



Rekonstruktion holozäner Bodenerosion anhand von Kolluvien, Flugsanddecken und Seesedimenten im Sander des Pommerschen Stadiums (NO-Deutschland)

MATHIAS KÜSTER, WOLFGANG JANKE, REINHARD LAMPE, SEBASTIAN LORENZ, HEINRICH MEYER
& MICHAEL NAUMANN*)

4 Abbildungen

*Deutschland
Mecklenburg
Fossiler Boden
Finowboden
Erosion
Flugsand
Schwemmfächer
Kolluvie*

Inhalt

Zusammenfassung	173
Abstract	173
1. Einleitung und Fragestellung	173
2. Das Untersuchungsgebiet	175
3. Ergebnisse	175
4. Schlussfolgerung	176
Literatur	177

Zusammenfassung

Anhand geomorphologischer, sedimentologischer und bodenkundlicher Befunde lassen sich für einen kleinen Ausschnitt des Pommerschen Sanders im Jungmoränengebiet Nordostdeutschlands Phasen morphologischer Aktivität und Stabilität rekonstruieren. Tiefgreifende anthropogene Einwirkungen, vor allem im jüngeren Subatlantikum, führen zur Beendigung der bis dahin vorherrschenden holozänen Formungsruhe. Dabei führt die Öffnung der Landschaft durch großflächige Rodungen zur Destabilisierung der Reliefoberfläche und ermöglicht so Substratumlagerungen, die sich durch Kolluvien, Flugsanddecken und Seesedimente nachweisen.

Reconstruction of Holocene Soil Erosion on the Pommerian Outwash Plain (Northeastern Germany)

Abstract

Geomorphological, sedimentological and pedological records allow to reconstruct phases of morphological activity and stability within a small section of the Pommerian outwash plain which is part of the young moraine landscape in NE-Germany. Human impact, especially during the younger Subatlantic, terminates hitherto stable conditions during the Holocene. Large-scale deforestation causes the destabilization of the surface resulting in sediment translocations which are detectable by colluvia, aeolian sands and lake sediments.

1. Einleitung und Fragestellung

Zur Rekonstruktion von Bodenerosion mit landschaftsgeschichtlichem Hintergrund bilden Böden, Sedimente und Seen Landschaftsarchive enormen Potentials. Kolluvien und holozäne Flugsande sind dabei korrelierte Sedimente der Bodenerosion durch Wasser bzw. Wind und erlauben durch ihren Nachweis die Ableitung von Chronologien anthropogenen Einflusses in der Landschaft (BORK, 1983; LANG & HÖNSCHEIDT, 1999; SCHATZ, 2000; DREIBRODT,

*) MATHIAS KÜSTER, WOLFGANG JANKE, REINHARD LAMPE, SEBASTIAN LORENZ, HEINRICH MEYER, MICHAEL NAUMANN, Universität Greifswald, Institut für Geographie und Geologie, Friedrich-Ludwig-Jahn-Straße 16, D 17487 Greifswald. Mathias.Kuester@aol.com.

2005; MAUZ et al., 2005). Während das Vorkommen von Kolluvien und Flugsanden einer hohen räumlichen und zeitlichen Variabilität unterliegt, bieten Seen durch die kontinuierliche, profunde Akkumulation vollständiger Sedimentsequenzen die Möglichkeit einer hochauflösenden Ausweisung von allochthonen Sedimenteinträgen, die sich zeitlich mit Umweltveränderungen bzw. Bodenerosions-

ereignissen in der Gewässerumwelt korrelieren lassen (DEARING, 1991; ZOLITSCHKA & NEGENDANK, 1997; ZOLITSCHKA, 1998).

Im Zeitraum 2007–2008 wurden im südlichen Bereich des Müritz-Nationalparks (Mecklenburg-Vorpommern) landschaftsgeschichtliche Untersuchungen durchgeführt. Zur Rekonstruktion der holozänen Bodenerosion wurde

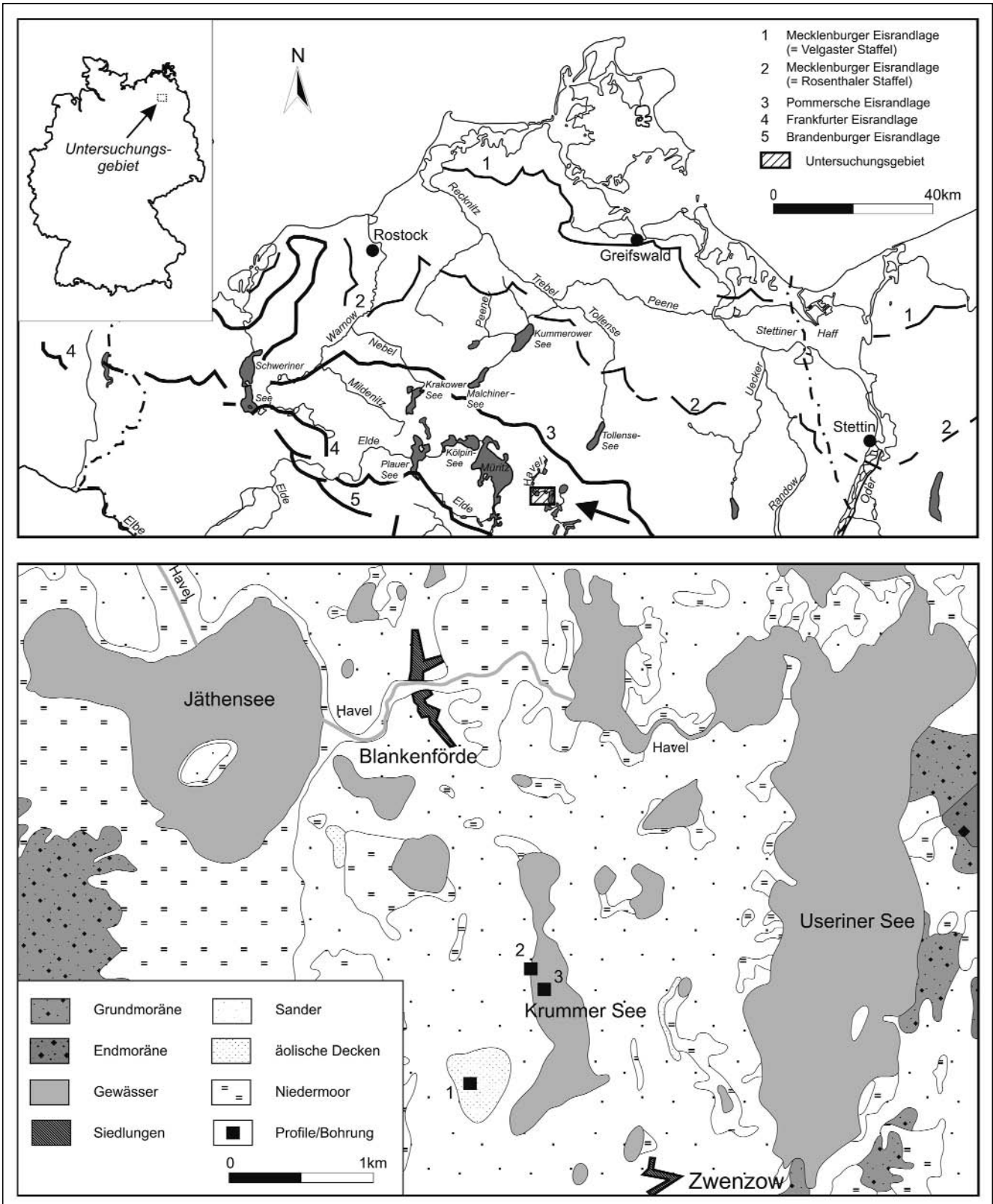


Abb. 1. Lage und Quartärgeologie des Untersuchungsgebietes. 1 = Düne Blankenförde; 2 = Profilschnitt III; 3 = Profundalkern.

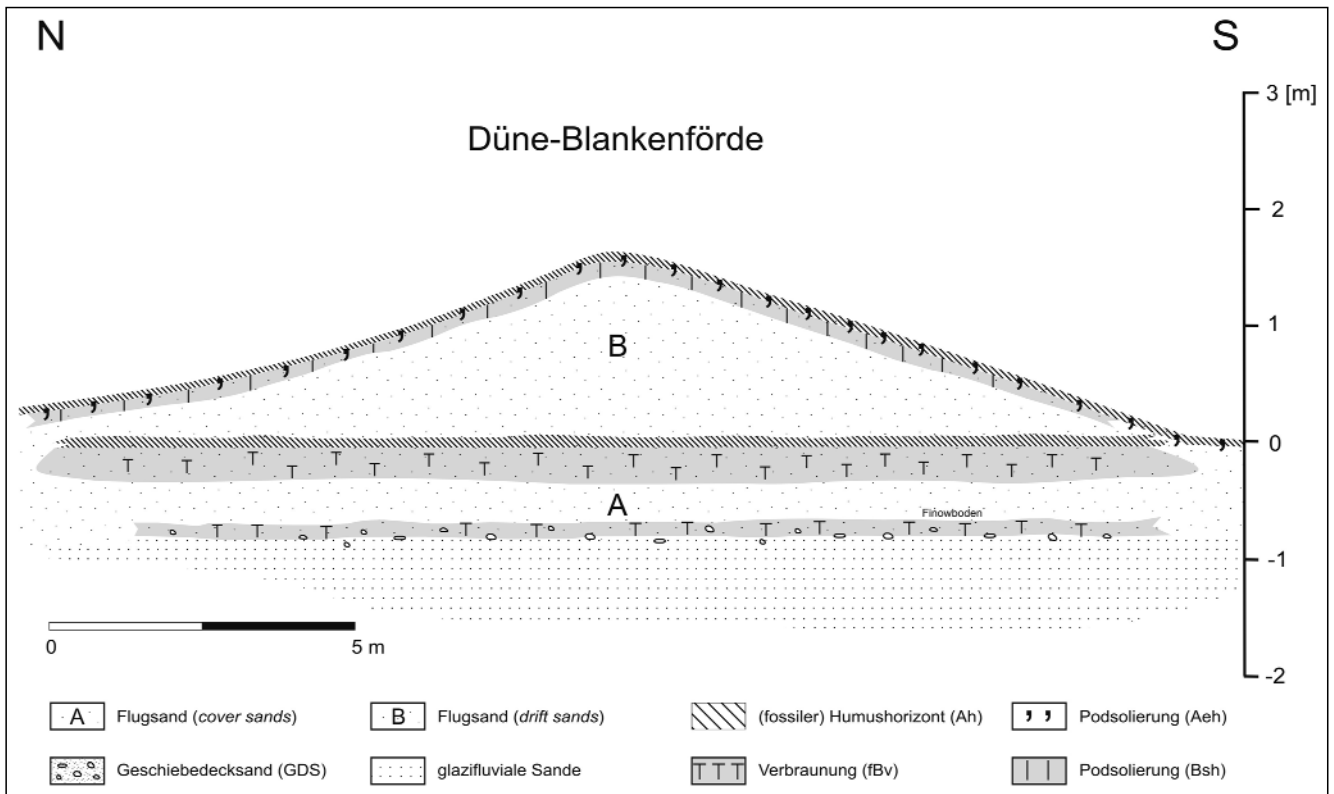


Abb. 2. Sedimentologie und Pedologie des Dünenprofils „Düne Blankenförde“.

dabei eine Verknüpfung von verschiedenen Geo-Archiven angestrebt, um die Vorteile der einzelnen methodischen Ansätze zu nutzen und eine umfassende landschaftsgenetische Synthese anzustreben.

2. Das Untersuchungsgebiet

Das Untersuchungsgebiet, mit dem Krummen See bei Blankenförde als zentrales Element, befindet sich innerhalb des nordostdeutschen Jungmoränengebietes im Bereich der großen Sanderflächen zwischen den Haupteisrandlagen der Frankfurter Deglaziationsphase (18.400 BP) und der Pommerschen Vorstoßphase (15.200 BP [MARKS, 2002]; Abb. 1). Trotz der allgemeinen Abdachung des Hochflächenniveaus von Nord nach Süd weist das Sandergebiet eine bewegte Oberflächenmorphologie auf. Neben der Durchragung älterer Geschiebemergelflächen verstärken vor allem zahlreiche Toteisbecken und Schmelzwasserrinnen die Reliefenergie der Hochflächen. Durch viele seen- und torferfüllte Hohlformen wird der Sander trotz seiner weitflächigen Verbreitung in stark differenzierte Einzelflächen aufgegliedert. Die Vielzahl von Becken und Rinnen unterschiedlicher Dimension zeugen von glazifluvialen Sedimentschüttungen zwischen und über zerfallenden Toteisfeldern sowie einer Becken- und Rinnengeneese während der weichselzeitlichen Jungmoränensequenz (NITZ, 1984). Ergänzend treten im Arbeitsgebiet Dünen und Flugsanddecken auf, die den südöstlichen Anschluss an die weitflächigen Dünenareale östlich der Müritz darstellen.

3. Ergebnisse

Im Bereich der Sanderhochfläche westlich des Krummen Sees befindet sich ein geschlossener Dünenkomplex, der sich vor allem durch eine Vielzahl von Kuppendünen auszeichnet. Diese weit verbreiteten Kleindünen besitzen

Höhen von etwa 2–3,5 m, sind ca. 12–15 m lang und weisen eine Breite zwischen 8–10 m auf, wobei sie oft in ihrer Längserstreckung eine Übergangsform zu Längsdünen darstellen. Das „Dünenprofil Blankenförde“ ermöglicht modellhaft die Rekonstruktion der spätglazialen und holozänen Morphodynamik der Hochflächen (Abb. 2). Nach der finalen glazifluvialen Sedimentation führen periglaziale Prozesse zur Bildung eines Geschiebedecksandes, in dem sich innerhalb der spätglazialen Thermomere (v.a. Allerød) eine Braunerde entwickelt. Anhand ihrer Morphologie kann sie mit dem durch SCHLAACK (1998, 1999) beschriebenen Finowboden parallelisiert werden. Bedeckt wird diese Bodenbildung durch jungdryaszeitliche Flugsande, die sich faziell den älteren „cover sands“ zuordnen lassen (KOZARSKI & NOWACZYK, 1991, S. 112). Zum Hangenden wird diese Flugsanddecke durch eine fossile Braunerde abgegrenzt, die als Zeugnis phasenhafter, holozäner Formungsruhe angesehen werden kann. Darüber bilden jüngere Flugsande den sedimentologischen Abschluss der äolischen Sukzession. Sie treten deutlich reliefbildend in Erscheinung und sind genetisch einer anthropogen induzierten „drift sand“-Akkumulation zuzuordnen (CASTEL et al., 1989, S. 3). Die geringe Mächtigkeit des rezenten Podsol-Regosols ist Indiz für das junge Alter der anstehenden Ausgangssubstrate.

Im westlichen Einzugsgebiet des Krummen Sees wurden Erosionskerben identifiziert, die jeweils in einen Schwemmfächer auf eine Seeterrasse im 1-m-Niveau über dem rezenten Seespiegel (59,4 m HN) münden. Die morphologisch markanteste Kerbe ist mit einer Länge von etwa 32 m und ca. 2 m hohen Seitenwänden Teil eines mit Bohrungen und Bodenschürfen angelegten Profilschnittes (Abb. 3). Die Boden-Sediment-Folgen belegen, unter besonderer Berücksichtigung des Aufbaus des Schwemmfächers und der Kerbenwurzel, eine Zweiphasigkeit erosiver Prozesse. Während einer Phase linienhafter und flächenhafter Abtragung kommt es aufgrund von rückschreitender Erosion der unteren Hangpartien zum Kerbenreißen und

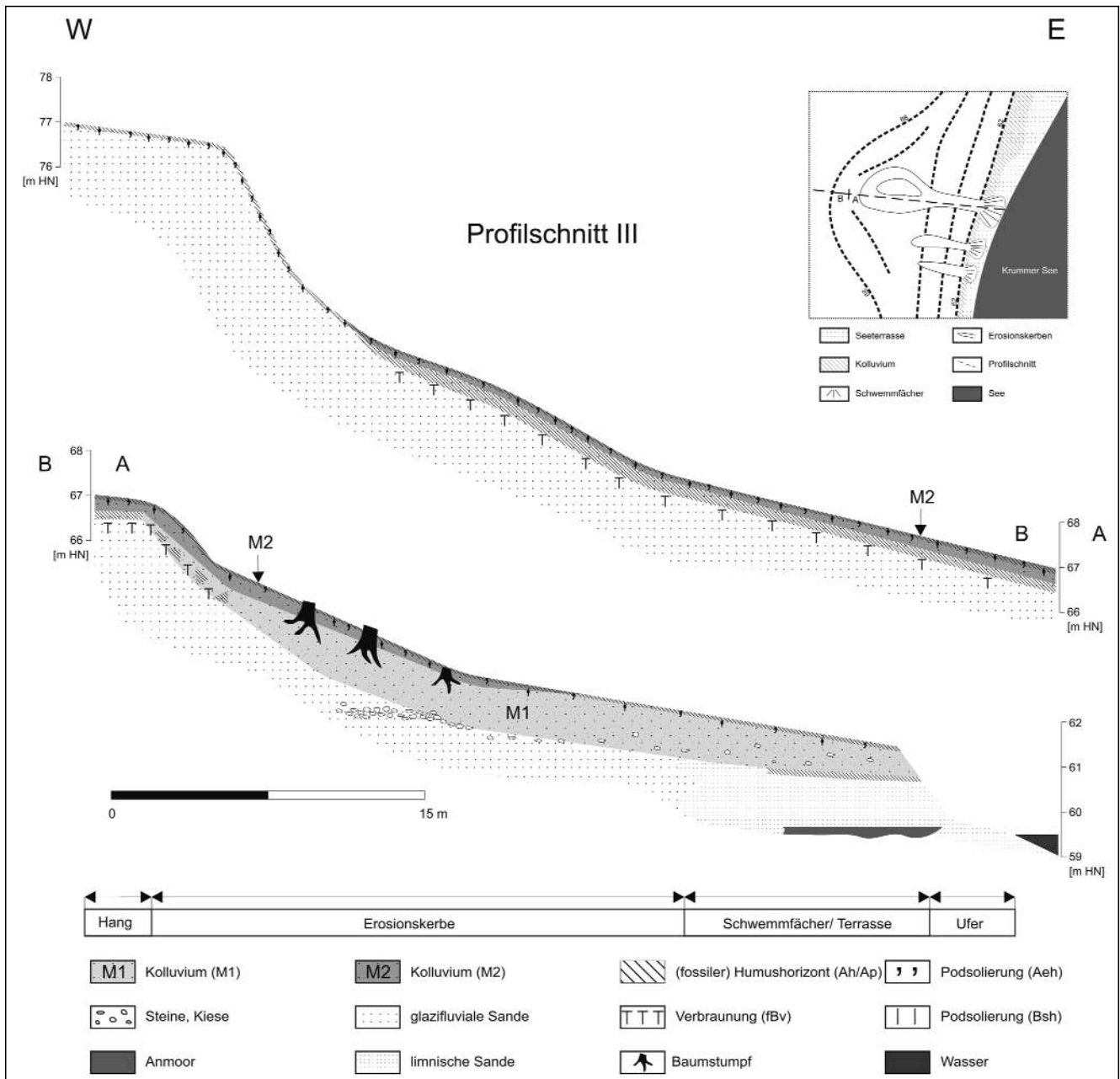


Abb. 3. Böden und Sedimente entlang des „Profilschnittes III“ im westlichen Einzugsgebiet des Krummen Sees.

zur Ausbildung von Schwemmfächersedimenten (Kolluvium M1). Die dabei von den Seitenwänden nachrutschenden Sedimente füllen die Kerbe zum Teil. In einem zweiten Ereignis werden die Böden des Oberhangs nahezu vollständig gekappt. Ein entsprechendes zweites Kolluvium (M2) kann entlang des Mittelhangs bis in die Kerbe verfolgt werden und spiegelt durch seine Verbreitung eine flächenhafte Abtragung wider.

Pollenanalytische Befunde begrabener Humushorizonte und dendrochronologische Analysen an Baumstümpfen lassen die Ereignisse am Westufer des Krummen Sees in den Zeitraum der mittelalterlich-neuzeitlichen Bodenerosion einordnen (sensu BORK et al., 1998).

Unweit des Kerbensystems wurde im Krummen See eine Profundalbohrung niedergebracht, die eine lückenlose Aufzeichnung der Seeentwicklung und des näheren Umlandes aufzeigt. Die hier vorgestellten Ergebnisse beziehen sich dabei vor allem auf die jungen Abschnitte holozäner Sedimentation. Auffällig sind hierbei erhöhte minerogene

Peaks bei gleichzeitigem Absinken des organischen Anteils im Sediment. Die am Seekern vorgenommenen Pollenanalysen datieren diese Sedimentationswechsel in die Zeit des Mittelalters und belegen zusätzlich durch den Verlauf der Offenland- und Kulturanzeiger im Pollendiagramm größte mittelalterlich-neuzeitliche anthropogene Eingriffe in die Landschaft (Abb. 4). Da auch Sedimentumlagerungen aus dem Litoral zum Anstieg des minerogenen Anteils im Profundal führen können, wird die Notwendigkeit einer zeitlichen Korrelation mit Erosionsnachweisen im Seeinzugsgebiet unterstrichen (DREIBRODT, 2005). Die Chronologie landseitiger Bodenerosion am Krummen See ermöglicht die Parallelisierung mit lakustrinen Sedimentsequenzen und ermöglicht so eine Verknüpfung der Landschaftsarchive See und Boden.

4. Schlussfolgerung

Zur Erklärung der dynamischen Entwicklung von Landschaften bietet das von ROHDENBURG (1970) beschriebene

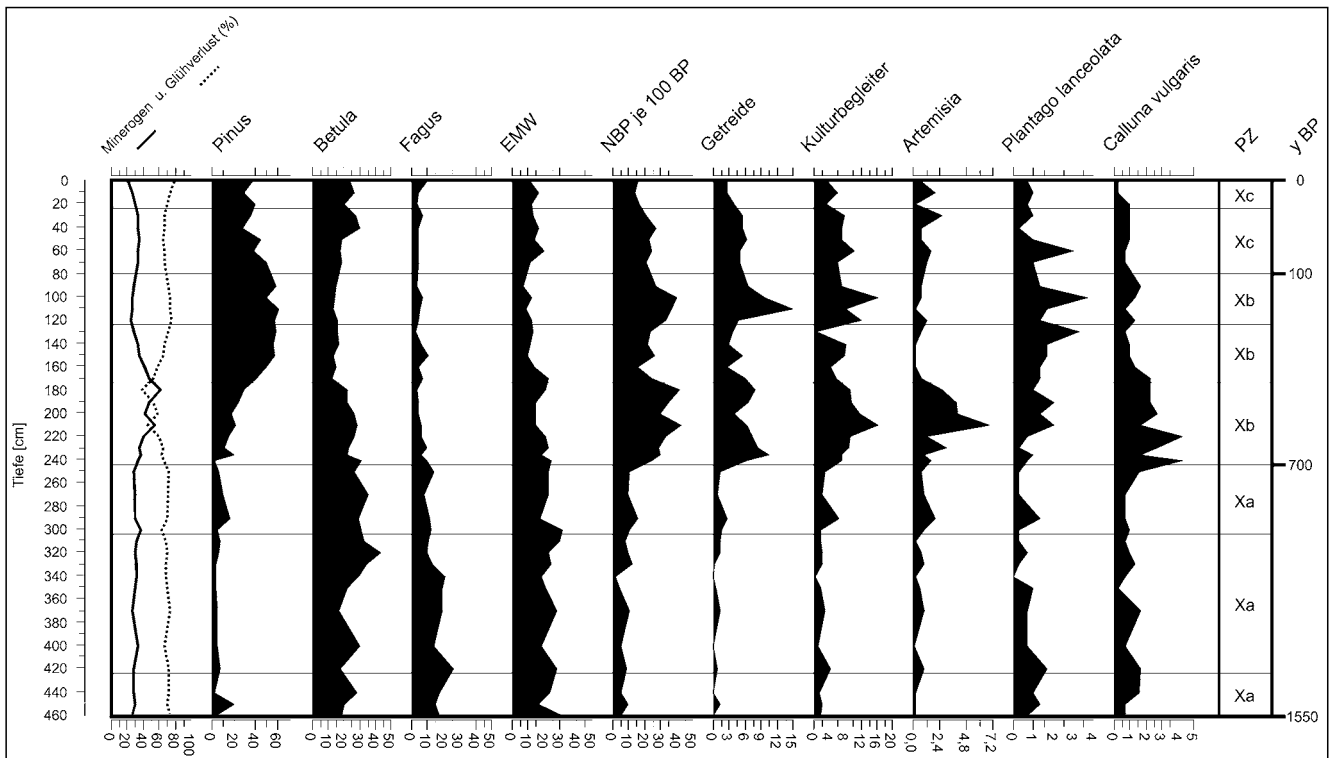


Abb. 4. Pollensequenz für das Subatlantikum aus dem Profundal des Krummen Sees.

Konzept der morphodynamischen Aktivität und Stabilität einen grundlegenden Ansatz zur Rekonstruktion von Wechselwirkungen zwischen Relief, Vegetation, Boden, Substrat und anthropogenen Einwirkungen. Phasen von Bodenbildung sind demnach grundsätzlich von Phasen morphodynamischer Aktivität zu trennen und sind somit äquivalent mit Stabilitätszeiten (vgl. ROHDENBURG, 1970). Die unter Flugsanden und Kolluvien begrabenen Böden im Untersuchungsgebiet zeugen von einer längeren Phase holozäner Oberflächenstabilität. Besonders durch tiefgreifende anthropogene Eingriffe im Jüngeren Subatlantikum werden die anstehenden Böden durch eine abnehmende Vegetationsbedeckung destabilisiert und unterliegen folglich der Bodenerosion (sensu BORK, 1988). Die Akkumulation des durch Wind und Wasser abgetragenen Materials erfolgt dabei in Form von Kolluvien, ausgedehnten Flugsanddecken und allochthonen minerogenen Einträgen in Seen.

Literatur

BORK, H.-R.: Die holozäne Relief- und Bodenentwicklung in Lössgebieten. – In: BORK, H.-R. & RICKEN, W.: Bodenerosion, holozäne und pleistozäne Bodenentwicklung – Soil erosion, holocene and pleistocene soil development, Catena, Supplement, **3**, 1–93, 1983.

BORK, H.-R.: Bodenerosion und Umwelt. – Landschaftsgenese und Landschaftsökologie, **13**, Braunschweig 1988.

BORK, H.-R., BORK, H., DALCHOW, C., FAUST, B., PIORR, H.-P. & SCHATZ, T.: Landschaftsentwicklung in Mitteleuropa: Wirkungen des Menschen auf Landschaften. – 1. Aufl., 328 S., 68 Abb., 36 Tab., Gotha, Stuttgart (Klett-Perthes) 1998.

CASTEL, I., KOSTER, E. & SLOTBOOM, R.: Morphogenetic aspects and age of Late Holocene aeolian drift sands in Northwest Europe. – Z. Geomorph. N.F., **33**, 1–26, 1989.

DEARING, J.A.: Lake sediment record of erosional processes. – Hydrobiologia, **214**, 99–106, 1991.

DREIBRODT, S.: Historical soil erosion and landscape development at Lake Belau (North Germany): a comparison of colluvial deposits and lake sediments. – Z. Geomorph. N.F. Suppl.-Vol., **139**, 101–128, 2005.

KOZARSKI, S. & NOWACZYK, B.: Lithofacies and chronostratigraphy of Late Vistulian and Holocene aeolian phenomena in northwestern Poland. – Z. Geomorph. N.F. Suppl.-Bd., **90**, 107–122, 1991.

LANG, A. & HÖNSCHIEDT, S.: Age and source of colluvial sediments at Vaihingen-Enz, Germany. – Catena, **38**, 89–107, 1999.

MARKS, L.: Last Glacial Maximum in Poland. – Quaternary Science Reviews, **21**, 103–110, 2002.

MAUZ, B., HILGER, W., MÜLLER, J.M., ZÖLLER, L. & DIKAU, R.: Aeolian activity in Schleswig-Holstein (Germany): Landscape response to Late Glacial climatic change and Holocene human impact. – Z. Geomorph. N.F., **49**, 417–431, 2005.

NITZ, B.: Grundzüge der Beckenentwicklung im mitteleuropäischen Tiefland-Modell einer Sediment- und Reliefgenese. – Petermanns Geographische Mitteilungen, **128**, 133–142, 1984.

ROHDENBURG, H.: Morphodynamische Aktivitäts- und Stabilitätszeiten statt Pluvial- und Interpluvialzeiten. – Eiszeitalter u. Gegenwart, **21**, 81–96, 1970.

SCHATZ, T.: Untersuchungen zur holozänen Landschaftsentwicklung Nordostdeutschlands. – ZALF-Bericht, **41**, 1–201, Münchenberg 2000.

SCHLAAK, N.: Der Finowboden – Zeugnis einer begrabenen weichselspätglazialen Oberfläche in den Dünengebieten Nordostbrandenburgs. – Münchener Geographische Abhandlungen, Reihe A., Band **A49**, 143–148, 1998.

SCHLAAK, N.: Typical aeolian sand profiles and palaeosols of the Glien till plain in the northwest of Berlin. – In: SCHIRMER, W.: Dunes and fossil soils, GeoArchaeoRhein, **3**, 97–105, 1999.

ZOLITSCHKA, B. & NEGENDANK, J.F.W.: Quantitative Erfassung natürlicher und anthropogener Bodenerosion in einem Einzugsgebiet der Eifel. – Trierer Geographische Studien, **16**, 61–78, 1997.

ZOLITSCHKA, B.: A 14,000 year sediment yield record from western Germany based on annually laminated lake sediments. – Geomorphology, **22**, 1–17, 1998.