

Gösta HOFFMANN & Reinhard LAMPE

Sedimentationsmodell eines holozänen Seegatts an der südlichen Ostseeküste (Bannemin, Insel Usedom) auf der Grundlage neuer Wasserstandsmarken

Holocene evolution of a coastal lowland on the southern Baltic coast (Bannemin, Usedom Island) based on new water level marks

Abstract

Quaternary sediments of the Peenemünder-Zinnowitzer lowland on Usedom Island are described. The succession begins with late-glacial deposits (till and melt water sands). Overlying Preboreal sediments of a limnetic environment continue into the Holocene. Marine conditions dominate the later sediments (Atlantic until recent). The reconstruction of paleoenvironmental conditions was ascertained by granulometric analysis of core material. Two radiocarbon dates combined with pollen analysis are the basis for age determination and stratigraphy. Analyses of the deposits allow the reconstruction of coastal evolution on Usedom Island.

Keywords: Palaeogeography, relative sea level, ¹⁴C, Holocene, Baltic Sea, Usedom

1 Einleitung und Problemstellung

Aufbauend auf der langen Tradition der Forschung im Bereich der südlichen Ostseeküste soll mit der vorliegenden Arbeit ein Beitrag zum Verständnis der holozänen Genese der vorpommerschen Boddenlandschaft geleistet werden.

Die hier vorgestellten Ergebnisse entstanden im Rahmen einer Diplomarbeit (HOFFMANN 2000), die am Institut für Geologische Wissenschaften der Ernst-Moritz-Arndt Universität Greifswald angefertigt wurde.

Bedingt durch überwiegend positive Wasserstandsänderungen (relativer Meeresspiegelanstieg) im Holozän bildete sich an der südwestlichen Ostseeküste die Boddenlandschaft. In den abgelagerten Sedimenten ist diese Entwicklung nahezu vollständig dokumentiert. Durch die Untersuchung des geologischen Aufbaus lassen sich somit sowohl regionale Aussagen zur Landschaftsentwicklung, als auch überregionale Angaben zum Verhalten des Meeresspiegels ableiten.

Für die südliche Ostsee liegen zahlreiche Meeresspiegelanstiegskurven vor (u. a. KLUG 1980; KLIEWE & JANKE 1982; 1991; WINN et al. 1986). Diese beruhen meist auf einer überregionalen Datengrundlage.

JANKE & LAMPE (1999; 2000) geben für das Gebiet der vorpommerschen Boddenküste einen Wahrscheinlichkeitsbereich der Strandlinienverschiebung an. SCHUMACHER & BAYERL (1997; 1999) erstellten, aufbauend auf Untersuchungen der holozänen Nehrungsbildung der Schaabe / Rügen, die erste lokale Strandlinienverschiebungskurve für die südliche Ostseeküste. Weitere lokale Strandlinienverschiebungskurven sind notwendig, um durch deren Vergleich eustatische und isostatische Komponenten zu trennen und somit Angaben zu möglichen neotektonischen Krustenbewegungen und absoluten Wasserspiegelanstiegsraten zu erhalten.

Die Entwicklung der Ostsee bzw. ihrer Vorgängerstadien steht in Zusammenhang mit der Wasserspiegelentwicklung im Weltmeer. Im ausgehenden Weichselglazial bildete sich zunächst der Baltische Eisstausee (siehe BJÖRCK 1995). Zeitlich anschließend existierte im zentralen Ostseeraum durch die Verbindung zum Ozean das Yoldia-Meer, die heutige vorpommersche Küste blieb Festlandsgebiet. Mit dem Ancylussee etablierten sich wiederum limnische Milieubedingungen, die durch erneute Verbindung zum Weltmeer durch marine Bedingungen abgelöst wurden (Littorina-Transgression).

Bis heute ungeklärt sind das genaue Ausmaß und der damit verbundene Höchststand des Ancylussees. KLIEWE & REINHARD (1960) und KLIEWE & JANKE (1982; 1991) geben den Höchststand bei – 8 m HN an (als Höhenbezug wird in der vorliegenden Arbeit HN im Sinne der Definition von STIGGE 1989 angewandt) und gehen davon aus, dass sich das Gewässer in einigen Teilräumen über den heutigen Küstenbereich hinaus ausbreitete. LEMKE (1998) und JENSEN et al. (1999) hingegen nehmen aufgrund von Untersuchungen der Sedimente des Meeresbodens der Mecklenburger Bucht an, dass der Höchststand bei – 18 m HN lag. Somit wird die Lage der Küstenlinie weit nördlich der heutigen postuliert.

Mit der hier vorgestellten Arbeit soll ein Beitrag sowohl zu Wasserständen des Littorinameeres, als auch zur früheren Küstenentwicklung in Vorpommern geleistet werden.

2 Das Untersuchungsgebiet

Das in dieser Arbeit untersuchte Gebiet befindet sich auf der Ostseeinsel Usedom, die mit 406 km² die zweitgrößte deutsche Ostseeinsel ist.

Usedom wird im Westen durch den Peenestrom vom Festland getrennt. Die südliche und südwestliche Begrenzung bilden die Boddengewässer des Oderhaffs, des Achterwassers und der Krumminer Wiek. Die nordöstliche Begrenzung ist durch einen bogenförmigen, teils geradlinigen Verlauf von NW nach SE gekennzeichnet. Es handelt sich um eine ausgeglichene Außenküste von 42 km Länge. Im Osten trennt die Swine (polnisch Świna) Usedom von der Insel Wollin.

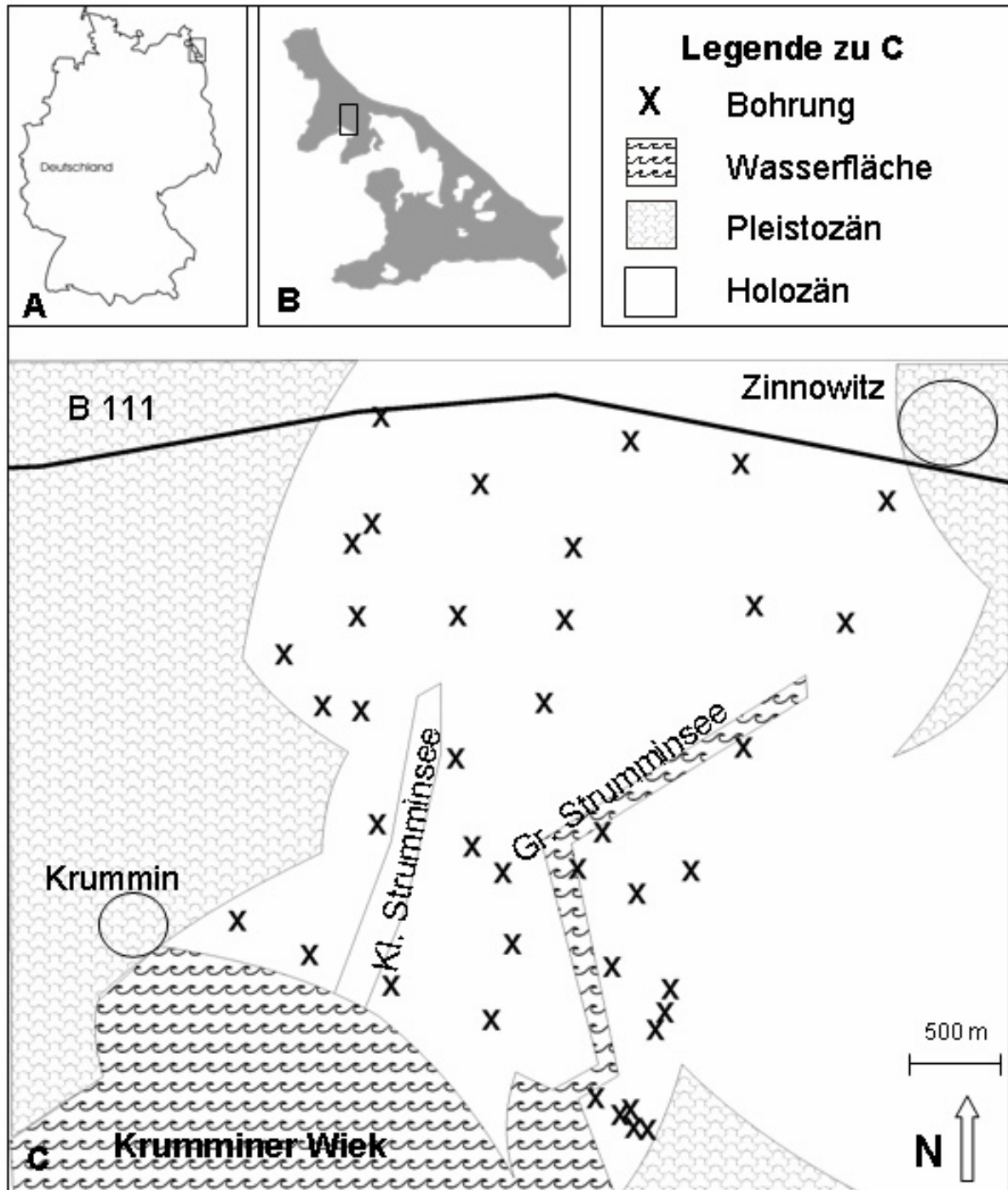


Abb. 1 Das Untersuchungsgebiet (C) mit Lage der Bohrungen; Regionale Einordnung (A, B)

Eine geomorphologische Beschreibung des Inselreliefs zeigt die engen Beziehungen zwischen Genese und Form auf. Die schmalen Höhenzüge, wie die

Halbinsel Gnitz, der Streckelsberg bei Koserow und die ausgedehnten kuppigen Reliefformen im Südostteil der Insel werden überwiegend aus glazialen und spätglazialen Sedimenten aufgebaut (KLIWE 1960). Die dazwischen liegenden Niederungen, insbesondere die Peenemünder-Zinnowitzer Niederung im Nordwesten, die Pudaglaniederung im Zentralteil der Insel und die Swineniederung im Osten werden durch holozäne Sedimentabfolgen gebildet.

Eingelagert in Moränenlandschaft und holozäne Seesandebenen liegt die Westusedomer Boddenkette mit Achterwasser, Krumminer Wiek, Peenestrom und Oderhaff. Das Achterwasser, dessen Genese auf erosive Gletschertätigkeit zurückzuführen ist, wird als Gletscherzungenbecken interpretiert (KLIWE 1960; HAACK 1960; NIEDERMEYER 1995).

Des Weiteren gehören zahlreiche Seen, zumeist abflusslose Gewässer, zum geomorphologischen Inventar. Der Wechsel zwischen diesen Formen und der damit verbundenen engen Verzahnung von Wasser- und Landflächen belegen die genetische Vielgestaltigkeit der Insel.

Das Untersuchungsgebiet liegt im Nordwesten Usedom und nimmt einen Teil der Peenemünder-Zinnowitzer-Seesandebene ein (Abb. 1), deren Größe von KLIWE (1960) mit 51,7 km² angegeben wird. Charakteristisch ist ein ausgesprochen flaches Relief mit Höhen, die maximal 1 m über HN und zum Teil sogar unter HN liegen. Eine Ausnahme bildet ein System von Dünenzügen, das von der Außenküste in südliche Richtung auf die Seesandebene übergreift (siehe KLISCH 1974; JANKE 1971). Große Bereiche des Gebietes werden durch Wiesen- und Moorflächen gebildet.

Zwei Gewässer durchziehen das Arbeitsgebiet in Nord-Süd-Richtung. Der Große Strumminsee stellt eine offene Wasserfläche mit Verbindung zur Krumminer Wiek dar. Der ehemalige Kleine Strumminsee ist heute aufgrund von Meliorationsmaßnahmen weitgehend trocken gefallen. Offene Wasserflächen treten hier nicht auf, lediglich vermoorte Teilbereiche. Da diese Oberflächen unter HN liegen, sind aktive Meliorationsmaßnahmen (Pumpen) erforderlich, um das Gebiet landwirtschaftlich nutzbar zu halten.

3 Methoden

Die Untersuchungen wurden im Zeitraum 1999-2000 durchgeführt. Um den geologischen Aufbau des Untergrundes zu erschließen wurden zwei unterschiedliche Methoden angewandt.

Georadaruntersuchungen ermöglichen einen indirekten Einblick in die im Untergrund lagernden Sedimente. Ausgehend von einem Sender wird ein elektromagnetischer Impuls von 20 MHz bis 2,5 GHz in den Untergrund ausgesandt. Dieser wird bei Änderung der Dielektrizitätskonstanten reflektiert oder gestreut. Die reflektierten Wellen werden über einen Empfänger aufgezeichnet. Aus der Laufzeit kann bei bekannter Ausbreitungsgeschwindigkeit der Wellen die Entfernung des Reflektors vom Empfänger ermittelt werden. Werden Sender und Empfänger entlang einer definierten Strecke bewegt, können laterale Änderungen von Schichtgrenzen im Untergrund aufgezeigt werden.

Mit Hilfe von Rammkernsonden (RKS) ist es möglich, einen direkten Einblick in die Sedimente zu erhalten. Bei dieser Methode werden Sonden durch ein mechanisches Verfahren in den Untergrund abgeteuft und somit Probenmaterial gewonnen. In Abhängigkeit von der Beschaffenheit des Untergrundes kommen dabei unterschiedlich starke Sondentypen (Durchmesser: 20-80 mm) zum Einsatz. Im Arbeitsgebiet wurden 41 RKS niedergebracht. Um Aussagen zum Ablagerungsmilieu der einzelnen Sedimenttypen abzuleiten, wurde das Probenmaterial im Labor lithologisch untersucht. Hierbei standen vor allem granulometrische, paläontologische und geochemische Analysen im Vordergrund. An einigen organogenen Proben konnten durch ^{14}C -Analysen absolute Altersbestimmungen durchgeführt werden. Diese wurden durch palynologische Untersuchungen ergänzt.

Durch die Kombination der verschiedenen Methoden ist es möglich, von punktuellen Ergebnissen, die durch die RKS gewonnen werden, auf den dreidimensionalen Aufbau des Untersuchungsraumes zu schließen. Durch Datierungen können Aussagen über die Entwicklung des Raumes in der Zeit gemacht werden.

4 Sedimentationsmodell des Banneminer Seegatts - Ergebnisse der Fazies-Untersuchungen und Datierungen

Die Lagerungsverhältnisse der Sedimente, die den geologischen Aufbau des Banneminer Seegatts charakterisieren, spiegeln verschiedene Akkumulations- und Erosionsprozesse wider. Die generelle Abfolge von älteren Sedimenten im Liegenden und jüngeren im Hangenden wird hier unterbrochen durch das Einschneiden zweier Rinnen und anschließender sedimentärer Füllung. Insgesamt lassen sich sieben Entwicklungsschritte aushalten, die überwiegend von der paläohydrologischen Entwicklung und den jeweils erreichten Wasserspiegelmäßigkeiten gesteuert werden (Abb. 2 und 3).

Die spätglaziale und holozäne Abfolge beginnt im Liegenden mit einem glazigenen Sedimenttyp. Es handelt sich um ein stark bindiges, kalkhaltiges und graues Diamikton, das als Geschiebemergel angesprochen wurde. Nach der Lithofazieskarte Quartär (LANGER & KRIENKE 1983) handelt es sich entweder um die Grundmoräne des Pommerschen oder des Mecklenburger Stadiums (W2/W3) der Weichsel-Kaltzeit. Ihre Oberfläche liegt heute relativ einheitlich bei – 18 m HN. Lediglich im Westen des Untersuchungsgebietes steigt sie an und bildet dort die Geländeoberfläche (Abb. 3/1).

Es schließen sich zunächst grobklastische Ablagerungen in Form von Kiesen an, die im Hangenden in kalkhaltige, fossilfreie Mittel- bis Feinsande übergehen. Maximale Mächtigkeiten von rund 8 m wurden festgestellt. Genetisch werden diese Bildungen als glazifluviale Nachschüttsande interpretiert, mit denen die Geländedepression teilweise aufgefüllt wurde (Abb. 3/2).

Lokal treten limnische Kalkmudden auf, die diese Sande überlagern. Pollenanalytische Untersuchungen weisen auf eine Sedimentation im Zeitraum Jüngere Dryas/Präboreal hin.

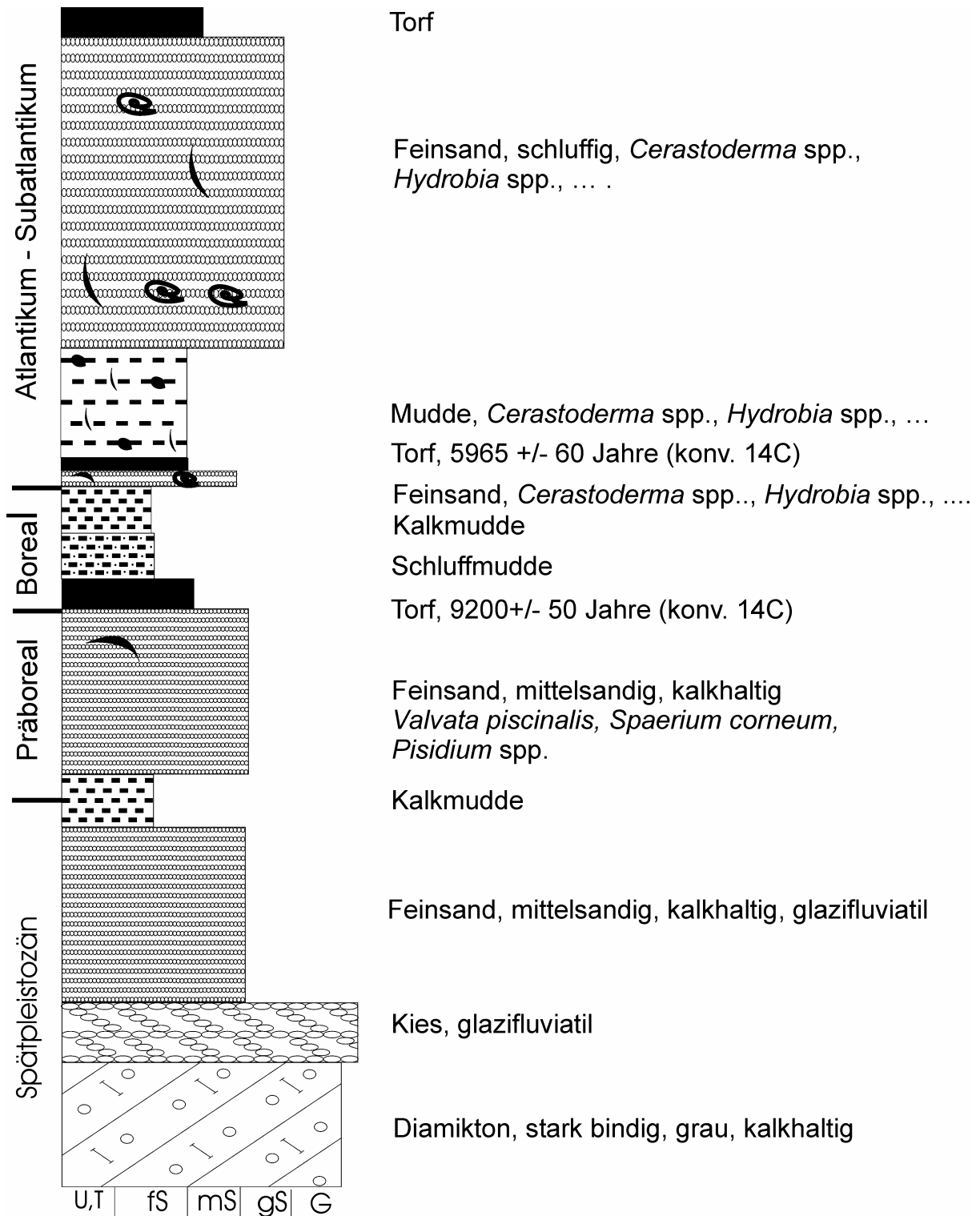


Abb. 2 Normalprofil des Banneminer Seegatts. Dargestellt sind alle im Arbeitsgebiet vorkommenden lithologischen Einheiten in ihrer relativen Altersabfolge. U: Schluff; T: Ton; fS: Feinsand; mS: Mittelsand; gS: Grobsand; G: Kies

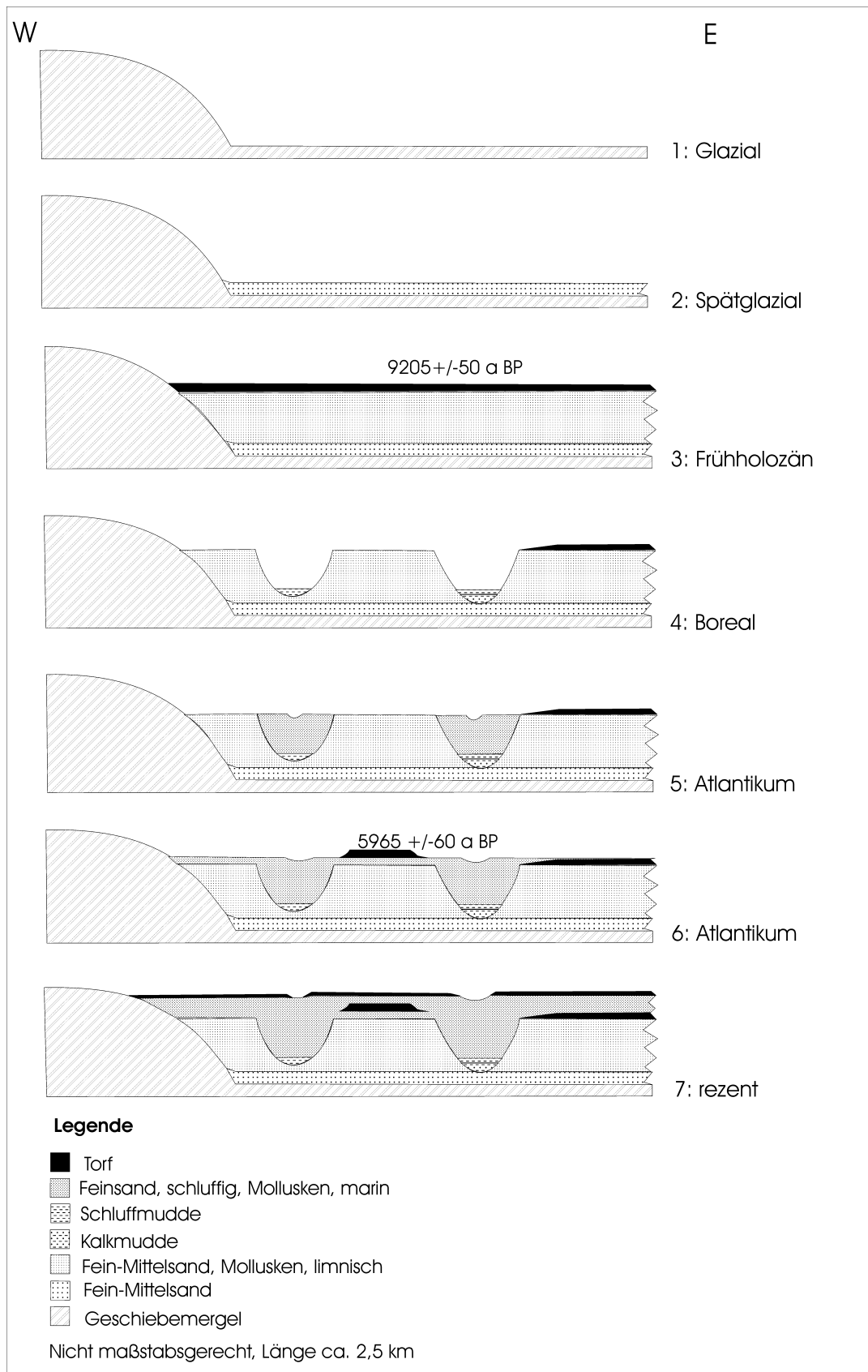


Abb. 3 Schematisierte Entwicklungsschritte des Banneminer Seegatts

Lithologisch den glazifluviatilen Sanden ähnlich ausgebildet ist die sich im Normalprofil anschließende Einheit von kalkhaltigen Fein- bis Mittelsanden (Abb. 3/3). Vereinzelt wurden *Valvata piscinalis*, *Sphaerium corneum* und *Pisidium* spp. gefunden. Nach LOŽEK (1964) tolerieren diese Arten Salinitäten von maximal 4 ‰. Als Habitat werden stehende oder langsam fließende Gewässer angegeben.

Aufgrund späterer erosiver Überprägung sind die Abfolgen in diesem Bereich nur lokal erhalten, fehlende lithologische Unterschiede zwischen den glazifluviatilen sowie den jüngeren limnischen Sanden erlauben nicht immer eine eindeutige Zuordnung der Proben.

Das Alter eines hangenden Torfes konnte mit 9200 ± 50 Jahren (konv. ^{14}C) bestimmt werden. Die Torfbildung deutet auf Verlandung hin, es wird somit davon ausgegangen, dass der Wasserspiegel eine Höhe von rund $-5,50$ m HN erreicht hat und die Depression zu diesem Zeitpunkt auf dieses Niveau aufsedimentiert war.

Zeitlich anschließend kam es zum erosiven Zerschneiden der Landschaftsoberfläche durch die Anlage zweier Rinnen (Abb. 3/4). An der Rinnenbasis setzt sich die Sedimentation mit feinklastischen Bildungen fort, außerhalb der Rinnen herrschten zu diesem Zeitpunkt vermutlich terrestrische Bedingungen ohne Sedimentation vor. Die ältesten Sedimente an der Rinnenbasis (Kalk- und Schluffmudden) weisen pollenanalytisch boreales Alter auf und kamen nach der Ostrakodenassoziation in einem limnischen Milieu zur Ablagerung.

Marine Bildungen in Form von detritusreichen, molluskenführenden Feinklastika (Mudden) schließen an (Abb. 3/5). Der Faunenbestand wird dominiert von Arten der Gattung *Cerastoderma*, untergeordnet treten *Mytilus edulis*, *Scrobicularia plana*, *Macoma balthica*, *Theodoxus fluviatilis* und *Hydrobia* auf. Vereinzelt Funde von *Littorina littorea* als Indexfossil für die Littorina-Transgression sind ebenfalls zu verzeichnen.

Lokal konnten dm-mächtige, geschichtete organische Lagen (Schwemmtorf) nachgewiesen werden. Vor allem im Tiefenniveau um -5 m HN zeichnet sich eine weite Verbreitung dieses Sedimenttyps ab (Abb. 3/6).

Das Alter eines solchen Torfes ($-5,50$ m HN), unterlagert von 30 cm mächtigen Sanden eines marinen Sedimentationsraumes, konnte mit 5965 ± 60 Jahren bestimmt werden (konv. ^{14}C).

Innerhalb der marinen Abfolge können verschiedene Subfaziesräume unterschieden werden. Vor allem Variationen in der Korngröße und des Molluskenbestandes deuten darauf hin. Hydrodynamisch am stärksten beeinflusst sind Bereiche der Strömungsrinnen, demzufolge kommen hier gröbere Sedimente zu Ablagerung, vor allem Mittelsand.

Bereiche, die vermutlich den Charakter von Windwatten im Sinne von LEHFELDT & BARTHEL (1998) haben, sind durch schluffige Feinsande charakterisiert. Das Milieu, in dem diese Sedimente zur Ablagerung kamen, ist niedrig-energetisch. Eine offenbar nur temporäre höher-energetische Beeinflussung durch winderzeugte Wellen ist aufgetreten, die Wassertiefe dürfte einige Dezimeter nicht überschritten haben. Schilllagen mit Pflanzendetritus und Feinsand werden als Vorstrandbereiche interpretiert.

Ein phytogener Verlandungshorizont in Form von Torf schließt die Abfolge ab. Lokal bestehen heute noch offene Wasserflächen, wie der Kleine und Große Strumminsee (Abb. 3/7). Diese wurden in historischer Zeit als Sturmflutrinnen immer wieder aktiviert (BURKHARDT 1909). Durch Georadaruntersuchungen konnte der interne strukturelle Aufbau der marinen Ablagerungen erkannt werden. Hierbei wurde deutlich, dass die Sturmflutrinnen nicht ortsfest waren, sondern ihre Position auf der Fläche änderten.

5 Diskussion

Durch die Untersuchungen konnte die Existenz eines präborealen/borealen limnischen Gewässers im Liegenden der marinen Bildungen sowie im Hangenden spätglazialer, glazifluvialer Ablagerungen nachgewiesen werden. Die Tieferlegung der Erosionsbasis und das Einschneiden der beiden Rinnen im Untersuchungsgebiet steht vermutlich mit der seit langen bekannten Regression des Ancylussees (vergl. BJÖRCK 1995) im Zusammenhang. Ob es sich bei dem Gewässer um den Ancylusgroßsee handelt, dessen Existenz KLIEWE & JANKE (1982) für den vorpommerschen Küstenraum als erwiesen ansahen, oder um ein lokales ancyluszeitliches Seegewässer im Sinne von LEMKE (1998) ist dabei zunächst zweitrangig.

Der erste marine Kontakt konnte in Tiefen von rund – 11 m HN mit Ablagerungen von Torf/Organomudde belegt werden (Bohrung Use 22). Diese Ablagerungen repräsentieren die 1. littorine Hauptphase im Sinne von KLIEWE & JANKE (1982). Übereinstimmend geben KLIEWE & JANKE (1982,1991), SCHUMACHER & BAYERL (1997; 1999) und auch JANKE & LAMPE (1999; 2000) für dieses Tiefenniveau Alter von rund 8 000 konv. ¹⁴C-Jahren an.

SCHUMACHER & BAYERL (1997; 1999) erkennen auf Rügen in der Folgezeit einen phasenhaften Anstieg des Meeresspiegels. Dieser kann in seiner Komplexität in dem hier vorgestellten Gebiet nicht nachvollzogen werden. Lediglich im Tiefenniveau - 5 m HN konnte eine flächenhafte Vertorfung der Landschaftsoberfläche, als Ergebnis einer Regression, bzw. Retardation des Meeresspiegels, nachgewiesen werden. Durch Radiocarbonatierung wurde das Alter dieser Bildungen mit 5965 ±60 Jahren (konv. ¹⁴C) bestimmt. SCHUMACHER & BAYERL (1997; 1999) postulieren im Anschluss an eine Transgressionsphase (Rügen 4) einen Abfall des Wasserspiegels, allerdings ohne den absoluten Regressionsbetrag anzugeben.

JANKE & LAMPE (1999; 2000) gehen ebenfalls von einer Regression um mehrere Meter zu diesem Zeitpunkt aus. Die Ursachen sehen sie in kurzzeitig wirkenden neotektonischen Bewegungen, die zu einem relativen Zurückweichen der Uferlinie führten. Hinweise für einen früheren, höheren Meeresspiegel konnten in dem hier vorgestellten Untersuchungsraum auf Usedom nicht gefunden werden. Erosive Prozesse können aber nicht ausgeschlossen werden. Sie erscheinen sogar wahrscheinlich, da in dem Seegatt mit einer maximalen Breite von 2,5 km wenigstens temporär hydrodynamisch hoch-energetische Milieubedingungen geherrscht haben können.

Zusammenfassung

Beschrieben wird der geologische Aufbau des fossilen Seegatts bei Bannemin/Usedom. Die Profilabfolge beginnt im Spätpleistozän und reicht bis zum jüngeren Holozän. Die Ablagerungen erlauben Aussagen sowohl zur Küstengenese als auch zu Vorgängerstadien der Ostsee. Es werden sieben landschaftsgenetische Entwicklungsschritte ausgehalten.

Danksagung

Dank gilt Herrn Prof. Dr. em. W. Janke, der die Pollenanalysen vornahm, Dr. P. Frenzel und Priv. Doz. Dr. habil. R.-O. Niedermeyer für die kritische Durchsicht des Manuskriptes.

Weitergehende Untersuchungen zur Meeresspiegelentwicklung an der Küste der Pommerschen Bucht werden gefördert durch das Stipendienprogramm der Deutschen Bundesstiftung Umwelt.

Literatur

- BJÖRCK, S. (1995): A review of the history of the Baltic Sea, 13.0-8.0 ka BP. – *Quaternary International*, 27: 19-40; London.
- BURKHARDT, R. (1909): Chronik der Insel Usedom – I. Abschnitt: Bis zum Schlusse des dreizehnten Jahrhunderts. – 112 S.; Swinemünde (Fritzsche).
- HAACK, E. (1960): Das Achterwasser. Eine geomorphologische und hydrographische Untersuchung. – *Neuere Arbeiten zur mecklenburgischen Küstenforschung*, IV: 1-106; Berlin.
- HOFFMANN, G. (2000): Modell der holozänen Entwicklung eines Seegatts (Trassenheide-Zinnowitzer Seesandebene/Usedom). – unveröffentlichte Diplomarbeit; Institut für Geologische Wissenschaften der Ernst-Moritz-Arndt Universität Greifswald, 75 S.; Greifswald.
- JANKE, W. (1971): Beitrag zu Entstehung und Alter der Dünen der Lubminer Heide sowie der Peenemünde-Zinnowitzer Seesandebene. – *Wissenschaftliche Zeitschrift der Universität Greifswald, Math.-Nat. Reihe*, 20: 39-54; Greifswald.
- JANKE, W. & LAMPE, R. (1999): The Sea-Level Rise on the South Baltic Coast Over the Past 8,000 Years – New Results and New Questions. – *Terra Nostra*, Schriften der Alfred Wegener Stiftung, 4/99: 126-128; Bonn.
- JANKE, W. & LAMPE, R. (2000): Zur Veränderung des Meeresspiegels an der vorpommerschen Küste in den letzten 8000 Jahren. – *Zeitschrift für Geologische Wissenschaften*, 28 (6): 585-600; Berlin.
- 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; London.
- KLIEWE, H. (1960): Die Insel Usedom in ihrer spät- und nacheiszeitlichen Formenentwicklung. – 277 S.; Berlin (Dt. Verlag d. Wissenschaften).
- KLIEWE, H. & JANKE, W. (1982): Der holozäne Wasserspiegelanstieg der Ostsee im nordöstlichen Küstengebiet der DDR. – *Petermanns Geographische Mitteilungen*, 126: 65-73; Gotha.
- KLIEWE, H. & JANKE, W. (1991): Holozäner Küstenausgleich im südlichen Ostseegebiet bei besonderer Berücksichtigung der Boddenausgleichsküste Vorpommerns. – *Petermanns Geographische Mitteilungen*, 135: 1-15; Gotha.
- KLIEWE, H. & REINHARD, H. (1960): Zur Entwicklung des Ancylus Sees. – *Petermanns Geographische Mitteilungen*, 104: 163-172; Gotha.
- KLISCH, W. (1974): Zur Lithologie Holozäner Dünen auf Usedom. – unveröffentlichte Diplomarbeit, Sektion Geologische Wissenschaften der Ernst-Moritz-Arndt Universität Greifswald, 67 S.; Greifswald.
- KLUG, H. (1980): Der Anstieg des Ostseespiegels im deutschen Küstenraum seit dem Mittelatlantikum. – *Eiszeitalter und Gegenwart*, 30: 237-252; Stuttgart.
- LANGER, H. & KRIENKE, H.-D. (1983): Lithofazieskarte Quartär, Horizontkarte gW2-W3n; Greifswalder Oie/Ahlbeck 1269/1369; 1:50 000. – Berlin (VEB Kartographischer Dienst Potsdam).

- LEHFELDT, R. & BARTHEL, V. (1998): Numerische Simulation der Morphogenese von Windwatten. – Die Küste, 60: 257-276; Heide.
- LEMKE, W. (1998): Sedimentation und paläographische Entwicklung im westlichen Ostseeraum (Mecklenburger Bucht bis Arkonabecken) vom Ende der Weichselvereisung bis zur Litorinatransgression. – Meereswissenschaftliche Berichte, 31: 156 S.; Warnemünde.
- LOŽEK, V. (1964): Quartärmollusken der Tschechoslowakei. – 374 S.; Praha (Verlag der Tschechischen Akademie der Wissenschaften).
- NIEDERMEYER, R.-O. (1995): E 16: Nordwest-Usedom. – In: DUPHORN, K., WERNER, F., JANKE, W., KLIEWE, H. & NIEDERMEYER, R.-O. [Hrsg.]: Die deutsche Ostseeküste. – Sammlung Geologischer Führer, 88: 208-214; Berlin, Stuttgart (Borntraeger).
- SCHUMACHER, W. & BAYERL, K.-A. (1997): Die Sedimentationsgeschichte der Schaabe und der holozäne Transgressionsverlauf auf Rügen (Südliche Ostsee). – Meyniana, 49: 151-168, Kiel.
- SCHUMACHER, W. & BAYERL, K.-A. (1999): The shoreline displacement curve of Rügen Island (Southern Baltic Sea). – Quaternary International, 56: 107-113; London.
- STIGGE, H.-J. (1989): Nullpunktkorrektur für alle DDR-Küstenpegel. – Beiträge zur Meereskunde, 60: Berlin.
- WINN, K., AVERDIECK, F.R., ERLLENKEUSER, H., & WERNER, F. (1986): Holocene sea level rise in the Western Baltic and the question of isostatic subsidence. – Meyniana, 38: 61-80; Kiel.

Autoren:

Gösta Hoffmann¹ & Prof. Dr. Reinhard Lampe²

¹ Institut für Geologische Wissenschaften
E.-M.-Arndt Universität Greifswald
Jahnstr. 17a
D-17487 Greifswald

E-mail: goesta@uni-greifswald.de

² Geographisches Institut
E.-M.-Arndt-Universität Greifswald
Jahnstr. 16
D-17487 Greifswald



