

HENRY

Hydraulic Engineering Repository

Ein Service der Bundesanstalt für Wasserbau

Article, Published Version

Schumacher, Walter; Bayerl, Klaus-Albrecht

Fazieswechsel im Küstenholozän Nordostrügens als Indikatoren für den Klimawandel und die Wasserspiegelentwicklung im südlichen Ostseeraum

Die Küste

Zur Verfügung gestellt in Kooperation mit/Provided in Cooperation with:
Kuratorium für Forschung im Küsteningenieurwesen (KFKI)

Verfügbar unter/Available at: <https://hdl.handle.net/20.500.11970/101414>

Vorgeschlagene Zitierweise/Suggested citation:

Schumacher, Walter; Bayerl, Klaus-Albrecht (1999): Fazieswechsel im Küstenholozän Nordostrügens als Indikatoren für den Klimawandel und die Wasserspiegelentwicklung im südlichen Ostseeraum. In: Die Küste 61. Heide, Holstein: Boyens. S. 1-20.

Standardnutzungsbedingungen/Terms of Use:

Die Dokumente in HENRY stehen unter der Creative Commons Lizenz CC BY 4.0, sofern keine abweichenden Nutzungsbedingungen getroffen wurden. Damit ist sowohl die kommerzielle Nutzung als auch das Teilen, die Weiterbearbeitung und Speicherung erlaubt. Das Verwenden und das Bearbeiten stehen unter der Bedingung der Namensnennung. Im Einzelfall kann eine restriktivere Lizenz gelten; dann gelten abweichend von den obigen Nutzungsbedingungen die in der dort genannten Lizenz gewährten Nutzungsrechte.

Documents in HENRY are made available under the Creative Commons License CC BY 4.0, if no other license is applicable. Under CC BY 4.0 commercial use and sharing, remixing, transforming, and building upon the material of the work is permitted. In some cases a different, more restrictive license may apply; if applicable the terms of the restrictive license will be binding.



Fazieswechsel im Küstenholozän Nordostrügens als Indikatoren für den Klimawandel und die Wasserspiegelentwicklung im südlichen Ostseeraum

Von WALTER SCHUMACHER und KLAUS-ALBRECHT BAYERL

Zusammenfassung

Die geologischen, stratigraphischen und paläoökologischen Ergebnisse von der Schaabe, der größten Nehrung Rügens, basieren auf 176 Bohrungen, 94 Pollenanalysen, 51 Diatomeenanalysen, 436 Makrorestbestimmungen, 62 ¹⁴C-Datierungen sowie diversen Korngrößenanalysen und Glühverlustbestimmungen. Daraus werden der geologische Aufbau der Schaabe, die paläogeographische Entwicklung und die Strandlinienverschiebungskurve Nordostrügens abgeleitet. Die Strandlinienverschiebungskurve weist auf einen phasenhaften Anstieg des Meeresspiegels hin. Bisher konnten seit 8400 a.B.P. zehn Transgressionsphasen festgestellt werden. Diese korrelieren mit denen aus Nordwestengland und Südwestschweden und haben damit überregionale Bedeutung. Zusammenhänge zwischen Klimawandel, Wasserspiegeländerungen und Küstenverhalten werden aufgezeigt.

Summary

The Island of Rügen is situated in North-East Germany at the southern Baltic coast. Geological, stratigraphical and paleoecological evidence collected from the „Schaabe“ spit in North-East Rügen includes 176 cores, 62 radiocarbon data, 94 pollen analyses, 436 macroplant analyses, grain size distributions and loss on ignition analyses. From these data, the geological structure of the „Schaabe“ spit as well as the shoreline displacement curve and the paleogeographical development of the area in relation to climatic changes since the Boreal can be derived. Due to climatic changes several undulations of the mean sea level can be shown. The paleogeographical development of the „Schaabe“ spit due to sea level fluctuations is discussed.

Inhalt

1. Einführung	1
2. Methoden	3
3. Ergebnisse	4
3.1 Geologischer Aufbau	4
3.2 Geochronologie, Fazieswechsel und Wasserspiegelentwicklung	6
3.3 Klimawandel und Wasserspiegelentwicklung	15
3.4 Wasserspiegeländerungen und Küstenverhalten	17
4. Danksagung	18
5. Schriftenverzeichnis	18

1. Einführung

In der Küstenforschung gibt es seit langem unterschiedliche Auffassungen darüber, ob der holozäne Meeresspiegelanstieg kontinuierlich, oder phasenhaft erfolgte. Als Beispiele für die beiden Lager seien die Kurven zur Meeresspiegelentwicklung von FAIRBANKS (1989) und

MÖRNER (1980) genannt. Wenn der Anstieg des Meeresspiegels phasenhaft erfolgt ist, liegt es nahe, diesen mit klimatischen Änderungen in Verbindung zu bringen. Dann sollten die Ablagerungen im Küstenraum, sofern sie erhalten sind, entsprechende Fazieswechsel aufweisen. Im Rahmen des vom BMBF geförderten Forschungsverbundes „Klimawirkung und Bodenlandschaft (KLIBO)“ war es möglich, dieser Frage im Küstenraum Vorpommerns nachzugehen. Die größte Nehrung an der deutschen Ostseeküste, die Schaabe in Nordostrügen, wurde als Schwerpunktgebiet für diese Fragestellung ausgewählt (Abb. 1).

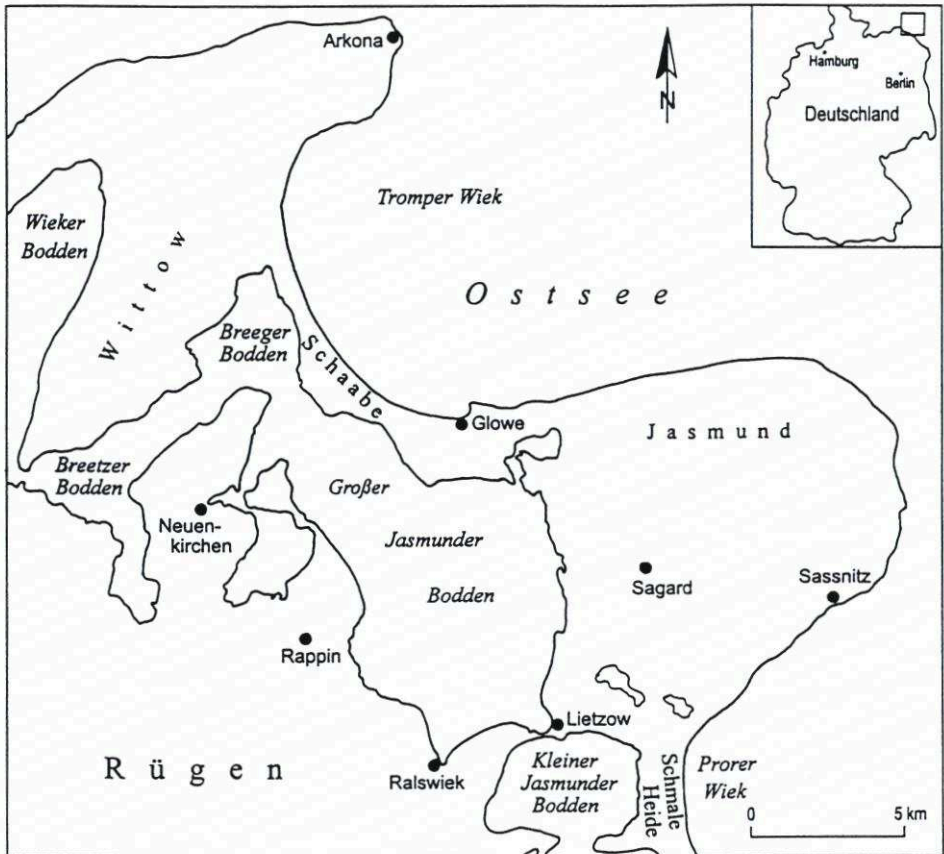


Abb. 1: Übersichtsskizze des Untersuchungsgebietes

Seit Beginn unseres Jahrhunderts waren die geomorphologische Charakteristik, der geologische Aufbau sowie die Genese der vorpommerschen Nehrungen Gegenstand umfangreicher Untersuchungen (KEILHACK, 1912; OTTO, 1913; SCHÜTZE, 1931; PLEWE, 1940; HURTIG, 1954; KLIEWE 1960, 1987 u. 1995; KLIEWE u. LANGE, 1968; KOLP, 1979 u. 1981; KLIEWE u. JANKE, 1982 u. 1991). Für die Schaabe liegen bisher die geomorphologische Arbeit von SCHÜTZE (1931) und eine von KLIEWE geologisch interpretierte Bohrung vor (DUPHORN et al., 1995, S. 38). Zur holozänen Entwicklung Nordostrügens existieren mit den Arbeiten von WAMUND (1939), PLEWE (1940) und LANGE et al. (1986) weitere Ergebnisse.

Die aktuellen Arbeiten dienen der Klärung des geologischen Aufbaus und der geologi-

schen Entwicklung der Schaabe. Aus dem geologischen Aufbau, der Litho-, Bio- und Chronostratigraphie sowie den Änderungen des Ablagerungsmilieus werden die lokale Wasserpiegelentwicklung abgeleitet und die resultierende Strandlinienverschiebungskurve Nord-östwärts unter dem Gesichtspunkt des Klimawandels während des Holozäns diskutiert. Aus dem Vergleich der lokalen Strandlinienverschiebungskurve mit der eustatischen Kurve von MÖRNER (1980) können Aussagen zum Krustenverhalten NE-Rügens getroffen werden.

2. Methoden

Nach Auswertung der Bohrungen aus den Lithofazieskarten des Geologischen Landesamtes Mecklenburg-Vorpommern wurden auf der Schaabe 149 Peilstangensondierungen (Durchmesser: 2 cm) und 27 Rammkernsondierungen (Durchmesser: 6,3 cm) bis zu 18 m unter Gelände abgeteuft (Abb. 2).

Der Grobansprache der Schichten im Gelände folgte die Probenentnahme in Abständen von 5 cm bis 10 cm für Laboruntersuchungen zur Sedimentologie und Stratigraphie. Neben der Korngrößenanalyse (Siebung nach DIN 4022) wurde der Glühverlust bei 550 °C bestimmt. Desweiteren erfolgte an 436 Proben die Bestimmung der im Sediment enthaltenen Fauna und Flora. Insgesamt wurden 94 Proben pollenanalytisch und 51 Proben diatomeen-

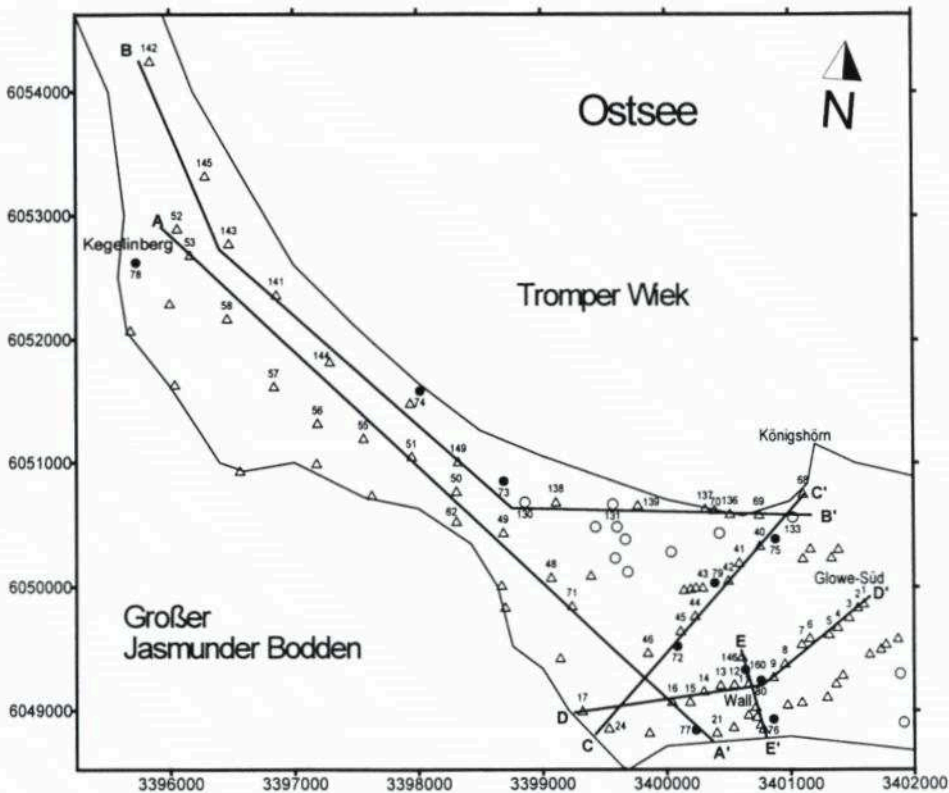


Abb. 2: Lage der Bohrpunkte und Profile (Kreis: Bohrung aus der Lithofazieskarte, Dreieck: Peilstange, Punkt: Beprobungsbohrung)

analytisch untersucht. Bei der relativen Alterseinstufung der Schichten mittels Pollenanalyse orientierten sich die Verfasser an den Ergebnissen zur Landschaftsgeschichte Rügens seit dem Spätglazial (LANGE et al., 1986) sowie an neueren Untersuchungen im Herthamoor (ENDTMANN u. SCHUMACHER, 1996). Absolute Altersbestimmungen ausgesuchter Schichten erfolgten an 62 Proben in den ^{14}C -Laboratorien in Hannover und Kiel. Alle Altersangaben in dieser Publikation beziehen sich auf die konventionelle Zeitskala in ^{14}C -Jahren vor 1950 (a. B. P.).

3. Ergebnisse

3.1 Geologischer Aufbau

Unter Einbeziehung älterer Bohrergebnisse (Lithofazieskarte Quartär; WASMUND, 1939; PLEWE, 1940 u. a.) konnte die Tiefenlage der pleistozänen Oberfläche der Küstenlandschaft zwischen den Halbinseln Jasmund und Wittow rekonstruiert werden (Abb. 3). Von den höchsten Aufragungen Jasmunds (+161m) bis zu den größten Tiefen im Bereich des heutigen Großen Jasmunder Boddens (ca. -20 m NN) besteht ein stark differenziertes, pleistozänes Relief mit einem Höhenunterschied von über 180 m.

Die detailliertere Karte des pleistozänen Untergrunds im Bereich der Schaabe (Abb. 4) zeigt neben den über NN reichenden Aufragungen des Kegelinsbergs (+10,3 m) und des Walls (+6,5 m) drei bis auf -18 m NN abfallende Depressionen, die durch vom Königshörn bzw.

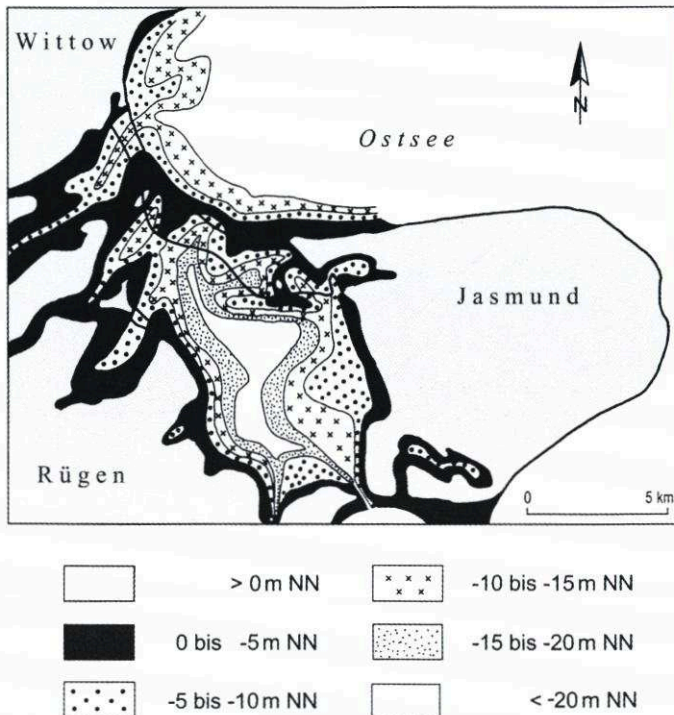


Abb. 3: Tiefenlage der pleistozänen Oberfläche Nordostrügens

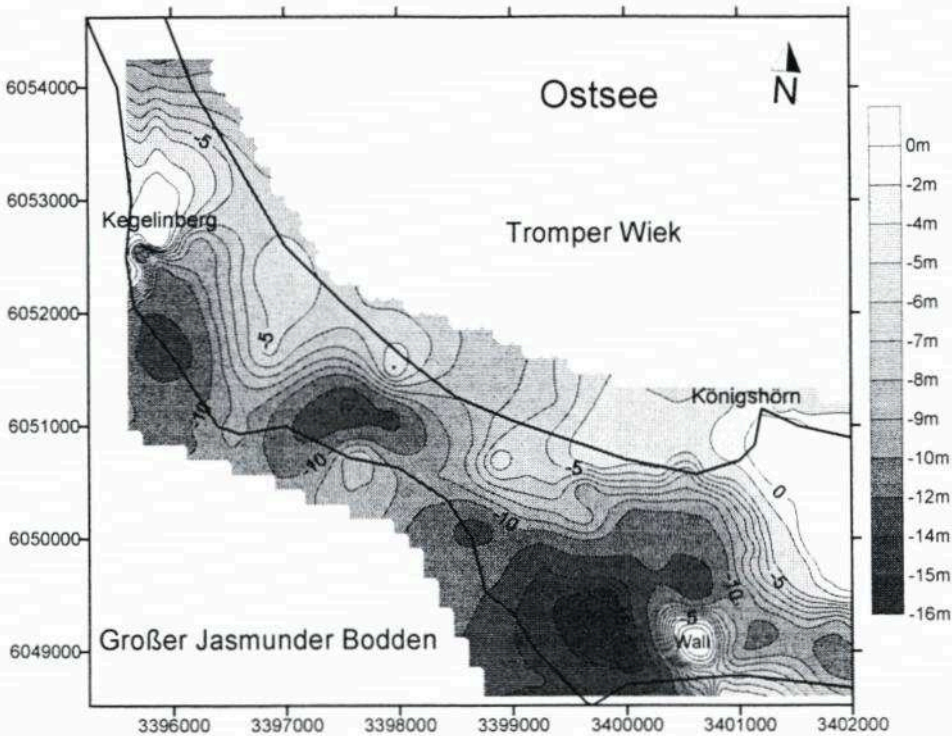


Abb. 4: Tiefenlage der pleistozänen Oberfläche der Schaabe

vom Kegelberg ausgehende Schwellenregionen voneinander getrennt sind. Die mittlere Depression besitzt eine rinnenartige Struktur, die sich seewärts zur Tromper Wiek fortsetzt (vgl. Abb. 5). Deren genaue Tiefe und seewärtiger Verlauf waren mit den vorhandenen Bohrungen nicht zu erfassen.

Die geologischen Profile der Schaabe (Profile A–F; Abb. 5 bis 7) vermitteln differenzierte Sedimentabfolgen. In den tiefen pleistozänen Depressionen folgen auf limnischen Tonen, Seekreiden und Torfen marin-brackische Mudden. Die marine Ingression sollte entsprechend der Tiefenlage der pleistozänen Oberfläche über die mittlere Rinnenstruktur der Schaabe oder einen südlichen Verbindungsweg über den Kleinen Jasmunder Bodden erfolgt sein. Als der Wasserspiegel die Schwellenregionen der Schaabe erreichte, dienten diese als Leitbahnen des küstennahen Sedimenttransports. Sie sind bis nahe NN von grobklastischen Sedimentserien sowie darüber liegenden Dünenanden bedeckt (vgl. Abb. 5). Im Schutze dieser Schwellen und der auf ihnen lagernden Strandwallsysteme setzte sich in den Depressionen die Muddesedimentation fort (vgl. Abb. 8 u. 9). Mit fortschreitendem Küstenrückgang infolge des holozänen Wasserspiegelanstiegs kam es an Schwachstellen zu Durchbrüchen. Dies belegen grobklastische Rinnenfüllungen und gröbere Ablagerungen in den feinklastischen Lagunensedimenten. Am boddenseitigen Ufer bildeten sich zunächst Flachmoortorfe, die in den Mulden weitgehend vor Erosion geschützt waren (vgl. Abb. 6 u. 7: Profile D und F). In den Profilen D, E und F weisen Strandterrassen in Niveaus von –6 m, –4 m, –3 m, –2 m und –1 m NN auf Erosionsphasen hin. Über den Erosionsflächen lagern Sande, die eng mit lagunären Mudden und Torfen verzahnt sind.

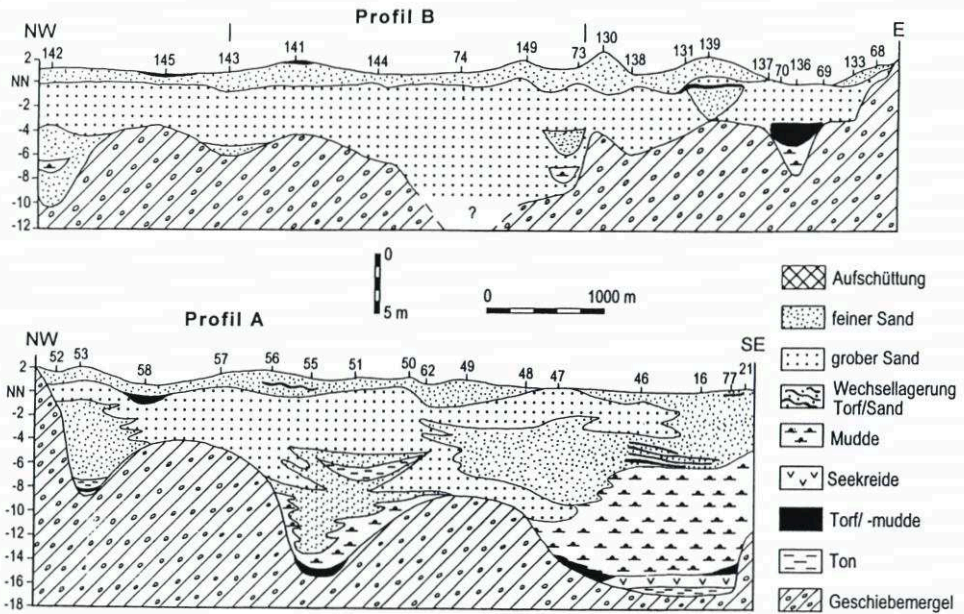


Abb. 5: Geologische Profile A und B

3.2 Geochronologie, Fazieswechsel und Wasserspiegелentwicklung

Die litho-, bio- und chronostratigraphische Auswertung der Bohrprofile (vgl. Abb. 8 bis 12) erlaubt die zeitliche Einordnung der Fazieswechsel sowie die Ableitung der lokalen Wasserspiegелentwicklung (SCHUMACHER u. BAYERL, 1997).

Die ältesten postglazialen Sedimente wurden in der Bohrung 77 (vgl. Abb. 14) zwischen -17m und -15m NN angetroffen. Die über basalen Sanden unbekanntes Alters lagernden limnischen Schluffe und Tone sind pollenanalytisch in das Spätpleistozän (Alleröd ?) zu stellen. Aus bohrtechnischen Gründen konnte der Abschluss der spätpleistozänen Sedimentserie und der Übergang in das Holozän in der Bohrung 77 nicht erfasst werden. Die ältesten holozänen Sedimente sind hier boreale Seekreiden.

Der Seespiegel um 8200 a. B. P. ist aus dem Sedimentniveau der Seekreiden und der randlichen Torfe auf ca. -13m NN einzustufen und dürfte dem damaligen relativen Meeresspiegel entsprochen haben. Der Fazieswechsel Seekreide zu Torf weist auf eine Regression von ca. 2m um 8000 a.B.P. hin. Das Auftreten von salzliebenden Diatomeen (*Rhabdonema sp.*) sowie marinen Mollusken im basalen Bereich der Torfe sowie im oberen Bereich der Seekreide lässt erkennen, dass die limnische Phase des Großen Jasmunder Boddens vor bzw. während der Bildung dieser Torfe durch eindringendes Meerwasser (Litorina-Transgression) beeinflusst wurde. Noch im Älteren Atlantikum wurden die Torfe vom schnell ansteigenden Litorina-Meer überflutet. Die ersten marin-brackischen Sedimente sind sandige Schluffmudden (vgl. Abb. 8) mit Feinkornanteilen < 0,063 mm zwischen 50 % und 80 % und Glühverlusten von 5 % bis 10 %. Charakteristisch ist ein hoher Gehalt von marin-brackischen Mollusken, wobei *Cerastoderma* die dominierende Gattung darstellt. Der Ablagerungsraum war weitgehend durch die pleistozänen Schwellen vom Litorinameer abriegelt.

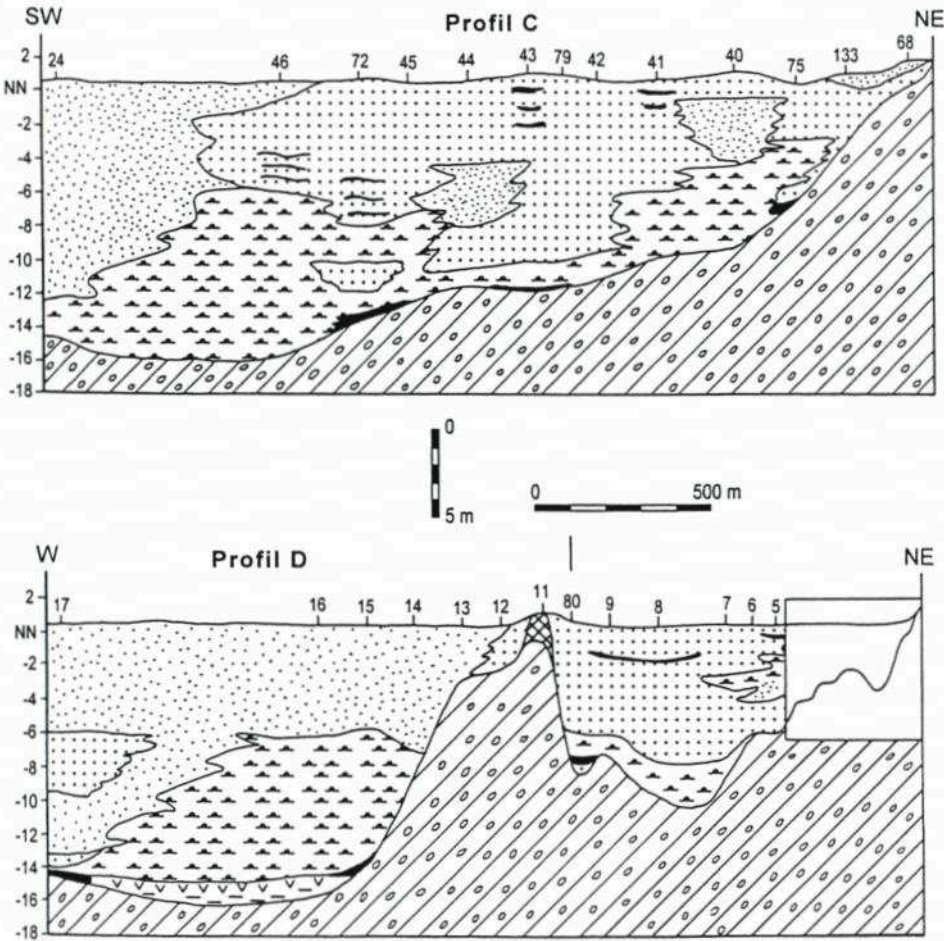


Abb. 6: Geologische Profile C und D

Die Torfbildungen im Niveau von $-7,5$ m bis $-6,6$ m NN in den Bohrungen 75 und 80 (vgl. Abb. 9 u. 11) zeigen einen zweiten Verlandungszeitraum an. In der Bohrung 75 ist die in $-6,6$ m NN liegende Geschiebemergeloberfläche aufgearbeitet, so dass der überlagernde Torf ebenfalls als regressiv zu betrachten ist. Daraus kann auf einen relativen Meeresspiegelanstieg von -14 m NN auf ca. -6 m NN zwischen 7800 a.B.P. und 7400 a.B.P. und eine erneute Regression um ca. $1,5$ m geschlossen werden (vgl. Abb. 13: A). Die Überlagerung der Torfe durch brackische Sedimente belegt einen erneuten Anstieg des relativen Meeresspiegels, der nach Datierung der Transgressionskontakte um 7185 a.B.P. ein Niveau von $-7,4$ m NN, um 7100 a.B.P. ein Niveau von -5 m NN (vgl. Abb. 11: Bohrungen 76 und 80) und um 7000 a.B.P. ein Niveau von ca. $-3,5$ m NN erreichte (Abb. 12: Bohrung 107).

Die nächste Regression von ca. 1 m um 6900 a.B.P. wird durch Torfbildungen in den Bohrungen 107 und 160 angezeigt. Aus den Fazieswechseln der Bohrungen 85, 93 und 107 können zwei weitere Transgressions- und Regressionsphasen zwischen -3 m und -2 m NN für den Zeitraum zwischen 6800 a.B.P. und 6000 a.B.P. abgeleitet werden (vgl. Abb. 12). Nach dem Niveau der Torfschichten in den Bohrungen 83 und 92 sollte der relative Wasser-

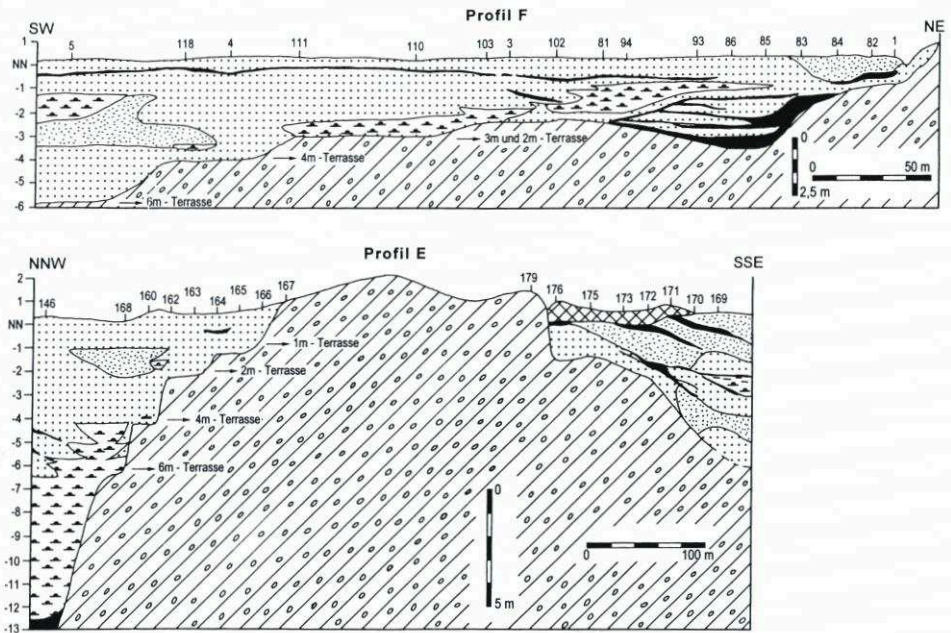


Abb. 7: Geologische Profile E und F

spiegel um 5800 a. B.P. ein Niveau von annähernd $-1,5$ m NN erreicht haben. Dieses Transgressionsmaximum wird für Rügen durch die Untersuchungen von GRAMSCH (1978) und KLIEWE u. JANKE (1982) bestätigt.

Die Schwankungen des relativen Wasserspiegels zwischen 7000 a. B.P. und 5800 a. B.P. in einem Niveau zwischen $-3,5$ m und $-1,5$ m NN förderten die Bildung der ältesten Feuersteinstrandwälle der Schaabe. Der vom Königshörn entlang der östlichen Schwellenregion aufgeworfene, nordöstlich streichende Strandwallkomplex ist heute noch südöstlich des Schwarzen Moores erhalten (vgl. SCHÜTZE, 1931). Auf der westlichen, vom Kegelinberg ausgehenden Schwellenregion wurden zunächst die N-S streichenden Feuersteinstrandwälle östlich des Langen Moores gebildet, die heute bis zu $+2$ m NN aufragen. Nach Durchbrechen dieses Systems begann der Aufbau zweier weiterer ca. $+1$ m bis $+2$ m NN hoher Strandwallgürtel. Dieser Durchbruch führte zu dem in der Bohrung 78 auf 6365 ± 65 a. B.P. datierten Fazieswechsel von Schluffmudde zu Feinsand (vgl. Abb. 11). Die zeitliche Einstufung der Feuersteinstrandwälle wird durch die Tatsache gestützt, dass auf einem jüngeren, vorgelegerten Strandwallsystem frühneolithische Siedlungsfunde nachgewiesen sind (frdl. mdl. Mitt. Dr. P. HERFERT, Landesamt für Bodendenkmalpflege Stralsund).

Das Torfwachstum im Bohrfeld Glowe-Süd endete etwa zeitgleich zwischen 5900 a. B.P. und 5700 a. B.P. (vgl. Abb. 12). Über den Torfen folgen Kiese und Sande mit eingeschalteten Pflanzen- und Torfrestlagen, die nach Pollenanalysen atlantischen und subatlantischen Alters sind. Subboreale Ablagerungen fehlen, so dass hier ein Hiatus von ca. 2500 Jahren existiert. Die gleiche Situation beschreibt GRAMSCH (1978) aus den Grabungen bei Lietzow. Nach Datierung einer Kulturschicht bei Lietzow-Buddelin haben die Angehörigen der sogenannten „Lietzow-Kultur“ zwischen 5800 und 5200 a. B.P. auf einer trockengefallenen Mooroberfläche in $-0,4$ m NN in unmittelbarer Küstennähe gesiedelt. LANGE et al. (1986) beschreiben einen spätatlantischen Regressionstorf in einer Bohrung bei Lietzow in einem

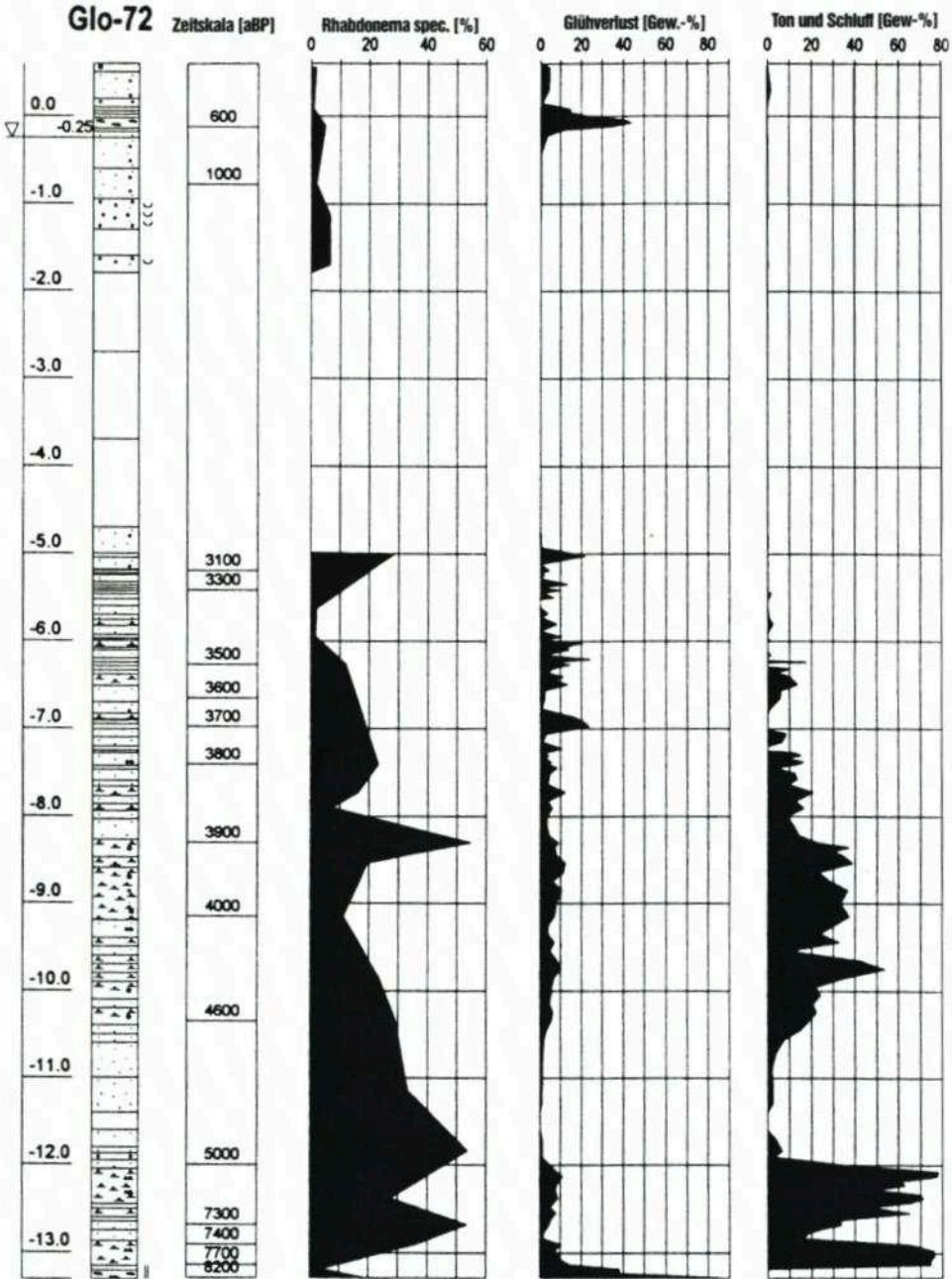


Abb. 8: Bohrprofil Glo-72 mit Zeitskala und Verteilung der *Rhabdonema sp.*, des Glühverlustes und des Ton-/Schluffgehaltes

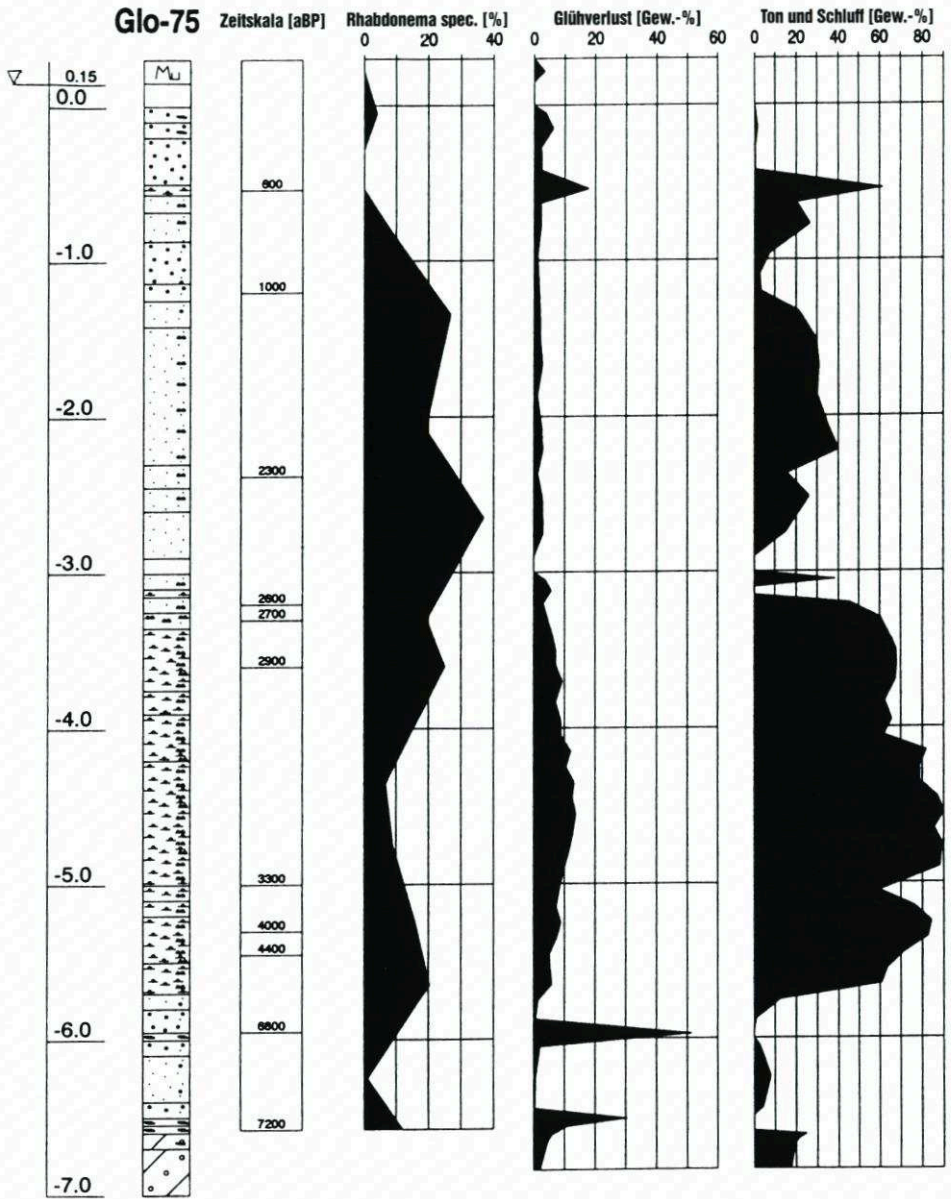


Abb. 9: Bohrprofil Glo-75 mit Zeitskala und Verteilung der *Rhabdonema sp.*, des Glühverlustes und des Ton-/Schluffgehaltes



Abb. 10: Bohrprofil Glo-81 mit Zeitskala und Verteilung der *Rhabdonema sp.*, des Glühverlustes und des Ton-/Schluffgehaltes

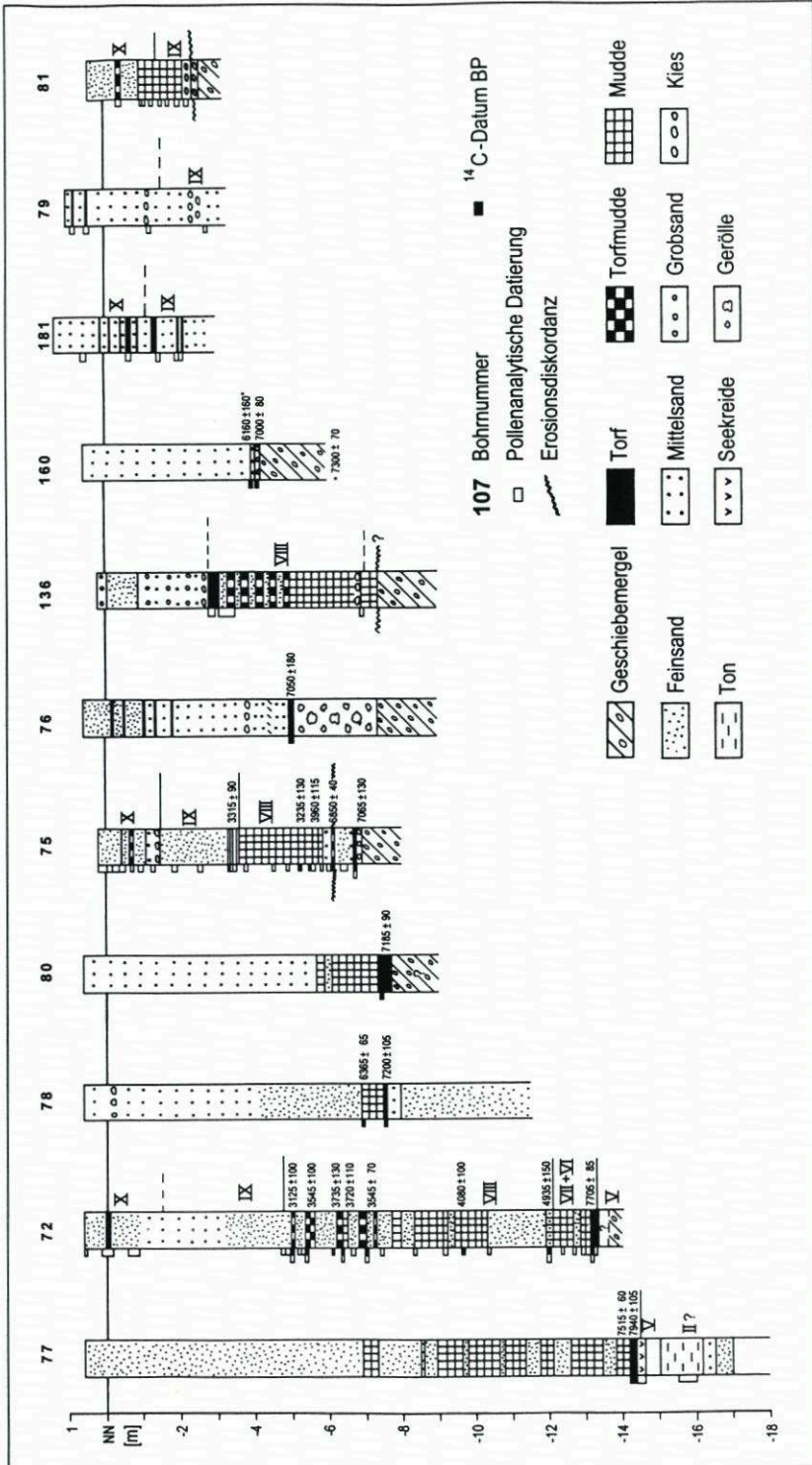


Abb. 11: Ausgesuchte Bohrprofile der Schaabe mit pollenanalytischen Datierungen (Einstufung nach FIRBAS, 1949) und ¹⁴C-Altern

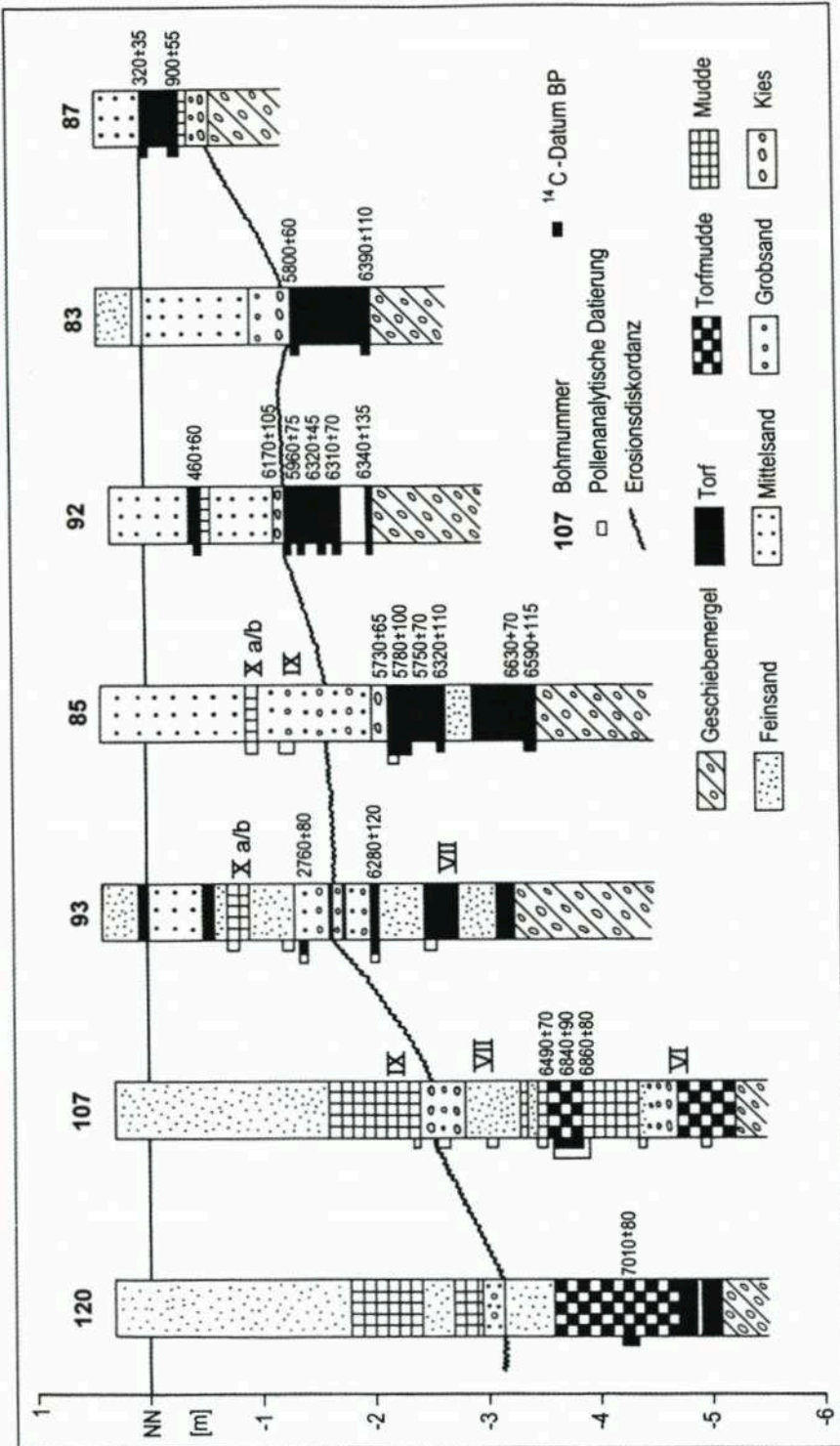


Abb. 12: Ausgesuchte Bohrprofile aus dem Bohrfeld Glowe-Süd mit pollenanalytischen Datierungen (Einstufung nach FIRBAS, 1949) und ¹⁴C-Altern

Niveau von -3,3 m NN. Das abrupte Ende des Torfwachstums im Bohrfeld Glowe-Süd und bei Lietzow sind Hinweise auf eine markante Regressionsphase um 5700 a. B. P. Ein pollenanalytisch in diesen Zeitraum zu stellender Torf befindet sich im Rappiner See (Randbecken des Großen Jasmunder Boddens) in einer Tiefe zwischen -5,5 m und -5 m NN (LANGE et al., 1986).

Der Fazieswechsel im Rappiner See von Torf zu marin-brackischer Schluffmudde belegt eine Transgressionsphase an der Wende Atlantikum/Subboreal (LANGE et al., 1986). Für das Maximum der Transgression sowie deren weiteren Verlauf während des Subboreals können trotz der Vielzahl der Bohrungen auf der Schaabe noch keine verlässlichen Aussagen getroffen werden. Subboreale Sedimente wurden im Untersuchungsgebiet bisher nur in Niveaus zwischen -12 m und -3 m NN angetroffen. Auch LANGE et al. (1986) finden in den pollenanalytisch untersuchten Profilen auf Rügen keine Anhaltspunkte für subboreale Hochstände des relativen Meeresspiegels.

Die subborealen Ablagerungen beginnen in der Bohrung 72 mit dem markanten lithologischen Fazieswechsel von Schluffmudde zu Kies und Sand bei -12 m NN (vgl. Abb. 8). Diese einschneidende Umstellung des Ablagerungsmilieus im Beckenbereich ist pollenanalytisch durch den *Ulmus/Tilia*-Abfall sowie absolut durch ein ^{14}C -Datum auf 4935 ± 50 a. B. P. zeitlich fixiert. Die Schüttung der Grobklastika in das Becken steht im Zusammenhang mit der abrasiven Aufarbeitung des auf der östlichen Schwellenregion vorhandenen Strandwallsystems. Dabei entstand um 5000 a. B. P. eine breite Verbindung zwischen der offenen See und dem Großen Jasmunder Bodden. Der damit verbundene Übergang von brackisch-lagunärer zu marin-brackischer Fazies spiegelt sich in der Diatomeenflora (vgl. Abb. 8: *Rhabdonema* sp.) deutlich wider. Der Anteil polyhalober Diatomeen erreichte sein Maximum. Im Verlauf des Subboreals wurde dieses Becken durch den Aufbau eines Strandwallsystems zunehmend abgeschnürt (vgl. Abb. 14: E). Die über Mudden angetroffenen subborealen Uferablagerungen zwischen -7,5 m und -5 m NN mit einem Alter von ca. 3600 bis 3100 a. B. P. werden von bis zu 7 m mächtigen Sanden überlagert (vgl. Abb. 11: Bohrungen 72 und 77). Berücksichtigt man eine gewisse Kompaktion, dürfte das Strandlinienniveau zu dieser Zeit zwischen -4 m und -2 m NN gelegen haben.

Der Übergang vom Subboreal zum Subatlantikum ist in vielen Bohrungen (vgl. Abb. 11 u. Abb. 12: z. B. Bohrungen 72, 75, 77 und 88) wiederum durch einen markanten Sedimentations- und damit Fazieswechsel gekennzeichnet. Etwa ab diesem Zeitpunkt bestimmte die Schüttung von Sanden und Kiesen das Sedimentationsgeschehen auf der Schaabe. Am boddenseitigen Beckenrand bei Glowe-Süd kam es zur Bildung einer Erosionfläche (vgl. Abb. 12). Diese Phase verstärkter Küstendynamik spiegelt sich auch in den Grabungsprofilen Lietzow-Augustenhof und Lietzow-Buddelin wider (GRAMSCH, 1978). Aus diesen Untersuchungen kann auf einen relativen Meeresspiegelhochstand nahe NN um 2600 a. B. P. geschlossen werden, dem eine Regression folgt. Auch LANGE et al. (1986) beschreiben eine Absenkung des relativen Meeresspiegels während des Älteren Subatlantikums von bis zu 1,5 m. Auf der Schaabe weist ein pollenanalytisch datierter Strandsand in der Bohrung 75 (vgl. Abb. 11) auf ein Strandlinienniveau unterhalb -1,2 m NN während der Slawenzeit hin.

Sowohl dieser Strandsand als auch ein Torf in -0,6 m NN (vgl. LANGE et al., 1986: Bohrung Schaabe 3) sind von marin-brackischen Sanden überlagert und lassen auf eine erneute Transgression schließen, die um 1100 a. B. P. wiederum annähernd NN erreichte. Dabei wurde am boddenseitigen Lagunenrand südlich Glowe Grobdetritusmudde in -0,3 m NN über basalen Strandsanden abgelagert. Der nachfolgende Fazieswechsel Grobdetritusmudde/Torf (vgl. Abb. 12: Bohrung 87) zeigt den Beginn der mittelalterlichen Regression an.

Der relative Meeresspiegel lag um 460 a. B.P. tiefer als $-0,5$ m NN (vgl. Abb. 12: Bohrung 92). Der nachfolgende bis heute andauernde Meeresspiegelanstieg und Sturmhochwässer führten zur Aufhöhung der Seesandebene über NN.

3.3 Klimawandel und Wasserspiegелentwicklung

Durch das Abschmelzen der Eismassen stieg der Weltmeeresspiegel nach der letzten Eiszeit infolge der Erwärmung von ca. -120 m (FAIRBANKS, 1989) bis auf das heutige Niveau an. Das Ostseebecken war mit Ausnahme der kurzzeitigen Ingression (Yoldia-Meer) über die Närke-Straße im Anschluss an die Drainage bei Billingen bis etwa 8500 a. B.P. durch Schwellen im Öresund und im Großen Belt vom Kattegat getrennt und hatte bis dahin eine vom Weltmeer weitgehend unabhängige Wasserspiegелentwicklung. Die Überflutung der Schwellen infolge des ansteigenden Meeresspiegels führte zum marin-brackischen Stadium des Mastogloiaemeeres (BERGLUND, 1964; WINN et al., 1986). Erst ab dieser Zeit konnten sich Meeresspiegелschwankungen an der deutschen Ostseeküste auswirken. Die Untersuchungen auf der Schaabe weisen darauf hin, dass der Meeresspiegel seit 8400 a. B.P. unter Oszillationen auf das heutige Niveau angestiegen ist (Abb. 13).

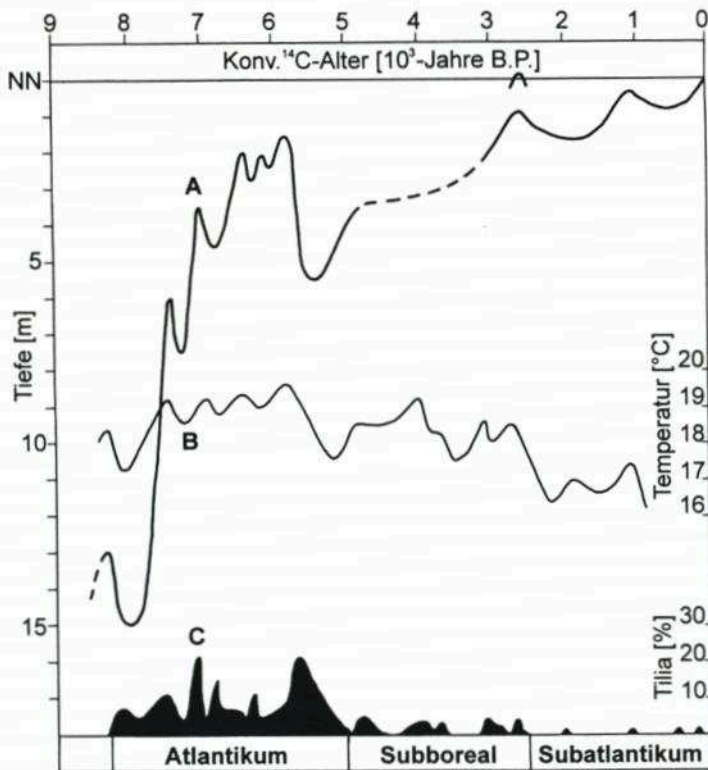


Abb. 13: Strandlinienverschiebungskurve Nordostrügens (A), mittlere Sommertemperatur im Tingstäde Träsk See (B) und der prozentuale Tilia-Anteil in den Pollendiagrammen der Schaabe

Bisher konnten auf Rügen zehn Transgressionsphasen, unterbrochen durch Regressionen bzw. Retardationen, festgestellt werden, die gut mit den Transgressionsphasen in NW-England (TOOLEY, 1974) und an der schwedischen Westküste (MÖRNER, 1980) korrelieren (SCHUMACHER u. BAYERL, 1998). Damit haben diese Phasen überregionale Bedeutung.

Schon TOOLEY und MÖRNER führten sie auf globale Klimaänderungen zurück. Diese Klimaänderungen spiegeln sich auch in der Vegetationsentwicklung Nordostrügens wider, die aus den pollenanalytisch untersuchten und ^{14}C -datierten Bohrprofilen abgeleitet wurde. Als ein Indikator für den Klimawandel in unserem Raum ist in Abb. 16 der prozentuale Baumpollenanteil von *Tilia* dargestellt. Zum Vergleich sind die aus Sauerstoffisotopenverhältnissen abgeleiteten mittleren Sommertemperaturen im Tingsstäde Träsk See auf Gotland (MÖRNER u. WALLIN, 1977) wiedergegeben. Trotz isostatischer Beeinflussung der Strandlinienverschiebung Nordostrügens während des Jüngeren Atlantikums (vgl. SCHUMACHER u. BAYERL, 1998) und bisher auf der Schaabe nicht nachgewiesener Wasserspiegelszillationen im Subboreal sind Zusammenhänge zwischen Klima- und Wasserspiegelenwicklungsphasen sichtbar.

Der sehr starke Anstieg des Meeresspiegels im Älteren Atlantikum ist auf die Erwärmung während dieser Zeit zurückzuführen, in deren Folge das laurentische und skandinavische Inlandeis bis ca. 7000 a.B.P. weitgehend abschmolzen. Im Vegetationsbild Mitteleuropas spiegelt sich die Erwärmung in der Ausbreitung des Eichenmischwalds, insbesondere von *Tilia* wider.

Die Regressionsphasen um 8000 a.B.P. und 7300 a.B.P. sind mit Wasserspiegelabsenkungen von 1,5 m bis 2 m in der Strandlinienverschiebungskurve markant ausgeprägt (Abb. 13). Beide Zeiträume stellen Abkühlungsphasen dar. Die ältere korrespondiert zeitlich mit der Cockburn-Phase als spätes Maximum des Wisconsin-Glazials (TOOLEY, 1974) und tritt durch einen Kälteausschlag im Grönlandeis Kern ,GRIP' (DAANSGAARD et al., 1993) bei einem Kalenderalter von rund 9200 Jahren hervor. Die jüngere Abkühlungsphase ist durch den markantesten Kälteausschlag des ,GRIP'-Eiskerns im Holozän vor ca. 8200 Kalenderjahren ausgewiesen. Die hier vorgenommene zeitliche Konnektierung erfolgte auf Grundlage der dendrochronologischen Kalibration (PEARSON et al., 1993).

Aus dem Vergleich der Strandlinienverschiebungskurve mit der eustatischen Kurve von MÖRNER (1980) ergibt sich eine Differenz von 6 m bis 6,5 m zwischen 7000 und 5000 a.B.P., die aus einer Landhebung Nordostrügens resultiert (SCHUMACHER u. BAYERL, 1998). Deshalb sind die Regressionen zwischen 7000 a.B.P. und 6000 a.B.P. (Abb. 13) fast ausschließlich auf Landhebung zurückzuführen. Die Wasserspiegelenwicklung ist zwischen 7000 und 5800 a.B.P. durch einen Anstieg um ca. 6 m, unterbrochen von kurzen Verharrungsphasen, gekennzeichnet (vgl. MÖRNER, 1980).

Die starke Regression um 5500 a. B. P. von $-1,5$ m bis $-5,5$ m NN setzt sich in Nordostrügen aus rund 2,5 m Landhebung und einer Wasserspiegelabsenkung von ca. 1,5 m zusammen. Letztere steht vermutlich mit der Abkühlung nach dem atlantischen Klimaoptimum in Zusammenhang. Diese Abkühlung ist durch den markanten *Ulmus/Tilia*-Fall in den Pollendiagrammen Mitteleuropas dokumentiert (BERGLUND et al., 1996) und hält unter Schwankungen bis zur Gegenwart an (vgl. Abb. 13). Der Meeresspiegel stieg seit 5500 a. B. P. nur noch um ca. 5 m an, wobei er vermutlich um 2600 a. B. P. schon einmal das gegenwärtige Niveau erreichte. Aufgrund zunehmender Siedlungstätigkeit vom Neolithikum bis zur Gegenwart ist der Klimawandel vegetationsgeschichtlich schwer nachzuvollziehen. In historischer Zeit hängen die Wasserspiegelschwankungen mit Abkühlungsphasen zur Völkerwanderungszeit und während der „Kleinen Eiszeit“ bzw. mit wärmeren Perioden im Mittelalter sowie seit dem 18. Jahrhundert zusammen (vgl. WILLERDING, 1977).

3.4 Wasserspiegeländerungen und Küstenverhalten

Aus den dargestellten geologischen und stratigraphischen Ergebnissen kann die paläogeographische Entwicklung der Schaabe-Nehrung rekonstruiert werden (Abb. 14).

Um 8300 a. B. P. dürfte die Uferlinie der Ostsee (Mastogloimeer) ca. 1 km seewärts der Schaabe gelegen haben. In den landwärtigen Depressionen befand sich ein Binnensee, der mit dem Mastogloimeer in Verbindung stand (Abb. 14: A).

Zwischen 7800 a. B. P. und 7400 a. B. P. stieg der relative Wasserspiegel von -14 m auf -6 m NN. Dieser schnelle Anstieg von ca. 20 mm pro Jahr führte zur Überflutung der Küstenlandschaft und Rückverlegung der Küstenlinie, und es entstand eine breite Verbindung zwischen dem Großen Jasmunder Bodden und der Ostsee (Litorinameer).

Während der Regressionsphase um 7200 a. B. P. kam es zu ersten Küstenausgleichsprozessen, wobei der Schwellenverlauf die Richtung des Sedimentversatzes bestimmte (Abb. 14: B).

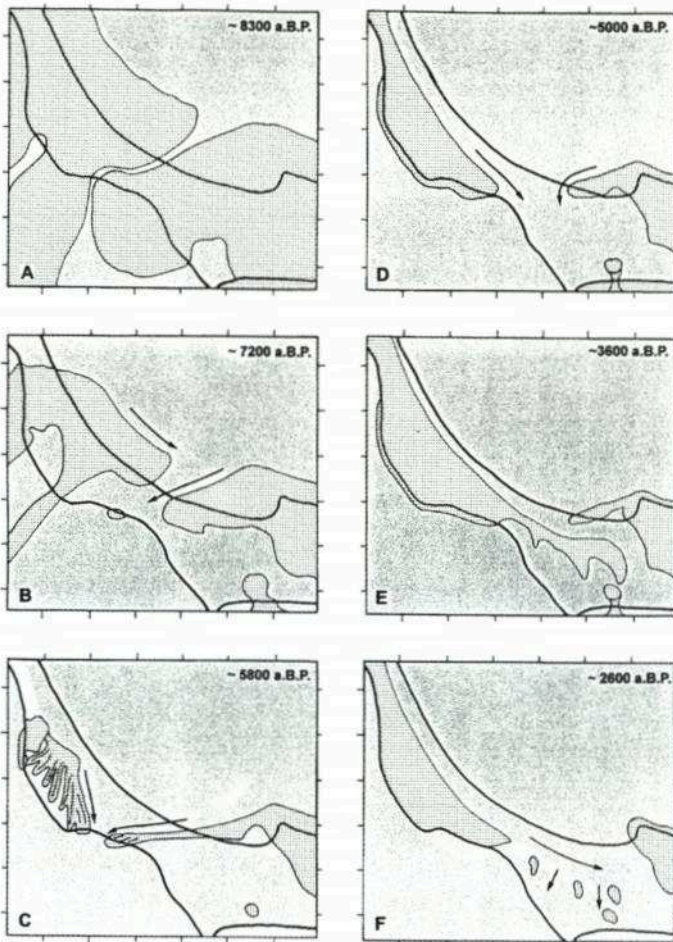


Abb. 14: Paläogeographische Entwicklung der Schaabe. Die Kontur der rezenten Küstenlinie ist in allen Zeitabschnitten dargestellt. Punktschraffur: Land.

Von 7200 a. B. P. bis 5800 a. B. P. stieg der relative Meeresspiegel unter mehreren Schwankungen auf $-1,5$ m NN mit einer gemittelten Anstiegsrate von 4 mm pro Jahr an. Hiermit verbunden war eine weitere Rückverlegung der Küstenlinie unter gleichzeitigem Aufbau der ältesten Strandwallsysteme der Schaabe, die den Großen Jasmunder Bodden weitgehend von der Ostsee abriegelten. Der östliche Haken war um 5800 a. B. P. durch Rückverlegung des Ansatzpunktes schmal und durchbruchgefährdet (Abb. 14: C).

Infolge der Transgression um 5000 a. B. P. wurde der schmale östliche Haken weitgehend abradiert (Abb. 14: D). Zu dieser Zeit dürfte auch die nördlich des Kegelinsbergs gelegene Verbindung zwischen dem Breeger Bodden und der Ostsee verschlossen sein, so dass der schon von SCHÜTZE (1931) postulierte von NW nach SE gerichtete Hakenvorbau auf der Schaabe dominierend wurde.

Während des Subboreals (Abb. 14: E) erfolgte bei einem relativen Meeresspiegel zwischen -5 m und -2 m NN die Auffüllung der tiefen Lagunenbereiche zwischen Wall und Kegelinsberg mit Schaar-, Strandwall- und Dünensanden sowie die Bildung eines E bis SE streichenden Strandwallsystems. Die Verbindung zwischen Ostsee (Limneameer) und dem Großen Jasmunder Bodden war dadurch stark eingeengt.

Der relative Meeresspiegelanstieg auf nahe NN um 2600 a. B. P. führte zur völligen Ab-
rasion der östlichen Landzunge, zur starken Rückverlegung der Küstenlinie der Schaabe und zu Durchbrüchen im Strandwallsystem (Abb. 14: F).

Im Zuge der nachfolgenden relativen Meeresspiegelschwankungen um das heutige Niveau wurde die Verbindung zwischen dem Großen Jasmunder Bodden und der Ostsee durch Küstenausgleichsprozesse zwischen 1000 a. B. P. und 900 a. B. P. geschlossen und die Seesandebene südlich Glowe über NN aufgehöhht (SCHUMACHER u. BAYERL, 1997). Die von den Liefergebieten Jasmund und Wittow herangeführten Sedimente standen in den letzten 900 Jahren für die Verflachung der Schorre der Tromper Wiek zur Verfügung und führten bis in die Gegenwart zum seewärtigen Vorrücken der Uferlinie der Schaabe-Nehrung (vgl. MEINKE, 1994). Damit ist die Schaabe-Nehrung noch im Reifestadium im Sinne von KLEWE u. JANKE 1991, Abb. 6).

4. D a n k s a g u n g

Die Untersuchungen wurden vom BMBF, Projektträger DLR, im Rahmen des Verbundvorhabens ‚KLIBO‘ (Klimawirkung und Boddenlandschaft, Förderkennzeichen: 01LK94054) gefördert. Wir danken außerdem Herrn Prof. Dr. W. JANKE vom Geographischen Institut der Universität Greifswald und Frau Dipl.-Biol. E. ENDTMANN im Geologischen Institut der Universität Greifswald für die Pollen-, Diatomeen- und Pflanzenrestanalysen. Die ^{14}C -Datierungen wurden dankenswerter Weise von Herrn Prof. Dr. M. GEYH im Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung in Hannover und von Herrn Dr. H. ERLKENKEUSER im Leibniz-Labor für Altersbestimmung und Isotopenforschung der Universität Kiel vorgenommen.

5. S c h r i f t e n v e r z e i c h n i s

- BERGLUND, B. E.: The post-glacial shore displacement in eastern Blekinge, SE Sweden. Sverig. Geol. Unders., C 599: 0-47, Stockholm, 1964.
- BERGLUND, B. E.; BIRKS, H. J. B.; RALSKA-JASIEWICZOWA, M. u. WRIGHT, H. E.: Palaeoecological events during the last 15000 years. 764 S., (Wiley) Chichester, 1996.

- DANSGAARD, W.; JOHNSEN, S. J.; CLAUSEN, H. B.; DAHL-JENSEN, D.; GUNDESTRUP, N. S.; HAMMER, C. U.; HVIDBERG, C. S.; STEFFENSEN, J. P.; SVEINBJÖRNSDOTTIR, A. E.; JOUZEL, J. u. BOND, G.: Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record. – *Nature*, 364: 218–220, 1993.
- DUPHORN, K.; KLIWE, H.; NIEDERMAYER, R.-O.; JANKE, W. u. WERNER, F.: Die deutsche Ostseeküste. – Sammlung geologischer Führer, 88, 281 S., Borntraeger, Berlin, 1995.
- ENDTMANN, E. u. SCHUMACHER, W.: Umweltreflexionen eines soligenen Kesselmoores auf Rügen (unveröff.). DFG-Zwischenbericht, 10 S., Inst. f. Geol. Wiss. Univ. Greifswald, 1996.
- FAIRBANKS, R. G.: A 17,000-year glacio-eustatic sea level record: influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep ocean circulation. – *Nature*, 342: 637–642, 1989.
- FIRBAS, F.: Spät- und nacheiszeitliche Waldgeschichte Mitteleuropas nördlich der Alpen. Bd. 1: Allgemeine Waldgeschichte, 480 S., Gustav Fischer Verlag, Jena, 1949.
- GRAMSCH, B.: Die Lietzow-Kultur Rügens und ihre Beziehungen zur Ostseegeschichte. – *Peterm. Geogr. Mitt.*, 123 (3): 155–164, 1978.
- HURTIG, T.: Die mecklenburgische Boddenlandschaft und ihre entwicklungsgeschichtlichen Probleme. – *Neuere Arb. mecklenb. Küstenforsch.*, 1, 148 S., 1954.
- KEILHACK, K.: Die Verlandung der Swinepforte. – *Jb. Preuß. Geol. Landesanst.*, 32, Teil II, (2): 209–244, 1912.
- KLIWE, H.: Die Insel Usedom in ihrer spät- und nacheiszeitlichen Formenentwicklung. – *N. Arb. mecklenb. Küstenforsch.*, 5, 277 S., 1960.
- KLIWE, H.: Genetische und stratigraphische Merkmale von Küstenniederungen im Bereich der südbaltischen Boddenausgleichsküste. – *Peterm. Geogr. Mitt.*, 131 (2): 73–81, 1987.
- KLIWE, H.: Zeit- und Klimamarken in Sedimenten der Südlichen Ostsee und ihrer Vorpommerschen Boddenküste. – In: FINKL, C. W. Jnr. [ed.]: *Holocene Cycles: Climate, Sea Levels, and Sedimentation*. *J. Coast. Research, Spec. Issue*, 17: 181–186, 1995.
- KLIWE, H. u. JANKE, W.: Der holozäne Wasserspiegelanstieg der Ostsee im nordöstlichen Küstengebiet der DDR. – *Peterm. Geogr. Mitt.*, 126 (2): 65–74, 1982.
- KLIWE, H. u. JANKE, W.: Holozäner Küstenausgleich im südlichen Ostseegebiet bei besonderer Berücksichtigung der Boddenausgleichsküste Vorpommerns. – *Peterm. Geogr. Mitt.*, 135 (1): 1–15, 1991.
- KLIWE, H. u. LANGE, E.: Ergebnisse geomorphologischer, stratigraphischer und vegetationsgeschichtlicher Untersuchungen zur Spät- und Postglazialzeit auf Rügen. – *Peterm. Geogr. Mitt.*, 112 (4): 241–255, 1968.
- KOLP, O.: Eustatische und isostatische Veränderungen des südlichen Ostseeraumes im Holozän. – *Peterm. Geogr. Mitt.*, 123 (3): 177–187, 1979.
- KOLP, O.: Die Bedeutung der isostatischen Kippbewegung für die Entwicklung der südlichen Ostseeküste. – *Z. geol. Wiss.*, 9 (1): 7–22, 1981.
- LANGE, E.; JESCHKE, L. u. KNAPP, H. D.: Die Landschaftsgeschichte der Insel Rügen seit dem Spätglazial. – *Schr. Ur- u. Frühgesch.*, 38: 174 S., 1986.
- MEINKE, K.: Aerogeologische Analyse der Strand- und Vorstrandzone von Rügen und Hiddensee (unveröff.). Diplomarbeit, 83 S., Inst. f. Geol. Wiss. Univ. Greifswald, 1994.
- MÖRNER, N.-A.: Late Quaternary sea-level changes in north-western Europe: a synthesis. *Geol. För. Stockholm Förh.*, 100 (4) [for 1978]: 381–400, 1980.
- MÖRNER, N.-A. u. WALLIN, B.: A 10,000-year temperature record from Gotland, Sweden. – *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 21: 113–138; (Elsevier) Amsterdam, 1977.
- OTTO, T.: Der Darß und Zingst: Ein Beitrag zur Entwicklungsgeschichte der vorpommerschen Küste. *13. Jber. Geogr. Ges. Greifswald 1911/12*: 237–485, 1913.
- PEARSON, G. W.; BECKER, B. u. QUA, F.: High-precision ^{14}C measurement of German and Irish oaks to show the natural ^{14}C variations from 7890 to 5000 BC. *Radiocarbon*, 35 (1): 93–104, 1993.
- PLEWE, E.: Küste und Meeresboden der Tromper Wiek (Insel Rügen). *Geol. Meere u. Binnen-gew.*, 4 (1-2): 1–41, 1940.
- SCHÜTZE, H.: Die Haken und Nehrungen der Außenküste von Rügen. 1. Beiheft 49/50. *Jb. Pomm. Geogr. Ges.* (1931/32), 155 S., 1931.
- SCHUMACHER, W. u. BAYERL, K.-A.: Die Sedimentationsgeschichte der Schaabe und der holozäne Transgressionsverlauf auf Rügen (Südliche Ostsee). *Meyniana*, 49: 151–168; Kiel, 1997.

- SCHUMACHER, W. u. BAYERL, K.-A.: The shoreline displacement curve of Rügen Island (Southern Baltic Sea). *Quat. Intern.*, 56, 107–113, 1999.
- TOOLEY, M.: Sea-level changes during the last 9000 years in North-West England. *Geogr. J.*, 140: 18–42, 1974.
- WASMUND, C.: Sedimentationsgeschichte des Großen Jasmunder Boddens (Insel Rügen). *Geol. Meere u. Binnengew.*, 3 (4): 506–526, 1939.
- WILLERDING, U.: Über Klima-Entwicklung und Vegetationsverhältnisse im Zeitraum Eisenzeit bis Mittelalter. In: *Das Dorf der Eisenzeit und des frühen Mittelalters*, S. 357–405; Göttingen, 1977.
- WINN, K.; AVERDIECK, F.-R.; ERLLENKEUSER, H. u. WERNER, E.: Holocene sea level rise in the Western Baltic and the question of isostatic subsidence. *Meyniana*, 38: 61–80, 1986.