl an Sedimentkernen von bis zu 6 m Länge mit zugehörigen sedimentologischen, paläontologischen Untersuchungen und Datierungen umfaßt (siehe u.a. LEMKE 1998).

### 2 Hydrographische Entwicklung im Gebiet der westlichen Ostsee

#### 2.1 Spätglazial (Prä-Allerød)

Offenbar bis zum Allerød war die paläogeographische Situation durch die folgenden wesentlichen Elemente bestimmt (Abb. 1):

Das Arkonabecken war in den bis über den damaligen Meeresspiegel angestauten Baltischen Eisstausee einbezogen. Die wichtigste Entwässerungsbahn des Baltischen Eisstausees war zu dieser Zeit der Öresund (BJÖRCK 1995). Im Bereich der heutigen Mecklenburger Bucht befand sich ein lokaler See, der vorwiegend über die Belte in Richtung Kattegat entwässerte.

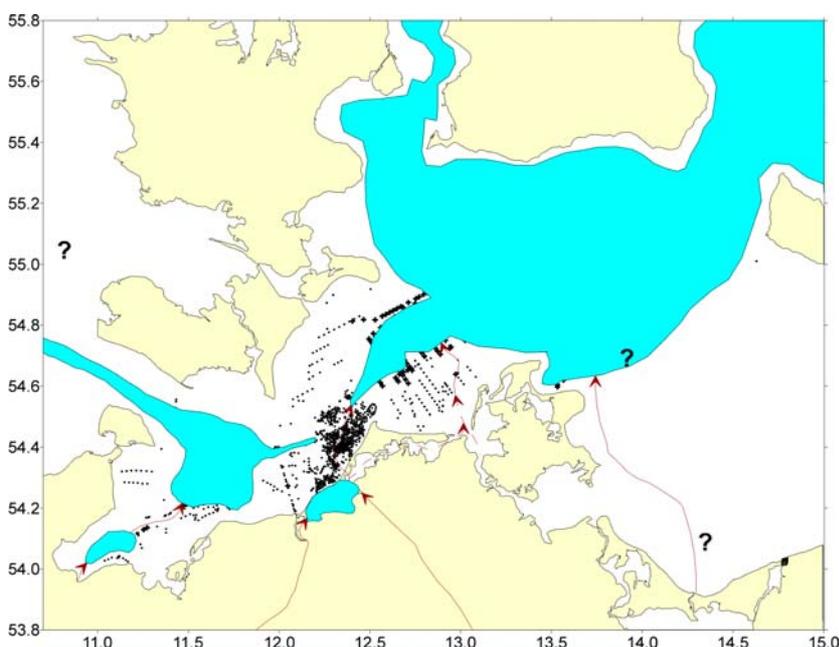


Abb. 1:  
Drainagesystem vor dem Höchststand des Baltischen Eisstausee (Prä-Allerød).

Punkte =  
Geschiebemergeloberfläche  
gegenwärtig höher als -20 m NN,  
Kreuze =  
Geschiebemergeloberfläche  
gegenwärtig tiefer als -20 m NN.

Ausgedehnte spätglaziale Deltaschüttungen belegen Zuflüsse aus südlicher bzw. südwestlicher Richtung in das Arkonabecken hinein. Die bis zu mehr als 30 m mächtigen Vorschüttungen werden mit dem Entwässerungssystem im spätglazialen Grenz- bzw. Warnowtal (BRINKMANN 1958) in Zusammenhang gebracht. Im Verlauf der Velgaster Staffel zwischen Fischland und der dänischen Insel Falster konnte ein zugehöriges Durchbruchstal nachgewiesen werden (LEMKE & KUIJPERS 1995, LEMKE 1998). Die sandigen Vorschüttungssedimente riegeeln das Arkonabecken in westliche Richtung in einem Tiefenniveau von -23 m NN ab, was erhebliche Konsequenzen für die nachfolgenden Entwicklungsetappen zur Folge hat (JENSEN et al. 1997, 1999, LEMKE et al. 1999, 2001).

Ein weiterer Zufluß zum Arkonabecken folgt dem Verlauf des heutigen Strelasundes und setzt sich über ein Tal westlich der Insel Hiddensee fort. Möglicherweise gab es einen Zufluß zu diesem Tal aus der Darß-Zingster Boddenkette (LEMKE 1998). Die vorhandenen Daten lassen noch keine fundierten Aussagen zur Rolle des Odertals in diesem Zeitraum zu.

## 2.2 Ende der Jüngerer Dryas

Glaziosostatische Hebungen Skandinaviens führten gegen Ende des Pleistozäns zu einer transgressiven Entwicklung im südlichen Ostseeraum. Der Höchststand des damaligen Wasserspiegels befand sich bei etwa -20 m NN. Damit kam es zu einer kurzzeitigen Überflutung der zwischen Mecklenburger Bucht und Arkonabecken befindlichen, aus pleistozänen Sanden und Geschiebemergel bestehenden Schwelle (Abb. 2).

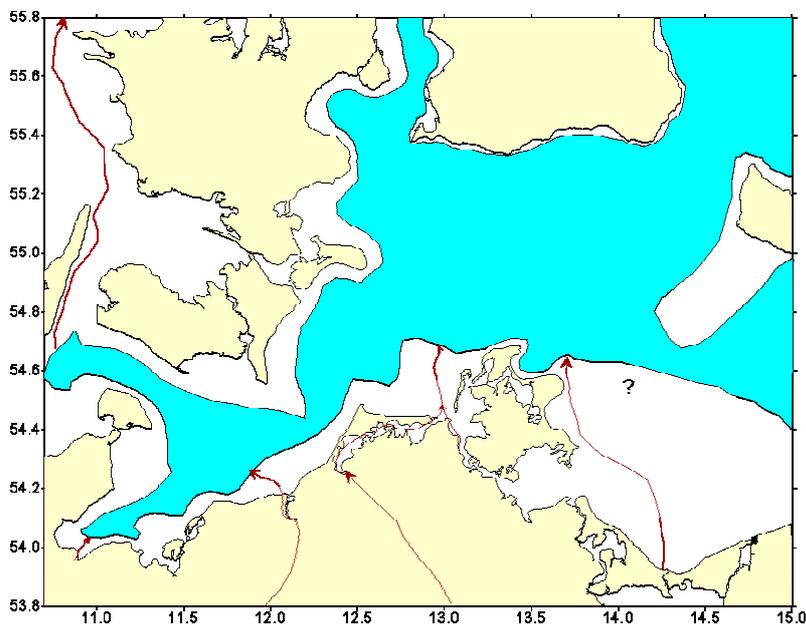


Abb. 2:  
Paläogeographische Situation  
während des Höchststandes des  
Baltischen Eisstausees  
(ca. 10300 unkorrigierte <sup>14</sup>C  
Jahre BP).

Der Einfluß der transgressiven Vorgänge am Ende des Jüngerer Dryas spiegelt sich auch in einem allgemein ansteigenden Grundwasserspiegel und in einer Verwilderung der Fließgewässer wider. Bereits während der Transgression des Baltischen Eisstausees wurde das Durchbruchstal in der Velgaster Staffel weitgehend verfüllt und verlor damit seine Bedeutung als Verbindung zwischen dem Staubecken der Nordöstlichen Heide und dem Arkonabecken (LEMKE & KUIJPERS 1995). Die spätglaziale Warnow verlagerte ihren Unterlauf weiter in nördliche Richtung (BRINKMANN 1958) und begann, in den Bereich der Mecklenburger Bucht hinein zu entwässern. Ergebnis dieser Änderung des Warnowverlaufes ist ein in der Mecklenburger Bucht nachweisbarer geringmächtiger Vorschüttkörper (LEMKE 1998, JENSEN et al. 1997)

## 2.3 Beginn des Holozäns (Yoldia-Phase der Ostsee-Entwicklung)

Als das zurückweichende Eis zu Beginn des Holozäns das Gebiet um Billingen in Schweden freigab, konnte das angestaute Wasser des Baltischen Eisstausees in kurzer Zeit in Richtung Kattegat abfließen. Dabei sank der Wasserspiegel vermutlich in nur wenigen Jahren (BJÖRCK 1995) um etwa 25 m auf die Höhe des damaligen Meeresspiegels. Eine Absenkung des Wasserspiegels in dieser Größenordnung läßt sich auch für das heutige Gebiet der westlichen Ostsee nachweisen. Sie hatte zur Folge, daß sich im Arkonabecken ein relativ flacher Restsee erhalten konnte, der über Bornholmogat mit dem damaligen Yoldiameer verbunden war (Abb. 3). Eindeutige Nachweise für eine marine Beeinflussung des Arkonabeckens zu dieser Zeit gibt es jedoch nicht. In der Mecklenburger Bucht verblieb erneut ein lokaler See, der sowohl in Richtung Belte als auch in Richtung Arkonabecken entwässerte. In die pleistozänen Sande am Westrand des Arkonabeckens (Falster-Rügen-Platte nach KOLP 1965) wurden flache Rinnen eingeschnitten. Die in den Rinnen auf der Falster-Rügen-Platte anstehenden humosen Gytjen wurden bereits von KOLP (1965) beschrieben und in das frühe Postglazial bzw. in das Präboreal eingestuft. Dies steht in guter Übereinstimmung mit neuen Datierungen (LEMKE 1998).

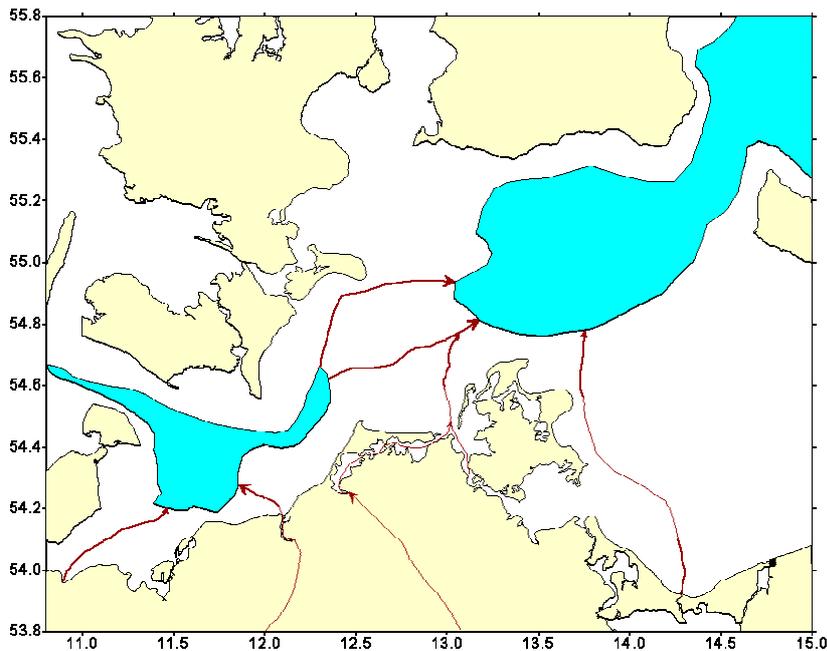


Abb. 3:  
Drainagesystem nach der  
letztmaligen Absenkung des  
Baltischen Eisstausees  
(frühes Präboreal).

#### 2.4 Höchststand des Ancylussees

Der kurzzeitige Anstieg des Wasserspiegels zu Beginn der Ancyluszeit führte erneut zu einer Verbindung zwischen Arkonabecken und Mecklenburger Bucht (Abb. 4). Die Meinungen über den Höchststand des Wasserspiegels während der Transgression des Ancylussees gehen in der Literatur z.T. beträchtlich auseinander. KOLP (1965) sprach sich zunächst entschieden gegen einen Maximalwasserstand höher als -20 m NN aus. Er begründete dies unter Verweis auf ausgedehnte boreale Torfvorkommen in einer Tiefe von -19 m NN am östlichen Rand der Mecklenburger Bucht. Wäre der Wasserspiegel des Ancylussees höher als -20 m NN gestiegen, hätte dies nach KOLP (1965) eine flächenhafte Erosion der Torfe zur Folge haben müssen. KLIEWE & JANKE (1982, 1991) rekonstruierten aus Funden von *Ancylus fluviatilis* sowie von Süßwasserdiatomeen und entsprechenden Mollusken in Bohrungen im vorpommerschen Küstenraum einen Anstieg des Ancylussees auf bis zu -8 m NN um 8.900 a BP. Später schloß sich auch KOLP (1986, 1990) dieser Meinung an und ließ den östlich der Darßer Schwelle aufgestauten Ancylussee in einem "katastrophenartigen Übersturz" in Richtung Fehmarnbelt und Großer Belt abfließen. Eine entsprechende Abflußrinne von 10 bis 20 m Tiefe fräste sich dabei nach KOLP (1986) in die Falster-Rügen-Platte ein und "das in der Zeit der postarktischen Landbrücke verschüttete glaziäre Durchbruchstal der Kadetrinne (wurde) freigespült". Den Maximalwasserstand sah er dabei bei etwa -12 m NN. BJÖRCK (1995) betrachtet demgegenüber frühere Schätzungen des Ancylus-Höchststandes bei -20 m NN als eher wahrscheinlich. Die vorliegenden Ergebnisse (JENSEN et al. 1997, LEMKE 1998) stützen diese Ansicht.

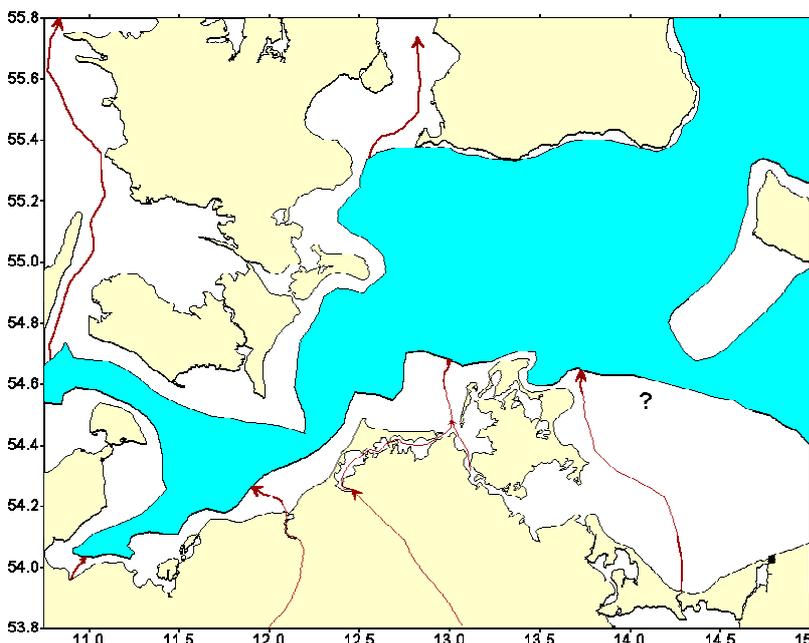


Abb. 4:  
Höchststand des Ancylussees (ca.  
9200 unkorrigierte  $^{14}\text{C}$  Jahre BP).

## 2.5 Situation nach der Regression des Ancylussees

Die im Ostseeraum weithin nachweisbare Regression im Anschluß an den Höchststand des Ancylussees betraf vorwiegend das Arkonabecken. Eine Reihe von Indizien spricht für einen Wasserspiegel bei -30 m NN für das Arkonabecken (LEMKE et al. 1998). In der Mecklenburger Bucht bildete sich, durch die pleistozäne Schwelle auf der Falster-Rügen Sandplatte im Niveau von -23 m NN bedingt, wiederum ein lokaler See. Auf der Schwelle verblieben einzelne kleine, vorwiegend stehende Gewässer (Abb. 5). Hinweise auf das Tal eines den Ancylussees entwässernden Flusses (Dana River nach BJÖRCK 1995) wurden hier nicht gefunden. Die Entwässerung des Ancylussees im Boreal hat sich offenbar vorwiegend über einen anderen Weg abgespielt. Wo dieser sich befand, ist gegenwärtig allerdings noch in der Diskussion, da die Niveaus aller in Frage kommender Schwellen ohne die Annahme zusätzlicher (neotektonischer) Bewegungen zu hoch liegen.

Mit Einsetzen der Litorinatransgression wurde die gesamte stark gegliederte Fluss- und Seenlandschaft entscheidend überformt und in den brackisch-marinen Bereich der heutigen Ostsee einbezogen.

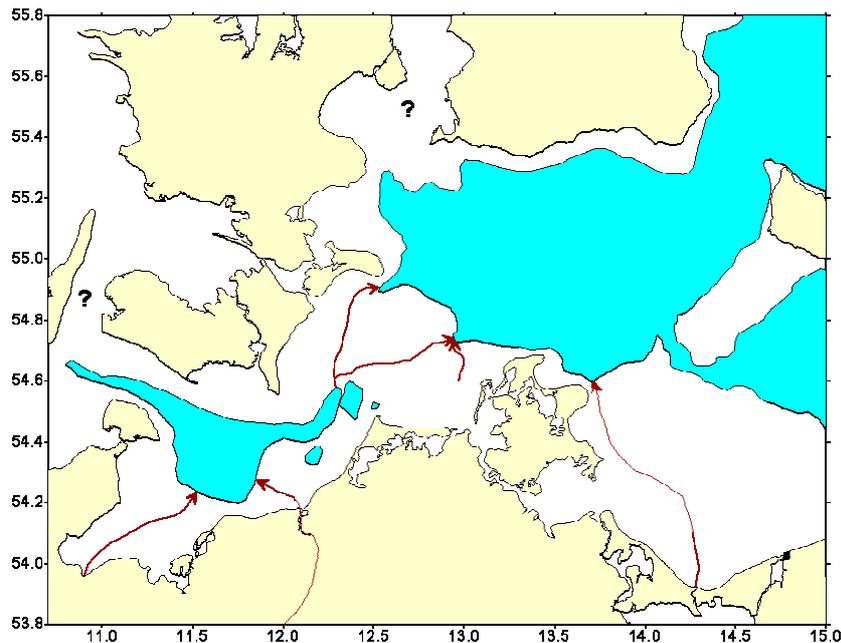


Abb. 5:  
Situation nach der Regression  
des Ancylussees.

## 3 Literaturverzeichnis

- BJÖRCK, S. (1995): A review of the history of the Baltic Sea, 13.0 - 8.0 ka BP. *Quaternary International* 27: 19-40.
- BRINKMANN, R. (1958): Zur Entstehung der Nordöstlichen Heide Mecklenburgs. *Geologie* 7: 751-756.
- JENSEN, J. B., BENNIKE, O., WITKOWSKI, A., LEMKE, W. & KUIJPERS, A. (1997): The Baltic Ice Lake in the southwestern Baltic: Mecklenburg Bay - Arkona Basin. *Boreas* 26: 217-236.
- JENSEN, J. B., BENNIKE, O., WITKOWSKI, A., LEMKE, W. & KUIJPERS, A. (1999): Early Holocene history of the southwestern Baltic Sea: the Ancylus Lake stage. *Boreas* 28: 437-453.
- KLIEWE, H. & JANKE, W. (1982): Der holozäne Wasserspiegelanstieg der Ostsee im nordöstlichen Küstengebiet der DDR. *Petermanns Geographische Mitteilungen* 126: 65-74.
- KLIEWE, H. & JANKE, W. (1991): Holozäner Küstenausgleich im südlichen Ostseegebiet bei besonderer Berücksichtigung der Boddenausgleichsküste Vorpommerns. *Petermanns Geographische Mitteilungen* 135: 1-14.
- KOLP, O. (1965): Paläogeographische Ergebnisse der Kartierung des Meeresgrundes der westlichen Ostsee zwischen Fehmarn und Arkona. *Beiträge zur Meereskunde* 12-14: 19-65.
- KOLP, O. (1986): Entwicklungsphasen des Ancylus-Sees. *Petermanns Geographische Mitteilungen* 130: 79-94.
- KOLP, O. (1990): The Ancylus Lake phase of the Post-Glacial evolution of the Baltic Sea. *Quaestiones Geographicae* 13/14: 69-86.
- LEMKE, W. (1998): Sedimentation und paläogeographische Entwicklung im westlichen Ostseeraum (Mecklenburger Bucht bis Arkonabecken) vom Ende der Weichselvereisung bis zur Litorinatransgression. *Meereswissenschaftliche Berichte* 31, Institut für Ostseeforschung Warnemünde, 156 S.
- LEMKE, W. & KUIJPERS, A. (1995): Late Pleistocene and early Holocene paleogeography of the Darss Sill area (southwestern Baltic). *Quaternary International* 27: 73-81.

LEMKE, W., JENSEN, J. B., BENNIKE, O., WITKOWSKI, & A., KUIJPERS, A. (1999): No indication of a deeply incised Dana River between Arkona Basin and Mecklenburg Bay. *Baltica* 12: 66-70.

LEMKE, W., JENSEN, J.B., BENNIKE, O., ENDLER, R., WITKOWSKI, A. & KUIJPERS, A. (2001): Hydrographic thresholds in the western Baltic Sea: Late Quaternary geology and the Dana River concept. *Marine Geology* 176: 191-201.

#### **Anschriften der Verfasser**

PD Dr. habil. Wolfram Lemke & Dr. Rudolf Endler, Institut für Ostseeforschung, Seestraße. 15  
D-18119 Warnemünde, e-mail: wolfram.lemke@io-warnemuende.de;

Dr. Jørn Bo Jensen, Ole Bennike & Dr. Antoon Kuijpers, Geological Survey of Denmark and Greenland, Øster  
Voldgade 10, DK-1350 Copenhagen K, Denmark;

Prof. Dr. Andrzej Witkowski University of Szczecin, Institute of Marine Sciences, 71 412 Szczecin, Poland

## Die jungquartäre Gewässernetzentwicklung im Gebiet der Krakower Seen und der Nebel (Mecklenburg) – erste Ergebnisse

Late Quaternary hydrological development in the area of the Lake Krakower See and the River Nebel (Mecklenburg, NE Germany) – first results

SEBASTIAN LORENZ, HENRIK ROTHER & KNUT KAISER

### Zusammenfassung

Gegenwärtig laufende Untersuchungen haben die geologisch-geomorphologische Entwicklung einer durch das Flüsschen Nebel entwässerten Seenlandschaft im Bereich der Pommerschen Haupteisrandlage zum Gegenstand. Der Krakower See weist Terrassen im Niveau von 1 m (Jungholozän) und 2 m (Spätglazial: Jüngere Dryas) über dem heutigen Seespiegel auf. Die den Krakower See entwässernde Nebel durchfließt in einer Abfolge von Engtalstrecken und (Paläosee-) Beckenweitungen den reliefstarken Endmoränenbereich ("Durchbruchstal"). Neben einer primären Anlage des Nebeltales als sub- und proglaziale Rinne wurde eine sekundäre Formung durch spätglaziales Toteistieftauen und fluviales Einschneiden während der Jüngeren Dryas nachgewiesen.

### Summary

Current research in the lake district in the central part of Mecklenburg located along the Pomeranian Stage aims at investigating the geomorphic development of the Lake Krakower See and the River Nebel. The lakeshore of Lake Krakower See exposes accumulative terraces situated 1 m (Late Holocene) and 2 m (Lateglacial: Younger Dryas) above the current lake-level. Draining the Lake Krakower See northward the River Nebel cuts through the near endmoraine of the Pomeranian Stage, leaving a valley characterized by a sequence of narrow erosional stretches and wide accumulative (palaeo-lake) basins. Results indicate a primary valley development as a subglacial channel and a secondary process of fluvial forming due to Lateglacial melting of dead ice and fluvial erosion during the Younger Dryas.

### 1 Einführung

Zur Untersuchung der jungquartären Fluß- und Seenentwicklung bedarf es neben Studien von lokaler Dimension („das hochaufgelöste Einzelprofil“) und von regionaler Dimension („die regionale Synthese“) einer verbindenden mittleren Maßstabsebene („das kleinregionale Gewässernetz“). Aus dem Jungmoränengebiet von Nordostdeutschland liegt zwar eine Reihe älterer Studien dieser Perspektive vor (i.d.R. 1950er/60er Jahre), doch sind methodisch erweiterte, neuere Arbeiten erst in geringer Zahl verfügbar (z.B. NITZ et al. 1995, GÄRTNER 1998, KAISER 1998).

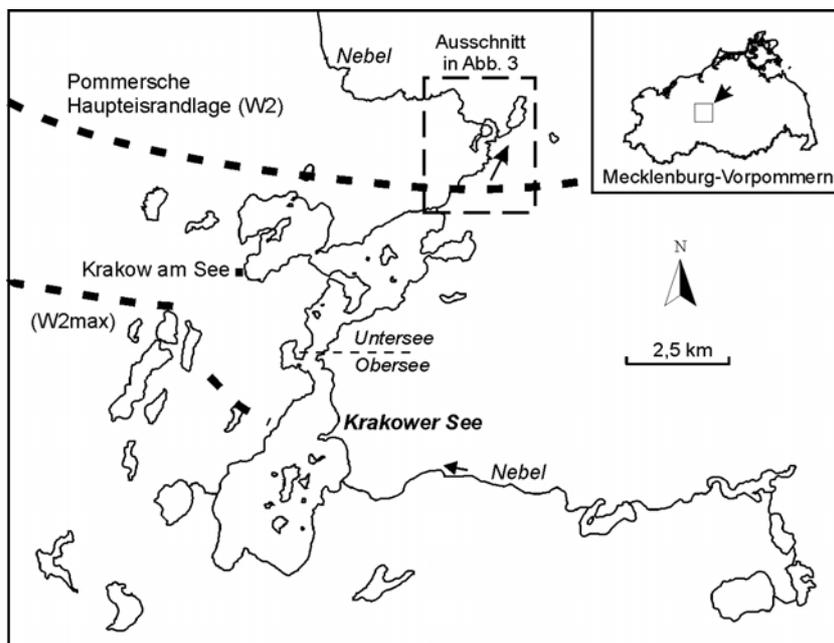


Abb. 1:  
Das Krakower Seengebiet.

Gegenwärtig laufende Untersuchungen im Krakower Raum (Kreis Güstrow) haben die geologisch-geomorphologische Entwicklung einer oberflächlich durch das Fließchen Nebel entwässerten Seenlandschaft zum Ziel (Abb. 1). Fragen betreffen das Ausmaß und die Datierung der toteisbedingten Beckenformung, die Seespiegel- und Flußlaufentwicklung und den menschlichen Einfluß auf die Landschaftsgenese. Bislang konnten im Arbeitsgebiet 265 neue Bohrprofile und Aufschlüsse dokumentiert werden; 18 Profile wurden im Labor sedimentologisch untersucht. Hinzu kommen für chronologische Aussagen zwei pollenanalytisch untersuchte Profile (Analyse: A. KAFFKE/Greifswald). Aus dem Krakower See (Obersee) wurden im Juni 2002 gemeinsam mit W. DÖRFLER und H. USINGER/Kiel zwei Sedimentkerne von 7 m Länge (Seerand) bzw. 20 m Länge (Seemitte) geborgen. Gegenwärtig erfolgt die sedimentologische und paläoökologische Untersuchung dieser Kerne sowie die Analyse von  $^{14}\text{C}$ -Proben aus dem Nebeltal.

## 2 Der Krakower See

Der Krakower See (16 km<sup>2</sup>, 47,5 m NN) erstreckt sich von der Hauptendmoräne des Pommerschen Stadiums in Richtung Süden über kuppige Grundmoränenbereiche bis an den Sander der Nossentiner-Schwinzer Heide. Der nördliche Teil wird als Untersee, der südliche als Obersee bezeichnet. Das Seebecken ist vielfältig strukturiert und wird durch mehrere miteinander verbundene Becken gebildet, die vornehmlich in NO-SW-Ausrichtung angelegt sind. Beckenschwellen und -sporne ragen z.T. als Inselbildungen (insgesamt 21) aus dem Wasser, zahlreiche Buchten gliedern den See. Die maximale Tiefe beträgt 27 m. Der Krakower See erhält im Südosten seinen Hauptzufluß durch die Nebel; als einziger Abfluß entwässert sie ihn in nordöstlicher Richtung.

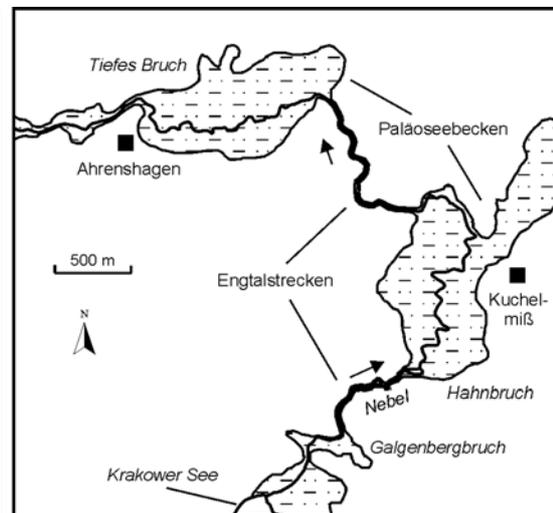
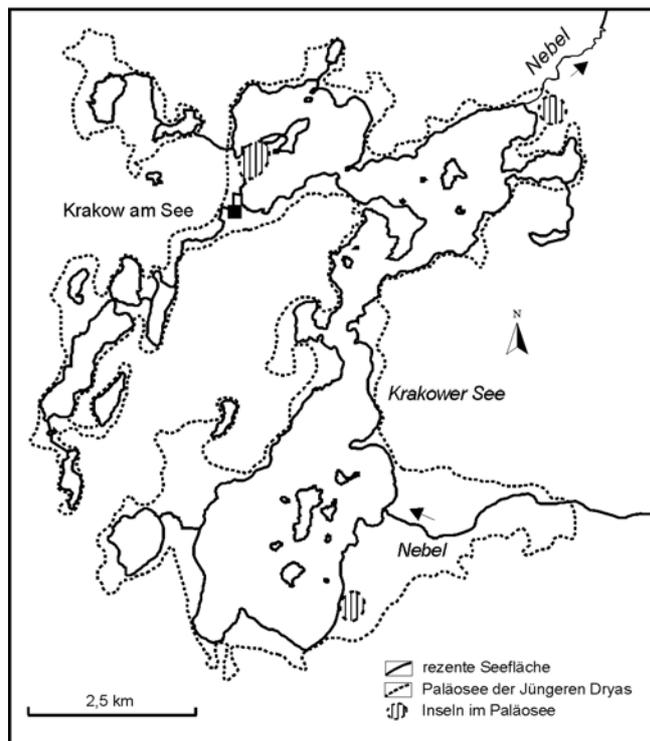


Abb. 2 (links):  
Der Krakower See in seiner heutigen und spätglazialen (Jüngere Dryas) Ausdehnung.

Abb. 3 (rechts):  
Strukturen im Nebeltal nördlich des Krakower Sees.

Schwerpunkt der bodenkundlich-geomorphologischen Untersuchungen waren die Terrassenbildungen des Sees (LORENZ 2002), die erstmals AHRENS (1913) erfaßte. Sie erfuhren durch SCHULZ (1963) eine weiterführende Bearbeitung. Die größte Verbreitung erreicht eine ca. 2 m über dem heutigen Seespiegel gelegene Terrasse (2 m-Terrasse = 49,5-51 m NN; Abb. 2). Der Terrassenkörper wird im Fall einer akkumulativen Ausprägung aus limnischen Sanden im oberen Teil aufgebaut, die durch Kalk- und Silikatmudden unterlagert werden. Im Liegenden der Mudden befinden sich glazifluviale bzw. glazilimnische Sande. An mehreren Stellen grenzt die 2 m-Terrasse an fossile Kliffs von bis zu 20 m relativer Höhe. Die 2 m-Terrasse besitzt ein pedologisches Inventar mit gut entwickelten Braunerden, Braunerde-Lessivés und (Moor-) Gleyen. Die 2 m-Terrasse zeigt stellenweise eine Überprägung aus jüngerer Zeit durch kolluviale Überdeckung, Torfzehrung und äolische Kappung. Die Freiwerdung der Terrasse konnte durch Untersuchungen von ROTHER (2002) mit der Ausbildung des Nebel-„Durchbruchstales“ in Zusammenhang gebracht und in die Jüngere Dryas datiert werden. Die 2 m-Terrasse belegt für die Jüngere Dryas einen Seespiegel von ca. 51 m NN. Bei diesem Wasserstand war ein gegenüber dem heutigen See um ein Vielfaches größerer Paläosee ausgebildet, der heute separat liegende Kleinseen der Umgebung einbezog (Abb. 2).

Die 1 m-Terrasse (48-49 m NN) ist anthropogenen Ursprungs und entstand durch Verlandung infolge einer Seespiegelsenkung im Jahre 1830. Sie weist limnisch-telmatische Stratigraphien mit der generalisierbaren

Abfolge von Torf über Mudden auf. Bohrungen auf dem Großen Werder (Krakower Obersee) auf der 1 m-Terrasse zeigen eine Stratigraphie, die auf eine ungestörte limnische Sedimentation deutet. Die Mudden weisen keine Merkmale deutlich geringerer Wasserstände oder gar eines Trockenfallens auf. Schließt man von der Schichtenfolge auf ein stetiges Aufwachsen des Muddekörpers, so können für den Krakower See insgesamt spätpleistozäne und holozäne Wasserstände postuliert werden, die nicht gravierend unter dem heutigen Niveau gelegen haben können. Deutlich höhere Wasserstände im Holozän lassen sich u.a. durch den Nachweis ur- und frühgeschichtlicher Siedlungsplätze in unmittelbarer Ufernähe seit dem Mesolithikum ausschließen.

Eine von AHRENS (1913) und von SCHULZ (1963) postulierte Terrasse im 5 m-Niveau (53 m NN) über dem rezenten Seespiegel ließ sich morphologisch und sedimentologisch nicht nachweisen.

Im Scheidebruch am Südufer des Obersees wurde unter Strandwallanden eine limnisch-telmatische Schichtenfolge des Spätpleistozäns und Holozäns erbohrt; die Basis bildet ein muddeüberdeckter Torf aus dem jüngeren Alleröd.

Ebenfalls am Südufer des Krakower Sees wurden Dünen und Flugsanddecken spätglazialen und mittelalterlich-neuzeitlichen Alters nachgewiesen. Teilweise wurden die äolischen Sedimente unmittelbar in die Uferzone geschüttet und verzahnen sich mit limnisch-telmatischen Sedimenten. Etwa 5 m über dem rezenten Seespiegel erfolgte der Nachweis einer begrabenen spätglazialen Bodenbildung („Finowboden“ *sensu* SCHLAAK 1998).

### 3 Die Nebel

Nach Verlassen des Krakower Sees in nordöstlicher Richtung durchfließt die Nebel in mehreren Engtalstrecken die Pommersche Hauptendmoräne (Abb. 3). Mit der Überwindung der regional als Wasserscheide zwischen Ostsee und Nordsee fungierenden Eisrandlage entwässert die Nebel das Einzugsgebiet des Krakower Sees über die Warnow in die Ostsee.

Die Flanken des Nebeltales werden im Osten vorwiegend durch Kiessande der Ablationsmoränen aufgebaut, während am westlichen Nebelufer vor allem glazifluvial übersandeter Geschiebemergel ansteht (ROTHER 2002). Im bearbeiteten Flußabschnitt durchquert die Nebel nach Verlassen des Krakower Sees eine Abfolge von (erosiven) Engtalstrecken und (akkumulativen) Becken. In den Engtalstrecken hat sich die Nebel bis zu 12 m tief eingeschnitten. Das Flußgefälle im untersuchten Talabschnitt ist beträchtlich, es beträgt auf einer Laufstrecke von 8,5 km insgesamt 19,5 m.

Die Tiefenlinie der Nebel ist eingesenkt in eine mehrere hundert Meter breite Rinnenstruktur, die unter der Wirkung von Gletscherexaration sowie subglazialer Schmelzwassererosion entstand. Die Nebel folgt im „Durchbruchstal“ dieser ehemaligen Schmelzwasserrinne, die im Lalendorfer Becken ansetzt, die Pommersche Endmoräne durchbricht und sich im Krakower See in Richtung der Sander der Nossentiner und Schwinzer Heide fortsetzt. Mit der subglazialen Rinne existierte im Bereich des heutigen Nebeltales bereits seit der Deglaziation eine Schwächezone innerhalb der Pommerschen Haupteisrandlage. Innerhalb der Rinne bestand nach der Deglaziation eine Kette hintereinanderliegenden Paläoseebeckens, die durch flache Schwellen voneinander getrennt waren.

Bohrungen in den drei im untersuchten Talabschnitt liegenden Becken zeigen maximale Beckentiefen von 8-20 m. An der Beckenbasis finden sich i.d.R. geringmächtige Sand- bzw. Schluffmudden des „Prä-Alleröds“, die von geringmächtigen Organo-Silikatmudden des Alleröds überlagert werden. Den Hauptteil der Sedimentsäule bilden 5-6 m mächtige holozäne Kalkmudden (Hahnbruch, Galgenbergbruch) bzw. Organomudden (Tiefes Bruch). Die Beckenstratigraphie wird von 2-4 m mächtigen Verlandungstorfen abgeschlossen.

Im Eintrittsbereich der Nebel in die Becken des Hahnbruchs und des Tiefen Bruchs wurden jeweils ca. 6 m mächtige Deltaschüttungen der Nebel über ungestörten limnischen Ablagerungen erbohrt. Der Beginn der Deltaschüttung der Nebel und damit die Aktivierung der Abflußbahn des heutigen Nebeltales konnte palynologisch in die Jüngere Dryas datiert werden. Ursächlich für den Durchbruch der Nebel durch die Pommersche Eisrandlage ist das Überlaufen des Krakower Sees in die tieferliegenden Becken des Nebeltales infolge eines erhöhten Seenniveaus in dieser Zeit.

Unter Zusammenführung der Untersuchungsergebnisse lassen sich für die Herausbildung des Nebel-„Durchbruchstales“ folgende Phasen ableiten (Abb. 4):

- 1) Anlage der Tiefenlinie durch Gletscherexaration und subglaziale Schmelzwassererosion sowie nachfolgende Konservierung durch Toteis während des Pleniglazials.
- 2) Austau des Toteises und Seebildung in den Becken im „Prä-Alleröd“ (Sedimentationsbeginn wahrscheinlich in der Ältesten Dryas).
- 3) Verbindung der Seebecken durch Überlaufen des Krakower Sees während der Jüngeren Dryas (fluviale Erosion der Beckenschwellen).
- 4) Verfüllung der Seebecken durch limnische Sedimente während des Frühholozäns; Verlandung im Atlantikum.
- 5) Anthropogen beeinflusste Gewässerphase im Jungholozän (Mühlenstau, Hydromelioration, Fischteiche).

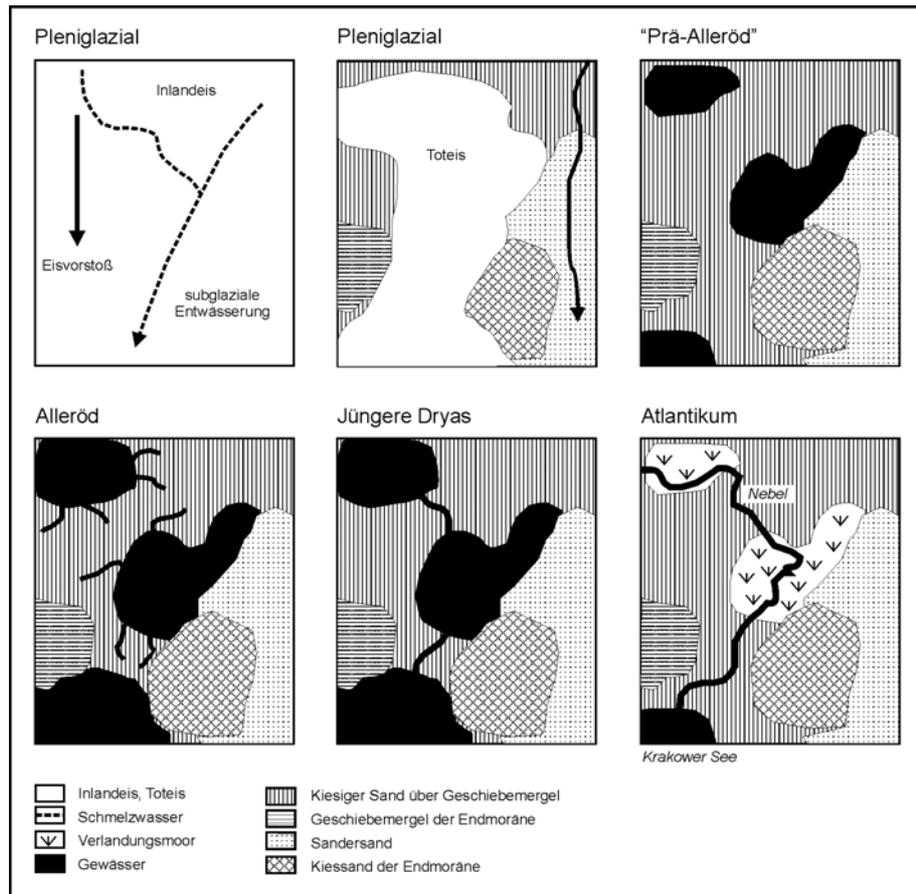


Abb. 4: Phasen der Gewässernetzentwicklung im Nebeltal (Modell).

#### 4 Literatur

- AHRENS, H. (1913): Terrassen an den Seen Mecklenburgs. Archiv der Freunde der Naturgeschichte in Mecklenburg 67: 1-54 .
- GÄRTNER, P. (1998): Neue Erkenntnisse zur jungquartären Landschaftsentwicklung in Nordwestbrandenburg. Eine landschaftsgenetische Studie am Ausgang des Rheinsberger Beckens. Münchener Geographische Abhandlungen A49: 95-116.
- KAISER, K. (1998): Die hydrologische Entwicklung der Müritz im jüngeren Quartär – Befunde und ihre Interpretation. Zeitschrift für Geomorphologie N.F., Suppl.-Bd. 112: 143-176.
- LORENZ, S. (2002): Die Uferstrukturen des Krakower Sees in Mecklenburg – Naturräumliche Analyse und jungquartäre Paläohydrologie. Unveröff. Diplomarbeit, Universität Greifswald, Geographisches Institut, 139 S.
- NITZ, B., SCHIRRMESTER, L. & KLESSEN, R. (1995): Spätglazial-altholozäne Landschaftsgeschichte auf dem nördlichen Barnim - zur Beckenentwicklung im nordostdeutschen Tiefland. Petermanns Geographische Mitteilungen 139: 143-158.
- ROTHER, H. (2002): Das Nebeltal im Bereich der Pommerschen Hauptendmoräne bei Kuchelmiß (Mecklenburg): Landschaftsstruktur und jungquartäre Landschaftsgenese. Unveröff. Diplomarbeit, Universität Greifswald, Geographisches Institut, 90 S.
- SCHLAAK, N. (1998): Der Finowboden – Zeugnis einer begrabenen weichselspätglazialen Oberfläche in den Dünengebieten Nordostbrandenburgs. Münchener Geographische Abhandlungen A49: 143-148.
- SCHULZ, W. (1963): Eisrandlagen und Seeterrassen in der Umgebung von Krakow am See in Mecklenburg. Geologie 12: 1152-1168.

#### Anschrift der Verfasser

Dipl. Geogr. Sebastian Lorenz, Dipl. Geogr. Henrik Rother & Dr. Knut Kaiser, Universität Greifswald, Geographisches Institut, Friedrich-Ludwig-Jahn-Straße 16, D-17487 Greifswald, e-mail: sl970176@uni-greifswald.de

## Die spätglaziale Entwicklung im östlichen Küstengebiet Mecklenburgs (Rostocker Heide, Fischland)

The Lateglacial development of the eastern coastal area of Mecklenburg, NE Germany

ALFRED O. LUDWIG

### Zusammenfassung

Funde von Fossilien und Bodenhorizonten im Sand der Rostocker Heide sowie Frostbodenstrukturen lassen die spätglaziale Entwicklung dieses Gebiets präzisieren. Der "Heidesand" wurde weitgehend äolisch sedimentiert, mit nur vorübergehender Abschwächung während des Alleröd. Strukturelle Details im Vergleich mit früheren Anschnitten des Fischlandkliffs bestätigen die Südliche Althäger Sandmulde als Toteissenke. Die spätglaziale Entwicklung beider Gebiete und Probleme ihrer Einbindung in den regionalen Rahmen werden diskutiert.

### Summary

Discovery of fossils, and of soil horizons in the Rostocker Heide area, and periglacial phenomena allow to understand more exactly the late glacial development of this area. Sedimentation of the "Heidesand" was for the most part eolian by only temporary weakening during the Alleröd period. Structural details compared with former sections of the Fischland cliff confirm that the Südliche Althäger Sandmulde represents a dead ice kettle. The late glacial development of both areas and problems of its regional integration are discussed.

### 1 Rostocker Heide

Beobachtungen in der Rostocker Heide lassen das Bild der letzten umfassenden Bearbeitung des spätglazialen Heidesandkomplexes (SCHULZ 1961) in einigen Punkten präzisieren und sollen zur weiteren Klärung anregen, auch in Hinsicht auf die regionalen Einbindungen, die LEMKE (1998) von Untersuchungen im Seegebiet ausgehend und KAISER (2001) vom Raum Fischland bis Barther Heide mitgeteilt haben.

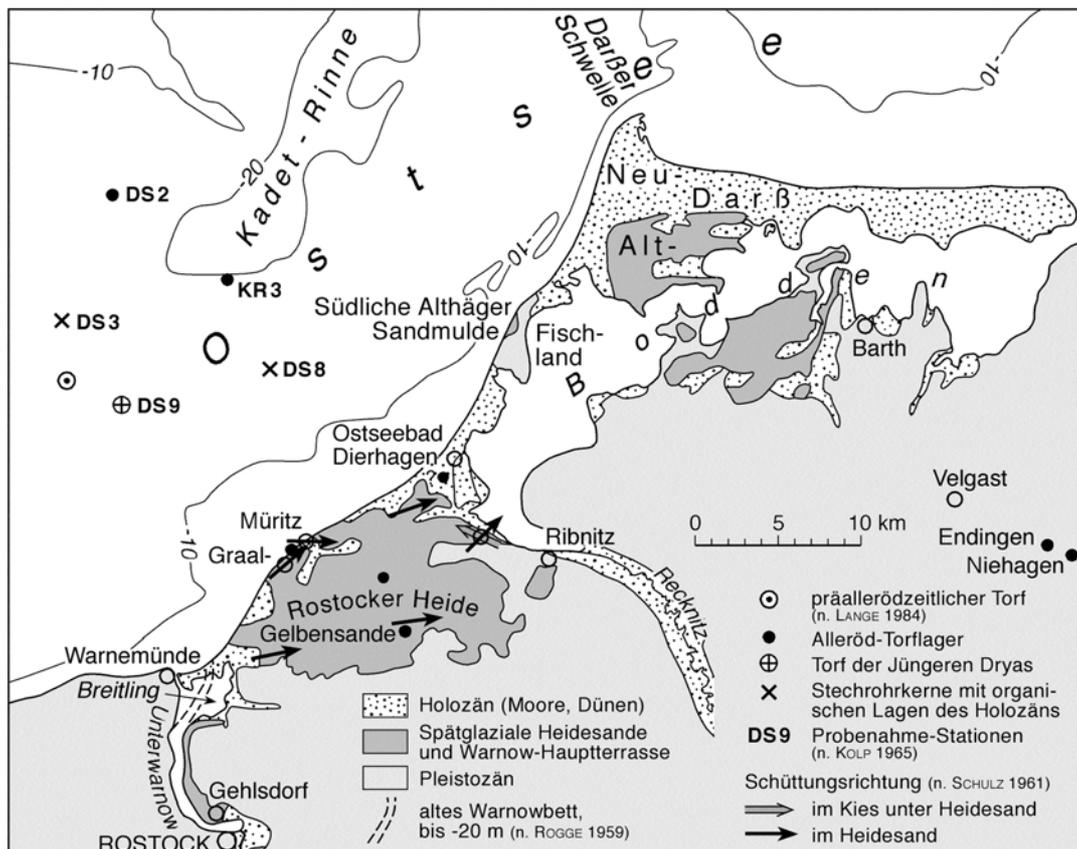


Abb. 1: Lage der behandelten Gebiete.

Der Heidesand-Schichtkomplex überzieht eine flachwellige Einsenkung der Geschiebemergeloberfläche, die vom Strand nach S und SE bis zum Rand der pleistozänen Hochfläche ansteigt (Abb. 1). Torflager innerhalb der Heidesanddecke weisen pollenanalytisch Alleröd-Alter aus (SCHULZ 1961); W von Graal-Müritz durch  $^{14}\text{C}$ -Datierung bestätigt:  $11216 \pm 250$  a BP, KOHL, Berlin 1966. Schluffiger Feinsand mit Ostracodenresten im Liegenden des Torfes und autochthone karpologische Reste im Übergang zwischen beiden weisen ein stilles bis wenig bewegtes saures, lokal kalkiges Gewässer aus (LUDWIG 1964, NÖTZOLD 1968). Das Auftreten von *Potamogeton vaginatum*, einer Brackwasserform, kann mit dem Anfall von salzigen Wässern aus dem Küstenhinterland nach dem Verschwinden des Dauerfrostbodens erklärt werden. Umlagerungen aus älteren pleistozänen Sedimenten sind auch nach den Fundumständen in diesem Torflager auszuschließen. Im sandigen Torf fanden sich lokal Landschnecken (u.a. 3 *Succinea*-Arten). Das aquatische Sediment unter dem Torf im Strand W von Graal-Müritz wird >2m mächtig und ist nicht durchteuft. Ob es bis in die Bölling-Zeit zurückreicht, bedarf der Klärung.

Das Torflager beziehungsweise der begleitende hangende Torf- oder Humusstreifen erstreckt sich entlang dem Strande in ungestörter Lagerung auf ca. 3 km Länge. Der begleitende Torf-/Humusstreifen lehnt sich an einzelne (?spät-)allerödzeitliche kleindimensionale Dünen mit Schrägschichtung an (Abb. 2).

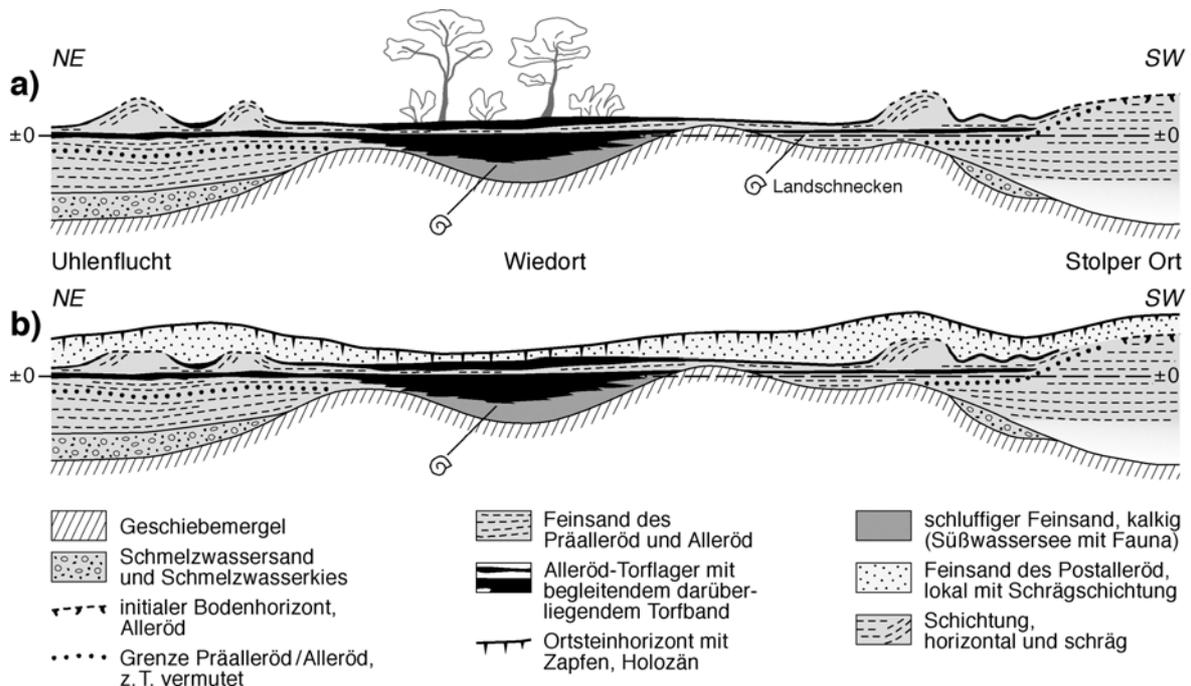


Abb. 2: Die Rostocker Heide (schematisch, überhöht) während a) des Alleröd und b) der Jüngerer Dryas (? bis frühes Präboreal).

Die Faunenfunde, initiale Bodenbildungen vom Typ des Usselo-Horizontes der Alleröd-Zeit im Heidesand außerhalb des Torflagers zeigen, daß dieser überwiegend und mit wechselnder Intensität während des Spätglazials abgelagert worden ist. SÜSS (1966) stellte an einem Kiefernstubben aus dem Torf stark exzentrisches Stammwachstum fest, offenbar ein Zeichen für äolische Einwirkungen. In der Nähe von Geschiebemergelauftragungen, besonders in der südlichen Umrandung des Heidesandgebiets, sind dem Heidesand während der Jüngerer Dryas solifluidale dünne gröberkörnige Sand- bis Kiesstreifen und -linsen eingeschaltet. In einer Frostspaltenstruktur im Kliff westlich Stolper Ort sind diese trichterförmig abgesenkt.

Der Heidesand zeigt alle Merkmale der in NW-Deutschland und in den Niederlanden verbreiteten spätglazialen Flugsanddecken mit allerödzeitlicher Abschwächung bis Unterbrechung der äolischen Sedimentation. Während der Jüngerer Dryas wurde eine weitspannige, flachwellige Flugsanddecke abgelagert, die landwärts ausdünn. Ihre Scheitel erheben sich nur bis wenige Meter über die jeweilige Umgebung. Die kleineren, allerödzeitlichen, Dünen sind dabei leicht erodiert worden (Abb. 2).

Im Liegenden des Torfs außerhalb des verlandeten Gewässers deutet kalkfreier Feinsand (Heidesand) auf vorallerödzeitlichen äolischen Sandtransport hin. Eine exakte Trennung von äolisch und aquatisch abgelagertem Sand in diesem Bereich erfordert weitere Untersuchungen. Die Beteiligung feuchter Phasen ist nicht auszuschließen, s.u. Fischland. Vom Alleröd-Torf zum hangenden Heidesand sind keine nennenswerten Lücken zu verzeichnen.

Das äolische Material ist aus der Mecklenburger Bucht herangeweht worden. Zwischen dort trockenliegenden Sandflächen existierten kleine Seen. Ein Beispiel dafür ist der im Alleröd verlandete See aus dem das Alleröd-Torfager hervorgegangen ist. Diese Befunde stehen im wesentlichen im Einklang mit den Ergebnissen aus dem angrenzenden Seegebiet (LEMKE 1998), in dem Torfe von Präalleröd-Alter Wasserstände bis zu ca. 20 m unter dem Niveau des Alleröd-Torfs in der Rostocker Heide anzeigen. Für eine Aufschüttung des Präalleröd-Heidesandes durch die Warnow (BRINKMANN 1958, LEMKE 1998) fehlen sichere Belege. Ebenso ist die Verlegung des Unterlaufs der Warnow aus der Heide in ihr heutiges Mündungsgebiet nicht gesichert. Einer überlieferten Bucht des Eem-Meeres in diesem Raum folgend kann die Warnow ihr Tal schon während der Schmelzphase des Inlandeises und seiner Toteisreste geformt haben (s.u.).

## 2 Fischland

In das Geschiebemergelkliff des Fischlands sind spätglaziale Sedimente muldenförmig eingelagert: die Südliche Althäger Sandmulde (Abb. 3). Strukturelle Details (wechselndes Streichen und Fallen, Zerrungen in den Füllsedimenten, fehlende Einengungsformen und Vergenzen, zum Hangenden Übergang in horizontale Lagerung) und Fossilführung (Süßwasserschnecken und -ostracoden, Blätter und Zweige von Zwergsträuchern) zeigen eine Deformation der Senkenfüllung synchron zu Tieftauprozessen bis mindestens zum Beginn der Jüngeren Dryas an. Die Mulde stellt ein großes aufgefülltes Soll dar. Mollisoldiapirismus und glazigene Stauchung scheiden als Ursachen der Deformation aus, da a) zur Zeit der Deformation auf dem Geschiebemergel Schichten, die einen gravitativen Ausgleichsprozess hätten auslösen können, nicht vorhanden waren und b) die Deformation der allerödzeitlichen (Faunen- und Florenreste,  $^{14}\text{C}$ -Datierung:  $11543 \pm 200$  a BP, KOHL, Berlin 1966) und jüngeren Füllung der Senke in eine Zeit fällt, zu der der Rand des aktiven Eises bereits weit entfernt von diesem Raum lag.

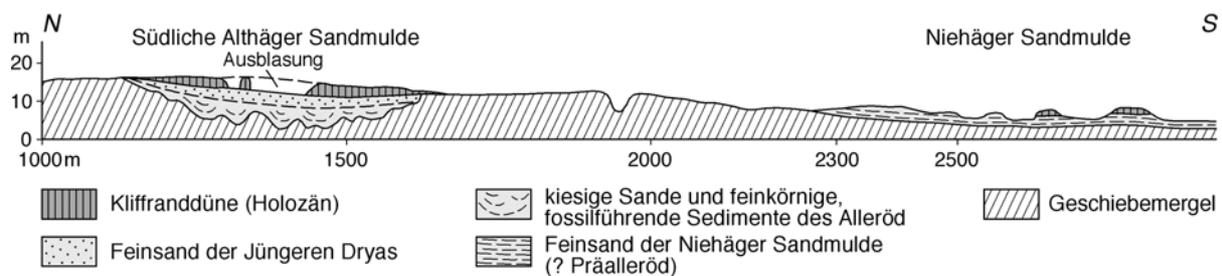


Abb. 3: Das Kliff des Fischlands, Übersicht ab 1000 m südlich vom Kliffbeginn südlich von Ahrenshoop.

Der Vergleich der Kliffaufnahmen um 1910 (GEINITZ 1910) mit Aufnahmen des Verfassers von 1962-1964 und denen aus jüngster Zeit (KAISER 2001) zeigt eine zunehmende Verlagerung des Anschnitts in zentralere Teile der Toteissenke. Dadurch ist eine vollständigere Folge der Füllsedimente freigelegt worden. Deren jüngstes Glied, den relativ homogenen, nicht sehr deutlich horizontal geschichteten Feinsand ("Heidesand") über der schluffig-sandigen Alleröd-Folge deuten PIETSCH (1991) und KAISER (2001) als aquatisches anstatt als äolisches Sediment, letzterer schließt jedoch einen äolischen Antransport nicht aus. Der Diatomeengehalt dieses Sandes liefert kein stichhaltiges Kriterium für die aquatische Interpretation, angesichts der vagabundierenden Verbreitung von Diatomeen in feinkörnigen spätglazialen Sedimenten der Mecklenburger Bucht infolge von Umlagerungen (zusammen mit Foraminiferen der interglazialen und älteren Meere sowie Bernsteinsplittern), auch in den Feinsanden der Südlichen Althäger Sandmulde. Wahrscheinlich haben sich in dieser äolische und aquatische Prozesse zu einer Mischsedimentation überlagert. Während der trockeneren Jüngeren Dryas ist angewehter Flugsand auf zeitweise oberflächlich nassem und mehr oder weniger gefrorenem Boden (eine fragliche Frostspaltenstruktur in der Mulde, s.a. Rostocker Heide) festgelegt worden (Ansammlung von Feuchtigkeit in der Senke über dem stauenden Geschiebemergel). Niveoäolische Prozesse dürften daran beteiligt gewesen sein. Windwirkungen auch während des Alleröd leiten sich aus der *in situ*-Einbettung von Zwergsträuchern am Rande des kleinen Gewässers in der Südlichen Althäger Sandmulde ab, ähnlich wie aus den Sandbeimengungen in den Alleröd-Torfen der Rostocker Heide.

Der Feinsand der äußerst flachen Nihäger Sandmulde im Südteil des Fischlandkliffs (Abb. 3) sinkt nach S unter den Strand ab, ohne Anzeichen nennenswerter nachträglicher Deformation. KAISER (2001) hält diesen für älter als den Feinsand über dem Alleröd in der Südlichen Althäger Sandmulde und ordnet ihn einem späten pleniglazialen großen Eisstausee zu, der, vor allem im S, durch Toteis begrenzt war und den Raum Rostocker Heide, Fischland, Alt-Darß und Barther Heide einschloß. Sein Spiegelniveau soll  $>15$  m über dem der heutigen Ostsee gelegen haben. Diese Deutung bedarf weiterer Klärung: Warum fehlen diesem Sand rhythmische Schichtung und dropstones wie sie andere derartige Staubeckensedimente zeigen? Ist der fehlende Kalkgehalt

sekundärer Natur? Sind jüngere, allerödzeitliche Bildungen, ähnlich denen in der Rostocker Heide, abgetragen? Für das Gebiet der Rostocker Heide gibt es weder lithologische noch morphologische Hinweise auf die Zugehörigkeit zu einem einheitlichen spätpleniglazialen Eisstausee mit dem postulierten hohen Spiegelstand.

Ein Hinweis auf spätpleniglaziale bis frühsptglaziale Beckenablagerungen kann der am Ostrand der Großen Moorwiese N von Markgrafeneide (Rostocker Heide) um -13,5 m NN erbohrte Bänderton sein (s. KOLP 1957, aufgelistete Bohrungen), wobei offen bleibt, ob dieser in einer Ausbuchtung eines großen Gewässers in der Mecklenburger Bucht, die in das Heidegebiet eingriff, abgelagert worden ist oder in einem kleinen isolierten Becken. Eine Kontrollbohrung sowie mikrofaunistische und pollenanalytische Untersuchung der Schichtfolge sind wünschenswert, ebenso die Durchteufung der Süßwasserseesedimente unter dem Torflager am Strand der Rostocker Heide bei Wiedort westlich von Graal-Müritz.

### **3 Folgerungen**

Vom späten Pleniglazial bis zum Ende des Spätglazials existierten im Westteil der Mecklenburger Bucht ein größerer Süßwassersee wechselnder Ausdehnung und peripher dazu kleinere Gewässer wechselnder Dauer und mit unterschiedlichen Spiegelniveaus. Sie waren miteinander durch Überläufe verbunden, zumindest während der feuchteren Klimaperioden. Die Gesamtwässerung erfolgte wahrscheinlich über subglazial vorgebildete, auf die Gletschertore in den Belten hin gerichtete Rinnen ins Kattgat. Wie weit und zu welchen spätglazialen Zeitabschnitten ein Abfluß über die Darßer Schwelle stattfand und wann ein Spiegelausgleich mit dem Baltischen Eissees existierte ist unsicher, da das komplizierte Wechselspiel der Wasserstände mit den vertikalen Erdkrustenbewegungen (glazialisostatische und tektonische), mit den erosiven Erweiterungen der Überläufe und andererseits den Auffüllungen, und mit den klimatischen Änderungen (schwankender Füllungsgrad der Seebecken je nach Wasseranfall) nicht genügend bekannt ist. Ein direkter Kontakt zu Uferlinien des glazialeustatisch steigenden Ozeanspiegels bestand bis zum Boreal nicht. Im frühen Alleröd lag dieser mindestens noch bei -45 m NN. Die marine Überflutung des Seegebiets westlich der Darßer Schwelle erfolgte sicher erst im Holozän (LEMKE 1998).

### **4 Literaturverzeichnis**

- BRINKMANN, R. (1958): Zur Entstehung der Nordöstlichen Heide Mecklenburgs. *Geologie* 7: 751-756.
- GEINITZ, E. (1910): Das Uferprofil des Fischlandes. *Mitteilungen aus der Großherzoglichen Mecklenburgischen Geologischen Landesanstalt* 21, 11 S.
- KAISER, K. (2001): Die spätpleistozäne bis frühholozäne Beckenentwicklung in Mecklenburg-Vorpommern – Untersuchungen zur Stratigraphie, Geomorphologie und Geoarchäologie. *Greifswalder Geographische Arbeiten* 24, 208 S.
- KOLP, O. (1957): Die Nordöstliche Heide Mecklenburgs. *Abhandlungen der Geographischen Gesellschaft der Deutschen Demokratischen Republik* 1, 284 S.
- LEMKE, W. (1998): Sedimentation und paläogeographische Entwicklung im westlichen Ostseeraum (Mecklenburger Bucht bis Arkonabecken) vom Ende der Weichselvereisung bis zur Litorinatransgression. *Meereswissenschaftliche Berichte* 31, 156 S.
- LUDWIG, A. O. (1964): Neue Fossilfunde im Spätglazial (Alleröd) der Rostocker Heide. *Archiv der Freunde der Naturgeschichte in Mecklenburg* 10: 59-66.
- NÖTZOLD, T. (1968): Karpologische Fossilien aus dem Spätglazial der Rostocker Heide. *Palaeontographica B* 123: 237-242.
- PIETSCH, M. (1991): Lithologische Untersuchungen im Steilküstenprofil des Hohen Ufers am Fischland. Unveröff. Diplomarbeit, Universität Greifswald, Institut für Geologische Wissenschaften, 80 S.
- SCHULZ, H. (1961): Entstehung und Werdegang der Nordöstlichen Heide Mecklenburgs. Unveröff. Dissertation, Universität Rostock, 136 S.
- SÜSS, H. (1966): Kiefernholz aus dem Alleröd der Rostocker Heide. *Archiv der Freunde der Naturgeschichte in Mecklenburg* 12: 35-46.

### **Anschrift des Verfassers**

Dr. Alfred O. Ludwig, Auf dem Kiewitt 12/79, D-14471 Potsdam

## Jungquartäre Beckenentwicklung in Nordostdeutschland allgemein ... und der Teufel im Detail

Late Quaternary basin development in NE Germany – in general and in detail

BERNHARD NITZ

### Zusammenfassung

Nach einer kurzen Darstellung von Modellvorstellungen über die jungquartäre Gewässernetz-, Seen- und Beckenentwicklung in Nordostdeutschland und dem Hinweis, daß für deren Weiterentwicklung intensive Vorlaufarbeit im Gelände erforderlich ist, wird der Blick auf eben diese Detailforschung gelenkt. Am Beispiel des Toteisaustauens, dessen Zeitpunkt in vielen Fällen nur unscharf anzugeben ist, kann im Biesenthaler Becken für tief verschüttete, mächtige Toteiskörper das Tieftauen auf die Wende Älteres/Jüngeres Alleröd (etwa 12800 b.p.) datiert werden.

### Summary

The first part of the paper deals with conceptions about the Late Quaternary evolution of river systems, lakes and basins in Northeast Germany. According to the state of field research further development of such generalisations is not very promising at present. In the second part of the paper results of detailed fieldwork are presented: the time when dead ice disappeared can often not precisely be determined. The situation in the Biesenthal Basin north of Berlin shows that the definite thawing of deeply buried thick dead ice was at the turn of Older to Younger Alleröd about 12800 cal b.p.

### 1 Allgemeine Grundzüge der Beckenentwicklung in Nordostdeutschland

Eine oft länger andauernde Detailforschung vieler Bearbeiter zu einer Thematik, die zunächst noch nicht als einem übergeordneten Problemkreis zugehörig wahrgenommen wird, führt schließlich zu einer systematisierenden Zusammenschau, wenn die Forschungsergebnisse eine kritische Masse erreicht haben. So auch mehrfach im Falle der Quartärforschung im nordostdeutschen Jungmoränengebiet, dem Gegenstand der Tagung 2002 Hohenzieritz. Bevor LEMBKE (1954) seine wegweisende Abhandlung zu den Periglazialerscheinungen im Jungmoränengebiet bei Bad Freienwalde veröffentlichen konnte, waren Jahrzehnte intensiver, auch eigener Forschungsarbeit vorangegangen. Heute sind die damals aufsehenerregenden Erkenntnisse über die Existenz des Jungmoränenperiglazials wissenschaftliches Allgemeingut, dessen Urheber kaum noch genannt wird. Ähnlich war es mit der Fluß- und Seenentwicklung im fraglichen Raum. Auch zu diesem Problemkreis gingen den systematisierenden Arbeiten von MARCINEK neben wesentlichen eigenen auch Untersuchungen anderer voraus, hier sollen für Brandenburg nur eine frühe Arbeit von LEMBKE: „Von der Ursprea zum heutigen Spreelauf“ (1936) und ein von LEMBKE und MARCINEK gemeinsam verfaßter Aufsatz (1965) über die Entwicklung des Flußnetzes im Gebiet der weichseleiszeitlichen Vergletscherung genannt werden. Auf dieser Basis gliederte MARCINEK (1968) fünf Phasen der Gewässernetzentwicklung im Jungmoränengebiet aus: die fluvioglaziäre Phase, die fluvioperiglaziäre Phase, die spätglazial-altholozäne Übergangsphase, von LIEDTKE (1975) als parafluviale Tieftauphase bezeichnet, die holozän-natürliche und die anthropogen beeinflusste holozäne Phase. Hierher gehören mit der Beckenbildung, der Beckenerhaltung und der Seenbildung auch die Phasen der Seenentwicklung (MARCINEK & BROSE 1972).

In dieser Tradition ist auch die Ausgliederung der phasenhaft verlaufenden Beckenentwicklung seit dem Rückschmelzen des weichselzeitlichen Inlandeises zu sehen, die in die Anlagephase, die Niedertauphase, die Konservierungsphase, die Tieftauphase, die Verlandungsphase und die Kolluviumsphase zerlegt werden kann (NITZ 1984). Die Anzahl der jungquartären Becken unterschiedlicher Dimension in Norddeutschland ist Legion. Unter Einrechnung der Sölle sind es sicher mehr als 200000. Als Sedimentfallen sind sie eines der wesentlichen Archive der Landschaft und spielen eine herausragende Rolle bei der Rekonstruktion des Werdens der heutigen Landoberfläche. Ihre Entwicklung ist wie die Fluß- und Seenentwicklung vorrangig durch die Klimageschichte der letzten 20000 Jahre gesteuert, folglich muß sich der Klimawandel auch bei allen hier betrachteten Ausschnitten der Landschaft (Flüsse, Seen, Becken) in den Sedimenten und im Relief widerspiegeln, wenn die zugehörigen Voraussetzungen gegeben sind. Eine Betrachtungsweise, die ihr Hauptaugenmerk auf den *ordnenden* Aspekt in der Abfolge von Prozessen und Strukturen ausrichtet, kann daher, wenn sie die übergeordneten Einflußfaktoren richtig interpretiert, bei der Analyse unterschiedlicher Objekte in der Landschaft auch nur zu ähnlichen oder gleich lautenden grundsätzlichen Aussagen führen. Ihre Weiterentwicklung ist deshalb zwangsläufig begrenzt; unzweifelhaft dürfte es zur allgemeinen Orientierung aber sehr hilfreich sein, auf derartige Modelle zurückgreifen zu können. Die Zukunft der Becken-, Fluß- und Seenforschung liegt demzufolge, wie ja auch heute schon,

bei Spezialuntersuchungen, um vor allem die ältere, trotz verheißungsvoller neuerer Arbeiten noch in ziemlichem Dunkel verharrende präallerödzeitliche Geschichte weiter aufzuhellen. Damit sind wir beim Detail, und bekanntlich liegt der „Teufel“ im Detail.

## 2 Fallbeispiel Biesenthaler Becken

Als Einzelbeispiel sei das Austauen des Toteises gewählt. Auch für diesen Sachverhalt gibt es einen allgemeinen Rahmen, den LIEDTKE (1975) gegeben hat. Es besteht allgemeiner Konsens, daß das Toteis etappenhaft in seiner überwiegenden Masse bereits während des Spätglazials ausgetaut ist, und davon wiederum der Löwenanteil im Alleröd. Im konkreten Fall ergeben sich jedoch beachtliche Schwierigkeiten, deren Überwindung weitreichende Folgen z.B. für die Rekonstruktion der Reliefentwicklung haben kann. Zur Erläuterung sei auf die Situation im Biesenthaler Becken hingewiesen, einer der bestuntersuchten Beckenregionen in Nordostdeutschland. Es liegt nördlich von Berlin im unmittelbaren Hinterland der Frankfurter Staffel und setzt sich aus zahlreichen Teilbecken zusammen. Als Besonderheit, die bisher m.W. von keiner anderen Stelle in Nordostdeutschland beschrieben worden ist, treten in einer Meereshöhe von 40-45 m NN niveaubeständig karbonatreiche, fossilführende, ganz überwiegend horizontalgeschichtete oder entschlachtete Feinsande und Schluffe auf, die durchweg nachträglich durch meist antithetische Störungen disloziert worden sind. Sie liegen etwa 4 bis 9 m höher als die heutigen Moor- und Seeoberflächen.

Diese Kalksande und Kalkschluffe wurden wiederholt einer detaillierten Untersuchung unterzogen, da ihr spätglaziales Alter allein aus den Lagerungsbedingungen ableitbar war und die vielfältigen Profile die Ausgliederung mehrerer Abschnitte des Spätglazials erwarten ließen. Sie sind wichtige Marken für die spätglaziale Genese des Biesenthaler Beckens und die etappenhafte Herausbildung der heutigen Beckenstruktur. Wesentliche Aussagen lieferten sedimentpetrographische, palynologische und paläontologische Untersuchungen, mikropaläontologische inbegriffen, sowie  $^{14}\text{C}$ -Datierungen.

Im Untersuchungsgebiet Wehrmühle Ost treten am Fuß der hier ca. 60 m hoch gelegenen Barnimhochfläche, die relativ steil zum Biesenthaler Becken abfällt, in 38 bis 45 m NN spätglaziale Sedimente auf, die generalisierend in drei, vielleicht vier Folgen aufzugliedern sind. Die obere Folge besteht aus Kalksanden mit zahlreichen Schalen von *Anodonta*, darunter liegt eine Folge ebenfalls kalkhaltiger Feinsande und Schluffe, die sehr stark gestört und in sich durch eine nachträglich deformierte Steinanreicherung mit windgeschliffenen Geschieben gegliedert ist. Das Liegende bilden ebenfalls stark gestörte limnische (glazilimnische?) Feinsande, die von glazifluviatilen Grobsanden und Kiesen sowie Geschiebemergelschollen unterlagert werden. An Schalen von *Anodonta* gewonnene  $^{14}\text{C}$ -Daten erbrachten für die obere Folge konventionelle Alter von 14000 bis 16000 Jahren b.p., noch ältere (18000 bis 19000 b.p.) stammen aus *Pisidien*-Schalen der liegenden Feinsande. Diese zu hohen Alter erwiesen sich als ungeeignet für eine exakte stratigraphische Einstufung. Sie sind wahrscheinlich auf den Einbau von fossilem Kohlenstoff in die Schalen zurückzuführen. Da palynologische Untersuchungen wegen des Fehlens von Pollen nicht möglich waren, blieb die genauere stratigraphische Stellung zunächst unklar. Erst mikropaläontologische Untersuchungen (FUHRMANN et al. 1997) stellten sicher, daß die obere Folge, die Kalksande i.e.S., im älteren Alleröd gebildet worden ist; über die Ostracodenfauna ließ sich eine Wärmeschwankung nachweisen, die nach kälterem Beginn und einigen Kälterückschlägen zu einem Klimaoptimum führte. Die liegende Feinsand-Schluff-Folge wird von den Autoren in das Bölling gestellt, jedoch dürften sich hier noch weitere spätglaziale Klimaschwankungen verbergen, wofür vor allem die Steinanreicherung mit windgeschliffenen Geschieben spricht. Als wichtige geomorphologische Folgerung aus der stratigraphischen Einstufung der Kalksande leitet sich jedoch ab, daß bis in das mittlere Alleröd hinein die heute tiefer als 40 m NN gelegenen Beckengebiete noch toteisunterlagert waren und gegenüber den Kalksand-Akkumulationsgebieten eine wahrscheinlich unwesentlich höhere Geländeposition einnahmen.

Damit kommen wir zu den Moorebenen und Seen im Biesenthaler Becken. In mehr als tausend Moorbohrungen konnte in keinem einzigen Falle die Laacher See-Tephra nachgewiesen werden. Der gesamte heutige Beckenboden war also vor 12890 Jahren noch kein Sedimentationsgebiet, in dem sich die LST erhalten konnte. Pollenanalysen bestätigen diesen Sachverhalt nachdrücklich. Die Profile setzen frühestens im Jüngeren Alleröd ein, so auch ein Profil im Untersuchungsgebiet Wehrmühle Ost.  $^{14}\text{C}$ -Daten haben hier eher zur Verwirrung als zur Klarstellung beigetragen, indem in pollenanalytisch eingestuften jungdryaszeitlichen Kalkmudden konventionelle Alter ausgewiesen wurden, die 2000 bis 4000 Jahre zu hoch liegen. Merkwürdigerweise stimmen die aus  $\text{C}_{\text{org}}$ -Fraktionen der Kalkmudden gewonnenen Daten gut mit den eben genannten zu alten Werten überein.

Als Fazit bleibt festzuhalten: Bis zum mittleren Alleröd existierten im Biesenthaler Becken zahlreiche kleinere flache Gewässer im Niveau von etwa 44 m NN, die einen flußseeartigen Charakter mit sehr geringem Gefälle gehabt haben. Die heute unter 44 m NN gelegenen weiten Moor- und Beckensandgebiete einschließlich der Seen waren noch von tief verschüttetem, bis zu 25 m mächtigem Toteis erfüllt und lagen höher als die Flußseen. Innerhalb von nur wenigen Jahrzehnten, höchstens einem Jahrhundert, kam es um 12800 b.p. mit der Auflösung des bis weit in das Alleröd hinein existierenden Dauerfrostbodens zum rasanten Austauen des Toteises und damit zu einer *geomorphologischen Revolution*, die aus einer bis dahin relativ flachen, kaum 20 m eingetieften Hohlform ein respektables Becken mit einem reich gegliederten Beckenboden und relativen Höhenunterschieden

von bis zu 45 Metern gegenüber den rahmenden Hochgebieten werden ließ. Daß dieses Geschehen nicht nur für das engere Untersuchungsgebiet, sondern auch für das weitere Umfeld des Biesenthaler Beckens, besonders im nördlich anschließenden Eberswalder Urstromtal, von Bedeutung ist, liegt auf der Hand. Die spätmäandrische Landoberfläche bildete das Ausgangsrelief für die jungdryaszeitliche und holozäne Reliefentwicklung.

Die präallerrödzeitliche, nichtglaziäre Entwicklung ist nur in Umrissen bekannt, hier besteht dringender Klärungsbedarf.

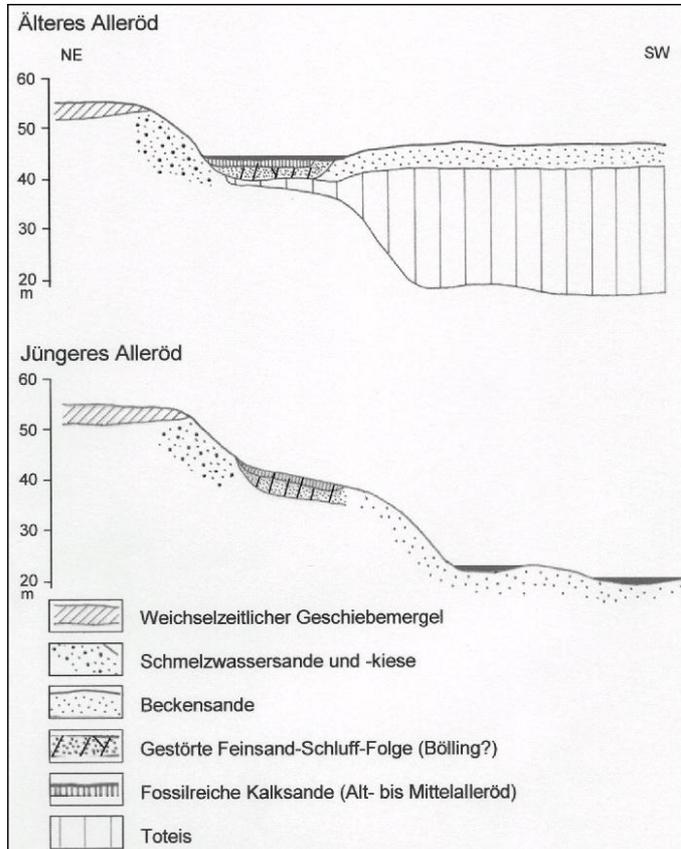


Abb. 1:  
Reliefentwicklung im Birkenbecken  
und seiner Hochflächenumrahmung  
während des Alleröds (schematisch,  
nicht maßstabsgerecht).

### 3 Literatur

- CHROBOK, S. & NITZ, B. (1987): Die Entwicklung des Gewässernetzes der Oberen Finow vom Blankenberg-Interstadial bis heute. *Wiss. Z. Ernst-Moritz-Arndt-Univ. Greifswald, Math.-Nat. R.* 36 (2-3): 20-25.
- CHROBOK, S. & NITZ, B. (1989): Ergebnisse physisch-geographischer Prozeßforschung im Biesenthaler Becken: Sedimentationsabläufe vom Spätglazial bis Holozän. *Z. geol. Wiss.* 17: 77-84.
- FUHRMANN, R., SCHIRRMESTER, L. & PIETRZENIUK, E. (1997): Ostrakoden und Mollusken aus den weichsel-spätglazialen Sedimenten des Biesenthaler Beckens (N-Brandenburg, Barnim). *Z. geol. Wiss.* 25: 489-511.
- LEMBKE, H. (1936): Von der „Urspre“ zum heutigen Spreelauf. *Festschr. f. N. KREBS*: 140-145; Stuttgart.
- LEMBKE, H. (1954): Die Periglazialerscheinungen im Jungmoränengebiet westlich des Oderbruchs bei Freienwalde. *Göttinger Geogr. Abh.* 16: 55-94.
- LEMBKE, H. & MARCINEK, J. (1965): Die Entwicklung des Flußnetzes im Gebiet der weichselzeitlichen Vergletscherung. In: *Die Weichsel-Eiszeit im Gebiet der DDR*: 114-131; Berlin.
- LIEDTKE, H. (1975): Die nordischen Vereisungen in Mitteleuropa. *Forsch. z. dt. Landeskde.* 204, 160 S.; Bonn-Bad-Godesberg.
- MARCINEK, J. (1968): Entwicklungsphasen eines Gewässernetzes. *Das Flußnetz im Nordostraum der DDR.* *Wiss. u. Fortschr.* 10: 464-467.
- MARCINEK, J. & BROSE, F. (1972): Das Gewässernetz in der Jungmoränenlandschaft. *Wiss. Z. Ernst-Moritz-Arndt-Univ. Greifswald, Math. Nat. R.* 21: 53-56.
- NITZ, B. (1984): Grundzüge der Beckenentwicklung in mitteleuropäischen Tiefland – Modell einer Sediment- und Reliefgenese. *Petermanns Geogr. Mitt.* 128: 133-142.

#### Anschrift des Verfassers

Prof. Dr. Bernhard Nitz, Geographisches Institut, Humboldt-Universität zu Berlin, Unter den Linden 6, Sitz Chausseestraße 86, D-10099 Berlin

## Geologie von Söllen bei Rosenow, Landkreis Demmin (Mecklenburg-Vorpommern)

Geology of kettle holes near by Rosenow, district of Demmin (Mecklenburg-Vorpommern)

KLAUS PETERSS, ULRICH RATZKE & JAQUELINE STRAHL

### Zusammenfassung

Bei Rosenow wurden in den Jahren 1999 und 2001 auf dem Gelände einer Mülldeponie zwei Sölle freigelegt. Es werden eines der aufgenommenen Profile sowie die palynologischen Untersuchungsergebnisse der aus beiden Söllen entnommenen Proben vorgestellt. In dem Brillensoll von 1999 (Soll 1) konnte der Sedimentationsbeginn auf einen nicht sicher zu fixierenden Abschnitt des Prä-Alleröds [Biozone (BZ) PAL, ?Ältere Dryas (BZ ÄD)] im Übergang in das Alleröd-Interstadial (BZ AL) festgelegt werden. Das 2001 beprobte Soll 2 (2,20 m mächtiges Mudde-Torfprofil) bestätigt den o. a. Sedimentationsbeginn, zeigt aber eine mehr oder weniger kontinuierliche, bis zumindest in das Ältere Subatlantikum (BZ ÄSA) reichende Torfakkumulation. Ablagerungen des Jüngeren Subatlantikums (BZ JSA) konnten lediglich in einem zweiten Profil aus dem Soll 1 nachgewiesen werden.

### Summary

Two kettle holes were recovered in 1999 and 2001 at a dump area near Rosenow. One profile investigated by geology and palynology is presented. Pollen analysis indicates that the beginning of sedimentation in both morainic lakes (Soll 1 and 2) already occurred during the Pre-Alleroed [biozone (BZ) PAL, ?Older Dryas (BZ ÄD)]. The kettle hole recovered in 2001 (Soll 1) shows a nearly continuous sedimentation from the BZ PAL up to the Older Subatlantic (BZ ÄSA). Sediments of the Younger Subatlantic (BZ JSA) only verified from Soll 1.

### 1 Vorbemerkung

Im Bereich der Grundmoränenplatte zwischen den Orten Neubrandenburg und der Reuterstadt Stavenhagen, westlich der Bundesstraße 104, wurde eine Mülldeponie angelegt. Im Rahmen der Vorbereitung neuer Deponieflächen sind in den Jahren 1999 und 2001 Sölle unter Überdeckung unterschiedlicher Art freigelegt worden. Die Dokumentation und Beprobung der Sölle erfolgten durch Mitarbeiter des Landesamtes für Umwelt, Naturschutz und Geologie Mecklenburg-Vorpommern, Außenstelle Neubrandenburg. Die pollenanalytischen Untersuchungen wurden im Landesamt für Geowissenschaften und Rohstoffe Brandenburg durchgeführt.

### 2 Geologie der Sölle

Die Grundmoränenplatte wird von Geschiebemergeln des Weichsel-3-Glazials (W 3, Mecklenburger Stadium) und Weichsel-2-Glazials (W 2o, Pommersches Stadium) gebildet.

Das 1999 freigelegte Soll (Soll 1) hat eine brillenförmige Ausbildung mit den Abmessungen 90 x 25 m in Ostnordost–West-südwest-Erstreckung, wobei die östliche Brillenöffnung (50 x 25 m) größer als die westliche (40 x 12 m) ist.

Bei Soll 1 wurde zwischen den Brillenöffnungen ein satteldachartig aufragender Geschiebemergelkern (als „Schied“) festgestellt. Als genetische Deutung wäre das Auseinanderbrechen eines länglichen Eisblocks anzunehmen, so dass beidseitig Druck auf den Steg ausgeübt worden ist und es zur Aufpressung kam.

Über einem ca. 1 m mächtigen „Torfhorizont“ sind mittel- bis dunkelbraune feinsandige Lehme abgelagert, die von ca. 0,2 m Mutterboden (A-Horizont) bedeckt werden.

Das 2001 aufgeschlossene Soll (Soll 2) ist nur ca. 400 m südöstlich von Soll 1 gelegen. Es hatte einen ovalen Grundriss mit einer Erstreckung von 80 x 50 m in Nord-Süd-Richtung. Die Genese beider Sölle weicht grundsätzlich voneinander ab. Beim Soll 1 lag ein echtes glazigenes wasserführendes Soll vor, bei dem die limnische Phase nicht überschritten war. Es wies steil abfallende Ufer auf und der rundum verlaufende Randwulst wirkte bereits in der Bildungsphase wie ein Deich. Oberflächenwässer wurden zurückgehalten und bildeten einen äußeren Flachsee, der verlandete. Beide Sölle wiesen Schichtwasseraustritte auf. Das führte dazu, dass nach der Ausräumungs-/ Auskofferungsphase ständig Wasser in die Sölle strömte und von sehr dichten Unterwasserboden abgepumpt werden musste. Ab einem bestimmten Höhenniveau erfolgte wieder ein Abstrom dieses Schichtwassers, das sich in einem nahe liegenden Soll bzw. in anderen Vorflutern entlasten konnte. Hierdurch wird die Beobachtung aus der Meliorationspraxis gestützt, dass zwischen Söllen eines Landschaftsausschnittes (entsprechend der geomorphologisch-hydrologischen Gegebenheiten) ein Wasserausgleich

stattfindet. Eingriffe in einzelne Sölle hatten daher oft zur Folge, dass sich Sölle trotz Zerstörung regenerierten bzw. stetige Nassstellen bildeten.

Der Toteiskörper, der in seinem Abtauprozess zur Entstehung des Solls 2 führte, hatte offenbar im Süden seine größten Mächtigkeiten. An der Ost- und Westflanke nahm seine Mächtigkeit kontinuierlich nach Norden hin ab. Entsprechend dieser Toteiskonfiguration wurde auf die Südflanke des entstehenden Solls starker lateraler Druck ausgeübt, so dass die an das Soll angrenzenden Sedimente Deformationen aufweisen.

Die Laacher See-Tephra zeigte sich als 0-30 mm starkes bräunlich-graues Band, das sich innerhalb der Braunmoostorfschicht aufgrund seiner Färbung sehr gut abhob. Dieses wurde nur am Südstoß beobachtet, was auf Lagerungsstörungen auf engstem Raum schließen lässt. Ungewöhnlich ist die große Mächtigkeit der Tufflage (bis 30 mm) und auch deren Ablagerung in einer Braunmoostorfschicht (sonst in Mudden gefunden), was den Schluss auf einen sehr frühen Torfbildungsprozess in diesem Soll zulässt.

Die 65 cm mächtige Detritusmudde-Schicht deutet auf ein nochmaliges starkes Ertrinken des Solls 2 hin.

Über dem vollständig ausgebildeten Moorkörper befindet sich ein 15 cm mächtiges Kolluvium. Dieses ist das Ergebnis erosionsbedingter Einträge von Feinboden und Humus aus der Umgebung in den letzten Jahrzehnten bzw. Jahrhunderten sowie der Melioration und intensiveren Bodennutzung in jüngster Zeit.

Die mächtige Tonmuddeschicht im Liegenden kleidete die Unterwasserböden dieser Sölle total wasserdicht zum Untergrund ab. Diese Art von Söllen sind daher in der Stoffbetrachtung eindeutige Stoffsenken.

Das Soll 2 wurde im Zuge der Melioration mittels Tonröhren entwässert und mit 1,9 m mächtigem Erdreich (Aufschüttung) verfüllt. Während der aktuellen Deponieerweiterung wurden beide Sölle ausgekoffert und entsprechend den technischen Anforderungen an Mülldeponien neu aufgebaut.

Das markante Gesamtprofil des Solls 2 wird in diesem Artikel ausführlicher vorgestellt (Tab. 1).

Tab. 1: Profil des im Jahre 2001 freigelegten Solls auf dem Gelände der Mülldeponie Rosenow (Soll 2).

Teufe	Mächtigkeit	Gesteinsbeschreibung
- 1,90 m	1,90 m	Aufschüttung, dunkelgrau, tonreich, steinarm
- 1,95 m	0,05 m	Kolluvium, Bodenart: lehmiger bis lehmig-schluffiger Sand, schichtungslös
- 2,05 m	0,10 m	Kolluvium, Skelett vorhanden, prismatisch strukturiert, mit Eisenkonkretionen, Haarwurzel stark verfestigt, humos, Farbe: 5 Y 4/1 kräftig grau
- 2,20 m	0,15 m	Amorpher Torf, starker Zersetzungsgrad (8 – 9), Farbe: 10 YR 2/2 dunkelbraun, bei starker Zersetzung schwarz,
- 2,70 m	0,50 m	Seggentorf / Radzellentorf, durch stärkere Zersetzung stellenweise Torflagen dunkler gefärbt, senkrecht stehende Pflanzenwurzeln (Seggen) von etwa 5 mm Breite, hellgrau – gelblichbraun, durchsetzen in unregelmäßiger Verteilung das Substrat; Klein-(Fein)seggen dominant, horizontal in unregelmäßigem Abstand; hellbräunliche Lagen mit Pflanzenresten, bis 10 mm mächtig, im Bereich der Aufschlusswand in 50 cm Abstand zueinander bis zu faustgroße Steine, nach RATZKE (mdl. Mitt.) zum Netzebeschweren verwendet oder geworfen worden, Farbe: 10 YR 3/3 stark gelblichbraun, kalkfrei
- 3,05 m	0,35 m	Schilftorf, muddig, Zersetzungsgrad: 7, Schilffreste deutlich erkennbar, Farbe: 10 YR 2/2 sehr stark braun, sehr schwach kalkhaltig
-3,70 m	0,75 m	Detritus, typisch für Nassphase, durch Wasserstauung gekennzeichnet, von Seggenwurzelsträngen durchzogen, mittelgrobe Ausprägung, schichtungslös, Konsistenz: spatentfest, sehr dicht gelagert, Farbe: 2,5 Y 3/2 kräftig olivbraun, kalkfrei
3,80 m	0,10 m	Braunmoostorf, mit wenig Schilf, Schilfanteil im Profil gleichbleibend, Großreste sehr gut erhalten, nass, dicht gelagert, Farbe 2,5 Y5/6 hellolivbraun, kalkfrei
3,82 m	0,02 m	Laacher Tuff, von 0 – 3 cm mächtig, staubt im trockenen Zustand, Farbe: 2,5 Y 6/2 schwach bräunlich – grau, Färbung eventuell durch Phenol beeinflusst, kalkhaltig
- 4,20 m	0,48 m	Braunmoostorf, mit wenig Schilf, Schilfanteil im Profil gleichbleibend, Großreste sehr gut erhalten, nass, dicht gelagert, Farbe 2,5 Y5/6 hellolivbraun, kalkfrei
4,28 m	0,08 m	Detritusmudde, Konsistenz: leicht fest, leicht kohärent, zum Liegenden mit zunehmendem Tonanteil (ca. 20 %) bröcklig (Prismen) Farbe: 5 GY 4/1 stark grünlichgrau, kalkfrei
- 5,50 m	1,22 m	Tonmudde, homogen, mit feinen Wurzeln durchzogen, unregelmäßig humos (dunkle Flecken), 0,25 m unterhalb der Tonmuddenoberfläche lagenförmige Anreicherung von Molluscenschalen, kalkhaltig
<b>Liegendes der Tonmudde:</b>		
- 6,00 m	0,50 m	Grobsand, z.T. stark feinkiesig, stark mittelsandig, in der Horizontalen in wechselnder Ausbildung, stellenweise Schluffbänder, Farbe: graubunt
<b>oder</b>		
- 6,00 m	0,50 m	Geschiebemergel, geschiebearm, einzelne bis 30 cm große Geschiebe, Farbe: hell- bis dunkelgrau

### 3 Pollenanalytische Untersuchungen

Erste palynologische Voruntersuchungen zur relativen Alterstellung bzw. zur Ermittlung der stratigraphischen Reichweite der Sollsedimente im Bereich der Deponie Rosenow wurden 1999 an zwei Profilen aus dem Soll 1 (2/26 und 2/27) durchgeführt. Im Ergebnis konnte der Sedimentationsbeginn dort auf einen nicht sicher zu fixierenden Abschnitt des Prä-Alleröds [BZ PAL, ?Ältere Dryas (BZ ÄD)] im Übergang in das Alleröd-Interstadial (BZ AL) festgelegt werden. Das übrige Probenmaterial ließ des Weiteren keinen eindeutigen Schluss auf eine eventuelle, in Söllen infolge von Wasserspiegelschwankungen bzw. Solifluktion häufig noch im ausgehenden Weichselspätglazial bzw. Frühholozän erfolgende Sedimentationsunterbrechung zu, da der Bereich zwischen den weichselspätglazialen Sedimenten und einem darüberfolgenden, zeitlich bereits in das Subboreal (BZ SB) zu stellenden Torf nicht beprobt wurde.

Das für eine palynologische Untersuchung vorgesehene Profil aus dem Soll 2 liegt benachbart zum in Tab. 1 beschriebenen und weicht in seinem unteren Teil hinsichtlich der zusammenfassenden lithologischen Beschreibung leicht ab (vgl. Abb. 1).

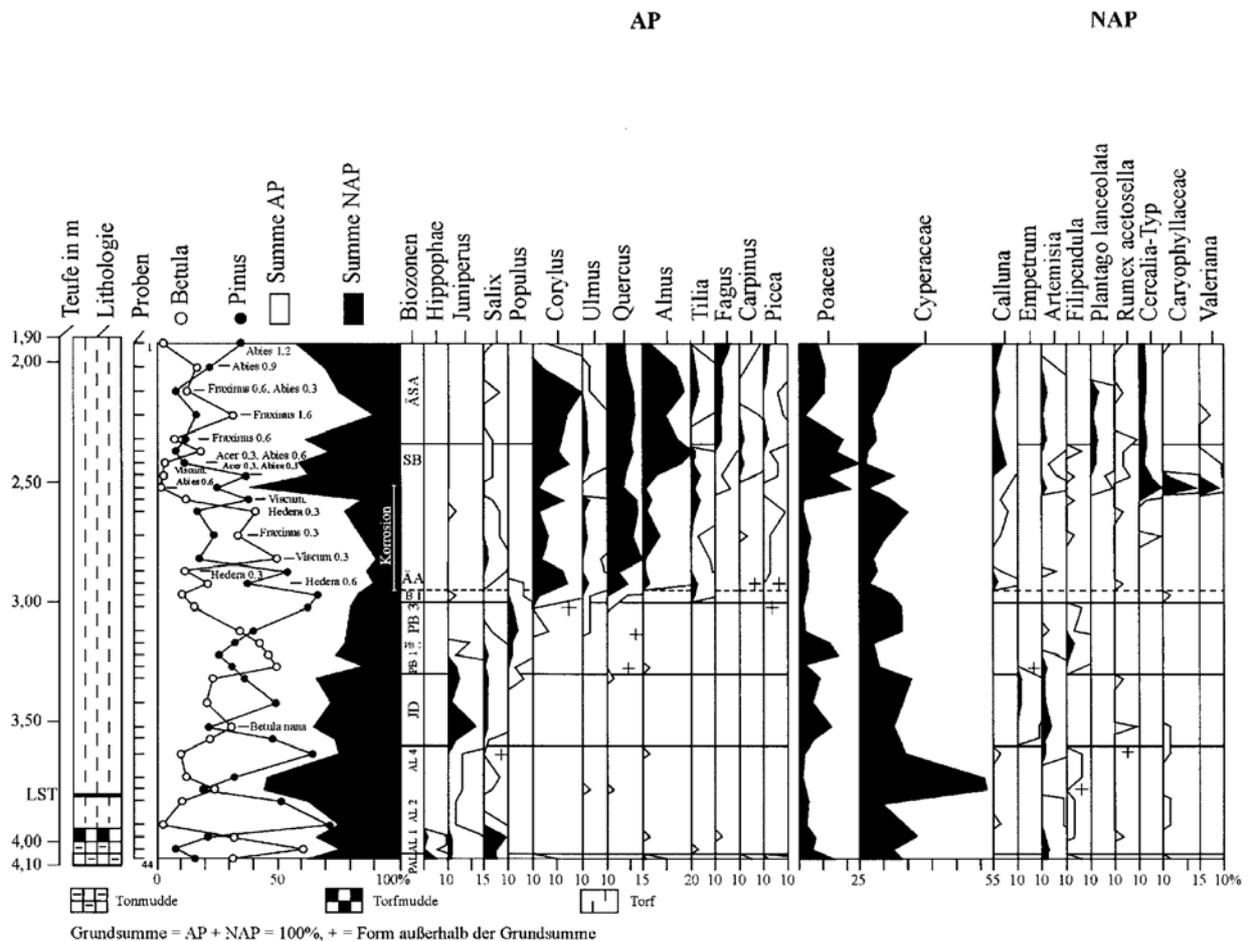


Abb. 1: Pollendiagramm Soll 2, Deponie Rosenow (ausgewählte Taxa, Teil 1).

Der Sedimentationsbeginn lässt sich auch für diesen Standort lediglich auf eine an Sanddorn (*Hippophaë*) und Weide (*Salix*) sowie an Kräutern [u.a. Süßgräser (*Poaceae*) und Beifuß (*Artemisia*)] reichen Phase des Prä-Alleröds eingrenzen. Da sich der im Pollendiagramm (Abb. 1, 2) erkennbare, bereits allerödzeitliche Birken- (*Betula*)-Vorstoß noch innerhalb der an der Basis des Profils anstehenden Tonmudde ermitteln lässt, ist ein gradueller Übergang in das Alleröd-Interstadial und damit eine Einstufung des unteren Profilabschnittes in die Ältere Dryas (BZ ÄD) wahrscheinlich.

Der Abschnitt des Alleröd (BZ AL) ist zumindest dreiphasig mit einem älteren, birkenreichen (AL 1) und einem kiefernreichen (AL 2) Teil sowie mit dem Zeitraum nach der Ablagerung des Laacher Tuffs (AL 4) ausgebildet. Hinweise auf eine der Gerzensee-Schwankung (LOTTER et al. 1992) entsprechende Veränderung der Kurvenverläufe im Pollendiagramm (AL 3) sind, vermutlich aufgrund zu weit gefasster Probenabstände, nicht gegeben. Ein seit dem ausgehenden Prä-Alleröd am Standort bestehender Schachtelhalm (*Equisetum*)-Seggen (*Cyperaceae*)-Sumpf wurde insbesondere ab dem AL 2 durch größere Fieberklee (*Menyanthes trifoliata*)-Bestände erweitert. Noch offene, aber sehr flache Wasserbereiche des Solls waren bis zum Zeitpunkt

der völligen Versumpfung durch das massenhafte Auftreten der Süßwasseralge *Pediastrum boryanum* gekennzeichnet. Mit dem Beginn der Torfakkumulation verloren Algen (u. a. auch verschiedene *Spirogyra*-Arten), die Wasserfauna (vor allem Cladocera, Chironomidae) und auch präquartäre Umlagerungen an Bedeutung.

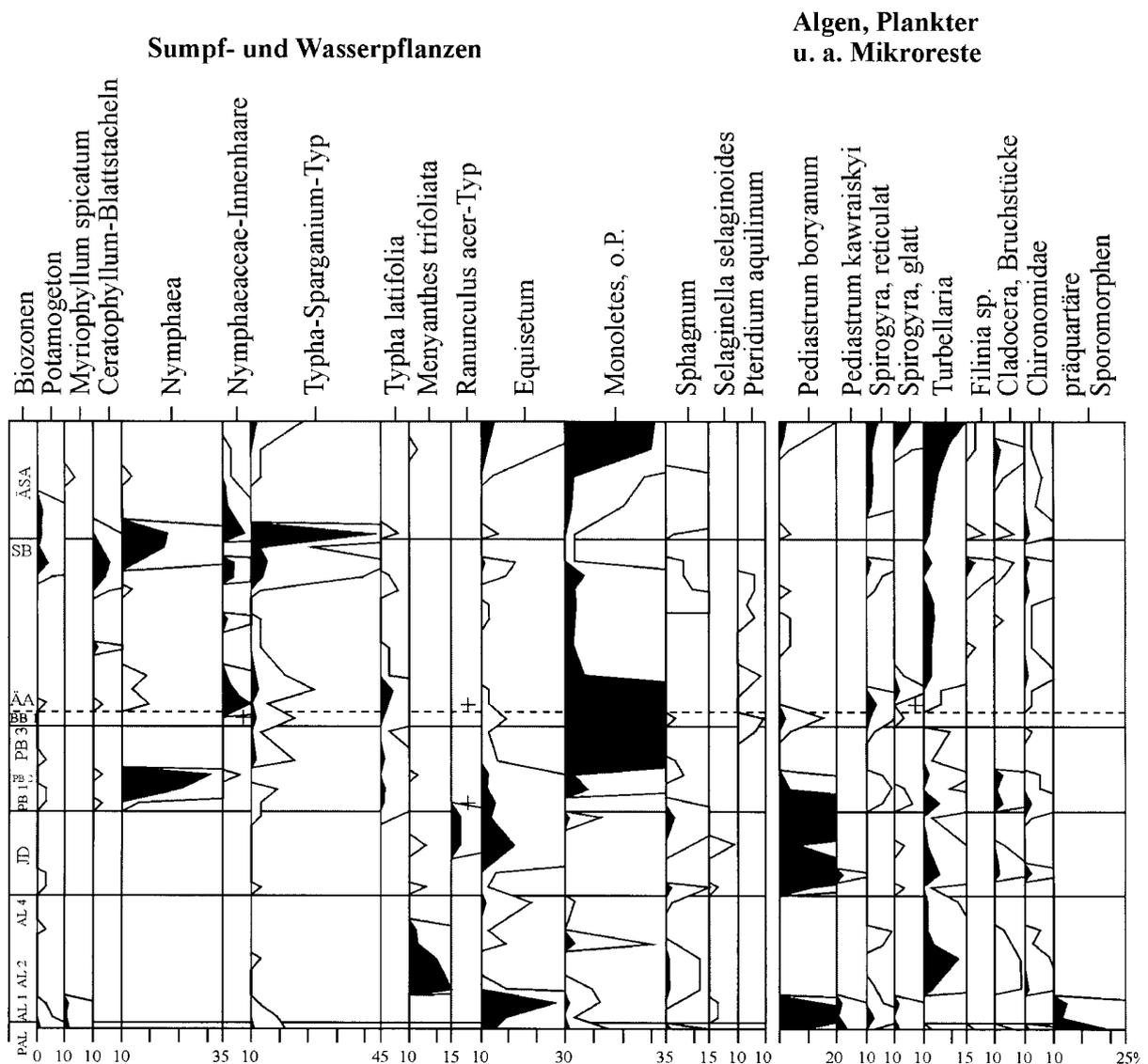


Abb. 2: Pollendiagramm Soll 2, Deponie Rosenow (Lokalflora, ausgewählte Taxa, Teil 2).

Während der Jüngerer Dryas (BZ JD) beherrschten *Artemisia*-Grasheiden, durchsetzt mit Wacholder (*Juniperus*) und Birken (u. a. *Betula nana*) die Grundmoränenfläche. In diesem Abschnitt häufen sich auch Nachweise der Krähenbeere (*Empetrum*). Auf eine zumindest zeitweise Vernässung des Standortes verweisen die erneut ansteigenden Werte von *Pediastrum boryanum*. Versumpfte Bereiche wurden nach wie vor durch Seggen und Schachtelhalm beherrscht.

Wenigstens innerhalb des Solls 2 dauerte die Akkumulation von Torfen bis in das Holozän hinein an. Das Präboreal (BZ PB) zeigt hinsichtlich der Ausbreitung von Birke und Kiefer (*Pinus*) eine Zweiteilung (PB 1 und PB 3). Die zwischen Frieslandschwankung (BEHRE 1978; PB 1) und kiefernreichem jüngerem Präboreal (PB 3) zu stellende Rammelbeekschwankung (VAN DER HAMMEN & WIJMSTRA 1971; PB 2) bleibt mit lediglich einem *Poaceae*-Vorstoß undeutlich. Eine ausgeprägte Nassphase führte zunächst zur Ausbreitung von Seerosen-(Nymphaeaceae) Gemeinschaften. Nachfolgend griffen mit sinkendem Wasserspiegel wiederholt Seggen, im jüngeren Präboreal aber auch monoletete Farne (Monoletes, i. d. R. Sporen ohne artspezifisches Perispor) auf den Standort über.

Mit dem Beginn des Boreals (BZ B) beherrschte die Kiefer das Vegetationsbild (älterer Teil, B1). Ab hier wird das Pollendiagramm jedoch aufgrund der mit den fortgesetzten und offensichtlich sehr ausgeprägten

Grundwasserspiegelschwankungen zusammenhängenden Korrosion der Torfe und der darin konservierten Sporomorphen schwer interpretierbar. So ist der jüngere, haselreiche Teil des Boreals (B 2), bedingt durch fehlende Torfakkumulation (? Trockenfallen des Standortes) nicht überliefert. Die oberhalb von B 1 ausgewiesenen Biozonen lassen sich nur mit großer Unsicherheit dem Atlantikum (BZ ÄA) bzw. dem Subboreal (BZ SB) zuordnen. Der unterste Teil des betreffenden Abschnittes gehört in das Ältere Atlantikum (ÄA), in dem haselreiche Eichen (*Quercus*)-Ulmen (*Ulmus*)-Linden (*Tilia*)-Wälder verbreitet waren. Die Erle (*Alnus*) blieb zunächst unbedeutend. Die Ausbildung von standorteigenen Bruchwäldern ist hier offensichtlich zugunsten der Birke bis in das Subboreal hinein unterdrückt. Am Standort spielten zunehmend Röhrichte mit Rohr- bzw. Igelkolben (*Typha/Sparganium*) und Breitblättrigem Rohrkolben (*Typha latifolia*) neben Farnen eine wichtige Rolle. Zumindest der obere Teil des Abschnittes ist nach einer erneuten, sehr ausgeprägten Vernässungsphase [z. T. extreme Zunahme von Seerose (*Nymphaea*), Hornblatt (*Ceratophyllum*) und Rohr- bzw. Igelkolben, von Süßwasserschwämmen (Schwammnadeln), pennaten Diatomeen sowie von Baldrian (*Valeriana*) und Nelkengewächsen (Caryophyllaceae)] durch die Etablierung von Hasel (*Corylus*), Eiche und Erle sowie die Zunahme von Siedlungszeigern [Spitzwegerich (*Plantago lanceolata*), Ampfer (*Rumex acetosella*), verschiedene Getreide (Cerealia, wobei auch sehr große Süßgraspollen eine Rolle spielen können)] als in das Subboreal gehörig zu betrachten. Im Vergleich mit den Befunden für das Profil „Am Frauentogsee“ bei Penzlin (STRAHL 2000) ist bezüglich der Siedlungszeiger ein bronzezeitlicher Einfluss nicht auszuschließen, der auch Ursache für die vorhergehende Vernässung des Standortes (Rodung, Anlage von Weide- und ?Ackerflächen) sein könnte.

Der Übergang in das Ältere Subatlantikum (BZ ÄSA) ist bei anhaltendem Einfluss der o. a. anthropogenen Indikatoren durch die beginnende Ausbreitung der Rotbuche (*Fagus*) und untergeordnet der Hainbuche (*Carpinus*) markiert. Der Standort wurde zunehmend durch Erlenbruchwald neben Seggen und Farnen geprägt. Das tatsächliche Ende der Sedimentation ist aufgrund der bereits erwähnten Beeinflussung des Standortes durch Melioration bzw. Aufschüttung nicht feststellbar. Bezüglich der Ergebnisse zum Profil 2/27 aus dem Soll 1 lässt sich jedoch schlussfolgern, dass während des Jüngeren Subatlantikums (BZ JSA) infolge großflächiger Rodungen verstärkt oberflächlich abfließende Niederschläge zunächst zu einer erneuten Vernässung der Sölle und die damit verbundene Bodenerosion zu ihrer endgültigen Verfüllung führten. Rotbuchenbestände spielten zu diesem Zeitpunkt keine Rolle mehr. Es dominierten Ackerflächen mit Sommergetreidearten und Roggen (*Secale cereale*).

#### 4 Literatur

- BEHRE, K.-E. (1978): Klimaschwankungen im europäischen Präboreal. Petermanns Geographische Mitteilungen 122: 97–102.
- VAN DER HAMMEN, T. & WIJSTRA, T. A. (1971): The Upper Quaternary of the Dinkel valley. Mededelingen Rijks Geologische Dienst, Nieuwe Serie 22: 55–214.
- LOTTER, A. F., EICHER, U., SIEGENTHALER, U. & BIRKS, H. J. B. (1992): Late-glacial climatic oscillations as recorded in Swiss lake sediments. Journal of Quaternary Science 7: 187–204.
- STRAHL, J. (2000): Bericht über die pollenanalytische Untersuchung der Bohrung Am Frauentog See, Grapenwerder Bruch (Mecklenburg-Vorpommern). Unveröffentlichter Bericht, Landesamt für Geowissenschaften und Rohstoffe Brandenburg, 36 S.; Kleinmachnow.

#### Anschriften der Verfasser

PD Dr. habil. Klaus Peterss, Landesamt für Umwelt, Naturschutz und Geologie, Geologischer Dienst, Außenstelle Neubrandenburg, PF 110163, D-17041 Neubrandenburg, e-mail: lungnb @t-online.de;

Dr. Ulrich Ratzke, Sandweg 47, D- 17348 Woldegk;

Dr. Jaqueline Strahl, Landesamt für Geowissenschaften und Rohstoffe Brandenburg, Stahnsdorfer Damm 77, D-14532 Kleinmachnow, e-mail: strahl@lgrb.de

## Stratigraphische Untersuchungen in Niedermooren Nordostdeutschlands (1992-2002)

Stratigraphical investigations of fens in NE Germany (1992-2002)

VOLKMAR ROWINSKY

### Zusammenfassung

Seit 1992 wurde im Rahmen verschiedener Gutachten eine größere Zahl von Niedermooren in Nordostdeutschland untersucht. Sie repräsentieren hinsichtlich Hydrologie, Ökologie, Entwicklungstyp und Erhaltungszustand verschiedene Moortypen. Ergebnisse stratigraphischer Untersuchungen werden exemplarisch vorgestellt und in einem umfangreichen Literaturverzeichnis dokumentiert.

### Summary

Since 1992 a great number of fens in NE Germany were investigated within the scope of various reports. They represent different types with respect to hydrology, ecology, type of development and state of preservation. The results of stratigraphical investigations are presented exemplary and documented in an extensive bibliography.

### 1 Einleitung

In den Bundesländern Brandenburg, Sachsen-Anhalt und Mecklenburg-Vorpommern wurde seit 1992 eine Vielzahl von Niedermooren untersucht, die hinsichtlich Hydrologie, Ökologie, Entwicklungstyp und Erhaltungszustand verschiedene Moortypen repräsentieren. Im vorliegenden Aufsatz soll eine möglichst umfassende Zusammenstellung der vom Autor vorgenommenen stratigraphischen Untersuchungen gegeben werden. Ausgespart bleiben dabei die von 1988-92 feinstratigraphisch detailliert untersuchten Berliner und Brandenburger Kesselmoore, zu denen Publikationen vorliegen (BRANDE et al. 1991, ROWINSKY 1995). Die hier dargestellten Ergebnisse beruhen überwiegend auf unpublizierten Studien und Gutachten.

### 2 Untersuchungsraum

Zu den moorreichsten Bundesländern gehören Brandenburg (8 % der Landesfläche) und Mecklenburg-Vorpommern (12 % der Landesfläche). Während in Brandenburg flachgründige Versumpfungsmoore überwiegen (SCHULTZ-STERNBERG et al. 2000), dominieren in Mecklenburg-Vorpommern tiefgründige Durchströmungs- und Verlandungsmoore (BERG et al. 2000). Für Sachsen-Anhalt wird von GROSSE-BRAUCKMANN (1997: 186) eine Moorfläche von 2,8 % der Landesfläche angegeben.

### 3 Methode

Die stratigraphischen Untersuchungen in Niedermooren wurden überwiegend in Transektform entlang von Längs- und Querprofilen durchgeführt. Mit der Wahl der Bohrpunkte sollten Aufbau und Struktur der See- und Moorbildungen sowie der liegenden mineralischen Sedimente erfasst werden, um Aussagen zur Landschafts- und Moorentwicklung treffen zu können. Die Moorstandorte wurden möglichst flächenhaft erfasst. Außerdem wurde der aktuelle Zustand der Moorstandorte über die Kartierung der Moorbodenformen ermittelt. Für alle Bohrungen liegt die Moorbodenaufnahme und Standortbeschreibung in Anlehnung an die TGL 24300/04 (1985) vor. Aus einer geringen Zahl von Bohrungen wurden Proben für pollenanalytische Untersuchungen entnommen.

### 4 Ergebnisse

Eine Übersicht der untersuchten Niedermoore geben Tab. 1 und Abb. 1. Die im Text verwendeten Zahlen dokumentieren die Untersuchungsgebiete in Abb. 1 [1-20].

*Tab. 1: Übersicht der im Untersuchungsraum bearbeiteten Niedermoorflächen.*

	Zahl der Bohrungen	Bohrmeter	Untersuchte Moorfläche (ha)
<b>Brandenburg</b>	220	434	-
<b>Mecklenburg-Vorpommern</b>	638	1.738	>5.514
<b>Sachsen-Anhalt</b>	320	>661	>2.403
<b>Gesamtsumme</b>	1.178	>2.833	>7.965

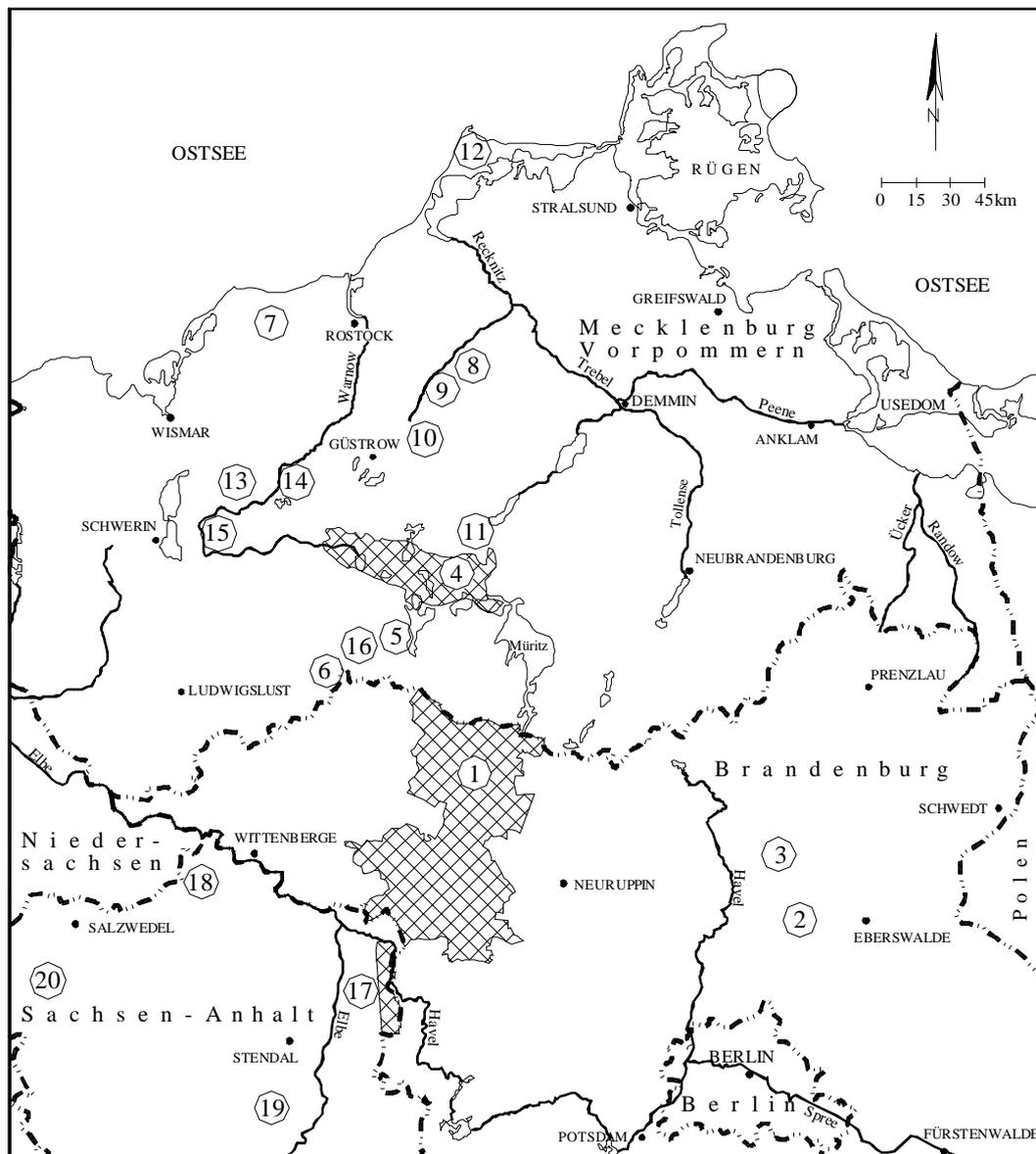


Abb. 1: Lage der untersuchten Niedermoore in Nordostdeutschland (1-20: Untersuchungsgebiete).

#### 4.1 Brandenburg

Für die Landschaftsrahmenplanung (IHU GEOLOGIE & ANALYTIK 1994a) wurde eine umfangreiche Erfassung und Bewertung der Niedermoore in den Altkreisen Kyritz und Wittstock [1] durchgeführt. Diese beinhaltete mit Hilfe von stratigraphischen Untersuchungen die Ermittlung der hydrogenetischen Moortypen und der Moorbodenformen. Im NSG Postluch [1], einem sauer-nährstoffarmen Kesselmoor, wurden im Jahr 1997 weiterführende Untersuchungen vorgenommen (ROWINSKY 1997).

Im Rahmen von Ausgleichsmaßnahmen für den Ausbau des Oder-Havel-Kanals wurden stratigraphische Untersuchungen in den Niedermooren Steinlaake [2] im Eberswalder Urstromtal (IHU GEOLOGIE & ANALYTIK 2000) und Schwabensluch [3] im Biosphärenreservat Schorfheide-Chorin (IHU GEOLOGIE & ANALYTIK 2001a) durchgeführt. Während die Steinlaake überwiegend als Versumpfungsmoor entstanden ist, sind im Schwabensluch in Abhängigkeit vom Wasserregime Kessel- und Verlandungsmoore ausgebildet.

#### 4.2 Mecklenburg-Vorpommern

Im Naturpark Nossentiner/Schwinzer Heide [4] wurde in verschiedenen Gutachten eine größere Zahl von Mooren untersucht. Darüber hinaus wurde in den Jahren 1999 bis 2001 eine umfassende Bestandsaufnahme und Bewertung aller Moore innerhalb des Großschutzgebietes vorgenommen (IHU GEOLOGIE & ANALYTIK 2001b). Es wurden 347 Niedermoore mit einer Gesamtfläche von 3.548 ha erfasst, davon 135 Moore mit einer Fläche unter 1 ha. Für einen Großteil der Moorfläche liegen digitale Angaben zu Moormächtigkeit, hydrogenetischem und ökologischem Moortyp sowie zum Erhaltungszustand vor. Die Einstufung der Niedermoorstandorte nach

ihrem Erhaltungszustand wurde mit Hilfe von stratigraphischen und hydrologischen Untersuchungen vorgenommen, ergänzt um eine Bestandsaufnahme von Flora und Vegetation.

In einem weiteren Gutachten führten stratigraphische und pollenanalytische Untersuchungen zu Aussagen zur Waldgeschichte des Naturwaldreservates Stefansberg [4] (ROWINSKY 1999a), das am westlichen Rand des Naturparkes liegt. Die Pollenanalysen ermöglichten außerdem Aussagen zur Siedlungs-, Landschafts- und Moorgesichte. Die Moorentwicklung begann in dem pollenanalytisch untersuchten Kleinstmoor im Präalleröd mit der Bildung eines flachen Gewässers. Eine Schichtlücke dokumentiert für einen Zeitraum von ca. 7.000 Radiokarbonjahren einen Stillstand der Moorbildung. Der Verlandung des Gewässers im Subboreal folgte im älteren Subatlantikum unter kühlfeuchten Bedingungen und zunehmender Versauerung und Nährstoffverarmung die Entwicklung eines Kesselmoores.

Mit der seit 2001 durch den Autor vorgenommenen Erfassung der *Scheuchzeria*-Moore wird auch ein besonders tiefgründiges Kesselmoor (FND Torfmoor [4]) am Bolzsee untersucht. Nur wenig über der Moorbasis in 13,7 m wurde hier der Laacher See-Tuff erbohrt. Gegenwärtig wird dieser Kernabschnitt durch Frau Dr. STRAHL am Landesamt für Geowissenschaften und Rohstoffe Brandenburg pollenanalytisch untersucht. Weitere Pollenanalysen wurden durch Dr. A. BRANDE im Rahmen von stratigraphischen Untersuchungen im NSG Drewitzer See am Lübowsee [4] vorgenommen (IHU GEOLOGIE & ANALYTIK 1996a). Hier begann die Niedermoorentwicklung im Jüngerem Alleröd. Die Verlandung war an der Grenze vom Boreal zum Atlantikum abgeschlossen. Wiederum für einen längeren Zeitraum (Atlantikum bis Subboreal) sind ungünstige Moorbildungsbedingungen bei niedrigen Wasserständen nachgewiesen. Erst im jüngeren Subatlantikum belegen schwach zersetzte Laubmoorstorfe günstigere Moorbildungsbedingungen.

Im NSG Plauer Stadtwald [5] südlich der Stadt Plau am See wurden extrem tiefgründige Verlandungs-, Durchströmungs- und Kesselmoore untersucht (ROWINSKY 1999b). Aus einem Kesselmoor wurde ein 11 m langes Profil für pollenanalytische Untersuchungen (STRAHL, in Bearbeitung) entnommen. Der hier etwa 60 cm oberhalb der Moorbasis erbohrte Laacher See-Tuff markiert gegenwärtig zusammen mit dem Fundort Bolzsee die westliche Verbreitungsgrenze des Laacher See-Tuff in Mecklenburg-Vorpommern.

In den Jahren 1999 und 2000 wurde das NSG Quasliner Moor [6] untersucht (IHU GEOLOGIE & ANALYTIK 2000b), eines der wertvollsten Kalkflachmoore von Mecklenburg-Vorpommern. Durch hydrologische und stratigraphische Untersuchungen wurden Versumpfungs-, Verlandungs- und Durchströmungsmoore erfasst.

Weitere Untersuchungen zur Stratigraphie von Mooren wurden in den Landkreisen Bad Doberan (Kröpeliner Torfmoor [7]), Güstrow (NSG Griever Holz [8]), Moore im Nienhagener Forst, NSG Range-Moor [9], NSG Schlichtes Moor [10]), Müritz (Westpeene [11]), Nordvorpommern (Darßer Wald im Nationalpark Vorpommersche Boddenlandschaft [12]), Nordwestmecklenburg (Neuhofer See/Polder Bibow [13]) und Parchim (Mildenitz unterhalb Sternberger See [14], Mühlenmoor im NSG Warnowtal bei Karnin [15], NSG Wangeliner See [16]) durchgeführt. Die Untersuchungen sind im Rahmen von Gutachten bzw. Kartierungen vorgenommen worden. Sie sind weitestgehend im Literaturverzeichnis dokumentiert.

### 4.3 Sachsen-Anhalt

Die Ergebnisse stratigraphischer Untersuchungen zu Mooraufbau und -entwicklung in Bereich der Unteren Havel [17] (ROWINSKY & RUTTER 1999) führen mit Hilfe eines pollenanalytisch untersuchten Moorprofils (MATHEWS 1997) zu einem Schema der See-, Moor- und Flussentwicklung der Unteren Havel. Danach begann die See- und Moorentwicklung im Bereich der Unteren Havel vor mehr als 13.000 Radiokarbonjahren in der Ältesten Dryaszeit mit der Entwicklung von größeren Gewässern. Für einen längeren Zeitraum (Boreal – Atlantikum) ist wie für die brandenburgischen und mecklenburgischen Moore eine Phase stagnierender Moorentwicklung nachgewiesen. Seit dem Älteren Subatlantikum ist eine intensive Moorbildung belegt, die durch den Rückstau der Elbe und durch weiträumige Waldrodungen im Mittelalter begünstigt wird. In der Flussaue erfolgte intensive Auelehmabildung. Als Folge der anthropogenen Eingriffe in den Wasser- und Sedimenthaushalt werden Auelehmabildung und Moorbildung in der Neuzeit unterbrochen. An der Unteren Havel sind überwiegend Versumpfungs-, Verlandungs- und Auen-Überflutungsmoore verbreitet. In abflusslosen Hohlformen konnten sich auch Kesselmoore entwickeln.

Weitere stratigraphische Untersuchungen wurden im Harper Moor [18], einem Versumpfungs- und Verlandungsmoor nordöstlich von Arendsee, durchgeführt (IHU GEOLOGIE & ANALYTIK 1993). Im Süpling [19], einem großflächigen Bruchwaldgebiet nordöstlich von Tangerhütte, wurde ein flachgründiges Versumpfungs- und Auen-Überflutungsmoor stratigraphisch untersucht (IHU GEOLOGIE & ANALYTIK 1996c). Das ebenfalls untersuchte Rohrberger Moor [20] südwestlich von Salzwedel stellt ein großflächiges Versumpfungs- und Verlandungsmoor mit Quellmooranteilen dar (IHU GEOLOGIE & ANALYTIK 1997b).

## 5 Literaturverzeichnis

- BERG, E., JESCHKE, L., LENSCHOW, U., RATZKE, U. & THIEL, W. (2000): Das Moorschutzkonzept Mecklenburg-Vorpommern. *Telma* 30: 173-220.
- BRANDE, A., DEUTSCHBEIN, M. & ROWINSKY, V. (1991): Paläoökologie und Wiedervernässung in Berliner Kesselmooren. *Telma* 21: 35-55.

- GROSSE-BRAUCKMANN, G. (1997): Moore und Moor-Naturschutzgebiete in Deutschland – eine Bestandsaufnahme. *Telma* 27: 183-215.
- IHU GEOLOGIE & ANALYTIK (1993): Hydrologische und ökologische Bewertung des Niedermoorstandortes Harper Moor. Unveröff. Gutachten im Auftrag des Landratsamt Osterburg.
- IHU GEOLOGIE & ANALYTIK (1994a): Landschaftsrahmenplan Kyritz/Wittstock. Unveröff. Gutachten im Auftrag der Landratsämter der Altkreise Kyritz und Wittstock.
- IHU GEOLOGIE & ANALYTIK (1994b): Vegetationskundliche und stratigraphische Untersuchungen im Range-Moor bei Vipernitz (Mecklenburg-Vorpommern). Unveröff. Gutachten im Auftrag des Landkreis Güstrow.
- IHU GEOLOGIE & ANALYTIK (1996a): Erarbeitung von Wasserantragsunterlagen und Moorkartierungen im Naturpark Nossentiner/Schwinzer Heide. Unveröff. Gutachten im Auftrag des Landesnationalparkamt M-V.
- IHU GEOLOGIE & ANALYTIK (1996b): Moorkundliches Gutachten NSG „Griever Holz“. Unveröff. Gutachten im Auftrag des StAUN Rostock.
- IHU GEOLOGIE & ANALYTIK (1996c): Wissenschaftliche Begleituntersuchung zur Wiedervernässung des Süplings mit dem Zweck der Wiederherstellung seiner früheren ökologischen Potenz. Unveröff. Gutachten im Auftrag des Landkreises Stendal.
- IHU GEOLOGIE & ANALYTIK (1997a): Moorhydrologisches Gutachten „Kröpeliner Torfmoor“. Unveröff. Gutachten im Auftrag des Landkreises Bad Doberan.
- IHU GEOLOGIE & ANALYTIK (1997b): Gutachten zur Revitalisierung des Rohrberger Moores (Altkreis Salzwedel). Unveröff. Gutachten im Auftrag der Unteren Naturschutzbehörde des Altmarkkreises Salzwedel.
- IHU GEOLOGIE & ANALYTIK (1999): Moorkundliches Gutachten „Mildenitz unterhalb Sternberger See“. Unveröff. Gutachten im Auftrag des Ingenieurbüro PROWA/Black & Veatch GmbH.
- IHU GEOLOGIE & ANALYTIK (2000a): Beitrag zu: Machbarkeitsstudie zur LBP-Maßnahme „Moorwiedervernässung der Steinlaake“ bei Marienwerder. Unveröff. Gutachten im Auftrag der BPI-Consult GmbH.
- IHU GEOLOGIE & ANALYTIK (2000b): Moorkundliches Gutachten NSG „Quasliner Moor“. Unveröff. Gutachten im Auftrag des StAUN Lübz.
- IHU GEOLOGIE & ANALYTIK (2000c): Monitoringprogramm Darßwald. Unveröff. Gutachten im Auftrag des Nationalpark Vorpommersche Boddenlandschaft.
- IHU GEOLOGIE & ANALYTIK (2000d): Hydrologisch-moorkundliches Gutachten Polder Bibow. Unveröff. Gutachten im Auftrag des Umweltministerium Mecklenburg-Vorpommern.
- IHU GEOLOGIE & ANALYTIK (2001a): Machbarkeitsstudie – Ersatz-Maßnahme: Wiedervernässung Schwabensluch. Unveröff. Gutachten im Auftrag des WSA Eberswalde.
- IHU GEOLOGIE & ANALYTIK (2001b): Moorerfassung im Naturpark Nossentiner/Schwinzer Heide. Unveröff. Gutachten im Auftrag des Landesamt für Forsten und Großschutzgebiete M-V.
- IHU GEOLOGIE & ANALYTIK (2001c): Hydrologisch-moorkundliches Gutachten NSG „Wangeliner See“. Unveröff. Gutachten im Auftrag des StAUN Lübz.
- IHU GEOLOGIE & ANALYTIK (2002a): Naturnaher Ausbau Oberlauf Westpeene. Unveröff. Gutachten im Auftrag des WBV „Obere Peene“.
- IHU GEOLOGIE & ANALYTIK (2002b): Moorkundliches Gutachten „Mühlenmoor im NSG Warnowtal bei Karnin“. Unveröff. Gutachten im Auftrag des StAUN Lübz.
- MATHEWS, A. (1997): Spät- und postglaziale Gewässerentwicklung im Elbe-Havel-Winkel am Beispiel eines palynologisch bearbeiteten Profils aus dem Schollener Land. *Untere Havel – Naturkundliche Berichte* 6/7: 3-8.
- ROWINSKY, V. (1995): Hydrologische und stratigraphische Studien zur Entwicklungsgeschichte von Brandenburger Kesselmooren. *Berliner Geographische Abhandlungen* 60, 154 S.
- ROWINSKY, V. (1997): Moorkartierung im Postluch Ganz. In: Gutachten zur Pflege und Entwicklung des NSG „Postluch“. Unveröff. Gutachten im Auftrag des Ingenieurbüro Ellmann/Schulze GbR.
- ROWINSKY, V. (1999a): Moor- und pollenanalytische Untersuchungen zur Waldgeschichte des Naturschutzgebietes „Kläden“. *Aus Kultur und Wissenschaft* 1: 59-74; Karow.
- ROWINSKY, V. (1999b): Niedermoore im Plauer Stadtwald. *Naturschutzarbeit in Mecklenburg-Vorpommern* 42/1: 58-67.
- ROWINSKY, V. & RUTTER, S. (1999): Zur Hydrogeologie und Entwicklung von Niedermooren in der Unteren Havelniederung (Sachsen-Anhalt). *Untere Havel – Naturkundliche Berichte* 9: 21-30.
- SCHULTZ-STERNBERG, R., ZEITZ, J., LANDGRAF, L., HOFFMANN, E., LEHRKAMP, H., LUTHARDT, V. & KÜHN, D. (2000): Niedermoore in Brandenburg. *Telma* 30: 139-172.
- TGL 24300/04 (1985): Aufnahme landwirtschaftlich genutzter Standorte. Moorstandorte. 13 S.; Leipzig.

#### **Anschrift des Verfassers**

Dr. Volkmar Rowinsky, Tieplitzer Str. 27, D-18276 Groß Upahl, e-mail: IHU.Guestrow@t-online.de

## Geomorphologische und palynologische Untersuchungen im Vorland der Pommerschen Eisrandlage am Beispiel der Bugsinseerinne (Nordbrandenburg)

Morphological and palynological investigations in the foreland of the Pomeranian ice-margin in the channel of the Bugsin Lakes (N Brandenburg)

NORBERT SCHLAAK & THOMAS SCHOKNECHT

### Zusammenfassung

Die Bugsinseerinne liegt im Nordosten Brandenburgs, nördlich Eberswalde. Die Becken der ca. 6,5 km langen Rinne dürften durch subglaziäre Schmelzwässer entstanden sein. Drei der nach Austauen der Toteiskörper an den tiefsten Stellen entstandenen Seen sind noch nicht verlandet. Neuere Untersuchungen an einem 1996 gewonnenen 10,3 m langen Bohrkern aus dem Becken des Diebelsees stufen die ältesten organogenen Sedimente in die Ältere Dryas ein und belegen die Vegetationsentwicklung bis in das Ältere Subatlantikum. Des weiteren wird der Prozess der Beckenfüllung bis zum Erreichen des heutigen Zustandes dargestellt.

### Summary

The glacial channel of the Bugsin Lakes is situated in NE Brandenburg, north of the town Eberswalde. It has a length of 6.5 km. The basins caused by the erosion of subglacial meltwater flows. The filling-up process of three of these lakes which emerged after melting of dead ice is not finished yet. Recent investigations of a 10.3 m core received in 1996 out of the Lake Diebelsee show that the oldest organogenic sediments belong to Older Dryas. Vegetation development could be recorded until Older Subatlantic. Moreover the process of sedimentation until recent times is described.

### 1 Morphologie

Die ca. 6,5 km lange Bugsinseerinne lässt sich vom Tiefen Bugsinsee im unmittelbaren Vorland der Pommerschen Endmoräne bis zum Ostufer des Werbellinsees bei Altenhof verfolgen (Abb. 1). Im Zuge der durch mehrere Schwellen gegliederten Tiefenlinie liegen zahlreiche kleinere, bis zu 9 m tiefe verlandete Hohlformen und einige Seen, wie die beiden Bugsinseen und der Diebelsee.

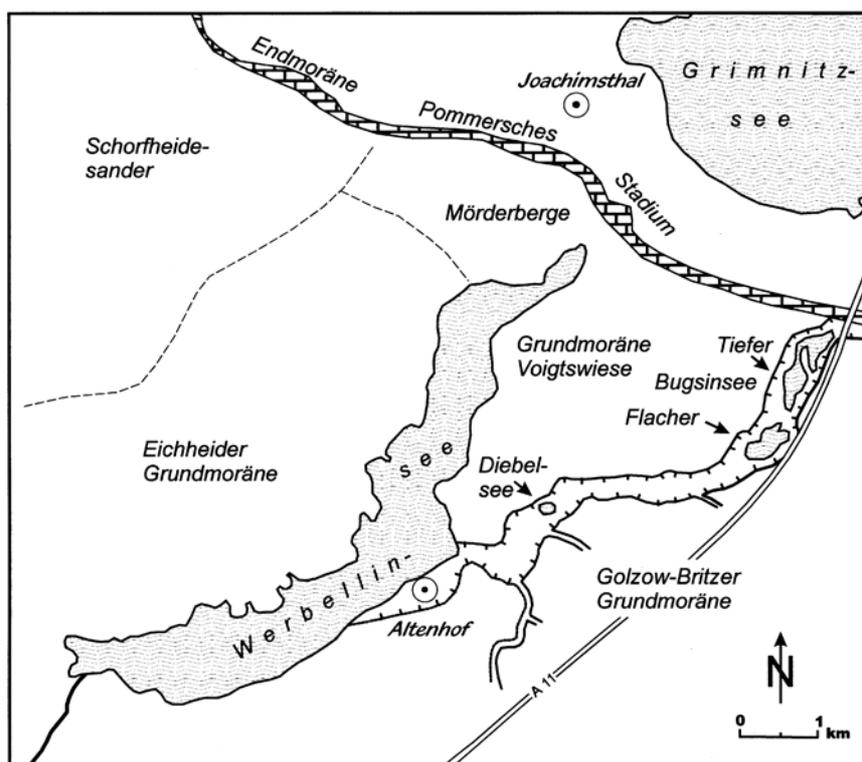


Abb. 1:  
Lage der Bugsinseerinne.

Schon BERENDT (1894) wies auf den gemeinsamen Ursprung der Bugsin-Seen hin. Nach dem heutigen Kenntnisstand dürften die Becken aller vorhandenen und verlandeten Seen in der Bugsinseerinne durch subglaziäre Schmelzwässer entstanden sein, als der weichselkaltzeitliche Gletscherrand noch über dieses Gebiet hinweg reichte. Auch ist die Vorprägung der Rinne durch ein Gletschertor denkbar, welches hier beim Abbau und allmählichen Zurückschmelzen des Eisrandes nach Nordosten in Funktion war. Eine genetische Verbindung zu den östlich der Autobahn A 11 gelegenen Gewässern mit Hungersee und Sassenpfühlen ist wahrscheinlich. Die Erhaltung der tiefen Beckenformen im Zuge der Rinne (z.B. Diebelsee-Becken bei ca. 32 m ü. NN), ist nur durch Toteisreste erklärbar, die spätestens während des Pommerschen Stadiums mit Sanden überschüttet wurden. Zwischen der Voigtswiese und der Golzow-Britzer Hochfläche lagerte das Schmelzwasser vor der Pommerschen Endmoräne den schmalen Schlauchsander ab, der sich bei Altenhof mit dem Werbellinsander vereinigte und weiter südlich am Pechteich auf das zu dieser bestehende höhere Abflussniveau im Eberswalder Urstromtal (47 m ü. NN) ausmündete. Das durch Überschüttung in der Bugsinseerinne wirksam konservierte Eis blieb bis in das Weichselspätglazial erhalten. In jenen Zeitabschnitt fällt auch die Zertalung der Plattenränder. Vor allem die ehemals nord- und nordwestwärts entwässernden Periglazialtälerchen an der Golzow-Britzer Grundmoräne zeigen diese frühzeitige Anlage an, da sie noch auf das damalige lokale Abflusniveau in der Rinne eingestellt sind. Ihr gleichmäßiges Gefälle bricht mit einer deutlichen Stufe am Rinnenrand ab. Die Verfolgung des Pommerschen Abflussniveaus innerhalb der Rinne ist heute kaum noch möglich. Durch das Tieftauen des Toteises und die Akkumulation von Flugsanden wurde die ehemals durchgehende Abflussbahn im Spätglazial kleinräumig aufgelöst. Sedimentuntersuchungen im Gebiet zwischen Flachem Bugsinsee und Diebelsee haben gezeigt, dass bereits vor ca. 13.000 Jahren (BP) Flugsande innerhalb der Rinne zur Ablagerung kamen. Zur gleichen Zeit bildeten sich westlich des Werbellinsees auf dem Schorfheidesander flächenhaft Flugsandschleier. Südwestlich des Flachens Bugsinsees befindet sich eine kleine Längsdüne aus der Jüngerer Tundrenzeit. Sie wurde vor ca. 6.800 Jahren (BP) nach einem Brand überweht (SCHLAAK 1997). Ob die mesolithische Besiedlung des Raumes Auslöser für die Waldbrände und damit für die Dünenüberwehung war kann bisher nur vermutet werden.

## 2 Die Seen in der Bugsinseerinne

Wie in einer Kette aufgereiht entstanden nach Austauen der Toteiskörper an den tiefsten Stellen der Bugsinseerinne verschiedene Seen, drei davon sind noch nicht verlandet. Im Nordteil der Rinne sind es der Tiefe und Flache Bugsinsee, im Südteil der Diebelsee, auf den weiter unten ausführlicher eingegangen werden soll.

Der 7,5 m tiefe, 42,42 ha große, vom Wald umgebene Tiefe Bugsinsee wurde beim Bau der Eisenbahnlinie Eberswalde-Joachimsthal durch einen Damm geteilt, seitdem verbindet eine Röhre beide Teilbecken. Primär ein mesotroph-alkalisches Gewässer, muss der überwiegend aus dem Grundwasser gespeiste See heute als eutroph eingeschätzt werden. Die 1992/93 gemessenen sommerlichen Sichttiefen lagen zwischen 3,3 m im Ostteil und 1,45 m im Westteil, welcher sich an der Grenze zum hocheutrophen Bereich befindet (MAUERSBERGER & MAUERSBERGER 1996). Als Schädigungsursachen wird der Besatz mit Spiegel-, Silber- und Marmorkarpfen genannt.

Die extreme Struktur- und Artenarmut des benachbarten Flachens Bugsinsees geht ebenfalls auf fischereiliche Nutzung (intensive Spiegelkarpfenzucht) zurück. Der 41,45 ha bedeckende, schilfumrahmte See hat nur noch ein Wassertiefe von max. 3 m. Die Sichttiefe der hochpolytrophen „Flachen Bugsine“ liegt bei 0,35 m, Unterwasservegetation existiert nicht.

## 3 Der Diebelsee

Erste vegetationsgeschichtliche Aussagen aus dem südlichen Abschnitt der Bugsinseerinne gehen auf TIEDEMANN (1956) zurück, der drei Moore in der Altenhofschen Eichheide untersuchte und am Beispiel des Moores am Diebelsee die Waldentwicklung vom Präboreal bis zur Gegenwart aufzeigte. Neuere Untersuchungen an einem 1996 gewonnenen 10,3 m langen Bohrkern aus dem Becken des Diebelsees stufen die ältesten organogenen Sedimente in die Ältere Dryas ein und belegen die Vegetationsentwicklung bis in das Ältere Subatlantikum.

### 3.1 Stratigraphie

Über eingewehten Fein- und Mittelsanden an der Beckenbasis des Sees liegt heute bei 13,52 m unter dem Seespiegel ein etwa 1 cm dünnes Torfband (Braunmoostorf), welches offenbar erst nach dem Tieftauen des Toteises an diese tiefe Position gelangte (Abb. 2). Die <sup>14</sup>C-Datierung (Hv-22135) ergab ein Alter von 12.960 ± 515 Jahren BP (cal BC 14185-12605). Es handelt sich damit um das höchste spätglaziale Alter, welches bisher an autochthon gebildeten organischen Sedimenten der weiteren Umgebung des Untersuchungsraumes festgestellt wurde. Darüber befindet sich eine 70 cm mächtige Sequenz aus Mittel- und Grobsanden, die von einzelnen Schluffmuddebändchen unterbrochen wird. Bei 12,85 m liegt ein sehr gut erhaltener kleiner Kiefernzapfen. Eingelagert in eine 60 cm mächtige feinelaminierte Feindetrituskalkmudde, befindet sich erst darüber, bei 12,74 m, die etwa 10 mm dünne Schicht der Laacher See-Tephra (LST). Es folgt eine 3,5 m mächtige Lebermudde, die in eine 4 m mächtige elastische Feindetritusmudde übergeht. Den Abschluss des Seesedimentprofils bildet eine

1,5 m mächtige dünnflüssige Feindetritusmudde. Bis auf den jüngsten Sedimentabschnitt (Subatlantikum II, dünnflüssige Mudde) und dem Kernabschnitt unter 13,04 m (hier hohe Pollenkorrosion) wurde der Kern pollenanalytisch bearbeitet.

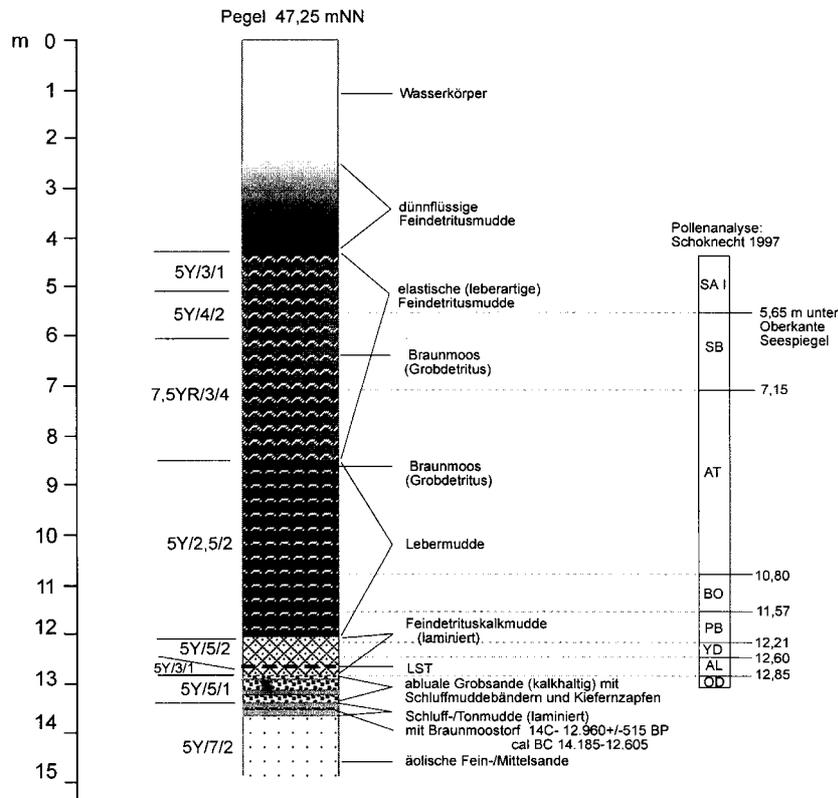


Abb. 2:  
Stratigraphie Seebohrkern  
Diebelsee.

### 3.2 Vegetationsgeschichtliche Entwicklung

Berechnungsgrundlage für die Pollenspektren war die Summe der Baumpollen. Die einzelnen Proben wurden meistens auf 500 Baumpollen ausgezählt.

An der Basis des Diagrammes (1304-1285 cm) liegen Pollenspektren mit 80-85 % Baumpollen (BP). Sie, (Abb. 3) sind durch markante aber relativ niedrige Gipfel der Kurven von *Cyperaceae* (Seggen im weitesten Sinne), *Artemisia* (Beifuß), *Oxyria*-Typ, *Cistaceae* (Cistrosengewächse), *Filipendula* (Mädesüß) und *Ranunculaceae* (Hahnenfußgewächse) gekennzeichnet. Trotz des relativ hohen BP-Anteiles ist dieser Abschnitt allenfalls einem frühen Alleröd oder einem OD/AL-Übergangsbereich zuzurechnen.

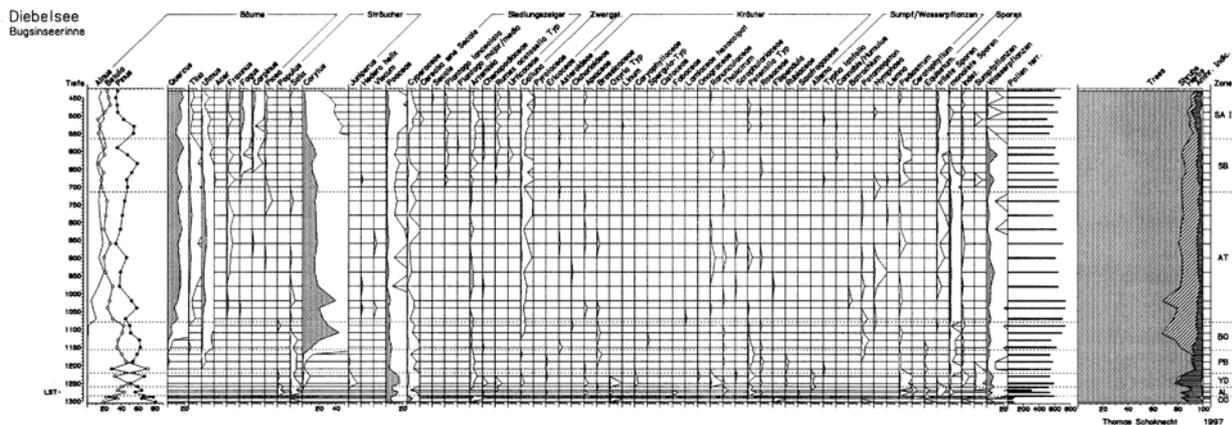


Abb. 3: Pollendiagramm Diebelsee.

In den folgenden Spektren (1285-1260 cm) gehen die o.g. Typen zurück. *Poaceae* (Süßgräser) steigen entgegen dem zu erwartenden Trend an. Ebenfalls entgegen der zu erwartenden Entwicklung ist das Alleröd durch eine abfallende *Pinus*-Kurve und eine in der Tendenz ansteigende *Betula*-Kurve gekennzeichnet. Von den kryophilen Sippen ist nur noch *Oxyria* mit vereinzelt Pollenkörnern in den Spektren vertreten. Als datierende Marke liegt bei 1274 cm die Laacher See-Tephra.

In der Jüngeren Dryaszeit (1260-1221 cm) geht der Baumpollenanteil wieder deutlich zurück, ist mit über 80 % aber noch recht hoch. *Poaceae* und *Cyperaceae* zeigen deutliche Maxima, ebenso die kryophilen Sippen.

Das Ausklingen der Kurven kryophiler Sippen und der Anstieg der BP-Kurven sowie erste Pollen von *Corylus* (Haselnuß) markieren die Grenze zum Präboreal. Das Präboreal (1221-1157 cm) ist durch stark wechselnde Anteile von Birke und Kiefer gekennzeichnet. Hasel tritt regelmäßig auf und steigt zum Ende dieser Periode allmählich an. Eiche und Ulme sind mit ersten Pollenkörnern vertreten.

Der Beginn des Boreals (1080-1157 cm) wird durch den kräftigen Anstieg der Haselkurve markiert. Eiche und Ulme haben geschlossene, kontinuierlich ansteigende Kurven. Strauch und Baumschicht erreichen über 90 % der Pollensumme.

Am Ende des Boreals fällt die Haselkurve stark ab. Der gleichzeitige plötzliche Anstieg der Kurven von Erle und Linde bildet die Grenze zum Atlantikum. Das Atlantikum (715-1080 cm) ist durch den verhältnismäßig-gleichförmigen Verlauf der Kurven der Eichenmischwaldarten charakterisiert. Vereinzelt Pollen lichtliebender Arten wie von *Artemisia* oder *Calluna* (Besenheide) widerspiegeln eher die natürliche Dynamik der Wälder als anthropogene Eingriffe. Die Anteile von Ulme, Linde, Esche mit je unter 5 % sind gering.

Der klassische Ulmenabfall am Ende des Atlantikums ist in diesem Pollendiagramm nicht sehr deutlich ausgeprägt. Die übrigen Laubgehölze gehen in diesem Zeitraum ebenfalls zurück. Die Grenze zum Subboreal (565-715 cm) wird außerdem durch den Beginn gehäufter Vorkommen von Siedlungszeigern (Licht und Nährstoffe liebende Arten) sowie den Beginn der Buchenkurve gekennzeichnet. Die Buchenkurve ist von jetzt ab nicht mehr unterbrochen. Die Kurven von Ulme Linde und Esche verlaufen unregelmäßig auf insgesamt niedrigerem Niveau als im Atlantikum. *Carpinus* (Hainbuche) setzt ein und erreicht Kurvenschluss. Pollen von Siedlungszeigern treten regelmäßig auf, lassen aber keine ausgeprägten Siedlungsphasen erkennen. Ihr Anteil an der Pollensumme ist gering.

An der Grenze zum Älteren Subatlantikum (428-565 cm) steigen die Kurven von Buche und Hainbuche deutlich über 1 %. Die Kurven von Ulme und Linde fallen synchron zum Ansteigen der Buchen- und Hainbuchenkurve. Nach einem anfänglichen Anstieg folgt auch die Kiefernkurve diesem Trend. Die Werte der Siedlungszeiger gehen zum Ende dieser Periode zurück. Offenbar wurden jüngere Sedimente bei der Bohrung nicht erfasst. Es fehlen die markanten Reaktionen der Kurven der Siedlungszeiger und der Kiefer sowie die Hauptmaxima von Buche und Hainbuche.

Das Pollendiagramm Diebelsee zeigt die typische Vegetationsentwicklung von der Älteren Dryaszeit bis in das Ältere Subatlantikum.

### 3.3 Prozess der Beckenfüllung und heutiger Zustand

Durch natürliche Verlandungsprozesse hat der Diebelsee (nach dem brandenburgischen Begriff *Diebel* oder *Giebel* für *Moorkarausche*) heute noch eine maximale Wassertiefe von 2,5 m. Seine offene Wasserfläche wurde 1882 mit etwa 2,2 ha kartiert. Andere Angaben beziffern die Größe des Sees sogar mit 2,69 ha. Heute misst das „Auge“ des Diebelsees dagegen nur noch 1,25 ha. Dabei liegt die aktuelle Seespiegelhöhe wie schon 1882 bei etwa 47,25 m ü. NN. Bohrkerne aus dem vermoorten Bereich der Diebelseerinne (abgeschlossene Verlandung) zeigen für die unteren Abschnitte der Sedimentsäule einen ähnlichen Aufbau wie der erbohrte Seekern. Aus der flächenhaften Verbreitung der limnischen Sedimente (Mudden) lassen sich dabei Rückschlüsse auf die einstige Ausdehnung des offenen Gewässers ziehen. Die Abfolge der verschiedenen Torfsequenzen bis zur Oberfläche des Moorkörpers geben Hinweise zum jeweiligen Nährstoff- und Wasserhaushalt des Moores.

So versumpften während des Austauens des verschütteten Toteises im Spätglazial die tiefsten Beckenbereiche sehr schnell. Der Schmelzwasseranfall aus den saisonal auftauenden Geländeoberflächen sammelte sich in den entstehenden Hohlformen der Rinne. Durch die Reliefverhältnisse und die noch schütterere Vegetation kam es zur Einspülung von Grobsanden, die zeitweise von der Ablagerung schluffigen Materials abgelöst wurde.

Durch den Zustrom karbonatreichen Wassers aus der Beckenumrahmung wurde bis zum Ende des Spätglazials eine Feindetrituskalkmudde sedimentiert, die mit Beginn des Holozäns in eine Lebermudde (Algenmudde) übergeht, was insgesamt für mesotrophe Verhältnisse spricht. Die Verlandung weiter Teile des Diebelseemoors war zum Ende des Atlantikums bereits abgeschlossen, was durch den Wechsel der Fein- über Grobdetritusmudden zu Schilf- und Seggentorfen in den Bohrkernen angezeigt wird. Die Messung von pH-Werten und C/N-Verhältnissen an einem Torfprofil in Seenähe durch WAHL (1995) zeigen während dieser Phase eutrophe bis mesotrophe und hauptsächlich subneutrale Verhältnisse an. Erst ab etwa 3 m unter der Mooroberkante, am Übergang zu den Wollgras- und Torfmoostorfen, weisen die Messungen oligotroph-saure Bedingungen aus. Das von den Rinnenrändern zufließende und im Moorrandbereich von Nährstoffen gefilterte Wasser führte zusammen mit dem direkten Niederschlagswasser zu diesem autonomen Torfwachstum. Aus dem primär mesotroph-subneutralen Verlandungsmoor entwickelte sich in den zentralen Bereichen um den Diebelsee auf

diese Weise ein oligotroph-saures Kesselmoor. Die Wasserqualität des Restsees weist heute jedoch auf eine starke Eutrophierung hin, die wahrscheinlich mit dem jahrzehntelangen Zustrom von nährstoffbeladenen Abwässern durch einen Graben aus dem Südwestteil des Moores in Verbindung steht. Hier existierte bis vor wenigen Jahren der Überlauf aus der Kläranlage des Kinderlandes (früher „Pionierrepublik Wilhelm Pieck“). Der schmale Kranz der Hochmoorgesellschaften im Zentralbereich wird heute von Niedermoorgesellschaften umgeben, die flächenmäßig im Gebiet des Diebel-Moores dominieren.

#### **4 Literaturverzeichnis**

- BERENDT, G. (1894): Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte von Preußen und den Thüringischen Staaten. Lieferung 53, Gradabteilung 45, No. 3, Blatt Joachimsthal; Berlin.
- MARCINEK, J. (1995): B 13: Das klassische Gebiet der norddeutschen Glazialforschung um Eberswalde-Chorin. In: SCHIRMER, W. (ed.): Quaternary field trips in Central Europe. Volume 4, Exkursionen in Berlin und Umland: 1289-1292; München.
- MAUERSBERGER, H. & MAUERSBERGER, R. (1996): Die Seen des Biosphärenreservates „Schorfheide-Chorin“ – eine ökologische Studie. Unveröff. Dissertation, Universität Greifswald, Botanisches Institut.
- SCHLAAK, N. (1993): Studie zur Landschaftsgenese im Raum Nordbarnim und Eberswalder Urstromtal. Berliner Geogr. Arbeiten 76: 145 S.
- SCHLAAK, N. (1997): Äolische Dynamik im brandenburgischen Tiefland seit dem Weichselspätglazial. Arbeitsberichte Geogr. Institut der Humboldt-Universität zu Berlin 24, 58 S.
- SCHLAAK, N. (1998/99): Der Diebelsee in der Bugsinseerinne bei Altenhof. Ein Beitrag zur Landschaftsgeschichte der östlichen Schorfheide. Eberswalder Jahrbuch für Heimat-, Kultur- und Naturgeschichte 1998/99: 283-291; Eberswalde.
- TIEDEMANN, T. (1956): Beitrag zur Waldentwicklungsgeschichte der östlichen Schorfheide. Unveröff. Diplomarbeit, FH Eberswalde.
- WAHL, A. (1995) Geoökologische Untersuchungen unter besonderer Berücksichtigung vegetationskundlicher Forschung am Beispiel des Diebelsees (NO-Brandenburg) Unveröff. Diplomarbeit, Freie Universität Berlin.

#### **Anschriften der Verfasser**

Dr. Norbert Schlaak, Hochstraße 13, D-16244 Altenhof, e-mail: n.schlaak@t-online.de;

Dr. Thomas Schoknecht, Steinweg 19a, D-14532 Kleinmachnow, e-mail: ute.schoknecht@arcormail.de

## Laminierte Oberflächensedimente im Woseriner See (Mecklenburg)

Laminated surface sediments of Lake Woseriner See (Mecklenburg, NE Germany)

STEFAN DREIBRODT, HANS-RUDOLF BORK & JÖRG F. W. NEGENDANK

### Zusammenfassung

In einem holomiktisch-dimiktischen Hartwasserssee in Mecklenburg-Vorpommern (Deutschland) liegt das jüngste Sediment jahresgeschichtet vor. Die Feinlamination ist in den tiefsten Becken am besten erhalten. In Grossdünn Schliffen wurden die Jahreslagen gezählt. Nach Ergebnissen weiterer Untersuchungen (Geochemie, Diatomeen) ist Eutrophierung die wahrscheinliche Ursache der Erhaltung der Jahresschichten.

### Summary

A holomictic-dimictic hardbody lake in Mecklenburg-Vorpommern (NE Germany) shows annual lamination in its youngest sediment. The preservation of these fine-lamination is best in the deepest basins of the lake. Varve counting was done by microscopical analysis of large thin-slices. Further results (geochemical, diatomological) suggest that eutrophication is the most probable trigger for the onset of conservation of annually laminated sediments.

### 1 Einleitung

Zeitlich hoch aufgelöste Sedimente stellen wertvolle Archive für Umweltveränderungen dar. Die in ihnen gespeicherten Informationen können den Zeitraum unserer Kenntnis der Vorzeit über den historisch überlieferten Rahmen hinaus deutlich verlängern (z.B. NEGENDANK & ZOLITSCHKA 1999, RALSKA-JASIEWICZOWA et al. 1998). Bislang sind wenige Arbeiten über laminierte lakustrine Sedimente im seenreichen Nordostdeutschland publiziert (LÜDER & ZOLITSCHKA 2001, SCHARF 1998). In diesem Artikel wird eine weitere laminierte Sequenz in Mecklenburg vorgestellt.

### 2 Der Woseriner See und sein Einzugsgebiet

#### 2.1 Geographische Lage, limnologische und morphometrische Angaben

Der Woseriner See liegt in Mecklenburg-Vorpommern, etwa 55 km östlich von Schwerin (Abb. 1). Der See ist in drei Teilbecken untergliedert. Mühlensee, Hofsee und Holzsee sind durch lange (ca. 20-50 m) Schwellen geringer Wassertiefe (< 1 m), die eng im Durchlass sind (ca. 20-30 m) und eine Insel voneinander getrennt. Die Teilseen besitzen einen gemeinsamen Wasserkörper, der von einem Bach durchflossen wird (Abb. 1). Ausgewählte limnologische und morphometrische Daten fasst Tab. 1 zusammen.

Tab. 1: Ausgewählte limnologische und morphometrische Daten des Woseriner Sees (Quelle: SEENPROJEKT MECKLENBURG-VORPOMMERN 1995).

	Holzsee	Hofsee	Mühlensee
Lage	53°40'N, 12° E		
Seespiegel	37,1 m ü. N.N.		
Mischungsverhalten	dimiktisch, holomiktisch		
Hydrologie	Durchflußsee		
Wasserhärte	hart		
Trophie (1995)	<u>mesotroph</u> -eutroph	<u>mesotroph</u> -eutroph	<u>mesotroph</u> -eutroph
maximale Tiefe	37,5 m	28 m	14,5 m
mittlere Tiefe	10,5 m	8,9 m	6,6 m
Volumen	ca. 9,7 Mio. m <sup>3</sup>	ca. 6,1 Mio. m <sup>3</sup>	ca. 3,7 Mio. m <sup>3</sup>
Uferentwicklung (Kreis=1)	1,71	1,73	1,66
Wassererneuerungsdauer	ca. 5 Jahre (Mittel)		

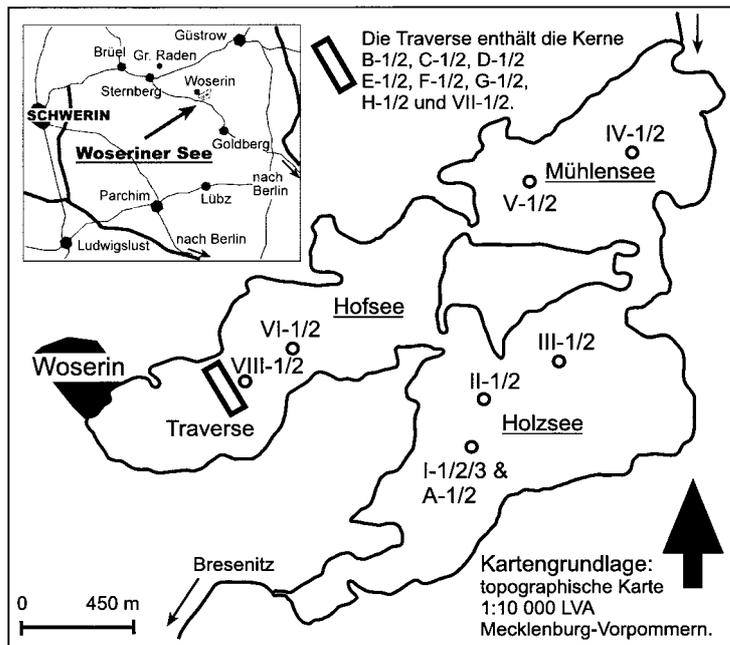


Abb. 1:  
Lage des Woseriner Sees und  
Lokationen der Kernung.

## 2.2 Natürliche Ausstattung und Nutzung des Einzugsgebietes

Im Einzugsgebiet des Woseriner Sees stehen quartäre Lockergesteine an. Neben den Ablagerungen des Frühpommerischen Vorstosses und des Pommerischen Stadiums sind in Senken holozäne Bildungen (Torfe) und Sedimente (Kolluvien) anzutreffen. Die Bodenarten sind in starkem Masse durch die Ausgangssubstrate bestimmt. Auf den Hängen, auf denen Geschiebemergel ansteht, sind Parabraunerden entwickelt. An den Unterhängen finden sich damit vergesellschaftete Kolluvien (LIESE 2000). Auf den sandigen Substraten von Endmoräne und Sander sind Braunerden ausgebildet, grundwasserbeeinflusste Standorte sind durch Vergleyung bzw. Vermoorung gekennzeichnet. Klimatisch gehört das Untersuchungsgebiet nach BILLWITZ (1997) der Zone des west- und mittelmecklenburgischen, stärker maritimen Binnenklimas an. Der Beginn der Nutzung des Einzugsgebietes durch den Menschen wird durch archäologische Funde derzeit in die Jungsteinzeit datiert (GÄRTNER 1969). Mit erheblichen nutzungsbedingten Veränderungen der Stoffflüsse im Einzugsgebiet ist jedoch erst ab der slawischen Besiedlung zu rechnen. Diese Phase wird durch Überreste einer slawischen Burg am südwestlichen Ufer des Holzsees sowie durch pollenanalytische Befunde aus nahe liegenden Niedermooren (ROWINSKY 1999) bezeugt. Die aktuelle Nutzung des Einzugsgebietes ist räumlich differenziert: der nordwestlich gelegene Bereich, der den Hofsee und Mühlensee begrenzt, wird intensiv landwirtschaftlich genutzt; das südöstlich angrenzende Gebiet, das den Holzsee einfasst, und die Insel sind von Wäldern und Forsten bestanden.

## 3 Methoden

### 3.1 Gewinnung der Sedimente

Die Sedimente wurden im Sommer 1999 vom Ruderboot aus mit einem Kurzkernschwerelot mit Plastikrohren (Innendurchmesser 56 mm) gewonnen. Dieses Gerät ermöglicht die ungestörte Entnahme des sehr wasserhaltigen anstehenden Sedimentes aus grossen Wassertiefen. Aus den Teilbecken des Woseriner Sees wurden insgesamt 33 Kurzkerne entnommen. Neben gezielten Bohrungen in den Profundalbereichen der Becken wurde im Hofsee eine Traverse vom Seetiefsten in Richtung des Ufers angelegt (Abb. 1, 2).

### 3.2 Sedimentologische Untersuchungen

Die Herstellung der Grossdünnsschliffe erfolgte in Anlehnung an eine von MERKT (1971) eingeführte Methode, die am GeoForschungsZentrum Potsdam weiterentwickelt wurde. Die mikroskopische Auswertung erfolgte am Polarisationsmikroskop im Durchlicht. Dabei wurde die Komposition des Sedimentes hinsichtlich der mineralogischen Zusammensetzung und weiterer Bestandteile, z.B. Schalen von Kiesel- oder Goldalgen, untersucht. Der Nachweis jährlicher Ablagerung stützt sich auf Vergleiche mit anderen Arbeiten (LÜDER & ZOLITSCHKA 2001, SCHARF 1998, ZOLITSCHKA 1998). An Buchenblättern von der Basis eines Kerns aus dem Holzsee wurden (AMS-)<sup>14</sup>C-Alter ermittelt. In ergänzenden Untersuchungen wurden verschiedene geochemische (DREIBRODT 2000) und diatomologische (BRÜCHMANN et al. 2001) Parameter ermittelt.

## 4 Ergebnisse

### 4.1 Komposition des erbohrten Sedimentes

Das Sediment der Profundalkerne des Woseriner Sees ist nahezu ausschliesslich aus autochthonen Komponenten aufgebaut. Es ist sehr kalzitreich. Das Mineral tritt in verschiedenen Formen auf: rhomboedrisch, extrem feinkörnig, in Aggregaten, in Form von ehemaligen Krusten auf Makrophyten und als in Schalen der Grünalge *Phacotus* eingebauter Kalzit (vereinzelt auch in Form von Ostracodenschalen). Daneben tragen Diatomeenschalen (seltener auch Crysophyceen) und organische Substanz zum Sediment bei. Detritisch-allochthone Komponenten sind in Profundalkernen kaum festzustellen, werden in flacherem Wasser jedoch in zunehmenden Gehalten abgelagert. Als authigene Bildung ist Pyrit nachweisbar.

### 4.2 Struktur des Sediments

Die Kerne der Teilbecken zeigen eine typische Folge von Sedimentzonen (Abb. 2).

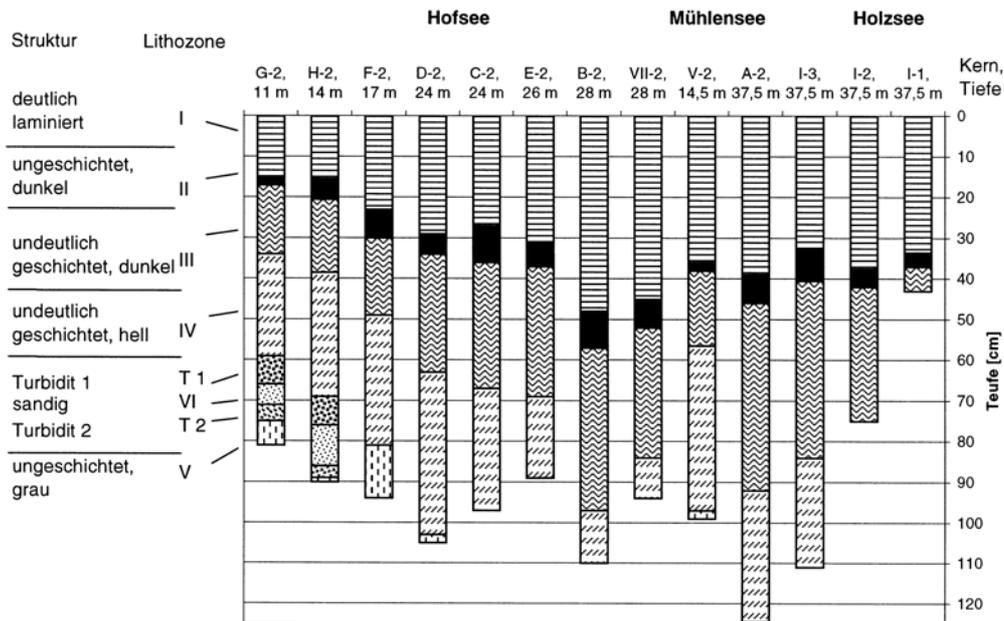


Abb. 2: Sedimentzonen in Kernen des Woseriner Sees. Die Qualität der Lamination in Lithozone I nimmt mit der Wassertiefe zu.

Sedimentzone I ist eine Zone der Feinlamination. Sie ist im Profundal des Holzsees am besten erhalten. Während sie im Tiefsten des Hofsees noch vorhanden, qualitativ aber deutlich schlechter erhalten ist, kann die Struktur des jüngsten Sediments im Tiefsten des Mühlensees kaum noch als Feinlamination angesprochen werden. Makroskopisch treten in Sedimentzone I mehrere (farblich verschiedene) Subzonen auf. Die im folgenden beschriebene Feinschichtung ist mikroskopisch jedoch in der gesamten Sedimentzone ausgebildet:

Diatomeenreiche bis reine Diatomeen-Lage aus wenigen, fast ausschliesslich frühjahrsblühenden planktonischen Arten (häufig *Stephanodiscus spec.*, *Cyclotella spec.*), kaum andere Komponenten (etwas rhomboedrischer Kalzit) = Frühjahrslage.

Sehr kalkreiche bis reine Kalzit-Lage, häufig mit Schalen der Grünalge *Phacotus spec.*, Kalzit oft sehr feinkörnig = Sommerlage.

Mischlage verschiedener Diatomeenarten (hoher Anteil benthisch-litoralischer Arten) mit Kalzit, feineren und gröberen Resten organischer Substanz, häufig Pyrit = Herbst/ Winterlage.

Diese Folge von Feinschichten ist als Ergebnis der Sedimentation eines Jahres zu interpretieren.

In den Sedimentzonen II, III, IV und V ist keine Feinschichtung vorhanden.

### 4.3 Chronologie des erbohrten Sedimentes

Im Sediment des Holzsees enthielten die anstehenden 32,5 cm Sediment 77 Warven. Mittels der Warvenchronologie lässt sich damit der Bereich von 1922 bis 1999 AD jahresscharf datieren. Die Kernbasis wurde durch AMS-<sup>14</sup>C-Messungen auf 1650 AD datiert (DREIBRODT 2000).

## 5 Diskussion und Schlussfolgerungen

Die Erhaltung der Jahresschichten im Woseriner See zeigt offensichtlich eine Abhängigkeit von der Wassertiefe. Morphometrische Parameter als Steuergrößen wurden bereits von LARSEN & MACDONALD (1993) diskutiert. Daneben ist der Nährstoffstatus eines Sees von entscheidender Bedeutung für die Konservierung von Jahresschichten (z.B: ALEFS et al. 1996, WEHRLI et al. 1997). Ergebnisse geochemischer Analysen zeigen auffällige Veränderungen des Sedimentes, die mit dem Einsetzen der Jahresschichtung zeitlich parallel laufen (DREIBRODT 2000). Der Kalzitgehalt und der organische Kohlenstoffgehalt des Sedimentes zeigen bei Eintritt der Lamination starke Schwankungen. Der Opalgehalt des Sediments nimmt beim Einsetzen der Jahresschichten sprunghaft zu und ist im gewarvten Abschnitt deutlich höher als im älteren Sediment. Zusätzlich kommt es zu einer Anreicherung von Pyrit im gewarvten Sediment. Dies ist ein Indikator für einsetzende Anaerobie im Hypolimnion. Auch die Ergebnisse der diatomologischen Analysen zeigen abrupte Veränderungen vor und mit dem Einsetzen der Jahresschichtung (BRÜCHMANN et al. 2001). Der Gehalt an planktischen Arten und die Diatomeenkonzentration nehmen zu. Opalgehalt und Diatomeenkonzentration zeigen analoge Kurven und reproduzieren deshalb das Eutrophierungssignal mit verschiedenen Methoden. Die aufgezählten Indikatoren machen eine Eutrophierung zur wahrscheinlichen Ursache der Erhaltung der Jahresschichten im Profundal des Woseriner Sees. Bei der Suche nach weiteren Sequenzen mit biogenen Warven sollten nach unserer Erfahrung tiefe Seen mit kleinen Oberflächen und Einzugsgebieten und ausreichender Nährstoffversorgung (mesotroph-eutroph) bevorzugt werden.

## 6 Literaturverzeichnis

- ALEFS, J., MÜLLER, J. & LENHART, B. (1996): Die jährliche Änderung der Diatomeenvergesellschaftung seit 1958 in einem warvendatierten Sedimentkern aus dem Ammersee (Oberbayern). *Limnologica* 26: 39-48.
- BILLWITZ, K. (1997): Die Naturraumaustattung Mecklenburg-Vorpommerns vor dem Hintergrund der LAUTENSACHSchen Formenwandlehre. *Greifswalder Geographische Arbeiten* 14: 7-18.
- BRÜCHMANN, C., DREIBRODT, S & NEGENDANK, J. F. W. (2001): 200 years of lake history recorded in the laminated sediments of Lake Woserin, Mecklenburg-Vorpommern, Germany. EUG-Abstract.
- DREIBRODT, S. (2000): Die Oberflächensedimente des Woseriner Sees als Umweltarchive. Unveröff. Diplomarbeit, Universität Potsdam.
- GÄRTNER, G. (1969): Die ur- und frühgeschichtlichen Denkmäler und Funde des Kreises Sternberg. Museum für Ur- und Frühgeschichte; Schwerin.
- LARSEN, C. P. S. & MACDONALD, G. M. (1993): Lake morphometry, sediment mixing and the selection of sites for fine resolution palaeoecological studies. *Quaternary Science Reviews* 12: 781-792.
- LIESE, C. (2000): Landschaftsentwicklung am Woseriner See (Mecklenburg-Vorpommern). Universität Potsdam. Unveröff. Diplomarbeit, Universität Potsdam.
- LÜDER, B. & ZOLITSCHKA, B. (2001): Jahreszeitlich geschichtete Sedimente des Sacrower Sees (Brandenburg) als Archiv zur Rekonstruktion von Paläoumweltbedingungen. *Die Erde* 132: 381-397.
- MERKT, J. (1971): Zuverlässige Auszählungen von Jahresschichten in Seesedimenten mit Hilfe von Gross-Dünnschliffen. *Archiv für Hydrobiologie* 69: 145-154.
- NEGENDANK, J. F. W. & ZOLITSCHKA, B. (1999): High resolution records from European maar lakes. *Quaternary Science Reviews* 18: 885-888.
- RALSKA-JASIEWICZOWA, M., GOSLAR, T., MADEYSA, T. & STARKEL, L. (eds.) (1998): Lake Gosciadz, central Poland. Polish Academy of Sciences; Krakow.
- ROWINSKY, V. (1999): Moor- und pollenanalytische Untersuchungen zur Waldgeschichte des Naturschutzgebietes „Kläden“. Aus Kultur und Wissenschaft Heft 1/1999, Schriftenreihe des Landesamtes für Forsten und Großschutzgebiete Mecklenburg-Vorpommern, Naturpark Nossentiner/Schwinzer Heide: 59-74.
- SCHARF, B. (1998): Eutrophication history of Lake Arendsee (Germany). In: NOE-NYGAARD, N. (ed.): *Limnogeology - research and methods in ancient and modern lacustrine basins. Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology* 140: 85-96.
- SEENPROJEKT MECKLENBURG-VORPOMMERN (1995): Kurzgutachten Woseriner See. LUNG Mecklenburg-Vorpommern.
- WEHRLI, B., LOTTER, A. F., SCHALLER, T. & STURM, M. (1997): High-resolution varve studies in Baldeggersee (Switzerland): Projekt overview and limnological background data. *Aquatic Sciences* 59: 285-294.
- ZOLITSCHKA, B. (1998): Paläoklimatische Bedeutung laminiertes Sedimente - Holzmaar (Eifel, Deutschland), Lake C2 (Nordwest-Territorien, Kanada) und Lago Grande di Monticchio (Basilikata, Italien). Relief, Boden, Paläoklima 13.

### Anschriften der Verfasser

Dipl. Geogr. Stefan Dreibrodt & Prof. Dr. Hans-Rudolf Bork, Universität Kiel, Ökologie-Zentrum, Olshausenstrasse 40, D-24098 Kiel, e-mail: s3brodt@ecology.uni-kiel.de;  
Prof. Dr. Jörg F. W. Negendank, GeoForschungsZentrum, Telegrafenberg A43, 14473 Potsdam

## Rekonstruktion der Trophieentwicklung des Dudinghausener Sees (Mecklenburg) seit dem Subboreal

Reconstruction of trophic development of the Dudinghausener See,  
Mecklenburg, North Germany, since the Subboreal

MIRKO DREBLER, THOMAS HÜBENER, UWE SELIG & WALTER DÖRFLER

### Zusammenfassung

In Seemitte wurden zwei Sedimentkerne (10,68 und 0,52 m) erbohrt, an denen Sedimentchemieuntersuchungen, Pollenanalysen, Diatomeenuntersuchungen, AMS-<sup>14</sup>C-, <sup>210</sup>Pb- und <sup>137</sup>Cs-Datierungen durchgeführt wurden. Zusätzlich wurde die archäologische Fundsituation im konkreten Einzugsgebiet dargestellt. Es zeigte sich, dass siedlungsbedingte Aktivitäten im Einzugsgebiet bereits seit dem Subboreal einen wechselnden Einfluss auf die Trophie des Sees hatten. Allerdings konnte ab dem Ende der Eisenzeit bis zum Beginn des Mittelalters eine verstärkte Eisenzufuhr aufgrund eines erhöhten Grundwasserstandes nachgewiesen werden. In dieser Zeit ist mittels Diatomeenindikation kein anthropogener Einfluß auf den Wasserkörper trotz stark schwankender menschlicher Aktivitäten nachweisbar, da ständig Phosphatfällungsprozesse im See für mesotrophe Verhältnisse sorgten.

### Summary

Two sediment cores were taken from the middle of the lake (10,68 and 0,52 m). Analyses of pollen, diatoms, AMS-<sup>14</sup>C, <sup>210</sup>Pb and <sup>137</sup>Cs dating were carried out. Furthermore, the situation of all archaeological records within the catchment area were described. It was shown that settlement activity in the catchment area had an impact on the trophic state of the lake already since the Subboreal. From the end of the Iron Age to the Middle Ages a rise of the ground water level caused an increase of iron within the water column. During this time precipitation of phosphate in the lake induced a mesotrophic level, despite fluctuating human activities. Hence, the anthropogenic influence was not veritable by means of diatom-indication throughout these periods.

### 1 Einleitung

Die Festlegung von Sanierungszielen bzw. Leitbildern für ein konkretes Gewässer benötigt neben der Einschätzung der aktuellen trophischen Situation Kenntnisse über die trophische Genese, sowohl vor einer nennenswerten anthropogenen Beeinflussung als auch danach. Dieses ist mit Hilfe der Auswertung von in Seesedimenten gelagerten Diatomeenresten (Kieselalgen), die quasi als „Gedächtnis“ funktionieren, möglich. Diatomeenschalen sind aufgrund ihrer Haltbarkeit in fossilen Sedimenten bevorzugte Marker sedimentologischer Entwicklungen. Sie können neben anderen biogenen Ablagerungen, wie z.B. Pollen, Sporen, Cysten, Arthropodenresten u.a. die ökologischen Bedingungen vergangener Zeiträume speziell für den jeweiligen Wasserkörper dokumentieren. Dabei werden für bestimmte Gewässertypen der borealen/subarktischen Klimazonen jährliche, bei Hartwasserseen (Calzitstreifen) teilweise sogar saisonale zeitliche Auflösungen erreicht (ALEFS 1997). Die Dominanzverschiebungen innerhalb von Diatomeenassoziationen spiegeln Veränderungen wichtiger ökologischer Gewässerparameter (Trophie, Produktivität, Sedimentation usw.) wieder.

Die vorliegenden Untersuchungen sind Teil einer Studie zur Ermittlung des potenziell natürlichen Zustandes von Gewässern im norddeutschen Tiefland (SELIG et al. 2001).

### 2 Material und Methoden

#### 2.1 Untersuchungsgebiet

Der zum Einzugsgebiet der Warnow gehörende holo- und dimiktische Dudinghausener See (18,8 ha, 23 m ü. NN) befindet sich ca. 15 km südlich von Rostock im Landschaftsschutzgebiet „Dolgener und Hohen Sprenzer See“. Die Landschaft in der weiteren Umgebung des Sees ist durch geomorphologische Formenvielfalt und eine stark abwechselnde Substratdeckenstruktur gekennzeichnet (THIELE & MEHL 1995). Dies ist begründet mit der Lage im Rückland der Mecklenburgischen Seenplatte, einer verhältnismäßig jungen Grundmoränenlandschaft, die einen bedeutenden Bestandteil des norddeutschen Tieflands darstellt (HURTIG 1957). Im Grundmoränenland der Rosenthaler Staffel, speziell im Hinterland des Warnowlobus, befindet sich der Dudinghausener See. Der Entstehung nach handelt es sich um ein Toteisloch (BLOCH 1956). Der See wird heute durch einen bachartigen Zufluß im Süden gespeist. Der Wasserabfluß erfolgt über einen Graben im Norden des Sees in den Hohen Sprenzer See. Rezent besteht keine Verbindung zu grundwasserführenden Schichten. Im Einzugsgebiet des Dudinghausener Sees überwiegen bindige Böden (Lehm und Tieflehm), die grundwasser- bis staunässebestimmt

sind. Die aktuelle trophische Situation entspricht mit Gesamtposphorgehalten im Jahresverlauf von ca. 0,02 bis 0,07 mg P/l dem unteren eutrophen Milieu.

## 2.2 Sedimentuntersuchungen

Im Mai 1998 wurde im Bereich der größten Tiefe (15,2 m) ein 10,68 m langer Sedimentkern (im weiteren als Langkern bezeichnet) erbohrt (Kolbenlot und Plattform: Fa. Niederreiter jr., Mondsee, Österreich). Zur Gewinnung eines ununterbrochenen vertikalen Profils erfolgte die Bohrung eines zum Hauptkern um 1 m Tiefe versetzten Parallelkernes. Zur exakten Erfassung der oberen Sedimentschichten wurde zusätzlich ein Oberflächenkern (0,52 m, „Mondseecorer“, Fa. Niederreiter jr.) entnommen. Die Parallelisierung des Lang- und Kurzkernes erfolgt über markante Diatomeenentwicklungen. Neben den sedimentologischen Grundparametern (TM, org. TM, Kalk) wurden die Nährstoff- und Metallgehalte sowie die Phosphorverbindungen analysiert. Die Datierung im Langkern erfolgte anhand von 6 AMS-<sup>14</sup>C-Analysen. Das Oberflächensediment wurde über die <sup>210</sup>Pb- und <sup>137</sup>Cs-Konzentrationen datiert. Die palynologischen Untersuchungen erfolgten alle 16 cm (0-216 cm), darüber hinaus im Abstand von 32 cm. Die Diatomeenuntersuchungen erfolgten im Oberflächenkern 4 cm-weise, im Langkern im Abstand von 8 cm (Abb. 1, 2). Die Bearbeitung der Sedimentproben erfolgte modifiziert (DREBLER 2001) nach KALBE & WERNER (1974). Es wurden in den Dauerpräparaten der relative Anteil der einzelnen Taxa nach der Auszählung von mindestens 500 halben Schalen ermittelt. Die Rekonstruktion der TP-Freiwasserkonzentrationen erfolgte nach SCHÖNFELDER (1997). Näheres zur Methode bei SCHÖNFELDER et al. (2000) und HÜBENER et al. (2001).

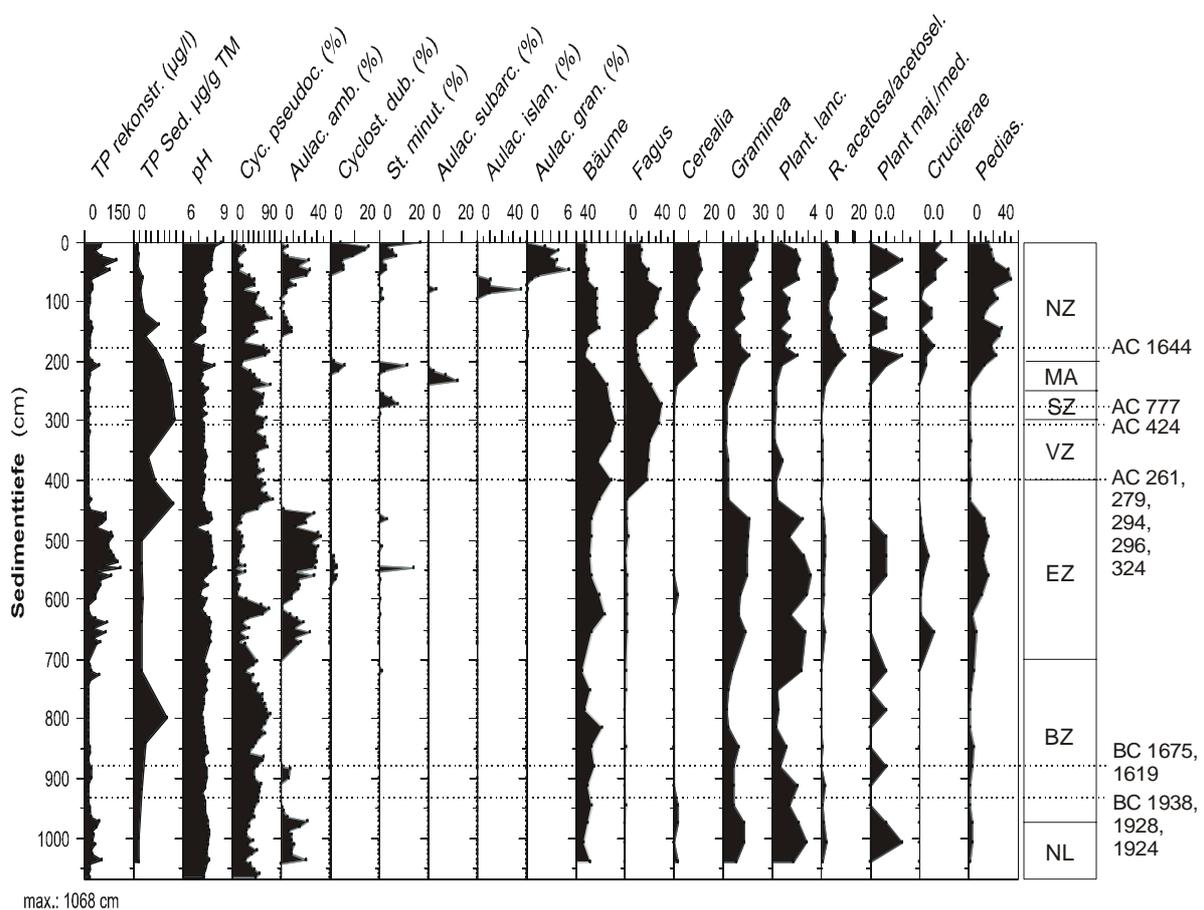


Abb. 1: Zusammenfassung wichtiger Parameter (rekonstr. Gesamtphosphat des Wasserkörpers, Gesamtphosphat im Sediment, Diatomeen und Pollen) aus dem Langkern des Dudinghausener See. Abkürzungen der Archäozonen: NL Neolithikum, BZ Bronzezeit, EZ Eisenzeit, VZ Völkerwanderungszeit, SZ Slawenzeit, MA Mittelalter, NZ Neuzeit. Radiokarbondatierungspunkte als gestrichelte Linien mit dem nach Kalibrierung möglichen Alter. TP = Gesamtphosphorgehalt. Daten: Gesamtphosphor im Sediment: SELIG, Uni Rostock; Radiokarbondatierungen: NADEAU, Uni Kiel; Pollen: DÖRFLER, Uni Kiel.

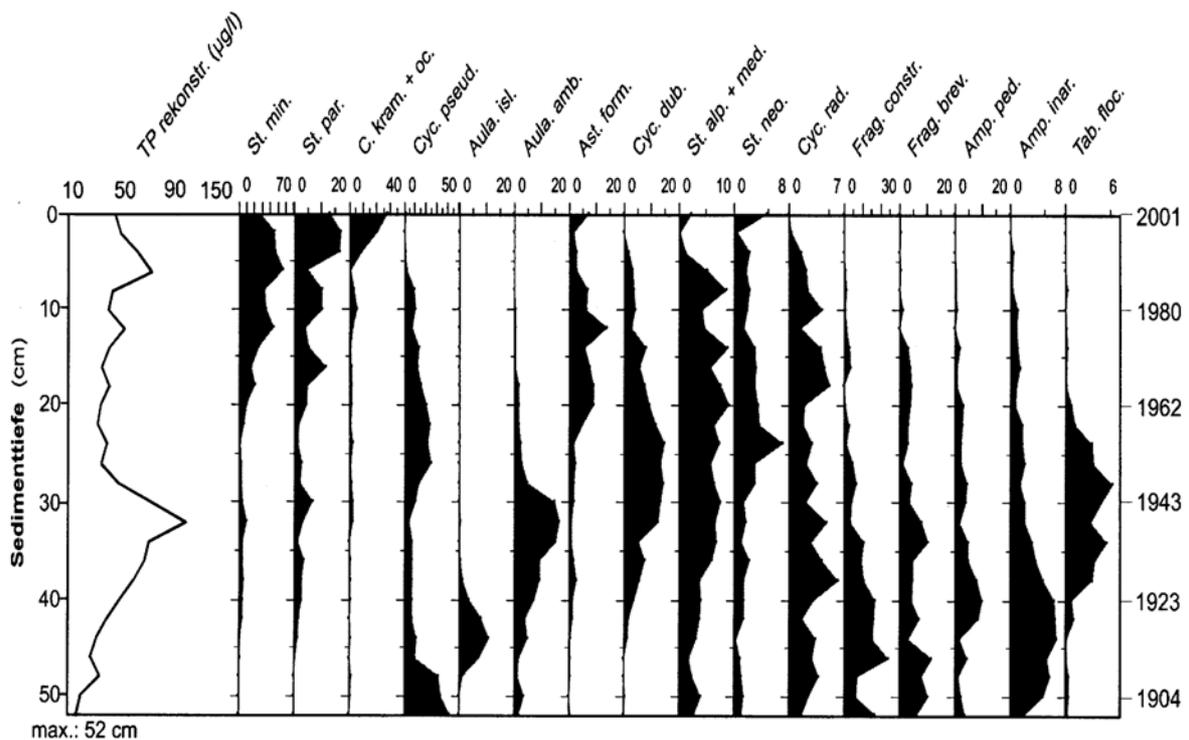


Abb. 2 Rekonstruierter Gesamtphosphorgehalt des Wasserkörpers und Diatomeen aus dem Kurzkern des Dudinghausener Sees, die mindestens einmal im Kurzkern einen relativen Anteil von 5 % übersteigen. Rechts Jahre nach Bleidatierung. (St. min. = *Stephanodiscus minutulus*, St. par. = *S. parvus*, St. alp.+med. = *S. alpinus/medius*, St. neo. = *S. neoastraea*, C. kram.+oc. = *Cyclotella krammeri/ocellata*, Cyc. pseud. = *C. pseudocomensis*, Cyc. rad. = *C. radiosa*, Aula. isl. = *Aulacoseira islandica*, Aula. amb. = *A. ambigua*, Ast. form. = *Asterionella formosa*, Cyc. dub. = *Cyclostephanos dubius*, Frag. constr. = *Fragilaria construens*, Frag. brev. = *F. brevistriata*, Amp. ped. = *Amphora pediculus*, Amp. inar. = *A. inariensis*, Tab. flocc. = *Tabellaria flocculosa*).

### 3 Ergebnisse und Diskussion

Die tiefsten Sedimente aus dem Neolithikum (1068 cm, hier ab 2600 bis 2000 BC) weisen bereits auf mesotrophe bis schwach eutrophe Verhältnisse hin (Abb. 1). Pollenanalysen sowie die vorliegende reichhaltige Fundsituation belegen anthropogene Aktivitäten im Umfeld des Sees. Die trophische Situation der Bronzezeit (2000 bis 500 BC) entspricht fast durchgehend schwach mesotrophen Verhältnissen. Das nähere Einzugsgebiet wurde nur sporadisch als Siedlungsraum genutzt. In der Eisenzeit (500 BC bis 300 AC) wurde das nähere Einzugsgebiet deutlich nachweisbar mit wechselnder Intensität als Siedlungsraum in Anspruch genommen. Damit einher gehen die höchsten indizierten Gesamtphosphorwerte für den Dudinghausener See. Zum Ende dieses Abschnitts kam es zu einer Ausdünnung der Besiedlung. Gleichzeitig vollzog sich ein Anstieg des Grund- und Seewasserspiegels. Die damit verbundene verstärkte Eisenzufuhr führte zu Phosphatfällungsprozessen im See, was eine deutliche Verbesserung der trophischen Situation bewirkte. Nachlassende Siedlungsaktivitäten während der Völkerwanderungszeit (300 bis 500 AC) sowie anhaltender Grundwassereinstrom stabilisierten die schwach mesotrophen Bedingungen. Auch während der Slawenzeit (500 bis 1000 AC) kompensierte diese Phosphatfällung negative Auswirkungen einer nachgewiesenen beträchtlichen Siedlungsaktivität, die sich in der Fundsituation sowie veränderten Pollen- und Diatomeenzusammensetzungen widerspiegelt. Der indizierte Gesamtphosphorgehalt blieb auf mesotrophen Niveau. Das Mittelalter (1000 bis 1500 AC) markiert einen deutlichen Wendepunkt in der Entwicklung des Dudinghausener Sees. Sehr schnell wurde eutrophes Milieu erreicht. Auch die Zusammensetzung der Diatomeenflora, ebenso die der Pollen, liegt hier deutlich verändert vor. Verbunden ist dies mit einer kontinuierlichen Abnahme des Grundwassereinstroms. Während der Neuzeit (1500 AC bis heute) lassen sich bis zum Beginn des 20. Jahrhunderts für den Dudinghausener See schwankende Bedingungen im mesotrophen Bereich konstatieren. Eine wechselhafte Siedlungsgeschichte führte zu deutlich nachweisbaren Belastungen der Gewässersituation, aber erst seit dem 20. Jahrhundert befinden sich die Gesamtphosphorgehalte im moderat eutrophen Milieu. Der See ist seit ca. 50 Jahren durch eine vollkommen neue Diatomeenflora charakterisiert, die in unteren Sedimentschichten nicht zu finden war (Abb. 2). Ab ca. 1985 zeigte sich wieder eine leichte Verbesserung der Trophiesituation des Dudinghausener Sees, so dass sowohl aktuelle Gewässerdaten als auch die Diatomeen des oberen Sedimenthorizontes schwach eutrophe Verhältnisse belegen.

#### 4 Literatur

- ALEFS, J. (1997): Feinstratigraphie und Diatomeensukzession in den Profundalsedimenten des Ammersees und Starnberger Sees (Oberbayern). München.
- BLOCH, H. (1956): Aufnahmebericht zur geologischen Übersichtskartierung des MTB 2039. Unveröff. Bericht, Archiv des geologischen Landesamtes M-V; Güstrow.
- DREBLER, M. (2001): Diatomeenuntersuchungen zur Rekonstruktion der Trophieentwicklung des Dudinghauseener Sees seit dem Subboreal. Unveröff. Diplomarbeit, Universität Rostock.
- HÜBENER, T., ADLER, S. & SELIG, U. (2001): Nutzung einer Diatomeen-Gesamtphosphat Korrelation zur Trophieindikation. Erste Ergebnisse aus mecklenburgischen Seen. Rostocker Meeresbiologische Beiträge 9: 37-45.
- HURTIG, T. (1957): Physische Geographie von Mecklenburg. Deutscher Verlag der Wissenschaften; Berlin.
- KALBE, L. & WERNER, H. (1974): Das Sediment des Kummerower Sees. Untersuchung des Chemismus und der Diatomeenflora. Int. Revue ges. Hydrobiol. 59: 75 5-782.
- 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. Berlin-Stuttgart.
- SCHÖNFELDER, I. (2000): Indikation der Gewässerbeschaffenheit durch Diatomeen. Handbuch angewandte Limnologie 9, Erg. Lfg. 4/00 1.
- SELIG, U., HÜBENER, T. & SCHWARZ, A. (2001): Untersuchungen zum potentiell natürlichen Zustand von dimiktischen Seen anhand paläolimnologischer Sedimentuntersuchungen. Unveröff. Forschungsbericht, Universität Rostock.
- THIELE, V. & MEHL, D. (1995): Ein ökologisch begründetes Sanierungskonzept für das Gewässereinzugsgebiet der Warnow (Mecklenburg-Vorpommern). Schriftenreihe LAUN M-V 2.

#### **Anschriften der Verfasser**

Dipl. Biol. Mirko Dreßler & Dr. Thomas Hübener, Universität Rostock, Fachbereich Biowissenschaften, Institut für Biodiversitätsforschung, Allgemeine und Spezielle Botanik, D-18057 Rostock, Wismarsche Str. 8, e-mail: mirko.dressler@gmx.de, e-mail: thomas.huebener@biologie.uni-rostock.de;  
Dr. Uwe Selig, Universität Rostock, Fachbereich Biowissenschaften, Institut für Aquatische Ökologie, D-18051 Rostock, A.-Einstein-Str., e-mail: uwe.selig@biologie.uni-rostock.de;  
Dr. Walter Dörfler, Universität Kiel, Institut für Ur- und Frühgeschichte, D-24098 Kiel, Olshausenstr. 40, e-mail: wdoerfler@ufg.uni-kiel.de

## Steuerung paläolimnologischer Prozesse durch klimatische Einflussgrößen (Sacrower See bei Potsdam)

Climatological parameters controlling palaeolimnological processes  
(Lake Sacrow, NE Germany)

BRITTA LÜDER & BERND ZOLITSCHKA

### Zusammenfassung

Die Sedimente des Sacrower Sees wurden auf Zusammenhänge zwischen meteorologischen Daten und sedimentologischen Parametern untersucht. Durch mikromorphologische Analyse der jahreszeitlichen Schichtung (Warven) in den obersten 35 cm des Sediments konnte eine jahrgenaue Chronologie aufgestellt werden. Der dadurch mögliche Vergleich der Warvenmächtigkeiten mit Klimadaten zeigt einen Zusammenhang zwischen Sommertemperatur und Warvenmächtigkeit.

### Summary

Correlations between meteorological data and sedimentological parameters have been studied based on sediments from Lake Sacrow. With the upper 35 cm of the sediment being annually laminated (varved), it is possible to establish a calendar year chronology using micromorphological analyses. By comparing varve thickness with climatological data, correlations between summer temperature and varve thickness can be shown.

### 1 Einführung

Seesedimente dienen als wertvolle Archive zur Rekonstruktion von Paläoumwelt- und Paläoklimabedingungen (BERGLUND 1986). Von besonderer Bedeutung sind jahreszeitlich geschichtete (warvierte) Seesedimente, da sie eine unabhängige Chronologie in sich tragen, und so eine jahrgenaue Datierung des Sediments und der darin aufgezeichneten Ereignisse möglich ist (GOSLAR et al. 1999, LOTTER et al. 1997, NIESSEN & STURM 1987). Auch der obere Bereich des Sediments des karbonatreichen Sacrower Sees ist laminiert und bietet so die Möglichkeit, sedimentologische Parameter mit klimatologischen Parametern zu vergleichen.

Der Sacrower See liegt ca. 5 km nordöstlich von Potsdam (29,5 m ü. NN). Er ist ein glazialer Rinnensee (Länge: 3,2 km, Breite: 250 bis 500 m, max. Tiefe: 38 m). Das Einzugsgebiet des Sacrower Sees setzt sich aus einem größtenteils bewaldeten Binneneinzugsgebiet (ca. 6,9 km<sup>2</sup>) und dem vor allem landwirtschaftlich und als Siedlungsfläche genutzten Einzugsgebiet des weiter nördlich gelegenen Groß Glienicker Sees zusammen (KNÖSCHE & RÜMLER 1991). Der Sacrower See ist ein dimiktischer See, der seit Anfang des 20. Jahrhunderts Gegenstand limnologischer Untersuchungen ist (BEHRENS 1914, SCHICKENDANZ 1910/1911). So konnten bereits 1909 im Profundal des Sees anoxische Bedingungen festgestellt werden (SCHICKENDANZ 1910/1911). Die niedrigen Sauerstoffwerte wurden durch anthropogene Nährstoffeinträge und dadurch steigende Primärproduktion verursacht – 1992 wurde er als eutroph bis hypertroph eingestuft (RÜMLER & WELLNER 1992).

Die verwendeten klimatologischen Daten stammen vom Meteorologischen Observatorium Potsdam, das sich ca. 5 km NNW des Sacrower Sees auf dem Telegraphenberg (81 m ü. NN) befindet (LEHMANN & KALB 1993). Es existieren meteorologische Zeitreihen seit 1893, in dieser Arbeit wurden die Monatsmittel der Lufttemperatur ( $T_{mit}$ ), die Monatsmittel des Tagesmaximums ( $T_{max}$ ) bzw. des Tagesminimums ( $T_{min}$ ) der Lufttemperatur, die Monatssummen der Niederschlagshöhe (N) und die jährliche Anzahl von Ereignistagen zur Analyse herangezogen.

### 2 Methoden

Für diese Untersuchungen wurden 1998 und 1999 mit einem Schwerelot Sedimentkerne zwischen 69 und 99 cm Länge aus der tiefsten Stelle des Nordbeckens (38 m) entnommen. Nach makroskopischer Beschreibung und photographischer Dokumentation wurden sie für mikrostratigraphische, geophysikalische und geochemische Untersuchungen beprobt. Aus dem Sediment der Kerne Sacrow 98-3, Sacrow 98-6 und Sacrow 99-2 wurden Großdünnschliffe hergestellt. An diesen Dünnschliffen wurde der Aufbau der Lagen analysiert und diese ausgezählt und vermessen. Die Lagenmächtigkeit pro Jahr ergibt die Sedimentationsrate (SR in mm\*a<sup>-1</sup>). Die geochemischen Parameter organischer und anorganischer Gesamtkohlenstoff, Gesamtstickstoff und biogenes Silizium wurden für jeden Zentimeter am Kern Sacrow 99-4 bestimmt. Eine ausführliche Beschreibung der Methoden und der Ergebnisse der geochemischen Untersuchungen findet sich in LÜDER & ZOLITSCHKA (2001).

Die monatlichen Klimadaten wurden für jede Jahreszeit (Winter: Dezember bis Februar, Frühjahr: März bis Mai, Sommer: Juni bis August, Herbst: September bis November) und halbjährlich (Mai bis Oktober, November

bis April) zusammengefasst. Zum Vergleich der Warvenmächtigkeiten mit den Klimadaten wurden die Datenreihen standardisiert und geglättet (gleitendes Mittel aus 5 Werten). Die Datenreihen werden im Folgenden als Warven- bzw. Temperatur- oder Niederschlagsindizes bezeichnet.

### 3 Sedimentaufbau

Das Sediment des Sacrower Sees ist vorwiegend organisch und gliedert sich in drei deutlich abgrenzbaren lithologischen Einheiten (Abb. 1). Lithozone I (in Sedimentkern Sacrow 98-6: 0 cm bis 34,5 cm) ist deutlich hell- dunkel laminiert, Lithozone II (Sacrow 98-6: 34,5 cm bis 41,5 cm) ist homogen dunkelbraun und Lithozone III (Sacrow 98-6: 41,5 cm bis 99 cm) ist beige-grau mit einigen eingeschalteten, undeutlichen helleren und dunkleren Lagen. Durch die mikroskopischen Analysen der Großdünnschliffe konnte ein regelmäßiger Aufbau der Lagen in Lithozone I nachgewiesen werden. Dieser ist mit dem der Warven in anderen Seen vergleichbar (LOTTER et al. 1997, NIESSEN & STURM 1987). Auch die Ergebnisse von limnologischen Untersuchungen im Sacrower See (MÖLLER 1933, MÖLLER 1935, RÜMMLER et al. 1997, RÜMMLER & WELLNER 1992) sprechen für die Jahreszeitlichkeit der Lagen. Somit werden sie als Jahreslagen (Warven) interpretiert. Sie sind folgendermaßen aufgebaut:

Die Winterlage zeichnet sich durch den hohen Anteil an biogenem Detritus und das Vorkommen von größeren litoralen Diatomeenarten sowie Pyrit aus. Sie ist jedoch nicht in allen Jahren deutlich ausgebildet und tritt manchmal gar nicht auf.

Die Frühjahrslage ist durch stark zunehmendem Diatomeenanteil (überwiegend zentrische Planktonarten) gekennzeichnet. Die meist dominante Art *Stephanodiscus minutulus* tritt zu Beginn dieser Lage massenhaft auf.

Die Sommerlage besteht hauptsächlich aus im See gefällten Kalzitkristallen. Die Ausfällung beginnt im Frühsommer, wenn durch die Planktonblüten vermehrt CO<sub>2</sub> verbraucht wird. Mit dem plötzlichen Einsetzen der Kalzitfällung werden zunächst große Kristalle abgelagert, deren Größe im Laufe des Sommers abnimmt. Zusätzlich treten Kalkschalen der Grünalge *Phacotus spp.* massenhaft auf.

Die Herbstlage ist nicht immer eindeutig abgrenzbar. Neben kleinen Kalzitkristallen treten vermehrt längliche Diatomeen auf, außerdem größere zentrale Arten.

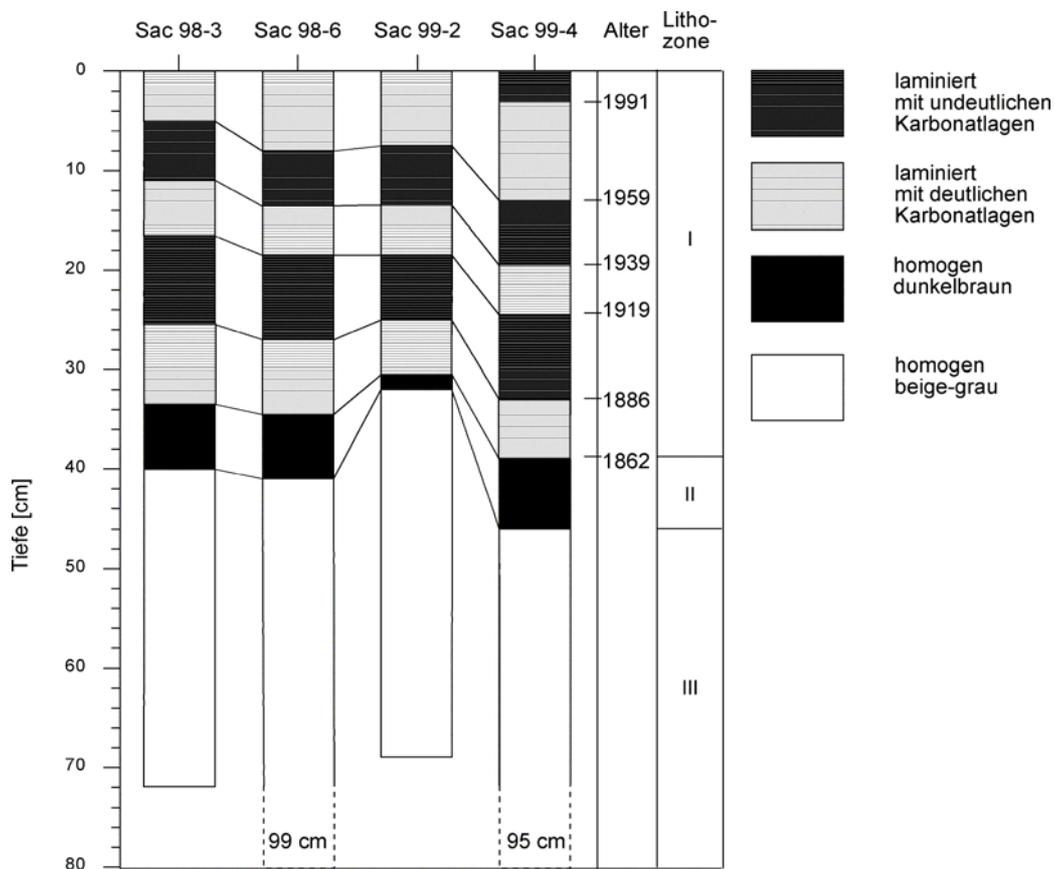


Abb. 1: Schematische Profile und Kurzbeschreibung der Sedimentkerne Sacrow 98-3, Sacrow 98-6, Sacrow 99-2 und Sacrow 99-4.

#### 4 Chronologie

Die Chronologie des Profils beruht auf zwei unabhängigen Auszählungen und Vermessung der Warven der Profile Sacrow 98-3, 98-6 und 99-2. Die Ergebnisse zeigen, dass die Lithozone I 126 Jahre umfasst. Die Sedimentationsrate ergibt sich aus den Warvenmächtigkeiten und beträgt im Durchschnitt  $2,4 \pm 0,7$  mm pro Jahr. Weitere unabhängige Datierungen durch  $^{210}\text{Pb}$  und  $^{137}\text{Cs}$  werden zur Zeit durchgeführt.

#### 5 Sedimentationsraten und Klimaparameter

Im Folgenden wird eine erste Einschätzung des Zusammenhangs von Klimaparametern und Warvenmächtigkeiten des Profils Sacrow gegeben (Abb. 2). Weitergehende statistische Auswertungen können erst nach Absicherung der Chronologie durch die Ergebnisse der  $^{210}\text{Pb}$  und  $^{137}\text{Cs}$  Datierungen durchgeführt werden.

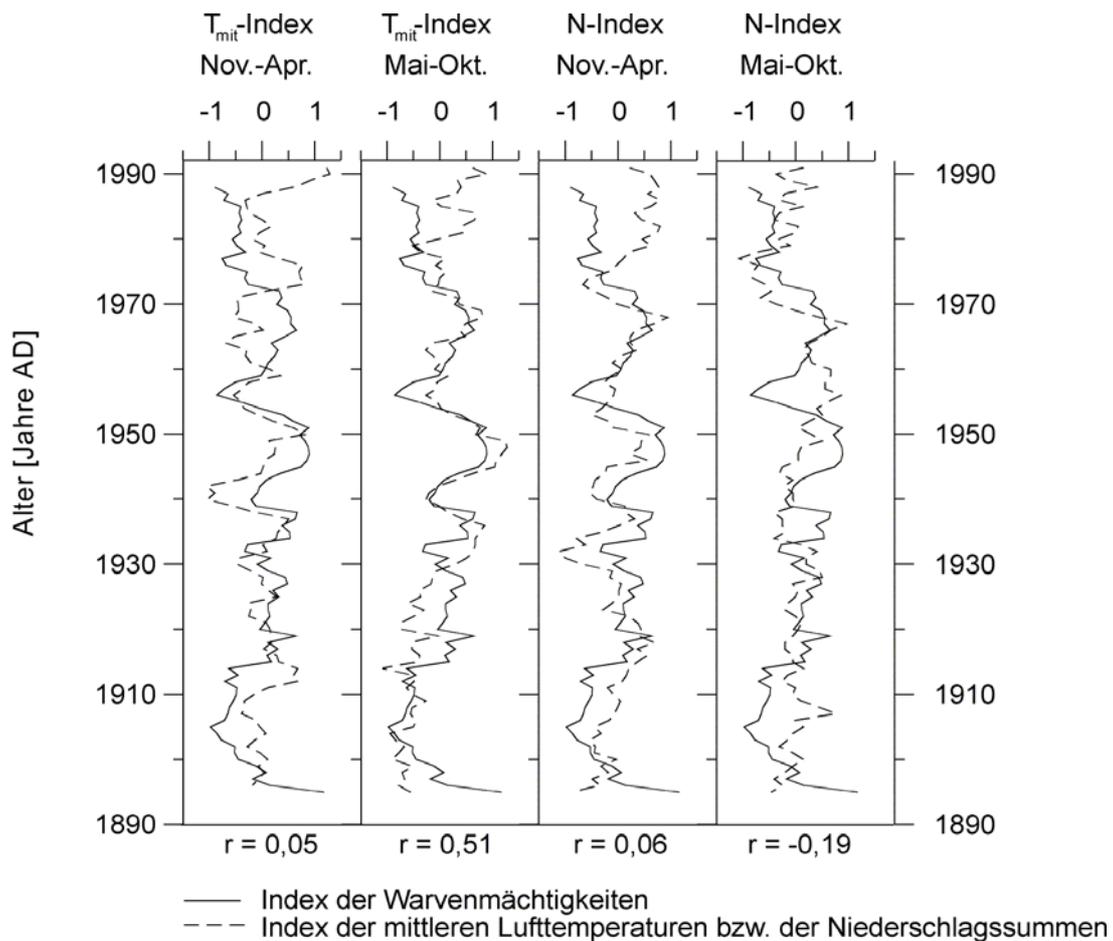


Abb. 2: Vergleich des Warvenindex (standardisierte und geglättete Warvenmächtigkeiten) und der Indizes der Sommer- und Wintermitteltemperaturen ( $T_{mit}$ ) bzw. Sommer- und Winterniederschläge (N) (standardisiert und geglättet).

Der Warvenindex korreliert nicht mit den Wintertemperaturen ( $T_{mit}$  November bis April) ( $r = 0,05$ ). Die Variation der jährlichen Sedimentationsraten geht hauptsächlich auf die Menge des im Sommerhalbjahr abgelagerten Materials zurück, das Winterhalbjahr spielt eine untergeordnete Rolle. Dafür sprechen auch die oft undeutlich ausgeprägten Winterlagen. Zwischen dem Niederschlagsindex und dem Warvenindex zeigt sich weder für das Sommerhalbjahr (Mai bis Oktober) noch für das Winterhalbjahr (November bis April) ein Zusammenhang ( $r = -0,19$  bzw.  $r = 0,06$ ). Der Nährstoffeintrag, der das Algenwachstum stark beeinflusst, hängt damit im Sacrower See nicht direkt mit der Niederschlagsmenge und dem daraus resultierenden Oberflächenabfluss zusammen. Vielmehr wird er von anderen Faktoren (z. B. anthropogenem Eintrag) bestimmt. Diese Aussage wird dadurch unterstützt, dass der Warvenindex keinen Zusammenhang mit der Anzahl der Tage mit Starkniederschlägen (Niederschlägen über 10 mm) zeigt ( $r = 0,06$ ).

Dagegen ergibt sich zwischen Sommertemperaturen und Sedimentationsraten ein Zusammenhang. Der Warvenindex und den Indizes  $T_{mit}$  (Mai bis Oktober) und  $T_{max}$  (Mai bis Oktober) korrelieren mit  $r = 0,51$  bzw.  $r = 0,5$ . Diese Korrelation lässt sich durch die mit steigender Temperatur zunehmende Primärproduktion,

dadurch stärkere biogene Entkalkung und somit höherer Sedimentationsraten erklären. In Abbildung 2 ist die Kurve des Warvenindex zusammen mit Kurven verschiedener Klimaparameter in Abhängigkeit der Sedimenttiefe dargestellt. Bei  $T_{mit}$  (Mai bis Oktober) ist erkennbar, dass dieser Index in verschiedenen Zeitabschnitten unterschiedlich stark mit dem Warvenindex zusammenhängt. Die Kurven korrelieren im Zeitabschnitt 1905 bis 1980 stärker ( $r = 0,65$ ) als im gesamten Profil. Für den Abschnitt seit 1980 ist es denkbar, dass die unterschiedliche Entwicklung der beiden Indizes mit den stärker werdenden Nährstoffeinträgen in den See zusammenhängt und damit eine zunehmende Bedeutung seeinterner Einflüsse auf die Sedimentationsraten anzeigt.

## 6 Literaturverzeichnis

- BEHRENS, H. (1914): Quantitative Planktonstudien vom Sacrower See. *Archiv für Hydrobiologie* 9: 579-586.
- BERGLUND, B. E. (Hrsg.) (1986): *Handbook of Holocene Palaeoecology and Palaeohydrology*. 869 S.; Chichester.
- GOSLAR, T., RALSKA-JASIEWICZOWA, M., VAN GEEL, B., LACKA, B. & SZEROCZYNSKA, K. (1999): Anthropogenic changes in the sediment composition of Lake Goszcz (central Poland), during the last 330 yrs. *Journal of Paleolimnology* 22: 171-185.
- KNÖSCHE, R. & RÜMMLER, F. (1991): Gutachten über die Zweckmäßigkeit der Wiedereinrichtung des Verbindungsgrabens zwischen dem Großglienicker und dem Sacrower See. Potsdam.
- LEHMANN, A. & KALB, M. (1993): 100 Jahre meteorologische Beobachtungen an der Säkularstation Potsdam 1893 - 1992. 30 S.; Offenbach am Main.
- LOTTER, A. F., STURM, M., TERANES, J. L. & WEHRLI, B. (1997): Varve formation since 1885 and high-resolution varve analyses in hypertrophic Baldeggersee (Switzerland). *Aquatic Sciences* 59: 304-325.
- LÜDER, B. & ZOLITSCHKA, B. (2001): Jahreszeitlich geschichtete Sedimente des Sacrower Sees (Brandenburg) als Archiv zur Rekonstruktion von Paläoumweltbedingungen. *Die Erde* 132: 381-397.
- MÖLLER, L. (1933): Der Sakrower See bei Potsdam. *Verhandlungen der Internationalen Vereinigung für theoretische und angewandte Limnologie* 6: 201-216.
- MÖLLER, L. (1935): Stechlin-See und Sakrower See. (Ein Beitrag zur Charakteristik eutropher und oligotropher Seetypen.). *Archiv für Hydrobiologie* 29: 137-156.
- NIESSEN, F. & STURM, M. (1987): Die Sedimente des Baldeggersees (Schweiz) - Ablagerungsraum und Eutrophierungsentwicklung während der letzten 100 Jahre. *Archiv für Hydrobiologie* 108: 365-383.
- RÜMMLER, F., SCHIEWE, S. & EBEL, H. (1997): Arbeitsbericht 1997 zur wissenschaftlichen Begleitung der Sanierung des Sacrower Sees mittels Tiefenwasserbelüftung. Potsdam.
- RÜMMLER, F. & WELLNER, E. (1992): Arbeitsbericht 1992 zur wissenschaftlichen Begleitung der Sanierung des Sacrower Sees mittels Tiefenwasserbelüftung Teil 1 und 2. Potsdam.
- SCHICKENDANZ, G. (1910/1911): Temperaturen und Sauerstoff im Sakrower See bei Potsdam. *Internationale Revue der Gesellschaft für Hydrobiologie und Hydrogeographie*: 84-92; Leipzig.

## Dank

Wir bedanken uns bei Prof. Dr. J. F. W. NEGENDANK (GeoForschungsZentrum Potsdam), allen MitarbeiterInnen des Pb 3.3 des GFZ Potsdam und den MitarbeiterInnen des Instituts für Binnenfischerei e. V. Potsdam für die Unterstützung dieser Arbeit.

## Anschrift der Verfasser

Dipl. Geogr. Britta Lüder & Prof. Dr. Bernd Zolitschka, Universität Bremen, Institut für Geographie, GEOPO-LAR, Celsiusstrasse FVG-M, D-28359 Bremen, e-mail: blueder@uni-bremen.de

## **Die subfossile Chironomidenfauna des Schulzensees (Mecklenburg-Vorpommern)**

The subfossile chironomid community of Lake Schulzensee  
(Mecklenburg-Vorpommern, NE Germany)

EVA CHRISTINE MOSCH & BURKHARD W. SCHARF

### **Zusammenfassung**

Die subfossile Chironomidenfauna des Schulzensees bei Peetsch im südlichen Mecklenburg-Vorpommern wurde bestimmt und die Trophieentwicklung anhand der Zönose rekonstruiert. Der See wird seit der Älteren Dryas von Chironomiden besiedelt. Er ist zunächst entsprechend seiner glazialen Entstehung bis etwa zum Ende des Atlantikums als oligotroph einzustufen. Im weiteren Verlauf kommt es zu einem Anstieg des Nährstoffgehaltes mit vermutlich zunehmend schlechterer Sauerstoffversorgung des Profundals. Ab Mitte des Subatlantikums zeigt ein deutlicher Umbruch der Zönose eine steigende Eutrophierung des Gewässers an.

### **Summary**

The chironomid remains of Lake Schulzensee near by Peetsch in the south of Mecklenburg-Vorpommern were analyzed and the development of the trophic state reconstructed. The lake is inhabited by chironomids since the Older Dryas. After deglaciation, the lake can be classified as oligotrophic until the end of Atlantic. Since the onset of the Subboreal, the nutrient content has been continually increasing, resulting in a decreasing oxygen supply of the profundal zone. At the middle of the Subatlantic a distinct change of the chironomid fauna indicates an increase eutrophication of the lake.

### **1 Einleitung**

Die Untersuchung von Seesedimenten erlaubt Rückschlüsse auf frühere Umweltbedingungen, da sie durch ihre geochemische Zusammensetzung und ihren Floren- und Fauneninhalt die Bedingungen, unter denen sie entstanden sind, sehr genau abbilden (SMOL et al. 1991). Chironomiden gelten nach dem heutigen Stand der Forschung als gute Indikatoren der Trophie sowie weiterer Parameter wie z.B. pH-Wert und Salinität (z.B. WALKER 1993). Weiterhin ermöglichen sie eine Rekonstruktion der Paläotemperaturen, so dass sie als Indikatoren zur Bestimmung des Paläoklimas dienen (OLANDER et al. 1997, WALKER et al. 1997, SMITH et al. 1998). Das Ziel der vorliegenden Untersuchung ist die Rekonstruktion der Trophieentwicklung des Schulzensees in Abhängigkeit von Paläoklima und anthropogenen Einflüssen.

### **2 Untersuchungsgebiet**

Der Schulzensee bei Peetsch, südöstlich von Mirow (Mecklenburg-Vorpommern) gelegen, ist von einem gut ausgebildeten Schilfgürtel mit angrenzendem Erlensaum umgeben, im weiteren Umland finden sich hauptsächlich Kiefernforsten, Wiesen und Felder. Er hat eine Fläche von 48,5 ha bei einer maximalen Tiefe von 21,7 m und ist mit seinem relativ kleinen Einzugsgebiet heute als schwach eutroph einzustufen. Der See weist ein Sauerstoffdefizit im Hypolimnion auf und bildet aufgrund der geringen Windexposition bereits früh im Jahr eine thermische Schichtung aus, die bis weit in den Herbst erhalten bleibt.

### **3 Kernbeschreibung**

Die Entnahme der Sedimentkerne erfolgte im Bereich der größten Wassertiefe bis auf eine Sedimenttiefe von 16,5 m. Der Kern besteht in den unteren 1,5 m aus größtenteils sandigen Ablagerungen mit teilweise stark kohlehaltigen Schichten. Daran schließen sich unterschiedlich strukturierte Kalk- und Algenmudden an. In einer Sedimenttiefe von 1403 cm liegt eine etwa 1 cm starke Bimstufelage des Laacher See-Vulkanismus (~12.900 cal B.P.; SCHMINCKE et al. 1999).

### **4 Entwicklung der Chironomiden-Zönose**

Aus 54 Proben konnten 8304 Chironomiden-Kopfkapseln (Kk) entnommen und 54 taxonomischen Gruppen zugeordnet werden (Abb. 1).

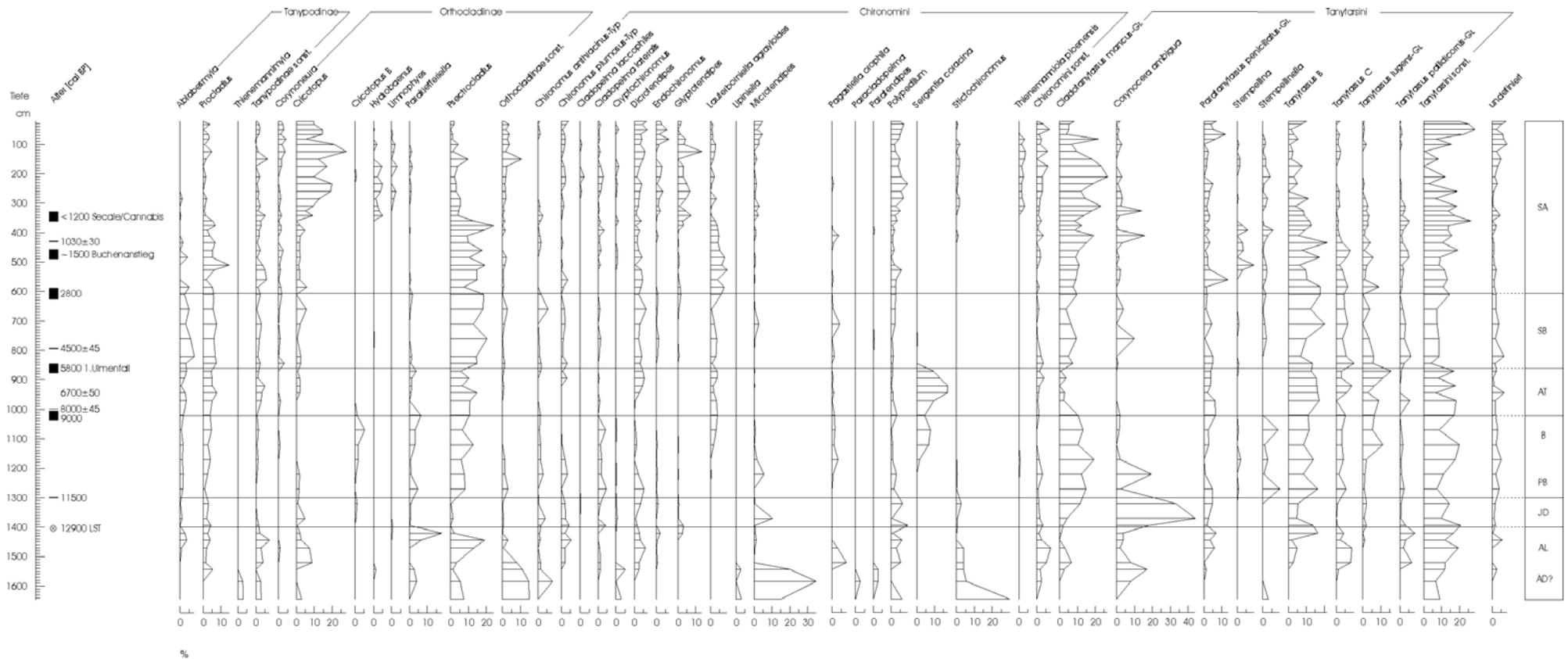


Abb. 1: Stratigraphie der subfossilen Chironomidenfauna des Schulzensees bei Peetsch (Mecklenburg-Vorpommern);

Anteile der Taxa [%] in Abhängigkeit von der Sedimenttiefe [cm]

SA: Subatlantik, SB: Subboreal, AT: Atlantikum, B: Boreal, PB: Präboreal, JD: Jüngere Dryas, AL: Allerød, AD: Ältere Dryas;  
LST: Laacher See Tephra.

Bereits die mineralreichen, sandigen Sedimente der Älteren Dryas werden von Chironomiden besiedelt, wobei die Besiedlungsdichte zunächst sehr gering ist (0,8-20 Kk/mL). Diese Phase ist geprägt von überwiegend kalt-stenothermen, oxybionten Arten, die sich intolerant gegenüber Eutrophierung zeigen und teilweise sandige Substrate bevorzugen (*Thienemannimyia*, *Lipiniella*, *Microtendipes*, *Paracladopelma* und *Stictochironomus*). Im Bereich der Tephra-Lage erfolgt in der Jüngeren Dryas ein starker Abundanzanstieg (max. 134,4 Kk/mL), der vor allem durch das vermehrte Auftreten von *Corynocera ambigua* verursacht wird. Auch in anderen Untersuchungen zeigte *C. ambigua* in Gewässern der temperierten Zone dieses Massenaufreten im Bereich von Allerød und Jüngerer Dryas, häufig in Verbindung mit Characeenoosporen (BRODERSEN & LINDEGAARD 1999). Das stärkste Auftreten an Characeen im Schulzensee fällt ebenfalls ins Allerød, wobei *C. ambigua* in dieser Phase zurücktritt. Bereits ab dem Präboreal verringert sich die Besiedlungsdichte relativ schnell auf ein mittleres Niveau (~55 Kk/mL), um welches sie bis ins späte Subatlantikum pendelt. Etwa ab Beginn des Boreals bis zum Ende des Atlantikums tritt *Sergentia coracina* auf, wohingegen *C. ambigua* nahezu verschwindet. In der Zeit vom Subboreal bis etwa zur Mitte des Subatlantikums treten vor allem *Psectrocladius* spp. sowie Vertreter der *Cladotanytarsus-mancus*-Gruppe auf. Es tritt jedoch kein Taxon hervor und die Abundanzen variieren nur geringfügig. Ein wesentlicher Umbruch in der Chironomidenzönose erfolgt etwa zur Mitte des Subatlantikums. Hier treten ab einer Sedimenttiefe von etwa 350 cm mehrere neue Taxa auf (*Cricotopus*, *Hydrobaenus*, *Glyptotendipes*, *Thienemanniola ploenensis*), während andere Taxa stark einbrechen (*Procladius*, *Psectrocladius*, *Tanytarsus* C, *T. lugens*-Gr., *T. pallidicornis*-Gr.). Diese Entwicklung geht einher mit einem starken Anstieg von Roggenpollen im Sediment und kann dem Mittelalter (~1.200 a BP) zugeordnet werden (DÖRFLER, unpubl.).

## 5 Trophische Entwicklung

Die Chironomidenzönose der Älteren Dryas weist auf oligotrophe und kalte Verhältnisse hin (SÆTHER 1979). Im Allerød zeigt ein Einbruch von *Corynocera ambigua* eine Erwärmung an. *C. ambigua* gilt als Pionierart glazial entstandener Gewässer (WALKER & MATHEWES 1988) und ist auch heute ein Bewohner oligotropher kalter Gewässer (WIEDERHOLM 1983). Zwischen dem Beginn des Boreals und dem Ende des Atlantikums ändern sich die Bedingungen nicht wesentlich. Das Vorkommen von *Sergentia coracina*, die als Profundalart kühler oligo- bis mesotropher Gewässer gilt (BRODIN 1986), macht dies deutlich. Im weiteren Verlauf der Seegeschichte kommt es zu einem scheinbaren Anstieg des Nährstoffgehaltes. Angezeigt wird dies zum einen durch das Verschwinden von *S. coracina* etwa zu Beginn des Subboreals sowie durch ein verstärktes Auftreten indifferenter Arten. Zum anderen nimmt die Abundanz von *Chaoborus flavicans* im Bereich zwischen etwa 1050 cm bis 400 cm kontinuierlich zu (Abb. 2). Chaoboriden sind bekannt für ihre Bevorzugung von Seen mit entweder anoxischem Tiefenwasser oder anoxischem losen Sediment, in dessen Nähe sie sich tagsüber zurückziehen (LÖFFLER 1986). Im gleichen Abschnitt steigt der Gehalt an organischem Kohlenstoff im Sediment stark an (Abb. 2) bei gleichzeitig sehr niedrigem Kalkgehalt (1-5 % der Trockenmasse) (FISCHER 2001). Diese Anzeichen könnten als Hinweise auf eine Phase höherer Produktivität und eine sich daraus ergebende zunehmend ungünstigere Versorgung des Profundals mit Sauerstoff gesehen werden. Das kontinuierliche Auftreten der *Tanytarsus* C-Gr. sowie das Vorkommen von *S. coracina* zu Beginn dieser Phase weisen jedoch auf Sauerstoff im Profundal hin (HOFMANN 1971). Eine mögliche Erklärung für die scheinbare Zunahme der Trophie kann in der zu dieser Zeit sehr geringen Sedimentationsrate gesehen werden, die bei etwa 0,15 cm/a bis in eine Tiefe von 750 cm und 0,07 cm/a bis in eine Tiefe von 960 cm liegt (FISCHER 2001). Diese Punkte sprechen gegen eine Zunahme des Trophiegrades. Zur Mitte des Subatlantikums hingegen deutet der Umbruch der Chironomidenzönose eine zunehmende Eutrophierung des Gewässers an, wobei diese Entwicklung vermutlich auf anthropogene Einflüsse zurück geführt werden kann.

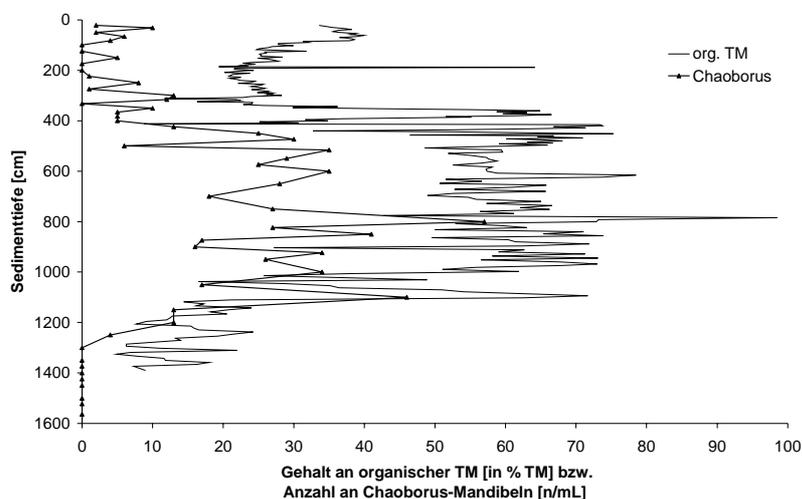


Abb. 2:  
Gehalt an organischer Trockenmasse [in % TM] sowie Anzahl an subfossilen Chaoborus-Mandibeln [n/mL] im Schulzensee in Abhängigkeit von der Sedimenttiefe [cm].

## 6 Literaturverzeichnis

- BRODERSEN, K. P. & LINDEGAARD, C. (1999): Mass occurrence and sporadic distribution of *Corynocera ambigua* Zetterstedt (Diptera, Chironomidae) in Danish lakes. Neo- and paleolimnological records. *Journal of Paleolimnology* 22: 41-52.
- BRODIN, Y. W. (1986): The postglacial history of Lake Flarken, Southern Sweden, interpreted from subfossil insect remains. *Internationales Review der gesamten Hydrobiologie* 71: 371-432.
- FISCHER, K. (2001): Untersuchungen an zwei Seen in Mecklenburg-Vorpommern – ein Beitrag zur Analyse der geschichtlichen Entwicklung glazialer Seen. Unveröff. Diplomarbeit an der Universität Rostock, 98 Seiten + Anhang.
- HOFMANN, W. (1971): Zur Taxonomie und Palökologie subfossiler Chironomiden (Dipt.) in Seesedimenten. *Archiv für Hydrobiologie, Ergebnisse für Limnologie, Beiheft* 6: 1-50.
- LÖFFLER, H. (1986): An early meromictic stage in Lobsigensee (Switzerland) as evidenced by ostracods and Chaoborus. *Hydrobiologia* 143: 309-314.
- OLANDER, H., KORHOLA, A. & BLOM, T. (1997): Surface sediment Chironomidae (Insecta: Diptera) distributions along an ecotonal transect in subarctic Fennoscandia: developing a tool for paleotemperature reconstructions. *Journal of Paleolimnology* 18: 45-59.
- SÆTHER, O. (1979): Chironomid communities as water quality indicators. *Holarctic Ecology* 2: 65-74.
- SCHMINCKE, H.-U., PARK, C. & HARMS, E. (1999): Evolution and environmental impacts of the eruption of Laacher See Volcano (Germany) 12,900 a BP. *Quaternary international* 61: 61-72.
- SMITH, M. J., PELLATT, M. G., WALKER, I. R. & METHEWES, R. W. (1998): Postglacial changes in chironomid communities and inferred climate near treeline at Mount Stoyoma, Cascade Mountains, southwestern British Columbia, Canada. *Journal of Paleolimnology* 20: 277-293.
- SMOL, J. B., WALKER, I. & LEAVITT, P. R. (1991): Paleolimnology and hindcasting climatic trends. *Verhandlungen der Internationalen Vereinigung für Limnologie* 24: 1240-1246.
- WALKER, I. R. (1993): Paleolimnological biomonitoring using freshwater benthic macroinvertebrates. In: ROSENBERG, D. M. & RAUCH, V. H. (Hrsg.): *Freshwater biomonitoring and benthic macroinvertebrates*: 306-343; New York.
- WALKER, I. R. & METHEWES, R. W. (1987): Chironomids, lake trophic status, and climate. *Quaternary Research* 28: 431-437.
- WALKER, I. R., LEVESQUE, A. J., CWYNAR, L. C. & LOTTER, A. F. (1997): An expanded surface-water palaeotemperature inference model for use with fossil midges from eastern Canada. *Journal of Paleolimnology* 18: 165-178.
- WIEDERHOLM, T. [ed.] (1983): Chironomidae of the Holarctic region. Keys and diagnoses. Part 1. Larvae. *Entomologica scandinavia* 19: 1-457.

### Anschrift der Verfasser

Dipl. Biol. Eva Christine Mosch & Prof. Dr. Burkhard W. Scharf, TU Braunschweig, Zoologisches Institut, Fasanenstraße 3, D-38102 Braunschweig, e-mail: e.mosch@tu-bs.de, burkhard.w.scharf@t-online.de

## Paläolimnologische Untersuchungen zur Entwicklung des Arendsees (Sachsen-Anhalt)

Palaeolimnological investigations on the development of Lake Arendsee  
(NE Germany)

RÜDIGER RÖHRIG & BURKHARD W. SCHARF

### Zusammenfassung

Der Arendsee liegt über einem Salzstock und ist durch Einbruch des Deckgewölbes über dem Salzstock entstanden. Der Einbruch erfolgte seit dem Spätglazial in mehreren Schritten. Wasser aus dem Salzstock trat mehrfach in den See ein. Der See eutrophierte im Laufe des 20. Jahrhunderts.

### Summary

Lake Arendsee is situated above a salt dome and was formed due to the solution of the salt dome's caprock. Since the Lateglacial the sinking happened in several steps and, occasionally, water with increased salt content from the salt dome rose up into the lake. The lake became eutrophic during the 20<sup>th</sup> century.

### 1 Einleitung

Nach HALBFASS (1896) ist der Arendsee eines der geologisch und geographisch interessantesten Gewässer Deutschlands und ist sein größter und bedeutendster Einsturzsee. Im Rahmen eines von der DFG geförderten Forschungsvorhabens (SCHA 533/2: Arendsee – ein limno-geologisches Archiv) sollte die Entwicklung des Arendsees und des benachbarten Faulen Sees geklärt werden. Dazu wurden an verschiedenen Stellen im Arendsee Bohrungen niedergebracht, nachdem zuvor eine seismische Vermessung des Sees vorgenommen worden war, um günstige Bohrpunkte zu finden. Zur Rekonstruktion der einstigen Umweltbedingungen wurden vor allem die Reste der Zuckmücken (Chironomiden), und zwar die Kopfkapseln der Larven, untersucht (RÖHRIG in Vorb.). Aus ihnen lassen sich Rückschlüsse über die Wassertiefe, die Temperatur, die Trophie und den Salzgehalt ziehen.

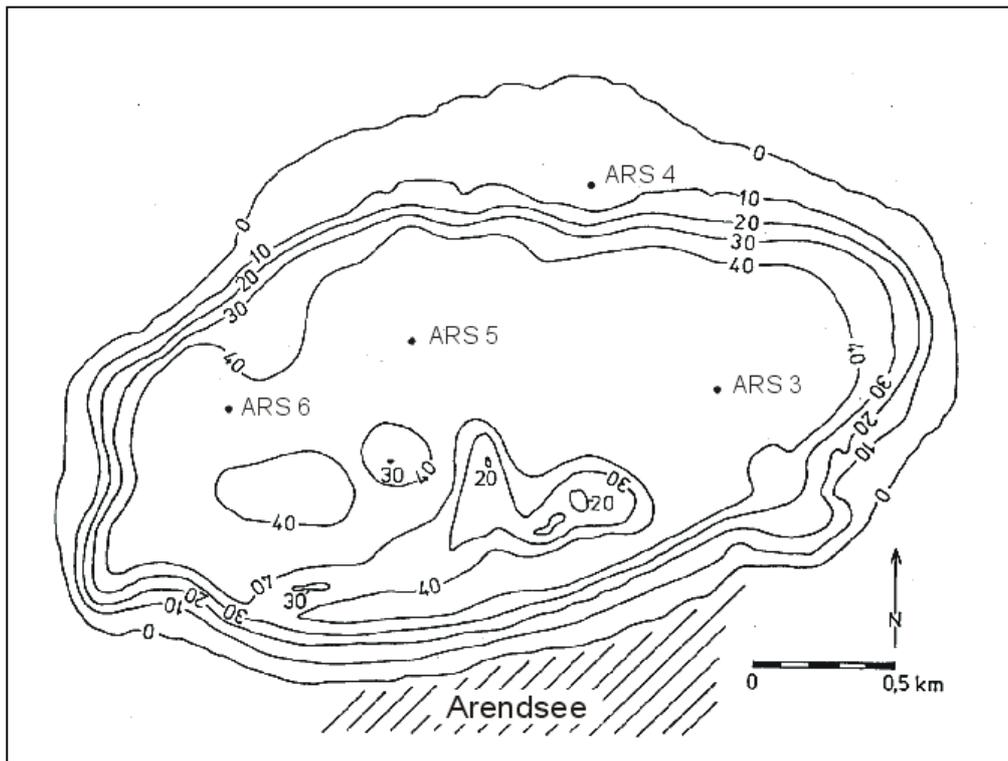


Abb. 1: Tiefenkarte des Arendsees (aus SCHARF 1998, ergänzt).

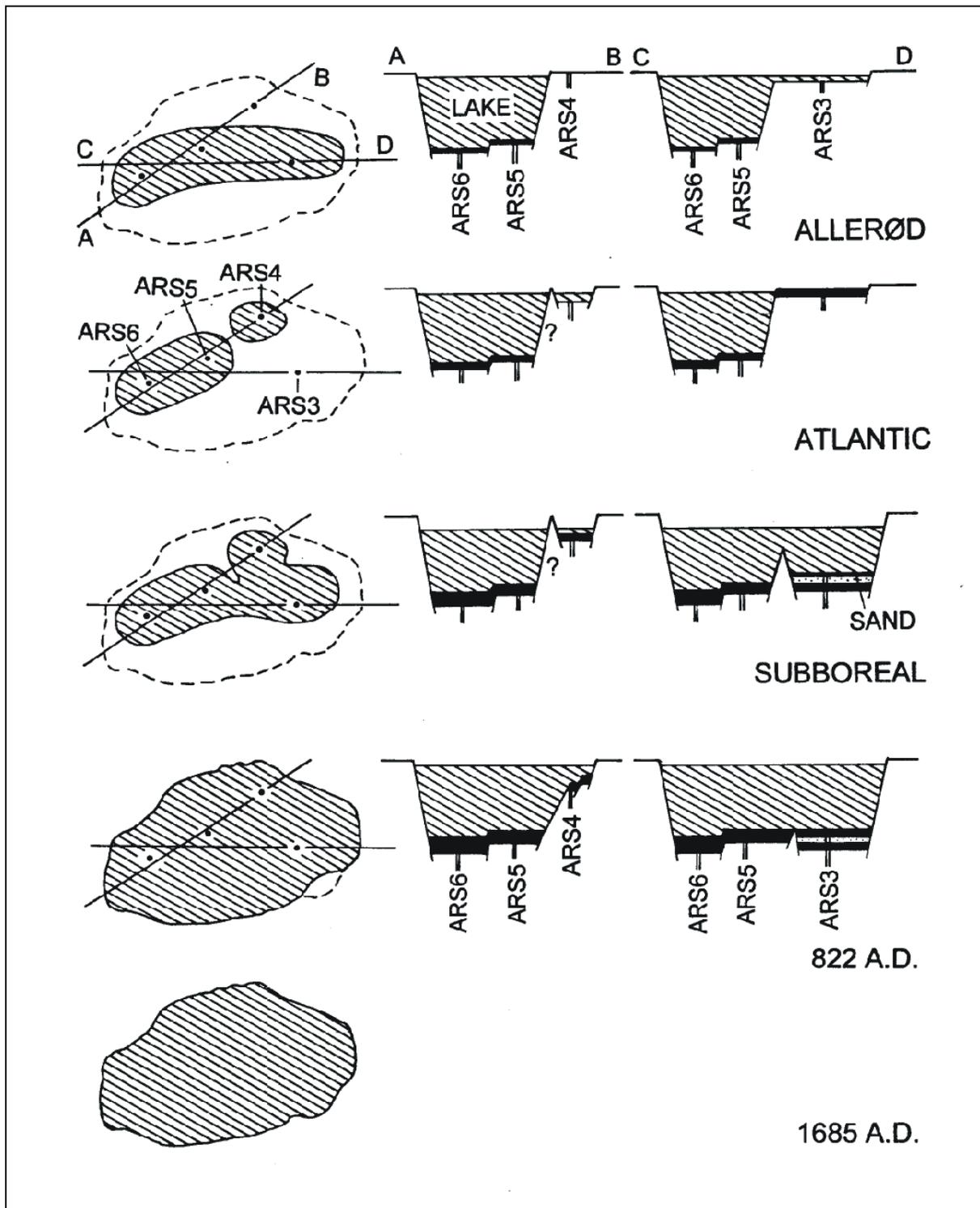


Abb. 2: Entwicklung des Arendsees. Links die Lage der Bohrstellen und die Lage der Wasserflächen (schraffiert), rechts die Profile durch den See entlang der beiden Achsen A-B und C-D in den jeweiligen Zeitabschnitten (aus RÖHRIG in Vorb.).

## 2 Untersuchungsobjekt und Durchführung der Untersuchungen

Der Arendsee ( $A_0 = 5,14 \text{ km}^2$ ,  $Z_{\max} = 48,7 \text{ m}$ ,  $Z_m = 28,6 \text{ m}$ ,  $V = 146,9 \text{ Mio. m}^3$ ,  $T_w = 114 \text{ a}$ ) (RÖNICKE 1986) liegt ca. 20 km östlich von Salzwedel in der Altmark. Er befindet sich über einem Salzstock und ist durch Auslaugung und Einbruch der Deckschichten des Salzstockes entstanden (GABRIEL & RAPPSILBER 1999).

Im Rahmen einer seismischen Vermessung durch das Alfred-Wegener-Institut Bremerhaven (F. NIESSEN, C. KOPSCH) wurden im Jahr 1997 in Zusammenarbeit mit dem UFZ-Umweltforschungszentrum, Sektion Gewässerforschung Magdeburg (B. SCHARF) 14 Querprofile und 3 Längsprofile aufgenommen. Die Untersuchung

erbrachte wichtige Informationen über die obersten Meter des Sedimentes. Damit konnte gezielt die Lage für die Bohrungen ausgewählt werden.

Die Bohrungen erfolgten von einer Plattform aus mit einem Kolbenlot der Fa. UWITEC, Mondsee, Österreich, mit 6 bzw. 9 cm Durchmesser an verschiedenen Stellen im Arendsee (Abb. 1, 2). In dem nördlichen flachen Bereich des Arendsees (Probestelle ARS 4 in Abb. 1) wurde auch erfolgreich ein etwa 2 m langer Gefrierkern gewonnen. Ergänzend wurden Kurzkerne bis zu 60 cm Länge mit dem Mondsee-Corer, einem Gravitationslot ebenfalls der Fa. UWITEC, gewonnen.

Die Sedimentkerne wurden bei 4 °C bis zu ihrer Bearbeitung gekühlt gelagert. Folgende Parameter wurden an ihnen gemessen bzw. ermittelt: <sup>14</sup>C-Datierung, Pollen, Dipterenlarven (Chironomiden, Ceratopogoniden, Chaoboriden), Ostracoden und geochemische Parameter (Wassergehalt, Glühverlust, Elementargehalte, stabile Isotope) (RÖHRIG, in Vorb.).

### 3 Ergebnis und Diskussion

Über den Bereich direkt vor der Ortschaft Arendsee, also dem südlichen Teil des heutigen Arendsees, können wir keine Aussage machen, weil aus diesem Bereich keine Bohrungen vorliegen. Aus der Altersdatierung der Kerne und der biologischen Untersuchung, vor allem der Chironomiden, ergibt sich folgende Entwicklung des Arendsees (Abb. 2).

Bereits im Spätglazial, im Allerød (ca. 11.400-10.750 v.Chr.), existierte innerhalb der Fläche des heutigen Arendsees ein tiefer See im Westen. Während im benachbarten flachen Faulen See zu dieser Zeit weniger als 10 % an Chironomiden, die im Profundal leben, gefunden werden, erreicht der Anteil im Arendsee bis zu 20 %. Wir schließen daraus, dass zumindest der westliche Teil des Arendsees im Allerød deutlich tiefer als der Faule See gewesen sein muss. Eine genaue Tiefe lässt sich nicht angeben. Bei ARS 3 konnte ein flaches Gewässer für diese Zeit nachgewiesen werden, da hier nur Chironomiden, die das Litoral bewohnen, gefunden wurden. An der Stelle ARS 4 gab es noch keine Anzeichen für die Existenz eines Gewässers.

Im Atlantikum (ca. 7.000-4.000 v.Chr.), also der wärmsten Phase im Postglazial, war der Flachwasserbereich bei ARS 3 verlandet, während sich im Norden der See erweiterte (Probestelle ARS 4). Dieser Teil muss anfänglich flach gewesen sein, da sich dort mehrere Meter mächtige Seekreideschichten ablagerten und Flachwasser-Chironomiden dominierten. Ob es eine Verbindung zwischen den Seeteilen mit den Probestellen ARS 5 und ARS 4 gab, ist zum jetzigen Zeitpunkt unbekannt.

Im Subboreal (ca. 4.000-750 v.Chr.) kam es zu einem bedeutenden Einbruch im Osten der heutigen Seefläche. Über dem spätglazialen Flachwassersediment befindet sich eine etwa 2 m mächtige Sandschicht, die durch Rutschungen während des Einbruchs erklärt werden könnte. Der Sand wird von Sediment überlagert, in dem hohe Anteile von profunden Chironomiden gefunden werden, was auf eine Ablagerung im tiefen Wasser hinweist.

822 n.Chr. brachen weitere Flächen ein, wie auch aus historischen Quellen belegt ist. 1685 n.Chr. erfolgte der vorerst letzte Einbruch. Am südöstlichen Ufer stand eine Mühle, die in jenem Jahr in den See versunken ist (ein Mühlstein befindet sich im Heimatmuseum des Ortes Arendsee).

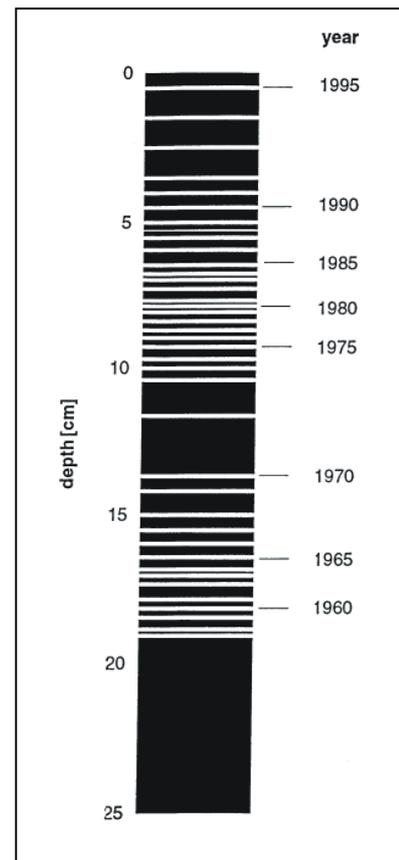


Abb. 3. Vorkommen von Calcitlagen in einem Sedimentkern aus dem Arendsee, genommen am 15. August 1995. Die Datierung basiert auf dem Zählen der Calcitlagen, die sich jedes Jahr in der Zeit von Juni bis Juli bilden (aus SCHARF 1998).

Es war zu vermuten, dass bei den Einbrüchen des Deckgewölbes über dem Salzstock salzhaltiges Wasser in den Arendsee eingetreten ist. Dieser Frage wurde mit Hilfe der Untersuchung des stabilen Schwefel-Isotops  $\delta^{34}\text{S}$  und der Präsenz Salz anzeigender Chironomiden nachgegangen. Während atmogene Schwefeleinträge derzeit  $\delta^{34}\text{S}$ -Werte zwischen 0 und +4 ‰ aufweisen (MAYER 1998), sind die Isotopensignaturen der im Untergrund anstehenden Zechstein-Sulfate mit  $\delta^{34}\text{S}$ -Werten von +8 bis +11 ‰ deutlich höher (HOEFS 1996). Danach weisen 2 Profilabschnitte in der Bohrung ARS 5 auf erhöhte Salzgehalte, und damit auf Salzeinträge,

hin. Die Abschnitte liegen um 12.700 v.Chr. zu Beginn des Spätglazials, also zur Zeit der Seeentstehung, und um 800 n.Chr. in der Zeit des historisch dokumentierten großen Einbruchs.

Zur Entwicklung der Trophie im Arendsee ist folgendes anzumerken: Der Wechsel von oligoxibionten zu polyoxibionten profundalen Chironomiden zu Beginn des Atlantikums ist wahrscheinlich nicht durch eine Änderung der Trophie zu erklären. Lange Eisbedeckungen in den Wintern des Spätglazials und frühen Postglazials führten zu Sauerstoffmangel im Profundal und verhinderten somit das Vorkommen polyoxibionter Taxa. Außerdem dürfte der Wechsel in der Chironomiden-Gesellschaft vom Salzgehalt beeinflusst sein, da die euryhalinen Taxa zum gleichen Zeitpunkt abnahmen. Anschließend dominierte *Sergentia coracina*, die empfindlich auf einen erhöhten Salzgehalt reagiert. Der See eutrophierte im 20. Jahrhundert, was mit einem Rückgang von *Sergentia coracina* und dem Beginn der Warvenbildung (Abb. 3) einherging. Die paläolimnologischen Befunde zur Entwicklung der Trophie stimmen mit den limnologischen Untersuchungen von HALBFASS (1896) und KLAPPER (1992) überein.

#### **4 Literaturverzeichnis**

- GABRIEL, G. & RAPPSILBER, I. (1999): Der Salzstock Arendsee bei Salzwedel – Ein gravimetrischer Beitrag zur Klärung geologischer Fragestellungen. Mitteilungen zur Geologie von Sachsen-Anhalt 5: 5-17.
- HALBFASS, W. (1896): Der Arendsee in der Altmark. Petermanns Geographische Mitteilungen 42: 173-187.
- HOEFS, J. (1996): Stable isotope geochemistry. 4th edition. Springer; Berlin.
- KLAPPER, (1992): Eutrophierung und Gewässerschutz. 277 S.; Jena.
- MAYER, B. (1998): Potential and limitations of using sulphur isotope abundance ratios as an indicator for natural and anthropogenic induced environmental change. Proceedings of International Symposium on Isotope Techniques in the Study of Past and Current Environmental Changes in the Hydrosphere and the Atmosphere, Vienna (IAEA) Austria: 423-435.
- RÖHRIG, R. (in Vorb.): Die Geschichte der Seen des Arendseegebietes, nördliches Sachsen-Anhalt, anhand von paläolimnologischen Untersuchungen mit besonderer Berücksichtigung subfossiler Chironomidenreste (Arendsee – ein limno-geologisches Archiv). Diss., TU Braunschweig.
- RÖNICKE, H. (1986): Beitrag zur Fixation des molekularen Stickstoffs durch planktische Cyanophyceen in einem dimiktischen, schwach durchflossenen Standgewässer. Unveröff. Diss. A, Humboldt-Univ. Berlin.
- SCHARF, B. W. (1998): Eutrophication history of Lake Arendsee (Germany). Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 140: 85-96.

#### **Danksagung**

Unser besonderer Dank gilt der Deutschen Forschungsgemeinschaft (DFG), Herrn Prof. Dr. H.-J. BEUG, Göttingen, für die Durchführung der Pollenanalyse, Herrn Prof. Dr. B. MAYER, Calgary, Kanada, für die Erstellung der Isotopen-Daten und den Herren Dr. F. NIESSEN sowie Dipl.-Ing. C. KOPSCH, AWI Bremerhaven bzw. Potsdam, für die seismische Vermessung.

#### **Anschriften der Verfasser**

Dipl. Biol. Rüdiger Röhrig, Heineckeweg 3, D-38173 Evessen, GT Gilzum, e-mail: Rueroer@aol.com;  
Prof. Dr. Burkhard W. Scharf, UFZ-Umweltforschungszentrum Leipzig-Halle GmbH,  
Sektion Gewässerforschung Magdeburg, Brückstr. 3a, D-39114 Magdeburg, e-mail: scharf@gm.ufz.de

## Geogene Schwermetallgehalte in Paläolimniten des nordostdeutschen Tieflandes

Geogenic heavy metal contents in palaeolimnites of the NE-German lowland

RONALD VARLEMANN

### Zusammenfassung

Im Rahmen des vom Bundesministerium für Bildung und Forschung geförderten Verbundprojektes „Die Belastung der Elbe - Teil 2: Hintergrundbelastung der deutschen Nebenflüsse“ wurden im nordostdeutschen Tiefland holozäne und spätpleistozäne limnische Sedimente auf Schwermetalle und das Metalloid Arsen untersucht. Anhand der Konzentrationen in präindustriellen Sedimentabschnitten wurden geogene Hintergrundwerte abgeleitet, die zur Gütebeurteilung anthropogen überprägter Sedimente herangezogen werden können.

### Summary

Within the scope of the project „Pollution of the river Elbe – Part 2: Background load of the German tributaries“ sponsored by the Federal Ministry of Education and Research Holocene and Late Pleistocene limnic sediments were analysed for heavy metals and arsenic. Concentrations in preindustrial sediment sections were taken to calculate geogenic background values which can be used for the quality assessment of anthropogenically influenced sediments.

### 1 Einleitung

Schwermetalle sind natürliche Bestandteile limnischer Systeme. Die geogenen Hintergrundgehalte sind dabei von der Petrographie der Einzugsgebiete, den Sedimentationsbedingungen sowie seeinternen geobiochemischen Prozessen abhängig. Anthropogene Tätigkeiten haben vielerorts zu einer massiver Erhöhung der Schwermetallkonzentrationen in den Sedimenten von Flüssen und Seen geführt, wie dies für das nordostdeutsche Tiefland u.a. von HOELZMANN et al. (1997) nachgewiesen wurde. Seit Einführung des Geoakkumulationsindex von MÜLLER (1979) wurden die Werte für Tongesteine (TUREKIAN & WEDEPOHL 1961) als Hintergrundwerte zur Klassifizierung anthropogener Schwermetallakkumulationen herangezogen. Diese globalen Werte bewirken zum Teil eine Über- bzw. Unterbewertung der tatsächlichen Schwermetallakkumulationen, da auch in kleineren geographischen Einheiten wie dem Einzugsgebiet der Elbe sowohl regional als auch in den unterschiedlichen Substraten (Bachsedimente, Auenlehme, quartäre Lithotypen, limnische Sedimente) deutliche Unterschiede zwischen den geogenen Grundgehalten vorliegen (FZK 2000, PRANGE 1997). Um die Sedimente einer Gütebewertung unterziehen und realistische Sanierungsziele ableiten zu können, ist die Kenntnis lokaler, substratspezifischer Hintergrundwerte notwendig.

### 2 Untersuchungsmethoden

In fünf Seen des nordostdeutschen Jungmoränengebietes (Großer Treppensee, Neuendorfer See, Großer Müggelsee, Plauer See, Quenzsee) wurden mittels Gefrierkernverfahren und Stechrohrverfahren (FZK 2000) Sedimentkerne mit einer Gesamttiefe von 92,2 m gewonnen und 402 Proben auf Schwermetalle, das Metalloid Arsen sowie weitere geochemische Parameter untersucht. Die Analysen erfolgten an Gesamtsedimenten sowie an der durch Nasssiebung abgetrennten Fraktion < 20 µm. Ergebnisse einer früheren Untersuchung von PACHUR & RÖPER (1987) wurden in die Auswertung mit einbezogen. An den bei 105°C getrockneten und homogenisierten Proben wurde ein Königswasseraufschluss durchgeführt. Für Hg wurde ein Nassaufschluss durchgeführt und die Konzentrationen anhand der zuvor ermittelten Wassergehalte auf Trockensubstanz umgerechnet. Die Bestimmung von Ca, Fe, Mg, Mn, P, S, Cu, Cr, Ni, Zn in den Aufschlusslösungen erfolgte an einem Atomemissionsspektrometer mit induktiv gekoppeltem Plasma (PERKIN ELMER OPTIMA 3000). Cd, Co und Pb wurden mittels Atomabsorptionsspektrometrie mit elektrothermischer Atomisierung (GF-AAS, PERKIN ELMER 4100 ZL) und Hintergrundkorrektur (ZEEMAN 500) analysiert. Die Bestimmung von Hg erfolgte mittels Kaltdampftechnik (CV-AAS) und die von Arsen mittels Hydridtechnik (HY-AAS) ebenfalls mit AAS. Die Bestimmung des Gesamtkohlenstoffs (TC) und des anorganischen Kohlenstoffs (TIC) erfolgte mittels Infrarotspektrometrie (STRÖHLEIN C-MAT 500). Der organische Kohlenstoff (TOC) wurde durch Differenzbildung ermittelt. Als Maß für den Anteil der organischen Substanz wurde der Glühverlust bei 550°C bestimmt. Zur Bestimmung des Mineralbestandes wurden von Dr. H. P. RÖPER (Freie Univ. Berlin) röntgenographische Untersuchungen durchgeführt (Röntgengerät: MÜLLER MIKRO 1011, Registriergerät: PHILLIPS Röntgendiffraktometer, Cu-Röhre, 36 KV/24 mA, Blenden: Ni-Filter). Von dritter Seite (Dr. A. BRANDE, Techn. Univ. Berlin; U. HERZSCHUH, Freie Univ. Berlin; T. GIESECKE, Humboldt Univ. Berlin) wurden palynologische Untersuchungen durchgeführt.

### 3 Ergebnisse

Die von Havel, Spree und Schlaube durchflossenen Seen wirken aufgrund der geringen Fließgeschwindigkeiten (z.B. 0,002 m/s im Großen Müggelsee) als Sedimentfallen mit mittleren holozänen Sedimentakkumulationsraten von 0,4-2,5 mm/a. Mit Ausnahme der Delta- und Uferbereiche zeigen die Sedimente ein Korngrößenmaximum in den Schluff- und Tonfraktionen. Trotz der Feinkörnigkeit der Sedimente konnten Tonminerale als wichtige Schwermetalladsorbenten nur in wenigen Proben mit geringen Intensitäten nachgewiesen werden. Untersuchungen von PACHUR & RÖPER (1987) haben ergeben, dass in Havelsedimenten bei einem Anteil der Tonfraktion von 24-52 % lediglich 2,4-2,8 % Tonminerale vorliegen.

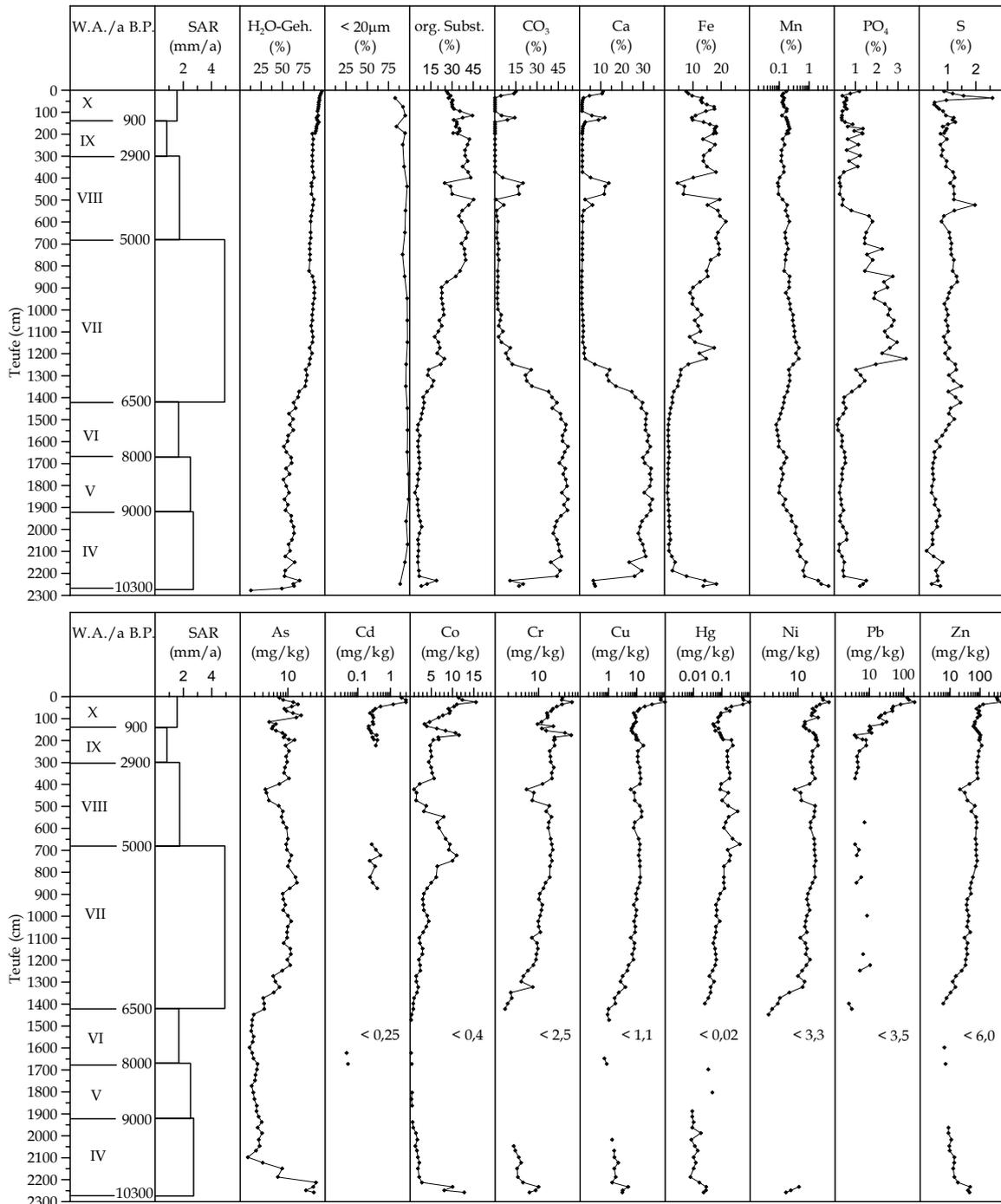


Abb. 1: Tiefenfunktion der Analyseergebnisse im Sedimentkern „Großer Müggelsee“. SAR = mittlere Sedimentakkumulationsrate. W.A. = walddeschichtlicher Abschnitt nach FIRBAS (1949). Zonengrenzen der walddeschichtlichen Abschnitte für den Berliner Raum nach BRANDE (1996). Die in den Profilen angegebenen Werte bezeichnen die jeweiligen Bestimmungsgrenzen.

Die Zusammensetzung der Limnite ist nicht nur von der Petrologie und Hydrologie der Einzugsgebiete, sondern ebenfalls von seeinternen Mechanismen wie der Primärproduktion und der autochthonen Calcitfällung abhängig, so dass die organische Substanz (2,4-60 %) und / oder Calcit (0,5-86 %) Hauptbestandteile darstellen. Hohe Kalkgehalte wirken sich mit Ausnahme von Fe und Mn, die in Form ihrer Carbonate (Siderit, Rhodochrosit) angereichert sein können, verdünnend auf die Schwermetallkonzentrationen aus. Dies gilt auch für die Schwermetalle, die eigenständige Carbonatminerale bilden wie Blei (Cerussit), Cadmium (Otavit), Zink (Smithonit) und Cobalt (Spärocobaltit). Organikreiche Sedimente mit geringen Carbonatgehalten weisen signifikant höhere Konzentrationen auf, so dass die organische Substanz sowie Sulfide (Schwefelgehalte bis 5,1 %) bei gleichzeitig geringen Tonmineralegehalten von besonderer Bedeutung für die Schwermetallbindung sind. In Abb. 1 sind exemplarisch die Ergebnisse für den Großen Müggelsee (Stadtgebiet von Berlin) dargestellt.

Die rezenten, potentiell kontaminierten Sedimente der von Havel und Spree durchflossenen Seen und seenartigen Erweiterungen weisen i.d.R. hohe Organikgehalte auf und sind im Vergleich zu Kalkmudden kalkarm bis kalkfrei. Eine Bewertung der Schwermetallakkumulation dieser Sedimente kann nur anhand der geogenen Schwermetallgehalte erfolgen, die in Straten ermittelt wurden, die hinsichtlich ihrer Zusammensetzung den rezenten Sedimenten entsprechen. Für organikreiche Schluff-/Tonmudden wurden anhand der Konzentrationen in präindustriellen Sedimentabschnitten die in Tab. 1 dargestellten Werte ermittelt. Als Berechnungsgrundlage dienten alle Proben aus dem Hintergrundbereich, die folgende Bedingungen erfüllen: organische Substanz > 15 %,  $\text{CaCO}_3$  < 20 %, Eisen < 20 %.

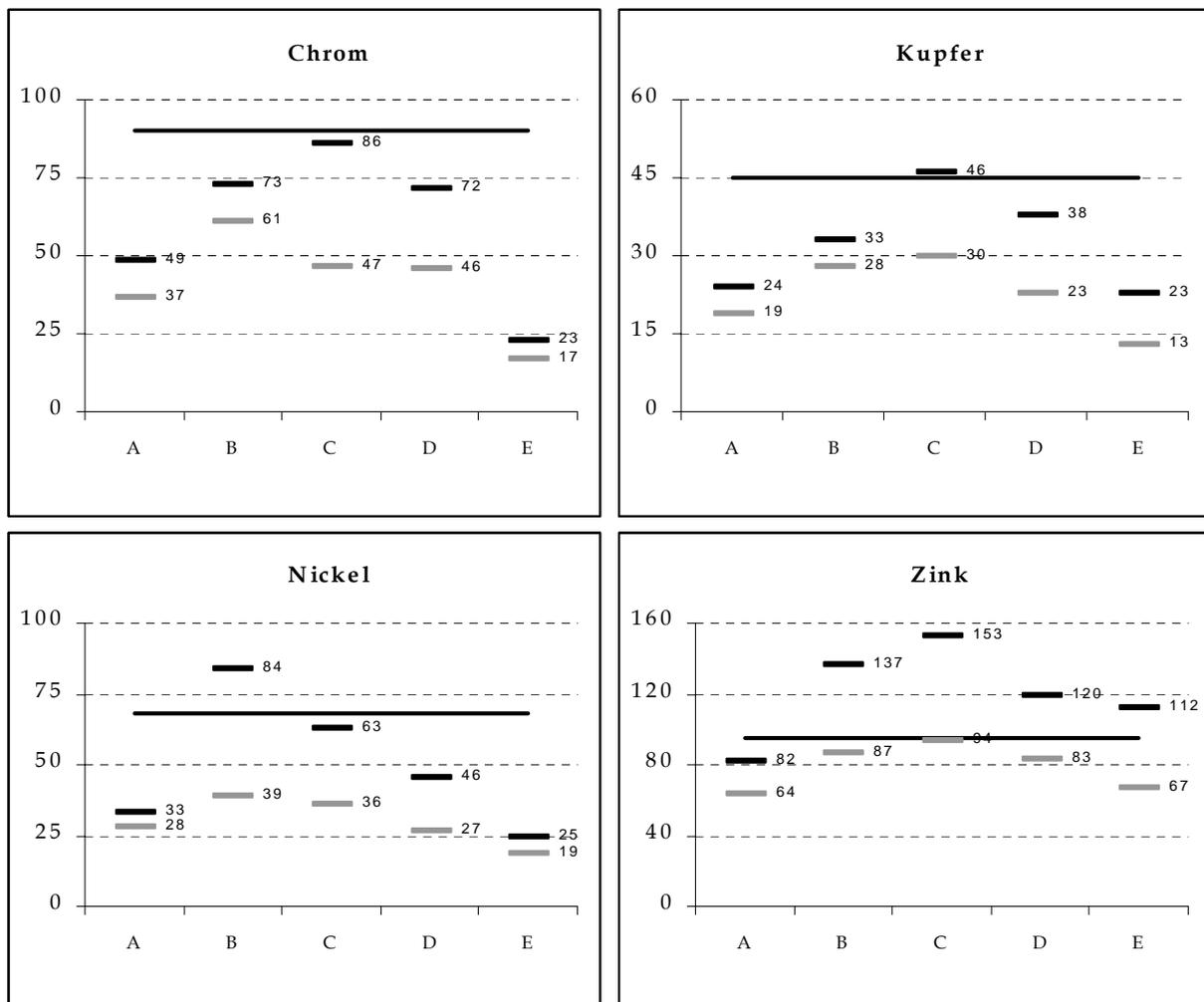


Abb. 2: Vergleich geogener Hintergrundwerte (Sedimentfraktion < 20  $\mu\text{m}$ , Konzentrationen in mg/kg TS) quartärer Lithotypen (FZK 2000) mit denen von Schluff-/Tonmudden. Dargestellt sind jeweils die Werte für das 90ste Perzentil sowie den Median. Die durchgezogene Linie stellt die Werte für Tongesteine nach TUREKIAN & WEDEPOHL (1961) dar. A = weichselzeitliche Geschiebemergel, B = weichselzeitliche Geschiebelehme, C = weichselzeitliche Schmelzwassersande, D = holozäne Auenlehme, E = limnische Sedimente.

Tab. 1: Geogene Hintergrundwerte für Schluff-/Tonmudden im Vergleich zu Tongesteinen (TUREKIAN & WEDEPOHL 1961 = T&W). Perz. = Perzentil. Für Pb, Cd und Hg können jeweils nur Minimum und Maximum angegeben werden, da einige Werte unter den jeweiligen Bestimmungsgrenzen lagen.

Element	Einheit	T&W	Min.	10. Perz.	Median	90. Perz.	Max.
Eisen	g/kg	47,2	31	43	100	174	195
Mangan	g/kg	0,85	0,3	0,6	1,5	2,7	5,6
Arsen	mg/kg	13	3	4	9	13	19
Blei	mg/kg	20	< 2	-	-	-	37
Cadmium	mg/kg	0,3	< 0,1	-	-	-	0,5
Chrom	mg/kg	90	6	9	17	23	34
Cobalt	mg/kg	19	2	4	6	14	17
Kupfer	mg/kg	45	3	8	13	23	43
Nickel	mg/kg	68	6	12	19	25	46
Quecksilber	mg/kg	0,4	< 0,01	-	-	-	0,45
Zink	mg/kg	95	20	32	67	112	217

Ein Vergleich dieser Werte mit denen quartärer Lithotypen und holozäner Auenlehme (FZK 2000) im Untersuchungsgebiet zeigt, dass die verschiedenen Substrate weite Schwankungsbreiten der geogenen Schwermetallgehalte aufweisen (Abb. 2). In den Paläolimniten findet mit Ausnahme von Zink, Eisen und Mangan gegenüber den quartären Lithotypen eine Abreicherung der Schwermetallgehalte statt. In Kalkmudden zeigen alle Schwermetalle Konzentrationen die um mindestens eine Zehnerpotenz unterhalb der Werte für quartäre Lithotypen liegen.

#### 4 Literatur

- BRANDE, A. (1996): Type Region D-s, Berlin. In: BERGLUND, B. E., BIRKS, H. J. B., RALSKA-JASIEWICZOWA, M. & WRIGHT, H. E. (eds.): Palaeoecological events during the last 15000 years: 518-523; Chichester.
- FIRBAS, F. (1949): Spät- und nacheiszeitliche Waldgeschichte Mitteleuropas nördlich der Alpen. Bd. 1: Allgemeine Waldgeschichte. 480 S.; Jena.
- FZK – FORSCHUNGSZENTRUM KARLSRUHE (Hrsg.) (2000): Die Belastung der Elbe – Teil 2: Hintergrundbelastung der deutschen Nebenflüsse. Im Auftrag des Bundesministeriums für Bildung und Forschung. 192 S.; Karlsruhe.
- HOELZMANN, P., PACHUR, H.-J. & SCHWARZ, S. (1997): Bestandsaufnahme der Schadstoffsituation insbesondere mit Schwermetallen in Havel/Spree und Schwarze Elster in Hinblick auf die zukünftige Gewässergüte. Abschlußbericht BMBF-Forschungsvorhaben 02WT9262/9. 140 S.; Berlin.
- MÜLLER, G. (1979): Schwermetalle in den Sedimenten des Rheins – Veränderungen seit 1971. Umschau 79: 778-783.
- PACHUR, H.-J. & RÖPER, H. P. (1987): Zur Paläolimnologie Berliner Sedimente. Berliner Geographische Abhandlungen 44: 150 S.
- PRANGE, A. (1997): Erfassung und Beurteilung der Belastung der Elbe mit Schadstoffen, geogene Hintergrundbelastung und zeitliche Entwicklung. Abschlußbericht BMBF-Forschungsvorhaben 02WT9355/4. GKSS-Forschungszentrum Geesthacht GmbH; Geesthacht.
- TUREKIAN, K. K. & WEDEPOHL, K. H. (1961): The distribution of some major elements in the earth's crust. Bull. Geol. Soc. Am. 72: 175-192.

#### Anschrift des Verfassers

Dipl. Geogr. Ronald Varlemann, Freie Universität Berlin, Institut für Geographische Wissenschaften, Malteserstr. 75-100, D-12249 Berlin, e-mail: rvarlema@zedat.fu-berlin.de

## Vom Kesselmoor zum Quellmoor - ungewöhnliche Moorbildungssequenzen im Rodder Forst (Mecklenburg-Vorpommern)

From kettle hole mire to spring mire - unusual mire development in the Rodder Forst (Mecklenburg-Vorpommern, NE Germany)

ALEXANDRA BARTHELMES

### Zusammenfassung

Paläoökologische Untersuchungen des Heger Soll im Rodder Forst zeigten eine ungewöhnliche Moorentwicklung. In deren Verlauf änderte sich der hydrogenetische Moortyp, die Nährstoffversorgung und die Vegetation mehrfach stark. Beginnend mit einer Gewässerverlandung wuchs in der folgenden Kesselmoor-Phase ein Torfmoorstorf auf. Ein erster rapider Grundwasseranstieg überstaute den Torfmoosrasen und ein kontinuierlicher, aber langsamer weiterer Grundwasseranstieg führte zu einem Moorwachstum unter Speisung durch Mineralbodenwasser (Versumpfungsmoor-Phase). Mit dem zweiten rapiden Grundwasseranstieg bildeten sich Quellbereiche heraus. Das Moor wurde nunmehr von kalkreichem Quellwasser überrieselt (Quell-Überrieselungsmoor-Phase).

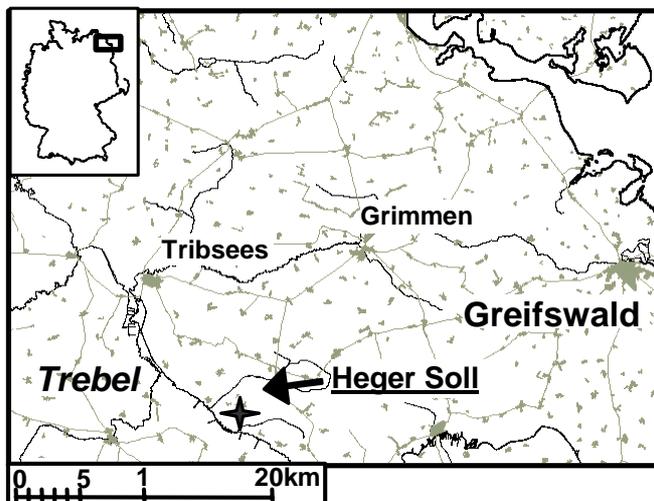
### Summary

Palaeoecological research in the Heger Soll (Rodder Forst) revealed an unusual and repeated change of hydrogenetic mire type, trophic conditions and vegetation. Mire development started with a terrestrialization (Verlandungsmoor), followed by the development of kettle hole mire (Kesselmoor) with a *Sphagnum* dominated vegetation under acid and nutrient poor conditions. A first rapid groundwater rise flooded this vegetation and the following slow but continuous rise of the groundwater lead to a further development as a paludification mire (Versumpfungsmoor). A second rapid rising of the groundwater resulted in the origin of springs, that feeded the Heger Soll mire with calcareous water slowly floating over the mire surface (Quell-Überrieselungsmoor).

### 1 Einleitung

Am Heger Soll (ca. 2,5 ha) im Rodder Forst (Mecklenburg-Vorpommern) wurden paläoökologische Untersuchungen zur Genese des Torfkörpers durchgeführt. Es zeigte sich eine abwechslungsreiche Entwicklungsgeschichte in deren Verlauf sich der hydrogenetische Moortyp (die Art der Wasserspeisung) und damit das Nährstoffangebot sowie die Vegetation mehrfach stark änderte.

### 2 Lage des Heger Soll



Der Heger Soll befindet sich etwa 35 km südwestlich der Stadt Greifswald (Abb. 1). Er liegt in einer Grundmoränenplatte des Pommerschen Stadiums der weichselzeitlichen Vereisung (HENDL & LIEDKTE 1997) nahe der Trebel. Es handelt sich um eine wahrscheinlich durch Abschmelzen von Toteis entstandene, schmale und steil abfallende Hohlform. Mudden, Moorstorfe und Holztorfe wurden während des Spätglazial und Holozän mit einer Gesamtmächtigkeit von über 10 m abgelagert.

Abb. 1:  
Lage des Heger Soll.

### 3 Methodik

Das im Frühjahr 1999 mit einer „Polnischen Klappsonde“ erbohrte Profil wurde auf Makrofossilien, Pollen und „Nicht-Pollenpalynomorphe“ untersucht. Die Aufbereitung der Pollenproben erfolgte nach FAEGRI & IVERSEN (1989), umfaßte zehnmütiges Kochen in 25%iger HCl, zehnmütiges Kochen in 10%iger KOH, Sieben (Siebweite 120µm) und 7 Minuten Acetolyse. Die Proben für die Makrofossilanalyse wurden 10 Minuten in 10%iger KOH gekocht, in vier Fraktionen (>1 mm, >0,5 mm, >0,2 mm, <0,2 mm) getrennt und analysiert (zur ausführlichen Methodik siehe BARTHELMES 2000).

### 4 Moorentwicklung

#### 4.1 Verlandungsmoor-Phase (980-580 cm)

Das Gewässer des Heger Soll verlandete in Spätglazial und Frühholozän. Zunächst aufgefüllt durch Detritusmudden, beendete die Ablagerung eines Braunmoostorfes (*Drepanocladus sendtneri/lycopodioides*, Abb. 2) die Verlandung (Verlandungsmoor-Phase). Am Ende dieser Phase traten in dem Restgewässer noch Algengattungen wie *Botryococcus*, *Pediastrum* und *Scenedesmus* auf (Abb. 3). Ihre Werte nehmen jedoch mit der geringer werdenden Wassertiefe und den dominanten Auftreten der Braunmoose am Verlandungsende (ab 650 cm, Abb. 2, 3) ab.

#### 4.2 Kesselmoor-Phase (580-340 cm)

Möglicherweise beginnend mit einer oberflächigen Versauerung, entwickelte sich nach der Verlandung im Moor ein Torfmoosrasen, v.a. mit *Sphagnum magellanicum* und *Sphagnum* der Sektion *Acutifolia* (Abb. 2, 3). Daneben traten *Oxycoccus palustris* (Gemeine Moosbeere) und *Sphagnum* Sektion *Cuspidata* auf (Abb. 2). Wahrscheinlich durch Kolmation (Selbstabdichtung des Kessels) wurde der Moorwasserstand über den Grundwasserstand der Umgebung gehoben. Dieses führte zu einer Wasserspeisung des Moores durch oberflächennahes Zulauf- und Regenwasser (Kesselmoor-Phase). Infolge dessen herrschten im Moor sauer-arme Bedingungen, welche durch die nachgewiesenen Torfmoose und die Anwesenheit von Typ 31 (*Amphitrema flavum*) (VAN GEEL et al. 1989) und Typ 13 (cf. *Entophlyctis lobata*) (VAN GEEL et al. 1980/81) angezeigt werden (Abb. 3).

Am Ende dieser Phase der Moorentwicklung deutet sich die beginnende Veränderung des Nährstoffangebotes an, da mit *Sphagnum palustre* eine an weniger arme Bedingungen gebundene Torfmoos-Art auftritt (SUCCOW & JOOSTEN 2001) und die Werte der vorher dominanten Torfmoose zurück gehen (Abb. 2). Dieses ist wahrscheinlich Folge eines zunehmenden Einfluß des Mineralbodenwassers auf die Wasserversorgung des Moores.

#### 4.3 Versumpfungsmoor-Phase (340-130 cm)

Ein rapider Grundwasseranstieg überstaute den Torfmoosrasen und führte wahrscheinlich zur Entstehung langfristig überfluteter Bereiche, was durch die auftretenden Gewebereste von Schilf (*Phragmites*, Abb. 2) angezeigt wird. In dem nunmehr mineralbodenwassergespeisten Moor herrschten eutrophe Bedingungen. Nach dem Überstau stieg das Grundwasser wahrscheinlich nur langsam, aber kontinuierlich an (Versumpfungsmoor). In der Vegetation spielten Farne (*Pteridophyta*), wie Frauenfarn (*Athyrium filix-femina*), Breitblättriger Wurmfarne (*Dryopteris dilatata*), Sumpffarne (*Thelypteris palustris*) und Sauergräser (*Cyperaceae*) eine große Rolle (Abb. 3). Für den teilweise mit hohen Werten auftretenden Typ 126 (*Gaeumannomyces* cf. *caricis*, Pilz) gelten die Scheinzypers-Segge (*Carex pseudocyperus*) und die Rispen-Segge (*Carex paniculata*) als Wirtspflanzen (PALS et al. 1980).

Die fluktuierenden Werte von *Alnus glutinosa* Nuss (Abb. 2), *Salix*-Pollen (Abb. 3) und die an zersetzendes Holz gebundenen Palynomorphen Typ 359 (Pilzsporen, VAN GEEL et al. 1980/81), Typ 44 (*Ustilina deusta*, Pilz, VAN GEEL et al. 1980/81) und Typ 172 (*Coniochaeta* cf. *ligniaria*, Pilzsporen, VAN GEEL et al. 1982/83) (Abb. 3) deuten eine phasenweise Bewaldung des Heger Soll an.

#### 4.4 Quell-Überrieselungsmoor-Phase

Ein weiterer rapider Grundwasseranstieg führte zur Entstehung quelliger Bereiche, welche rezent noch vorhanden sind. Das Moor wurde nunmehr durch kalkreiches Quellwasser gespeist, welches die schwach geneigte Mooroberfläche überrieselte (Quell-Überrieselungsmoor). Indikatoren für kalkreichere Bedingungen sind die nachgewiesenen Armeleuchteralgen (*Characeae*) (KRAUSE 1997) und das Moos *Calliargon giganteum* (FRAHM & FREY 1992) (Abb. 2). Die große Menge und Vielfalt an gefundenen oberirdischen Pflanzenresten deuten auf sehr gute Ablagerungsbedingungen, also auf ein sehr hohes Wasserangebot. Es entwickelte sich ein Ried mit der Moosgattung *Drepanocladus*, Sumpfbinsen (*Eleocharis*), Binsen (*Juncus articulatus/bulbosus*), Wasserhahnenfuß (*Batrachium*) und Seggen (*Carex*) (Abb. 2). Der zahlreich auftretende Palynomorphe Typ 128A (Abb. 3) erreicht sein Entwicklungsoptimum in offenem nährstoffreichen Wasser unter leichter Wasserströmung (PALS et al. 1980), was ein weiterer Hinweis auf die Überrieselung des Moores ist.

Gegenwärtig wächst im Heger Soll ein Erlen-Bruchwald.

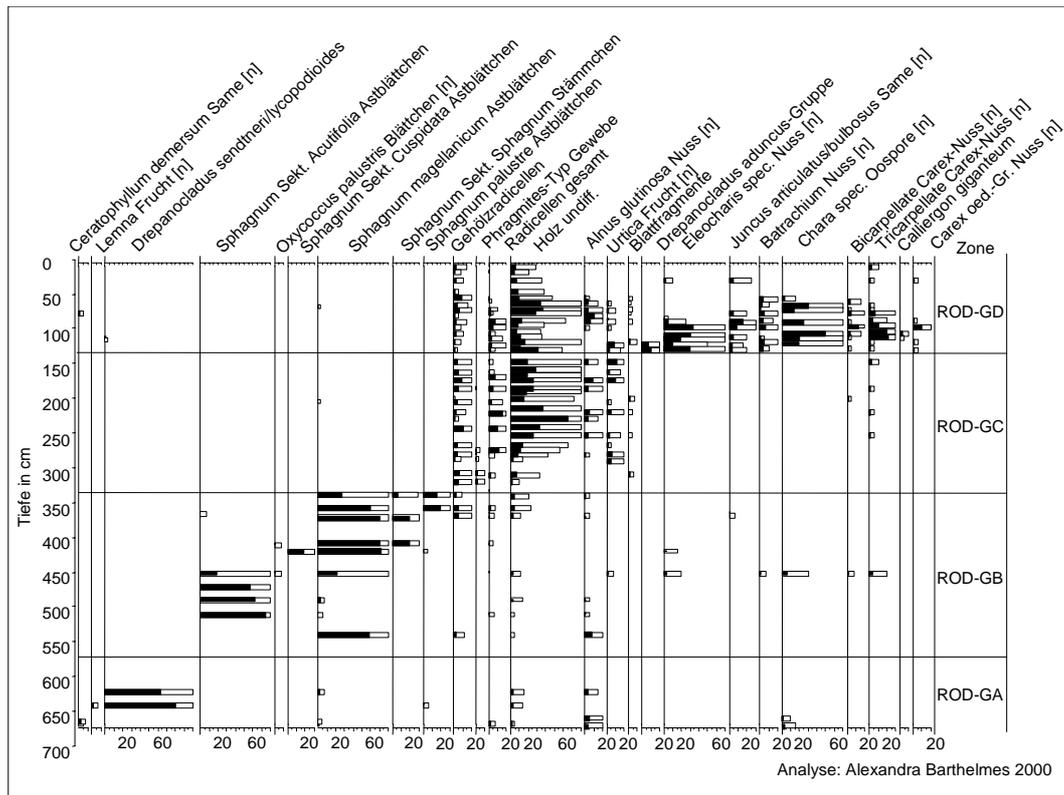


Abb. 2: Makrofossildiagramm. [n] – numerische Werte, alle weiteren Angaben in Volumenprozenten.

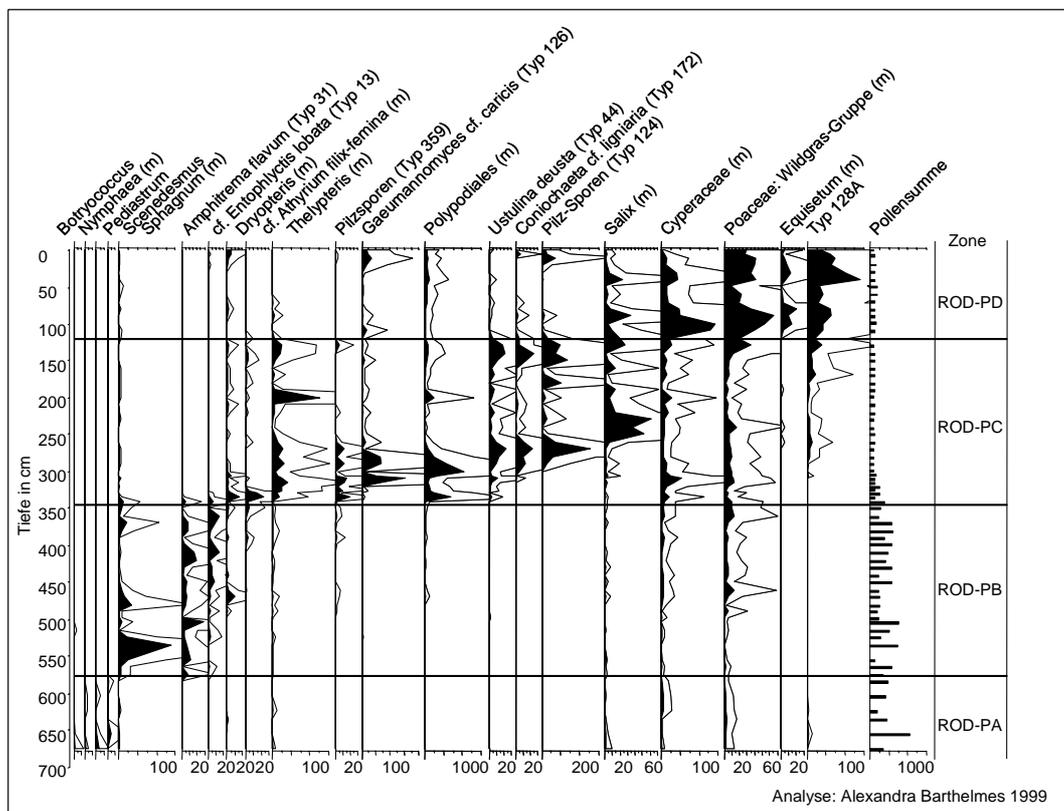


Abb. 3: Mikrofossildiagramm (Pollen und „Nichtpollen-Palynomorphe“). (m) – Nomenklatur nach MOORE et al. (1991).

## 5 Diskussion

Die Moorentwicklung des Heger Soll zeigt eine erstaunliche Vielfalt und Abfolge von hydrologischen Moortypen. Dabei ist vor allem der Übergang eines überwiegend durch oberflächennahes Zulauf- und Regenwasser gespeisten Kesselmoores in ein Versumpfungsmoor ungewöhnlich. Möglich ist ein derartiger Vorgang nur durch einen rapiden Grundwasseranstieg, der über die Höhe des abgedichteten Kessels steigt und das Moor überstaut. Möglich wäre aber auch, daß es sich nicht um eine Kesselmoor-Phase, sondern um ein Verlandungsende unter sauer-armen Bedingungen gehandelt hat. Zum einen ist dieses für das jungpleistozäne, allgemein kalkreiche Gebiet nordostdeutscher Grundmoränen ungewöhnlich (SUCCOW & JOOSTEN 2001). Zum anderen handelt es sich bei den Torfmoosen *Sphagnum magellanicum* und *Sphagnum* der Sektion *Acutifolia* um Hochmoor- bzw. Kesselmoorarten welche rezent nicht als Verlandungsmoose nachgewiesen sind (FRAHM & FREY 1992). Desweiteren wäre das Auftreten von Algen auch während eines postulierten saueren Verlandungsendes zu erwarten, was nicht der Fall ist (Abb. 3). Die letzten Phase der Moorgenese (Quell-Überrieselungsmoor) wurde nicht als die Entwicklung eines Durchströmungsmoores interpretiert, da die hochzersetzten Erlen-Holztorfe ab 340 cm Tiefe eine Durchströmung nicht ermöglichen.

## 6 Literaturverzeichnis

- BARTHELME, A. (2000) Paläoökologische Untersuchungen zur Entstehung von Erlen-Bruchwaldtorfen. Unveröff. Diplomarbeit, Universität Greifswald, Botanisches Institut, 96 S.
- FAEGRI, K. & IVERSEN, J. (1989): Textbook of pollen Analysis, 4th edition. 328 S.; Chichester.
- FRAHM, J.-P. & FREY, W. (1992): Moosflora. 3. Auflage. 528 S.; Stuttgart.
- VAN GEEL, B., BOHNCKE, S. J. P. & DEE, H. (1980/1981): A paleoecological study of an upper Late Glacial and Holocene sequence from „De Borchert“, The Netherlands. Review of Paleobotany and Palynology 31: 367-448.
- VAN GEEL, B., COOPE, G. R. & VAN DER HAMMEN, T. (1989): Paleocology and stratigraphy of the Late-glacial type section at Usselo (The Netherlands). Review of Paleobotany and Palynology 60: 25-129.
- VAN GEEL, B., HALLEWAS, D. P. & PALS, J. P. (1982/1983): A late Holocene deposit under the Westfriese Zeedeijk near Enkhuizen (Province of Noord-Holland, The Netherlands): paleoecological and archaeological aspects. Review of Paleobotany and Palynology 38: 269-335.
- HENDL, M. & LIEDKTE, H. (1997): Lehrbuch der Allgemeinen Physischen Geographie. 3. Auflage. 866 S.; Gotha.
- KRAUSE, W. (1997): Charales (Charophyceae). In: Ettl, H., Gärtner, G., Heynig, H. & Mollenhauer, D. (Hrsg.) Süßwasserflora von Mitteleuropa. Band 18, 202 S.; Jena.
- MOORE, P. D., WEBB, J. A. & COLLINSON, M. E. (1991): Pollen Analysis. 216 S.; Oxford.
- PALS, J. P., VAN GEEL, B. & DELFOS, A. (1980): Paleoecological studies in the Klokkeweel bog near Hoogkarspel (Province of Noord-Holland). Review of Paleobotany and Palynology 30: 371-418.
- SUCCOW, M. & JOOSTEN, H. (2001): Landschaftsökologische Moorkunde. 2. Auflage, 622 S.; Stuttgart.

### Anschrift der Verfasserin

Dipl. Biol. Alexandra Barthelmes, Universität Greifswald, Botanisches Institut, Grimmer Str. 88, D-17487 Greifswald, e-mail: abarthelmes@web.de

## Zur Palynologie des Großen Stechlinsees (Brandenburg)

Palynology of Lake Stechlin (Brandenburg, NE-Germany)

ARTHUR BRANDE

### Zusammenfassung

Die pollenanalytische Untersuchung von 3 Bohrkernen zeigt, daß in dem oligotrophen Großen Stechlinsees in 12900 Jahren nicht mehr als 7 m teilweise kalkhaltiger Algen-Feindetritusmudde und im Litoralbereich in 2200 Jahren 2,4 m Kalkmudde gebildet wurden. Die Gliederung vom Jüngerer Alleröd (incl. aufgearbeiteter LST-Bestandteile an der Basis der limnischen Sedimente) bis in die Gegenwart umfasst 16 örtliche Pollenzonen. Sie fallen teilweise mit lithostratigraphischen Einheiten zusammen, die durch Schichtung, Kalkgehalt oder anthropogenen Einfluß im ufernahen Bereich definiert sind.

### Summary

The palynological investigation of 3 cores reveals, that in the oligotrophic Lake Stechlin during 12900 years not more than 7 m of partly calcareous algae and fine detritus mud and in the litoral zone during 2200 years 2,4 m calcareous mud have been accumulated. The subdivision from the Younger Alleröd (including reworked LST-compounds in the lowest part of limnic sediments) up to present time comprises 16 local pollen zones. They partly coincide with lithostratigraphical units, defined by lamination, lime content or anthropogenic impact from sites near to the lake shore.

### 1 Einführung

Der Große Stechlinsee im Norden Brandenburgs nahe der Grenze zu Mecklenburg-Vorpommern liegt im Sandergebiet der Fürstenberger Eisrandlage der Frankfurter Staffel der Weichselvereisung (Abb. 1).

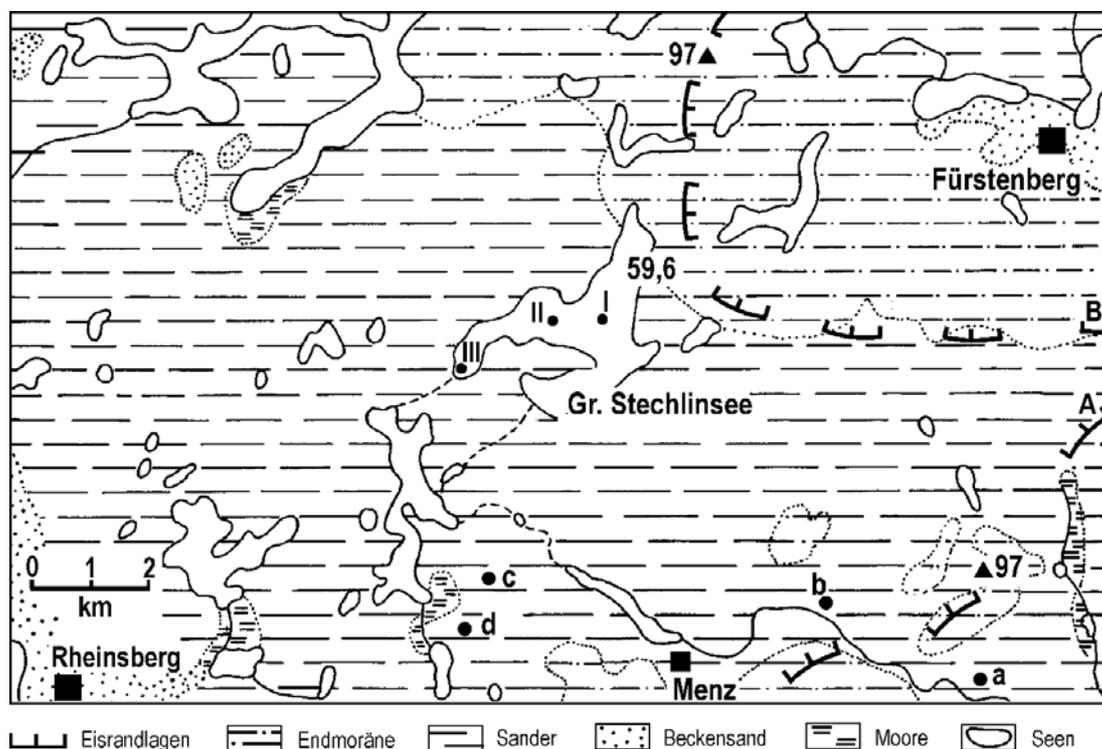


Abb. 1: Der Große Stechlinsee im Rheinsberg-Fürstenberger Seengebiet. Substrate und Geomorphologie aus SCHNEIDER (1974) und LIPPSTREU (1997). A - Rheinsberg-Zechow-Buchholzer Eisrandlage, B - Fürstenberger Eisrandlage. I - III: Lage der pollenanalytisch untersuchten Bohrkern. Pollenanalytische Untersuchungen spätpleistozäner und holozäner limnischer und telmatischer Ablagerungen südlich des Stechlinsees: a - Buchholz (KLOSS 1980), b - Burow (KLOSS 1980), c - Kleiner Barschsee (KREY & KLOSS 1990), d - Großer Barschsee (SCHOKNECHT in KREY & KLOSS 1990).

Der nährstoffärmste See Norddeutschlands mit einer Fläche von 4,25 km<sup>2</sup> und einer maximalen Wassertiefe von 68 m (mittlere Wassertiefe 24 m) ist vollständig von Wäldern/Forsten umgeben, die überwiegend auf grundwasserfernen podsolierten Braunerden stocken (ZERBE et al. 2000). Das Gebiet um den Stechlinsee, die Rheinsberger Glaziallandschaft, gehört zu den schützenswerten Geotopen Brandenburgs (GÖLLNITZ et al. 1997) und ist Teil des 2001 gegründeten ca. 800 km<sup>2</sup> großen Naturparks Stechlin-Ruppiner Land zwischen Neuruppin, Rheinsberg, Menz und Fürstenberg. Die umfangreiche Stechlinsee-Monographie (CASPER 1985) konnte sich nicht auf holozänstratigraphische Befunde zur Entwicklungsgeschichte des Sees stützen. Erst 1993 wurde im Seetiefsten sowie im Westbecken eine Bohrung bis auf den sandigen Untergrund mit 650 und 712 cm Sedimentmächtigkeit niedergebracht, außerdem 1995 im Litoralbereich am Südwestufer nahe dem AKW Rheinsberg (Betrieb 1968 – 1990) eine Bohrung der oberen Sedimente bis 245 cm. Grundlage der Datierung des Ablageungsgeschehens, der paläoökologischen und -limnologischen Analyse (Diatomeen, Cladoceren, geochemisch-mineralogische Charakteristik) sowie der Rekonstruktion der Vegetationsentwicklung im Umkreis des Sees und seiner Uferzone ist die pollenanalytische Untersuchung aller drei Kerne (BRANDE in ZERBE et al. 2000, BRANDE im Druck), in Kern III auch die Untersuchung der pflanzlichen Makrofossilien.

## 2 Pollen-, Chrono- und Lithostratigraphie

Vom Jüngerem Alleröd bis zum Jüngerem Subatlantikum (bis 1995 A.D.) werden 16 Stechlinsee-Pollenzonen unterschieden. Kern II reicht zeitlich am weitesten zurück: Geringmächtige kalkhaltige Schluffmudde mit LST-Komponenten lagert über kiesigem Sand mit allerödzeitlichen Holzresten und einem hohen Anteil umgelagerten „präquartären“ Pollens. Zwei Radiocarbonaten (konventionell und AMS) im Übergangsbereich zur kontinuierlichen Sedimentation einer teilweise geschichteten Kalkmudde (Abb. 2) bestätigen mit 11364-12800 und 12899-13136 cal. B.P. (1 Sigma-Bereich) den pollenanalytischen Befund. Der Beginn der Jüngeren Dryas kennzeichnet den Übergang von geschichteter Kalkmudde zu Algen-Feindetritusmudde. Die damalige Auflichtung der Wälder zeichnet sich mit einem *Juniperus*- und *Artemisia*-Maximum von 30 und 9 % außerordentlich klar ab. Kern I setzt mit Algen-Feindetritusmudde über schluffigem kalkhaltigem Feinsand erst gegen Ende des Präboreals ein. Im Verlauf des Holozäns ist in Kern I die Akkumulation mit einer stellenweise sandigen Mudde im Älteren Atlantikum (AT 1, PZ 6) mehr als doppelt so hoch wie in Kern II. Die Sedimentzunahme beider Kerne gleicht sich anschließend weitgehend an. Im Jüngerem Atlantikum (AT 2, PZ 7 und 8) weisen beide Kerne höhere Kalkgehalte der Mudden auf.

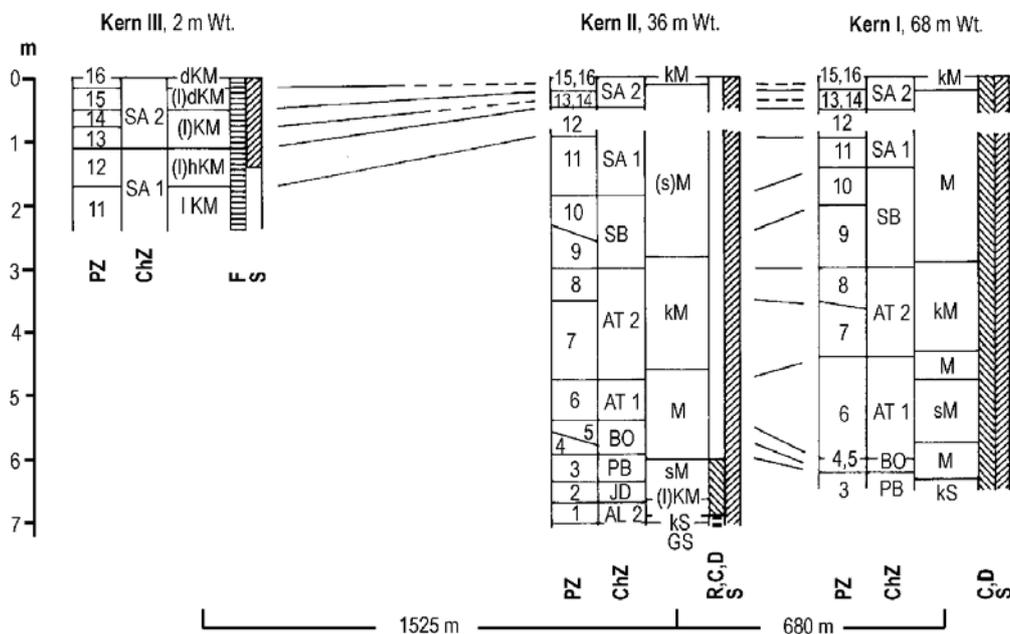


Abb. 2: Stratigraphie, Chronologie, Untersuchungsmethoden und pollenstratigraphische Korrelation der Bohrkern I – III aus dem Großen Stechlinsee. PZ – Stechlinsee-Pollenzonen, ChZ – Chronozonen. Methoden: C – Cladocerenanalyse (FLÖSSNER 1998), D – Diatomeenanalyse (SCHNEIDER 1996, CASPER 1998), F – Frucht- und Samenanalyse (BRANDE im Druck), R – Radiocarbonanalyse (in RÖPER & SCHWARZ im Druck), S – geochemisch-mineralogische Sedimentanalyse incl. Schwermetalle (RÖPER & SCHWARZ im Druck). Schichteinheiten: G – Grobsand, Kies, KM – Kalkmudde, M – Algen-Feindetritusmudde, S – Schluff, Sand, d – dunkel, faulschlammartig, h – hellgrau bis weiß, k – kalkhaltig, l – geschichtet, (l) – teilweise oder unregelmäßig geschichtet, s – sandig, (s) – schwach oder stellenweise sandig. Wt. – Wassertiefe.

In Kern III aus dem Litoralbereich treten, soweit erbohrt (SA 1 – 2, PZ 11 p.p. – 16), im Jungholozän Kalkmudden mit z.T. breiter Schichtung auf. Der mit Vereisertechnik (PACHUR & AHRENS 1991) gewonnene Kern überbrückt die bohrtechnisch bedingte Schichtlücke der Kerne I und II im Älteren Subatlantikum (SA 2, PZ 12) aus dem Kullenberg-Bohrgerät (KELTS et al. 1986). Diese umfasst die Maximalausbreitung von *Quercus*, *Fagus* und *Carpinus* im holozänen *Pinus*-Minimum zwischen 500 und 1000 A.D. (Abb. 3). Kern III liefert zudem in PZ 13 ein klares Signal des anthropogenen Einflusses aus dem namensgebenden Dorf Stechlin, das vom 11./12. bis 15./16. Jahrhundert 150 m vom Bohrpunkt entfernt existierte. Darüber hinaus bezeugen hier die pflanzlichen Makrofossilien an der Grenze der PZ 12/13 (um 1150 A.D.) einen markanten Wechsel der subaquatischen Makrophytenrasen von *Najas marina* zu Characeen.

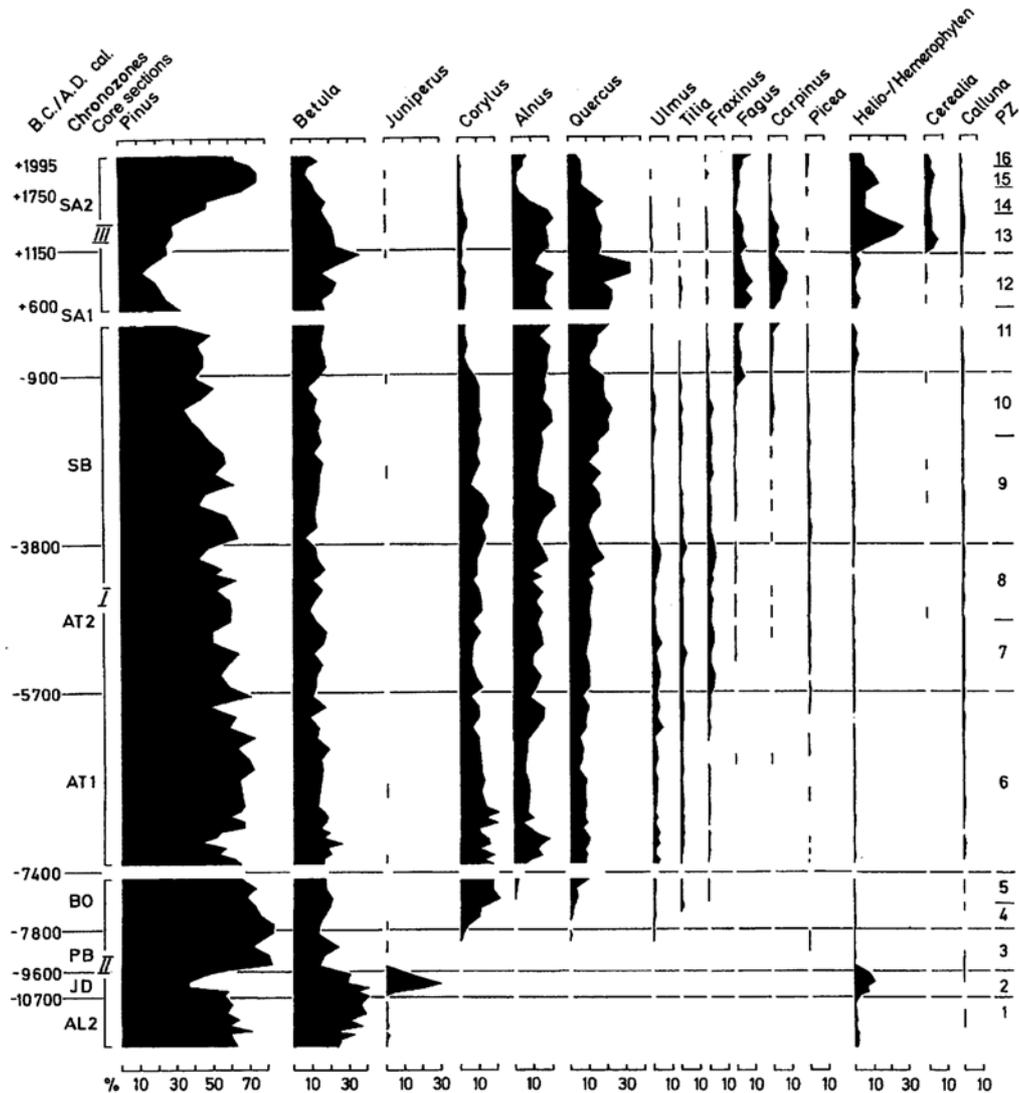


Abb. 3: Pollendiagramm-Übersicht Großer Stechlinsee (aus BRANDE in ZERBE et al. 2000, ergänzt). Es sind diejenigen Profilstücke aus den Kernen I – III verwendet, die zusammengenommen die größtmögliche Zeitspanne und pollenstratigraphische Auflösung ergeben. Berechnung für *Pinus* bis *Picea*: Gehölze (ohne *Corylus*) = 100 %, für *Helio-/Hemerophyten* (lichtbedürftige Kräuter, krautige Kulturpflanzen und Kulturbegleiter) bis *Calluna*: Gehölze und Kräuter (excl. Sumpf- und Wasserpflanzen) = 100 %. PZ – Stechlinsee-Pollenzonen (vgl. Abb. 2).

### 3 Diskussion

Die Ursache für den unterschiedlichen Beginn der kontinuierlichen limnischen Akkumulation mit einer Zeitdifferenz von etwa 1500 Jahren wird dem ausschmelzenden Toteis zugeschrieben: Die Mächtigkeit des Toteises war im späteren Seetiefsten am größten und somit die Ausschmelzdauer am längsten. Die Zeitdifferenz schließt die Jüngere Dryas ein, deren limnische Sedimente im Seetiefsten im Unterschied zum flacheren Westbecken fehlen. Insgesamt ist die Mächtigkeit der spätpleistozän-holozänen Ablagerungen im oligotrophen Stechlinsee deutlich geringer als in den benachbarten Seebecken und Rinnen (a – d in Abb. 1).

Die höheren Kalkgehalte im Jüngerem Atlantikum (PZ 7 – 8) dürften überwiegend auf Abtragung litoraler Kalkmudden bei damals geringeren Seespiegelständen zurückzuführen sein, denen in vielen Mooren des nordostdeutschen Binnenlandes ein mittelholozäner Hiatus entspricht (z.B. BRANDE 1995, SUCCOW & JOOSTEN 2001).

Aufgrund des wechselnden anthropogenen Einflusses am Seeufer korrelieren in Kern III die Pollenzonen auffallend mit der Sedimentgliederung (Abb. 2). Ein Gradient im Pollenniederschlag vom Litoral zur Seemitte (Kern III – II – I) zeigt sich dementsprechend besonders deutlich im Jüngerem Subatlantikum, ausgelöst durch die Vorgänge mittelalterlich-neuzeitlicher Besiedlung, Landnutzung und Wüstung am See und im weiteren Umkreis. Darüber hinaus bezeugen die Pollenanalysen in Verbindung mit den geochemisch-mineralogischen Analysen, daß die Akkumulation der litoralen Kalkmudden (Kern III, PZ 11 p.p. – 15) während des Betriebs des AKW Rheinsberg (PZ 16) auf das Sechsfache angestiegen ist.

#### 4 Literaturverzeichnis

- BRANDE, A. (1995): Moorgeschichtliche Untersuchungen im Spandauer Forst (Berlin). Schriftenreihe für Vegetationskunde 27 (Festschrift SUKOPP): 249-255.
- BRANDE, A. (im Druck): Late pleistocene and holocene pollen stratigraphy of Lake Stechlin. In: KOSCHEL, R. (ed.): Advances in Limnology: Lake Stechlin - An approach to understanding an oligotrophic lowland lake. Archiv für Hydrobiologie.
- CASPER, S. J. (ed.) (1985): Lake Stechlin. An temperate oligotrophic lake: 157-195; Dordrecht, Boston, Lancaster.
- CASPER, S. J. (1998): Teilprojekt Mikrofossilien aus Sedimenten des Stechlinsees, A: Diatomeen. In: PACHUR, H.-J., RÖPER, H.-P. & SCHWARZ, S.: Spätpleistozäne und holozäne Sedimente des Stechlinsees. Rekonstruktion der Entwicklungsgeschichte des Gewässers. Unveröff. DFG-Abschlußbericht, 63 S.; Berlin.
- FLÖSSNER, D. (1998): Teilprojekt Mikrofossilien aus Sedimenten des Stechlinsees, B: Cladoceren. In: PACHUR, H.-J., RÖPER, H.-P. & SCHWARZ, S.: Spätpleistozäne und holozäne Sedimente des Stechlinsees. Rekonstruktion der Entwicklungsgeschichte des Gewässers. Unveröff. DFG-Abschlußbericht, 22 S.; Berlin.
- GÖLLNITZ, D., KISSER, F., SCHULZ, R. & SITSCHICK, H. (1997): Ausgewählte Geotope. Karte 1 : 1 000 000 mit Erläuterungen. In: LGR Brandenburg (Hrsg.): Atlas zur Geologie von Brandenburg: 30-31; Kleinmachnow.
- KELTS, K., BRIEGEL, U., GHILARDI, K. & HSU, K. (1986): The limnogeology-ETH coring system. Schweiz. Zeitschrift für Hydrologie 48: 104-115.
- KLOSS, K. (1980): Pollenanalysen zur Vegetations-, Siedlungs- und Moorgeschichte am Südrand der ostmecklenburgisch-brandenburgischen Seenplatte (Kreis Gransee). Archiv für Naturschutz und Landschaftsforschung 20: 203-212.
- KREY, L. 1985: The lakes of the Lake Stechlin area: aspects of their morphometry. In: CASPER, S. J. (ed.) (1985): Lake Stechlin. A temperate oligotrophic lake: 29-40; Dordrecht, Boston, Lancaster.
- KREY, L. & KLOSS, K. (1990): Geographische und pollenanalytische Untersuchungen des Kleinen Barsch-Sees (Bez. Potsdam, DDR). Limnologica 21: 117-123.
- LIPPSTREU, L. (1997): Landschaftsgenese. Karte 1 : 1 000 000 mit Erläuterungen. In: LGR Brandenburg (Hrsg.): Atlas zur Geologie von Brandenburg: 28-29; Kleinmachnow.
- PACHUR, H.-J. & AHRENS, M. (1991): Verbreitung, Mächtigkeit subhydrischer Sedimente, Kontamination mit Schwermetallen und Umweltchemikalien am Beispiel Berliner Seen. Forschungsprojekt BMFT und Senat von Berlin. 155 S.; Berlin.
- RÖPER, H.-P. & SCHWARZ, S. (im Druck): Late pleistocene and holocene sediment characteristics of Lake Stechlin, with special reference to manganese enrichment. In: KOSCHEL, R. (ed.): Advances in Limnology: Lake Stechlin - An approach to understanding an oligotrophic lowland lake. Archiv für Hydrobiologie.
- SCHNEIDER, H. 1996: Zentrische Diatomeen und Seegeschichte am Beispiel des großen Stechlin (Brandenburg). Unveröff. Diplomarbeit Friedrich-Schiller-Universität Jena, Institut für Spezielle Botanik, 98 S.
- SCHNEIDER, R. (1974): Die Glaziallandschaft. In LEHMANN, E. & ZÜHLKE, D. (Hrsg.) (1974): Das Rheinsberg-Fürstenberger Seengebiet. Werte unserer Heimat 25: 1-7, 16; Berlin.
- SUCCOW, M. & JOOSTEN, H. (Hrsg.) (2001): Landschaftsökologische Moorkunde. 2. Aufl.; Stuttgart.
- ZERBE, S., BRANDE, A. & GLADITZ, F. (2000): Kiefer, Eiche und Buche in der Menzer Heide (N-Brandenburg). Veränderungen der Waldvegetation unter dem Einfluß des Menschen. Verhandlungen des Botanischen Vereins von Berlin und Brandenburg 133: 45-86.

#### Anschrift des Verfassers

Dr. Arthur Brande, TU Berlin, Institut für Ökologie, FG Ökosystemkunde/Pflanzenökologie, Rothenburgstraße 12, D-12165 Berlin, e-mail: arthur.brande@tu-berlin.de

## **Der Rugensee bei Schwerin und sein Umfeld – Paläoökologische und archäologische Untersuchungen im Vergleich**

The Rugensee near Schwerin (Mecklenburg, NE Germany) and its neighbouring area – a comparison of palaeoecological and archaeological results

WALTER DÖRFLER & ALMUT SCHÜLKE

### **Zusammenfassung**

Das Rugensee-Projekt verbindet Fragen und Ergebnisse zweier Disziplinen: Erstens eine zeitübergreifende landschaftsarchäologische Bearbeitung der Region zwischen Schweriner See und Stepenitz (Dissertation A. SCHÜLKE), und zweitens pollenanalytische Untersuchungen aus dem Zentrum des Arbeitsgebietes (W. DÖRFLER). Das Pollenprofil aus dem Rugensee erlaubt eine Rekonstruktion der Vegetations-, Siedlungs- und Klimageschichte dieser Region und bildet ein wichtiges Korrektiv bei der Diskussion des archäologischen Fundbildes. Beide Disziplinen haben einen unterschiedlichen Zugang zum Thema "Landschaft": Während der archäologische Ansatz für jede Periode topographisch und damit platzbezogen ausgewertet werden kann, liefert das Pollendiagramm ein allgemeines und topographisch nicht genau festzulegendes Bild des Kontinuums der Landschaftsentwicklung.

### **Summary**

The Rugensee-project combines two methods and disciplines: The first is an investigation on landscape archaeology with a long-term perspective regarding the area between Lake Schweriner See and the River Stepenitz (Ph.D. thesis A. SCHÜLKE). The other investigations are pollenanalytical studies from the Lake Rugensee, located in the centre of the area mentioned above (W. DÖRFLER). The Rugensee pollenprofile provides us with a reconstruction of the vegetation-, settlement- and climate-history of the area and assists in the discussion of the representativity of the archaeological record. The two disciplines have different approaches to "landscape": while the archaeological picture for each period is topographically, and therefore punctually structured, the pollenprofile gives an ubiquitous, average picture of the continuous environmental development.

### **1 Einleitung**

Im Rahmen der an der Universität Kiel laufenden Dissertation "Bilder einer Landschaft – Eine Landschaftsarchäologie der Region zwischen Schweriner See und Stepenitz, Mecklenburg-Vorpommern" wurde eine Bohrung im Rugensee bei Schwerin, Mecklenburg-Vorpommern (<sup>44</sup>59263 <sup>59</sup>54862, 56 ha, 48 m NN) durchgeführt. Ziel war es, ein Sedimentprofil zu gewinnen und pollenanalytisch zu bearbeiten. Mit einer maximalen Wassertiefe von 27,5 m und einem kleinen Wassereinzugsgebiet versprach der See ungestörte Sedimente und ein kalkulierbares Polleneinzugsgebiet. Die aus den Pollenuntersuchungen abgeleitete Vegetations- Siedlungs- und Klimageschichte der betreffenden Kleinregion sollte der archäologischen Auswertung der Fundverbreitung gegenübergestellt und die jeweiligen Ergebnisse miteinander verglichen werden.

### **2 Paläoökologische Fragestellung und Methode**

Ziel der paläoökologischen Untersuchungen ist die Rekonstruktion der Seegeschichte in Abhängigkeit vom Klima, der Boden- und Vegetationsentwicklung sowie der menschlichen Einwirkungen auf die Umwelt. Die Bohrung wurde Ende April/Anfang Mai 2000 im südwestlichen Becken des Sees bei 23,5 m Wassertiefe durchgeführt. Aus den zwei sich überlappende Bohrungen wurde mit Hilfe von markanten Lagen im Sediment eine vollständige Serie von 15,4 m („Masterscale“) zusammengefügt, die für Pollenanalysen, Diatomeen-Bestimmungen und <sup>14</sup>C-Messungen genutzt wird. Die Bohrung erfolgte mit einem von H. USINGER, Kiel, modifizierten Stechrohr-Bohrgerät mit 80 mm Durchmesser in 2 m-Segmenten. Vor Ort wurden die Kerne halbiert und fotografiert. Im Labor wurden die Kerne beprobt, die Aufbereitung folgte Standardverfahren der Pollenanalyse (HCl-, KOH- und HF-Behandlung, Acetolyse, evtl. Sieben mit einem 6 µm-Sieb im Ultraschall-Wasserbad). Die Auszählung und eine vorläufige Auswertung des Pollendiagramms erfolgte in der palynologischen Arbeitsgruppe des Institutes für Ur- und Frühgeschichte der Universität Kiel, so dass die Ergebnisse, ebenso wie die der archäologischen Auswertung, im Laufe des Jahres 2002 abgeschlossen sein sollen. Resultate der Pollenanalyse und Diatomeen-Analyse (M. DREBLER/T. HÜBENER, Rostock) werden der Dissertation als eigene Beiträge angefügt. Der vorliegende Beitrag ist demnach ein Vorbericht.

### 3 Archäologische Fragestellung und Methode

Die landschaftsarchäologische Untersuchung der Region zwischen Schweriner See und Stepenitz basiert auf einer Auswertung aller bekannten archäologischen Fundplätze aus diesem Gebiet für die Perioden vom Mesolithikum bis zur altslawischen Zeit. Die zentrale Fragestellung ist, wie der Mensch diesen Landschaftsraum seit dem Ende der Eiszeit genutzt hat. Dabei geht es nicht allein um besiedlungsgeschichtliche und wirtschaftliche Fragen, sondern auch um die veränderliche soziale Bedeutung, die Landschaft für den Menschen hat. Dies soll zeitübergreifend behandelt werden. Diese Fragestellung verlangt neben einer Darlegung des theoretischen Zugangs zum komplexen Thema „Landschaft“ nach einer intensiven quellenkritischen Diskussion, die sich mit der Unvollständigkeit archäologischer Hinterlassenschaften und der Frage nach deren Repräsentativität befasst. Ein wichtiges Thema ist ausserdem der Naturraum und seine Entwicklung, wobei der Forschungsstand hier nur eine Formulierung von Fragen zulässt.

Die erste, alle prähistorische Perioden Mecklenburgs umfassende Arbeit wurde 1910 durch R. BELTZ verfasst (BELTZ 1910). Heute stellt allerdings für dieses Gebiet eine moderne, diachrone, quellenkritische archäologische Aufarbeitung einzelner geographischer Regionen ein Desiderat der Forschung dar (SCHIRREN 1997). Für das Arbeitsgebiet gibt es bislang mehrere Zusammenfassungen des Fundmaterials einzelner Gemarkungen, darunter auch eine für das Stadtgebiet von Schwerin (HOLLNAGEL 1960, INFORMATIONEN BEZIRKSARBEITSKREIS 1960ff., NAGEL 1980).

Aus dem gesamten Arbeitsgebiet zwischen Schweriner See und Stepenitz sind ungefähr 800 lokalisierbare Fundplätze bekannt. Von diesen stammt ein Teil der Funde aus mehreren Perioden, so dass es sich letztlich um ungefähr 1200 Fundstellen handelt. Diese Funde wurden in eine Datenbank aufgenommen, die mit einem Geographischen Informationssystem (GIS) verknüpft wurde. Die Kartierung erfolgt mit dem Programm Map-Info. Dadurch kann das archäologische Material nach den verschiedenen, in die Datenbank aufgenommenen Klassifikationen kartiert (siehe Abb. 1) und statistisch ausgewertet werden.

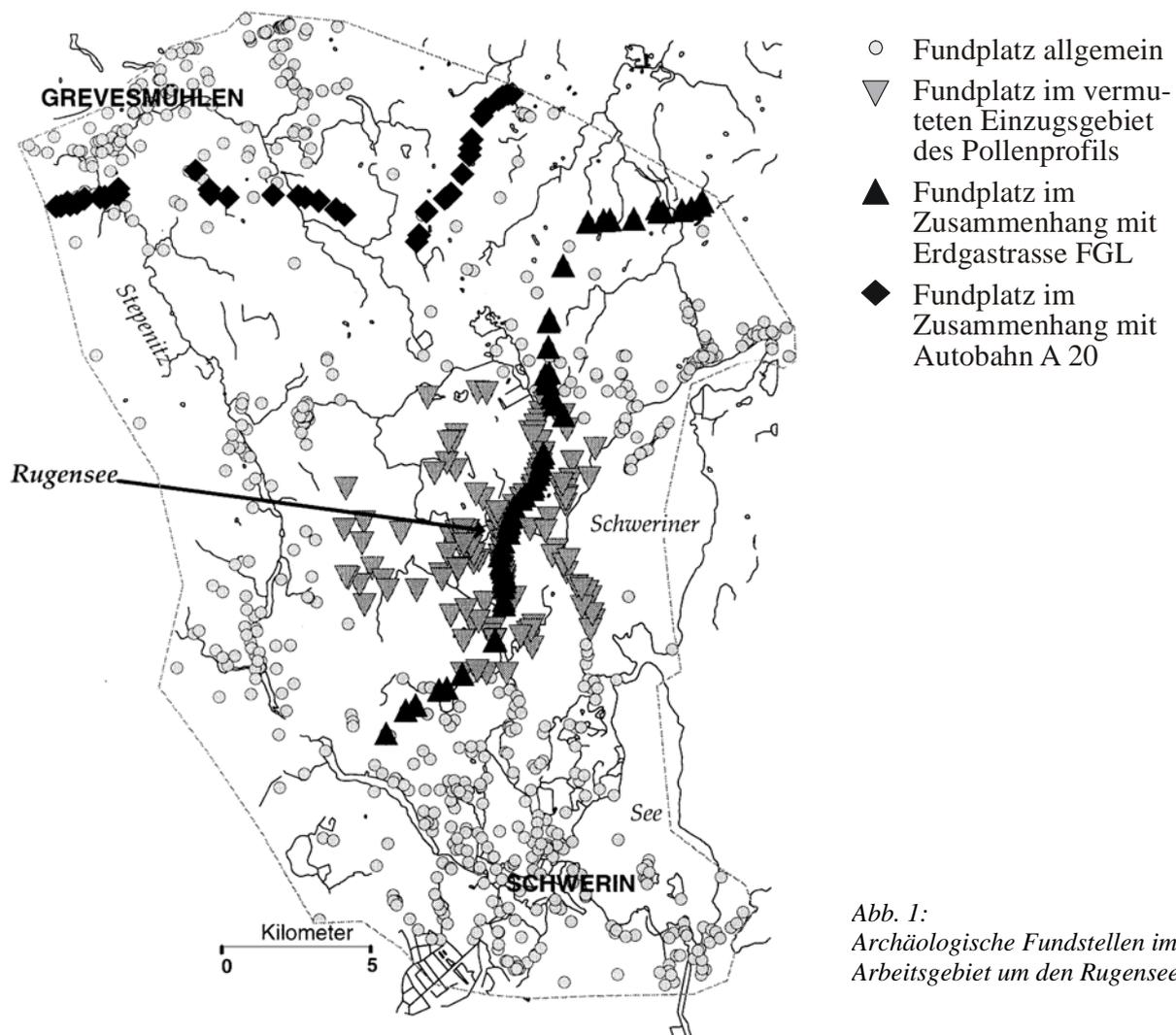


Abb. 1:  
Archäologische Fundstellen im  
Arbeitsgebiet um den Rugensee.

#### 4 Pollenanalytische Ergebnisse

In den Pollenanalysen zeichnen sich neben der normalen Grundsukzession des Holozän (Boreal bis Gegenwart) mehrere Phasen anthropogener Landschaftsveränderung ab. Neben den Phasen intensiver Landnutzung treten auch Abschnitte geringerer menschlicher Einwirkungen auf, die auf Wüstungs- und Umsiedlungsprozesse hinweisen. Neben der fortschreitenden Zunahme der Landnutzungsintensität vom Neolithikum bis zur Neuzeit sind besonders die im Pollendiagramm zu beobachtenden Brüche für die Beurteilung der Siedlungsgeschichte von Interesse. Abb. 2 zeigt den zeitlichen Verlauf der Sedimentation und die Phasen verminderter Siedlungszeigerwerte.

Rugensee bei Schwerin

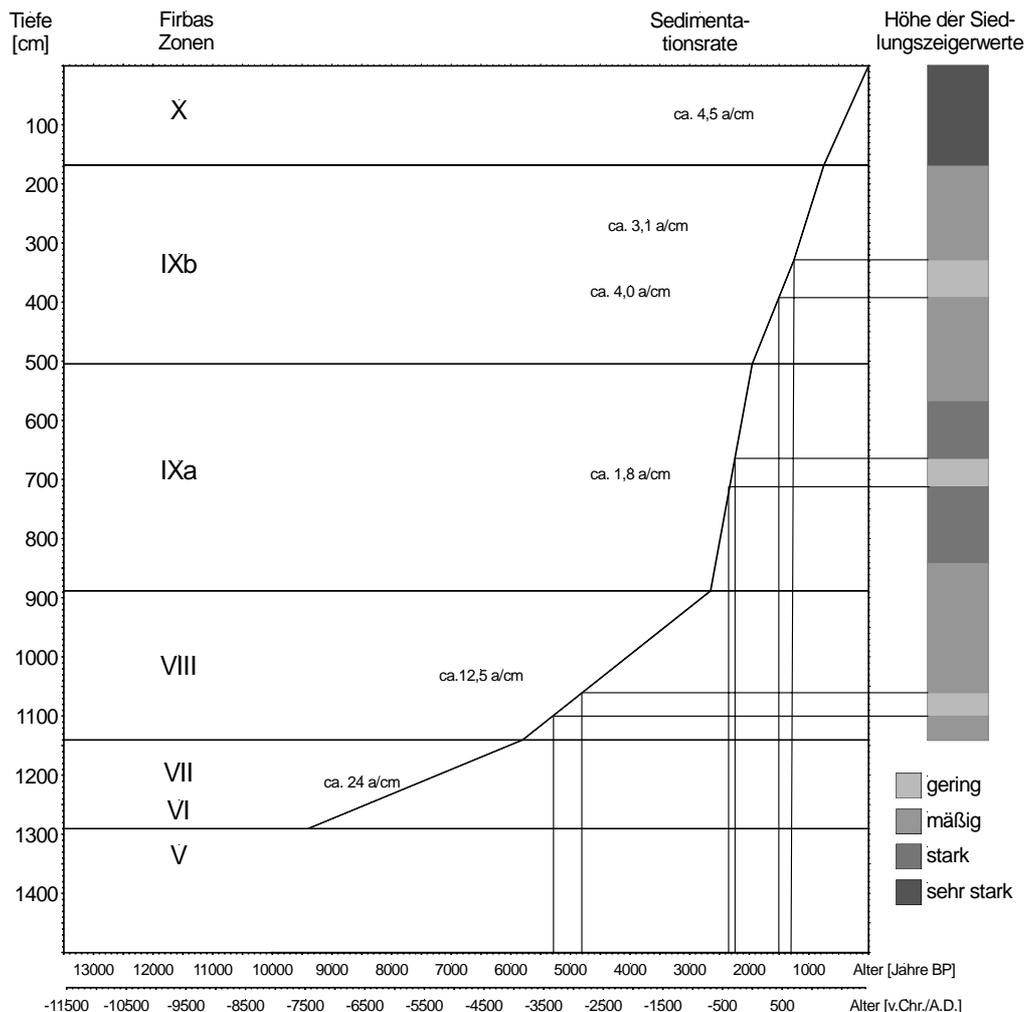


Abb. 2: Zeit-Tiefen-Diagramm der Sedimente des Rugensees nach der pollenstratigraphischen Datierung. Altersangaben in kalibrierten  $^{14}\text{C}$ -Daten. Zonierung nach FIRBAS (1949).

Da  $^{14}\text{C}$ -Daten noch nicht vorliegen, basiert das Zeit-Tiefen Diagramm auf der an Vergleichsprofilen gewonnenen Datierung pollenanalytischer Leithorizonte. Dargestellt ist die Zonierung nach FIRBAS (1949), korrigiert nach kalibrierten  $^{14}\text{C}$ -Messungen. Die Zunahme der Sedimentationsgeschwindigkeit verläuft parallel zu der Zunahme siedlungsanzeigender Pollentypen. Somit ist eine kausale Verknüpfung der Sedimentationsbedingungen mit der menschlichen Nutzung der Umgebung des Sees und der damit verbundenen Intensivierung des Nährstoffeintrages und Erosion wahrscheinlich.

#### 5 Archäologische Ergebnisse

Das Spektrum der Fundstellen ist äußerst heterogen. Dies liegt an der Bandbreite der archäologischen Quellen, bei denen es sich vor allem um Einzelfunde, Fundstreuungen, ergrabene Siedlungsplätze, Gräberfelder, Grabhügel und Großsteingräber handelt. Die jeweilige Forschungsgeschichte gibt jedem einzelnen Platz sein eigenes Gepräge. Charakteristisch für das Arbeitsgebiet ist die hohe Zahl an Oberflächenfunden, die durch ehrenamtliche Mitarbeiter gesammelt wurden. Ein wichtiges Korrektiv für eine Diskussion um die Repräsentati-

vität des archäologischen Verbreitungsbildes bilden die Fundstellen, die in den letzten Jahren baubegleitend durch das Landesamt für Bodendenkmalpflege Mecklenburg-Vorpommern im Rahmen der „Linearen Projekte“ systematisch untersucht wurden. Auf der Trasse der Ferngasleitung (FGL) Warnitz-Vorweden, die das Arbeitsgebiet von Süden nach Norden schneidet, sind 66 Plätze auf Trassenbreite ergraben worden (SCHÄFER 1999). Im Zusammenhang mit der systematisch prospektierten Trasse der Autobahn A20 im Norden des Untersuchungsgebietes wurden 34 Fundplätze ermittelt (SCHMIDT 1996).

Als Arbeitshypothese wurde davon ausgegangen, daß das Polleneinzugsgebiet etwa einen Radius von fünf Kilometern um den Rugensee hat. (vgl. LANG 1994: 49 ff.). Abb. 1 zeigt die betreffenden 149 Fundplätze (175 Fundstellen), die zeitlich vom Mesolithikum bis in die altslawische Zeit streuen. 26 Plätze sind bei der Untersuchung der FGL ergraben worden, bei den übrigen handelt es sich überwiegend um Oberflächenfundplätze und Grabhügel und Grabhügelgruppen, die nur teilweise ausgegraben sind. Die funktionale Bestimmung der einzelnen Fundstellen wird es zulassen, die Charakteristika der einzelnen Zeitabschnitte zu erarbeiten und ein Modell für die Entwicklung der Raumnutzung für das gesamte Arbeitsgebiet, aber auch für den Ausschnitt um den Rugensee zu entwerfen.

## **6 Archäologische und paläoökologische Ergebnisse im Vergleich**

Archäologischen Resultate und paläoökologische Ergebnisse ergeben zusammen ein vollständigeres „Bild einer Landschaft“ als es eine der Methoden alleine tun könnte. Der naturwissenschaftliche Zugang zum Thema „Landschaft“ nähert sich demselben von einem anderen Blickwinkel als der geisteswissenschaftliche und schafft durch andere Quellen und Methoden ein erweitertes Landschaftsbild. Beide Disziplinen sind aber nur bedingt vergleichbar. Die Pollenanalyse kann durchschnittliche Tendenzen der Landschaftsnutzung rekonstruieren, kann diese jedoch nicht, wie die Archäologie, platzbezogen auswerten. Die Pollenanalyse stellt andererseits ein wichtiges Korrektiv für die Repräsentativität des archäologischen Bildes dar. Starke Abweichungen der Ergebnisse können darauf hindeuten, dass wichtige Fundplätze bislang noch nicht entdeckt wurden. Dies wird die archäologische Forschung stimulieren. Des weiteren wirft die Pollenanalyse durch die Erschließung eines ansonsten für archäologische Untersuchungen unzugänglichen Quellenspektrums Fragen zur Konsequenz der vegetations- und klimageschichtlichen Entwicklungen auf. Umgekehrt können archäologische Fragestellungen dazu beitragen, Pollendiagramme unter neuen Gesichtspunkten auszuwerten. Es soll untersucht werden, inwiefern die Ergebnisse der Pollenanalyse die archäologischen Ergebnisse einerseits im Landschaftsausschnitt um den Rugensee und andererseits im gesamten Arbeitsgebiet bestätigen oder widerlegen.

## **7 Literaturverzeichnis**

- BELTZ, R. (1910): Die vorgeschichtlichen Altertümer des Herzogtums Mecklenburg-Schwerin. Schwerin.
- FIRBAS, F. (1949): Waldgeschichte Mitteleuropas – Erster Band. Jena.
- HOLLNAGEL, A. (1960): Ur- und Frühgeschichte des Stadtkreises Schwerin. Schwerin. Unser Stadtarchiv erzählt. Schwerin.
- INFORMATIONEN BEZIRKSARBEITSKREIS: Informationen des Bezirksarbeitskreises für Ur- und Frühgeschichte Schwerin 1 ff., 1960 ff.
- LANG, G. (1994): Quartäre Vegetationsgeschichte Europas. Methoden und Ergebnisse. Jena/Stuttgart/New York.
- NAGEL, D. (1980): Abriss zur Ur- und Frühgeschichte des Kreises Schwerin. Informationen des Bezirksarbeitskreises für Ur- und Frühgeschichte Schwerin 20: 66-80.
- SCHÄFER, A. (1999): Archäologische Baubegleitung im Verlauf der Ferngastrasse Warnitz-Vorweden. Archäologische Berichte aus Mecklenburg-Vorpommern 6: 49-56.
- SCHIRREN, M. (1997): Siedlungsforschung in der Bodendenkmalpflege. Perspektiven und Möglichkeiten interdisziplinärer und interinstitutioneller Forschung. In: SCHNEIDER, M. (Hrsg.), Archäologie ländlicher Siedlungen. Wüstungsforschung in Vorpommern. Beiträge des wissenschaftlichen Kolloquiums in Stralsund 15. Dezember 1995. Stralsunder Beiträge zur Archäologie, Geschichte, Kunst und Volkskunde in Vorpommern 1: 16-24.
- SCHMIDT, J.-P. (1996): Archäologische Untersuchungen auf der Autobahn A 20 im Landkreis Nordwestmecklenburg. Informationen des Heimatvereins Grevesmühlen 4 (2): 12-17.

### **Anschriften der Verfasser**

Dr. Walter Dörfler, Universität Kiel, Institut für Ur- und Frühgeschichte, Olshausenstr. 40, D-24098 Kiel, e-mail: wdoerfler@ufg.uni-kiel.de;

Almut Schülke, M. A., Sønderlundsvej 102, DK-4000 Roskilde, Denmark, e-mail: almut.schuelke@natmus.dk

## Das „Herthamoor“ – ein palynostratigraphisches Leitprofil für das Holozän der Insel Rügen

The „Herthamoor“ - a palynostratigraphic standard diagram of the Holocene of the Isle of Rügen (Vorpommern, NE Germany)

ELISABETH ENDTMANN

### Zusammenfassung

Das Profil „Herthamoor“ (Rügen, Halbinsel Jasmund) kann durch die gezielte Kombination von Pollen- und Makrofossilanalysen mit tephrostratigraphischen, einfachen geochemischen Analysen sowie hochauflösender radiometrischer Altersabsicherung als stratigraphisches Leitprofil für das Holozän Rügens ausgewiesen werden. Natürliche und anthropogene Umweltveränderungen wurden auf Jahrzehnte genau zeitlich fixiert.

### Summary

The profile „Herthamoor“ (Rügen, Jasmund peninsula) can be used as a standard section of the Holocene of the Rügen area because of its combination of pollen and macrofossil analyses with tephrostratigraphical, simple geochemical investigations, and high-resolution radiocarbon dating. Natural and anthropogenic environmental changes were chronologically fixed in several decades.

### 1 Einführung

Bereits LANGE et al. (1986) und STRAHL (1999) führten am „Herthamoor“ (54° 34' 12" N, 13° 38' 45" E) palynologische Untersuchungen durch. Dabei wurden die wichtigsten Trends der spät- und nacheiszeitlichen Vegetationsentwicklung herausgestellt. Absolute Altersangaben fehlten jedoch bisher. Im von der DFG geförderten Forschungsprojekt „Umweltreflexionen eines soligenen Kesselmoores auf Rügen“ werden innerhalb eines Profils erstmals hochauflösende Pollen- (z.T. im cm-Abstand), Makrofossil-, tephrostratigraphische und einfache geochemische Analysen mit 28 schlüssigen <sup>14</sup>C-Datierungen verknüpft.

### 2 Ergebnisse

Auf eine ausführliche Beschreibung und Diskussion aller Ergebnisse muß aus Platzgründen verzichtet werden. Die Zonierung des Pollendiagramms „Herthamoor“ (vgl. Abb. 1) folgt FIRBAS (1949). Die herausgearbeiteten Leithorizonte werden kurz charakterisiert und zeitlich festgelegt. Dabei ergeben sich für das Alter der Zonengrenzen teils Übereinstimmungen, teils Unterschiede mit den Angaben benachbarter Regionen (vgl. BRANDE 1996, JAHNS 2000, KLEINMANN et al. 1999, LATAŁOWA 1992, WIETHOLD 1998). Doch bereits FIRBAS (1949: 51): bemerkte: „... Eine für alle Landschaften gleichaltrige Grenze läßt sich vorläufig nicht ziehen.“ Daraus ergibt sich die dringende Notwendigkeit für Einzelregionen stets ein zeitlich fest fixiertes pollenanalytisches Leitprofil zu entwickeln.

#### PZ II – Allerød: ?-10.500 <sup>14</sup>C a BP

Die ältesten palynologisch auswertbaren Ablagerungen sind allerødzeitlich. Die Torfmudde bildet sich bis etwa 11.070±120 <sup>14</sup>C a BP. Es entstehen erste aufgelockerte Kiefern-Birken-Wälder. Der Anteil der Nichtbaumpollen (NAP) ist gering. Als tephrostratigraphische Zeitmarke gilt die in einer Teufe von 1179-1180 cm im „Herthamoor“ erstmals nachgewiesene Laacher See Tephra mit einem Alter von 11.230±40 <sup>14</sup>C a BP (HAJDAS et al. 1995).

#### PZ III – Dryas III: 10.500-10.200 <sup>14</sup>C a BP

Aufgrund der dryas-III-zeitlichen Abkühlung geht der Grad der Vegetationsbedeckung offensichtlich stark zurück. Zwischen 10.940±230 <sup>14</sup>C a BP und 9.930±130 <sup>14</sup>C a BP sedimentieren silikatische Mudden. Vor mehr als 10.318±55 <sup>14</sup>C a BP kommt es zusätzlich zu Solifluktionserscheinungen und der Ablagerung einer Fließerde. Die Anteile von *Pinus* und *Betula* verringern sich, lichtliebende Arten wie *Juniperus*, *Betula nana* und *Salix* treten häufiger auf. Das Maximum der Offenheitszeiger-Kurve charakterisiert eine spätglaziale *Artemisia*- und *Chenopodiaceae*-reiche Kältesteppe.

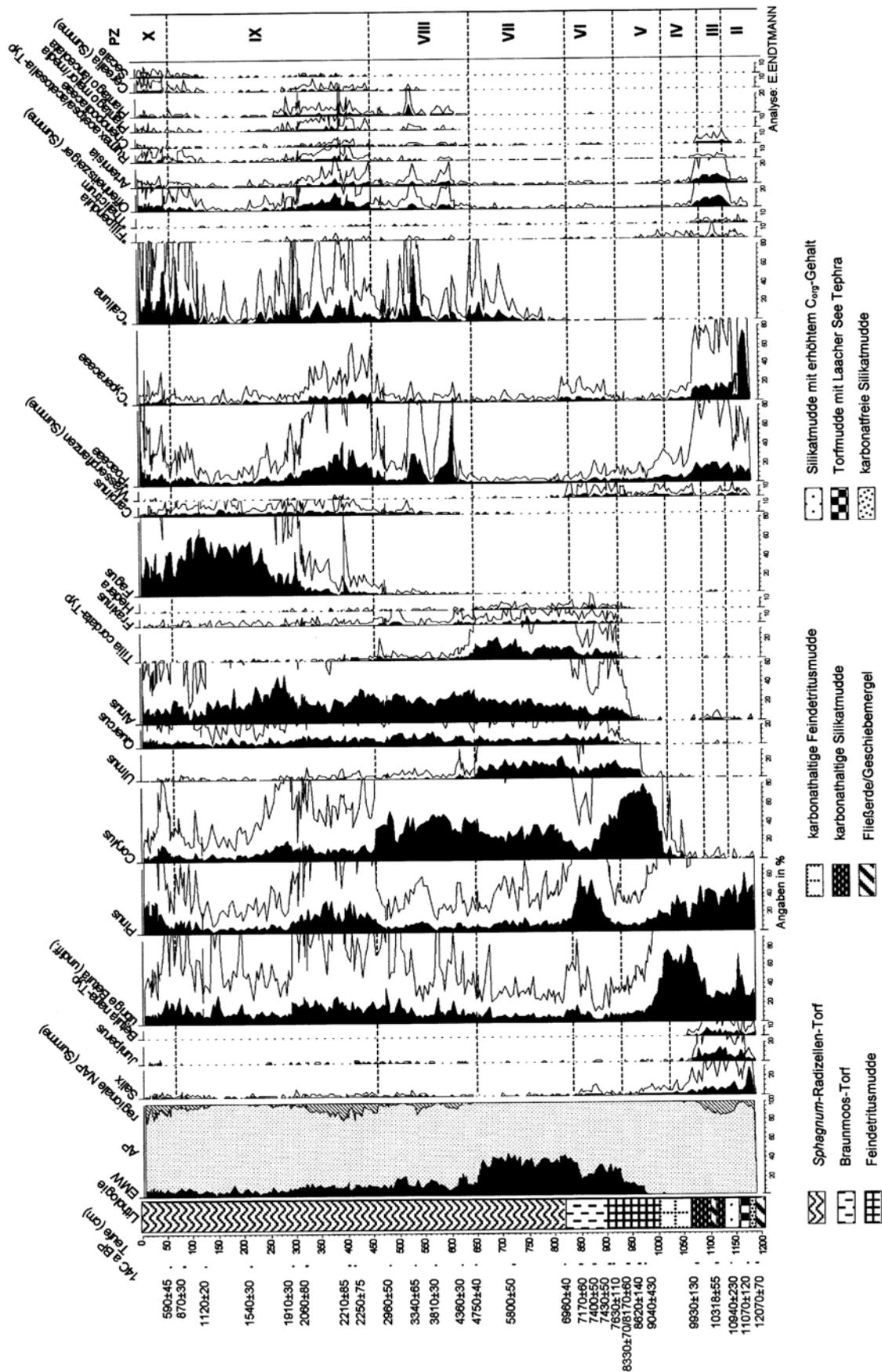


Abb. 1: Verkürztes Pollendiagramm des Profils „Herthamoor“ sowie <sup>14</sup>C Datierungen des Leibnitz-Labors für Altersbestimmung und Isotopenforschung Kiel (konventionell und AMS). Zonierung nach FIRBAS (1949). Pollensumme = 100 % = Gehölze + regionale NAP. lokale NAP (\*) außerhalb der Pollensumme. Kurven mit Signatur: tatsächlicher Anteil. Kurven ohne Signatur: fünfmal überhöhte Darstellung.

#### **PZ IV – Präboreal: 10.200-9.500 <sup>14</sup>C a BP**

Während des Präboreals sedimentiert in dem Gewässer zunächst noch Silikatmudde. Wohl mit zunehmender Vegetationsbedeckung des Umlandes und zunehmender Primärproduktion des Gewässers bei günstigeren klimatischen Bedingungen kommt es zur Bildung einer karbonathaltigen Feindetritusmudde. *Betula* und *Pinus* breiten sich erneut aus. *Betula*-Pollen dominiert. Der Beginn des Kurvenmaximums wird auf 9.930±130 <sup>14</sup>C a BP datiert. Die Pollenkurve von *Betula nana* erlischt, *Salix* und *Juniperus* treten wesentlich seltener auf. Die Pollenkurve von *Corylus* schließt sich, verbleibt aber unterhalb der 1 %-Grenze. Die zunächst noch erhöhten NAP-Werte (z.B. *Artemisia*, *Chenopodiaceae*, *Poaceae*) nehmen im Zonenverlauf infolge zunehmender Bewaldung ab.

#### **PZ V – Boreal: 9.500-7.900 <sup>14</sup>C a BP**

Die karbonathaltige Feindetritusmudde geht allmählich in karbonatfreie über. *Pinus* und *Betula* sind noch immer in starkem Maße am Aufbau der Wälder beteiligt. Das Unterholz wird zunehmend von *Corylus* gebildet. Der Art gelingt die Massenausbreitung. Das absolute Maximum der Pollenkurve wird um 9.040±430 <sup>14</sup>C a BP mit Werten über 70 % erreicht. Erst mit der Einwanderung weiterer wärmeliebender Laubbölzer (*Ulmus*, *Quercus*, *Alnus*) wird *Corylus* etwas zurückgedrängt. Ab 9.040±430 <sup>14</sup>C a BP breitet sich die Ulme am unmittelbaren Untersuchungspunkt aus, die Pollenkurve steigt auf über 5 % an. Der Anstieg der *Alnus*-Kurve (>5 %) wurde auf 8.620±140 <sup>14</sup>C a BP, der von *Quercus* (>1 %) auf 8.330±70 <sup>14</sup>C a BP bzw. 8.170±60 a BP datiert. *Tilia* kommt seit dieser Zeit kontinuierlich im Pollenspektrum vor. Der Anteil der NAP bleibt sehr gering.

Aufgrund der flaschengrünen Färbung sowie der stratigraphischen Lage im borealen *Corylus*-Anstieg bei *Ulmus*-Werten >1% müssen die in einer Teufe von 1000 cm gefundenen vulkanischen Glaspartikel (polarisationsoptischer Nachweis) der Saksunarvatn-Tephra zugeordnet werden. Durch Interpolation der Akkumulationsraten ergibt sich für diese Tephra im „Herthamoor“ ein Alter von ca. 9.200 <sup>14</sup>C a BP (ca. 10.050 cal. a BP). KLEINMANN et al. (1999) datieren die Tephra auf 10.090 Warven-Jahre BP.

#### **PZ VI – Älteres Atlantikum: 7.900-7.050 <sup>14</sup>C a BP**

Zwischen 7.630±110 <sup>14</sup>C a BP (Oberkante der Feindetritusmudde) und 7.430±50 <sup>14</sup>C a BP (Unterkante des Braunmoos-Torfs) setzt am Untersuchungspunkt die limnische Sedimentation aus. Es kommt zu Verlandungsprozessen durch infraaquatische Torfbildung. Die wärmeliebenden Arten des Eichenmischwaldes (EMW) breiten sich verstärkt aus. Dadurch wird die nur wenig Beschattung vertragende Hasel zunehmend verdrängt. Zu Zonenbeginn steigt die *Tilia*-Kurve auf Werte über 1 %. *Fraxinus* wächst nun auf frischen Standorten der näheren Umgebung. *Hedera* ist in den Wäldern etabliert. Ab 7.430±50 <sup>14</sup>C a BP übersteigen die *Quercus*-Pollenanteile das 5 %-Niveau. Zwischen 7.400±50 <sup>14</sup>C a BP und 7.170±60 <sup>14</sup>C a BP kann sich *Pinus* nochmals kurzfristig ausbreiten. Die Pollenkurve erreicht Maximalwerte. Der Anteil der NAP an der Vegetation ist gering. Lediglich die Cyperaceae zeigen parallel zur Bildung des Braunmoos-Torfs maximale Pollenanteile.

#### **PZ VII – Jüngerer Atlantikum: 7.050-4.950 <sup>14</sup>C a BP**

Während des Jüngerer Atlantikums wachsen auf die mesotrophen (ziemlich armen) Braunmoos-Torfe oligotrophe (sehr arme) *Sphagnum*-Radizellen-Torfe auf. Spätestens ab etwa 6.000 <sup>14</sup>C a BP geht das „Herthamoor“ von einem Verlandungsmoor in ein Regenmoor über. Es entwickelt sich ein ausgeprägtes Bult-Schlenken-Regime. Die Arten des EMW breiten sich weiter aus. Ab 6.960±40 <sup>14</sup>C a BP werden maximale Pollenwerte erreicht. *Ulmus* und *Tilia* befinden sich im Optimum. Die Pollenkurven von *Fraxinus* und *Alnus* steigen an. *Pinus* und *Betula* werden vermutlich auf Sonderstandorte des Moorrandes verdrängt. Am Zonenende sinken die *Ulmus*-Werte plötzlich rasch ab. Dies wird auf den sog. „Ulmenfall“, ein in ganz Mittel- und Nordeuropa nahezu synchron ablaufendes Ereignis zurückgeführt. Durch Interpolation der Torfakkumulationsraten ergibt sich für den „Ulmenfall“ im „Herthamoor“ ein Alter von 4.952 <sup>14</sup>C a BP. Nach Befunden der Makrofossilanalysen wächst auf den Torfbulten in zunehmendem Maße *Calluna*.

In einer Teufe von 653 - 655 cm konnten weitere Tephrapartikel mikroskopisch nachgewiesen werden. Es gibt eindeutige zeitliche und vegetationsgeschichtliche Parallelen zur Tephralage „Dom L-10“ im Kern Dosenmoor-Nordprofil (VAN DEN BOGAARD 1997).

#### **PZ VIII – Subboreal: 4.950-2.750 <sup>14</sup>C a BP**

Der aufwachsende *Sphagnum*-Radizellen-Torf ist oligotroph (arm). Um 4.750±40 <sup>14</sup>C a BP nimmt der *Tilia*-Anteil in den Wäldern drastisch ab. Das Maximum des EMW ist überschritten. Lediglich die Anteile von *Quercus* steigen geringfügig. Durch das weitgehende Fehlen von *Ulmus* und *Tilia* sind die Wälder so weit aufgelichtet, daß sich *Corylus* und auch *Poaceae* verstärkt ausbreiten. Zusätzlich wandert *Fagus* im Gebiet ein. Ab 4.360±30 <sup>14</sup>C a BP zeigt *Carpinus* eine geschlossenen Pollenkurve. Ab 2.960±50 <sup>14</sup>C a BP steigt die *Fagus*-Kurve auf Werte >2 %. Während des Subboreals zeigt die Pollenkurve der Offenheitszeiger deutlich erhöhte Anteile. Insbesondere in den Kurven von *Plantago lanceolata*, *Artemisia* und *Chenopodiaceae* sind klare Maxima erkennbar, die auf eine anthropogene Beeinflussung der Moorumgebung deuten. Das erste regelmäßige

Auftreten von *Plantago lanceolata* wird in Zusammenhang mit der Lietzow-Kultur gesehen. Ein Siedlungspeak um  $4.360 \pm 30$   $^{14}\text{C}$  a BP wird der neolithischen Trichterbecher-Kultur zugeordnet. Zwischen  $3.810 \pm 30$   $^{14}\text{C}$  a BP und  $3.340 \pm 65$   $^{14}\text{C}$  a BP wird ein Siedlungseinfluß der bronzezeitlichen Hügelgrab-Kultur deutlich. Die nachfolgende Urnenfelder-Kultur scheint in geringerem Maße in die natürliche Vegetation einzugreifen.

### **PZ IX – Älteres Subatlantikum: 2.750-920 $^{14}\text{C}$ a BP**

Ab etwa  $2.400$   $^{14}\text{C}$  a BP sind die gebildeten *Sphagnum*-Radizellen-Torfe wieder als ausgesprochen nährstoffarm (sehr arm) einzuschätzen. Das Ältere Subatlantikum ist insbesondere durch die schrittweise Ausbreitung der Rot-Buche charakterisiert. Erreicht die Pollenkurve zu Zonenbeginn etwa 4 %, steigt sie ab  $2.060 \pm 80$   $^{14}\text{C}$  a BP auf Werte  $>10$  % an. Nach ca.  $1.540 \pm 30$   $^{14}\text{C}$  a BP zeigt die *Fagus*-Kurve Maximalwerte um 60 %. Das absolute Buchen-Maximum wird  $1.120 \pm 20$   $^{14}\text{C}$  a BP erreicht. Ab etwa  $870 \pm 30$   $^{14}\text{C}$  a BP geht der Buchenanteil wohl infolge der slawischen Nutzung des Gebietes (Brennholznutzung, Bau der Herthaburg) zurück, die Buche bleibt aber die dominierende Baumart des Gebietes. Etwa parallel zur Ausbreitung der Rot-Buche expandiert *Carpinus*. Maximalwerte von 5 % werden noch vor dem absoluten Buchen-Maximum erreicht. *Ulmus* und *Tilia* sind nahezu bedeutungslos, der Anteil von *Quercus* bleibt ungefähr konstant. Der Anstieg der NAP- und Offenheitszeiger-Kurve zu Beginn der Latène-Zeit verdeutlicht einen beachtlichen Siedlungseinfluß auf die Vegetation. Gezielte Rodung schafft Flächen auf denen sich als Pioniervegetation *Pinus*, *Betula* und lichtliebende Krautpflanzen ausbreiten. Zwischen  $2.250 \pm 75$   $^{14}\text{C}$  a BP und  $2.060 \pm 80$   $^{14}\text{C}$  a BP häufen sich Funde von *Plantago major/media*, *Artemisia*, *Rumex acetosa/acetosella*-Typ und Chenopodiaceae. Die Getreide-Kurve erlangt Kurvenschluß. Ab  $2.210 \pm 85$   $^{14}\text{C}$  a BP wird kontinuierlich *Secale* angebaut. In der Römischen Kaiserzeit verringert sich der anthropogene Einfluß, während der Völkerwanderungszeit setzt die geschlossenen Getreide-Kurve aus. Anhand des regelmäßigen Auftretens von Ruderalarten muß von einer zwar geringen, aber stetigen Besiedlung des Gebietes ausgegangen werden. Mit der Besiedlung des Gebietes durch Slawen wird wieder stärkere Siedlungstätigkeit im Untersuchungsgebiet deutlich. Etwa ab  $1.120 \pm 20$   $^{14}\text{C}$  a BP erfolgt der Anbau von *Secale* als Hauptgetreide.

### **PZ X – Jüngeres Subatlantikum: 920-0 $^{14}\text{C}$ a BP**

Der oligotrophe Charakter (sehr arm) der *Sphagnum*-Radizellen-Torfe bleibt bis in die Neuzeit erhalten. Erst Entwässerungsmaßnahmen im 18. Jh. führten zur Stagnation des Moorwachstums. Die rezente Ausbreitung von *Molinia caerulea* zeigt Torfmineralisation. Das Jüngere Subatlantikum ist durch den rodungsbedingten Abfall der *Fagus*- und *Carpinus*-Kurven gekennzeichnet. Die Rot-Buche bleibt die dominierende Baumart der Stubnitz. Auf den Freiflächen breiten sich zunächst Krautpflanzen und *Betula* als Pioniervegetation aus. *Corylus* kann in der geöffneten Landschaft mit reicher Waldrand- und Saumstruktur expandieren. Der Anstieg der *Pinus*-Kurve wird auf neuzeitliche Aufforstung vor allem im Umland (u.a. Schaabe, Schmale Heide) und weniger in der Stubnitz zurückgeführt. Durch die Auflichtung der das „Herthamoore“ umgebenden Wälder ist mit verstärktem Eintrag von Pollen des weiteren Umlandes zu rechnen. Siedlungstätigkeit im direkten Umfeld des „Herthamoore“ ist aus diesem Zeitraum nicht bekannt. Gefundene PK von Getreide und Ackerunkräutern stammen von Ackerbau in der näheren und weiteren Umgebung. Funde von *Centaurea cyanus* neben *Secale* belegen den Anbau von Wintergetreide. Das gehäufte Auftreten von *Juniperus* kann möglicherweise zusammen mit Maximalwerten von *Calluna* auf Hudewaldwirtschaft zurückgeführt werden.

## **3 Literatur**

- BOGAARD, C. VAN DEN (1997): Tephrostratigraphische Leithorizonte in holozänen Mooren Norddeutschlands. Unveröff. Dissertation. Universität Kiel, 257 S.
- BRANDE, A. (1996): Type region D-s, Berlin. In: BERGLUND, B. E., BIRKS, H. J., RALSKA-JASIECICZOWA, M. & WRIGHT, H. E. (eds.): Regional synthesis of palaeoecological studies of lakes and mires in Europe. 518-523; Chichester.
- FIRBAS, F. (1949): Spät- und nacheiszeitliche Waldgeschichte Mitteleuropas nördlich der Alpen, Band 1, Allgemeine Waldgeschichte. 480 S.; Jena.
- HAJDAS, I., IVY-OCHS, S., BONANI, G., LOTTER, A. F., ZOLITSCHKA, B. & SCHLÜCHTER, C. (1995): Radiocarbon age of the Laacher See Tephra:  $11.230 \pm 40$  BP. Radiocarbon 37: 149-154.
- JAHNS, S. (2000): Late-glacial and Holocene woodland dynamics and land-use of the Lower Oder valley, north-eastern Germany, based on two AMS  $^{14}\text{C}$ -dated pollen profiles. Vegetation History and Archaeobotany 9: 111-123.
- KLEINMANN, A., MERKT, J. & MÜLLER, H. (1999): Spät- und postglaziale Sedimente aus Norddeutschland – Resultate. Abstract zum Wissenschaftlichen Kolloquium am 1. und 2. Juli in Bonn, DFG-Schwerpunktprogramm „Wandel der Geo-Biosphäre während der letzten 15000 Jahre. Kontinentale Sedimente als Ausdruck sich verändernder Umweltbedingungen“: 64-66.
- LANGE, E., JESCHKE, L. & KNAPP, H. D. (1986): Ralswiek und Rügen. Landschaftsentwicklung und Siedlungsgeschichte der Ostseeinsel. Teil 1: Die Landschaftsgeschichte der Insel Rügen seit dem Spätglazial. Schriften zur Ur- und Frühgeschichte 38, 174 S.; Berlin.

- LATAŁOWA, M. (1992): Man and vegetation in the pollen diagrams from Wolin Island (NW Poland). *Acta Palaeobotanica* 32/1: 123-249.
- STRAHL, J. (1999): Die Vegetationsgeschichte des Herthamoores in der Stubnitz (Halbinsel Jasmund, Rügen). *Greifswalder Geowissenschaftliche Beiträge* 6: 437-477.
- WIETHOLD, J. (1998): Studien zur jüngeren postglazialen Vegetations- und Siedlungsgeschichte im östlichen Schleswig-Holstein. *Universitätsforschungen zur prähistorischen Archäologie* 45, 364 S.; Bonn.

**Anschrift der Verfasserin**

Dipl. Biol. Elisabeth Endtmann, Körnerstr. 2, D-99734 Nordhausen, e-mail: e.endtmann@12move.de

## Wachstum von Mooren in Kessellage – Gibt es Kesselmoore?

Growth of mires in kettle shaped basins – There are kettle hole mires?

GRETA GAUDIG

### Zusammenfassung

Moore in Kessellage können unabhängig vom regionalen Grundwasser durch Sinktorfbildung einer Schwingdecke oder durch das Aufwachsen von Torf bei ansteigendem Moorwasserstand infolge von Kolmation (Selbstabdichtung) entstehen. Schwingmoorverlandung führt zu konkaven Isochronen, während die Kesselmoorbildung in horizontale, oberflächenparallele Isochronen resultiert. Einfache Isochronen ergeben sich aus dem Vergleich datierter Proben vom Übergang Mineralboden-Torf mit datierten Proben aus dem Moorzentrum. Anhand von Pollendaten konnte für alle drei untersuchten nordostdeutschen Moore in Kessellage der Kesselmoorbildungsmechanismus nachgewiesen werden.

### Summary

Mires in kettle shaped basins can develop independent of regional groundwater by peat forming down from a floating mat (top-down), or by growing upwards (bottom-up) through rising water levels as a result of colmation. Floating mat terrestrialization leads to concave peat isochrones, whereas the “self-sealing” mechanism leads to surface parallel isochrones. Simple isochrones result by comparing dated samples from the mineral soil/peat transition with dated samples of the mire-centre. With pollen data for all three investigated mires in kettle shaped basins in NE Germany their formation via the self-sealing mechanism was proved.

### 1 Einleitung

Hohlformen, durch Auftauprozesse spätglazialer Toteisblöcke oder als Folge von Karsterscheinungen entstanden, kommen v.a. in Moränengebieten vor (SUCCOW 1988, TIMMERMANN & SUCCOW 2001). Der Wasserhaushalt dieser steilhängigen Kesselformen wird durch oberflächennahen Zufluß aus der Umgebung und verminderter Verdunstung infolge von Reduktion der Sonneneinstrahlung und des Luftmasseaustausches begünstigt (EDOM 2001), weshalb hohe Torfakkumulationsraten erreicht werden können (COUWENBERG et al. 2001). Diese und der allgemein fehlende Kontakt dieser Moore mit dem regionalen Grundwasser veranlassten KLAFS et al. (1973) zur Postulierung des hydrogenetischen Moortyps „Kesselmoor“: Mit dem Moorwasserstrom gelangen mooreigene Humuskolloide in den mineralischen Untergrund und verschließen die Poren (Selbstabdichtungsmechanismus: Kolmation). Diese stauenden Schichten verursachen ein Anheben des Moorwasserstandes, was intensive Torfakkumulation zur Folge hat (JOOSTEN & SUCCOW 2001, TIMMERMANN 1999, TIMMERMANN & SUCCOW 2001). Obwohl die Torfstratigraphie und die hydrologischen Bedingungen von Mooren in Kessellage diese Hypothese unterstützen (cf. TIMMERMANN 1999), konnte bisher kein eindeutiger Nachweis erbracht werden.

Ein weiterer Wachstumsmechanismus, der die Stratigraphie und hohe Torfakkumulationsraten (cf. JOOSTEN 1995) erklären könnte, ist die Schwingmoorverlandung.

Durch Isochronen, Linien, die gleichaltrige Torfschichten miteinander verbinden (cf. PUNNING et al. 1995), können die beiden Mechanismen unterschieden werden. Schwingmoorverlandung sollte infolge von Sinktorfbildung (sedimentär) zu konkaven, dem Kesselgrund folgenden Isochronen und zu gleichaltrigen Proben vom Übergang Mineralboden-Torf (Untergrundproben) führen, während Kesselmoorbildung in horizontale, oberflächenparallele Isochronen und nach oben hin immer jünger werdenden Untergrundproben resultieren müsste (Abb. 1).

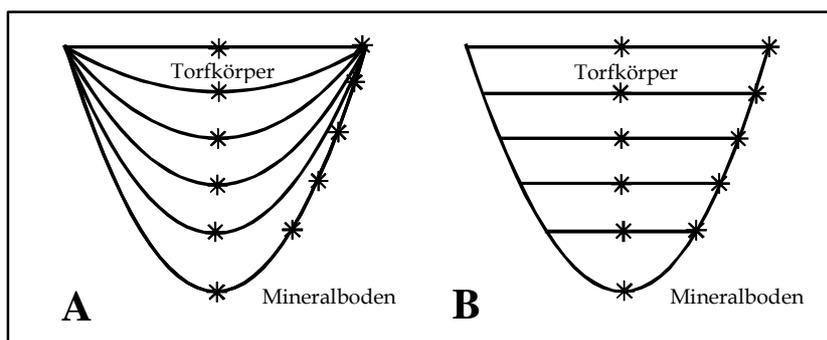


Abb. 1:  
Hypothetischer Verlauf der Isochronen bei (A) Schwingmoorverlandung und (B) Kesselmoorbildung.

## 2 Methoden

Die Auswahl der zu untersuchenden Moore in Kessellage erfolgte auf Basis ihrer hohen Torfakkumulationsraten (cf. COUWENBERG et al. 2001). Die Große Wiese und das Herthamoor befinden sich auf Rügen, während das Kreuzfenn im Biosphärenreservat Schorfheide-Chorin liegt.

Die Proben wurden entlang eines Transektes vom Übergang Mineralboden-Torf in verschiedenen Tiefen und aus einem Profil aus dem Moorzentrum entnommen (cf. Abb. 1), nach FAEGRI & IVERSEN (1989) aufbereitet und palynologisch analysiert. Die Pollen und Sporen wurden nach MOORE et al. (1991) benannt. In der upland-Pollensumme (beim Kreuzfenn ohne Pinus, Betula und Salix) sind Pollentypen, die wahrscheinlich von wetland-Taxa stammen, nicht enthalten.

Das Pollendiagramm aus dem Moorzentrum wird in lokale upland-Pollenzonen (upland site pollen assemblage zone, SPAZ, cf. BIRKS & BIRKS 1980) mit charakteristischer und einheitlicher Pollenzusammensetzung unterteilt. Die upland Pollenspektren der Untergrundproben werden mit dem upland-Pollendiagramm aus dem Moorzentrum verglichen und möglichst genau in eine der SPAZ eingeordnet.

## 3 Ergebnisse

An den drei genannten Mooren in Kessellage wurde ihr Wachstumsmechanismus untersucht (GAUDIG 2000, GAUDIG & JOOSTEN in Vorb.), von denen hier die Ergebnisse des Kreuzfenn beispielhaft dargestellt werden (Abb. 2, Tab. 1). Die Zuordnung der einzelnen Untergrundproben in die SPAZ kann aus Platzgründen an dieser Stelle nicht begründet werden, was aber in GAUDIG (2000) und in GAUDIG & JOOSTEN (in Vorb.) erfolgt.

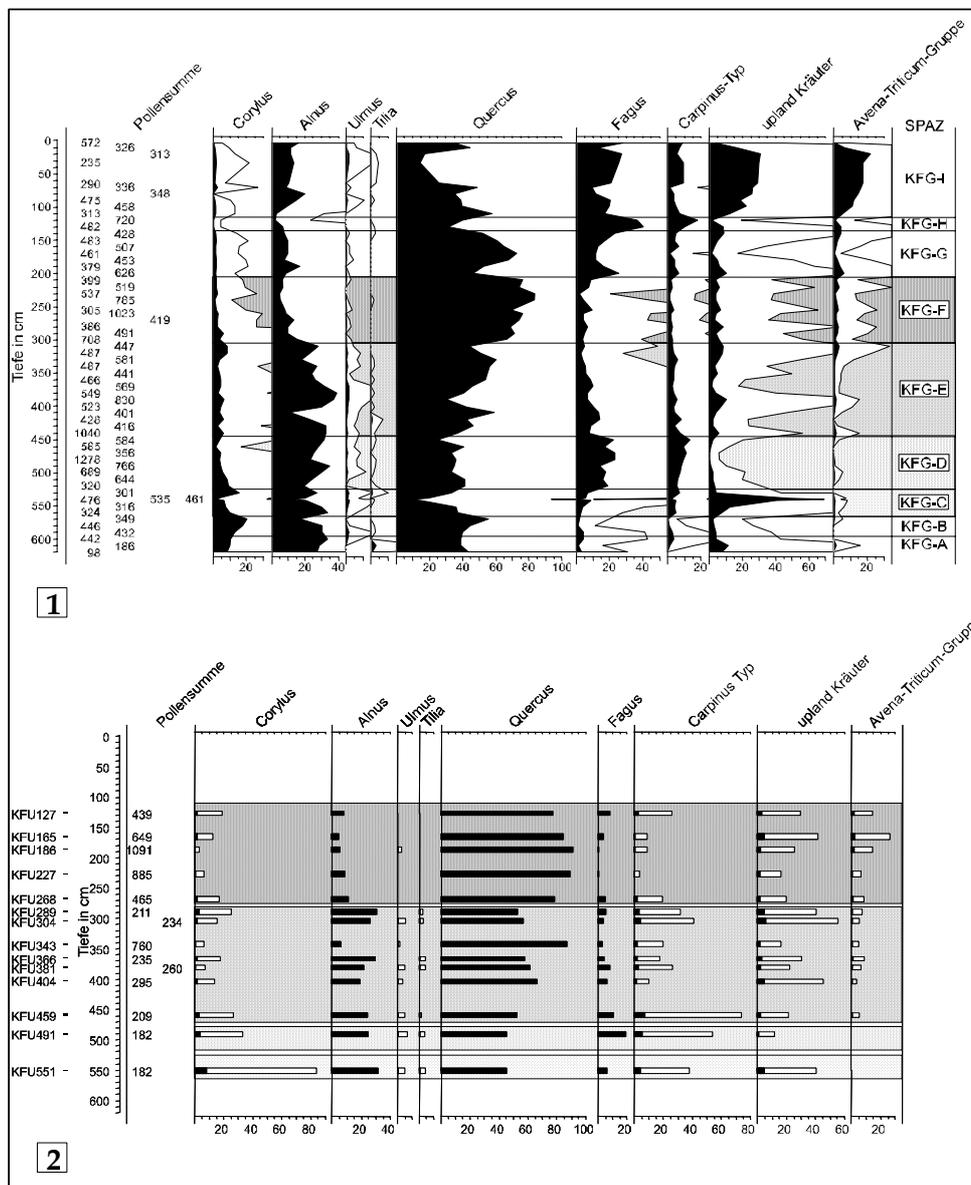


Abb. 2: Upland-Pollendiagramm vom (1) Moorzentrum mit SPAZ und der (2) Untergrundproben im Kreuzfenn; Analysen: GAUDIG (2000)

Tab. 1: Ergebnis der Zuordnung von Untergrundproben in SPAZ des Pollenprofils aus dem Moorzentrum im Kreuzfenn.

Tiefe in cm (und Anzahl) der Untergrundproben KFU	Zugeordnete SPAZ	Tiefe der SPAZ in cm
127 - 268 (5)	KFG-F	205 - 315
289 - 459 (7)	KFG-E	315 - 445
491 (1)	KFG-D	445 - 525
551 (1)	KFG-C	525 - 565

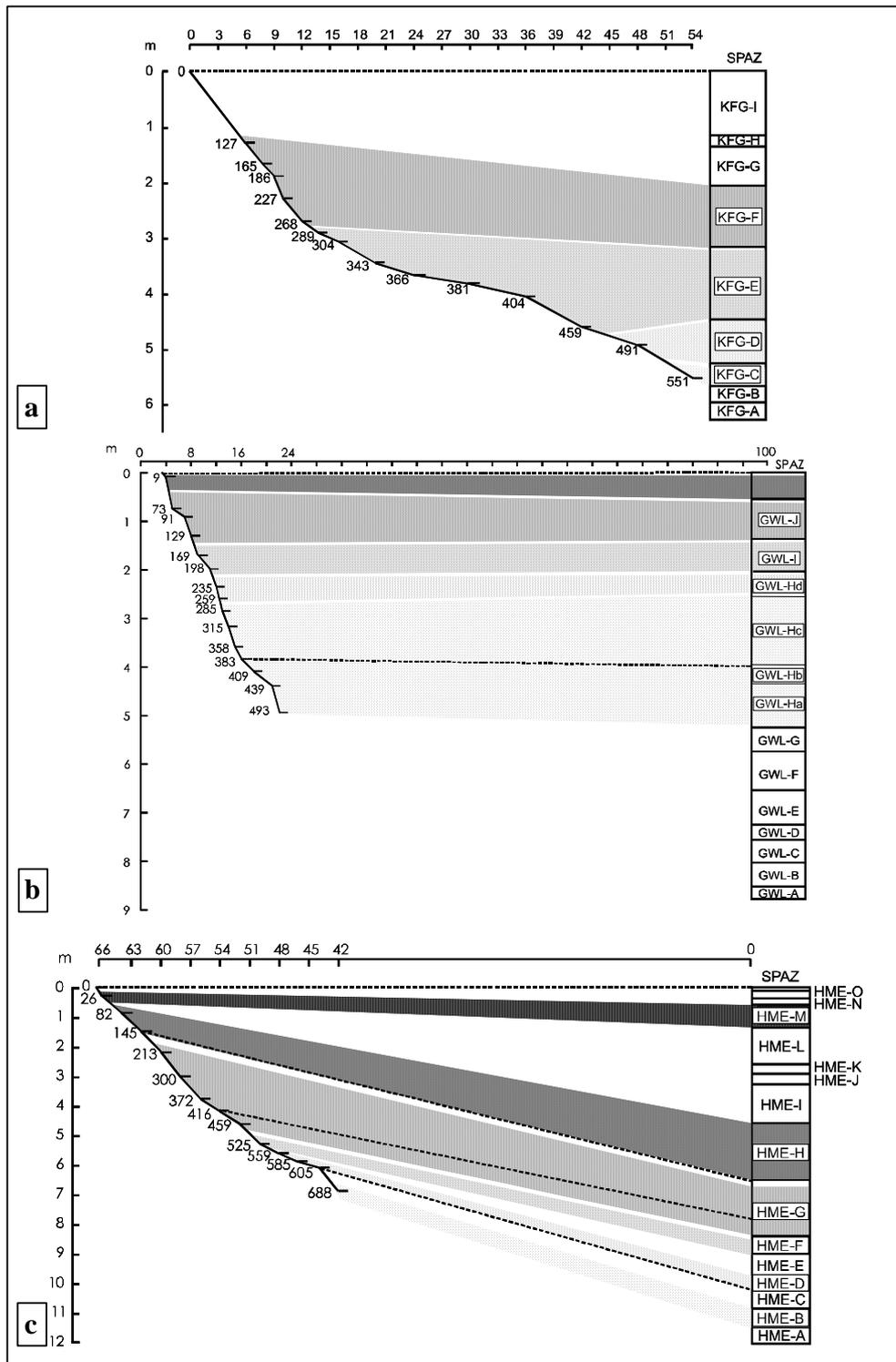


Abb. 3: Isochronen im (a) Kreuzfenn, (b) Große Wiese und (c) Herthamoor.

Einfache Isochronen, die sich aus der Zuordnung der Untergrundproben in einzelne SPAZ ergeben, zeigen sowohl im Kreuzfenn (Abb. 3a), als auch in der Großen Wiese (Abb. 3b) einen ( $\pm$ ) oberflächenparallelen Verlauf. Daraus ist zu schlussfolgern, dass beide Moore nach dem Kesselmoorbildungs- (Selbstabdichtungs-) Mechanismus aufgewachsen sind. Auch im Herthamoore (Abb. 3c) konnten übereinanderliegende Untergrundproben aufeinanderfolgenden SPAZ zugeordnet werden, jedoch verlaufen die untersten Isochronen zum Moortiefsten geneigt. Eine Erklärung hierfür wäre das Absacken des bisherigen Kesselmoores, möglicherweise aufgrund von Karsterscheinungen. Der relative Wasserspiegelanstieg könnte die Bildung einer Schwingdecke zur Folge gehabt haben, was die fehlende Zuordnung von Untergrundproben zu den SPAZ HME-I bis HME-L erklären würde. Beim Herthamoore treten also Kesselmoorbildung und Schwingmoorverlandung kombiniert auf.

#### 4 Literaturverzeichnis

- BIRKS, H. J. B. & BIRKS, H. H. (1980): *Quaternary Palaeoecology*. London.
- COUWENBERG, J., DE KLERK, P., ENDTMANN, E., JOOSTEN, H. & MICHAELIS, D. (2001): Hydrogenetische Moortypen in der Zeit – eine Zusammenschau. In: SUCCOW, M. & JOOSTEN, H. (Hrsg.): *Landschaftsökologische Moorkunde*. 2. Aufl.: 399-403; Stuttgart.
- EDOM, F. (2001): Moorlandschaften aus hydrologischer Sicht. In: SUCCOW, M. & JOOSTEN, H. (Hrsg.): *Landschaftsökologische Moorkunde*. 2. Aufl.: 185-228; Stuttgart.
- FAEGRI, K. & IVERSEN, J. (1989): *Textbook of Pollen Analysis*. 4th ed.; Oxford.
- GAUDIG, G. (2000): Vergleich intensive Torfmoos-Torf akkumulierender Systeme mittels Pollen- und Großrestanalyse. Unveröff. Dipl.-Arbeit., Botan. Institut, Universität Greifswald.
- GAUDIG, G. & JOOSTEN, H. (in Vorb.): Peat accumulation in kettle holes: bottom up or top down?
- JOOSTEN, H. (1995): Time to regenerate: Long-term perspectives of raised bog regeneration with special emphasis on palaeoecological studies. In: WHEELER, B. D., SHAW, S. C., FIOT, W. J. & ROBERTSON, R. A. (Hrsg.): *Restoration of temperate wetlands*: 379-404; Chichester.
- JOOSTEN, H. & SUCCOW, M. (2001): Hydrogenetische Moortypen. In: SUCCOW, M. & JOOSTEN, H. (Hrsg.): *Landschaftsökologische Moorkunde*. 2. Aufl.: 234-240; Stuttgart.
- KLAFS, G., JESCHKE, L. & SCHMIDT, H. (1973): Genese und Systematik wasserführender Ackerhohlformen in den Nordbezirken der DDR. *Archiv Naturschutz und Landschaftsforschung* 13: 287 – 302.
- MOORE, P. D., WEBB, J. A. & COLLINSON, M. E. (1991): *Pollen analysis*. 2. Aufl.; Oxford.
- PUNNING, J.-M., KOFF, T., ILOMETS, M. & JÖGI, J. (1995): The relative influence of local, extra-local, and regional factors on organic sedimentation in the Vällamäe kettle hole, Estonia. *Boreas* 24: 65 – 80.
- SUCCOW, M. (1988): *Landschaftsökologische Moorkunde*. Jena.
- TIMMERMANN, T. (1999): *Sphagnum-Moore in Nordostbrandenburg: Stratigraphisch-hydrodynamische Typisierung und Vegetationswandel seit 1923*. *Dissertationes Botanicae* 305; Berlin.
- TIMMERMANN, T. & SUCCOW, M. (2001). Kesselmoore. In: SUCCOW, M. & JOOSTEN, H. (Hrsg.): *Landschaftsökologische Moorkunde*. 2. Aufl.: 379-390; Stuttgart.

#### Anschrift der Verfasserin

Dipl. Biol. Greta Gaudig, Universität Greifswald, Botanisches Institut, Grimmer Straße 88, D-17487 Greifswald, e-mail: gaudig@uni-greifswald.de

## Landschaftsrekonstruktion entlang des westlichen unteren Oderlaufs anhand ausgewählter Pollenkurven aus acht Seeprofilen

The reconstruction of the landscape in the western Lower Oder valley with the help of selected pollen taxa from eight lake profiles

SUSANNE JAHNS, CHRISTA HERKING & KLAUS KLOSS

### Zusammenfassung

Als Beitrag zur Landschaftsgeschichte im unteren Odergebiet werden vergleichend ausgewählte Taxa aus acht Pollendiagrammen aus Seen sieben unterschiedlicher naturräumlicher Einheiten entlang des unteren Oderlaufs vorgestellt. Die acht Pollendiagramme belegen den Zeitpunkt der Einwanderung sowie die Ausbreitung und Verteilung von Nadel- und Laubwald im Gebiet im Verlauf des Spät- und Postglazials. Es zeigt sich, dass entlang des gewählten Nord-Süd-Gradienten während des Postglazials entsprechend den naturräumlichen Gegebenheiten große Unterschiede in der Zusammensetzung der Wälder in den verschiedenen Landschaften bestanden.

### Summary

As a contribution to the history of the landscape in the Lower Oder valley selected taxa from eight pollen profiles from lakes in seven different landscape units are compared. The eight pollen records show the immigration and distribution of conifers and leafed trees in the area during the Late Glacial and Postglacial. It can be shown that following the north-south gradient important differences in the composition of woodland existed in the different landscapes in agreement with their natural conditions.

### 1 Einleitung



Aus acht Pollendiagrammen werden ausgewählte Taxa zur Landschaftsrekonstruktion des westlichen unteren Odertals vorgestellt. Sie stammen aus Seen sieben unterschiedlicher naturräumlicher Einheiten (Abb. 1). Aus dem Brandenburger Stadium der Weichselvereisung kommen die Pollendiagramme „Kleiner Mochowsee“ (nördliche Niederlausitz) und „Gabelsee“ (Lebuser Hochfläche). Den Übergang des Frankfurter Stadiums zum Pommerschen Stadium repräsentiert das Pollendiagramm „Großer Krebssee“ (Neuenhagener Oderinsel), das Pommersche Stadium die Diagramme „Felchowsee“ (östliches Uckermärker Hügelland), „Unter-Ückersee“ (Ückertal), „Glashütte“ (nördliches Randowbruch) sowie „Ahlbecker See“ und „Kleiner Fauler See“ (Ueckermünder Heide) (JAHNS 1999a, b, 2000, 2001, JAHNS & HERKING im Druck a, b).

Abb.1:

Geographische Lage des Untersuchungsgebiets, Eisrandlagen der Weichselvereisung und Untersuchungspunkte: 1) Kleiner Mochowsee, 2) Gabelsee 3) Großer Krebssee, 4) Felchowsee, 5) Unter-Ückersee, 6) Glashütte, 7) Kleiner Fauler See, 8) Ahlbecker See.

## 2 Ergebnisse und Diskussion

Die acht Pollendiagramme dokumentieren den Zeitpunkt ihrer Einwanderung verschiedener Gehölze sowie die Ausbreitung und Verteilung von Nadel- und Laubwald im Odergebiet im Verlauf des Spät- und Postglazials. Die Kurven von *Pinus*, *Corylus*, *Fagus* und *Carpinus* wurden ausgewählt, weil sie aufgrund ihrer standörtlichen Ansprüche wichtige ökologische Aussagen ermöglichen. Es zeigt sich, dass während des gesamten Postglazials große Unterschiede in der Zusammensetzung der Waldvegetation in den verschiedenen Landschaften entlang des gewählten Nord-Süd-Gradienten bestanden, die den naturräumlichen Gegebenheiten entsprechen.

Die Datierungen erfolgten als AMS-Datierungen an Pollenkörnern (Tab. 1). Für die Profile „Gabelsee“ und „Glashütte“ liegen bisher keine Datierungen vor, die Datierungen vom Kleinen Mochowsee (JAHNS 1999a) wurden wegen ihrer zu großen Zeitintervalle hier nicht berücksichtigt.

Tab. 1: Radiokarbondatierungen.

Pollenzonen (FIRBAS 1949)	Großer Krebssee (3)	Felchowsee (4)	Unter-Ückersee (5)	Kleiner Fauler See (7)	Ahlbecker See (8)
VIII/IX	ca. 2703 B.P.	ca. 2780 B.P.	3000 ± 150 B.P.		
VII/VIII	ca. 5210 B.P.	ca. 5094 B.P.		4639 ± 39 B.P.	4875 ± 53 B.P.
VI/VII	7026 ± 34 B.P.	7026 ± 41 B.P.			
V/VI	8377 ± 50 B.P.	ca. 8166 B.P.	ca. 8000 B.P.		
IV/V	9132 ± 46 B.P.	8890 ± 50 B.P.			

An allen Untersuchungspunkten zeigt sich bis zum Ende des Boreals eine Kieferndominanz. In der Niederlausitz, mit ihren oligotrophen Sandböden und dem kontinental getönten Klima, konnte eine starke natürliche Beimischung der Kiefer auch in den Laubwäldern des mittleren und späten Holozäns nachgewiesen werden (Abb. 2).

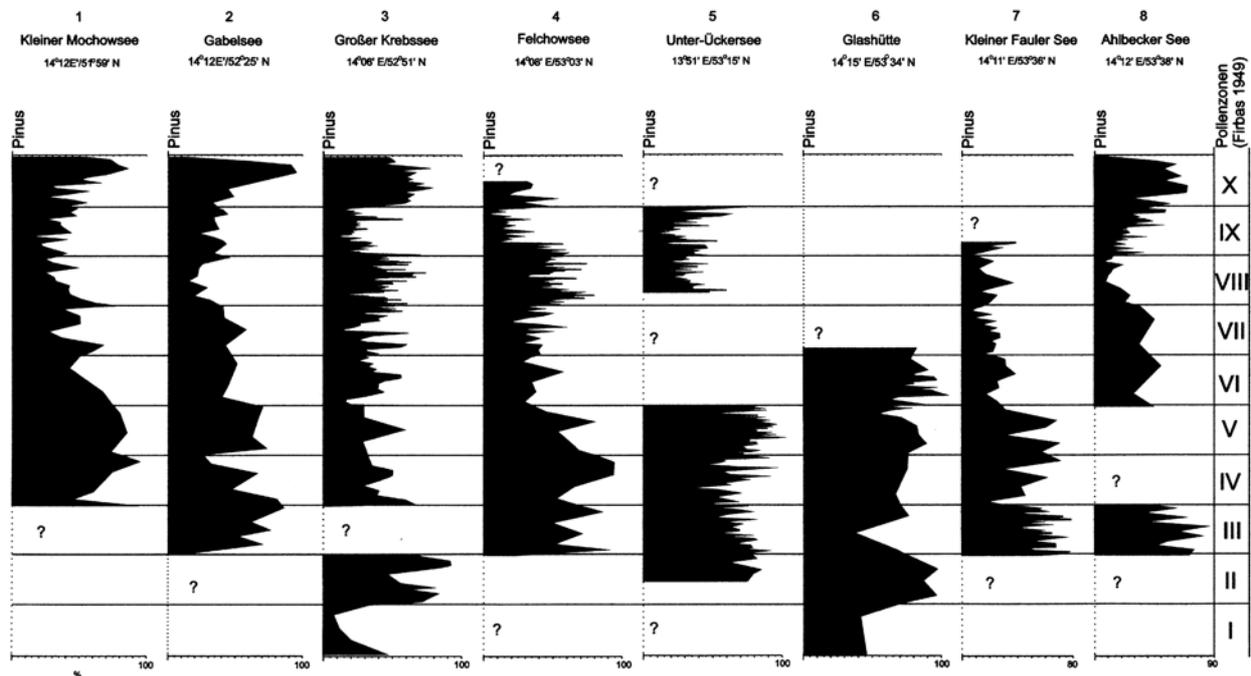


Abb. 2: Pollendiagramm zur Einwanderung und Ausbreitung von *Pinus* an den Untersuchungspunkten (Grundsumme = Baumpollen excl. *Corylus*).

Die Werte der Hasel liegen während des Boreals in der Niederlausitz und auf der Lebusener Hochfläche am niedrigsten. Ein klassisches boreales Haselmaximum ist an beiden Lokalitäten nicht zu erkennen. Dies ist ebenfalls in erster Linie auf die oligotrophen Bodenverhältnisse und das kontinentale Klima zurückzuführen. Aber auch im Uckermärkischen Hügelland und um das Ückertal, einer Gegend mit ausgedehnten Geschiebemergel- und Sandflächen, bleiben die borealen Haselwerte mit 40-50 % denjenigen der norddeutschen Altmoränengebiete vergleichbar. Höhere Werte erreicht die Hasel hingegen in der Ueckermünder Heide mit einem mehr maritimen Klima und auf der Neuenhagener Oderinsel (Abb. 3). Im letzteren Fall muss sie allerdings auch als Bestandteil der Auenvegetation des Oderbruchs angesehen werden.

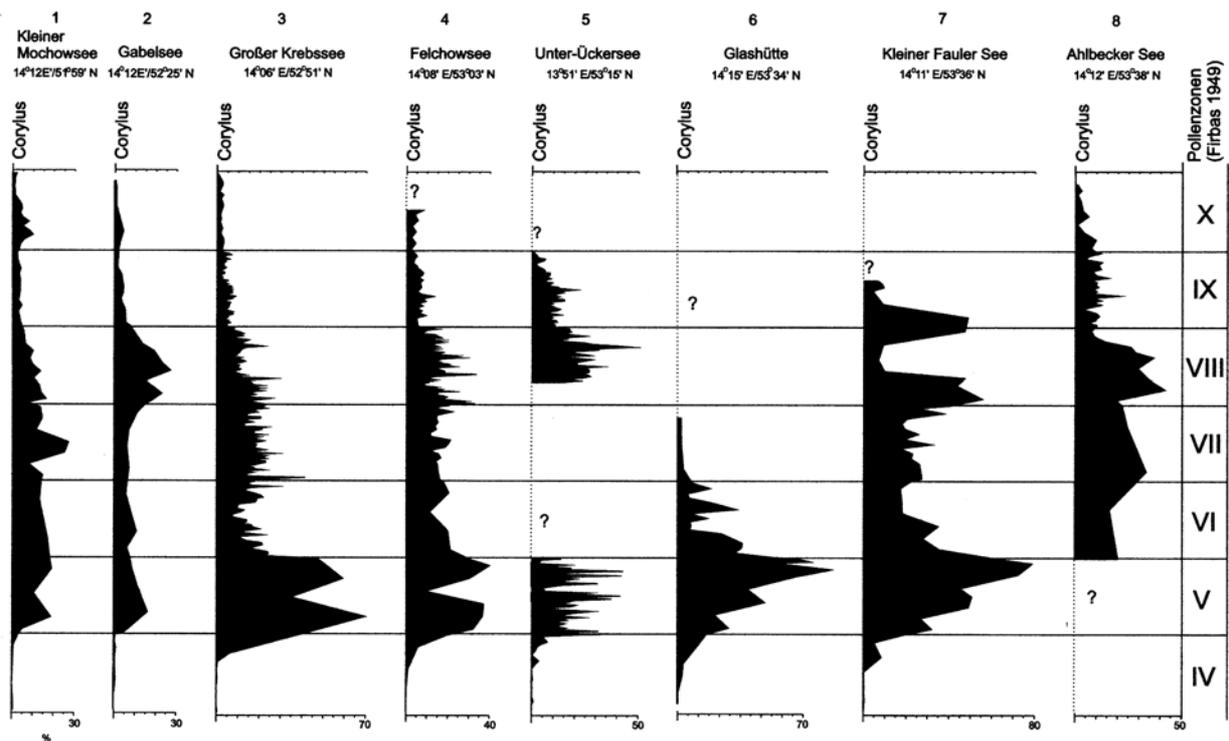


Abb. 3: Pollendiagramm zur Einwanderung und Ausbreitung von *Corylus* an den Untersuchungspunkten (Grundsumme = Baumpollen excl. *Corylus*).

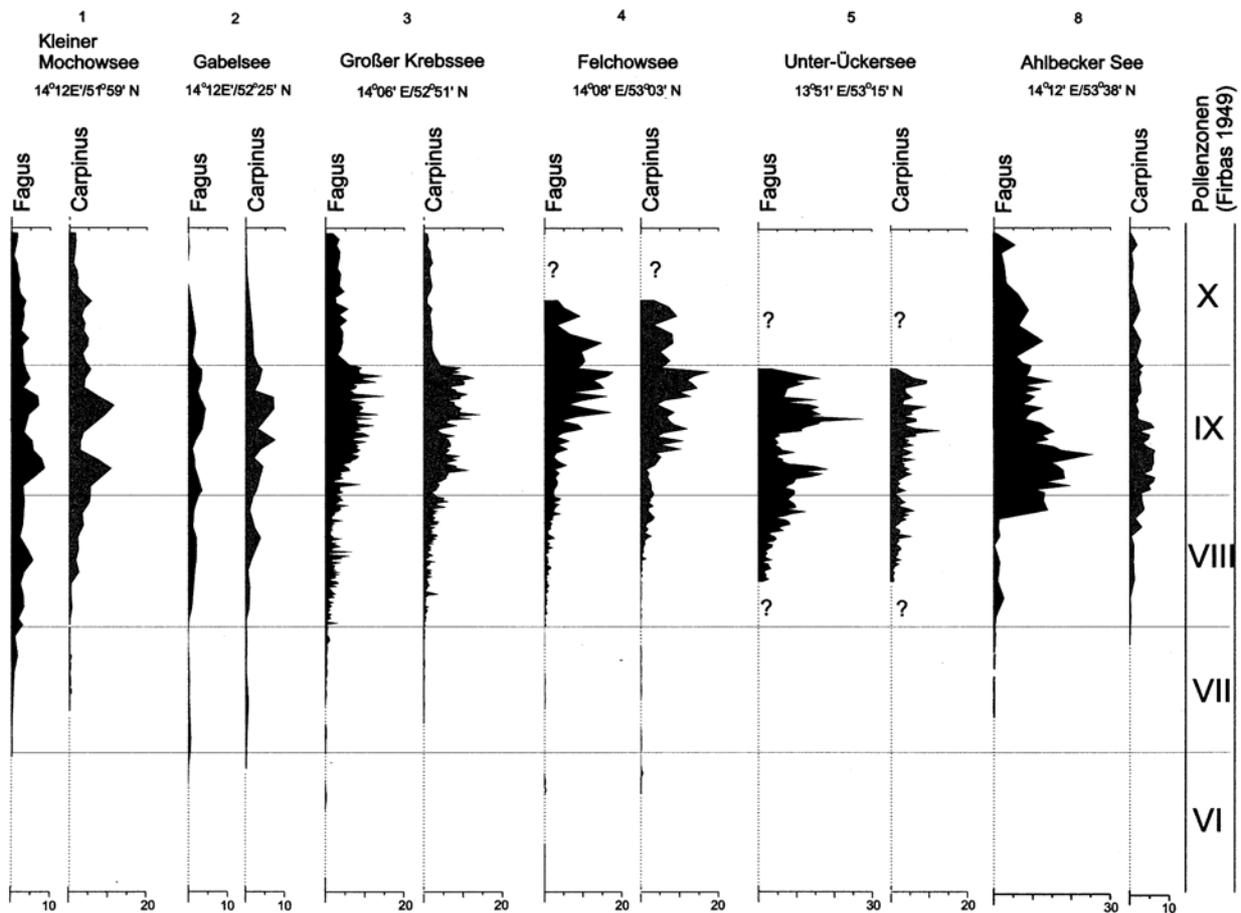


Abb. 4: Pollendiagramm zur Einwanderung und Ausbreitung von *Fagus* und *Carpinus* an den Untersuchungspunkten (Grundsumme = Baumpollen excl. *Corylus*).

Im späteren Holozän wanderten Buche und Hainbuche in das Gebiet ein (Abb. 4). Am frühesten war das in der Niederlausitz der Fall, dort erreicht die Buche die empirische Pollen-Grenze bereits im Älteren Atlantikum, sogar die 1 %-Grenze wird noch im Jüngeren Atlantikum überschritten. Schon auf der Lebuser Hochfläche ist dies erst im Subboreal der Fall. Auf der Neuenhagener Oderinsel wurde der Kurvenschluß der Buche auf ca. 5540 B.P. datiert. Im Gebiet um den Felchowsee wanderte die Buche erst mehrere hundert Jahre später ein, die empirische Pollen-Grenze wurde auf ca. 4800 B.P. datiert. In der Ueckermünder Heide liegt die empirische Pollen-Grenze bei ca. 4900 B.P. Für das Ückertal kann keine Aussage über den Zeitpunkt der Einwanderung der Buche gemacht werden, da an dieser Stelle ein Hiatus liegt. Um ca. 4200 B.P. hatte sie jedoch die 1 %-Grenze bereits überschritten. Im Randowbruch verlandete der See vor der Einwanderung der Buche.

Die Hainbuche tritt ebenfalls in der Niederlausitz und auf der Lebuser Hochfläche am frühesten in Erscheinung, nämlich im Jüngeren Atlantikum, im Subboreal überschreitet sie die 1 %-Grenze. Auf der Neuenhagener Oderinsel erreicht sie die empirische Pollen-Grenze bei ca. 4700 B.P. Am Felchowsee schließt sich ihre Kurve hingegen erst im Subboreal bei ca. 4500 B.P. Am Unter-Ückersee ist sie, wie die Buche, bereits um 4200 B.P. mit Werten über 1 % vorhanden. In der Ueckermünder Heide ist die empirische Pollengrenze an der Grenze Jüngeres Atlantikum/Subboreal erreicht, die 1 %-Grenze wird erst bei ca. 4100 B.P. überschritten.

Buche und Hainbuche setzten sich im Verlauf des Holozäns nicht gleichmäßig stark im Untersuchungsgebiet durch (Abb. 4). Am niedrigsten bleibt der Anteil der Buche auf der Lebuser Hochfläche, gefolgt von der nördlichen Niederlausitz. Nur an diesen Untersuchungspunkten überwiegt im Älteren Subatlantikum die Hainbuche gegenüber der Buche, sicherlich eine Folge des kontinental getönten Klimas. Auf der Neuenhagener Oderinsel fanden Buche und Hainbuche offenbar bessere Wuchsbedingungen vor. Dort sind sie häufiger und auch gleichmäßig stark vertreten. Noch erheblich höher liegen ihre Werte am Felchowsee. Am höchsten ist der Anteil der Buche an der Waldvegetation im Ückertal. Die Hainbuche ist dort hingegen weniger häufig als am Felchowsee und auf der Neuenhagener Oderinsel. Am niedrigsten bleibt der Anteil der Hainbuche in der Ueckermünder Heide. Ihre Werte erreichen hier nur knapp 6 %, was sicherlich auf den maritimen Einfluss zurückgeführt werden kann. Die Buchen-Werte sind vergleichbar mit denjenigen vom Felchowsee.

Entsprechend der Ausbreitung der Schatthölzer Buche und Hainbuche verliert die Kiefer im Gegensatz zur Niederlausitz auf der Neuenhagener Oderinsel und noch stärker im Ueckermärker Hügelland, im Ückertal und in der Ueckermünder Heide im Älteren Subatlantikum an Bedeutung (Abb. 2).

### 3 Literaturverzeichnis

- FIRBAS, F. (1949): Waldgeschichte Mitteleuropas. Bd. 1. 480 S.; Jena.
- JAHNS, S. (1999a): Ein holozänes Pollendiagramm vom Kleinen Mochowsee, nördliche Niederlausitz. *Gleditschia* 27: 45-56.
- JAHNS, S. (1999b): Pollenanalytische Untersuchungen am Großen Krebssee, Ostbrandenburg. Ein Beitrag zur Siedlungs- und Vegetationsgeschichte der Neuenhagener Oderinsel. *Germania* 77: 639-661.
- JAHNS, S. (2000): Late-glacial and Holocene woodland dynamics and land-use history of the Lower Oder valley, north-eastern Germany, based on two, AMS <sup>14</sup>C dated, pollen profiles. *Vegetation history and Archaeobotany* 9: 111-123.
- JAHNS, S. (2001): On the Late Pleistocene and Middle to Late Holocene vegetation history of the Ücker valley, northeastern Germany. *Vegetation History and Archaeobotany* 10: 97-104.
- JAHNS, S. & HERKING, C. (im Druck a): Zur holozänen und spätpleistozänen Vegetationsgeschichte westlich des unteren Oderlaufs. In: GRINGMUTH-DALLMER, E. & LECIEJEWICZ, L. (Hrsg.): *Forschungen zu Mensch und Umwelt im Odergebiet in ur- und frühgeschichtlicher Zeit. Römisch-Germanische Forschungen*; Mainz.
- JAHNS, S. & HERKING, C. (im Druck b): Menschlicher Einfluß auf die Vegetation entlang des unteren Oderlaufs im Spiegel der pollenanalytischer Untersuchungen. In: GRINGMUTH-DALLMER, E. & LECIEJEWICZ, L. (Hrsg.): *Forschungen zu Mensch und Umwelt im Odergebiet in ur- und frühgeschichtlicher Zeit. Römisch-Germanische Forschungen*; Mainz.

#### Anschriften der Verfasser

Dr. Susanne Jahns, Brandenburgisches Landesamt für Denkmalpflege und Archäologisches Landesmuseum, Wünsdorfer Platz 4-5, D-15838 Wünsdorf, e-mail: susanne.jahns@bldam.brandenburg.de;  
Dipl. Biol. Christa Herking, Deutsches Archäologisches Institut, Im Dol 2-6, D-14195 Berlin, e-mail: archbotan@dainst.de;  
Dr. Klaus Kloss, Seestraße 5a, D-14542 Kemnitz

## **Holozäner Seespiegelanstieg und Moorbachstum durch Versumpfung – palynologische und stratigraphische Untersuchungen am Görner See (Havelland, Brandenburg)**

Holocene lake level increase and peat growth by paludification – palynological and stratigraphical investigation on Lake Görner See (Havelland, NE Germany)

ANDREAS KAFFKE

### **Zusammenfassung**

Aufgrund von See- und Moorbohrungen vom Görner See und dessen Umgebung und einer Pollenanalyse läßt sich ein Anstieg des Grundwassers von 2 bis 2,5 m für die Zeit nach 2500 BP nachweisen. Damit war ein Seespiegelanstieg und die großflächige Versumpfung der Umgebung verbunden. Es werden klimatische und anthropogene Ursachen diskutiert. Das Vorhandensein des Versumpfungsmoores wird dafür verantwortlich gemacht, dass der Görner See, trotz starker Melioration in der Region, noch nicht vollständig verlandet ist.

### **Summary**

The results of coring Lake Görner See and its surrounding mires and analysing a lake pollen profile indicate a ground water increase of 2 to 2,5 m after 2500 BP. This was connected with an increase of lake level and paludification of the surroundings. Climatic and anthropogenic reasons are discussed. The presence of the paludification mire around the lake is supposed to be responsible for the existence of Lake Görner See until now.

### **1 Einleitung**

Die Lebenszeit eines Sees wird durch die Mächtigkeit des Wasserkörpers und die Sedimentationsrate bestimmt. Es gibt eine Reihe von Prozessen, die eine Verlandung hinauszögern können, z. B. erhöhter Gebietszufluß oder ein Grundwasseranstieg. Mit einem langanhaltenden Anstieg des Grundwassers ist oft die Bildung von Versumpfungsmooren verbunden. Dabei kann die Mächtigkeit der abgelagerten Torfe ein Hinweis auf den Umfang des Grundwasseranstiegs sein. Ein deutlicher Hinweis ist das „Hochwachsens“ von Torfen im Randbereich von Seen. Auch von Mudden begrabene Torfe sind deutliche Belege für einen Seespiegelanstieg. Günstige Voraussetzungen für die Rekonstruktion von Seespiegeländerungen bestehen demnach, wenn man Moorbildungen in der direkten Umgebung von Seen antrifft. Im Rahmen eines hydrologischen Gutachtens zum Görner See (ELLMANN & KNÖSCHE 1997) sollte u.a. die Verlandungsdynamik des Görner Sees untersucht werden. Das Ziel war die Ableitung von Managementmaßnahmen, die eine weitere Eutrophierung des Gewässers und eine damit einhergehende schnellere Verlandung verhindern sollen. Durch den Autor erfolgte eine Zuarbeit zu diesem Gutachten. Dabei standen Moor- und Seebohrungen und Pollenanalysen im Mittelpunkt. Diese Untersuchungen erlauben Rückschlüsse auf einen Wasserpiegelanstieg im Görner See.

### **2 Untersuchungsgebiet**

Der polytrophe Görner See (Kreis Havelland; E 12°31'34“, N 52°41'59“) mit einer durchschnittlichen Wassertiefe von < 1m und einer Wasserfläche von ca. 17,5 ha liegt in einer Schmelzwasserrinne am Rande des Friesacker Ländchens angrenzend an das Havelländische Luch. Das oberirdische Einzugsgebiet des Sees hat eine Fläche von ca. 6 km<sup>2</sup> (ELLMANN & KNÖSCHE 1997). Der See weist einen künstlichen Zu- und Abfluß auf. In den Randbereichen des Sees zeigt sich ausgeprägte Schwingmoorverlandung. Der See ist ringsum von Versumpfungsmooren umgeben. Das Seebecken wird von mächtigen Muddeablagerungen ausgefüllt (Abb. 1, Transekt A-B).

### **3 Untersuchungsmethoden**

Insgesamt wurden ca. 60 Bohrungen mit einer „Polnischen Klappsonde“ im See und den umgebenden Mooren niedergebracht. Ein Nivellement der Bohrpunkte erfolgte nur für das Transekt A-B (Abb. 1). Die Ansprache der See- und Moorablagerungen erfolgte in Anlehnung an SUCCOW (1988). Das Pollenprofil wurde im NE-Teil des mit einem Schwingmoor überwachsenen Sees erbohrt (Abb. 1). Die oberen zwei Meter wurden nicht analysiert, da eine ungestörte Bergung des Bohrkerns nicht möglich war. Die Aufbereitung der Proben (0,5 cm<sup>3</sup>) erfolgte nach üblichen Methoden (FAEGRI & IVERSEN 1989). Den Proben wurden Tabletten mit Lycopodiumsporen zugesetzt, um die Pollenkonzentration zu ermitteln (STOCKMARR 1971). Die Bestimmung und Benennung der Pollen und Sporen erfolgte nach MOORE et al. (1991). Namen von Pollentypen sind in KAPITÄLCHEN geschrieben, um sie von Taxa zu unterscheiden (JOOSTEN & DE KLERK in Druck). Dem Pollendiagramm (Abb. 2) liegt

eine upland-Pollensumme zugrunde. In ihr sind keine Pollen- und Sporen-Typen möglicher Feuchtgebietsarten enthalten. Der Graph „Pollensumme“ trennt upland- und wetland-Typen.

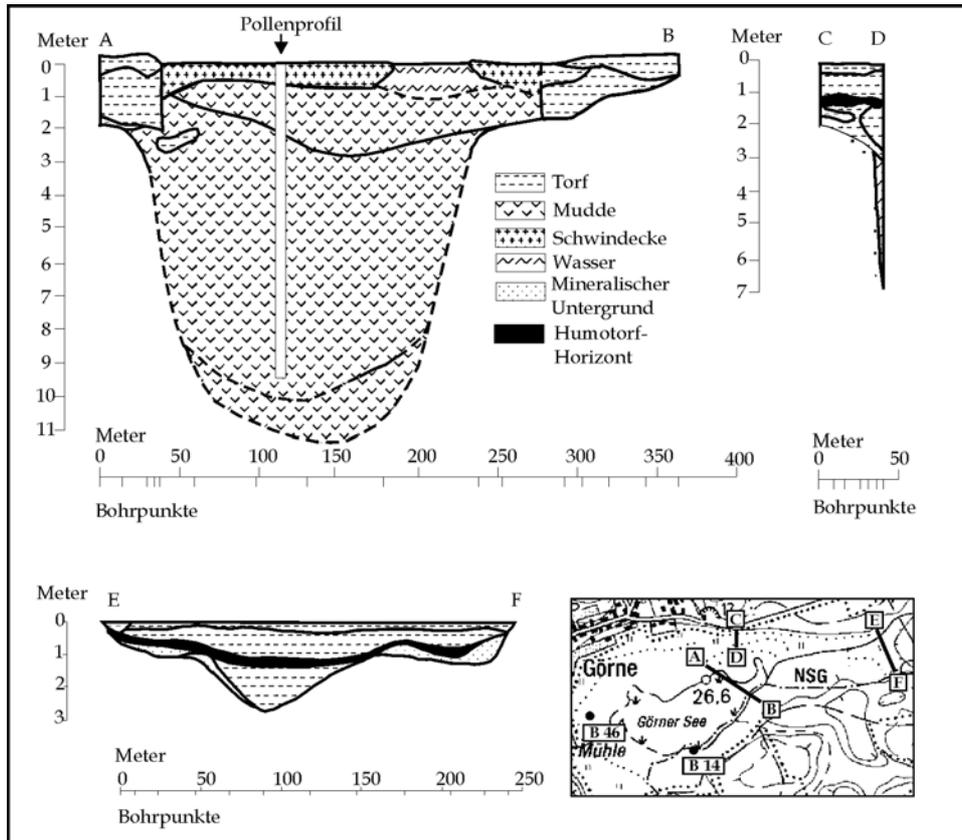


Abb. 1: Stratigraphie des Görner Sees und seiner Umgebung. Lage der Bohrtrassen und ausgewählter Bohrpunkte.

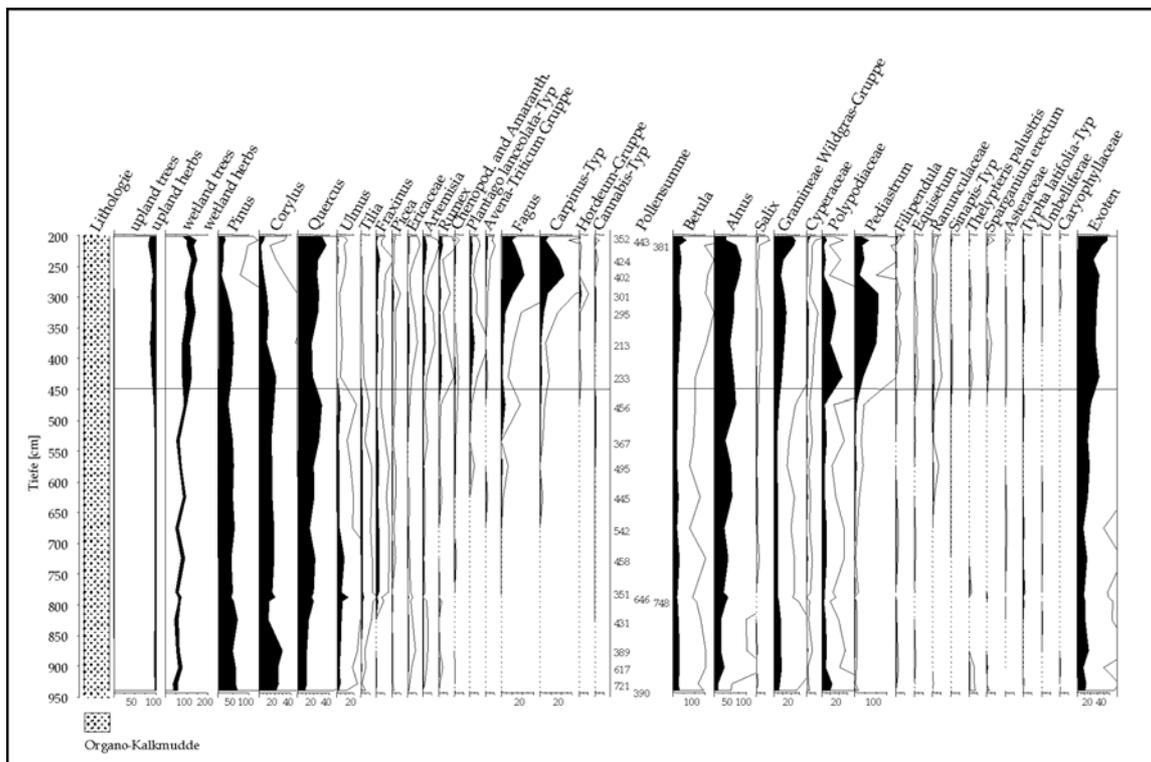


Abb. 2: Pollendiagramm vom Görner See (ausgewählte Kurven).

## 4 Ergebnisse

### 4.1 Stratigraphie

Die gesamte Umgebung des Görner Sees ist vermoort. Nach eigenen Bohrungen (Abb. 1) erreichen die Torfe eine Mächtigkeit bis zu 3 m. Es handelt sich überwiegend um mittel bis hoch zersetzte Radizellentorfe und Radizellen-Holztorfe. Meist liegen sie dem Mineralboden direkt auf. Im Übergangsbereich Moor-See (Transekt A-B, Abb. 1) wurden bis zu 2 m mächtige Torfe abgelagert. Es fällt eine steile Torfkante auf, an der die Mudden hochgewachsen sind. Das ist ein eindeutiger Hinweis auf einen Seespiegelanstieg von mindestens 2 Meter. Die abgelagerten muddefreien Torfe weisen auf semiaquatische Torfbildung hin. Daraus ergibt sich, daß an diesen Stellen der Wasserstand im See nie dauerhaft oberhalb der Mooroberfläche gelegen hat. Der Wasserstand im See kann maximal so schnell gestiegen sein, wie der Höhenzuwachs der Torfe in den umgebenden Versumpfungsmooren. Weitere Hinweise auf ehemals deutlich geringere Wasserstände sind von Mudden begrabene Torfe im verlandeten W-Teil und SE-Teil des Görner Sees in einer Tiefe von ca. 300 bzw. 130 cm Tiefe (Bohrungen B 14 und B 46, Abb. 1). In den Transekten C-D und E-F (Abb. 1) zeigt sich in 30 bis 130 cm Tiefe ein schmales schwarzes amorphes Torfband (Humotorf-Horizont). Darüber und darunter finden sich deutlich geringer zersetzte Torfe oder mineralische Substrate. Die hohe Zersetzung des schwarzen Torfbandes wird in direktem Zusammenhang mit geringen Moorwasserständen und stagnierendem Moorwachstum gesehen. Im Transekt A-B wurde kein durchgehender Humotorf-Horizont gefunden. Möglicherweise wurde er bei einigen Bohrungen übersehen.

### 4.2 Pollenanalyse

Im Pollenprofil zeigen sich ab einer Tiefe von ca. 450 cm deutlich erhöhte Sporen- bzw. Pollenwerte von wetland Pollentypen, wie POLYPODIACEAE, EQUISETUM, GRAMINEAE Wildgras-Gruppe, SINAPIS Typ, SPARGANIUM ERECTUM. Zugleich steigen die Werte der Alge *Pediastrum* nachhaltig an. Aufgrund der minimalen Entfernung von ca. 70 m vom Pollenprofil zu den Torfen im Randbereich des Sees (Abb. 1) wird die Zunahme der wetland-Pollentypen vor allem auf extralokale und regionale Pollendeposition zurückgeführt. In der unmittelbaren Umgebung des Sees muß sich eine Vegetation von Feuchtgebietsarten ausgebreitet haben. Daneben zeigt sich synchron eine deutliche Zunahme von Pollentypen, die auf eine stärkere ackerbauliche Nutzung in der Region hindeuten, z.B. AVENA-TRITICUM-Gruppe, RUMEX, ARTEMISIA und PLANTAGO LANCEOLATA-Typ. Der Rückgang der upland Baumpollenwerte und die Zunahme des ERICACEAE-Pollen deuten auf eine geringere Bewaldung in der Region. Der nachhaltige Anstieg der Exotenkurve weist auf eine merkliche Zunahme der Sedimentakkumulation hin.

### 4.3 Datierung

Die synchron verlaufenden FAGUS- bzw. CARPINUS-Gipfel deuten auf ein Alter von etwa 1500 BP. Vom Ulmenfall bei 700 cm wird ein Alter von 5000 BP angenommen. Unter Berücksichtigung der Sedimentationsrate (siehe Exotenkurve, Abb. 2) wird der Sedimentschicht in 450 cm Tiefe ein Alter von ca. 2500 BP zugeordnet.

## 5 Wasserspiegeländerung und ihre Konsequenzen

Der Wasserspiegel im Görner See lag in der Zeit vor ca. 2500 BP mindestens 2-2,5 m tiefer als heute. Danach muß es zu einem Grundwasseranstieg gekommen sein, der auch zur Versumpfung der angrenzenden Niederungen führte. Im Pollendiagramm zeigt sich diese Entwicklung in der deutlichen Zunahme von wetland Kräuter-Pollentypen. Gleichzeitig zeigt sich eine Öffnung der Landschaft in einem Anstieg von Ackerbauzeigern und der Abnahme von Waldzeigern. Einerseits kann die Versumpfung durch die verringerte Evapotranspiration in der offeneren Umgebung verursacht, andererseits können beide Phänomene Folge des feuchteren Klimas des beginnenden Subatlantikums sein. Das Grundwasser ist über einen langen Zeitraum allmählich angestiegen. Ein schneller Wasseranstieg hätte dagegen zu einem großflächigen "Ertrinken des Moores" geführt.

Von besonderem Interesse ist der in der Umgebung des Görner Sees vorkommende Humotorf-Horizont. MUNDEL (1969) konnte eine weite Verbreitung eines Humotorf-Horizonts für das Havelländische Luch und das Rhinluch nachweisen. Die darauf folgende Versumpfungsphase der Landschaft setzte nach <sup>14</sup>C-Analysen an Torfproben aus dem Raum Paulinenaue zwischen 4000 BP und 3500 BP ein (MUNDEL et. al 1983). Möglicherweise besteht zwischen dem Humotorf-Horizont am Görner See und denen im Havelländischen Luch und Rhinluch ein zeitlicher Zusammenhang. Aufgrund des Pollendiagramms wird die Versumpfung der Umgebung des Görner Sees für 2500 BP angenommen. Ob dies im Einklang zu Ergebnisse von MUNDEL et. al (1983) steht, müssen weitere Untersuchungen zeigen.

Aus dem hydrologischen Gutachten von ELLMANN & KNÖSCHE (1997) geht hervor, daß der Torfkörper nicht oder nur in geringem Maße von Grundwasser durchflossen wird. Aufgrund der meist mittel- bis stark zersetzten Torfe kann eine geringe gesättigte Wasserleitfähigkeit der Versumpfungstorfe angenommen werden. Es läßt sich vermuten, daß der den See umgebende Torfkörper gegenwärtig als eine Art „Staumauer“ für den Wasserkörper des Sees wirkt. Ohne diese wasserstauende Wirkung wäre der See infolge der andauernden Melioration in der Umgebung schon längst verschwunden.

## **6 Literaturverzeichnis**

- ELLMANN, H. & KNÖSCHE, R. (1997): Hydrologische und hydrochemische Untersuchungen im NSG „Görner See“. Gutachten. 52 S. + Anhang; Sieversdorf.
- FAEGRI, K. & IVERSEN, J. (1989): Textbook of Pollen Analysis. 328 S.; Chichester.
- MOORE, P. D., WEBB, J. A. & COLLINSON, M. E. (1991): Pollen Analysis. 216 S.; Oxford.
- MUNDEL, G. (1969): Zur Entstehung des Havelländischen Luches. Zeitschrift für Landeskultur 10: 313-322.
- MUNDEL, G., TRETTIN, R. & HILLER, A. (1983): Zur Moorentwicklung und Landschaftsgeschichte des Havelländischen Luches. Archiv für Naturschutz und Landschaftsforschung 23: 251-264.
- STOCKMARR, J. (1971): Tablets with spores used in absolute pollen analysis. Pollen et Spores 13: 614-621.
- SUCCOW, M. (1988): Landschaftsökologische Moorkunde. 340 S.; Jena.
- JOOSTEN, H. & DE KLERK, P. (im Druck): What's in a name? Some thoughts on pollen classification, identification, and nomenclature in Quaternary palynology. Review of Palaeobotany and Palynology.

### **Danksagung**

Für ihre tatkräftige Hilfe bei den Bohrungen danke ich ganz herzlich G. MUNDEL, R. SAKOWSKI, K. SCHULZE und C. STEINHAUER. Bei H. ELLMANN und F. SCHULZE bedanke ich mich für die Möglichkeit, das Praktikum in ihrem Planungsbüro absolvieren zu können und ihre Unterstützung.

### **Anschrift des Verfassers**

Dipl. Biol. Andreas Kaffke, Universität Greifswald, Botanisches Institut, Grimmer Straße 88, D-17487 Greifswald, e-mail: kaffke@uni-greifswald.de

## Unterschiede in Vegetation und Sedimentation zwischen N-Vorpommern und S-Mecklenburg: Ein spätglazialer Klimagradient?

Differences in vegetation and sedimentation between N Vorpommern and S Mecklenburg (NE Germany): A lateglacial climate gradient?

PIM DE KLERK & SUSANN STOLZE

### Zusammenfassung

Ein Vergleich von Pollendiagrammen aus N-Vorpommern mit Diagrammen aus S-Mecklenburg, N-Brandenburg und dem Berliner Raum zeigt, dass während des Spätglazials große Unterschiede in der Vegetation und Sedimentation existierten: In den südlichen Regionen war die Vegetation im allgemeinen dichter als im Norden, wodurch Hangerosion und anschließende Sedimentation weniger stark ausgeprägt waren. Als mögliche Ursache werden Unterschiede im Klima angenommen.

### Summary

A comparison of pollen diagrams from N Vorpommern with diagrams from S Mecklenburg, N Brandenburg and the Berlin area shows the existence of large differences in vegetation and sedimentation during the Lateglacial: in the southern regions, in general, vegetation was more dense, causing a less severe slope erosion and a less pronounced subsequent sedimentation in the basins. Distinct climatic conditions are hypothesized to cause these differences.

### 1 Einführung

Während der letzten Jahre wurden innerhalb eines interdisziplinären Forschungsprojektes am Geographischen Institut der Universität Greifswald (BILLWITZ et al. 2000) neue hochauflösende palynologische Untersuchungen zum Spätglazial und Frühholozän im Endinger Bruch und der Hohlform "Reinberg" durchgeführt (DE KLERK 2002, DE KLERK et al. 2001). Mit Hilfe dieser Pollendiagramme wurden "Vegetationsphasen von Vorpommern" definiert (DE KLERK 2002). Sie ermöglichen, unabhängig von einer weitverbreiteten stratigraphischen Verwirrung (DE KLERK eingereicht), die Korrelation und Interpretation von Pollendiagrammen aus Vorpommern und umliegenden Gebieten. Ein Vergleich von Pollendiagrammen aus N-Vorpommern mit Diagrammen aus S-Mecklenburg, N-Brandenburg und dem Berliner Raum ergab, dass im Spätglazial große Unterschiede in der Vegetation und Sedimentation zwischen den nördlichen und südlichen Untersuchungsgebieten existierten (DE KLERK 2002, vgl. BRANDE 1995). Als Beispiel für diese Unterschiede wird auf die Pollendiagramme "Hoher Birkengraben" (Endinger Bruch, N Vorpommern; Abb. 1, 2) und "Moor bei Neubrück" (S-Mecklenburg, überarbeitet nach MÜLLER 1962; Abb. 1, 3) verwiesen.

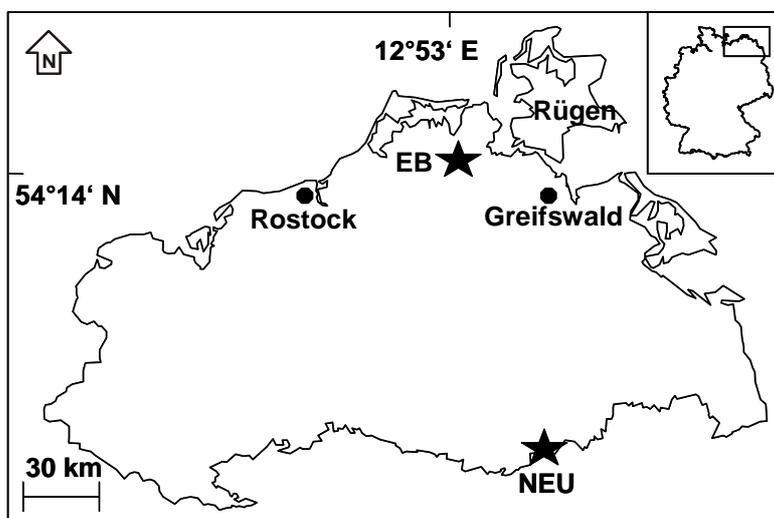


Abb. 1:  
Lage vom Endinger Bruch (EB)  
und "Moor bei Neubrück" (NEU).

Die Unterschiede sind in fast allen Pollendiagrammen ersichtlich, unabhängig von Unterschieden in Geomorphologie, Boden, Beckenlage und Beckenmorphologie. Die Terminologie der Vegetationsphasen folgt DE KLERK (2002). Zusätzlich werden oft benutzte Bezeichnungen angegeben, um dem Leser eine Zuordnung der einzelnen Phasen zu erleichtern. Pollentypen werden in Kapitälchen dargestellt, um sie von Pflanzentaxa unterscheiden zu können (vgl. JOOSTEN & DE KLERK im Druck).

Endinger Bruch: HOHER BIRKENGGRABEN (HBG)  
Auswahl

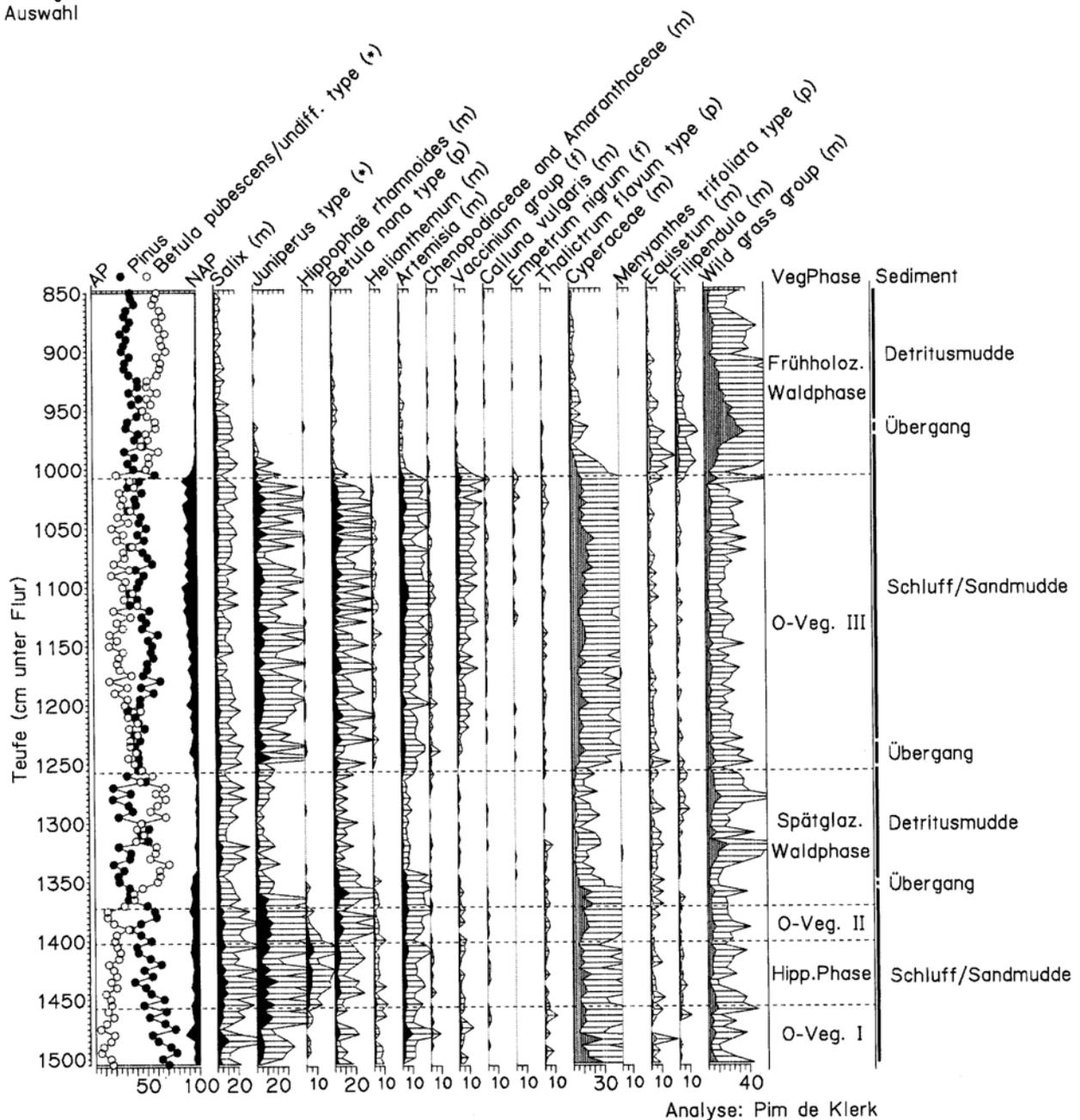


Abb. 2: Pollendiagramm "Hoher Birkengraben" aus dem Endinger Bruch. Zur Nomenklatur der Pollentypen und Berechnungsweise der Prozentwerte siehe DE KLERK (2002); schwarze Kurven: Typen innerhalb der Pollensumme; Pollenkurven zusätzlich 5fach überhöht dargestellt.

MOOR BEI NEUBRÜCK  
 Geändert nach: Müller (1962)  
 Auswahl

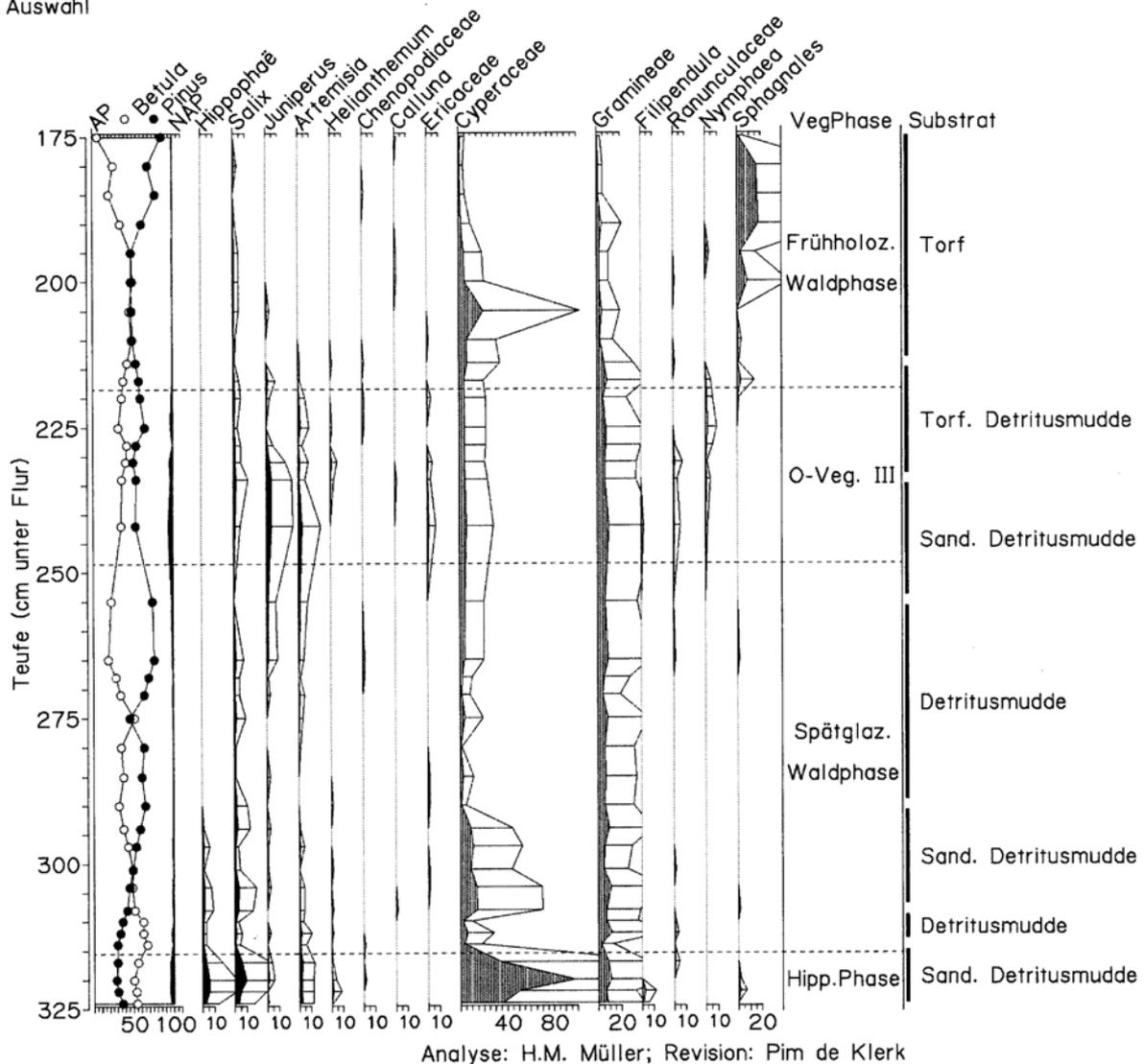


Abb. 3: Pollendiagramm "Moor bei Neubrück". Überarbeitet nach MÜLLER (1962); die Neuberechnung ist identisch mit dem Diagramm "Hoher Birkengraben" (Fig. 2); Nomenklatur der Pollentypen: Originalbezeichnungen.

## 2 Unterschiede in Vegetation und Sedimentation

In beiden Gebieten treten deutlich die *Hippophaë-Phase* ("Bølling s.s." sensu VAN GEEL et al. 1989 bzw. "Meiendorf" sensu BOCK et al. 1985, BOKELMANN et al. 1983, USINGER 1998) und die *spätglaziale Betula/Pinus-Waldphase* ("Allerød" sensu BILLWITZ et al. 2001) in Erscheinung. In den vorpommerschen Pollendiagrammen zeigt sich eine deutliche dazwischenliegende Phase, die *Offenvegetationsphase II* ("Dryas-II" sensu BILLWITZ et al. 2000). Diese Phase wird durch höhere Pollenwerte von Kräutern (NAP) und (Zwerg-) Sträuchern trockener Standorte gekennzeichnet. Die Sedimentationsgeschwindigkeiten nehmen stark zu (berechnet in DE KLERK 2002, DE KLERK et al. 2001) und erreichen ihr Maximum innerhalb des Spätglazials. In S-Mecklenburg, N-Brandenburg und dem Berliner Raum ist die Offenvegetationsphase II sowohl im Pollenbild als auch in der Substratabfolge nicht oder kaum wahrnehmbar.

Die *spätglaziale Betula/Pinus-Waldphase* beginnt mit der Ausbreitung von Birkenwäldern in einer noch offenen Vegetation, die sich bald schließt. Gegenüber diesen Veränderungen in der Vegetation tritt der Übergang von klastischen zu organogenen Sedimenten in den nördlichen Gebieten schwach verzögert auf. In den Diagrammen aus den südlichen Gebieten erreicht PINUS früher höhere relative Pollenwerte als in denen der nördlichen Region.

Die *Offenvegetationsphase III* ("Dryas-III" sensu BILLWITZ et al. 2000) korrespondiert in den Diagrammen aus N-Vorpommern mit einer größeren Sedimentmächtigkeit als in der spätglazialen *Betula/Pinus*-Waldphase. Es findet ein klarer Wechsel von organogener zu klastischer Sedimentation statt. In den südlichen Regionen hingegen sind die Ablagerungen geringmächtiger als in der vorhergehenden Phase. Ein deutlicher Substratwechsel tritt nicht immer auf. In den Pollendiagrammen aus N-Vorpommern weisen die Pollentypen, die von Kräutern trockener Standorte produziert werden (NAP), häufig höhere relative Werte auf als in den Diagrammen aus den südlichen Gebieten, in denen JUNIPERUS oft sehr hohe Pollenwerte aufweist (vgl. BRANDE 1995).

### 3 Diskussion: Ein spätglazialer Klimagradient?

In N-Vorpommern bedingen sinkende mittlere Sommertemperaturen den Rückgang von Sanddorn (*Hippophaë*) und damit die Ausbreitung von Kräutern und Zwergsträuchern in der *Offenvegetationsphase II* (DE KLERK 2002, DE KLERK et al. 2001). Der fehlende Nachweis dieser Phase in den südlichen Gebieten lässt sich vermutlich damit erklären, dass die Temperaturabnahme zu gering war, um eine Regression des Sanddorns zu bedingen (geringe Abnahme der HIPPOPHAË RHAMNOIDES-Pollenwerte), so dass die Offenvegetationsphase II hier nicht auftrat bzw. dass die Sedimentablagerungen infolge einer dichteren Vegetationsdecke (höhere Temperaturen im Süden?) so geringmächtig sind, dass diese Phase innerhalb der gängigen Beprobungsdichte nicht erfasst wird.

In der *spätglazialen Betula/Pinus-Waldphase* weist PINUS in den südlichen Regionen höhere Pollenwerte auf; offensichtlich stellten hier die Kiefern ein bedeutenderes Vegetationselement als im Norden dar. Die Ursache für die frühere Ausbreitung der Kiefern in den südlichen Gebieten ist noch unklar. Da keine zuverlässigen Datierungen vom Anstieg der PINUS-Werte vorliegen, ist ebenso unbekannt, ob es sich um eine allmähliche, migrationsbedingt verzögerte Ausbreitung nach Norden handelt oder um eine plötzliche, mehr oder weniger gleichzeitige Ausbreitung im Süden, die im Norden nicht auftritt.

Der vergleichsweise deutliche Nachweis der *Offenvegetationsphase III* in den Sedimenten in N-Vorpommern zeigt, dass im Süden die stabileren Böden bedingt durch eine dichtere Vegetation (höhere Temperaturen) eine sehr starke Hangerosion und anschließende deutliche Sedimentation von klastischem Material im Becken weitgehend verhinderten. Ein Vegetationsgradient für NO-Deutschland während dieser Phase wird von BRANDE (1995) beschrieben.

Mit diesen Befunden lässt sich N-Vorpommern deutlich als pflanzengeographische und klimatische Region von S-Mecklenburg, N-Brandenburg und dem Berliner Raum abgrenzen. Ein rezent von Nord nach Süd auftretender Klimagradient begründet sich in dem abnehmenden maritimen Einfluss der Ostsee. Schwieriger zu erklären ist ein spätglazialer Klimagradient, da die Ostsee noch nicht existierte. COOPE & LEMDAHL (1995) postulieren die Existenz eines signifikanten spätglazialen Temperaturgradienten in Europa zwischen den eisbedeckten Teilen Skandinaviens und den ausgeprägt kontinentalen eisfreien Gebieten. Es bleibt zu klären, ob diese Faktoren auch kleinräumig in NO-Deutschland von Bedeutung waren. Zukünftige Forschungen sollten folgende Fragestellungen berücksichtigen:

Handelte es sich im Spätglazial um eine stabile Grenze zwischen Nord und Süd oder hat sie sich im Laufe der Zeit verschoben?

Handelte es sich um eine klare Grenze oder einen allmählichen Übergang?

### 4 Literaturverzeichnis

- BILLWITZ, K., HELBIG, H., KAISER, K., DE KLERK, P., KÜHN, P. & TERBERGER, T. (2000): Untersuchungen zur spätpleistozänen bis frühholozänen Landschafts- und Besiedlungsgeschichte in Mecklenburg-Vorpommern. Neubrandenburger Geologische Beiträge 1: 24-38.
- BOCK, W., MENKE, B., STREHL, E. & ZIEMUS, H. (1985): Neuere Funde des Weichselspätglazials in Schleswig-Holstein. Eiszeitalter und Gegenwart 35: 161-180.
- BOKELMANN, K., HEINRICH, D. & MENKE, B. (1983): Fundplätze des Spätglazials am Hainholz-Esinger Moor, Kreis Pinneberg. Offa 40: 199-239.
- BRANDE, A. (1995): Younger Dryas vegetation gradient in northeast-Germany. Terra Nostra Schriften der Alfred-Wegener-Stiftung 2 (95).
- COOPE, G. R. & LEMDAHL, G. (1995): Regional differences in the Lateglacial climate of northern Europe based on coleopteran analysis. Journal of Quaternary Science 10: 391-395.
- VAN GEEL, B., COOPE, G. R. & VAN DER HAMMEN, T. (1989): Palaeoecology and stratigraphy of the lateglacial type section at Usselo (The Netherlands). Review of Palaeobotany and Palynology 60: 25-129.
- JOOSTEN, H. & DE KLERK, P. (im Druck): What's in a name? Some thoughts on pollen classification, identification, and nomenclature in Quaternary palynology. Review of Palaeobotany and Palynology.
- DE KLERK, P. (eingereicht): Confusing concepts in Lateglacial stratigraphy: origin, consequences, conclusions (with special emphasis on the type locality Bøllingsø). Quaternary Science Reviews.

- DE KLERK, P. (2002): Changing vegetation patterns in the Endinger Bruch area (Vorpommern, NE Germany) during the Weichselian Lateglacial and Early Holocene. *Review of Palaeobotany and Palynology* 119: 275-309.
- DE KLERK, P., HELBIG, H., HELMS, S., JANKE, W., KRÜGEL, K., KÜHN, P., MICHAELIS, D. & STOLZE, S. (2001): The Reinberg researches: palaeoecological and geomorphological studies of a kettle hole in Vorpommern (NE Germany), with special emphasis on a local vegetation during the Weichselian Pleniglacial/Lateglacial transition. *Greifswalder Geographische Arbeiten* 23: 43-131.
- MÜLLER, H. M. (1962): Pollenanalytische Untersuchungen im Bereich des Meßtischblattes Thurow/Südostmecklenburg. Unveröff. Dissertation, Universität Halle.
- USINGER, H. (1998): Pollenanalytische Datierung spätpaläolithischer Fundschichten bei Ahrenshöft, Kr. Nordfriesland. *Archäologische Nachrichten aus Schleswig-Holstein* 8, 1997: 50-73.

#### **Anschriften der Verfasser**

Dr. Pim de Klerk, Universität Greifswald, Geographisches Institut, Friedrich-Ludwig-Jahn-Straße 16,  
D-17487 Greifswald, e-mail: deklerk@mail.uni-greifswald.de;  
Dipl. Biol. Susann Stolze, Universität Greifswald, Botanisches Institut, Grimmer Straße 88,  
D-17487 Greifswald, e-mail: susann.stolze@gmx.de

## Die Talmoorgene im Bereich der unteren Recknitz (Mecklenburg) – Moore zwischen Ostseeanstieg und autonomen Torfwachstum

The genesis of the river valley mire at the lower Recknitz Valley (Mecklenburg, NE Germany) – Mires between sea level rising and autonomous peat formation

DIERK MICHAELIS

### Zusammenfassung

Der besprochene Quertransekt durch das Recknitztal bei Bad Sülze erfaßt die Ausbildung und gegenseitige Verknüpfung verschiedener hydrologischer Moortypen innerhalb des komplizierten Gefüges "Flußtalmoor" im Einflußbereich der Litorina-Transgressionen.

### Summary

The described cross section through the Recknitz Valley near the town Bad Sülze shows the formation and relationships between several hydrological mire types in the complex system "river valley mire" in connection with the Litorina transgressions.

### 1 Untersuchungsgebiet und Methoden

Der untersuchte Transekt befindet sich 1,4 km nordwestlich von Bad Sülze (Zentrum) und verläuft etwa in Richtung SSW bis NNO.

Für den Transekt wurden drei Moorprofile in 10 cm-Abstand auf Makrofossilien untersucht (Volumen je Probe 25 bzw. 50 cm<sup>3</sup>). Eine ausführliche Darstellung von Aufbereitung und Analyse erfolgt in MICHAELIS (2000); für die palynologische Bearbeitung siehe auch MICHAELIS (2002) und KRAUS (1999). Die hier gezeigten Torf- und Muddehorizonte (Abb. 1) sind auf der Basis mengenmäßig wichtiger und besonders indikatorischer Makrofossilien charakterisiert.

Die zeitlichen Einordnungen für das Profil BSH basieren auf den Analysen von KRAUS (1999) und zwei <sup>14</sup>C-AMS-Datierungen (MICHAELIS 2002) sowie von HENNIG (1999) für BSS und eigenen Untersuchungen für BSB (MICHAELIS 2002). KRAUS (1999) bearbeitete zusätzlich für die Ermittlung des Beginns der Torfakkumulation bei den Bohrungen BSA bis BSG jeweils drei bis fünf Proben am Übergang Mineralboden zu Torf (oder Mudde). Die Bohrung zwischen BSC und BSD wurde zwar vorgenommen, aber aufgrund ihres geringen Höhenunterschiedes gegenüber BSC nicht analysiert.

### 2 Ergebnisse und Diskussion

Wiedergegeben sind in der Abb. 1 die Lage der Bohrungen des Transektes in bezug zur Meeresspiegelhöhe und zum Moorrand. Für die Profile BSH, BSA und BSB ist links neben der Profilsäule die Stratigraphie angegeben, wie sie sich aus den Großrest-Analysen ergibt. Rechts neben den Säulen finden sich die torf- bzw. sedimentbildenden Bedingungen. Die untere gestrichelte Linie stellt die Grenze zwischen mineralischem und organischem Material dar. Die gepunkteten Linien verbinden miteinander zusammenhängende, etwa zeitgleiche Ereignisse. Aus Gründen des Platzes sind die Bezeichnungen der Schichten in verallgemeinerter, verkürzter Form wiedergegeben (z. B. Krummoos statt *Drepanocladus*).

Alle drei Großrest-Profile weisen in ihren oberen Abschnitten Durchstömungsmoortorfe von über einem Meter auf. Die Entwicklung bis dorthin verlief aber unterschiedlich. Die Profile BSH und BSA begannen als Verlandung eines eher flachen Gewässers im Spätglazial und frühen Holozän. Bei späterer Anhebung des Grundwasserspiegels konnte sich an einem angeschnittenen Grundwasserleiter (bei BSA) ein Quellmoor (körniger Kalk) aufbauen, dessen überschüssiges Wasser evtl. die Verlandung von BSH etwas verzögert hat und sicher später die dortige Vegetationsdecke überrieselte, so daß ein Überrieselungsmoor (B/iD) entstand. Man könnte es z. T. auch als initiales Durchströmungsmoor bezeichnen (*Carex limosa* als Zeiger ständig wassergesättigter Bedingungen in dieser Schicht gefunden), jedoch nicht als Hangmoor, da letzteres im typischen Fall von aus Niederschlägen hervorgehendem oberflächennahen Ablaufwasser ernährt wird. Die Zunahme von *Carex rostrata*- und *C. limosa*-Radicellen etwa um 8200 v.h. deutet auf gerade erst entstehende Schwammsumpfigkeit. Beide Radicellen-Typen verschwinden um 6150 v.h., ohne das *Carex limosa* zumindest mittlere Volumenanteile erreicht (MICHAELIS 2002).

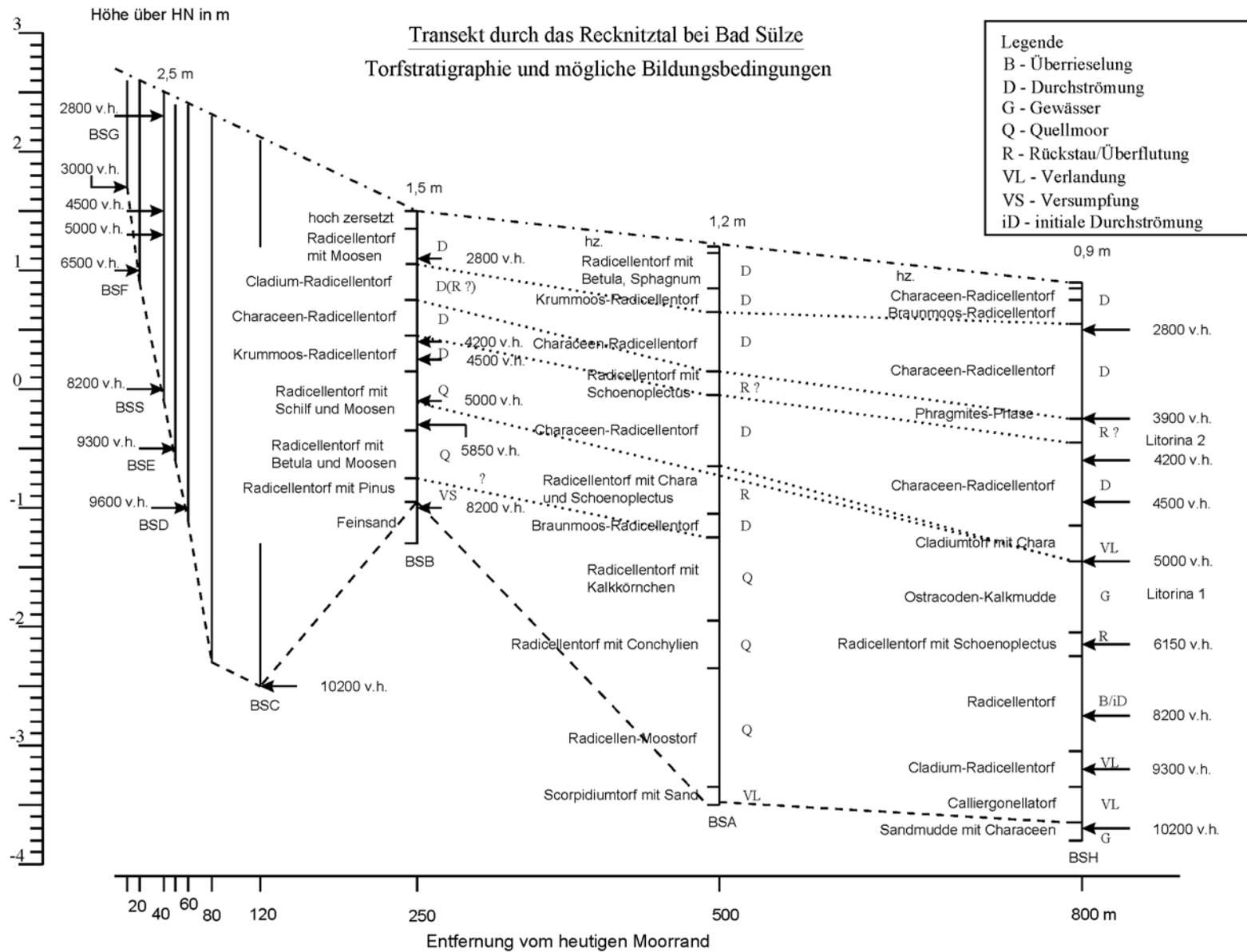


Abb. 1: Transect durch das Recknitztal bei Bad Sülze.

Während das Quellmoor von BSA relativ rasch aufwuchs (hoher Mineralstoffanteil), wurde das noch niedrige Überrieselungsmoor von der herannahenden ersten Litorina-Transgression um 6150 v.h. überflutet, kurz bevor es schwammsumpfig und damit richtiges Durchströmungsmoor werden konnte. Dabei entstand zuerst ein Radicellentorf mit *Schoenoplectus*, der als Bildung eines Flachwasserröhrichts interpretiert wird. Da die Akkumulationsraten des Moores bei BSH (nun als Überflutungsmoor anzusprechen) mit dem steigenden Meeresspiegel offenbar nicht mithalten konnten, wurde der Standort nach einiger Zeit hoch überstaut und es bildete sich ein Gewässer mit Kalkmudde-Sedimentation heraus. Die darin reichlich vorkommende mesohalobe Diatomee *Campylodiscus clypeus* zeigt den brackigen Charakter der Mudde an (vgl. KALBE 1980). Ab einer bestimmten Zeit, gegen Ende der ersten litorinen Hauptphase, stand der Seespiegel so hoch, daß auch das Moor bei BSA nachhaltig beeinflusst wurde. Der festgestellte Radicellentorf mit *Chara* und *Schoenoplectus* spricht deutlich für Flachwasser-Bedingungen.

Bedingt durch die Akkumulation in den Niederungen verringerte sich der Höhenunterschied zwischen BSB und seiner Umgebung allmählich, weshalb es ab 8200 v.h. aufgrund gebremster Versickerung "versumpfte". Da der Untergrund aus (vom Regen ausgewaschenen) sauren Sanden bestand, bildete sich ein Sauermoor mit *Sphagnum* und *Calluna* (MICHAELIS 2002) inmitten von Kalkmooren heraus. Später, bei weiter steigendem Grundwasser, wurde die Stelle BSB selbst zum Quellmoor. Das hier austretende Mineralbodenwasser sickerte über das nun nicht mehr so lebhaft sprudelnde Quellmoor bei BSA und induzierte dort die Bildung von Durchströmungsmoor. In der Abb. 1 ist deshalb der Beginn der Quellmoortorfe bei BSB mit dem Ende derartiger Torfe bei BSA verbunden. Nicht völlig sicher ist dabei die zeitliche Übereinstimmung, da zwischen beiden Stellen ebenso Quellmoore entstanden sein können. Diese Entwicklung setzte sich fort bis die Stelle BSB ihrerseits durch höher am Rand entstandene neue Quellmoore überrieselt wurde. Daß solche Moorbildungsprozesse auch an anderen Stellen des Transektes eine Rolle spielten, läßt die Datierung der untersten Torfe von BSD bis BSG annehmen. Die dort entstandenen Moore liegen wesentlich höher als zeitgleiche Bildungen bei BSH und BSA. Da Versumpfung aufgrund der Hanglage und Verlandung wegen der gehölzreichen Torfe bei BSB ausscheiden, liegt die Möglichkeit einer Quellmoorbildung auf diesem Abschnitt besonders nahe.

Während bei BSH und BSA die schon besprochenen deutlichen Vegetationsveränderungen durch die Litorina-Transgression auftraten, konnten solche Einflüsse bei BSB nicht beobachtet werden. Das Ende der Röhricht- und Gewässerphase wird etwa mit dem Abklingen der Litorina-Transgression einhergehen, kenntlich an der einsetzenden Verlandungsmoor-Vegetation in BSH (*Cladium*-Torf mit *Chara*). So konnten die Obergrenzen des *Schoenoplectus*-haltigen Torfes (BSA) und der Kalkmudde miteinander verbunden werden. Bei der Betrachtung der Datierungen und der Ostseespiegelanstiegskurve (KLEWE & JANKE 1982) fällt auf, daß die Verlandung erst rund 700 Jahre nach dem Ende der ersten litorinen Hauptphase beginnt. Die Möglichkeit der Existenz von Seen in wachsenden Flußtalmooren, selbst auf relativ hochgelegenen Bereichen, zeigen Untersuchungen von der Talwasserscheide zwischen Recknitz und Augraben bei Liessow (MICHAELIS 2002). Daß der See nach etwa 1000 Jahren seines Bestehens um 5000 v.h. verlandete, kann verschiedene Ursachen haben. Denkbar sind tektonische Hebungen oder Moorbrüche, es ist aber hier zu wenig bekannt, um verlässliche Aussagen zu treffen.

Das Quellmoor bei BSB wurde erst nach dem Ende der ersten Transgressionsphase von einem anderen Moortyp überwachsen. Nachdem Überflutung und Rückstau vorerst abgeklungen waren und die seitliche Quellwasserzufuhr aber anhielt, konnten sich auf weiter Strecke im Tal Durchströmungsmoore ausbreiten. Deren Vegetation bildete vor allem Radicellentorfe, die entweder moosreich (häufig *Drepanocladus* enthaltend) oder moosarm sind, dafür aber mit Characeen-Resten. Beide überwachsenen Quellmoore (BSA und BSB) werden von Braunmoos-Radicellentorfen überdeckt. Vermutlich waren zu diesen Zeitpunkten die nächsten aktiven Quellbereiche nicht übermäßig weit entfernt. Daraus folgt, daß auf relativ geringem bis mäßigem Abstand zum Quellmoor braunmoosreiche Pflanzengemeinschaften im Durchströmungsmoor zu finden sind. Andererseits können in allen drei Profilen ausgedehnte Phasen mit Characeen-Radicellentorf festgestellt werden, der in Schlenken entstanden sein muß.

Die Interpretation der Analysen wird durch spätere Transgressionsereignisse etwas erschwert. So wurden im Profil BSH zwei Phasen mit einer Zunahme von *Phragmites* beobachtet. Die erste davon läßt sich nach Pollendaten auf ungefähr 4000 Jahre v. h. datieren, zu einer Zeit als die zweite Litorina-Transgression ihren Höhepunkt erreichte (KLEWE & JANKE 1982). Diese Phase kann mit der Bildung eines Radicellentorfes mit *Schoenoplectus* bei BSA parallelisiert werden. Zwar liegen die Abschnitte nicht auf gleicher Höhe über HN, aber ihre Verbindungslinie folgt in etwa dem Gefälle der Mooroberfläche und der Neigung der Linie, die das Ende der ersten Litorina-Transgression markiert. Die Torfe dieser beiden Phasen wurden also ungefähr zur gleichen Zeit gebildet. Eine mögliche Verknüpfung mit BSB ist etwas komplizierter, da die Mooroberfläche dort höher lag und sich Transgressionsereignisse dementsprechend schwächer auswirkten. Jedoch kann mit dem Übergang von Krummoos-Radicellentorf zu Characeen-Radicellentorf um 4200 v.h. eine Vernässung des Moores angenommen werden, so wie die Bildung von Radicellentorf mit *Schoenoplectus* (bei BSA) und der *Phragmites*-Phase (bei BSH) als Vernässung interpretiert werden. Verbindet man diese Schichten miteinander, zeigt sich, daß sie etwa hangparallel liegen, wie man es von zeitgleichen Bildungen in einem geneigten Durchströmungsmoor erwarten würde. Diese Verknüpfung wird auch durch die Ergebnisse der palynologischen Analysen gestützt. Andererseits kann über dem Characeen-Radicellentorf ein *Cladium*-Radicellentorf festgestellt

werden, der sogar spärlich eine Foraminiferen-Art enthält und sicher eine Schlenkenbildung darstellt, aber eine Verbindung zu den oben genannten Phasen in BSA und BSH ist sehr fragwürdig. Zum einen liegt der *Cladium-Radicellentorf* recht hoch, zwischen einem halben und einen Meter über Null (im gesackten Moor), zum anderen wäre eine Verbindungslinie zur "Litorina 2-Phase" in BSA auch nicht gefälle-parallel, sondern zu steil. In jedem Fall bleibt dieser Torf problematisch und repräsentiert vielleicht nur eine ausgeprägte Schlenke.

Wenn man sich die durch Rückstau beeinflussten Abschnitte wegdenkt, also nur die Bildungen "richtigen" Durchströmungsmoores betrachtet, kann festgestellt werden, daß das Flußtalmoor bei Bad Sülze über lange Zeit ein nasses Moor mit verbreiteten Schlenkenbildungen war und auf großer Fläche Schnabelseggenriede mit Characeen aufwies, bis kurz unter der heutigen Oberfläche. Dann setzte bei BSH 30 cm u. Fl., bei BSA 50 cm u. Fl. und bei BSB 40 cm u. Fl. eine Ausbreitung von Braunmoosen ein, oft begleitet von einer *Betula*-Zunahme. Dieser Rückgang der Schlenkenvegetation und die Ausbildung weniger nasser Reliefformen übereinstimmend über so große Abstände wird allen bisherigen Beobachtungen nach nur durch Selbstregulationsmechanismen des Moores in Anpassung an eine verringerte Grundwasserschüttung zu erklären sein. Das Durchströmungsmoor reagiert offenbar auf großen Distanzen im wesentlichen gleichartig. Gewisse Unterschiede bestehen darin, daß bei BSA und BSB Sphagnen als Zeiger für Bultbildungen und leichte Versauerungstendenzen gefunden wurden, in BSH jedoch nicht. Es sei aber angemerkt, daß die Analyse der obersten 20 bis 30 cm aufgrund der hohen Zersetzung sehr schwierig ist und die Mengenverhältnisse durch selektiven Abbau ziemlich verändert sein können.

### 3 Schlußfolgerung

In dem dargestellten Transekt konnten Bildungen von sechs verschiedenen hydrogenetischen Moortypen identifiziert werden: Verlandungs-, "Versumpfungs"-, Überrieselungs-, Quell-, Durchströmungs- und Überflutungsmoor. Die Moorbildung setzte im unteren Recknitztal lange vor den Litorina-Transgressionen ein und dauerte auch während der Regressionsphasen. Die Unabhängigkeit gegenüber dem Stand der Ostsee bzw. ihrer Vorläuferstadien beruht auf dem kontinuierlichen seitlichen Zustrom aus angeschnittenen Grundwasserleitern. Im Ergebnis durchdringen sich Moore mit autonomer und induzierter Torfbildung derart, daß einzelne Profile nur schwer zu verstehen und erst im Zusammenhang mit weiteren richtig einzuordnen sind.

Ab etwa 4000 v.h. dominierten Durchströmungsmoore flächenmäßig im unteren Recknitztal. Sie zeigten über weite Strecken hin eine ähnliche Vegetation gehölzärmer Seggenriede. Mit der ausgeprägten Oszillationsfähigkeit der Torfe dieses Moortyps können Wasserschwankungen innerhalb gewisser Grenzen leicht ausgeglichen werden. Es handelt sich um außerordentlich langlebige Moor-ökosysteme von bemerkenswerter Kontinuität.

### 4 Literatur

- HENNIG, S. (1999): Eine palynologische Analyse vom Recknitztal bei Bad Sülze. Unveröff. Prakt.-Ber. Bot. Inst. Univ. Greifswald.
- KALBE, L. (1980): Kieselalgen in Binnengewässern. 2. Aufl.. Die Neue Brehm-Bücherei 467: 206 S.; Wittenberg.
- KLIEWE, H. & JANKE, W. (1982): Der holozäne Wasserspiegelanstieg der Ostsee im nordöstlichen Küstengebiet der DDR. Peterm. Geogr. Mitt. 126: 65-74.
- KRAUS, M. (1999): Paläoökologische Untersuchungen im Recknitztal bei Bad Sülze (Kreis Nordvorpommern). Unveröff. Diplomarb. Bot. Inst. Univ. Greifswald, 80 S.
- MICHAELIS, D. (2000): Die spät- und nacheiszeitliche Entwicklung der natürlichen Vegetation von Durchströmungsmooren in Mecklenburg-Vorpommern am Beispiel der Recknitz. Unveröff. Diss., E.-M.-A.-Univ. Greifswald, 124 S.
- MICHAELIS, D. (2002): Die spät- und nacheiszeitliche Entwicklung der natürlichen Vegetation von Durchströmungsmooren in Mecklenburg-Vorpommern am Beispiel der Recknitz. Diss. Botanicae 365, 188 S.; Stuttgart.

### Anschrift des Verfassers

Dr. Dierk Michaelis, Universität Greifswald, Botanisches Institut, Grimmer Str. 88, D-17487 Greifswald, e-mail: dierkm@uni.greifswald.de

## Die Laacher See-Tephra in Nordostdeutschland: Paläoökologische Untersuchungen mit hoher zeitlicher und räumlicher Auflösung

The Laacher See-Tephra in NE Germany: High-resolution palaeoecological analysis

MARTIN THEUERKAUF

### Zusammenfassung

Die Laacher See-Tephra (LST, 12880 Warvenjahre BP) ist ein sehr genauer Zeitmarker für das Spätglazial. Sie ist in NO-Deutschland weit verbreitet. Die LST wird genutzt, um: 1) das Vegetationsmuster vor dem Vulkanausbruch zu erfassen. Hierzu werden Proben direkt unterhalb der LST analysiert. Sie zeigen eine Dominanz von Kiefernwäldern im Südosten und von Birkenwäldern im Norden Mecklenburg-Vorpommerns, und um 2) die Reaktion auf den Vulkanausbruch zu erfassen. Dazu werden Profilabschnitte oberhalb der LST kontinuierlich alle 0,5 mm analysiert. Eine kurzfristige Reaktion der Vegetation auf den Vulkanausbruch kann nicht nachgewiesen werden. Erhöhte Werte der Diatomeen deuten jedoch auf Veränderungen in Gewässern hin.

### Summary

The Laacher See-Tephra (LST, 12880 varve-years BP) is a very exact time marker for the Late Glacial Period. It is widespread in NE-Germany. The LST is used to: 1) Analyse the pattern of vegetation before the eruption. Samples directly below the LST are analysed. They show a dominance of pine-forests in the southeast and birch-forests in the north of Mecklenburg-Vorpommern. 2) Recognise the reaction to the volcanic eruption. Continuous samples of 0,5 mm thickness immediate above the LST are analysed. Even short-term changes in the vegetation could not be observed. But the values of diatoms indicate changes in lakes.

### 1 Einleitung

Die LST wurde in Nordostdeutschland erstmals in den 50er Jahren gefunden (MÜLLER 1959). Mittlerweile ist sie an über 150 Fundpunkten nachgewiesen (Abb. 1). Nach Auswertung jahresgeschichteter Sedimente in Eifel-Maaren wurde sie auf 12880 BP datiert (STEBICH 1999).

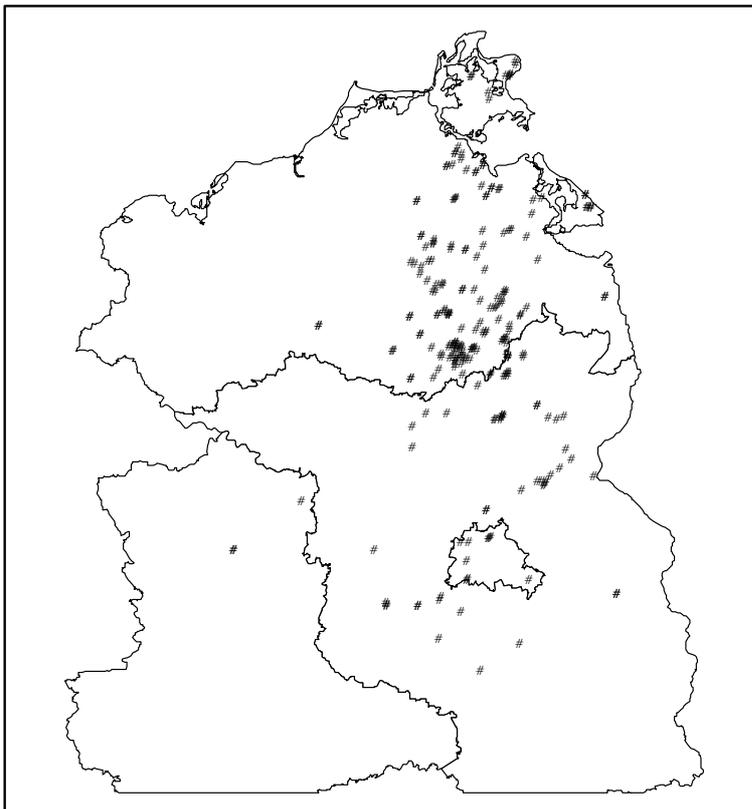


Abb. 1:  
Fundpunkte der Laacher See-  
Tephra in Nordostdeutschland.

Sie bietet als Zeitmarker die Möglichkeit einer jahrgenaue Datierung von Mudden und Torfen und war Anlaß und Grundlage für paläoökologische Untersuchungen mit hoher räumlicher und zeitlicher Auflösung in Mecklenburg-Vorpommern und dem nördlichen Brandenburg. Ziel dieser Untersuchung ist es, 1) Vegetationsmuster für die Zeit vor dem Vulkanausbruch und 2) die Reaktion der Paläoumwelt auf den Vulkanausbruch zu erkennen.

Zur Beschreibung des Vegetationsmusters werden in den verschiedenen Landschaftseinheiten im Untersuchungsgebiet Pollen- und Großrestanalysen direkt unterhalb der LST durchgeführt. Daneben werden alle verfügbaren Pollendiagramme mit der LST ausgewertet.

Die Untersuchung der Reaktion auf den Vulkanausbruch erfolgte an 6 Standorten. Im Bereich über der LST wurde fortlaufend beprobt. Die tiefgefrorenen Bohrkern wurden, beginnend unter der LST, alle 0,5 mm geschnitten. Die einzelnen Schnitte wurden pollenanalytisch untersucht. Bei mittleren Akkumulationsraten von Mudden im Alleröd von ca. 0,5 mm/a (COUWENBERG et al. 2001) wird somit in etwa eine jährliche Auflösung erreicht. Mit dieser Methode sollten auch kurzfristige, wenige Jahre andauernde Reaktionen auf den Vulkanausbruch erfaßbar sein.

## 2 Stand der Vegetationsentwicklung

Der Ausbruch des Laacher See-Vulkans fand ca. 200 Jahre vor dem Ende des Alleröds statt. In dieser spätglazialen Wärmephase war Mitteleuropa bewaldet. Zunächst bildeten Baumbirken diese Wälder, die Kiefer wanderte im Verlauf des Alleröds von Südosten ein. Charakteristisch für die allerödzeitlichen Wälder war das Auftreten von Offenlandzeigern wie *Artemisia*. Sie zeigen, daß diese Wälder licht waren.

Für das Untersuchungsgebiet zeigen die Analysen direkt unterhalb der LST einen deutlichen Gradienten der PINUS-Pollenwerte (Abb. 2). Die Werte reichen von 84 % im südlichen Mecklenburg-Vorpommern bis 12 % an der Lokalität Reinberg (Nordvorpommern). Die geringen Werte im N deuten darauf hin, daß die Kiefer kaum in der Vegetation vertreten war oder gebietsweise sogar ganz fehlte. Die Gründe für diese geringe Bedeutung der Kiefer im N sind unklar. Möglicherweise weist der Gradient auf die Grenze der Kiefernverbreitung hin. Es kann aber auch nicht ausgeschlossen werden, daß sich Kiefern aufgrund klimatischer und edaphischer Faktoren nicht etablieren konnten. Um die Fragen der Verbreitung von *Pinus* zu klären, werden zusätzlich zu den Pollen- auch Großrestuntersuchungen durchgeführt.

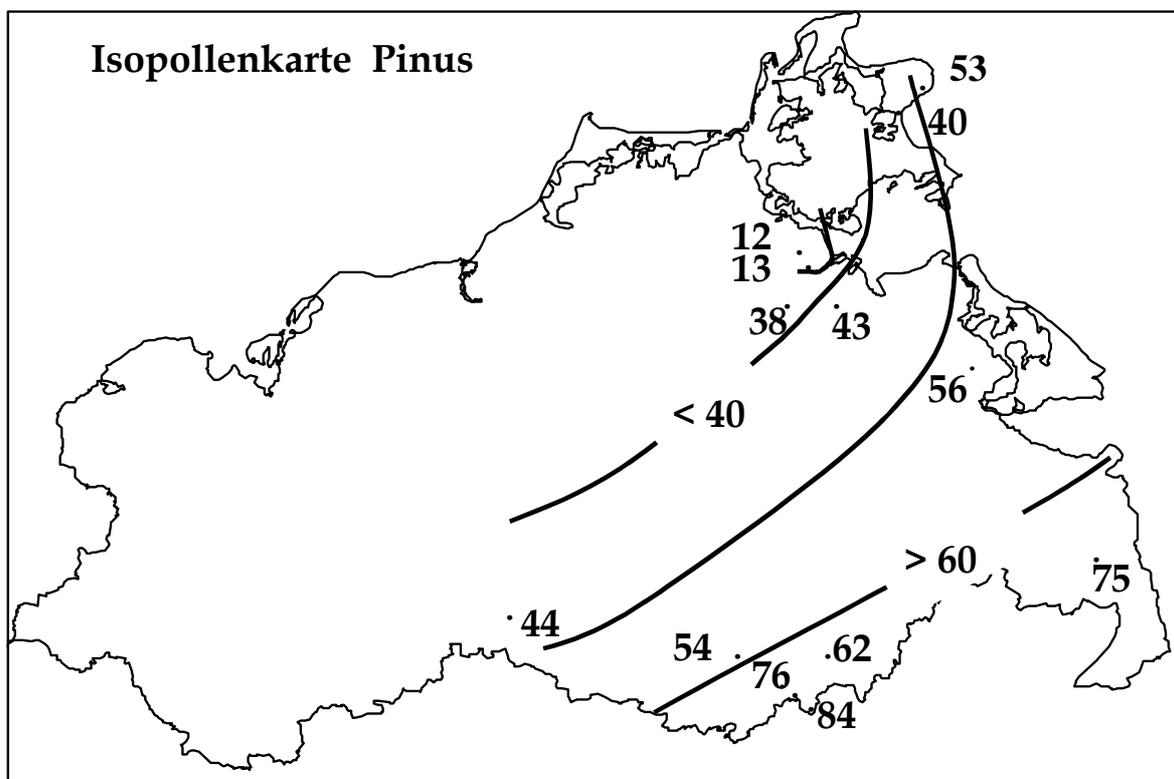


Abb. 2: Isopollenkarte für *Pinus* [%] um 12880 cal BP. Berechnungsgrundlage ist eine upland-Pollensumme ohne Pollentypen von Taxa mit einem möglichen lokalen Vorkommen (z.B. *Cyperaceae*, *Gramineae*, *Salix*).

### 3 Reaktion auf den Vulkanausbruch

Große Vulkanausbrüche in historischer Zeit verursachten weltweit eine markante z.T. mehrjährige Abkühlung (JUVIGNÉ 1980). Für die Schweiz ist nach dem Ausbruch des Laacher See-Vulkans anhand von Diatomeenanalysen eine Versauerung von Gewässern und durch Jahrringanalysen eine mehrjährige Klimaverschlechterung nachgewiesen (LOTTER & BIRKS 1993, FRIEDRICH et al. 1999). In Pollendaten sind keine Änderungen erkennbar.

Viele Pollendiagramme aus Brandenburg und Mecklenburg-Vorpommern zeigen um die LST sehr deutliche Schwankungen der PINUS- und BETULA-Pollenkurven (u.a. DE KLERK 2001). Zum Teil nehmen PINUS-Werte von etwa 80 % auf 40 % ab. Aufgrund der geringen Auflösung der Diagramme kann jedoch ein Zusammenhang zwischen den Schwankungen und dem Ausbruch des Laacher See Vulkans nicht nachgewiesen werden. So setzt in einigen Diagrammen dieser Trend schon unter der LST ein.

Auch bei der jetzt erreichten hohen Auflösung (Abb. 3) zeigt sich keine deutliche Reaktion im Pollenbild. Beispielhaft für 6 untersuchte Standorte sind die Ergebnisse vom "Plauer Stadtwald" dargestellt. Die PINUS-Kurve sinkt zwar zugunsten der BETULA-Kurve von 60 % auf etwa 45 % ab, dieser Trend setzt jedoch schon unterhalb der Tephra ein. Der schwache Gipfel von ARTEMISIA wird in weiteren Diagrammen nicht wiedergefunden und ist kein genereller Trend. Die Schwankungen sind somit nicht Folge des Ausbruchs des Laacher See-Vulkans.

An allen untersuchten Standorten zeigen die Kurven der Holzkohlen und Diatomeen eine deutliche Zunahme. Die Diatomeen reagieren wahrscheinlich auf den Eintrag von Kieselsäure aus der Tephra. Die Zunahme der Holzkohlepartikel könnte auf verstärkte Brände im Umfeld des Vulkanes oder eine regional erhöhte Brandaktivität infolge ungewöhnlicher Witterung nach dem Vulkanausbruch deuten.

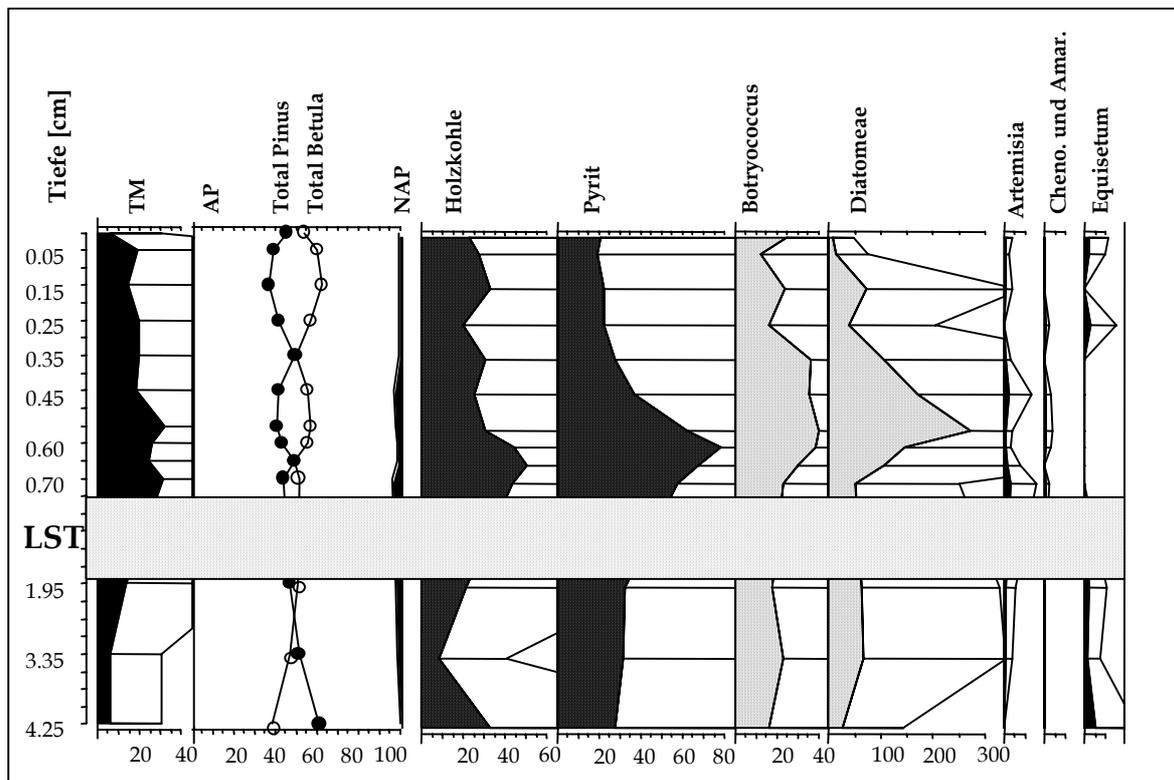


Abb. 3: Pollendiagramm Plauer Stadtwald (Ausschnitt), LST bei 10,30 m. Berechnungsgrundlage ist eine upland-Pollensumme ohne Pollentypen von Taxa mit einem möglichen lokalen Vorkommen (z.B. Cyperaceae, Gramineae, Salix).

### 4 Schlußfolgerungen

Im Untersuchungsgebiet existierten kurz vor dem Ausbruch des Laacher See-Vulkans lichte Wälder. Im Südwesten spielte *Pinus* in diesen Wäldern eine wichtige Rolle, im Nordwesten fehlte *Pinus* dagegen. Die Gründe dafür sind nicht geklärt.

Der Ausbruch des Laacher See-Vulkans 12880 Warvenjahre BP hatte keinen nachweisbaren Einfluß auf die Vegetation im Untersuchungsgebiet. Deutliche Änderungen der Diatomeenwerte zeigen, daß er aber aquatische Ökosysteme beeinflusste.

## 5 Literatur

- COUWENBERG, J., DE KLERK, P., ENDTMANN, E., JOOSTEN, H. & MICHAELIS, D. (2001): Hydrogenetische Moortypen in der Zeit – eine Zusammenschau. In: SUCCOW, M. & JOOSTEN, H. (Hrsg.): Landschaftsökologische Moorkunde. 2. Auflage: 399-403; Stuttgart.
- DE KLERK, P. (2001): Vegetation history and palaeoenvironmental development of the Endinger Bruch Area and the Reinberg basin (Vorpommern, NE Germany) during the late Pleniglacial, Lateglacial and Early Holocene (with special emphasis on widespread stratigraphic confusion). Unveröff. Diss., Universität Greifswald, Geographisches Institut.
- FRIEDRICH, M., KROMER, B., SPURK, M., HOFMANN, J. & KAISER, K. F. (1999): Paleo-environment and radiocarbon calibration as derived from Lateglacial/Early Holocene tree-ring chronologies. *Quaternary International* 61: 27-39.
- JUVIGNÉ, E. (1980): Vulkanismus und Klimaschwankungen. In: FRENZEL, B. (Hrsg.): Klimageschichtliche Probleme der letzten 130000 Jahre. *Paläoklimaforschung* 1: 25-30; Stuttgart, New York.
- LOTTER, A. F. & BIRKS, H. J. B. (1993): The impact of the Laacher See Tephra on terrestrial and aquatic ecosystems in the Black Forest, southern Germany. *Journal of Quaternary Science* 8: 263-276.
- MÜLLER, H. M. (1959): Spätglaziale Tuffablagerungen in südostmecklenburgischen Mooren. *Geologie* 8: 788-789.
- STEBICH, M. (1999): Palynologische Untersuchungen zur Vegetationsgeschichte des Weichsel-Spätglazials und Frühholozän an jährlich geschichteten Sedimenten des Meerfelder Maars (Eifel). *Dissertationes Botanicae* 320; Stuttgart.

### **Anschrift des Verfassers**

Dipl. Biol. Martin Theuerkauf, Universität Greifswald, Botanisches Institut, Grimmer Straße 88,  
D-17487 Greifswald, e-mail: theufel@web.de

## **Wustermark 22, Lkr. Havelland (Brandenburg) - Moorgrabung 1999 mit spätpaläolithischen und frühmesolithischen Funden**

Wustermark 22 - A rescue excavation on a Late Palaeolithic and Mesolithic peat bog site west of Berlin

JONAS BERAN & ANDREAS KURZHALS

### **Zusammenfassung**

Kurz vorgestellt wird eine 1999 durchgeführte und anderenorts ausführlicher publizierte Rettungsgrabung, die unterhalb frühholozäner und möglicherweise spätglazialer Verlandungssedimente vergleichsweise reiche Funde an Knochen-, Geweih- und Feuersteinartefakten vorwiegend spätpaläolithischen Charakters sowie Jagdtierknochen erbrachte.

### **Summary**

Beneath organic and sandy layers of Early Holocene or Late Glacial origin a settlement inventory of bone, antler and flint artefacts was excavated which possibly seems to be the typologically and zoologically most archaic known till now in northeastern Germany. Most noteworthy are bone points of Magdalénien type, one of them decorated, a decorated antler axe and six fishhooks, one of them possibly made of ivory. The animal bone collection contains elk, reindeer, bear, lynx, and others.

### **1 Einführung**

Der Grad an Aufmerksamkeit, die man einer bestimmten archäologischen Ausgrabung widmet, wird in der Regel von vielen Faktoren bestimmt, unter denen neben dem wissenschaftlichen Ertragspotenzial verschiedene objektive und subjektive Gegebenheiten eine Rolle spielen. Von archäologischen Fachfirmen im Land Brandenburg durchgeführte Rettungsgrabungen leiden zudem darunter, daß naturwissenschaftliche Begleituntersuchungen durch das hier angewandte denkmalpflegerische Verursacherprinzip nur unzureichend abgedeckt sind bzw. zu Lasten einer vollständigen archäologischen Dokumentation der von der Vernichtung bedrohten Denkmalsubstanz gehen müßten. In besonderer Weise betrifft dieses Problem die hier vorzustellende Grabung, möglicherweise den ältesten systematisch ergrabenen Moorfundkomplex im Land Brandenburg, vielleicht sogar ganz Norddeutschlands außerhalb des Ahrensburger Tunneltales.

In jüngster Zeit hat sich besonders E. CZIESLA in mehreren Beiträgen darum bemüht "die Landesgeschichte Brandenburgs ... um ein bis zwei Jahrtausende weiter zurück" zu verfolgen (CZIESLA 2001: 31). Unser Fundplatz ist nun vielleicht geeignet, hierzu neues Quellenmaterial von Durchbruchqualität beizusteuern. Hinzu kommt, daß das seinerzeit die Grabung auslösende Hafengebäude-Projekt bisher nicht realisiert worden ist, es deshalb prinzipiell immer noch möglich wäre, wirksame Schutzmaßnahmen für die verbliebenen Fundplatzareale zu ergreifen. Allerdings können an dieser Stelle nur kurze Hinweise gegeben werden. Interessenten seien vorläufig auf einen längeren Vorbericht mit Abbildung der wichtigsten Knochenartefakte und typonomischen Erörterungen verwiesen (BERAN 2001). Eine demgegenüber ausführlichere Darstellung mit vermehrten Abbildungen befindet sich im Rahmen eines vom Landesamt für Denkmalpflege herauszugebenden Sammelbandes zu den Grabungen im Raum Wustermark in Vorbereitung und wird 2003 erscheinen. Dort sollen auch die mit vielen Kollegen vor Ort, brieflich und anderweitig geführten Diskussionen zu den teilweise kontrovers beurteilten Befunden und Fundstücken referiert werden.

### **2 Archäologische Untersuchungen am Fpl. Wustermark 22**

Der Fundplatz Wustermark 22 befindet sich im mittleren Havelland ca. 20 km westlich von Berlin-Spandau zwischen den Orten Zeestow und Wustermark am Ostrande der durch reiche Baggerfunde der dreißiger Jahre bekannten Wublitzrinne. Die von der Archäologie Manufaktur GmbH, Berlin, 1998/99 durchgeführte Rettungsgrabung betraf einen vielperiodigen urgeschichtlichen Siedlungs- und Bestattungsplatz in Halbinsellage zwischen der Wublitzrinne (einem verlandeten, jetzt vom Havelkanal durchzogenen Rinnensee) im Westen, einem in diese mündenden verlandeten Flußlauf im Südosten und dem westlichen Berliner Autobahnring im Osten (Abb. 1).

Auf 12.000 m<sup>2</sup> Untersuchungsfläche traten neben zahlreichen Befunden (Pfostenhäuser, Gruben, Feuerstellen, Körpergräber) des mittleren und späten Neolithikums sowie der frühen und jüngeren Bronzezeit auch Funde des Mesolithikums und des Spätpaläolithikums auf. Letztere stammen zum Teil aus grubenartigen Strukturen mit tonig-kalkiger, mergelartiger Füllung, deren Entstehung bislang nicht befriedigend erklärt werden konnte. In einer von September bis November 1999 anschließenden Moorgrabung wurde zunächst bronzezeitlichen und neolithischen Fundschichten und Befunden in einer ehemals ufernahen Flachwasserzone des verlandeten, jetzt von einem

Meliorationsgraben durchzogenen Flußarmes nachgegangen (Viehtritt- und Wagenfahrspuren, Wegebefestigungen, Pfahlsetzungen, Wasserschöpflöcher und ein Flechtwerkbrunnen). An der Basis der die Rinnenfüllung bildenden organischen und sandigen Schichten wurde schließlich auf 296 m<sup>2</sup> der alte Gewässergrund erreicht. Ein hier angetroffener früher Fundhorizont erbrachte zahlreiche Tierknochen sowie Feuerstein-, Knochen- und Geweihartefakte. Nach bisherigem Bearbeitungsstand scheint er artefakttypologisch (und faunistisch) vorwiegend Elemente der Waldjägerkulturen des Spätmagdalénien (Federmesserkultur) sowie möglicherweise doch auch solche eines älteren Mesolithikums zu enthalten.

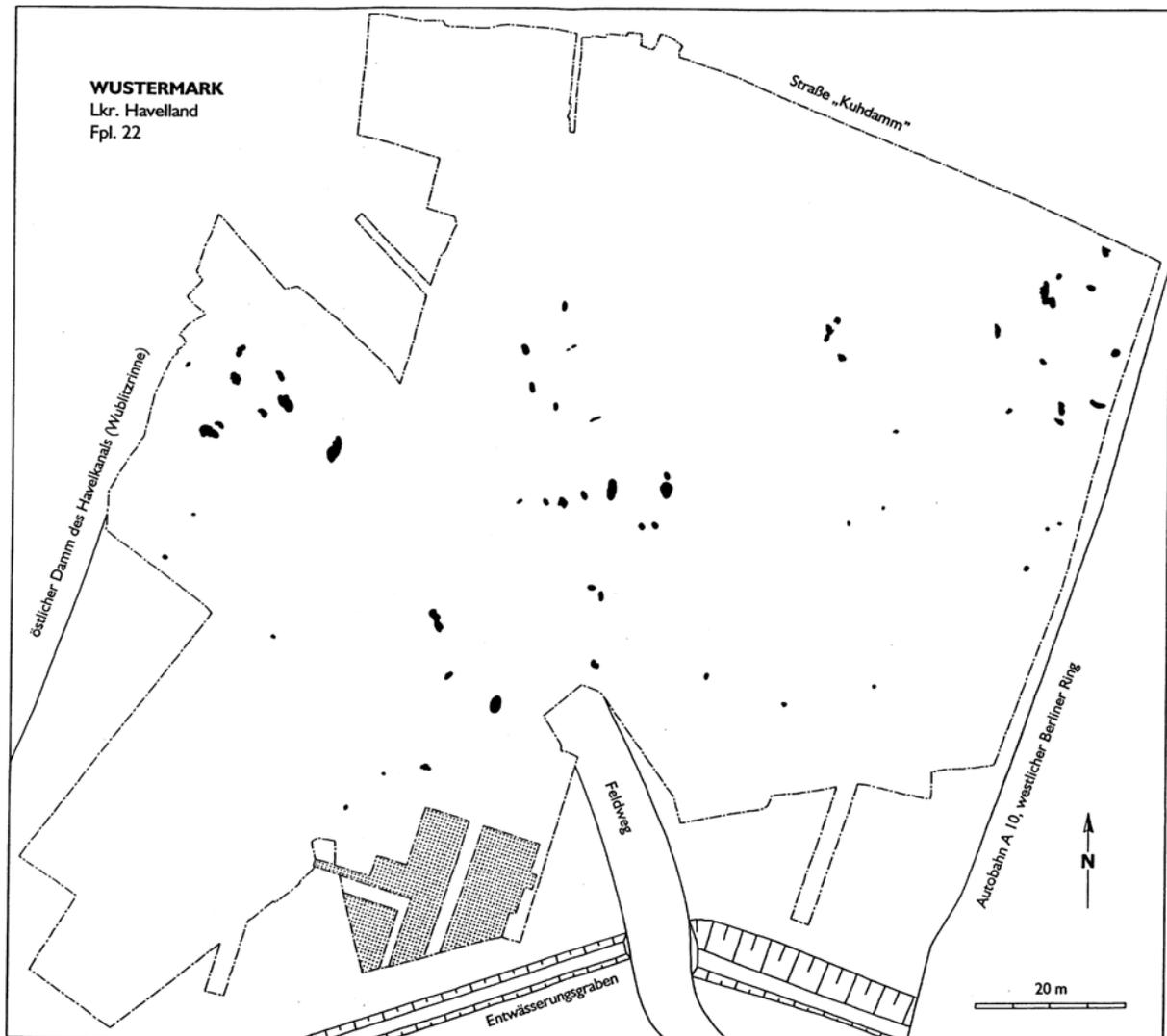


Abb. 1: Wustermark 22. Übersichtsplan. Punktraster: Bereich der mit Grundwasserabsenkung durchgeführten Moorgrabung. Schwarz: Gruben mit mergelartiger Füllung, im mittleren und westlichen Bereich mesolithische oder spätpaläolithische Flint- und Knochenartefakte enthaltend.

Sechs der insgesamt elf Knochen spitzen gehören zum spindelförmigen Typ und datieren nach bisheriger Kenntnis (GRAMSCH 1987: 111, 118: Fig. 4) ins Spätpaläolithikum. Ein Exemplar zeigt die typische Magdalénien-Form mit beidseitig abgeschrägter Basis. Ein weiteres Stück trägt relativ zart eingeritzte regelmäßige Strichgruppen, wie sie ähnlich hin und wieder in Jung- und Spätpaläolithikum und auch im älteren Mesolithikum auftreten. Bei den übrigen fünf handelt es sich um einfache Spitzen von ovalem bis unregelmäßigem Querschnitt, die im gesamten Mesolithikum häufig vorkommen, wobei eine ausschließlich mesolithische Datierung angesichts der relativ schlichten Form wohl nicht einmal zwingend ist. Auffällig ist das gänzliche Fehlen der u.a. von unmittelbar benachbarten Fundplätzen zahlreich vorliegenden ältermesolithischen Spitzentypen mit Widerhaken oder Kerben. Werkabfälle der Knochen spitzenherstellung liegen einerseits aus dem frühen Fundhorizont der Moorgrabung, andererseits auch aus einer der "Mergelgruben" der Trockenfläche vor. Es handelt sich um Knochenbruchstücke mit Sägeschnitten bzw. Stichel-Fräs-Furchen. Das größte derartige Fundstück ist ein in ganzer Länge erhaltenes Metapodium eines großen Cerviden, (wahrscheinlich Elch), von dem wohl zwei Späne bzw. Spitzenrohlinge abgetrennt sind.

Sechs relativ große Angelhaken lassen sich bisher formenkundlich nicht sicher ins Spätpaläolithikum oder ins Mesolithikum datieren (vgl. PASDA 2001). Eines der Stücke besteht aus einem blättrig zerfallenden, hellbraunen, in frischen Brüchen gelblichweißen Material, bei dem es sich um Mammutfelßen handeln könnte.

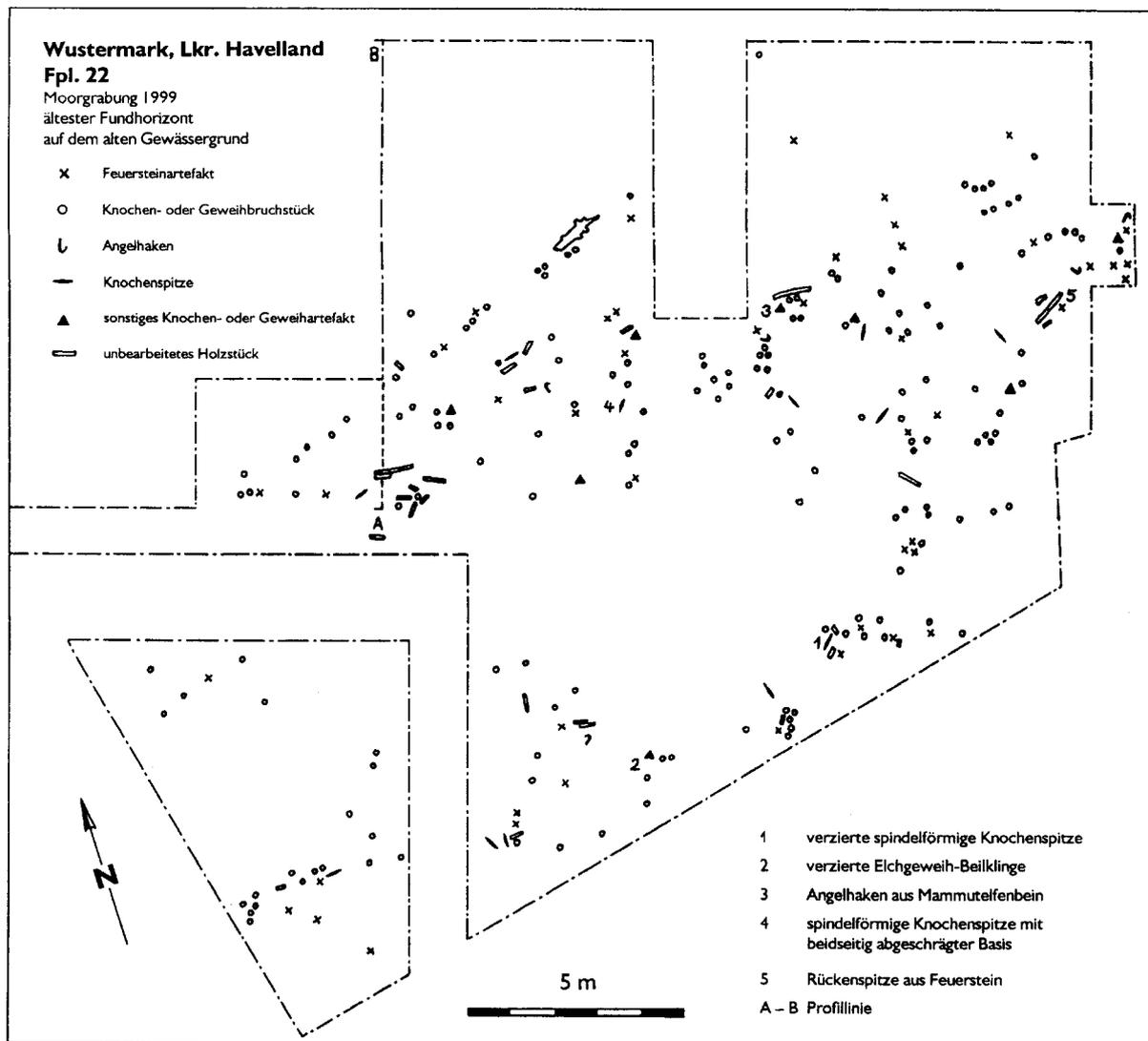


Abb. 2: Wustermark 22. Fundverteilung im ältesten Horizont.

Eine bislang nur aus dem älteren Mesolithikum bekannte Form ist eine stark abgenutzte Beilklinge aus Elchgeweih. Allerdings lag sie auch von allen Stücken des frühen Fundhorizontes am höchsten über dem Gewässergrund. Ihre seltene, wenn nicht einzigartige Verzierung macht sie zu einem der wertvollsten Funde der Grabung.

Unter den Tierknochen fallen zahlreiche, zum Teil bearbeitete Elchgeweihstücke ins Auge. Zumindest mit einer Geweih-Stange ist auch das Rentier vertreten, während Rothirsch und Reh zu fehlen scheinen. Erwähnt seien noch ein dolchartiges Gerät aus einem Knochen vom Luchs sowie der Eckzahn eines Bären. An Fischknochen liegen ausschließlich relativ große Stücke vor.

Unter den relativ seltenen Flintartefakten wären eine atypische Rückenspitze, einige Stichel und Kratzer sowie relativ große unbearbeitete Klingen zu erwähnen, insgesamt ein eher spätpaläolithisch als mesolithisch wirkenden Inventar.

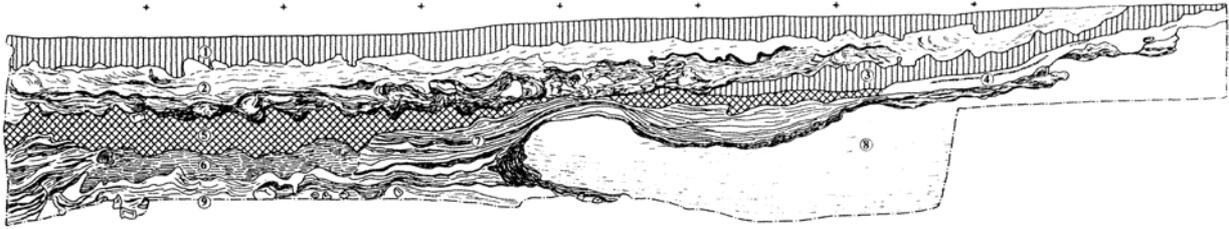


Abb. 3: Wustermark 22, Moorgrabung. Westlichstes der drei aufgenommenen Westprofile.

1 - vererdeter jüngerer Torf mit wenigen kaiserzeitlichen Funden, wohl Subatlantikum.

2 - Wechsel von feinsandigen und torfigen Schichten, hier durch menschliche und tierische Aktivitäten gestört und verwürgt (Tritt- und Fahrspuren), mit mittelneolithischen bis jungbronzezeitlichen Funden, wohl Subboreal.

3 - älterer vererdeter Torf, lehmhaltig (weiter südlich in 2 aufgearbeitet), Trockenphase, Unterbrechung der Torfbildung, wohl im Atlantikum.

4 - graue, rostbraun gefleckte, kalkhaltige Ton- bzw. Auenlehmschicht.

5 - kompakte braune Mudde, wohl Frühholozän.

6 - braune Mudde mit geringem Sandanteil, wahrscheinlich Füllung einer innerhalb von 7 ausgeräumten Rinne, wohl Frühholozän.

7 - braune Mudde und Sand, fein geschichtet, stark verwürgt, Frühholozän oder Spätglazial.

8 - fein geschichtete glazifluviatile Sande, zusammen mit 7 verrutscht und verwürgt, z.T. keilartig in 7 geschoben.

9 - Steinsohle aus erodierter älterer Moräne, z.T. zusammen mit 7 verrutscht, im Grenzbereich von 7 und 9 der spätpaläolithische und/oder frühmesolithische Fundhorizont.

### 3 Literatur

BERAN, J. (2000): Wagenspuren und verzierte Jagdwaffen. Ein stein- und bronzezeitlicher Moorfundplatz bei Wustermark, Landkreis Havelland. In: Archäologie in Berlin u. Brandenburg 1999 (2000): 46-47.

BERAN, J. (2001): Spätpaläolithische und mesolithische Funde der Rettungsgrabung Wustermark 22 im Havelland. Die Kunde N.F. 52: 173-188.

CZIELA, E. (2001): Feine Spitzen. Neufunde aus dem Bützsee bei Altfriesack, Landkreis Ostprignitz-Ruppin. Archäologie in Berlin u. Brandenburg 2000 (2001): 30-32.

GRAMSCH, B. (1965): Spätpaläolithische und mesolithische Baggerfunde aus der Wublitzrinne nordwestlich Potsdam. Veröff. Mus. Ur- u. Frühgesch. Potsdam 3: 8-23.

GRAMSCH, B. (1987): The Late Palaeolithic in the area lying between the River Oder and the Elbe/Havel. In: M. Burdukiewicz, & Kobusiewicz, M. (eds.): Late Glacial in Central Europe; Wrocław u.a.

MAY, J. (2000): Bodendenkmalschutz und archäologische Forschungen entlang der Wublitzrinne. In: Führer zu archäologischen Denkmälern in Deutschland 37. Potsdam, Brandenburg und das Havelland: 196-205; Stuttgart.

PASDA, C. (2001): Das Knochengesetz vom spätpaläolithischen Fundplatz Kleinlieskow in der Niederlausitz. Ein Essay zum steinzeitlichen Angelhaken. In: Zeit-Räume. Gedenkschrift für Wolfgang Taute: 397-408; Bonn.

#### Anschrift der Verfasser

Dr. Jonas Beran & Dipl. Rest. Andreas Kurzhals, Archäologie Manufaktur GmbH, Friedrich-Rumpf-Str. 15, D-14641 Wustermark

## Interdisziplinäre Forschungen zu Wasserstandsschwankungen der „Oberen Seen“ (Mecklenburg) in spätslawischer Zeit (Ende 10.-12. Jh.)

Fluctuations of the water level of the “Upper Lakes” (Mecklenburg, NE Germany) in late Slavonic time (10<sup>th</sup>-12<sup>th</sup> century AD) - an interdisciplinary study

RALF BLEILE

### Zusammenfassung

Interdisziplinäre Studien zu Wasserstandsschwankungen sind Bestandteil eines Forschungsprojektes zur Gewässernutzung, das naturwissenschaftliche, archäologische und historische Analysen einschließt. Forschungen vor und auf der „Kohlinsel“ im Plauer See geben Hinweise auf einen gegenüber heute 1,8 m niedrigeren Wasserstand im 11. Jh. und einen Wasserspiegelanstieg im 12. Jh., der zum Bau einer Brücke zur Insel führte.

### Summary

An interdisciplinary project that includes geological, geophysical, archaeological and historical investigations is analyzing use of water and man-made influences on lakes and rivers during the late Slavonic and early German period. After having done surveys in Lake Plauer See and archaeological excavations on the island „Kohlinsel“ one can say, that water level of Lake Plauer See in 11 century AD was 1,8 m lower than today and that during 12 century AD, when water level was rising, a bridge had to be built to reach the island.

## 1 Forschungsgebiet und Fragestellungen

### 1.1 Das Projekt „Gewässernutzung“

Seit März 2000 führt der Lehrstuhl für Osteuropäische Geschichte der Ernst-Moritz-Arndt-Universität Greifswald gemeinsam mit dem Landesamt für Bodendenkmalpflege Mecklenburg-Vorpommern mit Unterstützung der Deutschen Forschungsgemeinschaft, des Kultusministeriums Mecklenburg-Vorpommern und des Landesverbandes für Unterwasserarchäologie e.V. Studien zur Gewässernutzung in spätslawischer und frühdeutscher Zeit durch (BLEILE & LÜBKE 2001). Neben unterwasserarchäologischen, geologischen und geophysikalischen Prospektionen an verschiedenen archäologischen Fundplätzen im Gebiet der „Oberen Seen“ in Mecklenburg sollen Urkunden, Chroniken und Annalen ausgewertet werden, um Fragen der Besiedlungsveränderung infolge nachweisbarer Wasserstandsschwankungen, anthropogener Einflüsse auf die Gewässerlandschaft, der Binnenschifffahrt, der Fischerei, des Wassermühlenbaus und der möglichen Bedeutung größerer Gewässer für die gentilreligiösen Vorstellungen der Slawen zu klären.

### 1.2 Voraussetzungen und Schwerpunkte der Forschung

Die „Oberen Seen“ (Plauer See, Petersdorfer See, Recken, Malchower See, Fleesen See, Kölpin See und Müritz; mittlerer Wasserstand = 62,00 m üNN) stellen ein Gewässersystem mit einem einheitlichen Wasserstand dar, der Ergebnis des mittelalterlichen Wassermühlenbaus (Aufstauungen) und der neuzeitlichen Regulierungen (Kanalbau) ist. Die Elde mündet südlich von Vipperow in den Müritzarm und verläßt, nachdem sie alle genannten Gewässer durchflossen hat, bei Plau den Plauer See in Richtung Parchim. Der Fluss wird bereits in einer Urkunde des 10. Jhs. als Bistumsgrenze genannt: „*ab ortu vero fluminis, quod dicitur Eldia, ad occidentem, ubi idem flumen influit in Albiam*“ (MUB I, 14). Historische und geologische Untersuchungen zur Müritz weisen auf einen etwa 1 m niedrigeren Wasserstand in spätslawischer Zeit, vor dem Bau von Wassermühlen, hin (RUCHHÖFT 1999a, b, KAISER 1996, 1998, KAISER et al. 2002). Grabungen bei extremem Flachwasser vor der „Kohlinsel“ im Plauer See (Lkr. Parchim, Gemarkung Plau, Fpl. 36) lieferten Anhaltspunkte, den Wasserstand des Plauer Sees in spätslawischer Zeit um 1,5-2 m niedriger anzusetzen (RUCHHÖFT 1995, 1999b). Ehrenamtlich in der Bodendenkmalpflege tätige Sporttaucher machten seit 1996 auf die Existenz von Holzbefunden in mehr als 2 m Wassertiefe sowohl vor der „Kohlinsel“ als auch vor der Burgwallinsel Vipperow in der Kleinen Müritz (Lkr. Müritz, Gemarkung Vipperow, Fpl. 1; zusammenfassend zum Fundplatz: SCHOKNECHT 1993, BLEILE 2000) aufmerksam, was zur Auswahl dieser Fundplätze für interdisziplinäre Studien zu Wasserstandsschwankungen führte. Drei Kernfragen bilden den Gegenstand der Forschungen: 1) War der Wasserstand der Müritz und des Plauer Sees auch in spätslawischer Zeit annähernd gleich oder ist ein Gefälle nachweisbar? 2) Gibt es Anzeichen für Wasserstandsveränderungen innerhalb der spätslawischen Zeit (Ende 10.-12. Jh.)? 3) Sind anthropogene Einflüsse für Wasserstandsveränderungen vor dem durch schriftliche Quellen nachweisbaren Mühlenstau des 13. Jhs. verantwortlich? Dem Stand der Untersuchungen ist es geschuldet, daß an dieser Stelle nur der zweiten Frage nachgegangen werden kann.

## 2 Forschungsergebnisse zur „Kohlinsel“ im Plauer See

Die Untersuchungen konzentrierten sich auf Befunde vor dem Nord- und Ostufer der Insel, die Brückentrasse zum westlichen Festland und auf die Insel selbst (Abb. 1). Durch Taucher wurden auf dem Seegrund sichtbare Hölzer gezeichnet und gefilmt, markierte Brückenpfähle eingemessen und kleine Sondagen zur Klärung der Profile eingebracht. Aufschlüsse über die Beschaffenheit des Seegrundes lieferte ein Hoch- und Niederfrequenzsonar (K. STORCH, Jena), und auf der Insel sowie im Flachwasser vor dem Nordufer erfolgten Messungen des Erdmagnetfeldes (B. ULRICH & C. MEYER, Leipzig). Bohrungen auf der Insel wurden durch 5 Sondagen von 1 x 2 m bis 2 x 3 m Größe ergänzt, wobei die Mächtigkeit der Kulturschichten und ihre Datierung zu klären waren. Dabei konnte ein Profil für naturwissenschaftliche Untersuchungen geborgen werden (Sedimentologie: K. KAISER, Greifswald; Pollenanalyse: T. SCHOKNECHT, Kleinmachnow; Makrorestanalyse: A. AHLSEBEN, Kiel; AMS-Datierung, Kiel).

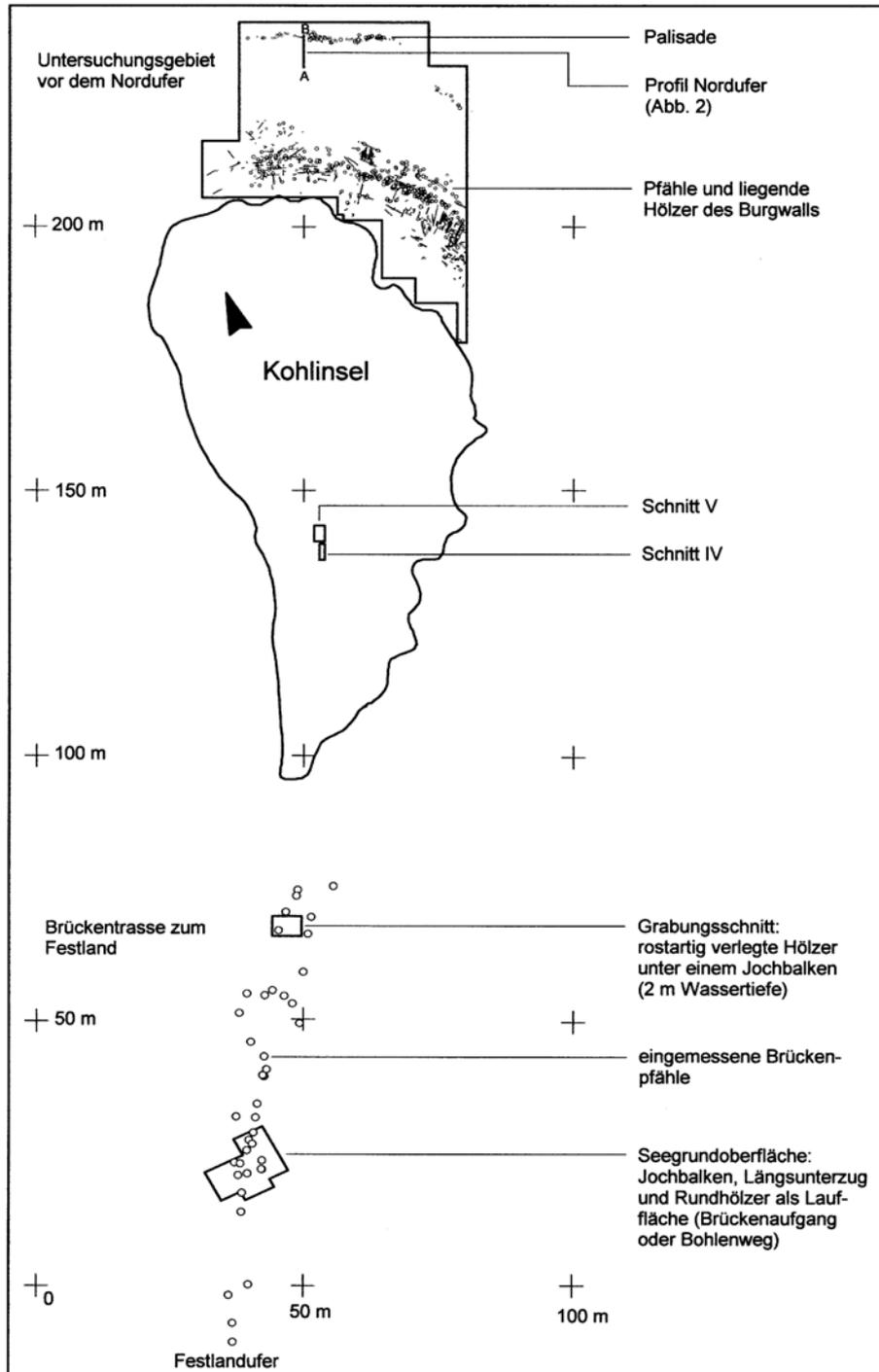


Abb. 1: Plauer See, Kohlinsel. Ausgewählte Befunde und Grabungsschnitte.

## 2.1 Burgwall und Palisade

Auf dem Seegrund vor dem Nord- und Ostufer der Insel ist eine Burgwallfront in Holzkastenkonstruktion in einer Wassertiefe bis 0,8 m (61,2 m üNN; Abb. 1) erhalten, deren Konstruktion Übereinstimmungen mit Befunden von Parchim-Löddigsee, Dobin und Behren-Lübchin aufweist (KEILING 1994, ETTTEL & MEYER 2000, SCHULDT 1965). Datierte Holzproben aus dem Wasser und aus den Schnitten IV und V auf der Insel belegen mehrere Reparaturen/Bauphasen des Burgwalls (1095-1132 ± WK; es wurden nur Ergebnisse mit Waldkante oder Kern-Splint-Grenze berücksichtigt; alle Daten n.Chr.; Dendrochronologie: U. HEUBNER, Berlin). Etwa 20 m vor der Burgwallfront befinden sich 10 cm starke Eichen- und Birkenpfähle einer Palisade (Abb. 1), die an einer Uferkante stand (Abb. 2). Ein Eichenpfahl datiert in das Jahr 1089, was für eine vorzeitige oder gleichzeitige Existenz der Palisade und der ersten Burgwallphase spricht. Hölzer der Palisade waren ausschließlich vor dem Nord- und Ostufer der Insel zu sehen. Das nordwestliche, westliche und südwestliche Ufer wiesen keine Befunde auf. Neben dieser Beobachtung sprechen auch die oft <10 cm dünnen Birkenpfähle nicht für einen fortifikatorischen Charakter. Es muß davon ausgegangen werden, daß die Palisade (heute 1,7-2,1 m Wassertiefe, 59,9-60,3 m üNN) als Uferschutz unmittelbar an der Uferkante an der dem See zugewandten Seite der Insel errichtet wurde. Die Kulturschicht dünnt zur Palisade hin aus und endet an der Uferböschung (Abb. 2). Sie liegt auf einer Kalkmudde auf, die vor der Uferkante den Seegrund bildet.

Bohrungen auf der Insel erbrachten an mehreren Stellen Torfe, die nach den Ergebnissen der Grabungsschnitte als Kulturschichten anzusprechen sind. Im Schnitt V war diese Kulturschicht bis 59,93 m üNN zu verfolgen. In dieser Tiefe lagen dünne, anthropogen eingebrachte Hölzer. Die Fundamente einer älteren Burgwallphase (1095-1121 ± 10) befanden sich in diesem Schnitt bei 60,32-61,33 m üNN und Hölzer einer jüngeren Phase (1132 ± Wk) bei 61,47-61,85 m üNN. Eine Bohrung 0,8 m neben Schnitt V zeigt in etwa 59,7 m üNN einen Feinsand unter einer torfigen Schicht.

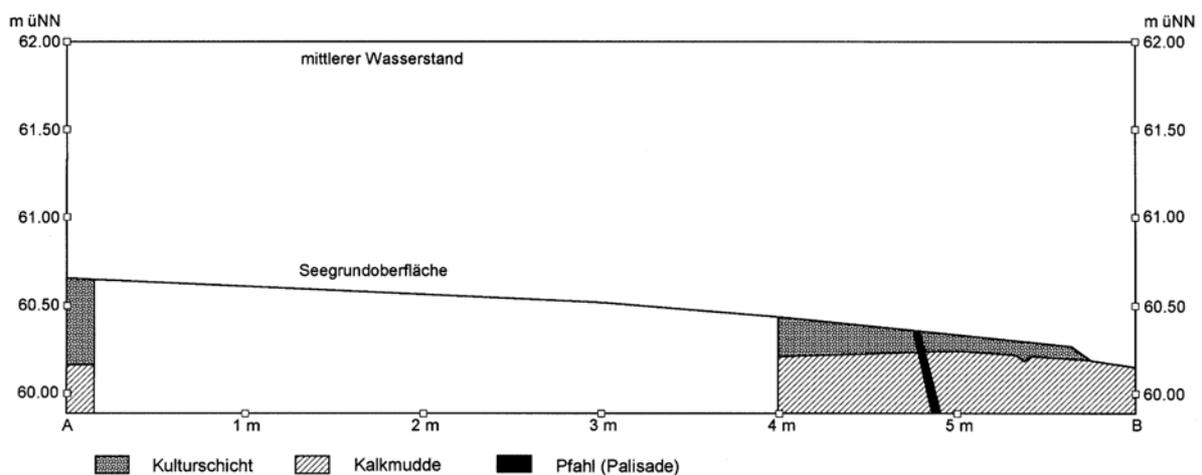


Abb. 2: Plauer See, Kohlinsel. Profil vor dem Nordufer (vgl. Abb. 1).

## 2.2 Brückentrasse

Zwischen der südwestlichen Inselfspitze und dem gegenüberliegenden Festland wurden mehrere hundert Pfähle beobachtet, die unmittelbar vor dem Festlandufer noch innerhalb des Schilfgürtels beginnen und etwa 20 m vor der Insel enden (Trassenlänge: 86 m, größte Trassenbreite: 11,4 m, Abb. 1). In 1,5-2 m Wassertiefe liegen bearbeitete Hölzer auf dem Seegrund teilweise in einem Konstruktionsverband. Eine Konstruktionseinheit vor dem Festlandufer besteht aus einem Jochbalken, einem Längsunterzug und dünnen Hölzern eines Belages. Die Konstruktion weist auf einen Brückenaufgang oder einen Bohlenweg hin (zum Befund: BLEILE 1999, zur Lage siehe Abb.1). Der Jochbalken konnte dendrochronologisch um/nach 976 datiert werden (Eiche ohne Kern-Splint-Grenze). Vor dem Inselufer befand sich in 2 m Wassertiefe auf dem Seegrund ein weiterer Jochbalken unter dem in einem Grabungsschnitt rostartig liegende Rundhölzer in mindestens drei übereinandergeschichteten Lagen angetroffen wurden. Neben ein Jochbalkenende der untersten Schicht war ein dünnes, mit einem Beil ausgekehltes Rundholz gelegt worden. Seine Bearbeitung spricht dafür, daß die Hölzer nicht verstürzt, sondern absichtlich verlegt wurden. Sie können deshalb nicht mit einer Brücke, sondern eher mit einem Bohlenweg in Verbindung stehen. Zwei liegende Hölzer aus diesem Schnitt wurden 1072 und 1078 gefällt. Die aus dem Seegrund herausragenden beprobten Pfähle sind jünger. Der älteste Pfahl datiert 1131 ± 10 und steht in der Mitte der Brückentrasse. Alle anderen Proben datieren in den Zeitraum von 1167-1190 ± 10, wobei 53 % der Ergebnisse die Fälljahre 1180-1182 ± WK belegen.

Die Dokumentationsergebnisse weisen auf Bohlenwege in den Uferbereichen des Festlandes und der Insel im 10. und 11. Jh. hin, die sich heute im und auf dem Seegrund bis in 2 m Wassertiefe befinden. Die sichtbaren Pfähle gehören zu einer Brückenanlage, die frühestens 1131 ± 10, in ihrer gesamten Länge wohl erst in der zweiten Hälfte des 12. Jhs. erbaut wurde.

### 2.3 Aussagen zum Wasserstand in spätslawischer Zeit

Uferböschung, Palisade und auslaufende Kulturschicht belegen eine Uferlinie in 1,7-1,9 m Wassertiefe (60,1-60,3 m üNN) um das Jahr 1089. Die Palisade weist auf einen notwendigen Uferschutz hin, was zwei Schlüsse zuläßt: a) Eine an dieser Stelle existierende Insel war nach einem Wasserspiegelanstieg auf 60,1-60,3 m üNN durch Wellenschlag gefährdet, so daß eine künstliche Uferbefestigung notwendig wurde. b) An dieser Stelle gab es ursprünglich keine Insel und die Kulturschichten wurden künstlich eingebracht. Die dadurch entstandene Insel war durch Wellenschlag gefährdet und das Ufer mußte befestigt werden. Schluß a) würde einen niedrigeren Wasserstand zum Beginn der Besiedlung im 10. Jh. bedingen. Im Verlauf des 12. Jhs. ist ein Wasserspiegelanstieg zu verzeichnen, der eventuell den Neubau des Burgwalls, in jedem Fall aber den Bau einer Brücke notwendig machte. Für das Gebiet der „Oberen Seen“ ist festzustellen, daß der Wasserspiegel in spätslawischer Zeit keine Fixgröße ist, sondern das innerhalb dieser 200 Jahre für die Besiedlung der Ufergebiete, Halbinseln und Inseln erhebliche Veränderungen eintraten.

## 3 Literaturverzeichnis

- BLEILE, R. (1999): Slawische Brücken in Mecklenburg-Vorpommern. Bodendenkmalpflege in Mecklenburg-Vorpommern 46, Jahrbuch 1998: 127-169.
- BLEILE, R. (2000): Unterwasserarchäologische Voruntersuchungen an der Burgwallinsel Vipperow in der Müritz mit dem Fund eines Einbaumes. Archäologische Berichte aus Mecklenburg-Vorpommern 7: 151-157.
- BLEILE, R. & LÜBKE, C. (2001): Gewässernutzung in spätslawischer und frühdeutscher Zeit. Untersuchungen am „castrum cuscin“ im Plauer See. Nachrichtenblatt Arbeitskreis Unterwasserarchäologie 7, 2000: 55-58.
- ETTEL, P. & MEYER, C. (2000): Die Burg von Dobin. Vorbericht zur geomagnetischen Prospektion und Sondagegrabung 1999/2000. Archäologische Berichte aus Mecklenburg-Vorpommern 7: 139-150.
- KAISER, K. (1996): Zur hydrologischen Entwicklung mecklenburgischer Seen im jüngeren Quartär. Petermanns Geographische Mitteilungen 140: 323-342.
- KAISER, K. (1998): Die hydrologische Entwicklung der Müritz im jüngeren Quartär – Befunde und ihre Interpretation. Zeitschrift für Geomorphologie N.F., Suppl.-Bd. 112: 143-176.
- KAISER, K., SCHOKNECHT, T., PREHN, B., JANKE, W. & KLOSS, K. (2002): Geomorphologische, palynologische und archäologische Beiträge zur holozänen Landschaftsgeschichte im Müritzgebiet (Mecklenburg-Vorpommern). Eiszeitalter und Gegenwart 51: 15-32.
- KEILING, H. (1994): Forschungsergebnisse von der slawischen Marktsiedlung Parchim (Löddigsee). In: Zur slawischen Besiedlung zwischen Elbe und Oder. Beiträge für Wissenschaft und Kultur 1: 84-99; Neumünster.
- MUB I: Mecklenburgisches Urkundenbuch Band I. 1863; Schwerin.
- RUCHHÖFT, F. (1995): 1170-1995. 825 Jahre Quetzin. Ein Dorf im Wandel der Jahrhunderte; Plau am See.
- RUCHHÖFT, F. (1999a): Der Wasserstand der „Oberen Seen“ in Mecklenburg in Mittelalter und früher Neuzeit. Archäologische Berichte aus Mecklenburg-Vorpommern 6: 195-208.
- RUCHHÖFT, F. (1999b): Der Wasserstand der „Oberen Seen“ in Mecklenburg in historischer Zeit. Nachrichtenblatt Arbeitskreis Unterwasserarchäologie 5: 36-39.
- SCHOKNECHT, U. (1993): Neue Funde und Befunde von der jungslawischen Burgwallinsel Vipperow, Kreis Röbel. Bodendenkmalpflege in Mecklenburg-Vorpommern, Jahrbuch 1992: 213-260.
- SCHULDT, E. (1965): Behren-Lübchin. Eine spätslawische Burganlage in Mecklenburg. Deutsche Akademie der Wissenschaften zu Berlin, Schriften der Sektion für Vor- und Frühgeschichte 19; Berlin.

### Anschrift des Verfassers

Ralf Bleile M.A., Universität Greifswald, Historisches Institut, Lehrstuhl Osteuropäische Geschichte, Domstraße 9a, D-17489 Greifswald

## **Ein See in der Mittelsteinzeit. Interdisziplinäre Forschungen auf dem mesolithisch-frühneolithischen Fundplatz bei Rothenklempenow in Vorpommern**

A lake in the Mesolithic. Interdisciplinary investigations on a Mesolithic-Neolithic site near  
Rothenklempenow, Vorpommern (NE Germany)

CHRISTIAN BOGEN

### **Zusammenfassung**

Die mesolithische und frühneolithische Seeuferstation Latzigsee bei Rothenklempenow liegt in der Uecker-münder Heide in Nordostdeutschland. Während der archäologischen Untersuchungen zwischen 1983 und 1993 konnten Siedlungsstrukturen untersucht und ein herausragendes Fundmaterial geborgen werden. Bei den letzten Ausgrabungen im Jahre 1999 fanden außerdem umfangreiche geologische, botanische und zoologische Untersuchungen statt. Auf diese Weise konnte die chronologische Einordnung der Funde sowohl palynologisch als auch durch AMS-<sup>14</sup>C-Datierungen und stratigraphische Beobachtungen abgesichert werden. Außerdem lieferte die wissenschaftliche Zusammenarbeit erste Informationen zur Vegetationsentwicklung im Spätglazial und frühem Holozän in der Region, darüber hinaus aber auch neue Kenntnisse zur ältesten menschlichen Besiedlung des Holozäns.

### **Summary**

The Mesolithic and Early Neolithic lakeshore site on the Lake Latzigsee near Rothenklempenow is situated in the Uecker-münder Heide in Northeast Germany. During the archaeological investigations between 1983 and 1993 settlement structures and an important artefact material of flint, bone, antler, and wood has been excavated. Last excavations took place in 1999 and included intensive geological, botanical and zoological researches. In this way it was possible, to date the finds in comparison of pollen analysis, AMS-<sup>14</sup>C-dating and stratigraphical observations. Furthermore the scientific teamwork provided first information about the development of Late Pleistocene and the Early Holocene vegetation and fauna in this region, but also new knowledges about the oldest human settlement of the Holocene.

### **1 Einleitung**

Bereits zwischen 1983 und 1993 wurden auf dem mesolithisch-frühneolithischen Fundplatz durch S. SCHACHT (Lübstorf) umfangreiche Grabungen auf zwei jungmesolithischen Siedlungsstationen durchgeführt. Parallel dazu erfolgten in mehreren Schnitten Untersuchungen in der Verlandungszone eines Seeufers, die ein außerordentliches Fundspektrum lieferten, welches die Zeitspanne vom Präboreal bis zum Atlantikum/Subboreal umfasst. Das geborgene Fundmaterial beinhaltet neben zahlreichen Flintartefakten ein umfangreiches Knochen- und Geweihinventar, zu denen neben den Resten der Jagdbeute Werkzeuge, Waffen und Kunstobjekte gehören. Ebenso wurde der Fischfang nicht allein durch Fischwirbel und -schuppen repräsentiert, sondern auch durch Netzschwimmer aus Kiefernrinde und Netzreste aus Weiden- und Eichenbast. Zu den herausragenden Befunden dieser Grabungen zählt das vollständige Skelett einer als sitzender Hocker bestatteten Frau aus der Mitte des 6. Jahrtausends B.C. (SCHACHT 1993, BACH & BRUCHHAUS 1995).

1999 konnten die Untersuchungen mit Unterstützung des Archäologischen Landesmuseums Mecklenburg-Vorpommern und der Archäologischen Gesellschaft für Mecklenburg-Vorpommern e.V. wieder aufgenommen werden. Forschungsschwerpunkt dieser Grabungskampagne war die Gewinnung neuer Kenntnisse zum zeitlichen Ablauf der Verlandungsabfolge der Uferzone. Aus diesem Grund wurde bereits im Vorfeld der Geländearbeit eine Zusammenarbeit mit dem Geographischen Institut der Universität Greifswald vereinbart, so daß parallel zu den archäologischen Ausgrabungen umfangreiche sedimentologische Untersuchungen und Beprobungen durch K. KAISER (Greifswald) vorgenommen wurden. Außerdem erfolgte im Sommer 2000 eine komplette Bodenkartierung des Fundplatzes. Die entnommenen Proben wurden durch E. ENDTMANN (Nordhausen), S. JAHNS (Wünsdorf) und W. JANKE (Greifswald) palynologisch und auf pflanzliche Makroreste untersucht; N. BENECKE (Berlin) ist die archäozoologische Auswertung des umfangreichen Knochenmaterials zu verdanken (SCHACHT & BOGEN 2001, KAISER et al. 2001).

## 2 Topographie und Lithologie des Fundplatzes

Der Fundplatz befindet sich im südlichen Teil der Ueckerländer Heide, ca. 3 km nördlich der Gemeinde Rothenklempenow (Abb. 1). Dabei liegen die zwei jungmesolithischen Siedlungsplätze auf einem glazifluvial aufgeschütteten Rücken (Mittel-, Grobsande, Kieslagen), der sich entlang des Nordwest-Ufers des Latzigsees erstreckt. Durch die komplette Abbohrung des Fundplatzes konnten außerhalb der heutigen Uferlinie weitere Torflagen kartiert werden. Außerdem wurden an fünf Stellen Silikatmudden erfasst, die von Seesanden bedeckt waren. Nach Aussage der in den Mudden enthaltenen Pollen bestanden diese kleinen tümpelartigen Gewässer in der Jüngeren Dryas.

Der in Verlandung begriffene Latzigsee selbst ist das Relikt einer tief eingeschnittenen Schmelzwasserabflußrinne. Dementsprechend wird der Uferbereich des Sees von einer stark gegliederten und von Seespiegelschwankungen geprägten Verlandungssedimentation bestimmt, die sich aus Sanden, Mudden und Torfen aufbaut.

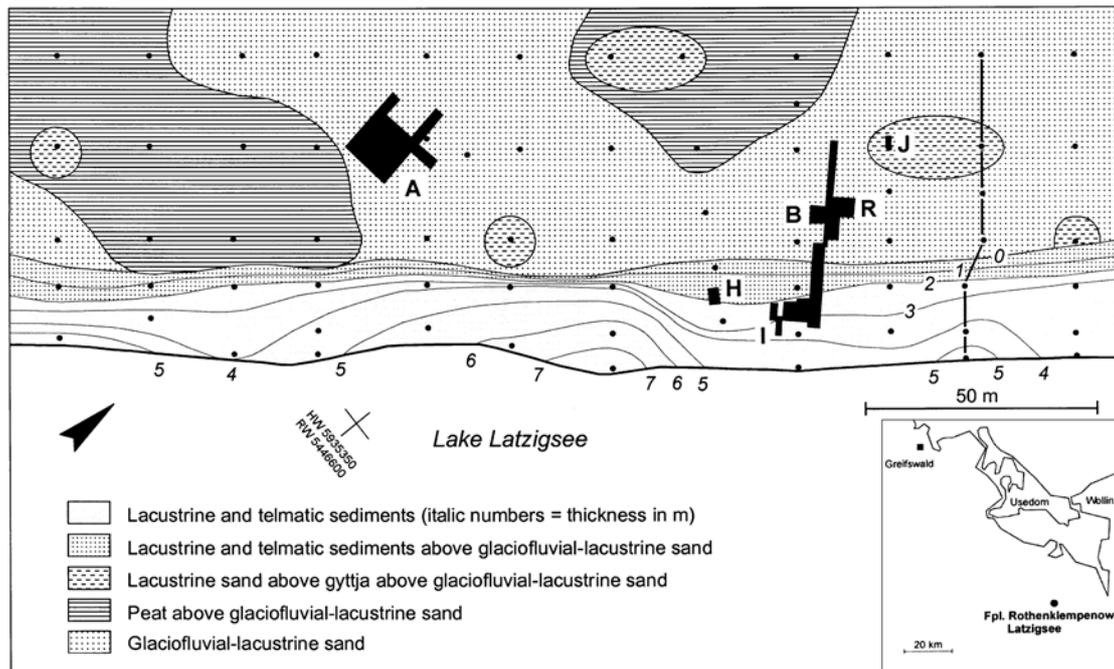


Abb. 1: Topographie und Lithologie des Fundplatzes (nach K. KAISER). Schwarz: untersuchte Flächen; A, B: Siedlungsplätze; H, I, R: archäologische Schnitte 1999; J: geologische Sondage.

## 3 Untersuchungen auf der jungmesolithischen Siedlungsfläche

Bereits durch die vorangegangenen Grabungskampagnen konnten zwei ca. 100 m auseinander liegende Siedlungsstationen (Siedlungen A und B) untersucht werden. Dabei wurden neben Vorrats- und Abfallgruben, Werk- und Schlachtplätzen auch zahlreiche Feuerstellen und ein windschutzartiger Unterstand freigelegt. Ebenso lieferten die beiden Wohnplätze ein reichhaltiges Fundmaterial an Knochen- und Flintartefakten.

Auch bei den 1999 durchgeführten Ausgrabungen wurde es notwendig, eine Fläche im Bereich der Siedlung B zu untersuchen, da hier Viehtritt zu einer ernsthaften Gefährdung des Fundhorizontes geführt hatte. In diesem nur 16 m<sup>2</sup> messenden Schnitt R konnten vier Feuerstellen und eine Grube aufgedeckt werden, wobei letztere mit den Abfällen verfüllt war, die bei der Herstellung von Feuersteingeräten anfielen.

Wenn auch das Gros der Flintartefakte formenkundlich in das jüngere Mesolithikum (Atlantikum) verweist, so tauchen doch einige wenige Flintgeräte auf, die typologisch in ältere, d.h. präboreale bzw. frühboreale Abschnitte der Mittelsteinzeit datieren. Möglicherweise sind diese die Relikte ältermesolithischer Wohnplätze die erosiv zerstört oder durch die jüngeren Siedlungsaktivitäten überprägt wurden.

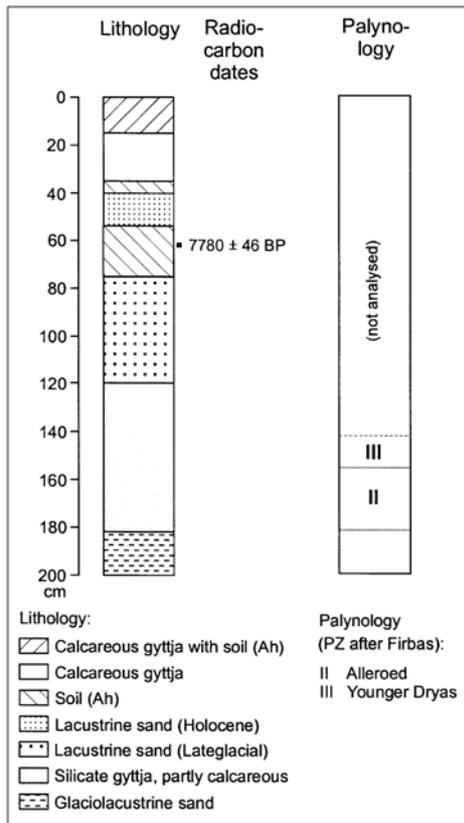
Die jungmesolithische Fundschicht wird von einem ca. 30 cm mächtigen und durch Pflügen und Melioration stark degradierten Anmoor bedeckt. Aus dieser Schicht stammen zahlreiche Flintartefakte und Keramikscherben des frühen Neolithikum. Jedoch werden die jüngsten agrarischen Bodeneingriffe wohl letztendlich zur Zerstörung eventuell noch vorhandener frühneolithischer Siedlungsstrukturen geführt haben.

## 4 Untersuchungen in der Uferzone

Die archäologischen Ausgrabungen im unmittelbaren Uferbereich des Latzigsees und die daran anknüpfenden naturwissenschaftlichen Untersuchungen erfolgten in zwei Schnitten. Dabei wurde der 2 x 3 m messende Schnitt H auf einer Anhöhe angelegt, die ehemals spornartig in den See ragte. Der 4 m lange und 1 m breite Schnitt I

orientierte sich an den Untersuchungsflächen der vorangegangenen Grabungskampagnien, mittels derer bereits eine mesolithische Zugangsstelle zum See erfaßt worden war. Während in letztgenanntem Schnitt anhand einer durchgehenden Profilsäule die vegetationsgeschichtlichen und lithologischen Untersuchungen vorgenommen werden konnten, sind im Schnitt H bisher nur die unteren Schichten palynologisch bestimmt worden. Ebenso beschränken sich die archäozoologischen Untersuchungen des geborgenen Knochenmaterials z. Z. auf den Schnitt I.

#### 4.1 Schnitt H



Die Sedimentation beginnt an der Basis mit einem glazigenen Sand, welcher kein Fundmaterial enthielt (Abb. 2). Das Pollenspektrum einer aufliegenden und ebenfalls fundfreien Silikatmudde datiert diese in das Allerød und in die Jüngere Dryas. Der Silikatmudde folgen Seesande, dabei bleibt jedoch bisher unklar, in welcher Tiefe sich der Übergang von der Jüngeren Dryas zum Präboreal vollzog. Auch die aus diesen Lagen stammenden wenigen und aussagearmen Flintartefakte und Knochenfragmente lassen eine präzise chronologische Einordnung der Sedimentation nicht zu. Das Absinken des Wasserspiegels markiert eine Bodenbildung, aus der ebenfalls archäologisches Fundmaterial geborgen werden konnte. Die <sup>14</sup>C-Datierung des Fragmentes einer Geweihhacke lieferte ein Datum von 7780 ± 46 BP (KIA-12483) und verweist damit den ehemaligen Ah-Horizont in das ältere Atlantikum. Eine Transgression des Sees hat die erneute Sedimentation von Sanden zur Folge, aus der eine reichhaltige Artefaktkollektion des jüngeren bis späten Mesolithikum gewonnen werden konnte. Ein weiterer und fundfreier Ah-Horizont wird von einer Kalkmudde bedeckt, die wieder einen Anstieg des Wasserspiegels anzeigt. Diese Schicht enthielt ein umfangreiches aber umgelagertes Mischinventar aus Artefakten des späten Mesolithikum und frühen Neolithikum.

Abb. 2:  
Schnitt H: Lithologie (nach K. KAISER) und Palynologie (nach W. JANKE).

#### 4.2 Schnitt I

Die interdisziplinäre Zusammenarbeit, die sich auf umfangreiche Untersuchungen in diesem Schnitt konzentrierte, lieferte anregende Vergleichs- und Diskussionsmöglichkeiten zur Sedimentations- und Vegetationsentwicklung in Bezug auf Wasserspiegelschwankungen und die Anwesenheit von Mensch und Tier. Gleichzeitig zeigten aber auch die mitunter auftretenden Unstimmigkeiten zwischen palynologisch und <sup>14</sup>C gestützter Datierung, daß an einem bewegten Seeufer mit erosiv bedingten Hiatus und weiteren Umlagerungsprozessen in der Sedimentabfolge zu rechnen ist, die eine stratigraphisch-chronologische Einordnung des Fundmaterials erschweren. Inwieweit die genannten Vorgänge, aber auch Veränderungen im Vegetationsspektrum, auf anthropo- oder zoogene Einflüsse zurückzuführen sind, können erst weitere detaillierte Untersuchungen auf dem Fundplatz klären.

An der Basis des Schnittes konnten eine Organo- und Kalkmudde dokumentiert werden, welche keine archäologischen Funde enthielten und pollenanalytisch in die Jüngere Dryas datiert werden (Abb. 3). In der Kalkmudde vollzieht sich der Wechsel zum älteren Präboreal, in dessen weiteren Verlauf es zur Akkumulation einer Silikatmudde kommt, die von einem „Seesand“ bedeckt wird. Aus den genannten Straten konnten die ältesten Artefakte geborgen werden, wobei die Fundzahlen im jüngeren Präboreal deutlich zunehmen. Während ein <sup>14</sup>C-Datum von 9335 ± 42 BP gegenüber der altpreborealen palynologischen Datierung entschieden zu jung erscheint, weist die Datierung eines intakten Rehbockschädels von 9312 ± 43 BP (KIA-12480) gute Übereinstimmungen mit dem pollenanalytischen Befund auf. Nach dem Pollenspektrum war der damalige Siedlungsplatz von einem lichten Kiefern-Birken-Wald bestanden, für das jüngere Präboreal konnte die Haselnuß am Platz nachgewiesen werden. Unter dem geborgenen Knochenmaterial dominieren Rothirsch und Reh, ferner treten Elch, Wildschwein und Ur auf; im jüngeren Präboreal sind bereits Sumpfschildkröte und der Hund anwesend.

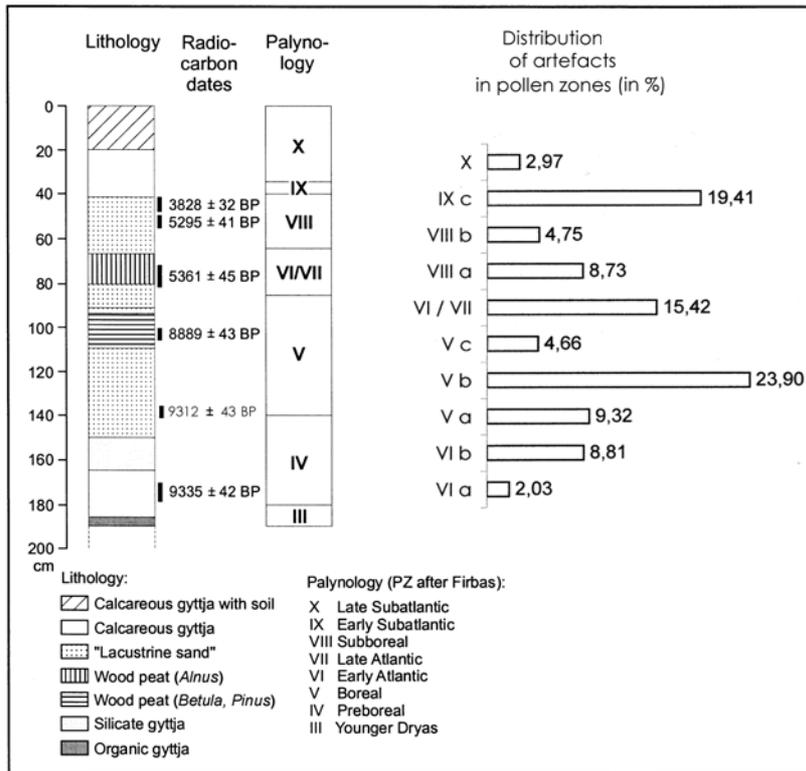


Abb. 3:  
Schnitt I: Lithologie  
(nach K. KAISER), Palynologie  
(nach E. ENDTMANN) und  
Verteilung der Artefakte in  
Pollenzonen in %.

Die Sedimentation von Sanden setzt sich zunächst im Boreal fort. Im mittleren und jüngeren Boreal kommt es zur Ablagerung eines Birken-Kiefern-Torfes, dessen Genese im ausgehenden Boreal endet und worauf erneut eine Sandsedimentation stattfindet. Allgemein erbrachten die borealen Schichten sehr hohe Fundfrequenzen, die im mittleren Boreal kulminieren und im Jungboreal wieder stark zurückgehen. Bemerkenswert ist dabei der Umstand, daß sich die Artefakte in der oberen Sandlage unterhalb des Torfes konzentrierten, während letzterer fast fundleer war. Erst in der aufliegenden Sandstrate des ausgehenden Boreals nehmen die Fundzahlen wieder leicht zu. Möglicherweise führte die Abwesenheit des Menschen zur Etablierung eines Birken-Kiefern-Bruchwaldes, andererseits mied man vielleicht auch das Seeufer wegen seiner eingeschränkten Begehrbarkeit. Zu den herausragenden Funden zählen das Fragment einer Axt aus schädelechtem Rothirschgeweih (Abb. 4a), ein an der Wurzel durchbohrter Eckzahn vom Fuchs (Abb. 4c) und eine geglättete Knochenspitze, die zur Bewehrung eines Speeres o.ä. diente (Abb. 4b). Das Spektrum der nachgewiesenen Tierarten verändert sich gegenüber dem Präboreal kaum, hinzu kommen Hase und Fuchs.

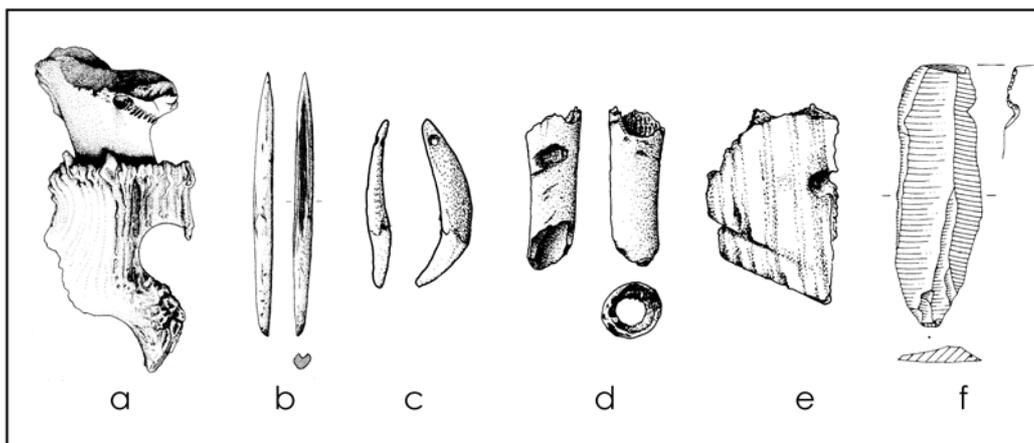


Abb. 4: Artefakte aus Schnitt I: Fragment von Axt aus Rothirschgeweih (a); Knochenspitze (b); durchbohrter Eckzahn vom Fuchs; Fragment von Knochenflöte(?) (d); Fragment von Netzschwimmer aus Kiefernrinde (e); gekerbte Flintklinge (f). Maßstab: a, b = 1:4; c-f = 1:2. Zeichnung: U. RICKMANN, R. KONCZAK.

Die Erwärmung im Atlantikum führt auch am Latzigsee zur Entstehung eines Erlen-Bruchwaldes und damit zur Ausprägung eines entsprechenden Torfes. Auch hier konzentrieren sich die Funde wieder in den unter- und überlagernden Sanden, hingegen bleibt der Torf selbst fast fundfrei. In dem jungmesolithischen Fundensemble überwiegen nun die Flintartefakte gegenüber den Stücken aus organischen Materialien. Zu letzteren gehört das mutmaßliche Fragment einer Flöte (Abb. 4d).

Die Akkumulation von Sanden setzt sich auch im Subboreal fort und lieferte ein spätmesolithisch bis frühneolithisches Inventar (Abb. 4e, f). Seinen oberen Abschluß findet die Schichtenfolge mit einer Kalkmudde, die analog zu Schnitt H - eine umgelagerte und vermischte Fundkollektion aus dem Spätmesolitikum bzw. Frühneolithikum barg.

Die jüngsten Forschungsergebnisse unterstreichen erneut die überregionale Bedeutung des Fundplatzes für die spät- und nacheiszeitliche Landschaftsentwicklung einerseits und die älteste Besiedlungsgeschichte des Holozäns andererseits. Deshalb wäre es wünschenswert, wenn die vorerst eingestellten wissenschaftlichen Untersuchungen am Latzigsee fortgesetzt werden könnten.

## **5 Literaturverzeichnis**

- BACH, A. & BRUCHHAUS, H. (1995): Das Skelett aus dem Schachtgrab von Rothenklempenow. Bodendenkmalpflege in Mecklenburg, Jahrbuch 1994: 27-54.
- KAISER, K., ENDTMANN, E., BOGEN, C., CZAKÓ-PAP, S. & KÜHN, P. (2001): Geoarchäologie und Palynologie spätpaläolithischer und mesolithischer Fundplätze in der Ueckermünder Heide, Vorpommern. Zeitschrift für geologische Wissenschaften 29: 233-244.
- SCHACHT, S. (1993): Ausgrabungen auf einem Moorfundplatz und zwei Siedlungsplätzen aus dem Mesolithikum/Neolithikum im nördlichen Randowbruch bei Rothenklempenow, Kr. Pasewalk. Vorbericht. Ausgrabungen und Funde 38: 111-119.
- SCHACHT, S. & BOGEN, C. (2001): Neue Ausgrabungen auf dem mesolithisch-neolithischen Fundplatz am Latzig-See bei Rothenklempenow, Lkr. Uecker-Randow. Archäologische Berichte aus Mecklenburg-Vorpommern 8: 5-21.

### **Anschrift des Verfassers**

Christian Bogen, M.A., Pfaffendorfer Str. 14, D-04105 Leipzig, e-mail: christianbogen@aol.com

## **Archäologische Indizien für natürliche und künstliche Wasserspiegelveränderungen in nordostdeutschen Urstromtälern während des Holozäns**

Archaeological indications for natural and artificial changes of groundwater levels in the NE German ice-marginal valleys during the Holocene

BERNHARD GRAMSCH

### **Zusammenfassung**

Im Berliner und im Baruther Urstromtal liegen archäologische Indizien für natürlich und künstlich bedingte Grundwasserstands-Schwankungen während des Holozäns vor. Am steinzeitlichen Moorgrabungsplatz Friesack im Berliner Tal markieren sich Wasserstände mit Sedimenten und Humotorflagen, während Brunnenanlagen der Eisenzeit im Fiener Bruch im Baruther Tal sowie des Mittelalters in der Altstadt von Friesack am Berliner Tal ehemals weit über dem gegenwärtigen Niveau liegende Grundwasserhochstände anzeigen. Im Berliner Tal ist während des Holozäns ein natürlicher Grundwasseranstieg von ca. 2,5-3,0 m belegt, während die künstliche Absenkung im 17./18. Jh. hier ca. 3 m ausmachte.

### **Summary**

In the Berlin and Baruth ice marginal valleys there are archaeological indications for naturally resp. artificially caused changes of groundwater-levels. At the Stone Age bog-site Friesack in the Berlin valley the different waterlevels are marked by sediments and layers of humificated peat whereas an Iron Age well in the Fiener Bruch of the Baruth valley and medieval wells in the ancient town of Friesack are indicating former groundwater-levels far above the recent niveau. In the Berlin valley there is proof for a natural rise of groundwater-level of ca. 2,5-3,0 m in the Holocene, but the artificial lowering of the 17./18. centuries in the area was in the range of ca. 3 m.

### **1 Einführung**

Brunnenanlagen aus ur- und frühgeschichtlicher Zeit, ja bis in die jüngste Vergangenheit, sind vorzüglich geeignet, zur Rekonstruktion von Grundwasserspiegeländerungen herangezogen zu werden, seien letztere nun natürlich oder künstlich verursacht. Brunnenanlagen sind ja - im Unterschied zur Zisterne - auf Wassergewinnung aus dem Grundwasser ausgerichtet, und eine solche Anlage macht nur Sinn, wenn auch wirklich nutzbares Grundwasser vorhanden ist. Wenn sich im Laufe der Zeit die Spiegelhöhe des Grundwassers änderte, mußte ein bestehender Brunnen darauf neu eingerichtet, also umgebaut werden, oder es wurde - und das war übrigens aus wohl bautechnischen Gründen zumeist der Fall - ein neuer Brunnen angelegt. Die Sedimente in Brunnenanlagen lassen fast immer gute Rückschlüsse auf den Grundwasserstand und seine Schwankungshöhe zu. In Holz gebaute Brunnen gibt es in Deutschland ab dem Neolithikum, neuerdings bereits ab der bandkeramischen Zeit ca. 6500 uncal. BP; besonders häufig sind solche Brunnen in germanischen und slawisch-mittelalterlichen Siedlungen, auch in deutsch-mittelalterlichen Städten und Dörfern. In der germanischen Siedlung von Dallgow, Landkreis Havelland, waren beispielsweise 24 hölzerne Brunnen erhalten, die sich auf den Zeitraum von ca. 100 bis 400 AD verteilen (SCHÖNEBURG 1996). Es zeigt sich hier, gültig natürlich nur für den lokalen Raum, zunächst ein Abfall des Grundwassers um ca. 0,5 m, dann Wiederanstieg auf die vorige Höhe und schließlich um ca. 350 AD ein Anstieg um weitere 0,5 m. Ein weiteres instruktives Beispiel bildet die Abfolge von Brunnen und Vorratsgruben(tiefen) für den Zeitraum einer germanisch-slawischen Besiedlung in ehemals Tornow, Landkreis Oberspreewald-Lausitz, vom 3. bis zum 12. Jh. AD (LANGE 1973, HERRMANN 1973). Hier ergab sich ein Grundwasser-Hochstand für das 3. Jh., danach ein Abfall und Stagnation bis in das 9. Jh., dann ein Anstieg bis um etwa 1000 AD, danach noch einmal ein Abfall. Die Schwankungsbreite lag insgesamt bei ca. 1 m, was für das Flachland nicht unbeträchtlich ist.

### **2 Befunde im Berliner und Baruther Urstromtal**

Für das eigentliche Thema dieses Beitrages spielen holzgefaßte Brunnen ebenfalls eine wichtige Rolle, hier nun für die Frage von ehemaligen Grundwasserständen, die noch bis in die Neuzeit vorhanden waren. Die westlichen Abschnitte des Berliner und des Baruther Urstromtals, die jeweils in das Elbtal einmünden, sind nach im 17./18. Jh. AD durchgeführten Kultivierungen auch noch heute von teilweise mächtigen organischen Bildungen erfüllt, die auf Gewässerverlandung und Versumpfung zurückgehen. Ziel der Kultivierungen war unter anderem, die Wasser- und Grundwasserstände abzusenken, und so liegen diese heute erheblich unter den Marken vor dem 17./18. Jh. In der Folge schrumpften - und zwar schon sehr schnell - die organischen Bildungen um bis zu 2-3 m

auf Niveaus dicht über dem neuen, künstlich geschaffenen Wasserspiegel. Archäologische Belege dafür liegen im Altstadtbereich von Friesack, Landkreis Havelland, am Südrand des Unteren Rhinluchs für das Berliner Urstromtal vor. Bei archäologischen Grabungen seit 1990 zeigt sich, daß im Niveau 2,5-3,0 m über dem Rhinluch (mit einer Oberfläche von ca. 27,0 m üHN) in der Stadt ein jetzt mineralisierter Torfhorizont ausgebildet ist, auf und in dem die hölzernen Strukturen von Gebäuden und Straßen/Gassen der deutschen Stadt Friesack ab dem 13. Jh. liegen (JENTGENS 1997, 2001). Von einem Niveau über dem Torf sind - diesen durchstoßend - in den liegenden Sand hinein zahlreiche Brunnen (Abb. 1) angelegt, die in der Stadt einen um ca. 2,5-3,0 m höheren Grundwassersstand anzeigen als er heute hier und im angrenzenden Rhinluch ist anzutreffen ist (Dokumentation BLDAM, Wünsdorf). Der Grundwasserspiegel hat im Rhinluch vor der Kultivierung bei 29,5-30,0 m üHN gelegen, gegenüber 1980 mit 26,8 m üHN und heute nach einer neuerlichen meliorativen Kultivierung Anfang der 80er Jahre mit ca. 26,5 m üHN. Der (mineralisierte) Torf in Friesack und die mittelalterlichen hölzernen Substrukturen einschließlich Brunnenfassungen waren bis 1990 völlig unbekannt und den vor Ort tätigen Archäologen angesichts der heutigen Wasserverhältnisse im Rhinluch und in dessen Randbereich zunächst gänzlich unverständlich.

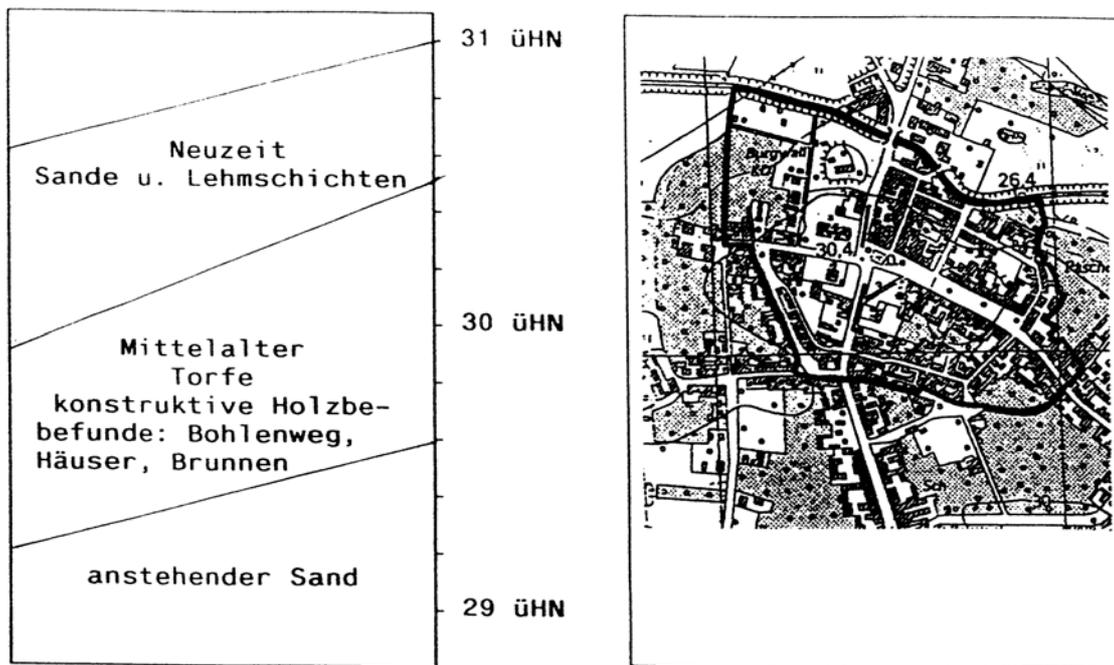


Abb. 1: Friesack (Brandenburg): Torflage mit mittelalterlichen Baubefunden in der Altstadt, Bereich Berliner und Hamburger Straße: links Idealprofil, rechts Lageplan; nach Grabungsdokumentation Museum f. Ur- u. Frühgeschichte Potsdam 1990 (L. HEINE), bearbeitet von G. JENTGENS.

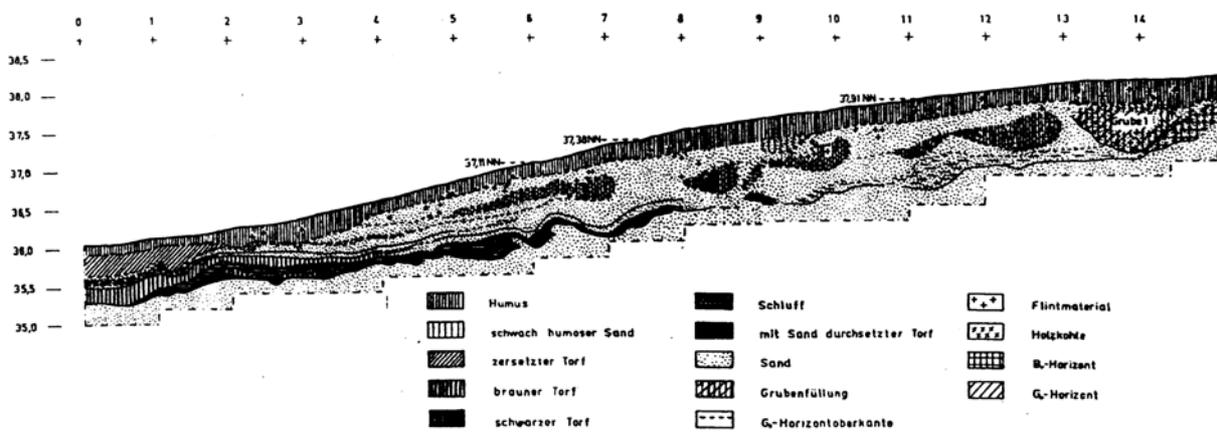


Abb. 2: Paplitz (Sachsen-Anhalt): Profil des Schnittes durch Düne/Talsandrücken im Fiener Bruch. Meter 1-18, Höhen üHN am linken Rand. Grube 1 ist die Baugrube eines eisenzeitlichen Holzbrunnens. M 1:100; nach A. KURZHALS 1989.

Ein Beispiel ähnlicher Art liegt aus dem Fiener Bruch vor, dem westlichsten Abschnitt des Baruther Urstromtals, hier nicht in Form von Baustrukturen einer mittelalterlichen Stadt, sondern durch einen auf einem Talsand-/Dünenzug als Verfärbung erkennbaren, nach Gefäßrestfunden eisenzeitlichen (ca. 400/200 uncal. BP) Brunnen im Niveau von etwa 1,5 m über der umgebenden Bruchfläche und ca.

2,0 m über dem derzeitigen Grundwasserstand (Abb. 2). Der Fundplatz liegt in der Gemarkung Paplitz und wurde bei Sondierungen auf einem mesolithischen Oberflächenfundplatz entdeckt (KURZHALS 1989). Zu dem eisenzeitlichen Brunnen könnte ein auf dem Hügel ermittelter Go-Horizont im Niveau von 37,38 m üHN gehören, wobei es einen noch höheren, bei Niveau 37,91 m üHN befindlichen Go-Horizont gibt, der sich archäologisch oder naturwissenschaftlich nicht datieren ließ. Auch das Fiener Bruch ist im 18. Jh. kultiviert worden, wobei offensichtlich zur Verbesserung der Nutzung des Bruchs eine ähnliche Absenkung des Grundwasserstandes und des Oberflächenniveaus wie im Unteren Rhinluch angestrebt wurde. Die rigorose Oberflächenabsenkung hatte übrigens zur Folge, daß dicht unter der Oberfläche der umgebenden Niederung bereits spätglaziale Mudde ansteht (KLOSS 1986), während holozäne, mesolithikumzeitliche organische Ablagerungen im Umkreis der Fundstelle durch Torfchwund bereits abgebaut sind.

Die hohen Wasser-/Grundwasserstände in den westlichen Abschnitten der Urstromtäler vor dem 17./18. Jh. dürften natürlich bedingt gewesen sein, auch durch Rückstauwirkung der Flußspiegel von Elbe und Havel, deren Betten sich durch Eigensedimentation im Laufe des Holozäns erheblich aufhöhten (BESCHOREN 1935a). Für die Havel kam noch Stau durch die Mühlenwehre des 13./14. Jh. in Brandenburg/Havel und Rathenow dazu, wodurch weite Auenflächen unter Wasser gesetzt wurden und Rückstau der Zuflüsse und in den Grundwasserleitern eintrat (BESCHOREN 1935a, DRIESCHER 1974), was sich namentlich für das Havelland aufstauend auswirkte. Überall waren zusätzliche Versumpfungen und die Überlagerung der schon anstehenden organogenen Bildungen und der jetzt erst überstauten mineralischen Bildungen durch Sumpftorfauflagen die Folge. Viele wüst gewordene slawisch-mittelalterliche und ältere Siedlungen Brandenburgs in entsprechender Position an Gewässern und in tiefen Lagen gerieten so unter Wasser- bzw. Grundwasser, wodurch sich häufig Siedlungsreste und Funde ausgezeichnet erhalten haben (HERRMANN 1959).

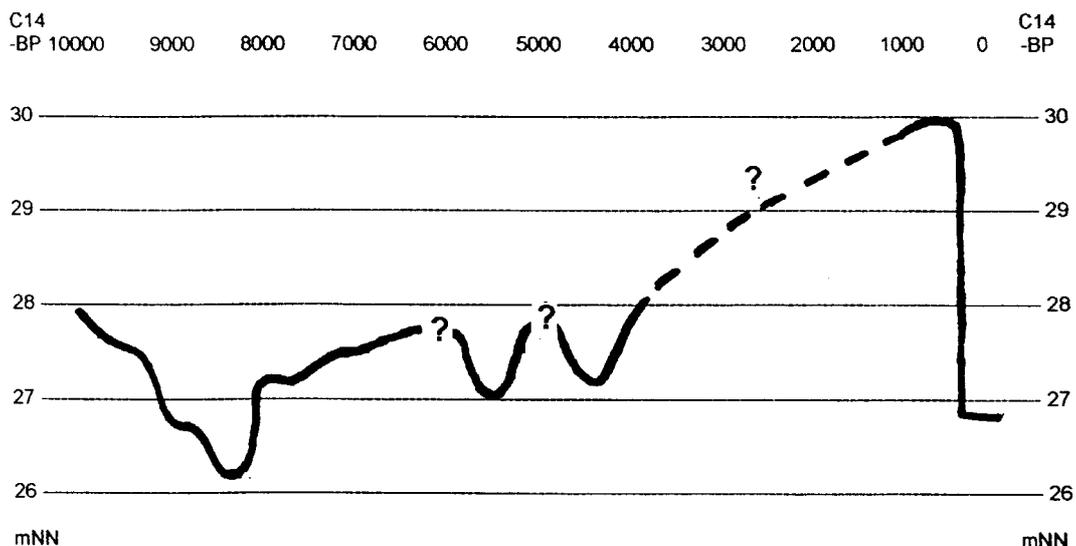


Abb. 3 Kurve der Grundwasserstände für das Untere Rhinluch bei Friesack (Brandenburg) im Holozän (Entwurf B. GRAMSCH).

Die bisher besten Hinweise auf die naturbedingte Entwicklung der Wasser-/Grundwasserstände geben die Sedimentuntersuchungen am mesolithisch-neolithischen Moorgrabungsplatz Friesack (GRAMSCH 2001). Hier besteht dann auch eine Verbindung zu den o. a. Verhältnissen in Bereich der Stadt Friesack. Nach den Sedimenten am Rande des im frühen und mittleren Mesolithikum besiedelten Talsandrücken und mit dem real erfaßten Seeufer des mittleren Präboreals ergab sich am Standort ein früher Gewässer-/Grundwasserhöchststand von ca. 27,6 m üHN. Der Wasserstand fiel dann mehr oder weniger stetig bis zum jüngeren Boreal um 1,0-1,5 m ab, um dann nach einem rasch erreichten Stand ca. 27,0 m üHN am Übergang Boreal/Atlantikum im Atlantikum allmählich stetig anzusteigen. Nach der Mitte des Atlantikums - ca. 6600 uncal. BP - muß der Wasserstand so hoch gewesen sein, daß eine menschliche Besiedlung auf dem maximal 28,7 m üHN hohen Sandhügel nicht mehr möglich war, jedenfalls endete jetzt die lange mehr oder weniger kontinuierliche mesolithische Besiedlung durch Jäger-Fischer-Sammler. Es folgten dann am Standort noch zwei zeitlich voneinander abgesetzte Besiedlungen durch bäuerliche Gruppen im Neolithikum, zuerst im späten Atlantikum (ca. 5500 uncal. BP) und dann noch im frühen Subboreal (ca. 4400 uncal. BP), die nach Ausweis von mineralisierten Torfstraten und nach

Pollenanalysen (KLOSS 1987) an Trocken- und damit wohl zugleich an Wasserstandsabfallphasen gebunden waren; der Wasserstand hat in diesen Zeiten im Raum der Fundstelle Friesack jeweils um 27,0 m üHN gelegen. Diese neolithikumzeitlichen Trockenhorizonte haben auch MUNDEL et al. (1983) im nur wenig entfernten, innerhalb des Berliner Tals oberhalb des Rhinluchs gelegenen Havelländischen Luch erfaßt. Später stieg der Wasser-/Grundwasserspiegel in Verbindung mit der Versumpfung des gesamten Luches weiter an, bis er zu einem unbekanntem Zeitpunkt jenes Niveau erreichte, den der vererdete Torf in der Stadt Friesack für das 13./14. Jh. im Niveau um 30 m üHN anzeigt. Innerhalb des gesamten Unteren Rhinluchs gibt es nach der neolithischen Besiedlung, die auch für weitere Standorte im Luch bezeugt ist, von der Bronzezeit bis in die Neuzeit hinein keine Siedlungsspuren, mit Ausnahme einer germanischen Fundstelle auf einem heute ca. 5 m die Luchoberfläche überragenden Talsandhügel zwischen Michaelisbruch und Klessen. Die gesicherte/wahrscheinliche Kurve der Wasser-/Grundwasserstände im Unteren Rhinluch wird in Abb. 3 dargestellt.

### 3 Literaturverzeichnis

- BESCHOREN, B. (1935a): Über alluviale Neubildungen in historischer Zeit im Gebiet von Elbe und Oder. Jahrbuch der preußischen geologischen Landesanstalt zu Berlin 55 (1934): 292-304.
- BESCHOREN, B. (1935b): Zur Geschichte der Havel und des Havellandes während des Alluviums. Jahrbuch der preußischen geologischen Landesanstalt zu Berlin 55 (1934): 305-311.
- DRIESCHER, E. (1974): Veränderungen an Gewässern in historischer Zeit. Unveröff. Diss. B, Humboldt-Universität zu Berlin.
- GRAMSCH, B. (2001): Friesack: Letzte Jäger und Sammler in Brandenburg. Jahrbuch des Römisch-Germanischen Zentralmuseums Mainz 47 (2000): 1-46.
- HERRMANN, J. (1959): Wasserstand und Siedlung im Spree-Havel-Gebiet in frühgeschichtlicher Zeit. Ausgrabungen und Funde 4: 90-106.
- HERRMANN, J. (1973): Die germanischen und die slawischen Siedlungen und das mittelalterliche Dorf von Tornow, Kr. Calau. Schriften zur Ur- und Frühgeschichte 26: 508 S.; Berlin.
- JENTGENS, G. (1997): "...und er wusch seine Hände in Unschuld ...". Archäologische Beobachtungen zur mittelalterlichen Struktur der Stadt Friesack, Landkreis Havelland. Archäologie in Berlin und Brandenburg 1995-1996 (1997): 138-140.
- JENTGENS, G. (2001): Friesack - Stadt im Sumpf. Denkmalpflege in Brandenburg 1990-2000: 456-457; Worms.
- KLOSS, K. (1986): Pollenanalytische Testuntersuchungen aus dem Fiener Bruch nördlich von Tucheim, September 1986. Unveröff. Gutachten; Potsdam.
- KLOSS, K. (1987): Zur Umwelt mesolithischer Jäger und Sammler im Unteren Rhinluch bei Friesack. Veröffentlichungen des Museums für Ur- und Frühgeschichte Potsdam 21: 121-130.
- KURZHALS, A. (1989): Untersuchungen auf dem mesolithischen Dünenfundplatz bei Paplitz, Kr. Genthin. Ausgrabungen und Funde 34: 160-166.
- LANGE, E. (1973): Pollenanalytische Untersuchungen in Tornow und Presehnchen. In: HERRMANN, J. (Hrsg.): Die germanischen und die slawischen Siedlungen und das mittelalterliche Dorf von Tornow, Kr. Calau. Schriften zur Ur- und Frühgeschichte 26: 205-241; Berlin.
- MUNDEL, G., Trettin, R. & Hiller, R. (1983): Zur Moorentwicklung und Landschaftsgeschichte des Havelländischen Luches. Archiv für Naturschutz und Landschaftsentwicklung 23: 251-264.
- SCHÖNEBURG, P. (1996): Neue Aspekte zum Brunnenbau im germanischen Dorf von Dallgow-Döberitz, Lkr. Havelland. Veröffentlichungen des Brandenburgischen Landesmuseums für Ur- und Frühgeschichte 30: 141-152.

#### **Anschrift des Verfassers**

Dr. Bernhard Gramsch, Wielandstraße 21, D-14471 Potsdam

## Geoarchäologische Beiträge zur spätquartären Landschaftsgeschichte des Baruther Urstromtals zwischen Cottbus und Forst (Brandenburg)

Geoarchaeological contributions to the Late Quaternary landscape development of the Baruthian ice-marginal valley between Cottbus and Forst (Brandenburg)

CLEMENS PASDA

### Zusammenfassung

Die interdisziplinär von Geologen, Paläobotanikern und Archäologen im Braunkohletagebau Cottbus-Nord erarbeiteten Ergebnisse zeigen komplexe Phasen der Landschaftsgeschichte seit dem Weichselhochglazial: Akkumulation, Erosion, Deflation, Bodenbildung und Waldbedeckung sind zum Teil gleichzeitig ablaufende Prozesse, die zwar von globalen Verhältnissen gesteuert, aber erheblich von lokalen Bedingungen beeinflusst werden.

### Summary

Interdisciplinary investigations by geologists, palaeobotanists and archaeologists in the lignite open-cast mine of Cottbus-North show the complex landscape history since the Late Weichselian glacial maximum: processes of accumulation, erosion, deflation, soil development and forest cover partly occurred at the same time and were controlled by global conditions but heavily influenced by local factors.

### 1 Geoarchäologische Befunde im Tagebau Cottbus-Nord

Im südostbrandenburgischen Braunkohletagebau Cottbus-Nord sind quartäre Sedimente auf mehreren Kilometer Länge bis zu 80 m tief aufgeschlossen. Im gesamten Vorfeld der Überbaggerung führten interdisziplinäre Untersuchungen zu Aussagen über die Entwicklung der Landschaft seit dem Weichselhochglazial. Grundlegend sind hierbei die Arbeiten von R. KÜHNER zum Weichselhoch- und spätglazial (KÜHNER 1991, 1995, KÜHNER et al. 1999), auf die folgende Zusammenfassung aufbaut.

An einem Profil (BITTMANN & PASDA 1999, KRAUSKOPF & PASDA 1999, PASDA im Druck) kann die Landschaftsgeschichte direkt nachvollzogen werden (Abb. 1). Die Basis bilden die glazifluvialen Schmelzwasserschotter des sog. „Jüngeren Baruther Urstroms“ (Abb. 1: 14), die der 1. Rückzugsstaffel des Brandenburger Stadiums entsprechen. Dies sind etwa 5 m mächtige, von Nord nach Süd geschüttete, kiesige, von *braided river* geschüttete Sandbänke mit bis zu 4 m langen Eiskeilpseudomorphosen. Nach dem weiteren Gletscherrückzug konnte die Spree von Süden die Sande des sog. „Unteren Spreeschwemmfächers“ (Abb. 1: 13) aufbauen.

Der Beginn des Weichselspätglazials zeichnet sich dann durch kurze Erosionsphasen mit 1-3 m starken Eintiefungen in Folge fröhsummerlicher Schmelzwässer aus. Im gesamten Spätglazial dominiert dann ein mäandrierendes Flußsystem mit einzelnen Abflußrinnen, was zur Bildung des maximal 3,5 m mächtigen, sog. „Oberen Spreeschwemmfächers“ führt. Diese gleichmäßigen, kaum geschütteten, mit schluffigen und organogenen Bändern wechsellagernden Sande wurden wohl vor allem in kälteren Phasen in Form von *flood plains* durch gesteigerte Wasserführung bei erhöhter Sedimentfracht gebildet. In klimatisch wärmeren Zeiten entstanden dagegen bei kaum vorhandenen Abflußmöglichkeiten durch hohe Grundwasserstände großräumige Versumpfungen. Eine solche erste deutliche Phase läßt sich mit der teilweise stark kryogen gestörten, sog. „Liegenden Mudde“ fassen (Abb. 1: 12). Pollenanalysen und  $^{14}\text{C}$ -Messungen datieren diese nicht nur ins Bölling-Interstadial, sondern zeigen auch ihren Zusammenhang mit den vorangehenden und nachfolgenden Kaltphasen. Die „Liegende Mudde“ wird allgemein von maximal 1 m mächtigen, dunklen Mittel- und Grobsanden mit Schluff-, Mudde- und Torflagen bedeckt (Abb. 1: 11, im linken Profilabschnitt), die wiederum *flood plains* mit flachen Sandbänken nahelegen. An einer Stelle (Abb. 1: 11, im rechten Profilabschnitt) ließen sich jedoch äolische Sande fassen, die die Entstehung einer mindestens 5 m hohen Düne anzeigen. Nach  $^{14}\text{C}$ -Daten fand diese Dünenbildung zwischen 12.000-11.000  $^{14}\text{C}$  a BP statt. Nach den paläobotanischen Untersuchungen beginnt sie schon im Kiefernmaximum des Bölling-Interstadials, setzt sich in der Älteren Dryas-Zeit fort und endet erst im entwickelten, kieferndominierten Alleröd (BITTMANN & PASDA 1999). Stratigraphisch folgt darüber die 40-100 cm mächtige, sog. „Hangende Mudde“, die in unterschiedlichster petrographischer Zusammensetzung auftritt: in Form von Überflutungslehmen, Feindetritusgyttjen, Niedermoortorfen (Abb. 1: 10, linker Profilteil) oder Anmooren (PASDA 2001). Die  $^{14}\text{C}$ -Daten für diesen zum Teil kryogen deformierten Horizont liegen zwischen 11.700-10.100  $^{14}\text{C}$  a BP. Auf gleiches weisen die Pollenanalysen: Sie belegen ihre Bildung unter interstadialen Verhältnissen (Alleröd-Interstadial), zeigen aber auch den Fortbestand bis ans Ende

der Jüngerer Dryas-Zeit. Die „Hangende Mudde“ geht auf den Dünenkuppen in einen holzkohlereichen Nanopodsol über (Abb. 1: 10, rechter Profilteil). Im Verlauf des Alleröds nehmen die Überflutungen mit seichten Wassertiefen zugunsten einer deutlichen Verlandung ab. Etwa im gleichen Zeitraum, am Ende des Alleröds, zum Teil im Übergangsbereich zur Jüngerer Dryas-Zeit setzen erste Erosionsvorgänge ein, die zur Bildung von Rinnen führen. Weiterhin sind bis zu 300 m breite, zum Teil 30 m tiefe, rinnen- bis wannenförmige Strukturen belegt, die mit dem spätglazialen Auftauen von Toteisresten erklärt werden. Die Jüngere Dryas-Zeit zeigt erneutes Einsetzen von äolischen Aktivitäten, die zur Weiterbildung der Dünen führen (Abb. 1: 9), allerdings unter zumindest zeitweise feuchten Verhältnissen, wie in Niederungen die Wechsellagerung von Sand mit organogenen Bildungen belegt. An zahlreichen Stellen des Tagebaus liessen sich Bäume dokumentieren (GAUTIER 1999), deren flache, tellerförmige Wurzeln im oberen Abschnitt der „Hangenden Mudde“ liegen. Die dazu gehörenden Stämme waren direkt oberhalb der Wurzel abgebrochen und lagen auf der Mudde bzw. in einer diese bedeckenden grauen Tonschicht. Die <sup>14</sup>C-Daten und paläobotanische Untersuchungen (SPURK et al. 1999) zeigen, daß hier am Ende der Jüngerer Dryas-Zeit (ca. 10.300-10.100 <sup>14</sup>C a BP) 100-250 Jahre alte Kiefern wuchsen, die Längen von 5-10 m erreichten. Kräftige Astansätze 2-3 m über den Wurzeln sprechen für einen lockeren Bestand: so zeigt ein dokumentierter 33 x 6 m großer Ausschnitt etwa 10 Kiefern, zwei Weiden/Pappeln, maximal zwei Erlen und eine Birke (Abb. 2). Nach dem jährlichen Zuwachsverlauf waren die Kiefern nur schwach mit Nährstoffen, aber bei hohen Sommertemperaturen durch den hohen Grundwasserspiegel gut mit Feuchtigkeit versorgt. Die jungdryaszeitlichen Kiefern wuchsen damit unter ähnlichen Bedingungen, wie heute Bäume in Höhenlagen um 1000 m NN. Das Ende dieses Baumbestandes wurde durch stehendes oder sehr langsam fließendes Wasser hervorgerufen, was zum Absatz der grauen Tonschicht führte: die Stämme faulten auf der Höhe des Wasserspiegels, direkt oberhalb der Wurzel ab. Die Stubben fielen dann zumeist in N/S- oder O/W-Richtungen um (Abb. 2) und wurden in der Tonschicht konserviert. In dem alleröd- und jungdryaszeitlichen Nanopodsol auf Dünen und Flugsanddecken fanden sich zahlreiche Fundstellen der sog. „Federmesser-Gruppen“ (GAUTIER 1999, KAYSER 1999, PASDA im Druck). Das zeitweise Trockenfallen der „Hangenden Mudde“ und damit die Begehung der Niederung durch „federmesser-zeitliche“ Menschen zeigte sich an einer anderen Stelle (PASDA 2001): Hier ließen sich mindestens drei Fundkonzentrationen von Steinartefakten dokumentieren, die auf in ihrem Zentrum gelegene Feuerstellen Bezug nehmen. Dabei waren nicht nur die etwa 16.000 verwitterungsresistenten Silices, sondern auch gebrannte, stark fragmentierte und damit kleine Knochen erhalten geblieben. Im Gegensatz zum etwa 10 km nördlich gelegenen Umfeld der Malxe (STAPEL 2000) fanden sich im durch den Tagebau freigelegten Spreeschwemmfächer fast keine Fundstellen des sog. Ahrensburgien. Nur an einer Stelle konnte eine Überlagerung von Ahrensburgien-Artefakten über den Federmessersfunden wahrscheinlich gemacht werden: Hier liegen das mit Rückenspitzen assoziierte Spätpaläolithikum im Nanopodsol, das mit Stielspitzen, großen Klingen und Klingenkernen vergesellschaftete Ahrensburgien absolutstratigraphisch darüber bzw. sekundär in holozänen Flugsanden (PASDA im Druck).

Sedimentstratigraphisch zeichnet sich der Beginn des Holozäns nicht deutlich ab: Fein- und Mittelsande wurden bis in die geologische Gegenwart hin abgelagert. Es lassen sich zahlreiche rinnenförmige Strukturen feststellen, die zum Teil im Spätglazial angelegt wurden und mit limnisch-sedentären Ablagerungen ein- bis mehrphasig vom Atlantikum bis ins Frühmittelalter verfüllt sind (NEUBAUER-SAUERER 1999). Zwischen diesen zeitweise wasserführenden Totarmen der Spree kommt es zur Weiterbildung der Dünen (Abb. 1: 7, 5) sowie zur Ablagerung von Flugsanddecken. Die Akkumulation der Flugsanddecken ist mehrphasig, wobei eine alte Landoberfläche mit archäologischen Fundmaterial später freigelegt, dabei Material teilweise ausgeweht, mit jüngeren Funden vermischt und später von neuzeitlichen Flugsanden bedeckt werden kann (BARTHOLOMÉ et al. im Druck). Auch mittelalterliche Starkregenereignisse spielen bei der Erhaltung archäologischer Befunde des Frühholozäns eine Rolle (BERG-HOBOHM 2000a). Anzumerken ist, daß für das Boreal vielleicht eine weitere Bodenbildung auf Dünen sowie paläobotanisch die erste deutliche menschliche Beeinflussung der Vegetation im jüngeren Atlantikum noch vor 4000 cal BC (BITTMANN & PASDA 1999: 48-49) feststellbar ist. In den holozänen Flugsanddecken gibt es neben durch Scherbenstreuungen angezeigten Deflationspflastern (BERG-HOBOHM 2000b) kleine unverlagerte archäologische Befunde (KAYSER 1998). Nach pedologischen Befunden war in der späten Bronzezeit und frühen Eisenzeit ein Podsol (Abb. 1: 4) ausgeprägt (BUCK 1982, PASDA im Druck), der sich im Pollenprofil durch Boden- und Waldverarmung auszeichnet (BITTMANN & PASDA 1999: 49). Bedeckt wird dieser Horizont durch Flugsande (Abb. 1: 3). Diese wurden wahrscheinlich mehrphasig bis ins Mittelalter hinein in Form mehrere Meter mächtiger Binnendünen abgelagert (KRAUSKOPF & PASDA 1999). Ein charakteristischer Horizont ist ein geringmächtiger Podsol (Abb. 1: 2), der ins Spätmittelalter zu datieren ist und Bezug zu Wölbackersystemen nimmt. Er ist wiederum von mächtigen neuzeitlichen Dünensanden (Abb. 1: 1) bedeckt.

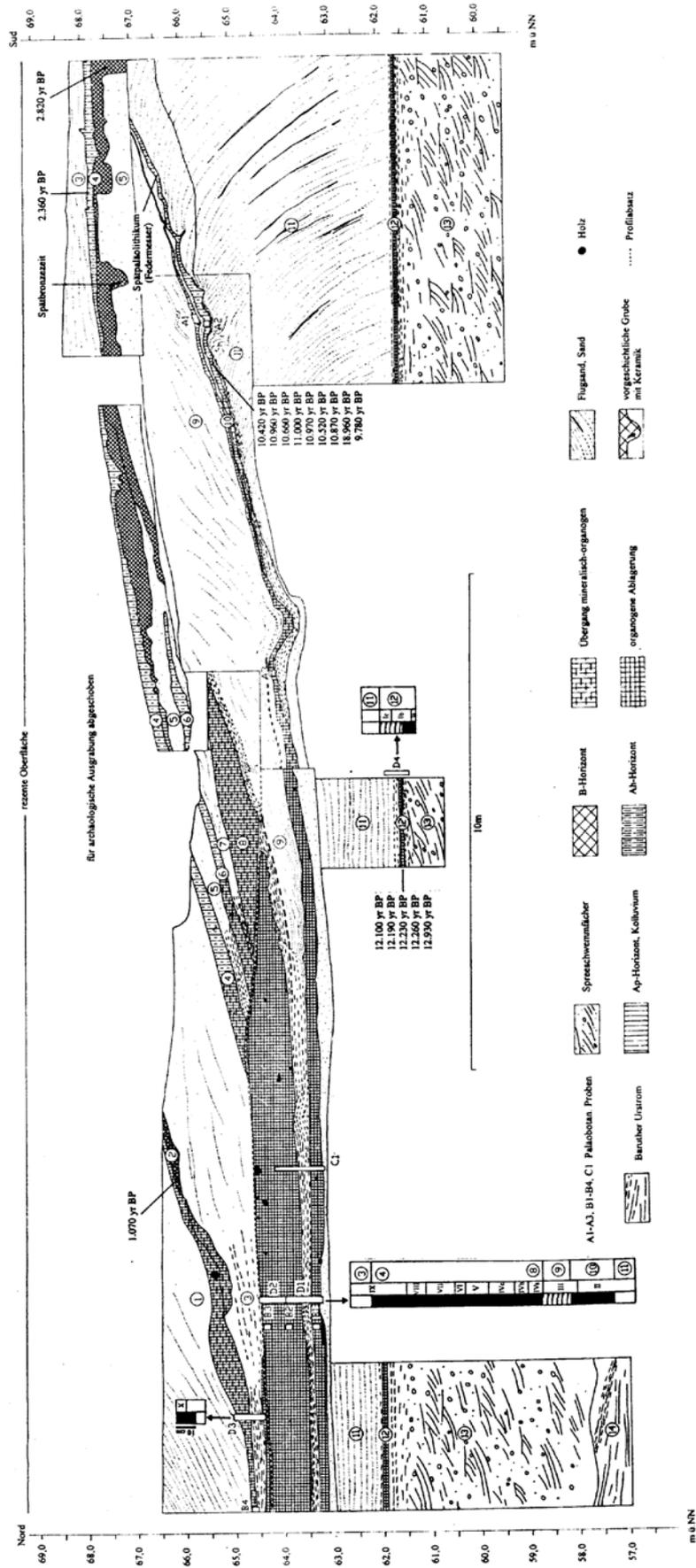


Abb. 1: Stratigraphie bei Groß Lieskow, Stadt Cottbus - Datierung durch Altersangaben in  $^{14}\text{C}$  a BP und Pollenanalyse für D1-4 (Firbaszonen Ia-X, geologische Horizonte 3-12); aus BITTMANN & PASDA (1999).

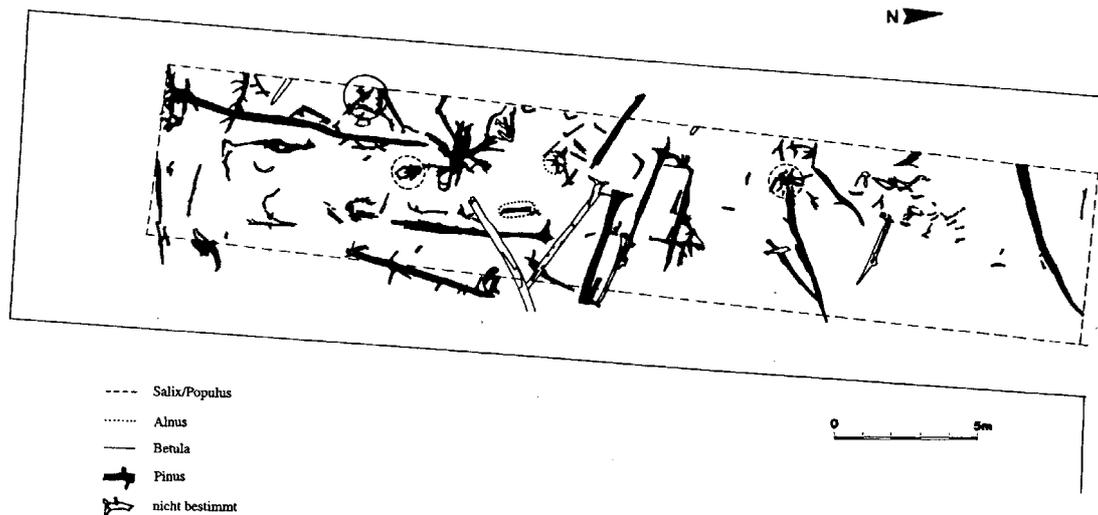


Abb. 2: Reste des jungdryaszeitlichen Waldes; aus GAUTIER (1999).

## 2 Literaturverzeichnis

- BARTHOLOMÉ, G., LIEBERMANN, C., PASDA, C., SCHÖLCH, C. & TÜRK, B. (im Druck): Das Mesolithikum von Kleinlieskow in der Niederlausitz – Anmerkungen zur Entstehung steinzeitlicher Fundstellen in Flugsanddecken. Archäologisches Korrespondenzblatt.
- BERG-HOBOHM, S. (2000a): Mesolithische Funde im Tagebauvorfeld Cottbus-Nord. Arbeitsberichte zur Bodendenkmalpflege in Brandenburg 6: 29-32.
- BERG-HOBOHM, S. (2000b): Mittelneolithische Keramik von Groß Lieskow. Arbeitsberichte zur Bodendenkmalpflege in Brandenburg 6: 39-42.
- BUCK, D.-W.R. (1982): Holzkammergräberfeld und Ackerflur der Lausitzer Kultur von Klein Lieskow, Lkr. Cottbus. Ausgrabungen und Funde 27: 58-65.
- BITTMANN, F. & PASDA, C. (1999): Die Entwicklung einer Düne während der letzten 12.000 Jahre – Untersuchungsergebnisse von Groß Lieskow (Stadt Cottbus) in der Niederlausitz. Quartär 49/50: 39-54.
- GAUTIER, Y. (1999): Feuerstellen, Dünen, Wald: Bausteine einer spätglazialen Landschaft im Tagebau Cottbus-Nord. Quartär 49/50: 29-33.
- KAYSER, H. (1998): Eine Grabgruppe der Buckelkeramik von Klein-Lieskow im Tagebauvorfeld Cottbus-Nord. Ausgrabungen im Niederlausitzer Braunkohlenrevier 1997: 39-41; Pritzen.
- KAYSER, H. (1999): Spätglaziale Dünenlandschaft mit steinzeitlichen Rastplätzen im Tagebau Cottbus-Nord. Arbeitsberichte zur Bodendenkmalpflege in Brandenburg 3: 17-22.
- KRAUSKOPF, C. & PASDA, C. (1999): Aufwehung, Umbildung, Zerstörung – Zur Entwicklung der Dünen im Baruther Urstromtal zwischen Cottbus und Forst. Archäologisches Korrespondenzblatt 29: 289-298.
- KÜHNER, R. (1991): Einige Aspekte zu bemerkenswerten Pleistozänaufschlüssen im Tagebau Cottbus-Nord. Zeitschrift für geologische Wissenschaft 19: 317-330.
- KÜHNER, R. (1995): Die weichselzeitliche Schichtenfolge im Tagebau Cottbus-Nord. Natur- und Landschaft in der Niederlausitz 16: 35-45.
- KÜHNER, R., HILLER, A. & JUNGE, F. W. (1999): Die spätweichselzeitlichen Ablagerungen der Spree im Tagebau Cottbus-Nord und ihre zeitliche Einordnung unter besonderer Berücksichtigung von ersten <sup>14</sup>C-Daten an Hölzern. Quartär 49/50: 8-20.
- NEUBAUER-SAURER, D. (1999): Holozäne Erosion und Akkumulation der alten Spree im Gebiet von Cottbus. Quartär 49/50: 21-28.
- PASDA, C. (2001): Das Knochengerät von spätpaläolithischen Fundplatz Kleinlieskow in der Niederlausitz – Ein Essay zum steinzeitlichen Angelhaken. In: GEHLEN, B., HEINEN, M. & TILLMANN, A. (Hrsg.): Zeit-Räume – Gedenkschrift für Wolfgang Taute. Archäologische Berichte 14: 397-408; Bonn.
- PASDA, C. (im Druck): Archäologie einer Düne im Baruther Urstromtal bei Groß Lieskow, Stadt Cottbus. – Veröffentlichungen des Brandenburgischen Landesmuseums für Ur- und Frühgeschichte in Potsdam 32.
- SPURK, M., KROMER, B. & PESCHKE, P. (1999): Dendrochronologische, palynologische und Radiokarbon-Untersuchungen eines Waldes aus der jüngeren Tundrenzeit. Quartär 49/50: 34-38.
- STAPEL, B. (2000): Als die Rentiere von Weißagk nach Horno zogen... Arbeitsberichte zur Bodendenkmalpflege in Brandenburg 6: 9-16.

### Anschrift des Verfassers

PD Dr. Clemens Pasda, Universität Erlangen-Nürnberg, Institut für Ur- und Frühgeschichte, Kochstraße 4/18, D-91054 Erlangen, e-mail: cspasda@phil.uni-erlangen.de

## Wasserstände der „Oberen Seen“ (Mecklenburg) in historischer Zeit

Water-levels of the „Upper Lakes“ (Mecklenburg, NE Germany) in historical time

FRED RUCHHÖFT

### Zusammenfassung

Der Betrieb von Wassermühlen an den „Oberen Seen“ – die ältesten waren die Mühlen in Plau – brachte den schrittweisen Anstieg des Wasserspiegels dieser Gewässer mit sich. In einem langen Prozeß wurden Landschaft und Siedlung verändert. Mit Hilfe archäologischer Quellen, Berichten aus Archiven, der Rekonstruktion der Topographie mittelalterlicher Stadtkerne und historischer Karten kann gezeigt werden, daß der Wasserspiegel der Seen frühestens im 16. Jahrhundert das heutige Niveau erreichte. Stau mit fatalen Auswirkungen sind für 1737/39, 1754 und 1773 überliefert. Mit den Kanalisationsmaßnahmen 1798/1803 und 1836/37 wurden die Seen auf 62 m NN gesenkt.

### Summary

The running of water-mills has been responsible for a gradually rising of the water-level of the „Upper Lakes“ since the early 13<sup>th</sup> century. The most important mills were to find in Plau. In a long process they changed the landscape and the settlement. With the help of archaeological finds, old reports, the reconstructions of the topographie of the medieval towns and historical maps can be shown, that the water-level earliest arrived the actually niveau (62 m) in the 16<sup>th</sup> century. Catastrophal risings are delivered in 1737/39, 1754 and 1773 with levels more than 63 m. 1798/1803 und 1836/37 the water-level was reduced up to 62 m.

### 1 Einleitung

Die Wasserstände der sogenannten „Oberen Seen“ oder der „Mecklenburgischen Großseenplatte“, zu der die Flächen des Plauer, des Petersdorfer, des Malchower, des Flesen-, Kölpinsees und der Müritz gehören, waren in der Vergangenheit oft Gegenstand verschiedener geologischer und naturkundlicher Untersuchungen, wobei auch archäologische und archivalische Quellen als Hilfsmittel zur Datierung der Spiegelschwankungen Eingang fanden (grundlegend neu KAISER 1996, 1998; dort die weiteren Literaturangaben). Ältere Arbeiten werteten z.T. selektiv historische Schriftquellen aus, die zu einer Rekonstruktion von – aus historischer Sicht – problematischen Spiegelhöhen führten (STEUSLOFF 1905, zusammenfassend KAISER 1998). Geologisch-geomorphologische Befunde vom Südostufer der Müritz rekonstruierten indes für das Mittelalter einen Wasserstand von knapp 65 m NN (KAISER 1998, KAISER et al. 2002). Der vorliegende Aufsatz zielt auf eine systematische Bewertung des historischen Quellenmaterials und auf eine spätere Lösung von Widersprüchen, die sich aus verschiedenen disziplinären Ansätzen zum Thema ergeben.

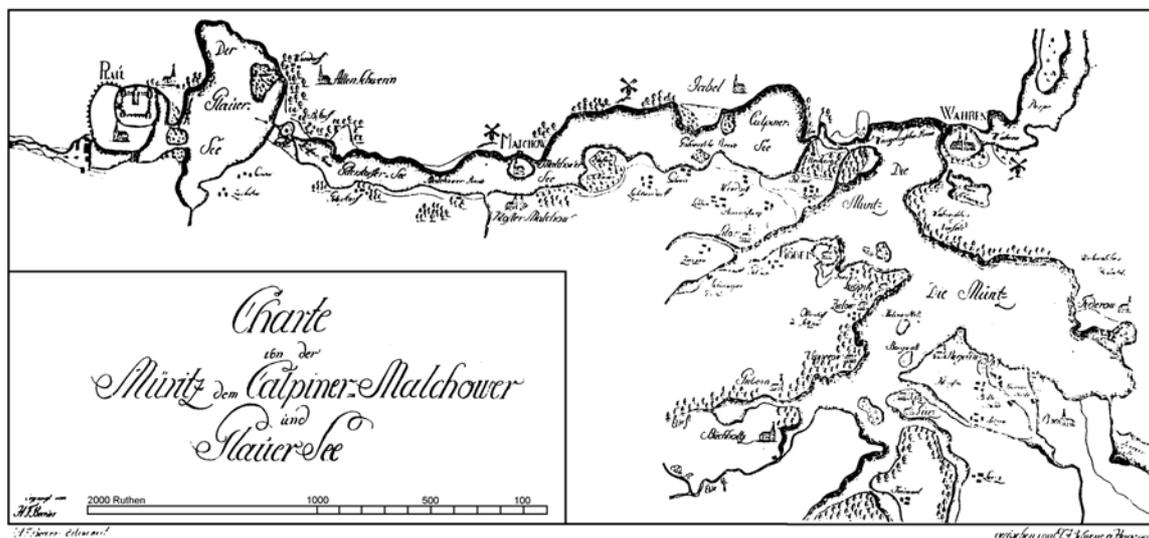


Abb. 1: Karte der „Oberen Seen“ nach BECKER (1791).



## 2 Die Aufstauung zur Zeit der Ostsiedlung

Zuerst war es nur die Plauer Mühle, die die Wasserfläche der „Oberen Seen“ (200 km<sup>2</sup>) aufstaute. Die Plauer Wassermühlen reichen in die Anfänge der Stadt zurück, also in die 20er Jahre des 13. Jahrhunderts. Die Spiegelhöhe von schätzungsweise 61,00 bis 61,50 m NN statt bisher maximal 60,00 m hat u. a. die Aufgabe des slawischen Burgwalles Quetzin im Plauer See erzwungen. Mit der Anlage der Mühle wurde in Plau eine Brücke notwendig (Fahrbahnniveau bei 63,10 m NN). Ein Neubau 1246/51 war um 0,40 m höher gelegt. Ein Profil vor der Mühle zeigte, daß ohne großflächige Aufschüttung des Terrains ein Stau weit über 62,00 m NN nicht möglich war. Aus den Urkunden des 13. und 14. Jahrhunderts lassen sich keine direkten Schlüsse auf den Wasserstand der Seen ziehen, jedenfalls gab es den Burgwall Quetzin (heute 63,00 m NN) noch, und auch die Beschreibungen der Gegend am Ostufer der Müritz deuten auf einen Wasserstand, der eher unter dem heutigen lag (MUB 1016, 1238, 1342, 2161, 6874).

Die Altstadt Röbel weist heute in ihren tiefer gelegenen Teilen westlich der Marienkirche Höhen von unter 65,00 m NN, wobei nach archäologischen Untersuchungen noch bis 1 m neuzeitliche Aufhöhungen zu verzeichnen sind. Bis 1500 und darüber hinaus würde auch Röbel teilweise überschwemmt worden sein. Die Hinterhöfe in der nördlichen Altstadt liegen z. T. noch heute unter 65 m NN. Wasserstände über 62-63 m NN konnten der Stadt gefährlich werden (Abb. 2).

Beschwerden über durch Mühlenstau hervorgerufene Schäden gab es bereits im Mittelalter, aber es sind nur wenige Urkunden erhalten. Überliefert sind u.a. ein Vergleich über entstandene Nachteile im Gut Repente wegen der kurz vor 1255 errichteten Mühle bei Zechlin, ebenso der Stau der Mühle in Mirow mit Schäden in Boek 1276 und die Zahlung eines Schadensersatzes an den Bischof von Ratzeburg Lübecker Bürger wegen erhöhten Wasserstaues im Ratzeburger See mit der Verpflichtung, die derzeitige Höhe zuhalten (MUB 768, 1396, 2119).

Mit dem Ausbau der Plauer Burg zur Festung 1538-1550 entstand auch der Wassergraben um den Burgwall. Die Sohle des Grabens wurde bei 60,50-61,00 m NN erbohrt. Das Niveau des Ganges unter dem Wall der Festung liegt bei etwa 63,00 m NN, was als Maximalwert anzusehen ist. Die Burgstelle „Alter Hoff“ des 14. Jahrhunderts in Solzow bei Röbel am Müritzufer liegt etwa 1,30 m über dem Wasserspiegel. Aufgrund dieser Angaben ist zu vermuten, daß der Wasserspiegel der „Oberen Seen“ bis zum 16. Jahrhundert allenfalls das heutige Niveau erreicht hat.

Die Daten werden durch die Malchower Brücken von der Insel zum Kloster bestätigt. Die (1675 endgültig) zerstörte Brücke mit ihrem Fahrbahnniveau von etwa 63 m NN lag ca. 1,50 m über dem Niveau einer älteren (ANONYMUS 1793: 102). Und 1739 forderten Ritterschaft und Städte an der Müritz die Absenkung des Wassers um 1,80 m, „wie es von alters gewesen“. Das würde eine Senkung auf unter 62 m NN bedeuten.

## 3 Die ersten Wasserstaubeschwerden an den „Oberen Seen“

Die Erhöhungen des Wasserstandes an der Mühle Plau führten stets zu einem Rückstau, der bis zur Müritz spürbar war, was aus der fast ununterbrochenen Wasserfläche resultiert. Die ältesten Beschwerden kamen vom wundesten Punkt an der Seenfläche, der Inselstadt Malchow. Am Ende des 16. Jahrhunderts soll die Stadtinsel von Malchow mit seinen Brücken erheblich in Gefahr geraten sein; Beschwerden auf dem Landtag von 1589 blieben erfolglos. 1609 wird von einer erneuten Erhöhung des Mühlendamms in Plau berichtet, diesmal sollen die Malchower endgültig auf ihre Kähne angewiesen gewesen sein. Die archäologischen Befunde beweisen, daß die Insel seit dem 13. Jahrhundert mindestens 1,60-1,80 m aufgeschüttet wurde, wobei die letzten 0,60-0,80 m den Brandhorizont von 1726 ausmachen. Die Straßen der Insel liegen etwa 2,50-3,00 m über dem heutigen Mittelwasser, die Hinterhöfe nur wenig über 1 m.

Auf den Wasserbaukarten aus der ersten Hälfte des 17. Jahrhunderts sind die Flächen zwischen Fleesensee und Kölpin nicht als festes Land eingezeichnet. Daraus ist zu entnehmen, daß der Wasserspiegel schon über dem heutigen Niveau lag. Noch im 16. Jahrhundert wurde der Flußübergang zwischen Müritz und Kölpin von einer Stelle etwas weiter oberhalb der heutigen Brücke auf die Nehrung am Kölpin verlegt.

## 4 Die Entwicklung in der Neuzeit

Weitere Stauerhöhungen sind seit dem 17. Jahrhundert in dichter Folge erwähnt. Dazu gehören eine 1684 errichtete Mühle an der Eldenburg und eine Mühle am Lenz ca. 1700-1722. In diesen Jahren forderte eine „Sturmflut“ (1714) den Einsturz eines Abschnittes der Stadtmauer in Röbel. 1737/39 waren die höchsten Wasserstände an den „Oberen Seen“ zu verzeichnen. Man berichtete von Überschwemmungen der Inselstadt Malchow, die gerade zehn Jahre vorher mit dem Schutt eines Stadtbrandes erhöht wurde. Der Wasserspiegel ist vom Höchstwert von ca. 63,42 m NN (an der Plauer Mühle) 1739 auf etwa 62,46 m NN gesenkt worden. Der Spiegel vor 1737 muß etwa bei 62,89 m NN gelegen haben.

An karthographischen Unterlagen dieser Zeit ist die relativ genaue Vermessung der Plauer Stadtfeldmark von 1727 zu nennen. Dort ist der Burgwall Quetzin nicht verzeichnet, er könnte demnach unter Wasser gelegen haben. Die Inseln vor Plau an der Metow sind als Flächen mit Flachwasservegetation ausgewiesen. Auch sie dürften wenig unter dem Wasserspiegel gelegen haben.

1754 und 1773 sind nochmals Erhöhungen nachweisbar; sie blieben jedoch unter den Werten von 1739 und sind in allen Karten des späten 18. Jahrhunderts dokumentiert. Mit der ersten Elderegulierung 1797/1801 wurde

der Plauer See 1,21 m tiefer, der Kölpin 1,14 m und die Müritz sogar um 2,00 m gesenkt und lag 0,50 m über dem Plauer See. 1836/37 schuf man mit dem Bau der Schleuse bei der Bolter Mühle die schiffbare Verbindung zu den Havelgewässern und glich zugleich die letzten Niveauunterschiede zwischen des Seen aus.

Tab. 1: Wasserspiegelmhöhen der „Oberen Seen“ nach historischen und archäologischen Befunden.

Jahr	Ereignis	Plauer See (m NN)	Kölpin (m NN)	Müritz (m NN)
12. Jh.	natürlicher Wasserstand	60,00	60,20	60,50
1220	Bau der Plauer Mühle	61,50 (+ 1,50)	61,70 (+ 0,50)	62,00 (+ 0,50)
1250	Erhöhung Mühlenstau	61,90 (+ 0,40)	62,10 (+ 0,40)	62,40 (+ 0,40)
1400		61,90	62,10	62,40
1550		62,10	62,30	62,50 (Solzow)
1580	Erhöhung Mühlenstau	62,70	62,90	63,10
1609	Erhöhung Mühlenstau	63,40 (+ 0,70)	63,45	63,54
1609ff	Senkung Mühlenstau	62,70 (- 0,70)		62,84
1684	Mühle Eldenburg	62,69	62,75	63,57 (+ 0,73)
1700	Mühle Lenz	62,69	63,00 (+ 0,25)	63,82 (+ 0,25)
1722	Legung Lenzer Mühle	62,69	62,75 (- 0,25)	63,57 (- 0,25)
1722ff	Versandung am Lenz	62,69	62,97 (+ 0,22)	63,79 (+ 0,22)
1737	Erhöhung Mühlenstau	63,42 (+ 0,73)	63,70 (+ 0,73)	64,35 (+ 0,52)
1739	Senkung Mühlenstau Aufräumung am Lenz Aufhebung Mühle Eldenburg	62,46 (- 0,96)	62,56 (- 1,14)	62,86 (- 1,51)
1775	Erhöhung Mühlenstau	62,90 (+ 0,44)	63,00 (+ 0,44)	63,30 (+ 0,44)
1797/03	1. Elderegulierung	62,00 (- 0,90)	62,00 (- 1,00)	62,30 (- 1,00)
1826	Verbau am Lenz	62,00	62,20 (+ 0,20)	62,50 (+ 0,20)
1836	2. Elderegulierung	62,00	62,00 (- 0,20)	62,00 (- 0,50)

## 5 Literatur

- ANONYMUS (1793): Wann? und Wodurch? sind die Elde, der Plauer, Calpiner und insbesondere der Müritz-See aufgestauet? Mecklenburgische gemeinnützige Blätter 2: 97-116.
- BECKER, H. F. (1791): Geschichte der Schiffbarmachung der Flüsse und Ströme in Mecklenburg. Monatsschrift von und für Mecklenburg 4: 561-574, 613-624, 672-691, 723-749; Neue Monatsschrift von und für Mecklenburg 1 (1792, Kartenbeilage).
- KAISER, K. (1996): Zur hydrologischen Entwicklung mecklenburgischer Seen im jüngeren Quartär. Petermanns Geographische Mitteilungen 140: 323-342.
- KAISER, K. (1998): Die hydrologische Entwicklung der Müritz im jüngeren Quartär – Befunde und ihre Interpretation. Zeitschrift für Geomorphologie, N. F., Supplement-Band 112: 143-176.
- 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.
- MECKLENBURGISCHES URKUNDEBUCH (1863 ff.): Bd. 1 ff.; Schwerin.
- RUCHHÖFT, F. (1999): Der Wasserstand der „Oberen Seen“ in Mecklenburg in Mittelalter und früher Neuzeit. Archäologische Berichte aus Mecklenburg-Vorpommern 6: 195-208.
- RUCHHÖFT, F. (1999): Der Wasserstand der „Oberen Seen“ in Mecklenburg in der Neuzeit. Stier und Greif 9: 38-46.
- SCHULZ, W. (1968): Spätglaziale und holozäne Seespiegelschwankungen an den westlichen Oberen Seen Mecklenburgs. Archiv der Freunde der Naturgeschichte in Mecklenburg 14: 7-43.
- STEUSLOFF, U. (1905): Torf- und Wiesenkalkablagerungen im Rederang- und Moorseebecken. Ein Beitrag zur Geschichte der Müritz. Archiv des Vereins der Freunde der Naturgeschichte in Mecklenburg 59: 147-210.

### Anschrift des Verfassers

Dr. Fred Ruchhöft, Geisteswissenschaftliches Zentrum für Geschichte und Kultur Ostmitteleuropas e. V., Luppenstraße 1b, D-04177 Leipzig, e-mail: ruchh@rz.uni-leipzig.de

## Archäologie des Spätglazials in Fluß- und Seenlandschaften Mecklenburg-Vorpommerns – Forschungsstand und Perspektiven

Archaeology of the Late Glacial in river- and lakelands  
of Mecklenburg-Vorpommern, NE Germany

THOMAS TERBERGER

### Zusammenfassung

In der Diskussion um die chronostratigraphische Gliederung spricht sich Verfasser für die Abfolge von Dryas I, Meiendorf-Interstadial, Dryas II, Allerød-Interstadial und Dryas III aus. Neue Erkenntnisse zum Spätglazial verdankt die Archäologie in Mecklenburg-Vorpommern vor allem geoarchäologischen Untersuchungen in Nordvorpommern (Endingen, Nienhagen) und in der Ueckermünder Heide (Hintersee). Nachweise für die Hamburger Kultur stehen – von Einzelfunden abgesehen - in Mecklenburg-Vorpommern noch aus. Der früheste Besiedlungsnachweis geht auf den Elchjägerplatz Endingen VI aus dem frühen Allerød zurück. Die Ahrensburger Kultur (Dryas III) ist mit einer größeren Zahl von Fundstellen nachgewiesen. Beachtung verdienen Fundhorizonte der Ahrensburger Kultur im „Finowboden“ an Fundstellen bei Hintersee.

### Summary

In the discussion of lateglacial chronostratigraphy the author argues for the following sequence: Dryas I, Meiendorf-Interstadial, Dryas II, Allerød-Interstadial und Dryas III. In Mecklenburg-Vorpommern some new geoarchaeological investigations in Nordvorpommern and in the Ueckermünder Heide contribute to a better understanding of lateglacial archaeology. There is still no clear evidence for the Hamburgian culture in Northeast Germany. The earliest evidence for lateglacial settlement is connected with an elk-hunter site at Endingen VI of the early Allerød. There are more sites of the Ahrensburgian culture in Mecklenburg-Vorpommern. Evidence for Ahrensburgian layers in the “Finowboden” at sites near Hintersee are of more interest here.

### 1 Grundlagen

Der Forschung zum Spätglazial/Frühholozän stehen in Norddeutschland und Südsandinavien ausschließlich Inlandfundplätze zur Verfügung und wir können nur vermuten, dass die Küstenregionen schon im Spätglazial eine Rolle für die menschliche Besiedlung spielten (vgl. BANG ANDERSEN 1996). Aus Mecklenburg-Vorpommern liegt eine größere Zahl von Oberflächenfundstellen, v. a. der Ahrensburger Kultur, vor (vgl. TERBERGER 1996b). Diese können nur grob zeitlich eingeordnet werden und liefern z. B. in der Regel keine Informationen zu den Umweltverhältnissen, zur Jagdbeute und zur Jahreszeit eines Aufenthaltes. Auch Informationen zur Struktur der Lagerplätze und zu möglichen Behausungsgrundrissen lassen sich an solchen Plätzen kaum gewinnen. Von der regen Bautätigkeit des vergangenen Jahrzehnts hat die Forschung zu den ältesten menschlichen Siedlungsspuren in Nordostdeutschland - im Vergleich zu anderen Regionen (vgl. STREET et al. 2001) - leider wenig profitieren können. Neue Erkenntnisse zum Spätglazial in Nordostdeutschland verdanken wir vor allem geoarchäologisch angelegten Arbeiten in Nordvorpommern und der Ueckermünder Heide. Die Seltenheit von ergrabenen Fundstellen hat zur Folge, dass wir uns in Nordostdeutschland für die Zeit der spätglazialen Sammler- und Jägergemeinschaften weitgehend auf allgemeine Aussagen beschränken und das in Nachbargebieten gewonnene Wissen heranziehen müssen.

Die Inland-Fundstellen des Spätglazials und Frühholozäns zeigen eine ausgeprägte Bindung an Flüsse und Seen, was allerdings auch für jüngere Perioden gelten kann (KAISER et al. 2000). Neben der Versorgung mit Wasser spielte offensichtlich auch der Fischfang eine Rolle für die Standortwahl. Noch unklar ist, seit wann die technischen Möglichkeiten zur Fortbewegung über das Wasser verfügbar waren. Paddelreste kennen wir u.a. aus dem älteren Mesolithikum von Duvensee/Holstein (vgl. SCHWANTES 1939: 102), aber schon für das Spätglazial wird die Bootsverwendung diskutiert. Für die Anlage der Lagerplätze wurden gerne ufernahe Sandkuppen, insbesondere an Ein- und Austritten der Flüsse in/aus Seen genutzt (vgl. LARSSON 1993: 276, TERBERGER im Druck).

Einen erheblichen Einfluß auf die Überlieferung und Erschließung der Fundstellen hatten Veränderungen des Grundwasserspiegelstandes. So sind Fundschichten des präborealen-borealen Mesolithikum mit guten Erhaltungsbedingungen von Torfen überbedeckt (vgl. KAISER 2001, TERBERGER 1998), die heute zumeist bei Baggerarbeiten angeschnitten werden.

Bevor der Forschungsstand in der gebotenen Kürze skizziert wird, erscheinen noch Bemerkungen zum chronostratigraphischen Gerüst notwendig. Grundsätzlich bedarf es neben den (regionalen) biostratigraphischen

Gliederungsansätzen einer überregionalen Chronostratigraphie mit möglichst breiter Akzeptanz. In den letzten Jahren hat es einen Vorschlag zur Neugliederung des Spätglazials gegeben mit der Abfolge Meiendorf-Interstadial, Dryas I, Bølling-Interstadial, Dryas II, Allerød-Interstadial und Dryas III (vgl. LITT et al. 2001). Auch wenn dieser Vorschlag sachlich begründet erscheint, ist er aus Sicht des Verfassers eine wenig befriedigende Lösung. Mit dieser Neugliederung wird die stratigraphische/absolutchronologische Position von Dryas I und II gegenüber früheren Gliederungen verschoben, zugleich wird der bislang in der Regel als frühes Allerød-Interstadial aufgefaßte Zeitabschnitt als Bølling-Interstadial definiert. Diese Verschiebungen bzw. Neudefintionen von chronostratigraphischen Einheiten unter Beibehaltung der seit langem verwendeten Begriffe fordern Mißverständnisse und Verwechslungen heraus. Die gerade angestrebte überregionale sowie internationale Akzeptanz wird so kaum zu erreichen sein. Aus diesem Grund favorisiert der Verfasser die gut begründete Gliederung von Dryas I, Meiendorf-Interstadial, Dryas II, Allerød-Interstadial und Dryas III (Abb. 1, vgl. USINGER 1998, DE KLERK 2002). Diese Gliederung kann mit der in den grönländischen Eisbohrkernen erfassten Abfolge inzwischen recht gut korreliert und absolutchronologisch datiert werden (vgl. BJÖCK et al. 1998, JÖRIS & WENINGER 2000, LOWE & HOEK 2001). So trägt, neben der bekannten Laacher See-Tephra, die Dryas II (GIS 1d) um 12000 B.P./ 12000 cal.B.C. als Zeitmarke zwischen Meiendorf- (GIS 1e) und Allerød-Interstadial (GIS 1a-c) zur absolutchronologischen Gliederung bei (Abb. 1, vgl. JÖRIS & WENINGER 2000, LOWE & HOEK 2001: 1179).

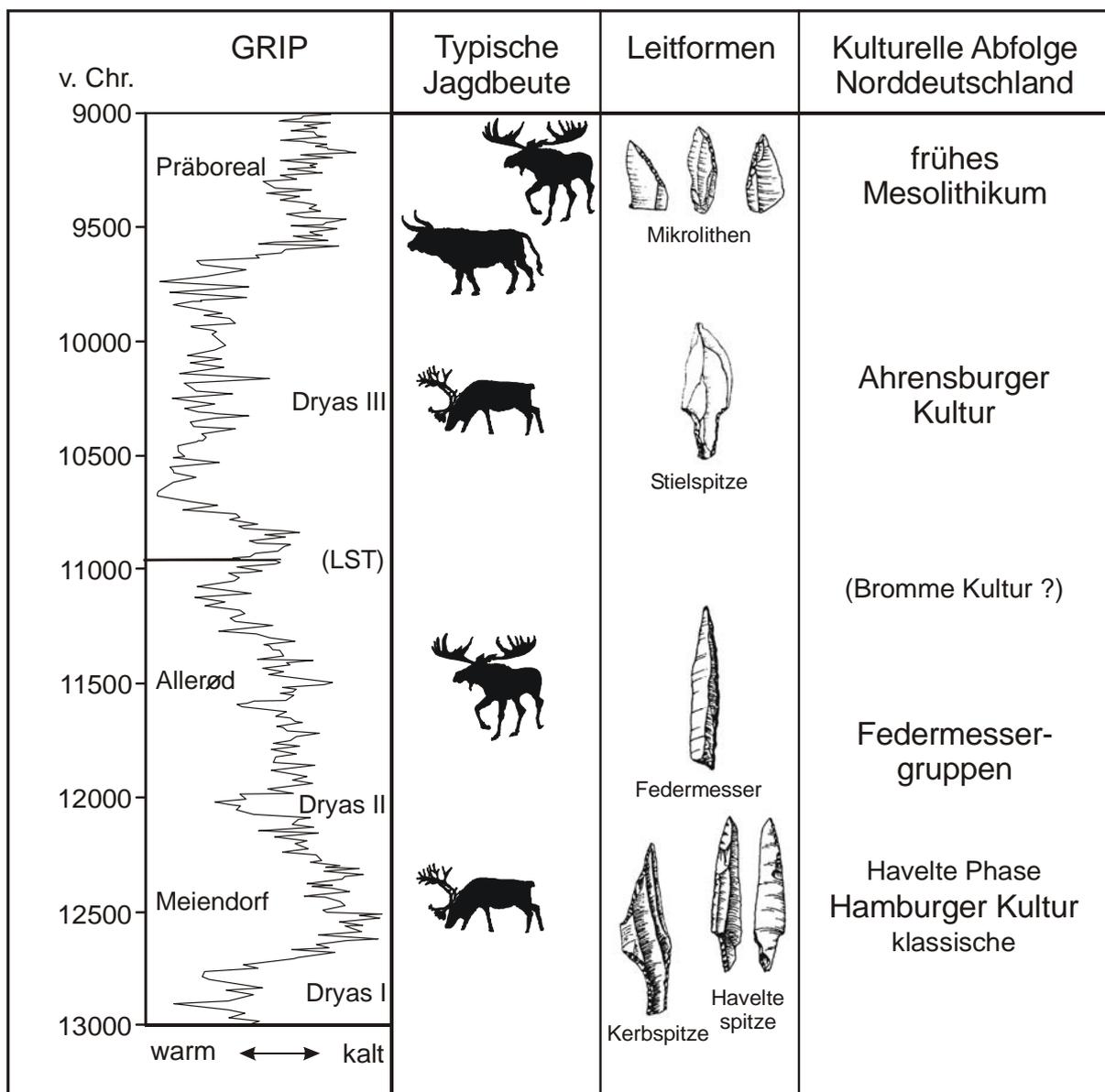


Abb. 1: Übersicht über die kulturelle Entwicklung des Spätglazials in Norddeutschland (GRIP-Sauerstoffisotopenkurve nach JÖRIS & WENINGER 2000).

## 2 Abriß des Forschungsstandes in Mecklenburg-Vorpommern

Die älteste Phase spätglazialer Sammler- und Jägergruppen bezeichnen wir als klassische Hamburger Kultur. Als Steingeräte-Leitform dieser Zeit gelten Kerbspitzen und Zinken. Während Fundstellen der klassischen Hamburger Kultur aus dem Odergebiet und Schleswig-Holstein sowie eventuell auch aus Jütland vorliegen (HOLM 1996, BRATLUND 1996), fehlen bislang eindeutige Fundstellen dieser frühen Rentierjäger aus Mecklenburg-Vorpommern und Brandenburg (TERBERGER 1996b, CZIESLA 2001). Die jüngere Hamburger Kultur, deren schlanke Havelte-Spitzen einen typologischen Übergang zwischen Kerb- und Stielspitzen bilden, reicht mit ihrem Verbreitungsgebiet bis auf die ostdänische Insel Lolland (VANG PETERSEN & JOHANSEN 1996, JOHANSEN 2000). Für Nordostdeutschland fehlen auch für diese Phase Fundstellen. Einzelne Oberflächenfunde wie ein Zinken aus der Umgebung von Lüssow bei Güstrow in Mecklenburg (TERBERGER 1997) lassen jedoch vermuten, dass es sich hier um eine Forschungslücke handelt und nicht lebensfeindliche Lebensbedingungen zu dieser Zeit einer Besiedlung Nordostdeutschlands entgegenstanden (vgl. CZIESLA 2001: 392 f.). Bei der recht weit nördlich gelegenen Fundstelle Tanowo, Polen, ist, ebenso wie bei dem neu entdeckten Fundplatz Mirkowice die Klassifikation als Stationen der Hamburger Kultur nach Meinung des Verfassers unsicher (CHLONICKI & KABACINSKI 1997, KOBUSIEWICZ 1999).

Dank neuer Grabungen am Fundplatz Ahrenshöft LA 73, Schleswig-Holstein, mit einer stratigraphischen Abfolge der Hamburger Kultur (CLAUSEN 1998) kann die Fundschicht der "klassischen" Phase in das (ältere) Meiendorf-Interstadial deutlich unterhalb des Hippophae-Maximums gestellt werden, während die Havelte Phase/Kultur in das Hippophae-Maximum im jüngeren Meiendorf-Interstadial fällt (USINGER 1998: 68). Die <sup>14</sup>C-Daten korrespondieren mit der palynostratigraphischen Einordnung und sprechen für einen Übergang zu den Federmessergruppen in Norddeutschland um 12.000 B.P./ca. 12000 cal. B.C. am Übergang vom Meiendorf-Interstadial zur Dryas II.

Die mit Pfeil und Bogen ausgestatteten frühen Waldjäger der Federmessergruppen des Allerød-Interstadials haben ihren Namen aufgrund der typischen schlanken Projektilspitzen mit gestumpfter Kante (= Federmesser) erhalten (Abb. 1). Diese Federmessergruppen können wir in Mecklenburg-Vorpommern mit nur wenigen Oberflächenfundstellen fassen. Aufgrund von zwei <sup>14</sup>C-Daten kann sodann der Fundplatz Eendingen VI in Nordvorpommern mit den frühen Federmessergruppen (ca. 11800 bis 11600 cal. B.C.) in Verbindung gebracht werden. Hier wurden Elchreste als Jagdbeute und ein bearbeitetes Riesenhirschgeweih entdeckt (TERBERGER 1996a, STREET 1996, KAISER et al. 1999).

In Südkandinavien kommen im jüngeren Allerød große Stielspitzen als charakteristische Leitform der Bromme Kultur auf, die mit der Jagd auf Elch und Ren verbunden werden können (vgl. zuletzt ERIKSEN 1999, JOHANSEN 2000). Zwar kennen wir auch aus Nordostdeutschland eine Reihe größerer Stielspitzen, aber bislang läßt sich kein Fundensemble der Bromme Kultur klar identifizieren (vgl. GRAMSCH 1988, 512). Zugleich ist wohl auch mit einzelnen großen Stielspitzen in Inventaren der Ahrensburger Kultur zu rechnen (vgl. KAISER & TERBERGER 1996: 32 ff.)

Die Ahrensburger Kultur mit den kleinen Stielspitzen als Leitform wird durch eine größere Zahl von Fundplätzen repräsentiert, die traditionell als Rentierjäger-Kultur der Jüngeren Dryas angesehen wird (TERBERGER 1996b). Untersuchungen in der Ueckermünder Heide haben die Ahrensburger Kultur im spätglazialen „Finowboden“ nachweisen können, dessen Bildung wohl hauptsächlich im Allerød-Interstadial stattfand (BOGEN 1999, KAISER et al. 2001, BOGEN et al. im Druck). In Analogie zur Fundstelle Alt-Duvenstedt in Schleswig-Holstein (CLAUSEN 1995) dürften hier die Funde in der frühen Jüngeren Dryas abgelagert worden sein und auf eine Phase stabiler Landoberflächen in dieser Zeit hinweisen. Die Ahrensburger Kultur ist wie in Nienhagen, Nordvorpommern, sonst stratigraphisch mit Sedimenten der Jüngeren Dryas verbunden (KAISER & TERBERGER 1996).

Während wir über den raschen klimatischen Wandel am Übergang von der Jüngeren Dryas zum Präboreal recht gut informiert sind, verfügen wir nur über wenige Hinweise zur Reaktion des Menschen auf diese Veränderungen am Ende der letzten Kaltphase. Der in die Übergangszeit von der Dryas III zum frühen Präboreal datierende Fund eines Ur-Skelettes von Potsdam-Schlaatz (GRAMSCH 1987a, BENNECKE 2000: 86) läßt ebenso wie der präboreale Urfund mit eingeschossenen Projektilen von Vig auf Seeland (HARTZ et al. 1906) annehmen, dass diesem Tier eine wichtige Rolle als Jagdbeute in dieser Zeit zukam. Neue Ausgrabungen in Soll-Ablagerungen bei Lundby, Süd-Seeland, ergaben darüber hinaus mehrere Deponierungen von Elchknochen, die ins frühe Präboreal datiert werden können (vgl. LÜBKE 2001: 95). Lundby liefert damit nicht nur einen Hinweis auf eine gewisse Kontinuität der Besiedlung in der Tiefebene am Übergang zum Holozän, sondern erlaubt zugleich Einblicke in die Vorstellungswelt der frühen Waldjäger. In Nordostdeutschland setzen bedeutende mesolithische Stationen wie Friesack, Brandenburg, und Rothenklempenow, Uecker-Randow-Gebiet, im mittleren Präboreal ein (vgl. u.a. GRAMSCH 1987b, SCHACHT 1993, SCHACHT & BOGEN 2001, KAISER et al. 2001). Mit diesen Fundstellen verbessert sich auch unser Kenntnisstand zur Umwelt der Siedlungen, zur materiellen Kultur und zum menschlichen Verhalten der Sammler und Jäger des Waldes.

### 3 Literatur

- BANG ANDERSEN, S. (1996): The Colonization of Southwest Norway. An Ecological Approach. In: Larsson, L. (Hrsg.): The Earliest Settlement of Scandinavia and its Relationship to Neighbouring Areas. *Acta Archaeologica Lundensia* 8/24: 251-262; Stockholm.
- BJÖRCK, S., WALKER, M. J. C., CWYNAR, L. C., JOHNSEN, S., KNUDSEN, K.-L., LOWE, J. J., WOHLFARTH, B. & INTIMATE MEMBERS (1998): An ecent stratigraphy for the Last Termination in the North Atlantic region based on the Greenland ice-core record: a proposal by the Intimate Group, *Journal of Quaternary Science* 13, 283-292.
- BOGEN, C. (1999): Ein neuer Stielspitzen-Fundplatz bei Hintersee/Kr. Uecker-Randow in Vorpommern - erste Ergebnisse einer Sondage. *Festschrift für B. GRAMSCH*: 81-85; Langenweißbach.
- BOGEN, C., HILGERS, A., KAISER, K., KÜHN, P. & LIDKE, G. (im Druck): Archäologie, Pedologie und Geochronologie spätpaläolithischer Fundplätze in der Ueckermünder Heide (Kr. Uecker-Randow, Mecklenburg-Vorpommern). *Archäologisches Korrespondenzblatt*.
- BRATLUND, B. (1996): Archaeozoological Comments on Final Palaeolithic Frontiers in South Scandinavia. In: Larsson, L. (Hrsg.): The Earliest Settlement of Scandinavia and its Relationship to Neighbouring Areas. *Acta Archaeologica Lundensia* 8/24: 23-34; Stockholm.
- CHLONICKI, M. & KABACINSKI J. (1997): Mirkowice – another settlement of the Hamburgian Culture at the polish plain. *Przegląd Archeologiczny* 45: 5-23.
- CLAUSEN, I. (1995): Alt Duvenstedt, Kreis Rendsburg-Eckernförde, LA 121. Ein Ahrensburger Kulturvorkommen in allerödzeitlichem Boden. *Archäologische Nachrichten aus Schleswig-Holstein* 6: 103-126.
- CLAUSEN, I. (1998): Neue Untersuchungen an späteiszeitlichen Fundplätzen der Hamburger Kultur bei Ahrenshöft, Kr. Nordfriesland (ein Vorbericht). *Achäologische Nachrichten aus Schleswig-Holstein* 8: 8-49.
- CZIESLA, E. (2001): Zur Besiedlungsgeschichte von Berlin-Brandenburg: Die Anfänge. In: GEHLEN, B., HEINEN, M. & TILLMANN, A. (Hrsg.): *Zeit-Räume. Gedenschrift W. Taute. Archäologische Berichte* 14: 381-396.
- ERIKSEN, B. (1999): Late Palaeolithic settlement in Denmark – how do we read the record. *Folia Quaternaria* 70: 157-173.
- GRAMSCH, B. (1987a): Betrachtungen zum Ur-Fund am Schlaatz bei Potsdam. *Veröffentlichungen des Museums für Ur- und Frühgeschichte Potsdam* 21: 69-74.
- GRAMSCH, B. (1987b): Ausgrabungen auf dem mesolithischen Moorfundplatz bei Friesack, Bezirk Potsdam. *Veröffentlichungen des Museums für Ur- und Frühgeschichte Potsdam* 21: 75-100.
- GRAMSCH, B. (1988): Le Paléolithique final dans la region entre l’Oder et l’Elbe. In: OTTE, M. (Hrsg.): *De la Loire à l’Oder. Les civilisations du Paléolithique final dans le nord-ouest européen. British Archaeological Reports, Inter. Series* 444: 511-522; Oxford.
- HARTZ, N., WINGE, H. & MÜLLER, S. (1906): Om Uroksen fra Vig, saaret og dræbt ved Flintvaaben. *Aarbøger for Nordisk Oldkyndighed og Historie*: 225-236.
- HOLM, J. (1996): The Earliest Settlement of Denmark. In: LARSSON, L. (Hrsg.): The Earliest Settlement of Scandinavia and its Relationship to Neighbouring Areas. *Acta Archaeologica Lundensia* 8/24: 43-60. Stockholm.
- JOHANSEN, L. (2000): The Late Palaeolithic in Denmark. In: VALENTIN, B., BODU, P. & CHRISTENSEN, M. (Hrsg.): *L’Europe Centrale et Septentrionale au Tardiglaciaire. Confrontation des modèles régionaux de peuplement. Mémoires du Musée de Préhistoire d’Ile-de-France* 7: 197-216; Nemours.
- JÖRIS, O. & WENINGER, B. (2000): <sup>14</sup>C-Alterskalibration und die absolute Chronologie des Spätglazials. *Archäologisches Korrespondenzblatt* 30: 461-471.
- KAISER, K. (2001): Die spätpleistozäne bis frühholozäne Beckenentwicklung in Mecklenburg-Vorpommern – Untersuchungen zur Stratigraphie, Geomorphologie und Geoarchäologie. *Greifswalder Geographische Arbeiten* 24, 208 S.
- KAISER, K. & TERBERGER, T. (1996): Archäologisch-geowissenschaftliche Untersuchungen am spätpaläolithischen Fundplatz Nienhagen, Lkr. Nordvorpommern. *Bodendenkmalpflege in Mecklenburg-Vorpommern* 43, *Jahrbuch* 1995: 7-48.
- KAISER, K., DE KLERK, P. & TERBERGER, T. (1999): Die „Riesenhirschfundstelle“ von Endingen: geowissenschaftliche und archäologische Untersuchungen an einem spätglazialen Fundplatz in Vorpommern. *Eiszeitalter und Gegenwart* 49: 102-123.
- KAISER, K., TERBERGER, T. & JANTZEN, C. (2000): Rivers, lakes and ancient man: Relationships of palaeohydrology and the archaeological record in Mecklenburg-Vorpommern (NE-Germany). *Beiträge zur Ur- und Frühgeschichte Mecklenburg-Vorpommerns* 35: 405-410.
- KAISER, K., ENDTMANN, E., BOGEN, C., CZAKÓ-PAP, S. & KÜHN, P. (2001): Geoarchäologie und Palynologie spätpaläolithischer und mesolithischer Fundplätze in der Ueckermünder Heide, Vorpommern. *Zeitschrift für geologische Wissenschaften* 29: 233-244.

- DE KLERK, P. (2001): Vegetation history and palaeoenvironmental development of the Endinger Bruch area and the Reinberg basin (Vorpommern, NE Germany) during the Late Pleniglacial, Lateglacial and Early Holocene (with special emphasis on a widespread stratigraphic confusion). Unveröff. Dissertation, Universität Greifswald, Geographisches Institut, 103 S.
- KOBUSIEWICZ, M. (1999): The Final Pleistocene Recolonisation of the Northwestern Polish Plain. *Folia Quaternaria* 70: 197-210.
- LARSSON, L. (1993): Neue Siedlungsfunde der Späteiszeit im südlichen Schweden. *Archäologisches Korrespondenzblatt* 23: 275-283.
- LITT, T., BRAUER, A., GOSLAR, T., MERKT, J., BALAGA, K., MÜLLER, H., RALSKA-JASIEWICZOWA, M., STEBICH, M. & NEGENDANK, J. F. W. (2001): Correlation and synchronisation of Lateglacial continental sequences in northern central Europe based on annually laminated lacustrine sediments. *Quaternary Science Reviews* 20: 1233-1249.
- LOWE, J. J. & HOEK, W. Z. (2001): Inter-regional correlation of palaeoclimatic records for the Last Glacial-Interglacial Transition: a protocol for improved precision recommended by the INTIMATE preproject group. *Quaternary Science Reviews* 20: 1175-1187.
- LÜBKE, H. (2001): Bericht über das Kolloquium: "Aktuelle Forschungsergebnisse zum Mesolithikum im südwestlichen Ostseeraum" in Schwerin, Mecklenburg-Vorpommern, 8.-10. März 2001. *Nachrichtenblatt für Unterwasserarchäologie* 8: 93-96.
- SCHACHT, S. (1993): Ausgrabungen auf einem Moorfundplatz und zwei Siedlungsplätzen aus dem Mesolithikum/Neolithikum im nördlichen Randowbruch bei Rothenklempenow, Kr. Pasewalk. *Ausgrabungen und Funde* 38: 111-119.
- SCHACHT, S. & BOGEN, C. (2001): Neue Ausgrabungen auf dem mesolithisch-neolithischen Fundplatz 17 am Latzig-See bei Rothenklempenow, Lkr. Uecker-Randow. *Archäologische Berichte aus Mecklenburg-Vorpommern* 8: 5-20.
- SCHWANTES, G. (1939): Die Vorgeschichte Schleswig-Holsteins I. Stein- und Bronzezeit. Neumünster.
- STREET, M. (1996): The Late Glacial faunal assemblage from Endingen, Lkr. Nordvorpommern. *Archäologisches Korrespondenzblatt* 26: 33-42.
- STREET, M., BAALES, M., CZIESLA, E., HARTZ, S., HEINEN, M., JÖRIS, O., KOCH, I., PASDA, C., TERBERGER, T. & VOLLBRECHT, J. (2001): Final Palaeolithic and Mesolithic research in reunified Germany. *Journal of World Prehistory* 15: 365-453.
- TERBERGER, T. (1996a): Die „Riesenhirschfundstelle“ von Endingen, Lkr. Nordvorpommern. Spätglaziale Besiedlungsspuren in Nordostdeutschland. *Archäologisches Korrespondenzblatt* 26: 13-32.
- TERBERGER, T. (1996b): The early settlement of North-East Germany (Mecklenburg-Vorpommern). In: LARSSON, L. (Hrsg.): *The Earliest Settlement of Scandinavia and its Relationship to Neighbouring Areas. Acta Archaeologica Lundensia* 8/24: 111-122; Stockholm.
- TERBERGER, T. (1997): Zur ältesten Besiedlungsgeschichte Mecklenburg-Vorpommerns. *Archäologische Berichte aus Mecklenburg-Vorpommern* 4: 6-22.
- TERBERGER, T. (1998): Grundwasserspiegelstände und spätpaläolithisch-mesolithische Besiedlung im Endinger Bruch, Vorpommern. In: CONARD, N. J. & KIND, C.-J. (Hrsg.): *Aktuelle Forschungen zum Mesolithikum. Urgeschichtliche Materialhefte* 12: 89-102.
- TERBERGER, T. (im Druck): Drei verzierte mesolithische Objekte aus der Peene nahe Verchen. *Bodendenkmalpflege in Mecklenburg-Vorpommern, Jahrbuch 2000*.
- USINGER, H. (1998): Pollenanalytische Datierung spätpaläolithischer Fundschichten bei Ahrenshöft, Kr. Nordfriesland. *Archäologische Nachrichten aus Schleswig-Holstein* 8: 50-73.
- VANG PETERSEN, P. & JOHANSEN, L. (1996): Tracking Late Glacial reindeer hunters in eastern Denmark. In: LARSSON, L. (Hrsg.): *The Earliest Settlement of Scandinavia and its Relationship to Neighbouring Areas. Acta Archaeologica Lundensia* 8/24: 75-88; Stockholm.

#### **Anschrift des Verfassers**

PD Dr. Thomas Terberger, Universität Greifswald, Lehrstuhl für Ur- und Frühgeschichte, Hans-Fallada-Str. 1, D-17487 Greifswald, e-mail: terberge@uni-greifswald.de

## Mesolithische Lagerplatzstrukturen am Moorfundplatz Friesack 4, Lkr. Havelland

Mesolithic site structure at the Marshland site of Friesack 4, Havelland (NE Germany)

STEFAN WENZEL

### Zusammenfassung

Bei Grabungen der Jahre 2000 und 2001 wurden weitere 253 m<sup>2</sup> des mesolithischen und neolithischen Moorfundplatzes Friesack 4 (Lkr. Havelland, Brandenburg) untersucht (Fläche 8). Mesolithische Befunde sind drei gut erhaltene und drei stark durch Tiergänge gestörte Gruben. Diese Gruben bilden deutliche Fundkonzentrationen innerhalb des mesolithischen Horizontes, der zudem drei weitere Fundanhäufungen aufweist. Verglichen mit den Siedlungsstrukturen anderer Fundplätze führen diese Fundanhäufungen wenig Funde. Eine sehr hohe Funddichte haben hingegen die in der Südostecke der Grabung angeschnittenen Uferschichten des Boreals und des mittleren Präboreals.

### Summary

In 2000 and 2001 further 253 m<sup>2</sup> of the mesolithic and neolithic marshland site Friesack 4 (Havelland district, Brandenburg) have been excavated (section 8). Mesolithic features are three well preserved pits and three pits, which have been heavily disturbed by bioturbation. These pits make up clear concentrations of finds within the mesolithic horizon, which shows three additional clusters of artefacts. Compared with settlement structures on other sites, these clusters contain only few finds. On the other hand the subaquatic bank sediments of the Boreal and of the middle Preboreal, which have been found in the SE corner of the section, have a high density of finds.

### 1 Lage und Forschungsgeschichte

Der mittel- und jungsteinzeitliche Fundplatz Friesack 4 liegt auf einem flachen Talsandhügel am begradigten Alten Friesacker Rhin, nur 30 km von der Elbe entfernt im nordwestlichsten Abschnitt des Warschau-Berliner Urstromtals. Seine gute Erhaltung verdankt der Fundplatz dem hohen Grundwasserstand und der Übertorfung des Geländes seit der Jungsteinzeit. Erst seit dem 18. Jh. wurde der Grundwasserspiegel gesenkt. Erste Ausgrabungen fanden von 1916 bis 1925 durch den Entdecker M. SCHNEIDER und nachfolgend 1940 durch H. REINERTH statt. Eine weitere Senkung des Grundwasserspiegels durch ein Meliorationsprojekt der siebziger Jahre war für B. GRAMSCH (1987; 1993) der Anlaß für ausgedehnte Grabungen von 1977 bis 1989 und eine Nachuntersuchung 1998. Damals führte K. KLOSS (GRAMSCH & KLOSS 1989) umfangreiche moorgeologische und vegetations-geschichtliche Untersuchungen durch.

Erneute Grabungen, über die hier berichtet wird, waren notwendig durch die fortschreitende Zerstörung der Fundschichten durch Bioturbation und die stetige Verschlechterung des Zustandes von Funden. Die Grabungen wurden vom Brandenburgischen Landesamt für Denkmalpflege und Archäologischen Landesmuseum durchgeführt, finanziert durch die Deutschen Forschungsgemeinschaft und unterstützt vom Amt Friesack.

### 2 Bodenaufbau, Vorgehen bei der Grabung

In den Jahren 2000 und 2001 wurden 253 m<sup>2</sup> des Fundplatzes untersucht. Der Humushorizont ist 30-40 cm mächtig, er geht vermutlich auf vererdeten Torf zurück und enthält zahlreiche neolithische und umgelagerte mesolithische Funde. Unter ihm folgt die bis zu 20 cm mächtige mesolithische Fundschicht, vermutlich der reduzierte B-Horizont einer Sandbraunerde. An der Südostecke der Grabungsfläche wurden Ufersedimente aus dem Boreal und dem mittleren Präboreal angeschnitten.

Die Ausgrabung erfolgte in Viertelquadraten, das Sediment wurde gesiebt. Aufschüttungssedimente und der Pflughorizont wurden jeweils als Schicht abgegraben. Die Schichten wurden z.T. in 5 cm mächtigen Abhüben abgetragen.

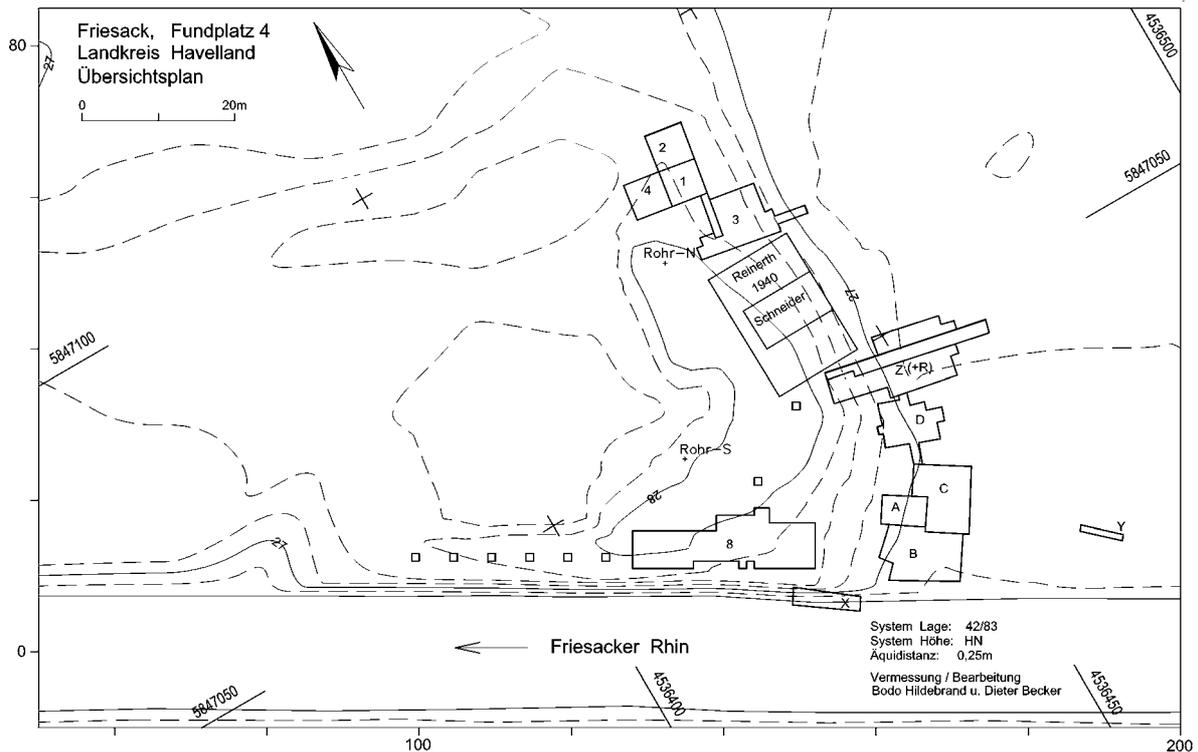


Abb. 1: Friesack 4. Lage der Grabungsschnitte am Rand des Talsandhügels, dessen Zentrum durch Sandgrubenbetrieb zerstört wurde.

### 3 Mesolithische Gruben

Vermutlich mittelsteinzeitlich sind drei gut erhaltene und drei stark durch Tiergänge gestörte Gruben. Die gut erhaltenen Gruben (Durchmesser von ca. 1 m, noch mit bis zu 50 cm Tiefe erhalten) heben sich vom mutmaßlichen reduzierten B-Horizont durch ihren Gehalt an Holzkohle ab und werden im Profil meist erst 10 cm unterhalb der Oberkante dieser Schicht sichtbar. Die Gruben enthalten mesolithische Artefakte, zahlreiche Fischwirbel und wenige Säugetierknochen. Sie dienten vermutlich zunächst als Vorratsgruben und wurden erst sekundär mit Abfall verfüllt. Derartige Befunde sind selten und nur bei hohem Grundwasserstand erhalten (BOKELMANN 1999).

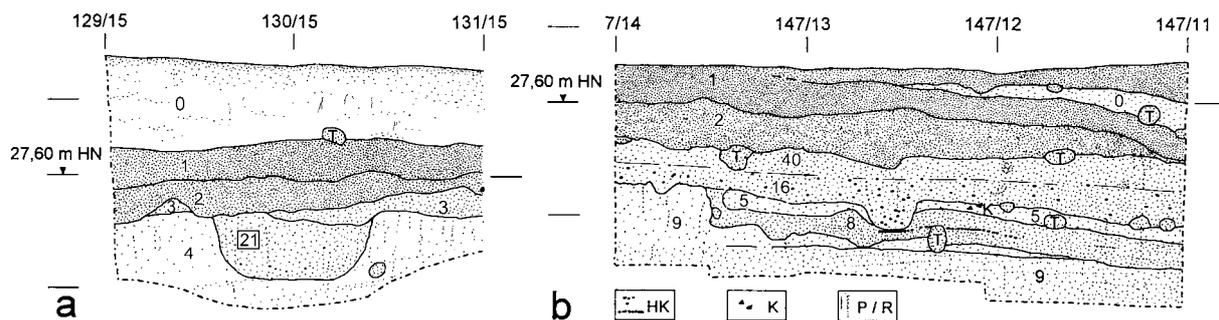


Abb. 2: Friesack 4, Fläche 8. a Nordprofil mit mesolithischer Grube; b Ostprofil mit Uferschichten. Sedimente (Nr. der Uferschichten nach B. GRAMSCH): 0 Kanalaushub; 1 dunkelgrauer bis schwarzer Sand (Pflughorizont); 2 dunkelbrauner bis -grauer Sand mit hellbraunen Flecken (ungepflügter Teil des A-Horizontes); 3 graubrauner Sand, verwaschen fleckig (reduzierter B-Horizont?); Befund 21: hellgrauer bis hellbrauner verwaschen fleckiger Sand mit Holzkohlepartikeln; 4 heller hellgrauer bis hellbrauner Sand, unten fein schräg geschichtet (C-Horizont); 40 u. 16 grauer Sand mit verwaschenen hellgrauen bis hellbraunen Fleckchen (16 mit großen Holzkohlepartikeln); 5 heller gelber, leicht bräunlicher Sand; 8 geschichteter grauer bis graubrauner Sand mit dunkelgrauem Bändchen (vergangene Sandmudde); 9 oben grober gelber, leicht bräunlicher Sand, unten mit Lagen von dunkel-braunem siltigen Sand.

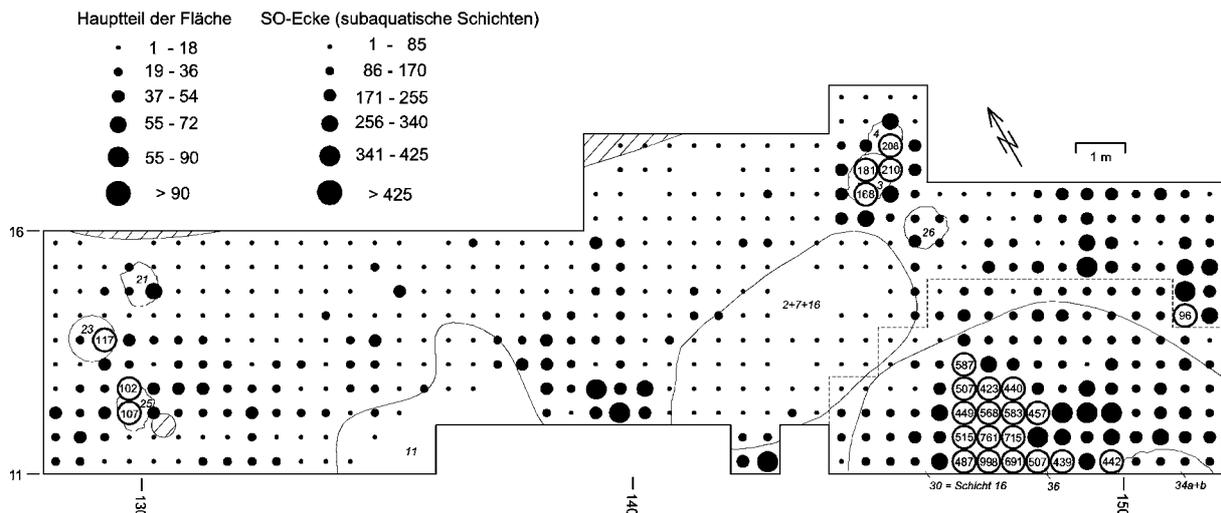


Abb. 3: Friesack 4, Fläche 8. Gesamtverteilung der Artefakte und des gebrannten Feuersteins unterhalb des Humushorizontes und der humoses Material enthaltenden Baumwurfgruben. 3, 4, 21 mittelsteinzeitliche Gruben; 23, 25, 26 stark durch Tiergänge überprägte mesolithische Gruben; 2+7+16, 11 (und 34a+b ?) Baumwurfgruben; 36 kleine neolithische Grube; 30 (Uferschicht 16); schraffiert: moderne Störung und Randbereich der Sandgrube.

#### 4 Horizontale Fundverteilung

In der Mengenkartierung der Funde aus dem mesolithischen Horizont zeigen sich die Gruben als deutliche Fundkonzentrationen, während drei weitere Fundanhäufungen verglichen mit den Siedlungsstrukturen anderer Fundplätze (GRÖN 1995) wenig Funde führen. Eine dieser relativen Fundanhäufungen befindet sich im Westteil der Grabungsfläche, dicht neben drei der Gruben. Sie ist 3 m breit und führt in der Mitte eine Anhäufung von gebranntem Feuerstein, die auch einen vergleichsweise großen Anteil von gebranntem Feuerstein aufweist, und wohl die Lage einer Feuerstelle markiert. Pfeilbewehrungen, die Abfälle ihrer Herstellung und retuschierte Abschlüge bilden im Bereich dieser schwachen Fundanhäufung keine eigentliche Konzentration. Die Gruben haben verglichen mit der relativen Fundanhäufung einen geringen Anteil von Artefakten mit Hitzespuren, was gegen eine Gleichzeitigkeit spricht. Untereinander unterscheiden sich die Gruben in ihrem Gehalt an Mikrolithen und Kerbresten sowie an Fischresten. Weitere relative Fundanhäufungen liegen zwischen den Baumwurfgruben und am Nordostrand der Grabungsfläche.

Die Funddichte der subaquatischen Schichten ist sehr hoch. Die Schichten verlaufen unregelmäßig und die Zahl der Funde zwischen benachbarten Viertelquadratmetern schwankt. Es ist unklar, ob die Fundhäufung dicht außerhalb des sichtbaren Bereichs der fundführenden Uferschichten auf Werkplätze am Ufer zurückgeht, wie bei der Fundstelle Star Carr in Yorkshire (MELLARS & DARK 1998), oder ob die eigentliche Ausdehnung der Uferschichten nur nicht mehr zu erkennen ist. Die dichte Fundhäufung innerhalb eines schmalen Streifens im Uferbereich erweckt den Anschein, als ob die Funde in einer vom Hügel in das Gewässer führenden Rinne abgelagert worden seien.

Auf dem Sandhügel ist die Besiedlung im frühen Boreal und im späten Boreal oder frühen Atlantikum durch schmale Mikrolithen (GRAMSCH 1987: 83) gut repräsentiert. Demgegenüber spielen auf dem Hügel breite Mikrolithen des frühen und des mittleren Boreals, die allerdings auch in den jüngeren Zeitabschnitten vorkommen, keine besonders große Rolle. Vermutlich waren die Hinterlassenschaften der frühmesolithischen Besiedlung in stärkerem Maße der Erosion unterworfen, als die der nachfolgenden Zeit. Ähnliche Verhältnisse wurden auch auf dem Fundplatz Chwalim im östlichen Abschnitt des Warschau-Berliner Urstromtals angetroffen, wo die Funde des Spätpaläolithikums und Mesolithikums hauptsächlich in den dem Siedlungsplatz vorgelagerten Schichten der Talfüllung vorkommen (KOBUSIEWICZ & KABACIŃSKI 1993: 54), und auf dem Fundplatz Zutphen-Ooijerhoek, wo die ältesten Funde des Präboreals aus den fluviatilen Schichten keine zeitliche Entsprechung im Fundmaterial von der Düne am Flußufer haben (GROENEWOUD et al. 2001). Das Ausmaß der Umlagerung von Sediment in Friesack wird durch in den achtziger Jahren in den Uferschichten angeschnittene Sandfächer deutlich, die bis zu 12 m in das Gewässer hineinreichen und bis zu 0,8 m mächtig sind. Sie werden als Resultat von Erosion aufgrund der mesolithischen Besiedlung interpretiert (GRAMSCH & KLOSS 1989: 315). Allerdings mag in Friesack, wie auch in Chwalim und in Bedburg-Königshoven (STREET 1998: 165 f.), auch die Entsorgung von Abfällen in die Uferschichten eine Rolle gespielt haben. Zwar enthalten die subaquatischen Schichten viele Abplisse, die bei Aufräumarbeiten kaum erfaßt werden. Jedoch scheinen die Uferschichten jeweils unterschiedliche Anteile von gebrannten Artefakten und insgesamt einen geringeren Anteil an gebrannten Feuersteintrümmern zu enthalten, als der mesolithische Fundhorizont auf dem Talsandhügel.

Nachtrag: Die mesolithische Grube Befund 3 datiert nach der in ihm enthaltenen Holzkohle (u.a. von Eiche und Kiefer; Bestimmung: E. NAB) in das späte Boreal: 8065±50 BP (KN 5440) (7079±192 calBC/-AD) (frdl. mündl. Mitteilung von B. WENINGER, Köln, vom 13.6.2002; Kalibration unter Verwendung von www.calpal.de von B. WENINGER, O. JÖRIS und U. DANZEGLOCKE).

## 5 Literaturverzeichnis

- BOKELMANN, K. (1999): Zum Beginn des Spätmesolithikums in Südschweden. *Geweihaxt, Dreieck und Trapez*, 6100 cal BC. *Offa* 56 (Festschrift für O. Harck): 183-197.
- GRAMSCH, B. (1987): Ausgrabungen auf dem mesolithischen Moorfundplatz bei Friesack, Bezirk Potsdam. *Veröffentlichungen des Museums für Ur- und Frühgeschichte Potsdam* 21: 75-100.
- GRAMSCH, B. (1993): Ein mesolithischer Birkenrindenbehälter von Friesack. *Veröffentlichungen des Brandenburgischen Landesmuseums für Ur- und Frühgeschichte* 27: 7-15.
- GRAMSCH, B. & KLOSS, K. (1989): Excavations near Friesack: an Early Mesolithic Marshland Site in the Northern Plain of Central Europe. In: Bonsall, C. (ed.): *The Mesolithic in Europe. Papers presented to the third International Symposium, Edinburgh 1985*: 313-324; Edinburgh.
- GROENEWOUD, B. J., DEEBEN, J., VAN GEEL, B. & LAUWERIER, R. C. G. M. (2001): An early mesolithic assemblage with faunal remains in a stream valley near Zutphen, the Netherlands. *Archäologisches Korrespondenzblatt* 31: 329-348.
- GRØN, O. (1995): *The Maglemose Culture. The reconstruction of the social organization of a mesolithic culture in Northern Europe*. BAR International Series 616: 99 S.; Oxford.
- KOBUSIEWICZ, M. & KABACIŃSKI, J. (1993): Chwalim. Subboreal hunter-gatherers of the Polish Plain. 130 S.; Poznań.
- MELLARS, P. & DARK, P. (1998): *Star Carr in context: new archaeological and palaeoecological investigations at the Early Mesolithic site of Star Carr, North Yorkshire*. McDonald Institute Monographs: 250 S.; Cambridge.
- STREET, M. (1998): A Preboreal Lithic Assemblage from the Lower Rhineland Site of Bedburg-Königshoven, Germany. In: ASHTON, N., HEALY, F. & PETTIT, P. (eds.), *Stone Age Archaeology. Essays in honour of John Wymer*. Oxbow Monograph 102, Lithic Studies Society Occasional Paper 6: 165-173; Oxford.
- WENZEL, S. (2001): Lagerplätze am Bogen des Flusses - Neues zum mesolithischen und neolithischen Fundplatz Friesack 4. *Archäologie in Berlin und Brandenburg 2000*: 32-35.

### Anschrift des Verfassers

Dr. Stefan Wenzel, Brandenburgisches Landesamt für Denkmalpflege und Archäologisches Landesmuseum, Wünsdorfer Platz 4-5, D-15838 Wünsdorf und c/o Forschungsbereich Altsteinzeit des Röm.-Germ. Zentralmuseums Mainz, Schloß Monrepos, D-56567 Neuwied, e-mail: st\_wenzel@gmx.de

## **Bodengeneese in Mudden: Chemische und physikalische Eigenschaften der Lebermudde im Ziethener Seebruch (Landkreis Barnim, Brandenburg)**

Soil genesis in mud substrates: chemical and physical properties of the organic mud soil in the Ziethener Seebruch (Barnim, Brandenburg)

JANA CHMIELESKI

### **Zusammenfassung**

Die Pedogenese von Mudden nach deren Entwässerung ist Schwerpunkt des von der Deutschen Bundesstiftung Umwelt mit einem Promotionsstipendium geförderten Forschungsprojektes. Alle bisher untersuchten Flächen wurden im 18. Jahrhundert zur Gewinnung von landwirtschaftlicher Nutzfläche abgelassen und bis heute fortdauernd melioriert. Aufgrund der unterschiedlichen Zusammensetzung der verschiedenen Muddearten mit ihren spezifischen Anteilen an Kalk, organischer Substanz und Silikaten verlaufen auch die pedogenen Prozesse unterschiedlich, so dass Böden, die sich hinsichtlich ihres Gefüges sowie ihrer chemischen und physikalischen Eigenschaften voneinander unterscheiden, entstehen. Charakteristische Gefügemerkmale sowie chemische und physikalische Eigenschaften von Lebermudden werden vorgestellt

### **Summary**

The aim of the research project funded by the Deutsche Bundesstiftung Umwelt is the investigation and estimation of the properties of formerly cultivated mud substrates. The investigated sites have the same history of cultivation and had been lakes until the 18th century. Now they are often unused but furthermore drained. Due to the variation of material – organic matter, carbonate and silicious material – the soils show a very different genesis. Chemical and physical properties also differ. The thickness of soil profiles varies depending on the intensity of drainage and reaches in maximum 120 cm. Mostly four different horizons were found: 1) a mixed horizon of mud and other organic matter, 2) degraded mud with thin and small aggregates, 3) degraded mud with thicker aggregates, and 4) original sediment. The mud soils show very typical physical properties with high permeability in the cracks and very low permeability in the aggregates.

### **1 Material und Methoden**

Es liegt eine moorkundliche Standortaufnahme von 1992 (SCHMIDT 1992a) vor, anhand derer in Bezug auf die Fragestellung geeignete Profile ausgesucht wurden. Insgesamt wurden im Jahre 2001 im Ziethener Seebruch 14 Bodenprofile bis in eine Tiefe von 120 cm aufgegraben und zwei ungestörte Gesamtprofile erbohrt. Neben der detaillierten Ansprache der Bodenprofile werden umfangreiche chemische (u.a. Standarduntersuchungen zu den chemischen Elementen, CaCO<sub>3</sub>, Glührückstand) und physikalische Untersuchungen (u.a. kf, pf, ku) sowie eine Computertomographie zur Quantifizierung des Gefüges in Zusammenarbeit mit dem ZALF Müncheberg durchgeführt.

### **2 Untersuchungsfläche**

Das Untersuchungsgebiet befindet sich im Biosphärenreservat Schorfheide-Chorin, 10 km südwestlich von Angermünde. Die flache Senke, deren mineralische Basis vorwiegend aus Ton, Geschiebemergel und sandigen Substraten besteht, weist ein sehr heterogenes Basisrelief auf und hat eine Größe von ca. 170 ha. Das Ziethener Seebruch ist eingebettet in kuppige und flachwellige Grundmoränenflächen in westlicher, südlicher und östlicher Richtung und den sich unmittelbar nördlich anschließenden Stauchendmoränenbereich der Angermünder Staffel. Die Sedimentabfolge besteht aus einem mehrfachen Wechsel von Mudde und Torf und ist damit Ausdruck mehrerer Seespiegelschwankungen. Sie beginnt in den tieferen Beckenbereichen mit mehreren dm-mächtigen Leber- und Detritusmudden, denen sich Braunmoos- bzw. Mischtorfe anschließen. Bei der Mehrzahl der Profile bilden Lebermudden die jüngste und damit an der Geländeoberfläche anstehende Schicht. Das Becken war bis vor ca. 120 Jahren von einem flachen See ausgefüllt, welcher, um landwirtschaftliche Nutzfläche zu gewinnen, abgelassen wurde und seitdem mehrmals melioriert wurde. Die oberflächlich anstehenden Lebermudden unterliegen somit pedogenen Prozessen, wie Humifizierung und Mineralisierung, Verlagerung von gelösten Stoffen sowie Gefügebildung.

Der überwiegende Teil des Moores ist flach- bis mittelgründig (Tab. 1). Bei der Lebermudde handelt es sich um ein an Planktonresten reiches Sediment, welches im Flachwasser abgelagert wird und reich an organischer Substanz ist (Tab. 3).

Tab. 1: Moormächtigkeiten im Untersuchungsgebiet (SCHMIDT 1992a).

Mächtigkeitssklasse in cm	Fläche in %
20-120	30,4
120-130	39,6
300-500	22,8
> 500	7,2

### 3 Eigenschaften der Böden in Lebermudde

#### 3.1 Pedogenese und Gefügeentwicklung

Die Bodenbildung reicht in Abhängigkeit von der Entwässerungstiefe bis in 100-120 cm Tiefe. Dabei haben sich ebenfalls in Abhängigkeit von der Entwässerungsintensität i.d.R. bis zu vier Bodenhorizonte ausgebildet (Tab. 2): 1) Anmoorhorizont, teilweise mit Muddepartikeln durchsetzt, 2) stärker vererdeter Horizont aus Mudde mit lose zusammenhaltenden kleinen Aggregaten, 3) geringer vererdeter Horizont aus Mudde mit verdichteten, größeren Aggregaten, 4) Ausgangsmaterial. Aufgrund sehr hoher Wassergehalte im Substrat ist die Schrumpfung und damit die Ausbildung von Rissen sehr erheblich, so dass infolge von Quellungs- und Schrumpfungsvorgängen der Boden in Polygone von bis zu 30 cm Durchmesser zerfällt. Bis zu 1 m Tiefe reichende Schrumpfrisse entstehen an Schwächezonen. Die Risse erreichen bis zu 3 cm Breite und scheinen schnell mit Material des Oberbodens verfüllt worden zu sein, so dass sich die Klüfte auch bei Wassersättigung nicht mehr schließen konnten. Das zeigt sich an einem mosaikartigem Nebeneinander von Aggregaten, deren Zwischenräume mit dem leicht durchlässigem Material des Oberbodenhorizontes aufgefüllt sind, was wiederum zu einer hohen Wasserleitfähigkeit in diesen Horizonten führt.

Tab. 2: Bodenprofil im Randbereich des Ziethener Seebruchs (Profil 13).

Nr.	Tiefe [cm]	Horizont	Bodenart	Beimengungen	Gefüge	Farbe	Hydromorphie	Feuchte	Anmerkung
1	20	Aah+rFv	Fhl?	S	krümel	2.5Y32	-	feucht	veredete Mudde?
2	37	rFv?	Fhl	-	Lamellen, Agg	5Y41	Mn	trocken	scherbiger Bruch, viele Fe-Ausfällungen
3	45	rFv?	Fhl	Manganausfällungen	Platten	5Y32	Mn	feucht	kompakt, Mn-Ausfällungen
4	>45	rFw	Fhl	-	koh	5Y43	-	naß	-

Daraus ergeben sich große kf-Werte für den gesamten Horizont und geringe kf-Werte innerhalb der Aggregate. Für die Böden in Lebermudden ist die Bildung eines sehr fein strukturierten Plattengefüges (in seinem Aussehen vergleichbar mit verwittertem Schiefer) charakteristisch. Diese wird auch von anderen Autoren beschrieben (BIRNBACHER 1958, ROG 1978).

Bei tieferreichender Wasserabsenkung (im Sommer >1m) treten folgende Gefügemerkmale in Erscheinung: In fast allen untersuchten Profilen tritt in einer Tiefe von ca. 10 cm bis in ca. 50 cm ein lamellenartiges horizontales Plattengefüge auf. Die Platten besitzen einen scherbigen Bruch. Je trockener der Boden ist, desto kleiner und dünner sind die einzelnen Platten. In feuchtem Zustand kommen zusammenhängende Lagen, die eine gummiartige Konsistenz besitzen, vor. Diese spalten bevorzugt an infolge unterschiedlicher jahreszeitlicher Ablagerungen auftretenden Schwächezonen. In trockenem Zustand kommt es zur Auflösung in cm-große und nur mm-mächtige „Plättchen“. Je weiter die Bodenentwicklung voranschreitet, desto kleiner werden die Aggregate.

#### 3.2 Chemische und physikalische Eigenschaften

Lebermudde ist ein limnisches Sediment und wird den organisch-mineralischen Mudden zugeordnet (AG BODEN 1994). Sie besteht zu großen Teilen aus Resten von Algen und besitzt im nicht entwässerten Zustand eine gallertartige elastische Konsistenz. Typisch für die Lebermudde im Ziethener Seebruch ist das fast völlige Fehlen von Großresten sowie Gehalte an organischer Substanz zwischen 40 und 60 %. Der mineralische Anteil ist silikatisch und besteht überwiegend aus den Kornfraktionen Ton und Schluff, wurde also vermutlich von den angrenzenden Ackerflächen äolisch verlagert.

Tab. 3: Physikalische und chemische Eigenschaften der Lebermudde (Profil 13).

Tiefe [cm]	Horizont	Substrat	TRD [g/cm <sup>3</sup> ]	Sd [g/cm <sup>3</sup> ]	GV 550°C[%]	PH [CaCl <sub>2</sub> ]
20	Aah+Fv	Fhl?	0,84	-	40,2	6,0
37	rFv?	Fhl	0,31	2	44,5	6,1
45	rFv?	Fhl	0,25	1,87	49,4	6,2
>45	rFw	Fhl	-		42,2	7,0

Eine Folge des hohen Wassergehaltes im natürlichen Zustand ist eine erhebliche Schrumpfung bei Entwässerung (siehe Kapitel 3.1). Innerhalb der Klüfte fließt das Wasser sehr schnell. In den Aggregaten dagegen findet nahezu keine Wasserbewegung statt. Hier herrschen auf Grund des Luftmangels reduktive Verhältnisse. Manganausfällungen kommen nur in der Umgebung von Bioporen vor. UGGLA (1964) gibt für die Detritusmudden ein nichtkapilläres Porenvolumen von < 1 % an. Aufgrund der geringen Wasserleitfähigkeit des Ausgangsmaterials, also der nicht pedogen veränderten Schichten, kann Niederschlagswasser nur langsam abgeführt werden. Es kommt daher zu ausgeprägter Staunässe, die im Frühjahr und Frühsommer des Jahres 2001 auf den Flächen beobachtet wurde. Die Festigkeit der horizontal lagernden Schichten verhindert ein vertikales Wachstum der Pflanzenwurzeln, es kommt zur Bildung von typischen Horizontalwurzeln. Die Gefügefragmente werden durch die Pflanzenwurzeln zusammengehalten.

Tab. 4: Analyseergebnisse verschiedener physikalischer Parameter der Horizonte 2 und 3 des untersuchten Profils (Profil 13).

Tiefe	23-33 cm, Probe 53	23-33 cm, Probe 54	36-46 cm, Probe 89	36-46 cm, Probe 4
Substanzdichte, g/cm <sup>3</sup>	2,00	1,93	1,93	1,87
FD, g/cm <sup>3</sup>	1,07	1,08	1,05	1,02
TRD, g/cm <sup>3</sup>	0,35	0,31	0,26	0,21
Wassergehalt, g/g	2,06	2,49	3,14	3,89
Wasservolumen, cm <sup>3</sup> /cm <sup>3</sup>	0,72	0,78	0,81	0,83
Substanzvolumen, cm <sup>3</sup> /cm <sup>3</sup>	0,17	0,16	0,13	0,11
Luftvolumen, cm <sup>3</sup> /cm <sup>3</sup>	0,11	0,06	0,06	0,06

Die organische Substanz der Lebermudden besitzt kolloidale Eigenschaften und kann daher ein Vielfaches ihres Festsubstanzgewichtes an Wasser speichern (Tab. 4). Die Proben wurden im Oktober 2001 entnommen und feldfrisch analysiert. Zu diesem Zeitpunkt waren die Grobporen nicht mit Wasser gefüllt, der Horizont 3 jedoch sehr feucht. Die Werte des Wassergehaltes in Horizont 3 entsprechen also in etwa der Feldkapazität. Demnach können die Lebermudden des Ziethener Seebruchs also mindestens das 4-fache ihres Eigengewichts an Wasser aufnehmen. Die hohe Wasserkapazität spiegelt sich auch in den Werten der Fließgrenze (nach ATTERBERG & CASAGRANDE) wieder, die Lebermudden besitzen hier Werte zwischen 7 und 21 während alle anderen Mudden und auch die Tone, wie z.B. Bentonit mit 4,5 (SCHMIDT 1992b zitiert aus CASAGRANDE 1947) weit darunterliegen. Deutlich höher ist die Trockenrohddichte im Horizont 2, was als Folge der Sackung des Muddekörpers interpretiert werden kann.

#### 4 Ausblick

Exemplarisch am Ziethener Seebruch werden die Prinzipien der Genese von Lebermudden untersucht. Fragen zur Größe und chemischen Ausstattung des Einzugsgebietes, zur Gewässertiefe, zum Abbau der organischen Substanz sind noch unbeantwortet. Eine Humusfraktionierung zur Charakterisierung der organischen Substanz wird zur Zeit durchgeführt, ebenso eine Pollenanalyse zur Aufklärung der Entwicklungsphasen des Ziethener Seebruchs. Die vorgestellten Untersuchungen sind Bestandteil einer Promotion zur Bodenentwicklung in Mudden.

## **5 Literaturverzeichnis**

- AG BODEN (1994): Bodenkundliche Kartieranleitung, 4. Auflage. Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe; Hannover.
- BIRNBACHER, H. (1958): Die Lebermudden des Federseemoores als Sediment und Boden. Unveröff. Diss., Landwirtschaftliche Hochschule Hohenheim.
- CASAGRANDE, A. (1947): Classification and identification of soils. Papers: 783-810.
- ROG, Z. (1978): Some Morphological Features as the Indexes of Lacustrine Sedimentation Conditions. Pol. Arch. Hydrobiol. 25: 355–359.
- SCHMIDT, W. (1992a): Moorkundliche Standortaufnahme des Ziethener Seebruchs. Institut für Grünland- und Moorökologie des ZALF Müncheberg. Unveröffentlichtes Arbeitsmaterial.
- SCHMIDT, W. (1992b): Untersuchungen zur Beschreibung und Klassifikation von Torfen und Mudden für landwirtschaftliche und bautechnische Zwecke. Zeitschrift für Kulturtechnik und Landentwicklung 33: 42-51.
- UGGLA, H. (1964): Gyttyaböden in Nordpolen. Transactions 8<sup>th</sup> International Congress of Soil Science: 619-633; Bucharest

### **Anschrift der Verfasserin**

Dipl. Geogr. Jana Chmielecki, Humboldt-Universität zu Berlin, Landwirtschaftlich-Gärtnerische Fakultät, FG Bodenkunde und Standortlehre, Invalidenstraße 42, D-10115 Berlin, e-mail: jc@gondwana.de

## Naturschutzfachliche Entwicklungsprognose für den Serrahnsee (Müritz-Nationalpark) nach Wiederherstellung eines naturnahen hydrologischen Systems

Forecast for Lake Serrahnsee (Müritz-Nationalpark, NE Germany) after the reconstruction of a natural hydrological system

JÖRG A. EIBICH

### Zusammenfassung

Mit Hilfe modellierter Szenarien soll geklärt werden, welche Maßnahmen zur Erfüllung der prioritären Schutzziele (Wiederherstellung des natürlichen Wasserhaushaltes und Entwicklung natürlicher und naturnaher Lebensgemeinschaften) eines rezenten See- bzw. Moorökosystems im prozessschutz-orientierten Müritz-Nationalpark bestmöglich einer Renaturierung dienen. Zur Entwicklung der Modelle (hydrologisch und vegetationsformenbasiert) wurde ein Methodenbaukastensystem verwendet. Die Szenario-Variante „Vollstau“, nach der eine Wasserstandsanhhebung um 2 Meter innerhalb von nur 11 Jahren möglich sein könnte, ist aus naturschutzfachlicher Sicht zu Gunsten eines moderaten, gelenkten, intervallweisen Anstaus mit dem Erhalt der etablierten Flora aufzugeben.

### Summary

Supported by reconstructed sceneries this study intends to show what measures must be taken to re-establish a natural hydrologic balance and to develop a biocoenosis both natural and close to nature. A methodical modularity system was used to develop the models (an hydrological and an based on vegetationforms). The idea of raising the water level by 2 metres within 11 years (result of the Scenario “Full dam up”) is to be dropped for the benefit of damming up the lake moderately and intermittently, thus preserving its established flora.

### 1 Hintergrund und Zielsetzung

Im Serrahnbruch, einem jungquartären Gletscherzungensee im Bereich der Pommerschen Eisrandlage der Weichsel-Kaltzeit (vgl. JESCHKE et al. 1980), hat sich nach Anschluss an ein Entwässerungssystem vor mehr als 200 Jahren eine rasche Verlandung vollzogen. Der einstige Seespiegel lag, nach Resttorffunden und den geomorphologischen Gegebenheiten zu urteilen, ca. 2 Meter höher als heute. Seit dem Bau eines Überlaufes vor ca. 20 Jahren findet nur noch ein halbjährlicher oberirdischer Abfluss aus dem ursprünglich hydrologisch abgeschlossenen System statt. Das 128 ha große, rezente Verlandungsmoor (Klassifizierung nach SUCCOW 1988) besteht heute aus zwei eutrophen Restseen mit einer Gesamtgröße von 23 ha, welche durch eine ausgeprägte Schwingdecke optisch von einander getrennt sind. In den Randbereichen befinden sich mehrere kleine, eingelagerte Kesselmoore (Klassifizierung s.o.). Die außergewöhnlich artenreiche Flora aller fünf ökologischer (trophiebedingter) Moortypen (vgl. SUCCOW & JESCHKE 1986) gestaltet das Untersuchungsgebiet einzigartig (EIBICH 2000).

Der Serrahnbruch, seit 1952 Naturschutzgebiet, befindet sich heute in der Schutzzone I des Müritz Nationalparks. Die Nationalparkverordnung von 1999 schreibt in § 3, Abs. 1 einerseits die Wiederherstellung des natürlichen Wasserhaushaltes zur Regenerierung der Seen und Moore vor, andererseits ist es geboten, in der Schutzzone I vorrangig durch geeignete Schutzmaßnahmen “die ungestörte Entwicklung natürlicher und naturnaher Lebensgemeinschaften zu sichern, sowie gestörte Lebensgemeinschaften in einen natürlichen oder naturnahen Zustand zu überführen” (§ 5 der Nationalparkverordnung. In: LFG & NPA MÜRITZ 1999). In dieser Arbeit geht es darum, in welcher Weise sich diese Schutzziele höchster Priorität im Serrahnbruch bestmöglich realisieren lassen.

Hierzu sollen modellhaft mögliche Folgen für die Vegetationsentwicklung für den Fall prognostiziert werden, dass ein natürliches Wasserregime mit dem Abschluss des derzeitigen, oberirdischen Abflusses (Anheben des Wasserstandes um 2 Meter *Vollstau*): schnellstmöglich wiederhergestellt wird. Als weiteres Szenario wird der *intervallweise Anstau*, wie bereits seit 20 Jahren praktiziert, als Alternativmaßnahme erwogen. Die hierfür erforderlichen Eingriffe sollen mit wissenschaftlicher Begleitung so gelenkt werden, dass die derzeitige Artenvielfalt durch ein Mitwachsen des Torfkörpers erhalten bleiben kann. Ebenso wird ein *Verzicht auf Maßnahmen* zur Rückführung des Serrahnbruchs in seinen ursprünglichen hydrologischen Zustand zu Gunsten der bereits etablierten, schützenswerten Vegetation diskutiert.

## 2 Methodenübersicht

Für die Szenarienbildung des Vollstaus wurde ein Methodenbaukastensystem mit spezifischen Methoden zur Quantifizierung des Wasserhaushaltes, zum Vegetationsvergleich, zur Transektanalyse (mit stratigraphischen Untersuchungen) und Luftbildinterpretation verwendet.

Die im Untersuchungsgebiet und durch Literaturrecherche erworbenen Erkenntnisse bezüglich der Bilanzierung des Wasserdargebotes (Wassereinzugsgebiet) und der Wasserkapazität des Moorkörpers (digitales Geländemodell) dienen zur Modellierung dieses hydrologischen Szenarios mit den signifikanten, klassifizierten Parametern Wasserstand und pH-Wert. Für diese Modellierung galt die trivialisierte These, dass der mit einer mächtigen Muddeschicht ausgekleidete Moorkörper quasi wie eine Schüssel funktioniert, die sich so lange mit Wasser füllt, bis ihr oberster Rand erreicht ist und erst dann Wasser an die Umgebung abgibt. Diese These konnte durch die Quantifizierung des Wasserhaushaltes im abflusslosen Zeitintervall des Untersuchungsjahres erhärtet werden. Im Modell zur Prognose der potenziellen Vegetationsentwicklung bei verändertem Wasserhaushalt gingen als Faktoren die Standortanpassung (Überstautoleranz und Reaktionsanpassung), die Erreichbarkeit der Modellfläche (Ausbreitungsstrategie) und die Konkurrenzstärke der Flora ein. Die hierfür benötigten Daten wurden auf der Grundlage einer flächendeckenden Kartierung der Vegetationsformen (vgl. SUCCOW 1988) mit Gesamtartenliste und aus den Ergebnissen der Transektanalyse entwickelt. Als sekundäre Datenquelle dienten die ELLENBERG'schen Zeigerwerte (1996) und die Strategietypen nach GRIME (1988 in: FRANK & KLOTZ 1988, 1990). Die beiden weiteren Szenarien wurden argumentativ auf dieser Grundlage beschrieben und diskutiert (vgl. EIBICH 2000).

## 3 Ergebnisse

### 3.1 Naturnähe und Schutzwürdigkeit der heutigen Flora

Als Zeiger für die Naturnähe und Schutzwürdigkeit der Flora im Gebiet sollen sowohl Seltenheit, Hemerobie- und Urbanitätsgrad der Flora, als auch die Schutzwürdigkeit der Biotoptypen kurz erläutert werden. Im Untersuchungsgebiet wurden 31 unter Schutz stehende Arten höherer Pflanzen sowie 8 Moosarten (Rote Liste Mecklenburg Vorpommern 1996 in KÖPPEL et al. 1999) gefunden, von denen sind *Lycopodiella inundata*, *Drosera intermedia* und *Sphagnum girgensohnii* vom Aussterben bedroht, 13 Arten stark gefährdet, 23 weitere Arten gelten als gefährdet (vgl. EIBICH 2000). Im Serrahnbruch sind über 80 % der Arten als oligo- bis mesohemerob anzusprechen (vgl. FRANK & KLOTZ 1989). Der Urbanitätsgrad ist (vgl. FRANK & KLOTZ 1989) als äußerst gering einzustufen. 95% der Fläche nehmen, nach § 20 LNatG, Abs. 1 und 2, gesetzlich geschützte oder besonders wertvolle Biotoptypen, ein.

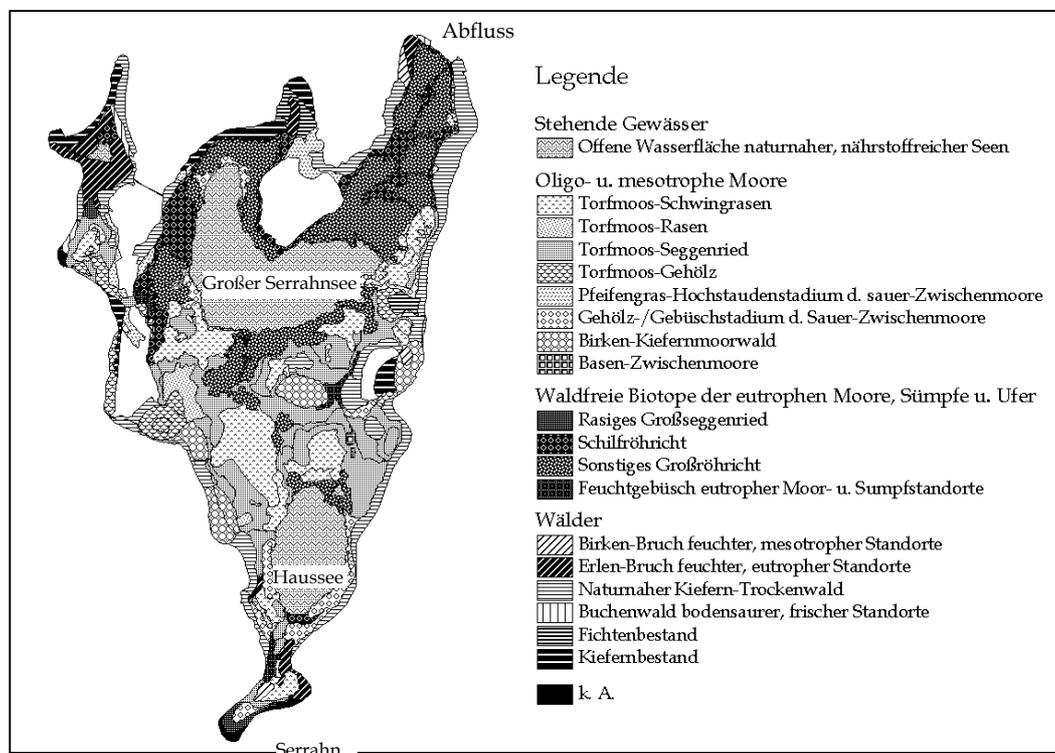


Abb. 1: Hauptbiotoptypen im Serrahnbruch (1998) ausgegliedert nach der Anleitung für Biotopkartierungen im Gelände (Mecklenburg-Vorpommern).

### 3.2 Hydrologische Entwicklung bei einem Vollstau

Ein Vollstau-Szenario würde als mögliche Folge beinhalten, dass sich innerhalb von nur 11 Jahren nach dem Abschluss des künstlichen Abflusses ein einziger eutropher See bildet. Die Frage, ob Teile der Schwingdecke abreißen werden oder nicht, wurde offen gehalten. Ein einziges regenreiches Jahr würde nach meinen Berechnungen einen Seespiegelanstieg im Frühjahr um 48 cm bedeuten. Der Seespiegelanstieg hätte relief- und bodenartenbedingt keinen Einfluß auf das Zuflussgebiet.

### 3.3 Potenzielle Vegetationsentwicklung nach einem Vollstau

Wahrscheinlich würden bereits nach wenigen regenreichen Jahren (im Modell bereits im 5. Jahr nach dem Anstau zu sehen) große Teile der etablierten, schutzwürdigen Vegetation zusammenbrechen. Nach Erreichen der natürlichen Wasserstandshöhe kann es, laut berechneter Überstautoleranzen der Pflanzenarten, außer Schwimmblattvegetation nur noch einen schmalen Phragmites-Saum um den Serrahnsee geben, da die Uferkanten scharf abfallen. Schon nach einem Jahr (s. 3.2) kann sich die Vegetationsformenzusammensetzung stark ändern. Röhrichte würden sich ausbreiten, wobei das Wasserlinsen-Schilfröhricht am Besten an die neue Situation angepasst ist.

## 4 Naturschutzfachliche Abwägung

Bei der naturschutzfachlichen Abwägung der unterschiedlichen Szenarien gilt es, aus prozessschutzorientierter Sichtweise, positive sowie negative Folgen der unterschiedlichen Maßnahmen für den Serrahnbruch als Verlandungsmoor aufzuzeigen und zu berücksichtigen. Hierbei soll der Blick besonders auf den Erhalt und die Förderung des natürlichen und schutzwürdigen Arteninventars und ihre Reversibilität gelenkt werden.

### 4.1 Vollstau

Positive Auswirkungen: schnellstmögliche Wiederherstellung eines naturnahen hydrologischen Systems; einmaliger Eingriff in das Ökosystem; Hemmen der Mineralisierung der Torfe.

Negative Auswirkungen: katastrophenähnlicher Abbruch des momentanen Sukzessionsprozesses = eine radikale Umwandlung des Moorökosystems mit mittelfristig irreversiblen Schäden der schutzwürdigen Vegetation; Eutrophierung; massive Fäulnisprozesse (u.a. Methanbildung); Ansiedlung der aus naturschutzfachlicher Sicht wünschenswerten, natürlichen Lebensgemeinschaften mittelfristig fraglich.

### 4.2 Intervallstau

Positive Auswirkungen: Erhalt der natürlichen Lebensgemeinschaften eines Verlandungsmoores; Sicherung der Artenvielfalt; Erhalt der reichen Strukturierung der Habitatverhältnisse; Mitwachsen des Torfkörpers mit dem Wasserstand; langfristige Wiederherstellung des natürlichen hydrologischen Systems; Hemmung der Mineralisation von Torfsubstanz.

Negative Auswirkungen: langfristiges, lenkendes Eingreifen in das Ökosystem ist nötig und wissenschaftliche Begleitung erforderlich.

### 4.3 Erhalt des Status Quo

Positive Auswirkungen: kein weiterer Eingriff in das Ökosystem; Erhalt der natürlichen Lebensgemeinschaften eines Verlandungsmoores bis zur endgültigen Verlandung der Restseen; Sicherung der Artenvielfalt; mittelfristiger Erhalt der reichen Strukturierung der Habitatverhältnisse; Zunehmende Oligotrophierung des Moores; Mitwachsen des Torfkörpers mit dem Wasserstand; keine weitere Störung der natürlich ablaufenden Sukzession.

Negative Auswirkungen: keine Wiederherstellung des naturnahen hydrologischen Systems; Mineralisierung der entwässerten Torfe.

## 5 Fazit

Nach Abwägung der Wirkungen dieser Maßnahmen auf das Ökosystem erscheint der Preis für den einmaligen Eingriff zur Wiederherstellung des natürlichen hydrologischen Systems bei einem Vollstau angesichts des nahezu vollständigen, wahrscheinlich irreversiblen Verlustes der derzeitigen, schützenswerten Vegetation und Biototypen zu hoch! Denn, bei längerem Überstau mit nährstoffreichem Wasser kommt es zu totalen Zusammenbrüchen der Vegetation mit mittelfristig irreversiblen Folgen für das Moorökosystem (SUKOPP & SUKOPP 1978 in: TIMMERMANN 1999). Das eutrophe Gewässer, als extremstes Beispiel nach einem Vollstau, unterliegt zwar im Laufe von Jahrhunderten der Verlandung. In diesem langen Zeitraum ist die Wahrscheinlichkeit des Aussterbens vieler typischer Verlandungsarten im Serrahnbruch allerdings groß. Man muss sich also fragen, ob man dieses Risiko mit einer Vollstaumaßnahme eingehen will, selbst wenn durch das Abreißen von Teilen der Schwingdecke Initialzellen einer erneuten Verlandung erhalten blieben.

Bei der Durchführung eines intervallweisen *Anstaus* kann man diesen moderat anlegen, ohne die schützenswerte Vegetation und Biotope zu gefährden. Denn in Mooren mit wachsenden Torfmoosrasen sind durch Eutrophierung ausgelöste Vegetationswandlungen grundsätzlich reversibel, da diese Ökosysteme stets eine Tendenz zur Oligotrophierung aufweisen (vgl. ZOBEL 1988. In: TIMMERMANN 1999). Diese anthropogen gelenkte Überführung zu einem Prozessschutz mit Erhalt eines ähnlichen Vegetationsformenmosaiks wie heute kann allerdings 10 bis 20 mal länger dauern als ein Vollstau und erfordert, wie gesagt, eine intensive wissenschaftliche Begleitung.

Verzichtet man auf das Leitbild des natürlichen hydrologischen Systems, ist es legitim, die Auffassung zu vertreten, dass die natürlichen Prozesse, welche innerhalb der letzten 200 Jahren mehr oder weniger ungestört ablaufen konnten, das eigentliche Ziel des Schutzes sind. So könnte man auch auf den Erhalt des *status quo* (mit halbjährlichem Wasserverlust aus dem System) plädieren.

Mit Rücksichtnahme auf diese naturschutzfachlichen Gesichtspunkte ergibt sich mein Vorschlag zum Umgang mit dem Serrahnbruch: Um den Schutzziele des Müritz-Nationalparks zu entsprechen, erhält die Fortsetzung des gelenkten, moderaten Anstaus (Intervallstau) in den nächsten 30 Jahren Priorität vor anderen Lösungsmöglichkeiten.

Dabei wird das Ziel verfolgt, die vorhandenen Lebensgemeinschaften von Verlandungsmooren zu fördern und die enorme Artenvielfalt im Serrahnbruch zu erhalten. Die weitere Anstauweise sollte von der Aussage wissenschaftlicher Begleitstudien abhängen.

Allgemein bin ich der Auffassung, dass prozessschutzorientierte Zielvorstellungen auf lange Sicht die planungsrelevanten Grundlagen bieten sollten, aber nicht ohne Rücksicht auf den irreversiblen Verlust des vorhandenen Arten- und Biotopinventars, soweit eine naturschutzfachlich begründete Schutzwürdigkeit vorliegt. Hierbei ist es auch wichtig, Wechselwirkungen mit angrenzenden Ökosystemen und die Moorgenese zu berücksichtigen. Bei Interessenskonflikten sollte stets eine naturschutzfachliche, nachvollziehbare Abwägung stattfinden.

## 6 Literaturverzeichnis

- EIBICH, J. A. (2000): Potenzielle Vegetationsentwicklung des Serrahn-Bruchs (Müritz-Nationalpark) nach der Wiederherstellung eines naturnahen hydrologischen Systems. Unveröffentlichte Diplomarbeit. Universität Oldenburg, 119 S.
- ELLENBERG, H. (1996): Vegetation Mitteleuropas mit den Alpen. 1095 S.; Stuttgart.
- FRANK, D. & KLOTZ, S. (1990): Biologisch-Ökologische Daten zur Flora der DDR. Wissenschaftliche Beiträge 1990/32 (P41), Martin-Luther-Universität Halle-Wittenberg, 167 S.
- GRIME, J. P. (1988): Comparative plant ecology. 742 S.; London.
- JESCHKE, L. KLAFS, G., SCHMIDT, H. & STARKE, W. (1980): C 30 Serrahn. In: WEINITSCHE, H. (Hrsg.): Handbuch der Naturschutzgebiete in der DDR. Bd. 1: Die Naturschutzgebiete der Bezirke Rostock, Schwerin und Neubrandenburg: 257-265; Leipzig.
- KÖPPEL, C., RENNWALD, E. & HIRNEISEN, N. (1999): Rote Listen auf CD-ROM. Vol. 1/1: Mitteleuropa. Gagenau.
- LANDESAMT FÜR FORSTEN UND GROßSCHUTZGEBIETE & NATIONALPARKAMT MÜRITZ (Hrsg.) (1999): Entwurf zum Nationalparkplan für den Müritz-Nationalpark inklusive Verordnung über die Festsetzung des Nationalparks "Müritz-Nationalpark". 33 S.; Neustrelitz.
- SUCCOW, M. (1988): Landschaftsökologische Moorkunde. 340 S.; Jena.
- SUCCOW, M. & JESCHKE, L. (1986): Moore in der Landschaft: Entstehung, Haushalt, Lebewelt, Verbreitung, Nutzung und Erhaltung der Moore. 268 S.; Leipzig, Jena, Berlin.
- SUKOPP, I. & SUKOPP, H. (1978): Vegetationsveränderungen in Berliner Naturschutzgebieten. Phytocynosis 7: 299-315.
- TIMMERMANN, T. (1999): Sphagnum-Moore in Nordostbrandenburg: Stratigraphisch-hydrodynamische Typisierung und Vegetationswandel seit 1923. Dissertationes Botanicae 305, 175 S.; Stuttgart.
- ZOBEL, M. (1988): Autogenic succession in boreal mires – A review. Folia Geobot. Phytotax. 23: 417-445.

### Anschrift des Verfassers

Dipl. Landschaftsökol. Jörg A. Eibich, Bethlehemstraße 11, D-30451 Hannover, e-mail: eibich@gmx.net

## **Rezente Stoffeintragseffekte in wasserführenden Söllen von Jungmoränengebieten Ostbrandenburgs**

Recent matter loading effects in flooded potholes of young morainic regions  
in East Brandenburg

THOMAS KALETTKA, CATRIN RUDAT & JÜRGEN AUGUSTIN

### **Zusammenfassung**

Sölle sind eiszeitlich vorgeprägte Kleingewässer und Kleinmoore mit einem hohen Potenzial an Arten- und Strukturvielfalt in Jungmoränenlandschaften. In der intensiv genutzten Agrarlandschaft Ostbrandenburgs sind sie überwiegend stark durch den Eintrag von Nähr- und Schadstoffen belastet. Es werden Stoffeintragseffekte hinsichtlich der Stoffakkumulation in Sedimenten und der Vegetation, der Wassergüte, der Emission von Spurengasen und der Biodiversität der Makrophyten gezeigt.

### **Summary**

Potholes are glacially shaped small lentic waters and fens with a high potential for species and structure diversity in young moraine landscapes. In the intensive used agricultural landscape of East Brandenburg they are mostly strong polluted by intensified input of nutrients and toxicants. There are shown effects of matter loading regarding the matter accumulation in sediments and vegetation, water quality, trace gas emissions and the biodiversity of macrophytes.

### **1 Problem- und Zielstellung**

Sölle sind eiszeitlich vorgeprägte wasserführende oder vermoorte Kleinhohlformen (0,01-1 ha) in den Senken von Binneneinzugsgebieten der Jungmoränenlandschaft. Sie sind in Nordostdeutschland mit mehr als 150.000 Stück weit verbreitet und befinden sich überwiegend in der Agrarlandschaft. Infolge der hohen Variabilität ihrer Standortfaktoren, besonders des Wasserregimes, sind es Feuchthabitate mit potenziell hoher Arten- und Strukturvielfalt. Andererseits wurden Sölle infolge der Intensivierung der Landnutzung in ihren ökologischen Funktionen durch Verfüllung, Entwässerung, Eutrophierung und Strukturverarmung beeinträchtigt. Heute sind Sölle durch das Naturschutzgesetz pauschal geschützt, unterliegen jedoch vielfach weiter andauernden Belastungen (KALETTKA 1999). Ziel der Untersuchungen ist deshalb die Charakterisierung von Stoffeintragseffekten in Söllen als ein Beitrag zur Entwicklung von Schutz- und Revitalisierungsstrategien.

### **2 Untersuchungsgebiete und Methoden**

In 3 intensiv agrarisch genutzten Beispielsgebieten Ostbrandenburgs (Bölkendorf, Eggersdorf, Lietzen) wurden 106 Sölle hinsichtlich der Wirkungen von Standortfaktoren und Stoffbelastungen auf ihre ökologischen Funktionen untersucht. An 25 ausgewählten Söllen erfolgte eine Charakterisierung der Stoffakkumulation in Sedimenten und der Vegetation entlang von Transekten durch Verlandungsreihen (te2 = Böschungsoberkante, te1 = mittleres Ufer, am = unteres Ufer, aq2 = Flachwasserzone, aq1 = Tiefwasserzone). Die Analyse umfasste Stoffgehalte gestörter und ungestörter Sedimentprofile bis hin zur dichtenden Schicht der Sölle sowie der oberirdischen Biomasse von Einart- und Mischbeständen. Zur Gewährleistung einer maximalen Stoffakkumulation im Spross wurde die Blüte der jeweiligen Arten als Erntetermin gewählt. Die Analyse von Parametern der Wassergüte und -dynamik erfolgte monatlich. An Söllen unterschiedlicher Wassergüte wurde die Freisetzung klimarelevanter Spurengase (Lachgas, Methan) in situ in den Zonen der Verlandungsreihen untersucht (Quantifizierung mit Gassammelhauben und Gaschromatographie).

### **3 Ergebnisse und Diskussion**

#### **3.1 Stoffakkumulation im Sediment und in der Makrophyten-Vegetation**

Die meisten Sölle weisen einen dunkelgrauen fossilen A-Horizont auf (toniger Lehm; 0,5-3,5 % C), der als Stauschicht wirkt. Das Alter des fA<sub>h</sub> wurde an einer Stichprobe auf ca. 5300 b. p. datiert (SCHMIDT 1991). Die erosive Verlandung von Söllen der Agrarlandschaft führte in Uferzonen zur Ausbildung von 0,5-3 m mächtigen Kolluvien über dem fA<sub>h</sub>. Hiermit verbunden sind spezifische Muster der Stoffakkumulation in Sedimenten und der Vegetation in Abhängigkeit von der Position im Transekt der Verlandungsreihen, von der Tiefe im Bohrprofil und der Pflanzenart. Außerdem bildeten sich in den meisten Söllen infolge des Einflusses von

Bodenerosion und der schnellen Mineralisation beim zeitweiligen Austrocknen Silikatmudden aus (KALETTKA & RUDAT 1998, RUDAT & KALETTKA 2000).

In der Verlandungsreihe sind die höchsten Stoffanreicherungen generell in Sollmitte zu verzeichnen. Weitere Orte der Stoffakkumulation sind Röhrichte amphibischer Zonen bei Söllen mit flachem Ufer sowie Randverwallungen an der Böschungsoberkante. Steilere Ufer sind Transitpositionen. Im Tiefenprofil sind die höchsten Stoffkonzentrationen generell auf die obersten 50-70 cm der Sedimente begrenzt. In den tieferen Schichten ist eine Lücke in der Anreicherung erkennbar. Erst im fA<sub>n</sub> sind wieder leicht erhöhte Stoffkonzentrationen nachzuweisen (Tab. 1). Hiermit wird die Hypothese einer stark eingeschränkten vertikalen Stoffverlagerung infolge geringer Versickerung durch die Stauschicht gestützt. Aus den Untersuchungen ist weiterhin abzuleiten, dass zur erfolgreichen Restaurierung von Söllen durch Entschlammung in der Regel nur eine Entnahme der oberflächennahen Sedimente erforderlich ist. Die Ergebnisse stützen somit auch die Erfahrungen von GREULICH & SCHNEEWEIB (1996) bezüglich der besten Wirkung von Flachentschlammung auf die Wassergüte. Bei der Entschlammung sind die Grenzwerte für Schwermetalle (MUNR 1993) zu beachten, da diese bei Söllen teilweise für Cd, Pb und As überschritten werden. Insgesamt ist die Stoffakkumulation elementabhängig in eutrophen Söllen 2-5 fach und in polytrophen Söllen 5-150 fach im Vergleich mit einem Waldsoll erhöht.

Die Stoffkonzentrationen in der stehenden Makrophyten-Biomasse folgen demselben Muster wie in den Sedimenten der Verlandungsreihe, wobei Pb nicht akkumuliert wird. Dagegen sind die Cd-Gehalte der Biomasse größer als im Sediment, woraus eine Entsorgungsfunktion resultiert. Die Anreicherung von Nährstoffen und Schwermetallen in der Vegetation ist artspezifisch und am höchsten für Arten der Uferschlammfluren, Schlammröhrichte, Schwimmdecken und Schwebematten. Hiermit ergeben sich Möglichkeiten der Restaurierung von Söllen durch gezielte Entnahme von Arten mit hoher Biomasseproduktion (*Oenanthe aquatica*, *Bidens tripartita*, *Sparganium erectum*, *Typha latifolia*, *Phragmites australis*, *Ceratophyllum submersum*) in Kombination mit Maßnahmen zur Verringerung von Stoffeinträgen aus den Einzugsgebieten.

### 3.2 Wassergüte

Die Wassergüte von Söllen der intensiv genutzten Agrarlandschaft reicht von schwach eutroph bis hochpolytroph, sie ist infolge überwiegend hoher Stoffeintragsdisposition meist polytroph (KALETTKA & RUDAT 2000). Im Gegensatz zu Seen äußert sich die Eutrophierung durch ein massives Wachstum artenarmer Hydrophyten-Bestände. Maxima von Algenblüten sind auf die Winterperiode verschoben. Hiermit verbunden sind Phasen starker Sauerstoffzehrung im Sommer sowie unter Eisdecken im Winter mit erhöhten Konzentrationen von SRP und NH<sub>4</sub><sup>+</sup> im Wasserkörper. Erhöhte Anteile instabiler Bindungsformen des Phosphors an der Oberfläche submerser Sedimente im Vergleich mit weniger eutrophierten Söllen lassen auf gewässerinterne Freisetzungprozesse schließen.

### 3.3 Freisetzung klimarelevanter Spurengase

Die Eutrophierung von Söllen durch die intensive Landnutzung führt offensichtlich zu einer erhöhten Freisetzung klimarelevanter Spurengase aus den Uferzonen (MERBACH et al. 1998). Die Emission von Lachgas und Methan war in einem polytrophen Soll höher als in einem eutrophen Soll (Tab. 2), was mit einem erhöhten Angebot an anorganischem Stickstoff im Sediment korrelierte. Die Emissionsraten von Lachgas sind vergleichbar mit denen entwässerter Moore, die Raten von Methan entsprechen denen wiedervernässter Moore. Innerhalb der Verlandungsreihe ist die Gasemission abhängig vom Wasserstand und dem Vegetationstyp. Die Methanfreisetzung wuchs mit steigendem Wasserstand (Maximum Zone aq2), die Freisetzung von Lachgas verhielt sich umgekehrt (Maximum Zone te1).

### 3.4 Biodiversität von Makrophyten

Mit 296 nachgewiesenen Makrophyten-Arten (28 aquatisch, 58 amphibisch, 210 terrestrisch) besitzen Sölle ein hohes Potenzial der Biodiversität. Stark eutrophierte Ackersölle sind durch eine artenarme Vegetation mit einer Dominanz konkurrenzstarker Arten sowie durch eine geringere Diversität von Lebensformen gekennzeichnet (DREGER 1997, KALETTKA 1999, RUDAT & KALETTKA 2000). Suboptimales Vorkommen oder Fehlen von Arten betrifft besonders Tauchfluren, Schwimmblattrasen, Grundrasen (aquatische Zone) sowie Seggenriede, Großröhrichte, Schlamm-Kleindröhrichte (amphibische Zone). Mit Stetigkeiten von 35 bis 96 % zeigen sich insbesondere Eutrophierungszeiger wie *Ceratophyllum submersum* (aquatische Zone), *Phalaris arundinacea*, *Solanum dulcamara*, *Myosoton aquaticum*, *Alopecurus aequalis*, *Ranunculus sceleratus*, *Bidens tripartita* (amphibische Zone) sowie *Urtica dioica*, *Cirsium arvense*, *Galium aparine*, *Anthriscus sylvestris*, *Artemisia vulgaris*, *Sambucus nigra* (terrestrische Zone).

Tab. 1: Stoffakkumulation im Transekt der Verlandungsreihe eines Pseudosolls (Beispiel E32).

Terrestrische Zone oberes Ufer (te2)			Terrestrische Zone mittleres Ufer (te1)			Amphibische Zone unteres Ufer (am)			Aquatische Zone Sollmitte (aq)					
Tiefe (cm)	KA4	Akkumulation	Tiefe (cm)	KA4	Akkumulation	Tiefe (cm)	KA4	Akkumulation	Tiefe (cm)	KA4	Akkumulation			
0-20	Sl2	P, K, Mg, Ca, Fe, Cu, Mn, Zn, Cd												
20-40	Sl2	N, P, K, Mn, Cd												
40-90	Sl2	-												
90-130	Sl3	-	0-20	Sl2	-									
130-320			20-40	Sl2	-									
			40-70	Sl3	-									
320-350			70-100	Ls2	-	0-20	Slu	S, N, P, K, Mg, Ca, Fe, Cu, Mn, Zn, Cd, Pb						
			100-250			Lu						20-40	Sl1	-
												40-80	Sl3	-
			320-350			Lu			80-180	Ls2	-	0-25	Schluffmudde	S, N, P, K, Mg, Ca, Fe, Cu, Mn, Zn, Cd, Pb
350-365									Ltu = fA <sub>h</sub>			180-188		
			350-365			Ltu = fA <sub>h</sub>								
350-365									Ltu = fA <sub>h</sub>			180-188		
			350-365			Ltu = fA <sub>h</sub>								

KA4 = Bodensubstrat nach AG BODEN (1996)

L, l = Lehm, lehmig

S, s = Sand, sandig

U, u = Schluff, schluffig T, t = Ton, tonig

Tab. 2: Jährliche Lachgas- und Methanemission aus den Uferzonen unterschiedlich eutropher Sölle.

Soll	Trophie	Zone	Lachgasemission		Methanemission	
			mg N <sub>2</sub> O-N*m <sup>-2</sup> *a <sup>-1</sup>		mg CH <sub>4</sub> -C*m <sup>-2</sup> *a <sup>-1</sup>	
B-KP	eutroph	am	10,7		960,8	
		te1	10,6		33,3	
E-19	polytroph	aq2	40		<b>20030</b>	
		am	150		7280	
		te1	<b>350</b>		60	
Ackerböden im Umfeld der Sölle			110 bis 220		-30 bis -50	
Ostdeutsche Niedermoore entwässert wiedervernässt			<b>140 bis 2690</b>		140 bis 240	
			10 bis 80		<b>23870 bis 52120</b>	

#### **4 Literaturverzeichnis**

- DREGER, F. (1997): Aktuelle und potentielle Hydrophytenvegetation wasserführender Sölle in der Uckermark. Naturschutz und Landschaftspflege in Brandenburg 4: 142-146.
- GREULICH, K. & SCHNEEWEIß, N. (1996): Hydrochemische Untersuchungen an sanierten Kleingewässern einer Agrarlandschaft (Barnim, Brandenburg) unter besonderer Berücksichtigung der Amphibienfauna. Naturschutz und Landschaftspflege in Brandenburg, Sonderheft „Sölle“: 22-30.
- KALETTKA, T. (1999): XIII-7.20 Landschaftspflege in verschiedenen Lebensräumen: Sölle. In: KONOLD, W., BÖCKER, R. & HAMPICKE, U. (HRSG.): Handbuch Naturschutz und Landschaftspflege: 1-8; Landsberg.
- KALETTKA, T. & RUDAT, C. (1998): Stoffakkumulation und -dynamik von wasserführenden Söllen des Jungpleistozäns Brandenburgs. Mitteilungen der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft 88: 117-119.
- KALETTKA, T. & RUDAT, C. (2000): Wassergüte von Söllen der jungpleistozänen Agrarlandschaft Nordostdeutschlands. Tagungsbericht der Deutschen Gesellschaft für Limnologie (DGL) 1999 Rostock: 453-457; Göttingen.
- MUNR (1993): Brandenburger Liste zur Bewertung kontaminierter Standorte, Anhang Teil 2: Prüfwerte für den Einbau gereinigter Böden. Ministerium für Umwelt, Naturschutz und Raumordnung des Landes Brandenburg.
- MERBACH, W., KALETTKA, T. & AUGUSTIN, J. (1998): Lachgas- und Methanemissionen aus den Uferzonen eutrophierter Sölle Nordostdeutschlands. Mitteilungen der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft 88: 27-30.
- RUDAT, C. & KALETTKA, T. (2000): Auswirkungen von Wasserdynamik und Stoffakkumulation auf die Makrophytenvegetation an Söllen. Tagungsbericht der Deutschen Gesellschaft für Limnologie (DGL) 1999 Rostock: 458-462; Göttingen.
- SCHMIDT, R. (1991): Genese und anthropogene Entwicklung der Bodendecke am Beispiel einer typischen Bodencatena des Norddeutschen Tieflandes. Petermanns Geograph. Mitteilungen 1: 29-37.

#### **Anschriften der Verfasser**

Dr. Thomas Kalettka & Dr. Jürgen Augustin, Zentrum für Agrarlandschafts- und Landnutzungsforschung (ZALF) e. V., Eberswalder Str. 84, D-15374 Müncheberg, e-mail: tkalettka@zalf.de;  
Dipl. Biol. Catrin Rudat, Umweltplan GmbH, Tribseer Damm 2, D-18437 Stralsund

## **Die Trophiesituation der Seen in Mecklenburg-Vorpommern und ihre Konsequenzen**

Trophical situation of the lakes in Mecklenburg-Vorpommern (NE Germany)  
and its consequences

JÜRGEN MATHES

### **Zusammenfassung**

Eine Bestandsaufnahme der Wasserbeschaffenheit aller Seen in Mecklenburg-Vorpommern mit mindestens 10 ha Fläche zeigte eine ernüchternde Bilanz bezüglich der Trophiesituation. Davon ausgehend ergibt sich die dringende Notwendigkeit, noch bestehende Belastungen der Seen zu reduzieren bzw. abzustellen. Darüber hinaus soll die Situation in den Seen selbst durch restaurative Maßnahmen verbessert werden. Um die zur Verfügung stehenden finanziellen Mittel effektiv zu nutzen, musste als Voraussetzung für das Sanierungs- und Restaurierungsprogramm der Seen in Mecklenburg-Vorpommern eine Rangfolge der zu behandelnden Gewässer aufgestellt werden. Die ersten Maßnahmen des Programms wurden bereits abgeschlossen und weitere werden vorbereitet.

### **Summary**

An inventory of the condition of the water in all lakes of Mecklenburg-Vorpommern with a surface at least 10 hectare produced sobering results due to the trophical situation. According to this there is an urgent need to reduce or rather halt the continuing strain on the lakes. Moreover, the situation in the lakes themselves should be improved by restorative measures. In order to utilise available funds effectively, an order of priority had to be set up for the waters to be treated as a presupposition of the Redevelopment and Restoration Programme of the lakes of Mecklenburg-Vorpommern. The first measures of the programme already have been closed and further one will be prepared.

### **1 Einleitung**

Mecklenburg-Vorpommern ist eine der naturbelassensten Regionen in Deutschland, in der vor allem die Seen das Landschaftsbild prägen. Es handelt sich um ca. 2000 Standgewässer mit einer Mindestwasserfläche von 1 ha, die sich insgesamt zu 743 km<sup>2</sup> addieren - ein Areal, das immerhin 3,2 % der Landesfläche ausmacht. Die aufgeführten Gewässer sind einerseits natürliche Binnenseen vorwiegend glazialer Entstehung, andererseits gibt es auch mehr als 500 von Menschenhand geschaffene Gebilde wie Baggerseen, Fischteiche, Torfstiche und Flachspeicher, die mit insgesamt etwa 27 km<sup>2</sup> aber nur weniger als 4 % der Gesamtseefläche des Landes einnehmen. Insbesondere die Kleinseen - also die ca. 1500 Seen mit Flächen kleiner als 10 ha - bilden neben den nach neueren Schätzungen 60.000 Söllen den Haupttyp der Seenlandschaft in Mecklenburg-Vorpommern. Eine bundesweit ungewöhnlich hohe Anzahl von ca. 170 natürlich entstandenen Seen in Mecklenburg-Vorpommern weisen Wasserflächen von mindestens 50 ha auf, was im Zusammenhang mit den Anforderungen der EU-Wasserrahmenrichtlinie zukünftig von Bedeutung sein wird.

Es ist anzumerken, dass alle aufgeführten Zahlen als Größenordnungen zu verstehen sind, weil durch Baggerungen, fallende oder steigende Grundwasserstände oder Abschnürungen einzelner Seeteile Seen immer wieder verlanden bzw. neu entstehen.

### **2 Das Untersuchungsprogramm (Seenprojekt Mecklenburg-Vorpommern)**

Mit Zunahme des allgemeinen Umweltinteresses und insbesondere auch durch die wachsende Bedeutung des Tourismus für die wirtschaftliche Entwicklung des Landes bedingt, bekamen Kenntnisse über die Standgewässer einen steigenden Stellenwert. Bis vor kurzem existierten aber nur für ca. 20 % der Seen Untersuchungsergebnisse zur Wasserbeschaffenheit. Auf exakten Vermessungen (Tiefenkarten) beruhende morphometrische Angaben waren in noch geringerem Maße vorhanden. Teilweise waren selbst die Daten der größeren Gewässer (z.B. der Müritz) für eine umfassende Beurteilung unzureichend bzw. nicht mehr aktuell.

Aus dieser Situation resultierte die Notwendigkeit einer flächendeckenden Erfassung der Trophielage, die maßgeblich die Wasserbeschaffenheit der norddeutschen Standgewässer charakterisiert und darüber hinaus einer hinreichend genauen Tiefenvermessung der Seen, um quantitative Einschätzungen und Klassifizierungen durchführen zu können. Die entsprechenden Arbeiten dazu liefen in den Jahren 1995-1997 im Rahmen des

Seenprojekts Mecklenburg-Vorpommern zunächst mit dem Ziel, die Seen zu erfassen, die mindestens 10 ha Wasserfläche aufweisen (MATHES & SCHÖNBERGER 1996). Ab 1998 wurden vor allem Seen mit Seeflächen von 1 – 10 ha in die Untersuchungsprogramme aufgenommen, wobei es sich in den meisten Fällen ebenfalls um Ersterfassungen handelte.

Selbstverständlich erforderte ein derart flächendeckendes Messprogramm Einschränkungen des Untersuchungsumfangs hinsichtlich der zu bearbeitenden Kompartimente, der Kriterienauswahl und der Untersuchungsfrequenz. Da zur Klassifizierung der Trophiesituation die LAWA-Richtlinie „Gewässerbewertung-Stehende Gewässer“ (LAWA 1999) herangezogen wurde, mussten die entsprechenden Anwendungsvoraussetzungen erfüllt werden. Danach wurden die Seen im betreffenden Untersuchungsjahr mindestens viermal bereist und an der tiefsten Stelle untersucht. Bei gegliederten Seen wurden die Seebecken separat erfasst. Neben den obligatorischen Kriterien der Richtlinie (Sichttiefe, Chlorophyll a und Gesamtphosphor) wurden in der Regel Wassertemperatur, Sauerstoff, pH-Wert und Leitfähigkeit im Vertikalprofil gemessen, die Konzentrationen der Stickstoffkomponenten und weiterer mineralischer Parameter ermittelt sowie Phyto- und Zooplankton quantitativ analysiert.

Insgesamt wurden im Zeitraum von 1995-2000 etwa 700 der flächengrößten Seen in Mecklenburg-Vorpommern untersucht (vgl. auch GEWÄSSERGÜTEBERICHT 1998/1999). Davon entsprachen 534 Seen den Anwendungskriterien nach LAWA (1999) und konnten klassifiziert werden (s. Abb. 1). Ferner wurden bis einschließlich 2001 digitale Tiefenkarten für 738 Seen fertiggestellt.

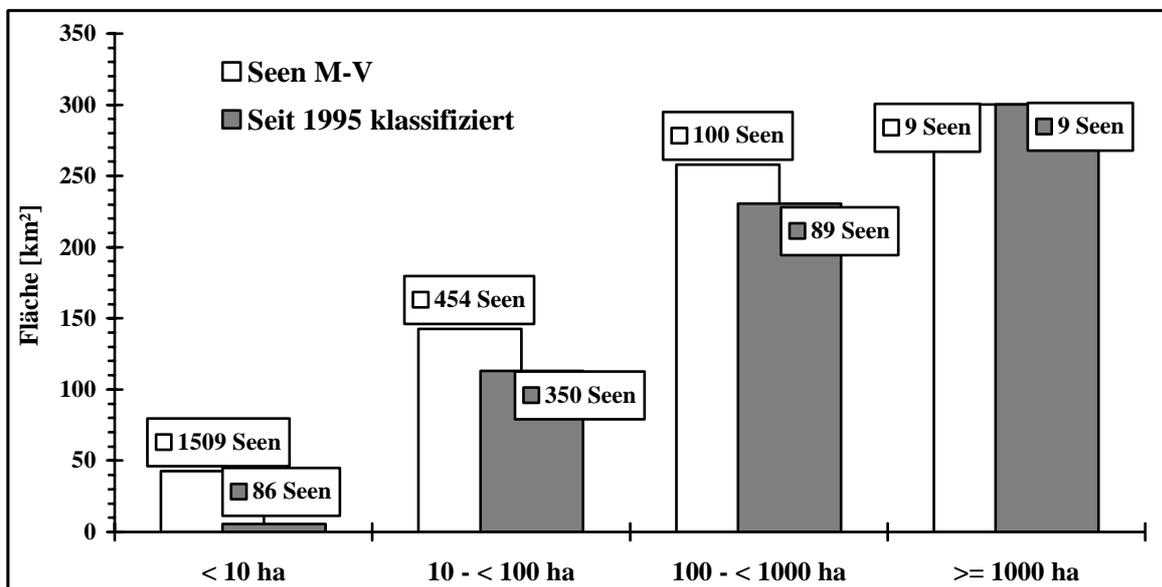


Abb. 1: Anzahl und Fläche der im Zeitraum 1995-2000 klassifizierten Seen im Vergleich zur Gesamtseefläche in Mecklenburg-Vorpommern in Abhängigkeit von Seegrößenklassen.

### 3 Die Trophiesituation der Seen in Mecklenburg-Vorpommern

Die Untersuchungen zum Ist-Zustand der Seen in Mecklenburg-Vorpommern ergaben, dass das Trophieniveau fast aller erfassten Standgewässer teilweise weit über dem des jeweiligen potenziell natürlichen Zustandes lag, der insbesondere bei Flachseen durchaus der eutrophe sein kann (vgl. MATHES et al. 1999a). Im wesentlichen zurückzuführen auf die seit Ende der 50er Jahre ansteigenden Belastungen, die der spezifischen Landesstruktur entsprechend, vor allem aus landwirtschaftlichen Bereichen stammen, musste der Großteil der Seen in Mecklenburg-Vorpommern im Ergebnis der Untersuchungen als eu- bzw. polytroph, einige Seen sogar als hypertroph eingeschätzt werden. Oligotrophe Seen konnten nicht mehr festgestellt werden, da gegenwärtig selbst die noch vor wenigen Jahren oligotroph eingeschätzten Gewässer eine höhere Trophielage aufweisen. Mesotrophe Seen liegen meist in relativ dünn besiedelten und waldreichen Landesteilen, die in der Regel landschafts- bzw. naturgeschützt sind.

Wie aus Abb. 2 hervorgeht, überwiegen bei den ganzjährig durchmischten, also ungeschichteten Flachseen die höheren Trophielagen, während die tieferen Seen mit stabiler thermischer Schichtung zum großen Teil geringere Trophie aufweisen. Mesotrophe Flachseen sind ebenso selten, wie poly- oder hypertrophe geschichtete Seen. Mit einer Ausnahme sind alle hypertrophen Seen polymiktisch.

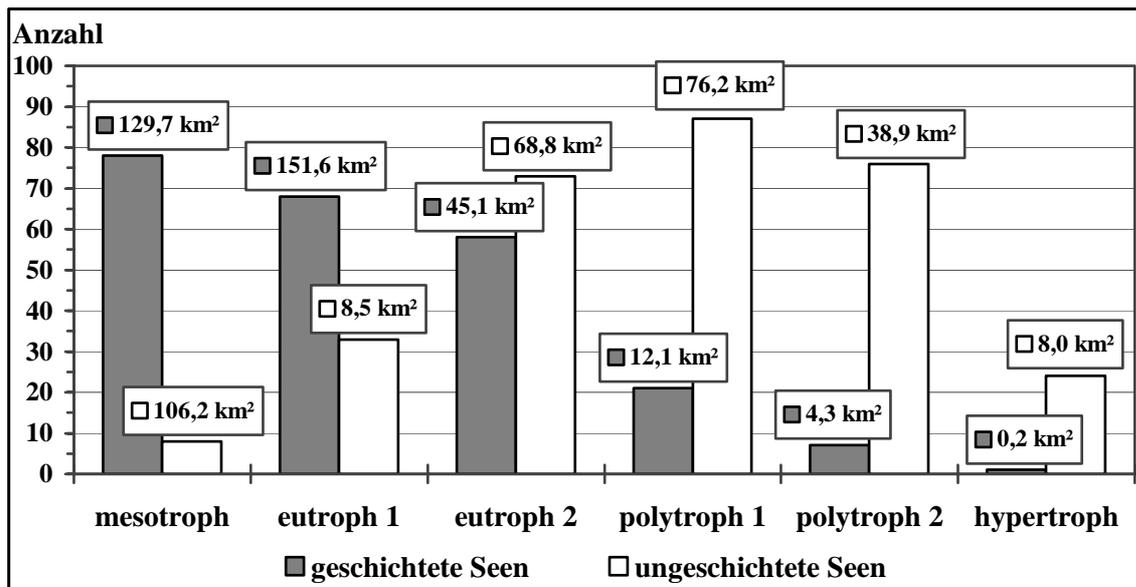


Abb. 2: Trophieverteilung der im Zeitraum 1995-2000 klassifizierten Seen des Bundeslandes Mecklenburg-Vorpommern in Abhängigkeit vom Schichtungsverhalten.

Aus der ermittelten Trophiesituation ließ sich für die Seen des Landes ein Handlungsbedarf zur Reduzierung der externen Belastungen (Sanierung der Einzugsgebiete) sowie die Notwendigkeit zu nachhaltig wirkenden seeinternen Maßnahmen (Restaurierung) ableiten mit dem Ziel, eine Verbesserung der Wasserbeschaffenheit und damit eine Stabilisierung des Naturhaushaltes zu erreichen und die Nutzungsmöglichkeiten der Seen zu erhalten bzw. zu erweitern. In diesem Zusammenhang benötigen die landeskulturell wertvollen mesotrophen Seen dringenden Schutz.

#### 4 Das Sanierungs- und Restaurierungsprogramm der Seen

Die Auswertung der früher auf dem Territorium von Mecklenburg-Vorpommern durchgeführten beschaffenheitsverbessernden Maßnahmen an Seen ergab, dass mit wenigen Ausnahmen nur dann nachhaltige Erfolge erzielt werden konnten, wenn die Gewässerbehandlung mit einer Sanierung des Einzugsgebietes gekoppelt war. Insbesondere die meisten der (sehr kostenintensiven) Baggerungen hatten keine Auswirkungen auf die Wasserbeschaffenheit, weil das Schlammwasser oft unbehandelt in den betreffenden See zurücklief. Die Durchführung zukünftiger Projekte zur Seensanierung und -restaurierung bedarf demzufolge einer umfassenden Vorbereitung. Es leuchtet ein, dass angesichts der hohen Kosten und Dauer von Sanierungs- und Restaurierungsmaßnahmen eine Auswahl der zu behandelnden Seen getroffen werden musste. Mit der Bewertung der Gewässer gemäß LAWA (1999), die sich aus der Abweichung des trophischen Ist-Zustandes vom potenziell natürlichen Zustand ergibt, wird zunächst nur ein allgemeiner Handlungsbedarf aufgezeigt. Zur Quantifizierung des Handlungsbedarfes wurde ein Verfahren erarbeitet, das es erlaubt, eine Rangfolge der zur Sanierung bzw. Restaurierung vorgesehenen Seen des Landes aufzustellen. Dazu wurde ein „Maß für den Handlungsbedarf“ als Index quantifiziert, welcher nach einem 5-stufigen Punktesystem als Durchschnitt für die bewerteten Auswahlkriterien (s. MATHES & KORCZYNSKI 2000) vergeben wurde. Die am höchsten bezifferten Seen wurden anschließend in eine Prioritätenliste übernommen, aus der ein Seensanierungs- und Restaurierungsprogramm für Mecklenburg-Vorpommern abgeleitet werden konnte (MATHES et al. 1999b).

Gegenwärtig enthält die Prioritätenliste für Mecklenburg-Vorpommern 30 Seen, die ein Programm bis zum Jahr 2006 gewährleisten. Dabei gilt generell, dass die Sanierung des betreffenden Einzugsgebietes den Vorrang vor seeinternen Maßnahmen (Restaurierung) hat, die erst dann zeitparallel durchgeführt werden sollten, wenn ein Sanierungserfolg absehbar ist. Im Fall einer Restaurierung werden nachhaltige (also die Eutrophierungsursachen beseitigende) Maßnahmen bzw. Kombinationen von Maßnahmen bevorzugt. Die Realisierung des Konzeptes bedingt die kooperative Zusammenarbeit der beteiligten Behörden mit den Planungsbüros, den ausführenden Firmen, mit den Einrichtungen, die für Vor-, Begleit- und Nachuntersuchungen der Maßnahmen herangezogen werden und insbesondere mit den Trägern der Vorhaben (in der Regel Kommunen).

#### 5 Sachstand

Gegenwärtig wird intensiv an der Umsetzung des Sanierungs- und Restaurierungsprogramms der Seen in Mecklenburg-Vorpommern gearbeitet. Für jedes der einzelnen Vorhaben sind umfangreiche limnologische Voruntersuchungen notwendig, in deren Ergebnis Machbarkeitsstudien erstellt werden. In diesen wird die

effektivste Sanierungs- und Restaurierungsstrategie für den betreffenden See begründet und festgelegt sowie eine Kostenermittlung durchgeführt. Ist die Finanzierung gesichert, wird das Vorhaben ingenieurtechnisch geplant, durchgeführt und begleitend untersucht. Seit der Bestätigung des Konzeptes 1999 wurden Restaurierungsmaßnahmen im Neustädter See und im Schmalen Luzin erfolgreich abgeschlossen und bei gleichzeitiger Sanierung der Einzugsgebiete die Durchführung von Restaurierungen des Unteren Schloßsees Penkun und des Tiefwarenses in Angriff genommen. Maßnahmen im Zierker See bei Neustrelitz und im Schmachter See auf Rügen wurden vorbereitet und stehen vor ihrer Realisierung. Zu weiteren Seen in Mecklenburg-Vorpommern sind die Voruntersuchungen abgeschlossen (Bützower See, Krebssee bei Gülzow, Möllener See, Probst Jesarer See) bzw. in vollem Gange (z.B. Breiter Luzin, Jabeler See, Vielbecker See, Duckwitzer See, Klein Pritzer See, Siedenbollentiner See).

## **6 Ausblick**

Das Sanierungs- und Restaurierungsprogramm der Seen in Mecklenburg-Vorpommern hat die nachhaltige Verbesserung der Wasserbeschaffenheit der Landesseen zum Ziel und wird in Mecklenburg-Vorpommern ein umweltpolitischer Schwerpunkt der nächsten Jahre sein. Als wichtige Voraussetzung für die Realisierung ist das Konzept so flexibel angelegt, dass sowohl die Prioritätenliste als auch die Anzahl der Vorhaben pro Jahr den Gegebenheiten angepasst werden können. Die bisherigen Erfahrungen zeigen, dass sich das Programm nur in kooperativer Zusammenarbeit aller beteiligten Partner umsetzen lässt. Vor allem die Gemeinden, die als Träger der Maßnahmen in der Regel einen Eigenanteil an der Finanzierung beisteuern müssen, sollten rechtzeitig eingebunden werden.

## **7 Literaturverzeichnis**

- GEWÄSSERGÜTEBERICHT 1998/1999 MECKLENBURG-VORPOMMERN (2001): Ergebnisse der Güteüberwachung der Fließ-, Stand- und Küstengewässer und des Grundwassers in Mecklenburg-Vorpommern. Landesamt für Umwelt, Naturschutz und Geologie Mecklenburg-Vorpommern (Hrsg.), 106 S.; Schwerin.
- LAWA-LÄNDERARBEITSGEMEINSCHAFT WASSER (1999): „Gewässerbewertung-stehende Gewässer“ - Vorläufige Richtlinie für eine Erstbewertung von natürlich entstandenen Seen nach trophischen Kriterien 1998. 74 S.; Berlin.
- MATHES, J. & SCHÖNBERGER, M. (1996): 2000 Seen in Mecklenburg-Vorpommern - das Projekt zur flächendeckenden Erfassung der Trophiesituation. Deutsche Gesellschaft für Limnologie, Tagungsbericht Berlin 1995: 31-33.
- MATHES, J., VENEBRÜGGE, G. & KORCZYNSKI, I. (1999a): Die Trophiesituation der Seen in Mecklenburg-Vorpommern. Deutsche Gesellschaft für Limnologie, Tagungsbericht Klagenfurt 1998: 482-486.
- MATHES, J., VENEBRÜGGE, G. & KORCZYNSKI, I. (1999b): Grundlagen für ein Sanierungs- und Restaurierungskonzept der Seen in Mecklenburg-Vorpommern. Landesamt für Umwelt, Naturschutz und Geologie Mecklenburg-Vorpommern (Hrsg.), Materialien zur Umwelt 2/99.
- MATHES, J. & KORCZYNSKI, I. (2000): Das Sanierungs- und Restaurierungsprogramm der Seen in Mecklenburg-Vorpommern. Wasser, Luft und Boden 5: 24-27.

### **Anschrift des Verfassers**

Dr. Jürgen Mathes, Umweltministerium Mecklenburg-Vorpommern, Abt. 4, Seenreferat, Schloßstr. 6-8, D-19053 Schwerin, e-mail: Juergen.Mathes@um.mv-regierung.de

## Hydrologische Seentypen und ihre Kennzeichnung am Beispiel der Seenlandschaften Nordostdeutschlands

Hydrological types of lakes and their identifying on the model of the lake regions of NE Germany

RÜDIGER MAUERSBERGER

### Zusammenfassung

Im vorliegenden Beitrag werden verschiedene Möglichkeiten der Speisung von Seen beschrieben sowie eine Klassifizierung anhand der Merkmale Größe des Einzugsgebietes, Verweilzeit, Vorhandensein oberirdischer Zu- und Abflüsse, Grundwasserkontakt durchgeführt. Für die resultierenden 7 Typen (Fluß-, Fließ-, Quell-, End-, Grundwasser-, Kessel- und Himmelsee) werden Aussagen zu üblicher Flächenausdehnung, Pegelgang, Trophie und Basenversorgung, zur Verbreitung sowie Beispiele aus dem Untersuchungsgebiet gegeben.

### Summary

In the paper the different possibilities of water supply for lakes will be described. A classification of lakes into 7 types ("river lake", "rivulet lake", "spring lake", "end lake", "ground water lake", "vat lake", "rain water lake") is given by using the following features: dimension of its tributary, water exchange rate, existence of surface inflows and outflow, ground water touch. Usual characters of the lake types concerning surface area, water level amplitude, trophic state and alkalinity were shortly explained.

### 1 Einleitung

Die Eigenschaften der Seen, die Gegenstand der Limnologie als einer eigenen, inzwischen weitverzweigten ökologischen Forschungsrichtung geworden sind, sind maßgeblich abhängig von ihrer hydrologischen Situation, von der Art und Weise der Speisung und ihrer Einbindung in das Einzugsgebiet. Da sich aus bestimmten Wasserzufuhrsituationen oftmals ähnliche Eigenschaften ableiten, erscheint eine hydrologische Typisierung sinnvoll.

Die nachfolgend vorgestellte Klassifikation ist Ergebnis langjähriger eigener Betrachtung der Seen im Jungpleistozängebiet Nordostdeutschlands (MAUERSBERGER & MAUERSBERGER 1996) und basiert auf einer Idee von SUCCOW & JESCHKE (1990), Seen hydrologisch-genetisch analog den Mooren zu ordnen.

Im weiteren sollen die Typen nach den eigenen Erfahrungen und im Vergleich zu SUCCOW & JESCHKE (1990), JESCHKE & KOBEL (1992), MAUERSBERGER & MAUERSBERGER (1996) sowie SUCCOW & JOOSTEN (2001) in korrigierter Form beschrieben und ihre Verbreitung im Gebiet dargestellt werden.

### 2 Material und Methode

Grundlage der nachfolgenden Betrachtungen sind Beobachtungen zur Einbindung von ca. 600 natürlichen Seen in die Landschaft und in ihr Einzugsgebiet im Norden Brandenburgs und im Süden Mecklenburg-Vorpommerns. Die Kenntnisse aus eigener Anschauung erstrecken sich über die Beobachtung von Zu- und Abflüssen und die Veränderung von Uferstrukturen und Einzugsgebieten über mehrere Jahre und bei Extremsituationen, das Vorhandensein von Moorbildungen verschiedener Typen und von Schichtenwasseraustritten an Seeufern, über wesentliche Parameter der Wasserbeschaffenheit (Trophie, Basenversorgung) sowie der Stratigrafie von ca. 70 Seen (z.B. MAUERSBERGER & MAUERSBERGER 1996).

Außerdem liegen Daten von Pegelmessungen an über 100 Seen aus den Großschutzgebieten Biosphärenreservat "Schorfheide-Chorin" (Laufzeit 8 bis 30 Jahre) und Naturpark "Uckermärkische Seen" (4 Jahre) vor. Vergleichend wurde eine eigene Pegelmeßreihe für einen Folienweiher zur Abschätzung der klimatischen Wasserbilanz angefertigt.

Wichtigste Grundlage waren jedoch topografische und geologische Karten (TK 1:10.000 AV, Preußische Landesaufnahme 1:25.000 und Urmeßtischblätter) auf denen die Gewässer, ihre Zu- und Abläufe und ihre Moore im Wandel der Zeit sowie Höhenstufen dargestellt sind.

### 3 Ergebnisse

Das Ergebnis der Klassifikation der Seen ist schematisch als Aufsicht und Querschnitt in Abb. 1 sowie verbal in Tab. 1 dargestellt.

Tab. 1: Merkmale der hydrologischen Seentypen.

	<b>Flußsee</b>	<b>Fließsee</b>	<b>Quellsee</b>	<b>Endsee</b>
<i>Einzugsgebiet</i>	Sehr groß	Klein bis sehr groß	Mäßig groß	Klein bis mäßig groß
<i>Verweilzeit</i>	Sehr kurz	Kurz bis sehr lang	Kurz bis sehr lang	Lang bis sehr lang
<i>Oberirdischer Zufluß</i>	Stark (Fluß oder Strom)	Schwach bis mäßig (Bach, Graben, Durchströmungsmoor)	Schwach bis mäßig (Quellmoor)	Schwach bis mäßig
<i>Oberird. Abfluß</i>	Stark	Schwach bis mäßig	Schwach bis mäßig	Fehlt
<i>Grundwasserzuströmung</i>	Stark	Vorhanden	Stark	Vorhanden
<i>Wasserspiegelschwankungen</i>	Starker unregelmäßiger Jahresgang (wenn naturnah)	Deutlicher Jahresgang, langfristig gleichbleibend	Kaum schwankend	Unregelmäßiger Jahresgang, langfristig extrem schwankend
<i>Spanne der möglichen Flächenausdehnung</i>	selten über 300 ha (in großen Flüssen)	Alle Seegrößen möglich	Selten über 50 ha	Alle Seegrößen möglich
<i>Primärtrophie</i>	Eu-alk	o-alk, m-alk, eu-alk je nach Morphometrie	o-alk, m-alk, eu-alk je nach Morphometrie	o-alk, m-alk, eu-alk je nach Morphometrie
<i>Verbreitung</i>	In Flußauen, sekundär: in Kanäle eingebunden o.ä.; selten	In Fließtälern und Durchströmungsmooren, sekundär: eingebunden in Meliorationssysteme, häufigster Typ	Am Fuße von Moränenzügen, in Senken ebener Sanderlandschaften, selten	Abseits der Fluß- und Bachtäler, in Sander und Grundmoräne, sehr selten
<i>Beispiele</i>	Potsdamer Havelseen, Oderberger See	Scharmützelsee, Wolletzsee, Goldberger See, Putzarer See	Aalgastsee/Stegelitz, Kl. Tornowsee/ Märkische Schweiz	Sprockfitz/ Feldberg, Tiefer Clöwen/Warthe, Briesensee/Poratz

#### 4 Diskussion

Die Bezeichnungen der Typen und die Ansätze zur Klassifizierung wurden von SUCCOW & JESCHKE (1990) übernommen, lediglich die "Durchströmungsseen", die allerdings über 90 % der Seen stellen, wurden aufgegliedert in "Fließsee", "Endsee" und "Grundwassersee" (MAUERSBERGER & MAUERSBERGER 1996) mit jeweils speziellen Eigenschaften. Somit bilden Fließseen diejenige Teilmenge der Durchströmungsseen, deren Hydrologie den Durchströmungsmooren vergleichbar ist, während Grundwasserseen als Analogon der Grundwasser-Versumpfungsmoore (*sensu* SUCCOW & JOOSTEN 2001) zu betrachten sind. Einen den Endseen vergleichbaren hydrologischen Moortyp gibt es offenbar nicht. Der Begriff "Endsee" wird auch bei JUNG (1990) für Gewässer benutzt, die zwar über einen oder mehrere oberirdische Zuläufe verfügen, denen aber ein Abfluß fehlt. Die Entstehung dieser Seen ist in der Regel gebunden an aride Klimagebiete, wo der Verdunstungsverlust einer offenen Wasserfläche nur durch stärkeren oberirdischen Zustrom ausgeglichen werden kann (z.B. Aralsee, Tschadsee, Seen im Okavango-Becken, in der mongolischen und kasachischen Steppe, in abflußlosen Gebirgstälern der Türkei und des Irans). Überraschenderweise gibt es aber auch einige Vertreter dieses Typs im subkontinental geprägten Klimabereich Nordostdeutschlands (s. Tab. 1).

Nachfolgend werden Besonderheiten der Merkmalsausprägungen für die einzelnen Typen kurz erläutert. Die Größe der Einzugsgebiete schwankt zwischen dem Hunderttausendfachen der Seefläche bei einigen Flußseen und der einfachen Seefläche (oder ein wenig mehr) bei Himmelseen.

Die Variabilität der theoretischen Verweilzeit ergibt sich aus dem Verhältnis von Volumen zur Wasserzufuhr, so daß hohe Werte generell nur für große und tiefe Seen angenommen werden können (z. B. Stechlinsee). Aus der Tatsache heraus, daß z.B. insbesondere Himmelseen im Gebiet üblicherweise Volumina von überschlagsweise weniger als 30.000 m<sup>3</sup> besitzen und die jährliche Niederschlagsmenge bereits ca. 6.000 m<sup>3</sup> pro Jahr und Hektar beträgt, ist ein vollständiger theoretischer Wasseraustausch innerhalb weniger Jahre offenkundig. Flußseen haben naturgemäß die kürzesten Verweilzeiten, Maximalwerte dürften im Bereich von 3 Monaten liegen. Kleine Flußseen in größeren Flüssen können ihren Wasseraustausch prinzipiell in einigen Stunden absolvieren. Gewässer mit noch kürzeren Verweilzeiten sollten meiner Auffassung nach zu den Fließgewässern gerechnet werden.

(Tab. 1, Fortsetzung)

	<b>Grundwassersee</b>	<b>Kesselsee</b>	<b>Himmelsee</b>
<i>Einzugsgebiet</i>	Klein bis mäßig groß	Sehr klein	Nahezu fehlend
<i>Verweilzeit</i>	Mäßig lang bis lang	Mäßig lang bis lang	Mäßig lang
<i>Oberirdischer Zufluß</i>	Fehlt	Fehlt	Fehlt
<i>Oberird. Abfluß</i>	Fehlt	Fehlt	Fehlt oder periodisch
<i>Grundwasserzustrom</i>	Vorhanden	Fehlt	Fehlt (erreicht Seebecken nicht)
<i>Wasserspiegelschwankungen</i>	Geringer Jahresgang, oft starke langfristige Schwankungen	Mäßiger Jahresgang, oft starke langfristige Schwankungen	Kurzfristig schwankend, geringe Gesamtamplitude
<i>Spanne der möglichen Flächenausdehnung</i>	Meist kleiner als 100 ha	Meist kleiner als 10 ha	Stets kleiner als 3 ha ?
<i>Primärtrophie</i>	o-alk, m-alk, o-sub, m-sub, eu-alk, eu-sub je nach Morphometrie, Grundwasserbeschaffenheit und – strömungsgeschwindigkeit	m-sub, eu-sub, m-alk, eu-alk je nach Morphometrie und Beschaffenheit des Einzugsgebietes	(o-) m-sau (wenn kombiniert, dann auch m-sub)
<i>Verbreitung</i>	Abseits der Fluß- und Bachtäler, in Sander und Grundmoräne verbreitet	In von bindigen Böden ausgekleideten Senken, v.a. Toteislöcher in End- und kuppiger Grundmoräne, nahe der Wasserscheiden, nicht häufig	”Auf” der Wasserscheide, in Gebieten mit feuchtebegünstigtem Lokalklima, oft in Übergang zu Grundwasser- oder Kesselsee, sehr selten
<i>Beispiele</i>	Griesenseen/Bugk, Kastavenseen /Lychen, Glasowseen/Schorfheide Paschensee/Schwinz	Schwarzer See/Granitz auf Rügen, Ochsenpfuhl und Lindseen südl. Parstein	Barssee/Schorfheide, Plötzendiebel/Glambeck

\* Erklärung der Abkürzungen:

o-sau, o-sub, o-alk: oligotroph-sauer, -subneutral, -alkalisch  
m-sau, m-sub, m-alk: mesotroph-sauer, -subneutral -alkalisch  
eu-sub, eu-alk: eutroph-subneutral, -alkalisch

Das Vorhandensein oberirdischer Verbindungen gehört zu den am leichtesten wahrnehmbaren und für die Klassifikation zudem entscheidenden Parametern: vier der sieben Typen sind abflußlos, bei dreien fehlt außerdem ein einmündender Zufluß.

Der Zustrom von Grundwasser ist das wohl am schwersten fassbare Merkmal der Seen, es tritt auch nur dann in den Vordergrund, wenn keine oberirdischen Verbindungen hinzukommen und das Geschehen bestimmen. Die Isolation vom Grundwasser als direkt speisende Größe (eine hydraulische Wirkung ist dennoch wahrscheinlich) bildet das Kennzeichen der Himmelseen, die in kalkreichen Sanderlandschaften durch ihre geringe Leitfähigkeit und niedrigen pH-Wert besonders auffallen (Beispiel: Barssee bei Gr. Väter in der Schorfheide, der zwischen den beiden Väterseen in einer eiszeitlichen Schmelzwasserrinne liegt, aber nur ein Zehntel des Kalziumgehaltes der benachbarten Seen aufweist). Auch bei Kesselseen ist davon auszugehen, daß sie unabhängig vom Grundwasserzustrom existieren, weil ihr Wasserspiegel oft erheblich höher liegt als der in benachbarten Senken: bestünde eine Verbindung über das Grundwasser, müßten Kesselseen „auslaufen”. Extreme Beispiele finden sich im Choriner Endmoränenbogen (der Ochsenpfuhl liegt 10 m höher als der 120 m entfernte Parsteiner See) oder auf Rügen (der Schwarze See/Granitz besitzt einen Wasserstand von ca. 70 m ü.NN, der Ostseestrand liegt 500 m weiter). Die Ausdehnung der Wasserfläche regelt sich über die Größen Niederschlag, Einzugsgebiet und Verdunstung. Bringt das Einzugsgebiet mehr Wasser, als für den Ausgleich der Verdunstung notwendig wäre, steigt die Uferlinie im Kessel in die Höhe. Damit verkleinert sich automatisch das Einzugsgebiet und die Verdunstung nimmt zu, so daß ein weiterer Anstieg ausbleibt. Aus dem Verhältnis von Seegröße zu Einzugsgebietsgröße reguliert sich somit das Pegelniveau als Ergebnis der klimatischen Bedingungen. Wegen der Abgeschlossenheit ihrer Kleineinzugsgebiete verfügen auch Kesselseen oft über auffallend weiches Wasser, obgleich sie die Basenarmut von „echten” Himmelseen nicht erreichen.

Die Primärtrophie (als theoretischer natürlicher Zustand ohne anthropogene Einwirkungen) ist bei den meisten Seentypen abhängig von der Morphometrie, bei Kleinseen spielt das Nährstoffniveau der umgebenden Substrate eine Rolle. Die hydrologische Situation tritt als bestimmende Größe lediglich bei Flußseen in den Vordergrund, wo das riesige Einzugsgebiet für stetigen Nährstoffnachschub sorgt und eine Limitation für die

Bioproduktion nicht erreicht wird. Die aktuelle Trophie, also der Ist-Zustand, weicht bei Seen mit Zufluß (Fließseen, ferner Fluß- und Endseen) besonders häufig vom Primärzustand ab, weil Fließgewässer jeglicher Art in der Regel anthropogene Nährstofffrachten in die Seen bewegen. Reziprok betrachtet läßt sich unter den Seen mit hoher aktueller Wassergüte ein weit überproportionaler Anteil an Grundwasserseen finden.

Wasserstandsschwankungen (= Pegeldynamik) in Seen haben enorme ökologische Bedeutung und gestalten insbesondere die Uferzone (Sedimentbewegungen, Vegetation, Fauna). Die Ganglinie des Pegels ist grundsätzlich und in erster Linie vom Vorhandensein eines oberirdischen Abflusses abhängig: die höchste Schwelle im Abflußgerinne bestimmt den Wasserstand (betrifft Fließseen, ferner Fluß- und Quellseen). Der Pegel weist zumeist ein auffälliges Maximum im Frühjahr auf, kehrt nach Ablauf eines Jahreszyklus' aber wieder zum Anfangsniveau zurück, so daß eine ausgeprägte Jahresrhythmik entsteht, langfristig gesehen die Wasserstandsschwankungen aber gering bleiben. Beim Flußsee treten überlagernd zusätzlich kurzfristige Hochwasserereignisse auf, Quellseen schwanken wegen der ganzjährig speisenden Schichtenwasseraustritte insgesamt weniger. Hiermit stehen die genannten Typen in deutlichem Gegensatz zu Grundwasser- und Kesselseen, bei denen sich der Wasseranfall in feuchten Klimaphasen akkumulieren kann, was mitunter zu beträchtlichem Anstieg innerhalb von Jahrzehnten führt. Endseen schließlich übertreffen alle anderen Typen bezüglich der langfristigen Pegelamplitude, weil sich klimatische Unregelmäßigkeiten durch die gleichgerichtete Wirkung von Niederschlag, Grundwasserzustrom und oberirdischem Zufluß potenzieren, ohne daß ein oberirdischer Abfluß für Ausgleich sorgen könnte. So sind im Briesensee bei Poratz ein Anstieg und ein Absinken von über 2 Metern innerhalb von 4 bzw. 9 Jahren nachgewiesen (MAUERSBERGER & MAUERSBERGER 1996).

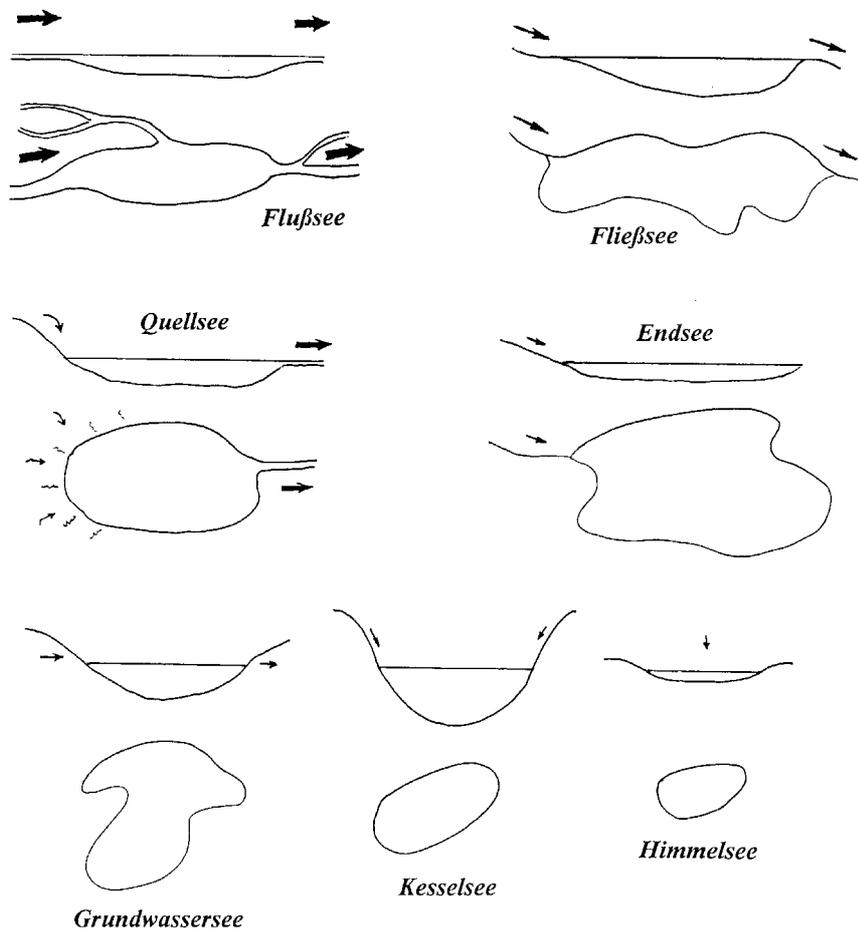


Abb. 1:  
Hydrologische Seentypen in  
schematischer Darstellung.

Die Existenz von Himmelseen im Nordosten Deutschlands wirkt auf den ersten Blick von der Niederschlags-Verdunstungsbilanz her betrachtet, nicht plausibel (VIETINGHOFF et al. 1995); tatsächlich müssen einige besondere Umstände herrschen, die zur Bildung von Himmelseen führen (was auch die außerordentliche Seltenheit dieses Typs im Gebiet erklärt). Grundlage ist ein leichter Wasserüberschuß, der verhindert, daß Wasser mineralischen Ursprungs das Seebecken erreichen kann. Diese positive Wasserbilanz ist nur an Orten mit verringerter Verdunstung und hoher Umgebungsluftfeuchte erreichbar, was die Beschränkung auf Kleinseen (die auch zumeist vermoort sind) im Wald erklärt. Daß diese Wasserüberschußbedingungen real möglich sind, zeigen eigene mehrjährige Pegelmessungen an einem rein niederschlagsgespeisten Folienbecken ohne

Einzugsgebiet mit 60 m<sup>2</sup> Fläche in einer Rodungsinsel im Wald, die einen alljährlichen, bei Starkniederschlägen sogar mehrmaligen Überlauf belegen.

Abschließend soll kurz erwähnt werden, daß die genannten 7 Typen in gewisser Weise Extreme darstellen und daß stufenlose Übergänge zwischen einigen von ihnen existieren, wobei einige Kombinationen wiederum besonders regelmäßig auftreten. Die Zugehörigkeit zu einem der Typen ist zudem nicht statisch; Änderungen innerhalb der letzten Jahrtausende lassen sich oft über die limnischen Sedimente leicht nachweisen (z.B. der Wechsel vom Kesselsee zum Grundwassersee durch Grundwasseranstieg, der sich in der Schichtenfolge durch den Wechsel von Lebermudde zu Kalkmudde wiederfindet). Außerdem wurde ein großer Teil der Seen im Gebiet anthropogen hydrologisch überformt: Vor der Entwaldung und den wasserbaulichen Eingriffen in die Landschaft stellten die Grundwasserseen die mit Abstand größte Fraktion dar; die meisten wurden in Fließseen umgewandelt und dabei durch Neuanlage eines Ablaufes im Spiegel abgesenkt oder außerdem als Vorflut für Moorentwässerungen oder Drainagen benutzt. Nur wenige haben in ihrem naturnahen Speisungszustand bis heute überdauert. Die Umwandlung der einst abflußlosen Seen in Fließseen setzte gewaltige Stoffflüsse in Gang und ist Ausdruck einer der größten anthropogenen Landschaftsveränderungen in der Region.

## **5 Literaturverzeichnis**

- JESCHKE, L. & KOBEL, J. (1992): Lebensraum See im Müritz-Nationalpark. Faltblatt des Nationalparkamtes Mecklenburg-Vorpommern; Schwerin.
- JUNG, G. (1990): Seen werden, Seen vergehen. Thun/Schweiz.
- MAUERSBERGER, H. & MAUERSBERGER, R. (1996): Die Seen des Biosphärenreservates "Schorfheide-Chorin" - eine ökologische Studie. Untersuchungen zur Struktur, Trophie, Hydrologie, Entwicklung, Nutzung, Vegetation und Libellenfauna. Unveröff. Dissertation, Univ. Greifswald.
- SUCCOW, M. & JOOSTEN, H. (2001): Landschaftsökologische Moorkunde. Stuttgart.
- SUCCOW, M. & JESCHKE, L. (1990): Landschaftsökologische Kennzeichnung und Typisierung der Seen im südbaltischen Raum. Gesellschaft für Ökologie, 20. Jahrestagung in Weihenstephan, Tagungsführer und Kurzfassungen der Vorträge: 162-164.
- VIETINGHOFF, H., WICHURA, B. & GABRYSCHE, I. (1995): Die Evaporation freier Wasserflächen im norddeutschen Jungmoränenland – zur Frage des Vorkommens ombrotropher Seen. Poster zur Jahrestagung der Deutschen Gesellschaft für Limnologie; Berlin.

### **Anschrift des Verfassers**

Dr. Rüdiger Mauersberger, Förderverein Feldberg-Uckermärkische Seenlandschaft, Am Markt 13, D-17268 Templin, e-mail: Foerderverein\_Uckermaerk.Seen@t-online.de

## Bibliographie zur jungquartären Fluß- und Seegenese in Nordostdeutschland – Titel ab 1990

Bibliography on the Late Quaternary development of rivers and lakes  
in NE Germany – titles since 1990

KNUT KAISER

Diese Bibliographie vereint im wesentlichen Aufsatz- und Buchtitel, die ab 1990 zum Thema „Jungquartäre Fluß- und Seegenese in Nordostdeutschland“ erschienen sind. Hinzu kommen einige unpublizierte Dissertationen und Diplomarbeiten. Aufnahme fanden Beiträge zu den Aspekten Geologie und Geomorphologie, Paläolimnologie, Paläobotanik und Moorkunde, Archäologie sowie Landschaftsökologie und Limnologie. Die Bibliographie ist naturgemäß nicht vollständig und nicht zuletzt Ausdruck der Bereitschaft der Tagungsteilnehmer, sich mit bibliographischen Angaben an ihrer Erstellung zu beteiligen.

- ALAILY, F. & BRANDE, A. (im Druck): Bodenentwicklung am Rande oligotropher Moore im Raum Berlin. Zeitschrift für Pflanzenernährung und Bodenkunde.
- ALAILY, F., BRANDE, A., FACKLAM, M. & RENGER, M. (2000): Bodengesellschaften und Genese von Kalktuff im Naturschutzgebiet "Kalktuffgelände am Tegeler Fließ" (Berlin-Blankenfelde). Sitzungsberichte der Gesellschaft Naturforschender Freunde Berlin N.F. 39: 113-127.
- BARTHELMES, A. (2000): Paläoökologische Untersuchungen zur Entstehung von Erlen-Bruchwaldtorfen. Unveröff. Diplomarbeit, Universität Greifswald, Botanisches Institut, 94 S.
- BARTHELMES, A. (2002): Vom Kesselmoor zum Quellmoor – ungewöhnliche Moorbildungssequenzen im Rodder Forst (Mecklenburg-Vorpommern). Greifswalder Geographische Arbeiten 26: 131-134.
- BENECKE, N. (2002): Zur Datierung des Ur-Fundes von Potsdam Schlaatz, Brandenburg. Mit Beiträgen von Bernhard Gramsch und Roland Weise. Archäologisches Korrespondenzblatt 32: 161-168.
- BENNIKE, O., LEMKE, W. & JENSEN, J. B. (1998): Fauna and flora in submarine early Holocene lake-marl deposits from the south-western Baltic Sea. The Holocene 8: 353-358.
- BERAN, J. (2001): Spätpaläolithische und mesolithische Funde der Rettungsgrabung Wustermark 22 im Havelland. Die Kunde N.F. 52: 173-188.
- BERAN, J. & KURZHALS, A. (2002): Wustermark 22, Lkr. Havelland (Brandenburg) – Moorgrabung 1999 mit spätpaläolithischen und frühmesolithischen Funden. Greifswalder Geographische Arbeiten 26: 175-178.
- BERGER, J. & NEHRING, F. (2002): Sedimentabfolge in einem Waldsoll – Ergebnisse von Rammkernsondierungen im Stauchendmoränenkomplex der Rosenthaler Staffel (Mecklenburg-Vorpommern). Greifswalder Geographische Arbeiten 26: 7-10.
- BILLWITZ, K. (1998): Grundzüge der spätglazialen Naturraumgenese (Lockergestein, Relief, Boden) in Vorpommern. Jahrbuch 1997 der Marburger Geographischen Gesellschaft: 221-224.
- BILLWITZ, K., HELBIG, H., KAISER, K. & TERBERGER, T. (1998): Geländebefunde zur spätglazialen Naturraumgenese und Besiedlungsgeschichte von Becken und Platten in Vorpommern. Zeitschrift für Geomorphologie N.F., Suppl.-Bd. 112: 123-142.
- BILLWITZ, K., HELBIG, H., KAISER, K., DE KLERK, P., P. KÜHN & TERBERGER, T. (2000): Untersuchungen zur spätpleistozänen bis frühholozänen Landschafts- und Besiedlungsgeschichte in Mecklenburg-Vorpommern. Neubrandenburger Geologische Beiträge 1: 24-38.
- BITTMANN, F. (2000): Pollenanalytische Untersuchungen zur Landschaftsgeschichte des Malxetals. Arbeitsberichte zur Bodendenkmalpflege in Brandenburg 6: 25-28.
- BITTMANN, F. & PASDA, C. (1999): Die Entwicklung einer Düne während der letzten 12.000 Jahre – Untersuchungsergebnisse von Groß Lieskow (Stadt Cottbus) in der Niederlausitz. Quartär 49/50: 39-54.
- BJÖRCK, S. (1995): A review of the history of the Baltic Sea, 13.0 - 8.0 ka BP. Quaternary International 27: 19-40.
- BLASZKIEWICZ, M. (1998): Dolina Wierzyca, jej geneza oraz rozwój w późnym Plejstocenie i wczesnym Holocenie. [Summary: The Wierzyca Valley, its genesis and development in late Pleistocene and early Holocene.] Dokumentacja Geograficzna 10, 116 S.; Wrocław.
- BLASZKIEWICZ, M. (2002): Spätglaziale und frühholozäne Seebeckenentwicklung im östlichen Teil von Pommern (Polen). Greifswalder Geographische Arbeiten 26: 11-14.
- BLASZKIEWICZ, M. & JUSCHUS, O. (1999): Late-glacial and Early-Holocene development of the Spree River Valley at the back of the Brandenburg Phase (Unterspreewald - Germany). Quaternary Studies in Poland – Special issue 1999: 249-252.

- BLEILE, R. (2000): Unterwasserarchäologische Voruntersuchungen an der Burgwallinsel Vipperow in der Müritz mit dem Fund eines Einbaumes. *Archäologische Berichte aus Mecklenburg-Vorpommern* 7: 151-157.
- BLEILE, R. (2000): Gewässernutzung in spätslawischer und frühdeutscher Zeit. Untersuchungen am „castrum cuscini“ im Plauer See. *Nachrichtenblatt Arbeitskreis Unterwasserarchäologie* 7: 55-58.
- BLEILE, R. (2002): Interdisziplinäre Forschungen zu Wasserstandsschwankungen der „Oberen Seen“ (Mecklenburg) in spätslawischer Zeit (Ende 10.-12. Jh.). *Greifswalder Geographische Arbeiten* 26: 179-182.
- DE BOER, W. M. (1995): Äolische Prozesse und Landschaftsformen im mittleren Baruther Urstromtal seit dem Hochglazial der Weichselkaltzeit. *Berliner Geographische Arbeiten* 84.
- DE BOER, W. M. (1997): Entstehung und Geomorphologie des Unterspreewaldes (Literaturauswertung). *Biologische Studien Luckau* 26: 3-10.
- BÖRNER, A. (2002): Altersstellung und morphogenetische Deutung von Torfen und Sedimenten in Beckenbereichen des Eberswalder Urstromtals und des Niederen Oderbruchs. *Greifswalder Geographische Arbeiten* 26: 15-17.
- VAN DEN BOGAARD, C. & SCHMINCKE, H.-U. (2002): Linking the North Atlantic to central Europe: a high-resolution Holocene tephrochronological record from northern Germany. *Journal of Quaternary Science* 17: 3-20.
- BÖSE, M. (1995): Problems of dead ice and ground ice in the central part of the North European Plain. *Quaternary International* 28: 123-125.
- BÖSE, M. (2002): Sumpf und Dünen – Mittelalterliche Landschaftsveränderungen im Berlin-Potsdamer Raum. *Terra Nostra* 2002/6: 46-50.
- BÖSE, M., BRANDE, A. & ROWINSKY, V. (1993): Zur Beckenentwicklung und Paläoökologie eines Kesselmoores am Rande des Beelitzer Sanders. *Berliner Geographische Arbeiten* 78: 35-53.
- BÖTTNER, L. (1999): Die jungquartäre Landschaftsentwicklung im Bereich der Talsandfläche von Märkisch-Buchholz. *Arbeitsberichte des Geographischen Institutes der Humboldt-Universität zu Berlin* 37.
- BOGEN, C. (1999): Ein neuer Stielspitzen-Fundplatz bei Hintersee/Kr. Uecker-Randow in Vorpommern - erste Ergebnisse einer Sondage. *Festschrift für B. GRAMSCH*: 81-85; Langenweißbach.
- BOGEN, C. (2002): Ein See in der Mittelsteinzeit. *Interdisziplinäre Forschungen auf dem mesolithisch-frühneolithischen Fundplatz bei Rothenklempenow in Vorpommern. Greifswalder Geographische Arbeiten* 26: 183-187.
- BOGEN, C., HILGERS, A., KAISER, K., KÜHN, P. & LIDKE, G. (im Druck): Archäologie, Pedologie und Geochronologie spätpaläolithischer Fundplätze in der Ueckermünder Heide (Kr. Uecker-Randow, Mecklenburg-Vorpommern). *Archäologisches Korrespondenzblatt*.
- BORK, H.-R., BORK, H., DALCHOW, C., FAUST, B., PIORR, H.-P. & SCHATZ, T. (1998): *Landschaftsentwicklung in Mitteleuropa*. 328 S.; Gotha.
- BOS, J. A. A., BOHNKE, S. J. P., KASSE, C. & VANDENBERGHE, J. (2001): Vegetation and climate during the Weichselian Early Glacial and Pleniglacial in the Niederlausitz, eastern Germany – macrofossil and pollen evidence. *Journal of Quaternary Science* 16: 269-289.
- BRANDE, A. (1990): Eine Synthese zur säkularen Landschaftsentwicklung in Berlin (West). *Verhandlungen des Berliner Botanischen Vereins* 8: 21-31.
- BRANDE, A. (1995): Moorgeschichtliche Untersuchungen im Spandauer Forst (Berlin). *Schriftenreihe für Vegetationskunde* 27 (Festschrift H. SUKOPP): 249-255.
- BRANDE, A. (1996): Type Region Ds, Berlin. In: BERGLUND, B. E., BIRKS, H. J. B., RALSKA-JASIEWICZOWA, M. & WRIGHT, H. E. (eds.): *Palaeoecological events during the Last 15 000 Years: Regional syntheses of palaeoecological studies of lakes and mires in Europe*: 518-523; Chichester, New York.
- BRANDE, A. (1999): Botanische Untersuchungen auf dem Burgwall Spandau – eine Übersicht. In: VON MÜLLER, A. & VON MÜLLER-MUCI, K. (Hrsg.): *Neue Forschungsergebnisse vom Burgwall in Berlin-Spandau. Berliner Beiträge zur Vor- und Frühgeschichte* 9 (Archäologisch-historische Forschungen in Spandau 5): 130-140.
- BRANDE, A. (2002): Zur Palynologie des Großen Stechlinsees (Brandenburg). *Greifswalder Geographische Arbeiten* 26: 135-138.
- BRANDE, A. (im Druck): Late pleistocene and holocene pollen stratigraphy of Lake Stechlin. In: KOSCHEL, R. (ed.): *Advances in Limnology: Lake Stechlin – An approach to understanding an oligotrophic lowland lake. Archiv für Hydrobiologie*.
- BRANDE, A., HOELZMANN, P. & KLAWITTER, J. (1990): Genese und Paläoökologie eines brandenburgischen Kesselmoores. *Telma* 20: 27-54.
- BRANDE, A., DEUTSCHBEIN, M. & ROWINSKY, V. (1991): Paläoökologie und Wiedervernässung in Berliner Kesselmooren. *Telma* 21: 35-55.
- BRANDE, A., MÜLLER, M. & WOLTERS, S. (2001): Jungholozäne Vegetations- und Moorentwicklung. In: SCHROEDER, J. H. (Hrsg.): *Führer zur Geologie von Berlin und Brandenburg, Nr. 4: Potsdam und Umgebung*. 2. erweiterte Auflage. 95-99; Berlin.
- BROSE, F. (1997): Ein Beitrag zur Entstehungsgeschichte und der jüngeren Entwicklung des Flußsystems der unteren Oder. *Beiträge zum Oder-Projekt* 2: 67-73.

- BROSE, F. (1998): Genese holozäner Flußauen, dargestellt am Beispiel des Unteren Odertales. *Brandenburgische Geowissenschaftliche Beiträge* 2: 3-11.
- BÜLOW, W. VON (1990): Zur Entstehung der altpleistozänen Rinnen im Bezirk Schwerin. *Zeitschrift für geologische Wissenschaften* 18: 939-946.
- BÜLOW, W. VON (Hrsg.) (2000): Geologische Entwicklung Südwest-Mecklenburgs seit dem Ober-Oligozän. *Schriftenreihe für Geowissenschaften* 11, 413 S.
- BÜLOW, W. VON (2002): Zur Paläohydrographie Mecklenburg-Vorpommerns vom Miozän bis zur Weichselkaltzeit. *Greifswalder Geographische Arbeiten* 26: 19-22.
- BÜLOW, W. VON (2002): Ist die „Brandenburger Wanne“ eine Schmelzwasser-Erosionsform oder eine glaziosostatisch-tektonische Senke? *Terra Nostra* 2002/6: 386-393.
- BUSSEMER, S. (1993): Besonderheiten der Substrat- und Pedogenese in glazialen Rinnen auf dem Barnim – eine Fallstudie am Beispiel der Teufelsgründe. *Berliner Geographische Arbeiten* 78: 54-67.
- BUSSEMER, S. (1994): Geomorphologische und bodenkundliche Untersuchungen an periglaziären Deckserien des mittleren und östlichen Barnim. *Berliner Geographische Arbeiten* 80, 145 S.
- BUSSEMER, S. (2002): Quartäre Entwicklung und Gliederung der Binnenentwässerungsgebiete auf der Barnimhochfläche (NE-Brandenburg). *Greifswalder Geographische Arbeiten* 26: 23-26.
- BUSSEMER, S., GÄRTNER, P. & THIEKE, H. U. (2001): Jungquartäre Reliefentwicklung auf der Hochfläche des Barnims (NE-Brandenburg). In: BUSSEMER, S. (Hrsg.): *Das Erbe der Eiszeit. Festschrift zum 70. Geburtstag von Joachim Marcinek*. 135-148; Langenweißbach.
- CARLS, R. (1993): Studie zur weichselzeitlichen und holozänen Entwicklung des Spreetales im Berliner Urstromtal südwestlich von Hangelsberg. Unveröff. Diplomarbeit, Humboldt-Universität Berlin, Geographisches Institut, 92 S.
- CARLS, R. (1997): Zur weichselspätglazialen und holozänen Entwicklung des Spreetales im Berliner Urstromtal südwestlich von Hangelsberg. *Berliner Geographische Arbeiten* 84: 75-88.
- CARLS, R. (2001): Physisch-geographische Untersuchungen am westlichen Oderbruchrand und deren Aussagemöglichkeiten für die Genese des Oderbruches. *Zeitschrift für Geologische Wissenschaften* 29: 193-201.
- CASPERS, G. (2000): Sedimente und Entwicklung des Elbetales im Gebiet der Wische (Sachsen-Anhalt) seit der Weichsel-Kaltzeit. *Untere Havel – Naturkundliche Berichte* 10: 32-43.
- CASPERS, G. & SCHWARZ, C. (1998): Fluviale und äolische Prozesse im Gebiet der unteren Elbe bei Neuhaus (Niedersachsen) seit dem Weichsel-Spätglazial. *Mitteilungen des Geologischen Institutes der Universität Hannover* 38: 49-64.
- CHMIELESKI, J. (1997): Das Baberowmoor – Moor- und Landschaftsgenese im Bereich der Pommerschen Eisrandlage. *Telma* 27: 23-34.
- CHMIELESKI, J. (2002): Bodengenese in Mudden: Chemische und physikalische Eigenschaften der Lebermudde im Ziethener Seebruch (Landkreis Barnim, Brandenburg). *Greifswalder Geographische Arbeiten* 26: 211-214.
- CHROBOK, S. M. & NITZ, B. (1995): A remarkable series of Late-glacial sediments in the hinterland of the Frankfurt end moraine, north of Berlin. In: EHLERS, J., KOZARSKI, S. & GIBBARD, P. (eds.): *Glacial deposits in North-East Europe*: 493-500; Rotterdam.
- DÖRFLER, W. & SCHÜLKE, A. (2002): Der Rugensee bei Schwerin und sein Umfeld – Paläoökologische und archäologische Untersuchungen im Vergleich. *Greifswalder Geographische Arbeiten* 26: 139-142.
- DREIBRODT, S. (2000): Die Oberflächensedimente des Woseriner Sees als Umweltarchive. Unveröff. Diplomarbeit, Universität Potsdam.
- DREIBRODT, S., BORK, H.-R. & NEGENDANK, J. F. W. (2002): Laminierte Oberflächensedimente im Woseriner See (Mecklenburg). *Greifswalder Geographische Arbeiten* 26: 107-110.
- DREBLER, M. (2001): Diatomeenuntersuchungen zur Rekonstruktion der Trophieentwicklung des Dudinghäuser Sees seit dem Subboreal. Unveröff. Diplomarbeit, Universität Rostock.
- DREBLER, M., HÜBENER, T., SELIG, U. & DÖRFLER, W. (2002): Rekonstruktion der Trophieentwicklung des Dudinghäuser Sees (Mecklenburg) seit dem Subboreal. *Greifswalder Geographische Arbeiten* 26: 111-114.
- EIBICH, J. A. (2000): Potenzielle Vegetationsentwicklung des Serrahn-Bruchs (Müritz-Nationalpark) nach der Wiederherstellung eines naturnahen hydrologischen Systems. Unveröff. Diplomarbeit, Universität Oldenburg, 119 S.
- EIBICH, J. A. (2002): Naturschutzfachliche Entwicklungsprognose für den Serrahnsee (Müritz-Nationalpark) nach Wiederherstellung eines naturnahen hydrologischen Systems. *Greifswalder Geographische Arbeiten* 26: 215-218.
- ENDTMANN, E. (1998): Untersuchungen zur spät- und nacheiszeitlichen Vegetationsentwicklung des Leckerpfuhls (Mönchsheider Sander, NE-Brandenburg). *Verhandlungen des Botanischen Vereins Berlin Brandenburg* 131: 137-166.
- ENDTMANN, E. (2002): Das „Herthamoor“ – ein palynostratigraphisches Leitprofil für das Holozän der Insel Rügen. *Greifswalder Geographische Arbeiten* 26: 143-147.
- FISCHER, K. (2001): Untersuchungen an zwei Seen in Mecklenburg-Vorpommern – ein Beitrag zur Analyse der geschichtlichen Entwicklung glazialer Seen. Unveröff. Diplomarbeit, Universität Rostock, 98 S.

- FISCHER, U. (2000): Beitrag zur Vegetationsgeschichte und Genese des mittleren Peenetalmoores. *Natur und Naturschutz in Mecklenburg-Vorpommern* 35: 112-118.
- FRIEDRICH, M., KNIPPING, M., SCHMIDT S., VAN DER KROFT, P., RENNO, A., ULLRICH, O. & VOLLBRECHT, J. (2001): Ein Wald am Ende der letzten Eiszeit. Untersuchungen zur Besiedlungs-, Landschafts- und Vegetationsentwicklung an einem verlandeten See im Tagebau Reichwalde, Niederschlesischer Oberlausitzkreis. *Arbeits- und Forschungsberichte zur Sächsischen Bodendenkmalpflege* 43: 21-94.
- FUHRMANN, R., SCHIRMEISTER, L. & PIETRZENIUK, E. (1997): Ostracoden und Mollusken aus den älteren weichselspätglazialen Sedimenten des Biesenthaler Beckens (N-Brandenburg, Barnim). *Zeitschrift für geologische Wissenschaften* 25: 489-511.
- GÄRTNER, P. (1993): Beiträge zur Landschaftsgeschichte des Westlichen Barnims. *Berliner Geographische Arbeiten* 77, 109 S.
- GÄRTNER, P. (1993): Zur Tal - und Flußentwicklung der Panke im Jungpleistozän. *Berliner Geographische Arbeiten* 78: 117-136.
- GÄRTNER, P. (1998): Neue Erkenntnisse zur jungquartären Landschaftsentwicklung in Nordwestbrandenburg. Eine landschaftsgenetische Studie am Ausgang des Rheinsberger Beckens. *Münchener Geographische Abhandlungen* A49: 95-116.
- GÄRTNER, P. (2002): Nordbrandenburgische Flußentwicklung am Beispiel des Rheinsberger Rhin. *Greifswalder Geographische Arbeiten* 26: 27-30.
- GÄRTNER, P., BEHRENDT, L., BUSSEMER, S., MARCINEK, J., MARKUSE, G. & SCHLAAK, N. (1995): Quartärmorphologisches Nord-Südprofil durch Brandenburg. *Berichte zur deutschen Landeskunde* 69: 229-262.
- GAUDIG, G. (2000): Vergleich intensiv Torfmoos-Torf akkumulierender Systeme mittels Pollen- und Großrestanalyse. Unveröff. Diplomarbeit, Universität Greifswald, Botanisches Institut.
- GAUDIG, G. (2002): Wachstum von Mooren in Kessellage – Gibt es Kesselmoore? *Greifswalder Geographische Arbeiten* 26: 149-152.
- GÖHLER, M. & KAFFKE, A. (1999): Pollen- und Großrestanalyse in einem Quellmoorkomplex in der Sernitz-Niederung bei Greiffenberg (Brandenburg). Unveröff. Diplomarbeit, Universität Greifswald, Botanisches Institut, 65 S.
- GÖRSDORF, J. & KAISER, K. (2001): Radiokohlenstoffdaten aus dem Spätpleistozän und Frühholozän von Mecklenburg-Vorpommern. *Meyniana* 53: 91-118.
- GOLDAMMER, G. (1999): Stecknitzfahrt und Schaalfahrt – historische Binnenwasserstraßen im Gebiet der Lauburgischen Seenplatte. *Hamburger Geographische Studien* 48: 565-578.
- GRAMSCH, B. (2001): Friesack: Letzte Jäger und Sammler in Brandenburg. *Jahrbuch des Römisch-Germanischen Zentralmuseums Mainz* 47 (2000): 1-46.
- GRAMSCH, B. (2002): Archäologische Indizien für natürliche und künstliche Wasserspiegelveränderungen in nordostdeutschen Urstromtälern während des Holozäns. *Greifswalder Geographische Arbeiten* 26: 189-192.
- GRINGMUTH-DALLMER E. & LECIEJEWICZ, L. (Hrsg.) (im Druck): *Forschungen zu Mensch und Umwelt im Odergebiet in ur- und frühgeschichtlicher Zeit*. Mainz.
- GRÜNERT, J. (2002): Zur spätpleistozänen-holozänen Genese der Niederungsgebiete Krumme Lake und Neue Wiesen im Südosten Berlins – ein Beitrag zur Gewässernetzentwicklung im nordostdeutschen Jungmoränenland. Unveröff. Diplomarbeit, Humboldt-Universität zu Berlin, Geographisches Institut, 100 S.
- HELBIG, H. (1999): Die spätglaziale und holozäne Überprägung der Grundmoränenplatten in Vorpommern. *Greifswalder Geographische Arbeiten* 17, 110 S.
- HELBIG, H. (1999): Die periglaziäre Überprägung der Grundmoränenplatten in Vorpommern. *Petermanns Geographische Arbeiten* 143: 373-386.
- HELBIG, H. & P. DE KLERK (2002): Befunde zur spätglazialen fluvial-limnischen Morphodynamik in kleinen Talungen Vorpommerns. *Eiszeitalter und Gegenwart* 51: 51-66.
- HELBIG, H. & DE KLERK, P. (2002): Geoökologische Prozesse des Pleni- und Spätglazials in der Hohlform „Reinberg“, Nordvorpommern. *Greifswalder Geographische Arbeiten* 26: 31-34.
- HOMANN, M., MERKT, J. & MÜLLER, H. (2002): Sedimentologische und pollenanalytische Untersuchungen einiger mecklenburgischer Seen – ein West-Ost-Transekt. *Greifswalder Geographische Arbeiten* 26: 35-38.
- JAHNS, S. (1999): Der Felchowsee - ein Archiv für die Vegetationsgeschichte der letzten 10200 Jahre. *Angermünder Heimatkalender* 1999: 136-138
- JAHNS, S. (1999): Pollenanalytische Untersuchungen am Großen Krebssee, Ostbrandenburg. Ein Beitrag zur Siedlungs- und Vegetationsgeschichte der Neuenhagener Oderinsel. *Germania* 77: 639-661.
- JAHNS, S. (1999): Ein holozänes Pollendiagramm vom Kleinen Mochowsee, nördliche Niederlausitz. *Gleditschia* 27: 45-56
- JAHNS, S. (2000): Late-glacial and Holocene woodland dynamics and land-use history of the Lower Oder valley, north-eastern Germany, based on two, AMS <sup>14</sup>C dated, pollen profiles. *Vegetation history and Archaeobotany* 9: 111-123
- JAHNS, S. (2001): On the Late Pleistocene and Middle to Late Holocene vegetation history of the Ücker valley, northeastern Germany. *Vegetation History and Archaeobotany* 10: 97-104.

- JAHNS, S., HERKING, C. & KLOSS, K. (2002): Landschaftsrekonstruktion entlang des westlichen unteren Oderlaufs anhand ausgewählter Pollenkurven aus acht Seeprofilen. *Greifswalder Geographische Arbeiten* 26: 153-156.
- JAHNS, S. & HERKING, C. (im Druck): Zur holozänen und spätpleistozänen Vegetationsgeschichte westlich des unteren Oderlaufs. In: GRINGMUTH-DALLMER E. & LECIEJEWICZ, L. (Hrsg.): *Forschungen zu Mensch und Umwelt im Odergebiet in ur- und frühgeschichtlicher Zeit*. Mainz.
- JAHNS, S. & HERKING, C. (im Druck): Menschlicher Einfluß auf die Vegetation entlang des unteren Oderlaufs im Spiegel der pollenanalytischer Untersuchungen. In: GRINGMUTH-DALLMER E. & LECIEJEWICZ, L. (Hrsg.): *Forschungen zu Mensch und Umwelt im Odergebiet in ur- und frühgeschichtlicher Zeit*. Mainz.
- JANKE, W. (1996): Biostratigraphische Untersuchungen am spätpaläolithischen Fundplatz Nienhagen, Lkr. Nordvorpommern. *Bodendenkmalpflege in Mecklenburg-Vorpommern, Jahrbuch 1995*: 49-56.
- JANKE, W. (2002): Zur Genese der Flußtäler zwischen Uecker und Warnow (Mecklenburg-Vorpommern). *Greifswalder Geographische Arbeiten* 26: 39-43.
- JANKE, W. (im Druck): Das Binnenholozän. In: KATZUNG, G. (Hrsg.): *Geologie von Mecklenburg-Vorpommern*.
- JANKE, W. (im Druck): Die Entwicklung des nordeutschen Gewässernetzes zwischen Oder und Weser seit dem Ende der Saale- bzw. Weichselvereisung unter besonderer Berücksichtigung von Mecklenburg-Vorpommern und Brandenburg. *Limnologie aktuell*.
- JANKE, W. & LAMPE, R. (2000) : Zu Veränderungen des Meeresspiegels an der vorpommerschen Küste in den letzten 8000 Jahren. *Zeitschrift für geologische Wissenschaften* 28: 585-600.
- JENSEN, J. B., BENNIKE, O., WITKOWSKI, A., LEMKE, W. & KUIJPERS, A. (1997): The Baltic Ice Lake in the southwestern Baltic: Mecklenburg Bay - Arkona Basin. *Boreas* 26: 217-236.
- JENSEN, J. B., BENNIKE, O., WITKOWSKI, A., LEMKE, W. & KUIJPERS, A. (1999): Early Holocene history of the southwestern Baltic Sea: the Ancylus Lake stage. *Boreas* 28: 437-453.
- JESCHKE, L. (1990): Der Einfluß der Klimaschwankungen und Rodungsphasen auf die Moorentwicklung im Mittelalter. *Gleditschia* 18: 115-123.
- JESCHKE, L. (1997): Seen und Moore in Mecklenburg-Vorpommern aus landschaftsökologischer Sicht. *Greifswalder Geographische Arbeiten* 14: 33-50.
- JUSCHUS, O. (1997): Das Oderiner Becken - Spätpleistozäne und holozäne Landschaftsentwicklung im Bereich der Brandenburger Eisrandlage südlich von Berlin. *Stuttgarter Geographische Studien* 126: 78-92.
- JUSCHUS, O. (2000): Das Jungmoränenland südlich von Berlin – Untersuchungen zur jungquartären Landschaftsentwicklung zwischen Unterspreewald und Nuthe. Unveröff. Dissertation, Humboldt-Universität zu Berlin, Geographisches Institut.
- JUSCHUS, O. (2002): Zur eiszeitlichen Entstehung der Landschaft im Naturpark Dahme-Heideseen. In: NABU e.V. (Hrsg.): *Gewässer im Dahmeland (Jahrebuch 2002)*: 55-61; Prieros.
- JUSCHUS, O. (2002): Zur spätglazial-frühholozänen Entwicklung der Spree im Unterspreewald. *Greifswalder Geographische Arbeiten* 26: 45-48.
- KAFFKE, A. (2002): Holozäner Seespiegelanstieg und Moorwachstum durch Versumpfung – palynologische und stratigraphische Untersuchungen am Görner See (Havelland, Brandenburg). *Greifswalder Geographische Arbeiten* 26: 157-160.
- KAFFKE, A. & KAISER, K. (im Druck): Das Pollendiagramm "Prerower Torfmoor" auf dem Darß (Mecklenburg-Vorpommern): neue Ergebnisse zur holozänen Biostratigraphie und Landschaftsgeschichte. *Meyniana* 54.
- KAISER, K. (1996): Zur hydrologischen Entwicklung mecklenburgischer Seen im jüngeren Quartär. *Petermanns Geographische Mitteilungen* 140: 323-342.
- KAISER, K. (1998): Die hydrologische Entwicklung der Müritz im jüngeren Quartär - Befunde und ihre Interpretation. *Zeitschrift für Geomorphologie N.F., Suppl.-Bd. 112*: 143-176.
- KAISER, K. (2001): Neue geomorphologische und pedologische Befunde zur jungquartären Landschaftsentwicklung in Mecklenburg-Vorpommern. *Greifswalder Geographische Arbeiten* 23: 7-41.
- KAISER, K. (2001): Die spätpleistozäne bis frühholozäne Beckenentwicklung in Mecklenburg-Vorpommern – Untersuchungen zur Stratigraphie, Geomorphologie und Geoarchäologie. *Greifswalder Geographische Arbeiten* 24, 208 S.
- KAISER, K. (2002): Spätpleistozäne bis frühholozäne Landschaftsentwicklung und menschliche Besiedlung im Endinger Bruch, Vorpommern. *Terra Nostra* 2002/6: 148-153.
- KAISER, K. (Hrsg.) (2002): Die jungquartäre Fluß- und Seegenese in Nordostdeutschland. Beiträge zur Tagung in Hohenzieritz (Mecklenburg) vom 26.-28. Februar 2002. *Greifswalder Geographische Arbeiten* 26, 243 S.
- 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. & ZIMMERMANN, A. (1994): Physisch-geographische Untersuchungen an Mooren und Seen im Havelquellgebiet (Müritz-Nationalpark). Teil 1: Allgemeine physisch-geographische Aspekte, Moorstratigraphie, jüngere Landschaftsgeschichte und aktuelle Raumnutzung. *Berichte der Akademie für Naturschutz und Landschaftspflege Laufen/Salzach (Bayern)* 22: 147-173.

- KAISER, K. & TERBERGER, T. (1996): Archäologisch-geowissenschaftliche Untersuchungen am spätpaläolithischen Fundplatz Nienhagen, Lkr. Nordvorpommern. Bodendenkmalpflege in Mecklenburg-Vorpommern 43, Jahrbuch 1995: 7-48.
- KAISER, K. & JANKE, W. (1998): Bodenkundlich-geomorphologische und paläobotanische Untersuchungen im Ryckbecken bei Greifswald. Bodendenkmalpflege in Mecklenburg-Vorpommern 45, Jahrbuch 1997: 69-102.
- KAISER, K., DE KLERK, P. & TERBERGER, T. (1999): Die „Riesenhirschfundstelle“ von Endingen: geowissenschaftliche und archäologische Untersuchungen an einem spätglazialen Fundplatz in Vorpommern. *Eiszeitalter und Gegenwart* 49: 102-123.
- KAISER, K., TERBERGER, T. & JANTZEN, C. (2000): Rivers, lakes and ancient men: Relationships of palaeohydrology and the archaeological record in Mecklenburg-Vorpommern (North-East-Germany). *Beiträge zur Ur- und Frühgeschichte Mecklenburg-Vorpommerns* 35: 405-409.
- KAISER, K., ENDTMANN, E. & JANKE, W. (2000): Befunde zur Relief-, Vegetations- und Nutzungsgeschichte an Ackersöllen bei Barth, Lkr. Nordvorpommern. *Bodendenkmalpflege in Mecklenburg-Vorpommern, Jahrbuch 1999*: 151-180.
- KAISER, K., ENDTMANN, E., BOGEN, C., CZAKÓ-PAP, S. & KÜHN, P. (2001): Geoarchäologie und Palynologie spätpaläolithischer und mesolithischer Fundplätze in der Ueckermünder Heide, Vorpommern. *Zeitschrift für geologische Wissenschaften* 29: 233-244.
- KAISER, K., SCHOKNECHT, T., PREHN, B., JANKE, W. & KLOSS, K. (2002): Geomorphologische, palynologische und archäologische Beiträge zur holozänen Landschaftsgeschichte im Müritzgebiet (Mecklenburg-Vorpommern). *Eiszeitalter und Gegenwart* 51: 15-32.
- KALETTKA, T. (1996): Die Problematik der Sölle (Kleinhohlformen) im Jungmoränengebiet Nordostdeutschlands. *Naturschutz und Landschaftspflege in Brandenburg, Sonderheft „Sölle“*: 4-12; Golm.
- KALETTKA, T., RUDAT, C. & QUAST, J. (2001): Potholes in Northeast German agro-landscapes: functions, land use impacts, and protection strategies. In: TENHUNEN, J. D., LENZ, R. & HANTSCH, R. (eds.): *Ecosystem approaches to landscape management in central Europe. Ecological studies* 147: 291-298; Berlin, Heidelberg, New York.
- KALETTKA, T., RUDAT, C. & AUGUSTIN, J. (2002): Rezente Stoffeintragseffekte in wasserführenden Söllen von Jungmoränengebieten Ostbrandenburgs. *Greifswalder Geographische Arbeiten* 26: 219-222.
- KANTER, L. (2000): Das Tollense-Becken – ein ehemaliges Tunneltal. *Neubrandenburger Geologische Beiträge* 1: 11-23.
- KERSTAN, U. (2001): Zur Widerspiegelung der holozänen Landschaftsgenese in Sedimenten Usedomer Seen (Kölpinsee, Schmollensee). Unveröff. Diplomarbeit, Universität Greifswald, Geographisches Institut, 73 S.
- KERSTAN, U., VOSS, P., JANKE, W. & LAMPE, R. (2002): Zur jungquartären Entwicklung von vier Seen auf der Insel Usedom, NE-Deutschland. *Greifswalder Geographische Arbeiten* 26: 55-58.
- KIRLEIS, W. (2000): Das Rambower Moor - ein Geschichtsbuch der besonderen Art. Vegetationsgeschichtliche Untersuchungen über die spätholozänen Veränderungen im Gebiet des Rambower Moores. *Beiträge aus dem Biosphärenreservat Flußlandschaft Elbe-Brandenburg, Auenreport* 7: 1-303; Parchim.
- KLEINMANN, A., MERKT, J. & MÜLLER, H. (2002): Sedimentologische und palynologische Untersuchungen an Ablagerungen des Siethener Sees und Blankensees (Brandenburg) – erste Ergebnisse. *Greifswalder Geographische Arbeiten* 26: 59-62.
- DE KLERK, P. (2001): Vegetation history and palaeoenvironmental development of the Endinger Bruch area and the Reinberg basin (Vorpommern, NE Germany) during the Late Pleniglacial, Lateglacial and Early Holocene (with special emphasis on a widespread stratigraphic confusion). Unveröff. Dissertation, Universität Greifswald, Geographisches Institut, 103 S.
- DE KLERK, P. (2002): Changing vegetation patterns in the Endinger Bruch area (Vorpommern, NE Germany) during the Weichselian Lateglacial and Early Holocene. *Review of Palaeobotany and Palynology* 119: 275-309.
- DE KLERK, P., HELBIG, H., HELMS, S., JANKE, W., KRÜGEL, K., KÜHN, P., MICHAELIS, D. & STOLZE, S. (2001): The Reinberg researches: Palaeoecological and geomorphological studies of a kettle hole in Vorpommern (NE Germany), with special emphasis on a local vegetation during Weichselian Pleniglacial/Lateglacial transition. *Greifswalder Geographische Arbeiten* 23: 43-131
- DE KLERK, P. & STOLZE, S. (2002): Unterschiede in Vegetation und Sedimentation zwischen N-Vorpommern und S-Mecklenburg: Ein spätglazialer Klimagradient? *Greifswalder Geographische Arbeiten* 26: 161-165.
- KLIEWE, H. (im Druck): Das Weichsel-Spätglazial und Holozän. In: KATZUNG, G. (Hrsg.): *Geologie von Mecklenburg-Vorpommern*.
- KLUMP, S., RAKEBRANDT, D., WEILER, C. & FELDMANN, L. (2002): Gletscherdynamik im Weichselhochglazial bei Sternberg (Mecklenburg-Vorpommern) – Ergebnisse einer quartärgeologischen Detailkartierung. *Terra Nostra* 2002/6: 170-174
- KRAUSKOPF, C. & PASDA, C. (1999): Aufwehung, Umbildung, Zerstörung – Zur Entwicklung der Dünen im Baruther Urstromtal zwischen Cottbus und Forst. *Archäologisches Korrespondenzblatt* 29: 289-298.
- KREY, L. & KLOSS, K. (1990): Geographische und pollenanalytische Untersuchungen des Kleinen Barsch-Sees (Bez. Potsdam, DDR). *Limnologica* 21: 117-123.

- KRIENKE, H.-D. & STRAHL, J. (1999): Weichselzeitliche und holozäne Ablagerungen im Bereich der Deponie Tessin bei Rostock (Mecklenburg-Vorpommern) unter besonderer Berücksichtigung des Prä-Alleröd-Komplexes. *Meyniana* 51: 125-151.
- KRIENKE, K. (2001): Südostrügen im Weichsel-Hochglazial. Lithostratigraphische, lithofazielle, strukturgeologische und landschaftsgenetische Studien im Küstenraum Vorpommerns. Unveröff. Dissertation, Universität Greifswald, Institut für Geologische Wissenschaften.
- KRIENKE, K. (2002): Sedimentation in Eisstauseen und lokalen Becken des Weichsel-Hochglazials innerhalb der Küstenregion Vorpommerns (NE-Deutschland). *Greifswalder Geographische Arbeiten* 26: 63-66.
- KRIENKE, K. (2002): Weichselhochglaziale Landschaftsformung im Raum Südostrügen. *Terra Nostra* 2002/6: 175-177.
- VAN DER KROFT, P., RENNO, A. & ULLRICH, O. (2002): Spätglaziale und holozäne Fluß-, Seen- und Niedermoorentwicklung im Oberlausitzer Heide- und Teichgebiet (Sachsen). *Greifswalder Geographische Arbeiten* 26: 67-71.
- KÜHNER, R., HILLER, A. & JUNGE, F. W. (1999): Die spätweichselzeitlichen Ablagerungen der Spree im Tagebau Cottbus-Nord und ihre zeitliche Einordnung unter besonderer Berücksichtigung von ersten <sup>14</sup>C-Daten an Hölzern. *Quartär* 49/50: 8-20.
- KÜSTER, H. & WARMBRUNN, E. (2000): Paläoökologische Untersuchungen in der Oberlausitz. *Arbeits- und Forschungsberichte zur Sächsischen Bodendenkmalpflege* 42: 250-268.
- KUHLMANN, N. & SCHIRREN, C. M. (2000): Stein-, bronze- und kaiserzeitliche Befunde an einem Soll aus Barth, Kreis Nordvorpommern. *Bodendenkmalpflege in Mecklenburg-Vorpommern* 47, Jahrbuch 1999: 129-149.
- LAMPE, R. (ed.) (2002): Holocene evolution of the south-western Baltic coast – geological, archaeological and palaeo-environmental aspects. *Greifswalder Geographische Arbeiten* 27, 224 S.
- LEMKE, W. (1994): Spät- und postglaziale Sedimente der westlichen Ostsee. *Zeitschrift für geologische Wissenschaften* 22: 275-286.
- LEMKE, W. (1998): Sedimentation und paläogeographische Entwicklung im westlichen Ostseeraum (Mecklenburger Bucht bis Arkonabecken) vom Ende der Weichselvereisung bis zur Litorinatransgression. *Meereswissenschaftliche Berichte* 31, Institut für Ostseeforschung Warnemünde, 156 S.
- LEMKE, W. & KUIJPERS, A. (1995): Late Pleistocene and early Holocene paleogeography of the Darss Sill area (southwestern Baltic). *Quaternary International* 27: 73-81.
- LEMKE, W., ENDLER, R., TAUBER, F., JENSEN, J. B. & BENNIKE, O. (1998): Late- and postglacial sedimentation in the Tromper Wiek northeast of Rügen (western Baltic). *Meyniana* 50: 155-173.
- LEMKE, W., JENSEN, J. B., BENNIKE, O., KUIJPERS, A. & WITKOWSKI, A. (2000): Late Pleistocene and Early Holocene paleogeography between Fehmarn and Bornholm. *Beiträge zur Ur- und Frühgeschichte Mecklenburg-Vorpommerns* 35: 433-438.
- LEMKE, W., JENSEN, J. B., BENNIKE, O., ENDLER, R., WITKOWSKI, A. & KUIJPERS, A. (2001): Hydrographic thresholds in the western Baltic Sea: Late Quaternary geology and the Dana River concept. *Marine Geology* 176: 191-201.
- LEMKE, W., JENSEN, J. B., BENNIKE, O., ENDLER, R., WITKOWSKI, A. & KUIJPERS, A. (2002): Spät- und postglaziale Flüsse und Seen in der heutigen westlichen Ostsee. *Greifswalder Geographische Arbeiten* 26: 73-77.
- LIEDTKE, H. (1996): Die eiszeitliche Gestaltung des Oderbruches. *Heidelberger Geographische Arbeiten* 104: 327-351.
- LIEDTKE, H. (2001): Das nordöstliche Brandenburg während der Weichseleiszeit. In: BUSSEMER, S. (Hrsg.): *Das Erbe der Eiszeit. Festschrift zum 70. Geburtstag von Joachim Marcinek*. 119-133; Langenweißbach.
- LIESE, C. (2000): Landschaftsentwicklung am Woseriner See. Unveröff. Diplomarbeit, Universität Potsdam.
- LORENZ, S. (2002): Die Uferstrukturen des Krakower Sees in Mecklenburg – Naturräumliche Analyse und jungquartäre Paläohydrologie. Unveröff. Diplomarbeit, Universität Greifswald, Geographisches Institut, 139 S.
- LORENZ, H., ROTHER, R. & KAISER, K. (2002): Die jungquartäre Gewässernetzentwicklung im Gebiet der Krakower Seen und der Nebel (Mecklenburg) – erste Ergebnisse. *Greifswalder Geographische Arbeiten* 26: 79-82.
- LUDWIG, A. O. (2002): Die spätglaziale Entwicklung im östlichen Küstengebiet Mecklenburgs (Rostocker Heide, Fischland). *Greifswalder Geographische Arbeiten* 26: 83-86.
- LÜDER, B. & ZOLITSCHKA, B. (2001): Jahreszeitlich geschichtete Sedimente des Sacrower Sees (Brandenburg) als Archiv zur Rekonstruktion von Paläoumweltbedingungen. *Die Erde* 132: 381-397.
- LÜDER, B. & ZOLITSCHKA, B. (2002): Steuerung paläolimnologischer Prozesse durch klimatische Einflußgrößen (Sacrower See bei Potsdam). *Greifswalder Geographische Arbeiten* 26: 115-118.
- MARCINEK, J., SEIFERT, S. & ZAUMSEIL, L. (1995): Zur Anlage des Gewässernetzes in Brandenburg. *Berichte zur deutschen Landeskunde* 69: 205-228.
- MARCINEK, J., SEIFERT, S. & ZAUMSEIL, L. (1996): Zur Bildung und Entwicklung des Gewässernetzes in Brandenburg. *Gewässerökologie Norddeutschlands* 2: 7-21.
- MATHES, J., VENEBRÜGGE, G. & KORCZYNSKI, I. (1999): Grundlagen für ein Sanierungs- und Restaurierungskonzept der Seen in Mecklenburg-Vorpommern. Landesamt für Umwelt, Naturschutz und Geologie Mecklenburg-Vorpommern (Hrsg.), *Materialien zur Umwelt* 2/99.

- MATHES, J. (2002): Die Trophiesituation der Seen in Mecklenburg-Vorpommern und ihre Konsequenzen. Greifswalder Geographische Arbeiten 26: 223-226.
- MATHEWS, A. (2000): Palynologische Untersuchungen zur Vegetationsentwicklung im Mittelbegebiet. Telma 30: 9-42.
- MAUERSBERGER, H. & MAUERSBERGER, R. (1996): Die Seen des Biosphärenreservates "Schorfheide-Chorin" – eine ökologische Studie. Untersuchungen zur Struktur, Trophie, Hydrologie, Entwicklung, Nutzung, Vegetation und Libellenfauna. Unveröff. Dissertation, Universität Greifswald, Botanisches Institut.
- MAUERSBERGER, R. (2002): Hydrologische Seentypen und ihre Kennzeichnung am Beispiel der Seenlandschaften Nordostdeutschlands. Greifswalder Geographische Arbeiten 26: 227-231.
- MEHL, D. & THIELE, V. (1998): Fließgewässer- und Talraumtypen des Norddeutschen Tieflandes. Am Beispiel der jungglazialen Naturräume Mecklenburg-Vorpommerns. 261 S.; Berlin.
- MICHAELIS, D. (2002): Die spät- und nacheiszeitliche Entwicklung der natürlichen Vegetation von Durchströmungsmooren in Mecklenburg-Vorpommern am Beispiel der Recknitz. Dissertationes Botanicae 365, 188.
- MICHAELIS, D. (2002): Die Talmoorgene im Bereich der unteren Recknitz (Mecklenburg) – Moore zwischen Ostseeanstieg und autonomen Torfwachstum. Greifswalder Geographische Arbeiten 26: 167-170.
- MOL, J. (1997): Fluvial response to climate variations. The last glaciation in Eastern Germany. PhD Thesis, Vrije Universiteit Amsterdam, 100 S.
- MOSCH, E. C. & SCHARF, B. W. (2002): Die subfossile Chironomidenfauna des Schulzensees (Mecklenburg-Vorpommern). Greifswalder Geographische Arbeiten 26: 119-122.
- MÜLLER, A. (1996): Zu Sedimentationsgeschichte und Paläomilie ausgewählter lagunärer und ästuariner Küstengewässer im südlichen Ostseeraum als Ausdruck der Klimaentwicklung im Holozän. Unveröff. Dissertation, Universität Greifswald, Geographisches Institut, 161 S.
- MÜLLER, J. (1997): Anthropogene Einflüsse im Uferbereich eines Soll: Bodenverlagerungen als Indikatoren lokaler Landnahmen. Archäologische Berichte aus Mecklenburg-Vorpommern 4: 22-29.
- MÜLLER, A. (1999): Die Müritz. Die Geschichte einer Landschaft und ihrer Bewohner rund um Deutschlands größten Binnensee. 236 S.; Waren/Müritz.
- NEHRING, F. (2002): Hydrogeologische und hydrochemische Untersuchungen an Söllen und Grundwässern in einem kleinen Einzugsgebiet der Rosenthaler Stauchendmoräne. Unveröff. Diplomarbeit, Universität Greifswald, Institut für Geologische Wissenschaften, 104 S.
- NEUBAUER-SAURER, D. (1997): Mesolithikum, Bronzezeit, römische Kaiserzeit und Mittelalter am Ufer des Ryck bei Wackerow, Lkr. Ostvorpommern. Bodendenkmalpflege in Mecklenburg-Vorpommern 44, Jahrbuch 1996: 103-131.
- NEUBAUER-SAURER, D. (1999): Holozäne Erosion und Akkumulation der alten Spree im Gebiet von Cottbus. Quartär 49/50: 21-28.
- NITZ, B. (2002): Jungquartäre Beckenentwicklung in Nordostdeutschland allgemein ... und der „Teufel“ im Detail. Greifswalder Geographische Arbeiten 26: 87-89.
- NITZ, B., SCHIRRMEISTER, L. & KLESSEN, R. (1995): Spätglazial-altholozäne Landschaftsgeschichte auf dem nördlichen Barnim - zur Beckenentwicklung im nordostdeutschen Tiefland. Petermanns Geographische Mitteilungen 139: 143-158.
- PAPENROTH, T. (1998): Neue Erkenntnisse zur jungquartären Landschaftsentwicklung im Bereich der Rhinmündung bei Zippelsförde. Unveröff. Diplomarbeit, Humboldt Universität zu Berlin, Geographisches Institut, 70 S.
- PASDA, C. (2002): Geoarchäologische Beiträge zur spätquartären Landschaftsgeschichte des Baruther Urstromtals zwischen Cottbus und Forst (Brandenburg). Greifswalder Geographische Arbeiten 26: 193-196.
- PASDA, C. (2002): A short note on man in the Allerød/Younger Dryas environment of Lower Lusitia (Brandenburg, Germany). Jutland Archaeological Society Publications 39: 123-128.
- PASDA, C. (im Druck): Archäologie einer Düne im Baruther Urstromtal bei Groß Lieskow, Stadt Cottbus. Veröffentlichungen des Brandenburgischen Landesmuseums für Ur- und Frühgeschichte in Potsdam 32.
- PAULSON, C. (2001): Die Karstmoore in der Kreidelandschaft des Nationalparks Jasmund auf der Insel Rügen. Greifswalder Geographische Arbeiten 21, 296 S.
- PETERSS, K., RATZKE, U. & STRAHL, J. (2002): Geologie von Söllen bei Rosenow, Landkreis Demmin (Mecklenburg-Vorpommern). Greifswalder Geographische Arbeiten 26: 91-95.
- PIETSCH, M. (1991): Lithologische Untersuchungen im Steilküstenprofil des Hohen Ufers am Fischland. Unveröff. Diplomarbeit, Universität Greifswald, Institut für Geologische Wissenschaften, 80 S.
- POPPSCHÖTZ, R. (1999): Untersuchungen zur jungquartären Landschaftsentwicklung im Bereich der Brandenburger Eisrandlage zwischen Oberspreewald und Schwielochsee. Unveröff. Diplomarbeit, Humboldt-Universität zu Berlin, Geographisches Institut.
- PRATSCH, S. (2001): Das Baruther Urstromtal südlich von Berlin – ein Reservat für Forschungen zum Mesolithikum. Archäologische Berichte 14: 441-453 (Taute-Gedenkschrift).

- PRECKER, A. (1993): Das Große Göldenitzer Moor und das Teufelsmoor bei Horst. Ein Beitrag zur Entstehungs- und Nutzungsgeschichte Mecklenburger Regenmoore und zu ihrer gegenwärtigen ökologischen Situation. Berichte-Reports des Geologisch-Paläontologischen Instituts der Universität Kiel 61, 127 S.
- PRECKER, A. & KRBETSCHKE, M. R. (1996): Die Regenmoore Mecklenburg-Vorpommerns - Erste Auswertungen der Untersuchungen zum Regenmoor-Schutzprogramm des Landes Mecklenburg-Vorpommern. Telma 26: 205-221.
- PRECKER, A. (2000): Das NSG „Ribnitzer Großes Moor“ – Restitution und Tourismus in einem norddeutschen, komplexen Moorökosystem. Telma 30: 43-75.
- PROFT, G. & KREY, L. (1990): Die chemische Zusammensetzung der Spät- und Postglazialsedimente des Kleinen Barsch-Sees (Fe, Mn, P, C, N und Bsi), eines dystrophen Moorweihers im Norden der DDR. Limnologica 21: 157-164.
- RÖHRIG, R. & SCHARF, B. W. (2002): Paläolimnologische Untersuchungen zur Entwicklung des Arendsees (Sachsen-Anhalt). Greifswalder Geographische Arbeiten 26: 123-126.
- RÖPER, H.-P. & SCHWARZ, S. (im Druck): Late pleistocene and holocene sediment characteristics of Lake Stechlin, with special reference to manganese enrichment. In: KOSCHEL, R. (ed.): Advances in Limnology: Lake Stechlin – An approach to understanding an oligotrophic lowland lake. Archiv für Hydrobiologie.
- ROTHER, H. (2002): Das Nebeltal im Bereich der Pommerschen Hauptendmoräne bei Kuchelmiß (Mecklenburg): Landschaftsstruktur und jungquartäre Landschaftsgenese. Unveröff. Diplomarbeit, Universität Greifswald, Geographisches Institut, 90 S.
- ROWINSKY, V. (1995): Hydrologische und stratigraphische Studien zur Entwicklungsgeschichte von Brandenburger Kesselmooren. Berliner Geographische Abhandlungen 60, 154 S.
- ROWINSKY, V. (1997): Spätglaziale und holozäne Klima-Entwicklung am Beispiel des großen Fercher Kesselmoores. In: SCHROEDER, J. H. (Hrsg.): Führer zur Geologie von Berlin und Brandenburg, Nr. 4: Potsdam und Umgebung. 67-76; Berlin.
- ROWINSKY, V. (2002): Stratigraphische Untersuchungen in Niedermooren Nordostdeutschlands (1992-2002). Greifswalder Geographische Arbeiten 26: 97-100.
- ROWINSKY, V. & RUTTER, S. (1999): Zur Hydrogeologie und Entwicklung von Niedermooren in der Unteren Havel-Niederung (Sachsen-Anhalt). Untere Havel – Naturkundliche Berichte 9: 21-29.
- RUCHHÖFT, F. (1999): Der Wasserstand der „Oberen Seen“ in Mecklenburg in Mittelalter und früher Neuzeit. Archäologische Berichte aus Mecklenburg-Vorpommern 6: 195-208.
- RUCHHÖFT, F. (1999): Der Wasserstand der „Oberen Seen“ in Mecklenburg in der Neuzeit. Stier und Greif 9: 38-46.
- RUCHHÖFT, F. (2002): Wasserstände der „Oberen Seen“ (Mecklenburg) in historischer Zeit. Greifswalder Geographische Arbeiten 26: 197-200.
- SCHACHT, S. (1993): Ausgrabungen auf einem Moorfundplatz und zwei Siedlungsplätzen aus dem Mesolithikum/Neolithikum im nördlichen Randowbruch bei Rothenklempenow, Kr. Pasewalk. Ausgrabungen und Funde 38: 111-119.
- SCHACHT, S. & BOGEN, C. (2001): Neue Ausgrabungen auf dem mesolithisch-neolithischen Fundplatz 17 am Latzig-See bei Rothenklempenow, Lkr. Uecker-Randow. Archäologische Berichte aus Mecklenburg-Vorpommern 8: 5-20.
- SCHARF, B. W. (1998): Eutrophication history of Lake Arendsee (Germany). Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 140: 85-96.
- SCHIRRMEISTER, L. (1993): Sedimentologisch-mineralogisch-mikroskopische Charakteristik von Winter- und Sommerlagen eines Bänderschluffs aus dem Eberswalder Urstromtal bei Macherslust. Berliner Geographische Arbeiten 78: 242-262.
- SCHIRRMEISTER, L. (1994): Spätglaziale und holozäne Beckensedimente als Zeitzeugen der postglazialen Entwicklung im Jungmoränengebiet Brandenburgs. Greifswalder Geowissenschaftliche Beiträge A2: 181-182.
- SCHIRRMEISTER, L. (1995): Microfabrics, grain-size-distribution and grain surface textures in Late Pleistocene basin sediments of Brandenburg (Northern Barnim). Zeitschrift für Geomorphologie N.F., Suppl.-Bd. 99: 75-89.
- SCHIRRMEISTER, L. (1997): Sedimentstrukturen und Deformationen in Eisstauseeablagerungen NE-Brandenburgs und ihre fazielle Deutung. Berliner Geographische Arbeiten 84: 113-146.
- SCHIRRMEISTER, L. (1999): Glazilimnische Sedimente in Nordost-Brandenburg - Dokumente der quartären Landschaftsgeschichte. In: BÖRNER, A. & LÜPFERT, H. (Hrsg.): Festschrift für Bernhard Nitz zum 65. Geburtstag. Arbeitsberichte Geographisches Institut Humboldt-Universität zu Berlin 38: 23-34.
- SCHNEIDER, H. (1996): Zentrische Diatomeen und Seegeschichte am Beispiel des großen Stechlin (Brandenburg). Unveröff. Diplomarbeit, Universität Jena, Institut für Spezielle Botanik, 98 S.
- SCHÖNFELDER, I. (1997): Eine Phosphor-Diatomeen-Relation für alkalische Flüsse und Seen Brandenburgs und ihre Anwendung für die paläolimnologische Analyse von Auensedimenten der unteren Havel. Dissertationes Botanicae 283, 148 S.
- SCHÖNFELDER, I. (2000): Indikation der Gewässerbeschaffenheit durch Diatomeen. Handbuch Angewandte Limnologie, 9. Ergänzungslieferung, 62 S.

- SCHÖNFELDER, I., GELBRECHT, J., SCHÖNFELDER, J. & STEINBERG, C. E. W. (im Druck): Relationships between littoral diatoms and their chemical environment in lakes and rivers of northeastern Germany. *J. Phyc.* 38.
- SCHLAAK, N. (1993): Studie zur Landschaftsgenese im Raum Nordbarnim und Eberswalder Urstromtal. *Berliner Geographische Arbeiten* 76, 145 S.
- SCHLAAK, N. (1997): Die Tonlager von Eberswalde und das Ende der letzten Ziegelei. *Eberswalder Jahrbuch für Heimat-, Kultur- und Naturgeschichte* 1997/98: 203-232.
- SCHLAAK, N. (2001): Die Finärze – Eine periglaziale Flußgeschichte im Eberswalder Urstromtal. In: BUSSEMER, S. (Hrsg.): *Das Erbe der Eiszeit. Festschrift zum 70. Geburtstag von Joachim Marcinek*: 107-110; Langenweißbach.
- SCHLAAK, N. & SCHOKNECHT, T. (2002): Geomorphologische und palynologische Untersuchungen im Vorland der Pommerschen Eisrandlage am Beispiel der Bugsinseerinne (Nordbrandenburg). *Greifswalder Geographische Arbeiten* 26: 101-105.
- SCHOKNECHT, T. (1996): Pollenanalytische Untersuchungen zur Vegetations-, Siedlungs- und Landschaftsgeschichte in Mittelmecklenburg. *Beiträge zur Ur- und Frühgeschichte Mecklenburg-Vorpommerns* 29, 68 S.; Lübstorf.
- SCHRÖDER, H. & HAGEDORN, A. (1998): Spätglaziale und holozäne Sedimentationen im Verchener Becken (Mecklenburg-Vorpommern). *Mitteilungen der Fränkischen Geographischen Gesellschaft* 45: 235-251.
- SUCCOW, M. & JOOSTEN, H. (2001): *Landschaftsökologische Moorkunde* (2. Aufl.). 622 S.; Stuttgart.
- SUKOPP, H. & BRANDE, A. (1996): Historische Floren- und Faunenveränderungen im Tegeler See (Berlin) und deren Ursachen. *Umweltbundesamt Texte* 74/96: 51-63.
- SCHULZ, J. (1999): *Landschaftsökologie des Jeeser Moores und des Söllkenmoores*. Unveröff. Diplomarbeit, Universität Greifswald, Botanisches Institut, 104 S.
- SCHULZ, I. & STRAHL, J. (1997): Geomorphologische und pollenanalytische Untersuchungen im Raum Drahendorf südöstlich Fürstenwalde - Ein Beitrag zur Klärung der spät- und postglazialen Entwicklung des Gerinnebettmusters der Spree. *Brandenburgische Geowissenschaftliche Beiträge* 2: 53-63.
- SCHULZ, I., & STRAHL, J. (2001): Die Kersdorfer Rinne als Beispiel subglazialer Rinnenbildung im Bereich der Frankfurter Eisrandlage – Ergebnisse geomorphologischer und pollenanalytischer Untersuchungen in Ostbrandenburg. *Zeitschrift für geologische Wissenschaften* 29: 99-107.
- SIROCKO, F. (1998): Die Entwicklung der nordostdeutschen Ströme unter dem Einfluß jüngster tektonischer Bewegungen. *Brandenburgische Geowissenschaftliche Beiträge* 5: 75-80.
- STRAHL, J. (1992): *Pollenanalytische Untersuchung im Jungquartär der mecklenburgisch-vorpommerschen Küste*. Unveröff. Dissertation, Universität Greifswald, Institut für Geologische Wissenschaften, 143 S.
- STRAHL, J. (1993): *Pollenanalytische Untersuchung der Bohrung Pfauenwiesen (Pfauenwiesen-Becken) südlich Biesenthal, Land Brandenburg*. Festschrift Prof. W. Krutzsch - Museum für Naturkunde Berlin: 145-154; Berlin.
- STRAHL, J. (1996): *Pollenanalytische Untersuchung eines Vibrokernprofils aus dem NW-Teil des Greifswalder Boddens, südliche Ostsee*. *Senckenbergiana maritima* 27: 49-56.
- STRAHL, J. (1997): *Pollenanalytische Untersuchung von Sedimentkernen aus dem Seegebiet des Greifswalder Boddens (NE-Deutschland, südliche Ostsee)*. *Zeitschrift deutsche geologische Gesellschaft* 148: 81-93.
- STRAHL, J. (1999): *Die Vegetationsgeschichte des Herthamoors in der Stubnitz (Halbinsel Jasmund, Rügen)*. *Greifswalder Geowissenschaftliche Beiträge* 6: 437-477.
- 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.
- STREET, M. (1996): The Late Glacial faunal assemblage from Endingen, Lkr. Nordvorpommern. *Archäologisches Korrespondenzblatt* 26: 33-42.
- STREET, M., BAALES, M., CZIESLA, E., HARTZ, S., HEINEN, M., JÖRIS, O., KOCH, I., PASDA, C., TERBERGER, T. & VOLLBRECHT, J. (2001): Final Palaeolithic and Mesolithic research in reunified Germany. *Journal of World Prehistory* 15: 365-453.
- STAPEL, B. (2000): *Landschaftsgeschichte im Malxetal*. *Arbeitsberichte zur Bodendenkmalpflege in Brandenburg* 6: 17-24.
- SUCCOW, M. & JOOSTEN, H. (Hrsg.) (2001): *Landschaftsökologische Moorkunde*. 622 S.; Stuttgart.
- TERBERGER, T. (1996): The early settlement of North-East Germany (Mecklenburg-Vorpommern). In: LARSSON, L. (ed.): *The earliest settlement of Scandinavia and its relationship with neighbouring areas*. *Acta Archaeologica Lundensia Ser. 8, 24*: 111-122; Stockholm.
- TERBERGER, T. (1996): Die „Riesenhirschfundstelle“ von Endingen, Lkr. Nordvorpommern. Spätglaziale Besiedlungsspuren in Nordostdeutschland. *Archäologisches Korrespondenzblatt* 26: 13-32.
- TERBERGER, T. (1997): *Zur ältesten Besiedlungsgeschichte Mecklenburg-Vorpommerns*. *Archäologische Berichte aus Mecklenburg-Vorpommern* 4: 6-22.
- TERBERGER, T. (1998): *Grundwasserstände und spätpaläolithisch-mesolithische Besiedlung im Ender Bruch*. *Urgeschichtliche Materialhefte* 12: 89-102.

- TERBERGER, T. (2002): Archäologie des Spätglazials in Fluß- und Seenlandschaften Mecklenburg-Vorpommerns – Forschungsstand und Perspektiven. *Greifswalder Geographische Arbeiten* 26: 201-205.
- THEUERKAUF, M. (2002): Die Laacher See-Tephra in Nordost-Deutschland: Paläoökologische Untersuchungen mit hoher zeitlicher und räumlicher Auflösung. Unveröff. Diplomarbeit, Universität Greifswald, Botanisches Institut.
- THEUERKAUF, M. (2002): Die Laacher See-Tephra in Nordostdeutschland: Paläoökologische Untersuchungen mit hoher zeitlicher und räumlicher Auflösung. *Greifswalder Geographische Arbeiten* 26: 171-174.
- TIMMERMANN, T. (1999): Sphagnum-Moore in Nordostbrandenburg: Stratigraphisch-hydrodynamische Typisierung und Vegetationswandel seit 1923. *Dissertationes Botanicae* 305, 175 S.; Berlin, Stuttgart.
- VARLEMANN, R. (2002): Geogene Schwermetallgehalte in Paläolimniten des nordostdeutschen Tieflandes. *Greifswalder Geographische Arbeiten* 26: 127-130.
- VERSE, G. (2001): Sedimentation und paläogeographische Entwicklung des Greifswalder Boddens und des Seegebietes der Greifswalder Oie (südliche Ostsee) seit dem Weichsel-Spätglazial. Unveröff. Dissertation, Universität Greifswald, Institut für Geologische Wissenschaften, 135 S.
- VERSE, G., NIEDERMEYER, R.-O., FLEMMING, B. W. & STRAHL, J. (1998): Seismostratigraphie, Fazies und Sedimentationsgeschichte des Greifswalder Boddens (südliche Ostsee) seit dem Weichsel-Spätglazial. *Meyniana* 50: 213-236.
- VERSE, G., NIEDERMEYER, R.-O. & STRAHL, J. (1999): Kleinskalige holozäne Meeresspiegelschwankungen an Überflutungsmooren des NE-deutschen Küstengebietes (Greifswalder Bodden, südliche Ostsee). *Meyniana* 51: 153-180.
- VOSS, P. (2001): Zur Widerspiegelung der holozänen Landschaftsgenese in Sedimenten Usedomer Seen (Gothensee, Gr. Krebssee). Unveröff. Diplomarbeit, Universität Greifswald, Geographisches Institut, 100 S.
- WEISSE, R., BRANDE, A. & LINDER, W. (2001): Nuthe-Niederung. In: SCHROEDER, J. H. (Hrsg.): *Führer zur Geologie von Berlin und Brandenburg*, Nr. 4: Potsdam und Umgebung. 2. erweiterte Auflage. 141-150; Berlin.
- WENZEL, S. (2001): Lagerplätze am Bogen des Flusses – Neues zum mesolithischen und neolithischen Fundplatz Friesack 4, Lkr. Havelland. *Archäologie in Berlin und Brandenburg* 2000: 32-35.
- WENZEL, S. (2002): Mesolithische Lagerplatzstrukturen am Moorfundplatz Friesack 4, Lkr. Havelland. *Greifswalder Geographische Arbeiten* 26: 207-210.
- WITTIG, O. (1996): Zur spätpleistozänen und holozänen Entwicklung des Unteren Rycktales bei Greifswald. Unveröff. Diplomarbeit, Universität Greifswald, Institut für Geologische Wissenschaften.
- WOLFF, S. (2002): Im Sand verweht, vom Moor bewahrt – Landschaftsgenese im Kaniner Tal südwestlich von Potsdam. Unveröff. Diplomarbeit, Universität Potsdam, 86 S.
- WOLTERS, S. (1999): Spät- und postglaziale Vegetationsentwicklung im Bereich der Fercher Berge südwestlich von Potsdam. *Gleditschia* 27: 25 – 44.
- USCINOWICZ, S. (1999): Southern Baltic area during the last deglaciation. *Geological Quarterly* 43: 137-148.

## Greifswalder Geographische Arbeiten

- Band 1: Geographie – Rekreation – Territorium. V. Greifswalder Geographisches Symposium 02. – 06. 10. 1978 (Red. W. ALBRECHT) 1980, 166 S.
- Band 2: Weltanschauliche Bildung und Erziehung im Geographieunterricht der sozialistischen Schule. IX. Geographisches Symposium 19. – 20. 10. 1982 (Red. P. HAUCK) 1984, 151 S. (vergriffen)
- Band 3: Urbanisierung in agrarstrukturierten Gebieten. VII. Geographisches Symposium 1980 (Red. D. BRUNNER; A. V. KÄNEL; E. WEGNER) 1984, 162 S. (vergriffen)
- Band 4: Gesellschaftliche Determination der Rekreationsgeographie. XI. Geographisches Symposium 04. – 06. 10. 1984 (Red. W. ALBRECHT) 1987, 138 S.
- Band 5: Inhaltliche und methodische Gestaltung des fakultativen geographischen Unterrichts. XII. Greifswalder Geographisches Symposium 23. – 25. 10. 1985 (Red. K. BILLWITZ) 1988, 120 S.
- Band 6: Development and Redistribution of Population and Labore Force in agrarian Regions of European Socialist and Capitalist Countries (Ed. E. WEBER) 1988, 274 S.
- Band 7: Umwelterziehung im Geographieunterricht der DDR und der CSSR. (Red. P. HAUCK) 1989, 54 S.
- Band 8: Methoden landschaftsökologischer Struktur- und Prozeßforschung. Greifswalder Geographische Sommerschule 18. – 30. 07. 1988 (Red. K. D. AURADA) 1990, 146 S.
- Band 9: Komplexe Entwicklung von Küsten- und Agrargebieten. XVII. Greifswalder Geographisches Symposium 10. – 13. 10. 1990 (Red. J. U. GERLOFF) 1992, 201 S. (vergriffen)
- Band 10: Geographie der Meere und Küsten. Beiträge zur 11. Tagung des Arbeitskreises (Hrsg. R. LAMPE) 1994, 207 S.
- Band 11: Beiträge des 10. Kolloquiums für Theorie und quantitative Methoden in der Geographie. Göhren 23. – 26. 02. 1994 (Hrsg. K. D. AURADA), 1994, 174 S.
- Band 12: Die Stadt Puschkin. Zur Regionalentwicklung im südlichen Umland von St. Petersburg. (Hrsg. H. KLÜTER) (noch nicht erschienen)
- Band 13: Beiträge des 25. Deutschen Schulgeographentages: Mecklenburg-Vorpommern, Tor zum Norden und Brücke zum Osten. Greifswald 07. 10. – 11. 10. 1996: Kurzfassungen der Vorträge (Hrsg. Ortsvorstand des 25. Deutschen Schulgeographentages), 1996, 211 S.
- Band 14: Mecklenburg-Vorpommern: Grundzüge der Naturraumausstattung, -erkundung und -bewertung. Beiträge der Fachsitzung 1 anlässlich des 25. Deutschen Schulgeographentages vom 07. 10. – 11. 10. 1996 in Greifswald (Hrsg. K. BILLWITZ), 1997, 162 S.
- Band 15: Die Ostsee und ihr Einzugsgebiet – Wandel des Natur- und Kulturraumes. Beiträge der Fachsitzung 3 anlässlich des 25. Deutschen Schulgeographentages vom 07. 10. – 11. 10. 1996 in Greifswald (Hrsg. K. D. AURADA & J. NEWIG), 1997, 131 S.
- Band 16: Greifswalder Bodden und Oder-Ästuar – Austauschprozesse (GOAP): Synthesebericht des Verbundprojektes. (Hrsg. R. LAMPE) 1998, 490 S.
- Sonderband: Geographische und historische Beiträge zur Landeskunde Pommerns: Eginhard Wegner zum 80. Geburtstag. (Hrsg. I. ASMUS, H. T. PORADA & D. SCHLEINERT) Schwerin: Thomas Helms Verlag, 1998, 334 S.
- Band 17: H. HELBIG: Die spätglaziale und holozäne Überprägung der Grundmoränenplatten in Vorpommern. 1999, 110 S., Anhang
- Band 18: R. RÖDEL: Die Auswirkungen des historischen Talsperrenbaus auf die Zuflußverhältnisse der Ostsee. 2001, 118 S.
- Band 19: S. UNVERZAGT: Räumliche und zeitliche Veränderung der Gebiete mit Sauerstoffmangel und Schwefelwasserstoff im Tiefenwasser der Ostsee. 2001, 122 S., Anhang
- Band 20: A. HILBIG: Kleinräumige Differenzierung der Bevölkerungsdynamik in Mecklenburg-Vorpommern. 2001, 99 S., Anhang
- Band 21: C. PAULSON: Die Karstmoore in der Kreidelandschaft des Nationalparks Jasmund auf der Insel Rügen. 2001, 296 S.
- Band 22: Historische Geographie und Kulturlandschaftsforschung. Beiträge zum Gedenkkolloquium für Dr. Eginhard Wegner am 4. Mai 2001 in Greifswald. (Hrsg. R. ZÖLITZ-MÖLLER) 2001, 109 S.
- Band 23: Geoökologische und landschaftsgeschichtliche Studien in Mecklenburg-Vorpommern. (Hrsg. K. BILLWITZ) 2001, 296 S.

- Band 24: K. KAISER: Die spätpleistozäne bis frühholozäne Beckenentwicklung in Mecklenburg-Vorpommern – Untersuchungen zur Stratigraphie, Geomorphologie und Geoarchäologie. 2001, 208 S., Anhang.
- Band 25: BILLWITZ, K. & P. KÜHN (unter Mitarbeit von H. BARTH, A. BAUMGART, S. HELMS, F. HOFMEISTER, K. KAISER, J. LUCKERT, W. OEHMICHEN, H. ROTHER & M. WIRNER): Der Bodenlehrpfad Jägerhof in Vorpommern. 2002, 57 S., Anhang
- Band 26: KAISER, K. (Hrsg.): Die jungquartäre Fluss- und Seegenese in Norddeutschland. Beiträge zur Tagung in Hohenzieritz (Mecklenburg) vom 26.-28. Februar 2002. 2002, 243 S.
- Band 27: LAMPE, R. (Ed.): Holocene Evolution of the South-Western Baltic Coast – Geological, Archaeological and Palaeo-environmental Aspects. Field meeting of INQUA Subcommission V: Sea-level Changes and Coastal Evolution. Western Europe, September 22.-27. 2002, 2002, 224 S.
- Band 28: KÜHN, P.: Spätglaziale und holozäne Lessivégenese auf jungweichselzeitlichen Sedimenten Deutschlands. Diss. 2003. 164 S., Anhang
- Band 29: BILLWITZ, K.: Bodenkundliche und landschaftsgenetische Studien in Mecklenburg-Vorpommern. 2003, 247 S.
- Band 30: SUCCOW, M. & K. BILLWITZ (Hrsg.): Landschaftsökologische Exkursionen in die Greifswalder Umgebung. 2003, 98 S.
- Band 31: TIMMERMANN, T., W. WICHTMANN, M. SUCCOW & K. BILLWITZ (Hrsg.): Alternative Nutzungsformen für Moorstandorte in Mecklenburg-Vorpommern. Beiträge einer Tagung in Greifswald vom 23. November 2002. 2003.
- Band 32: DECKERS, B.: Die raumsstrukturelle Wirkung von Transformation und EU-Osterweiterung. Zur Rolle der ortsansässigen Bevölkerung bei der Regionalisierung im nördlichen deutsch-polnischen Grenzraum. 2004, 179 S.
- Band 33: HOFFMANN, T. & R. RÖDEL: Leitfaden für die statistische Auswertung geographischer Daten. 2004, 114 S.
- Band 34: ZÖLITZ-MÖLLER, R. (Hrsg.): Grünordnungsplan: Mögliche Bedeutung für die städtebaurechtliche Umweltprüfung. 2004, 69 S.