

# Exkursionsführer

# für die 32. Jahrestagung der Arbeitsgruppe Paläopedologie der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft im Müritz-Gebiet vom 9.-11. Mai 2013



von Knut Kaiser und Mathias Küster

## IMPRESSUM

**Titel:** Exkursionsführer für die 32. Jahrestagung der Arbeitsgruppe Paläopedologie der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft im Müritz-Gebiet vom 9.-11. Mai 2013

**Autoren:** Knut Kaiser, Helmholtz-Zentrum Potsdam – Deutsches GeoForschungsZentrum (GFZ), Wissenschaftlicher Vorstandsbereich; Mathias Küster, Ernst-Moritz-Arndt-Universität Greifswald, Institut für Geographie und Geologie

Jahr: 2013

Druck: Print Express Potsdam GmbH, Potsdam

**Titelbild:** Blick vom Ostufer der Müritz über die Binnenmüritz zum Specker See (Foto: U. Meßner/Nationalparkamt Müritz)

#### Inhalt

1.	Einführung in das Exkursionsgebiet	3
2.	Ganztagsexkursion am 10.05.2013 "Müritz-NP: Großer Fürstenseer See und Serrahner Berge"	8
2.1	Zielstellung/Hintergrund	8
2.2	Der Große Fürstenseer See und sein Einzugsgebiet	8
2.3	Bodenprofile am Großen Fürstenseer See	11
2.4	Serrahner Berge: Überblick zur Landschaftsstruktur und Landschaftsgeschichte	15
2.5	Bodenprofile im Raum Serrahn	17
2.6	UNESCO-Weltnaturerbe "Buchenwald um Serrahn"	19
3.	Halbtagsexkursion am 11.05.2013 "Südöstliches Müritzgebiet"	21
3.1	Zielstellung/Hintergrund	21
3.2	Landschaftsentwicklung im Müritzgebiet	21
3.3	Das Dünengebiet bei Boek: Geologie, Geomorphologie und Böden	29
3.4	Bodenprofile bei Boek	29
4.	Literatur	32
5.	Verzeichnis der Teilnehmer	36

#### 1. Einführung in das Exkursionsgebiet

Das Exkursionsgebiet liegt im Bereich der Mecklenburgischen Seenplatte (Abb. 1) und wird im Norden durch die Nordwest-Südost verlaufende Pommersche Haupteisrandlage des Weichselglazials und im Süden durch deren vorgelagerte Sandergebiete sowie die Frankfurter Randlage begrenzt (Schmidt 1966; Börner 2012; Abb. 2). Die Landoberfläche liegt weitgehend über 50 m HN. Im Rahmen der Exkursion werden zwei Teillandschaften besucht: die Großseenlandschaft mit der Müritz und die Neustrelitzer Kleinseenlandschaft mit dem Großen Fürstenseer See und den Serrahner Bergen (Hurtig 1962; AFSV 1995; Knapp et al. 1999).

Der Großformenschatz des Gebietes (die Elemente der glazialen Serie – Grundmoräne, Endmoräne und Sander – sowie die Täler und Seebecken) entstand vor allem im Weichsel-Hoch- und -Spätglazial. Ein geochronologischer Fixpunkt stellt dabei die – bislang allerdings sehr weitgespannte – Datierung der Pommerschen Haupteisrandlage dar, die je nach Methode/Dateninterpretation in Nordostdeutschland zwischen  $20.1 \pm 1.6$  ka (OSL; Lüthgens et al. 2011) und  $15.6 \pm 0.5$  ka datiert (<sup>10</sup>Be; Rinterknecht et al. 2010). Im Holozän fanden vor allem Gewässerverlandung, Moor- und Bodengenese statt. Bestimmte Prozesse – wie z.B. Bodenerosion, Reaktivierung äolischer Dynamik und Eingriffe in das natürliche Gewässernetz – sind mit der Landnutzungsaktivität des Menschen im jüngeren Holozän verbunden.

Die glazialen Großformen besitzen eine charakteristische Substratverteilung. Grundmoränen zeichnen sich vor allem durch sandige Geschiebemergel aus (nach Entkalkung: Geschiebelehme). Endmoränen sind durch eine Vielfalt von Substraten auf engstem Raum gekennzeichnet (z.B. Geschiebemergel/-lehme, Blockpackungen, Kiessande, lokal Schollen präquartärer Sedimente). Sander sind durch das Vorherrschen von gröberen Sandfraktionen in Endmoränennähe und von feineren Fraktionen in größerer Distanz geprägt. Eine große Verbreitung im Gebiet besitzen Seen verschiedenen genetischen, ökologischen und hydrologischen Typs sowie Moore, die summarisch als Niedermoore bezeichnet werden können (v.a. Verlandungs-, Durchströmungs-, Quell- und Kesselmoore).

Das Exkursionsgebiet gehört hydrologisch zwei Haupteinzugsgebieten an: Der Westteil (Müritz) entwässert über die Elde und Elbe zur Nordsee, während der Ostteil einerseits (Großer Fürstenseer See) zur Havel und damit über die Elbe ebenfalls zur Nordsee und andererseits (Teile der Serrahner Berge) über die Tollense und Peene zur Ostsee entwässert.

Die Dominante unter den Seen im Gebiet ist die Müritz. Mit 117 km<sup>2</sup> ist sie der größte See des norddeutschen Tieflandes und nach dem Bodensee der zweitgrößte See Deutschlands. Der Name leitet sich von altpolabisch (slawisch) "more" = "Meer" ab (Knapp et al. 1999). Die Müritz ist ein sogenannter Kombinationssee, der aus einzelnen, unter einer gemeinsamen Wasserdecke vereinigten Depressionen besteht. Diese wiederum haben einen unterschiedlichen geomorphologisch-genetischen Charakter (z.B. Rinnenseeabschnitte, Gletscherzungenbecken, lokale Toteiskessel). Der Wasserspiegel der Müritz liegt auf 62 m HN. Der See besteht aus der größeren Außenmüritz (25 m maximale Wassertiefe, 6,1 m mittlere Wassertiefe, polymiktisch) und der kleineren Binnenmüritz bei Waren/Müritz (31 m Wassertiefe, 10,3 m mittlere Wassertiefe, dimiktisch). Die Außenmüritz besitzt die trophische Beschaffenheitsklasse 2 (mesotroph), verschiedene Buchten hingegen die Klassen 3 bis 4 (eutroph bis polytroph). Die Müritz hat zwischen den 1950er und 1970er Jahren eine Phase der Eutrophierung erlebt, die durch die Einleitung nur ungenügend geklärter Abwässer durch die Anliegergemeinden verursacht wurde. Durch die technische Fernhaltung von Laststoffen (Bau von Kläranlagen) und durch fischereiliche Biomanipulation (z.B. verstärkter Zanderbesatz) hat sich in den 1980er Jahren wieder ein mesotropher Zustand etabliert (Knapp et al. 1999; Müller 1999). Die Müritz besitzt eine sehr vielfältige Pflanzen- und Tierwelt und nimmt eine besondere Rolle als Rastgewässer für Zugvögel ein. Der See ist von großer Bedeutung für den regionalen Tourismus, insbesondere für den Wassersport. Details zur Entwicklung des Sees und seiner Ufer, inklusive der Vegetations- und Besiedlungsgeschichte, werden in Abschnitt 3 dargestellt.



Abb. 1: Topographische Übersicht zum Exkursionsgebiet (Kartenquelle: http://www.gaia-mv.de). 1 = Ganztagsexkursion am 10.05.2013 "Müritz-NP: Großer Fürstenseer See und Serrahner Berge"; 2 = Halbtagsexkursion am 11.05.2013 "Südöstliches Müritzgebiet".

Großklimatisch befindet sich das Gebiet in einer ozeanisch-kontinentalen Übergangssituation (Knapp et al. 1999). Während der nordwestliche Teil mit einem Jahresniederschlag von 600-650 mm und einer Jahrestemperaturschwankung von 17-18 °C (Jahresmittel um 8 °C) unter stärker maritimem Einfluss steht, ist der südöstliche Teil mit einem Jahresniederschlag von 550-600 mm und einer Jahrestemperaturschwankung von 18-20 °C (Jahresmittel ebenfalls um 8 °C) bereits deutlich kontinentaler geprägt. Neben dieser großklimatischen Übergangssituation weist das Klima bedingt durch den hohen Anteil an Wasserflächen einige Besonderheiten im Vergleich zu den umgebenden Gebieten auf (erhöhte Luftfeuchte; günstigere ökoklimatische Wasserbilanz; verzögerte Frühjahrserwärmung, herbstliche Abkühlung und erster Schneefall; Schmidt 1962b). Ein Folge davon sind u.a. die höheren Humusvorräte der Böden im Vergleich zu den unmittelbar benachbarten Gebieten (AFSV 1995).

Rund 90 % der Böden der Mecklenburgischen Seenplatte sind anhydromorph (AFSV 1995; Abb. 3). Im Sander steht das Grundwasser meist mehrere Meter unter Flur an. Auch lehmig-sandige Grund- und Endmoränenstandorte weisen überwiegend anhydromorphe Böden auf. Vollhydromorphe Böden mit feuchtebedingter Humusund Torfakkumulation sind in allen (See-) Becken und Tälern bedeutsam.

Auf den Sandstandorten überwiegen Braunerden (Sander, Grund- und Endmoräne) und Bänderparabraunerden (Grund- und Endmoräne). Lokal sind (Gley-) Podsole ausgebildet. Die lehmigen Standorte der Grund- und Endmoränen weisen Fahlerden und Parabraunerden auf. Weitverbreitet sind Abtrags- (z.B. Regosole, Pararendzinen) und Auftragsböden (Kolluvisole), die im Ergebnis historischer und (sub-) rezenter Bodennutzung entstanden sind. Es gibt kaum Waldflächen, deren Böden nicht Ackerhorizonte, Flugsandschleier, gekappte periglaziale Decken und Kolluvien erkennen lassen (AFSV 1995).

Die heutige Vegetation der Mecklenburgischen Seenplatte wird – nach den großflächigen Aufforstungen ehemals landwirtschaftlich genutzter Flächen (v.a. Weide-/Heideland) im 18./19. Jahrhundert – durch Waldflächen bestimmt. Auf den Nichtwaldflächen erfolgt v.a. eine landwirtschaftliche Bodennutzung (auf den besser nährstoffversorgten, anhydromorphen Standorten überwiegt Ackerbau, auf den vollhydromorphen Standorten Weidewirtschaft). Die Wälder des Gebietes sind, gemessen am Hauptwaldstadium der Vegetation, großflächig naturfern. Die Kiefer hat nach Jahrhunderten unpfleglicher Bodennutzung mit 68 % den mit Abstand größten Anteil an der heutigen Waldfläche (Hartlaubhölzer/Buche, Eiche = 12 %; Rest = 20 %; AFSV 1995). Heutige Verbreitungsschwerpunkte der Kiefer sind die Sander. Buchen und Eichen sind in Grund- und Endmoränen verbreitet. Die (potenziell-) natürliche Vegetation der Mecklenburgischen Seenplatte wird großflächig von Buchenwäldern bestimmt. In den Grund- und Endmoränen herrscht der Riesenschwingel-Buchenwald vor, auf den großen Sanderflächen der Hainrispen-Buchenwald. Auf den geringer nährstoffversorgten distalen Sanderflächen und auf Flugsandstandorten wären bodenaure Buchenwälder vom Typ des Sauerklee-Blaubeer-(Stieleichen)-Buchenwaldes verbreitet (AFSV 1995).

Die Exkursionen am 10. und 11.05.2013 werden in den Müritz-Nationalpark führen. Der 1990 gegründete Park ist mit 322 km<sup>2</sup> der größte terrestrische Nationalpark der Bundesrepublik. Der Park erstreckt sich über zwei räumlich getrennte Gebiete. Der westliche, größere Teil ist das Teilgebiet Müritz (260 km<sup>2</sup>), der östliche, kleinere Teil ist das Teilgebiet Serrahn (62 km<sup>2</sup>; Abb. 4). Zwischen den Teilgebieten liegt das Stadtgebiet von Neustrelitz. Der Nationalpark ist zu 72 % von Wäldern und zu 13 % von Seen bedeckt; 8 % sind Moore und 5 % nehmen Wiesen sowie 2 % Äcker ein (LFG und MNP 2004).

Der Müritz-Nationalpark stellt einen repräsentativen Naturraumausschnitt der Mecklenburgischen Seenplatte dar und umfasst als besonders schutzwürdige Elemente (1) eine Reihe von Seentypen einschließlich ihrer Verlandungszonen, (2) einen wesentlichen Ausschnitt des Müritzufers, (3) verschiedenartige Moortypen, darunter großräumige Moorniederungen im Bereich der oberen Havel und an der Müritz sowie (4) großräumig zusammenhängende Waldökosysteme in unterschiedlichen Entwicklungsstadien. Der Gebietsschutz richtet sich auf die ungestörte Entwicklung des Naturhaushaltes und somit auf den Erhalt bzw. die Entwicklung von Naturlandschaften (Prozessschutz). Allgemein können sich nur in größeren Gebieten die naturraumtypischen Ökosysteme durch Eigendynamik voll entfalten. Es bildet sich ein Mosaik ineinandergreifender Übergänge unterschiedlicher Entwicklungsstadien dieser Ökosysteme heraus. Neben diesem räumlichen Aspekt ist auch die zeitliche Dimension von Bedeutung. Ökosysteme bedürfen zu ihrer Ausreifung einer Zeitspanne von je nach Typ mehreren Jahren, Jahrzehnten oder (z.B. bei Mooren) Jahrhunderten bis Jahrtausenden. Die Ökosysteme im Nationalpark sollen perspektivisch ihre Selbstregulation übernehmen, dabei muss die Stoffzufuhr/-entnahme (Störung) durch den Menschen weitgehend unterbleiben (LFG und MNP 2004).



Abb. 2: Ausschnitt aus der Geologischen Übersichtskarte von Mecklenburg-Vorpommern 1:500.000 im Bereich des Exkursionsgebietes (LUNG 2000). 1 = Ganztagsexkursion am 10.05.2013 "Müritz-NP: Großer Fürstenseer See und Serrahner Berge"; 2 = Halbtagsexkursion am 11.05.2013 "Südöstliches Müritzgebiet".

Farb- und Buchstabencode der hauptsächlichen geologischen Einheiten: braun = Geschiebelehm und -mergel der Grundmoränen (g), rot = Sedimente der Endmoränen (ge), gelb mit grünen Punkten = Sand und Kiessand der Sander (gfs), gelb = Dünensand (ed), violett = Schluff und Sand der glazilimnischen Becken (gl), dunkelblau = Kiessand und Sand der Oser (gfo), braune Strichelung = Niedermoortorf (Hf), braune Punkte = fluviatiler/limnischer Sand (f,l).



Abb. 3: Ausschnitt aus der Bodenübersichtskarte der Bundesrepublik Deutschland 1:1.000.000 (BÜK1000) im Bereich des Exkursionsgebietes (BGR 1998). 1 = Ganztagsexkursion am 10.05.2013 "Müritz-NP: Großer Fürstenseer See und Serrahner Berge"; 2 = Halbtagsexkursion am 11.05.2013 "Südöstliches Müritzgebiet".

Zahlen- und Farbcode: 6 (grün) = Niedermoorboden, 12 (türkisblau) = Gley der sandigen Urstromtäler und Niederungen, 17 (hellgelb) = Podsol / Braunerde-Podsol / Gley-Podsol aus sandigen Flussablagerungen, 19 (braun) = Parabraunerde / Fahlerde / Pseudogley-Parabraunerde aus Geschiebelehm, 26 (orange) = Fahlerde / Bänder-Parabraunerde / Braunerde aus sandigen Deckschichten über Geschiebelehm, 27 (violett) = Braunerde / Pararendzina / Regosol / Bänder-Parabraunerde im kleinräumigen Wechsel aus sandigen bis lehmigen Bildungen der Endmoräne, 29 (braun-hellblau gestreift) = Braunerde-Podsol / Podsol-Braunerde aus trockenen, nährstoffarmen Sanden, 32 (rotbraun) = Braunerde / Bänder-Parabraunerde aus nährstoffreichen Sanden.



Abb. 4: Müritz-Nationalpark (Kartenquelle: http://www.natur-mv.de). 1 = Ganztagsexkursion am 10.05.2013 "Müritz-NP: Großer Fürstenseer See und Serrahner Berge"; 2 = Halbtagsexkursion am 11.05.2013 "Südöstliches Müritzgebiet".

# 2. Ganztagsexkursion am 10. Mai 2013 "Müritz-Nationalpark: Großer Fürstenseer See und Serrahner Berge"

#### 2.1 Zielstellung/Hintergrund

Diese Exkursion führt in das Teilgebiet Serrahn des Müritz-Nationalparks. Thematische Schwerpunkte sind Bodenprofile und ihre Ausdeutung für paläohydrologische (v.a. am Großen Fürstenseer See) und landnutzungsgeschichtliche Fragestellungen (v.a. in den Serrahner Bergen). Ergänzend werden die Forschungsaktivitäten im Zuge der Forschungs-Vorhaben "TERENO" (Terrestrial Environmental Observatories; http://teodoor.icg.kfajuelich.de/overview-de; Zacharias et al. 2011) und "ICLEA" (Virtual Institute for Integrated Climate and Landscape Evolution Analyses; Schwab et al. 2013; http://www.iclea.de/en/home/) der Helmholtz-Gemeinschaft sowie das UNESCO-Weltnaturerbe-Gebiet "Buchenwald um Serrahn" vorgestellt.

Das Teilgebiet Serrahn des Müritz-Nationalparks weist eine Größe von 62 km<sup>2</sup> auf und zählt mit seiner landschaftlichen Komplexität und Naturnähe (insbesondere Seen, Kleinmoore und Laubmischwälder) zu den wertvollsten geschützten Gebieten im nordostdeutschen Tiefland. Das Gebiet weist eine lange Tradition sowohl als geschütztes Territorium – bereits vor der Unterschutzstellung als Nationalpark im Jahr 1990 standen große Teile des Gebietes unter Naturschutz – als auch als ein Schwerpunktraum insbesondere der bio- und landschaftsökologischen Forschung auf (Jenssen et al. 2003; Spieß und Wernicke 2013). Einen ähnlich guten Forschungs-/Kartierungsstand zu Aspekten wie beispielsweise Vegetation/Vegetationsentwicklung, Tier-, insbesondere Vogelwelt und Moorzustand sowie historische Bodenerosion weisen im nordostdeutschen Tiefland nur wenige andere Gebiete auf.

#### 2.2 Der Große Fürstenseer See und sein Einzugsgebiet

Der Große Fürstenseer See (63,4 m HN; Abb. 5) besitzt unter Einschluss des mit ihm oberflächig verbundenen Hinnensees eine Wasserfläche von ca. 250 ha, eine maximale Tiefe von 24,5 m und eine mittlere Tiefe von 6,7 m. Als ein mesotropher See mit einer herausragenden aquatischen Biodiversität, insbesondere sind hier die großflächigen Rasen von Armleuchteralgen (Characeen) zu nennen, besitzt dieser See eine besondere Bedeutung für den regionalen Natur- und Gewässerschutz (Gebel 1994; Kirschey und Oldorff 2012).

Der See ist vollständig in den Sander eingebettet, reicht aber in seinem nördlichen Teil bis auf wenige hundert Meter an die Pommersche Hauptendmoräne heran. Das Seebecken ist überwiegend von sandigen und kiessandigen glazifluvialen Sedimenten umgeben. Limnische Sedimente (Mudden, Seesande) und Torfe lagern im Seebecken bzw. in benachbarten Mooren; äolische und kolluviale Sande kommen stellenweise im Uferbereich vor. Der Große Fürstenseer See und einige benachbarte Seen liegen in einem System Nordost-Südwest streichender subglazialer Rinnen (und damit rechtwinklig zum ehemaligen Inlandeisrand), die von Nordwest-Südost streichenden Rinnen verbunden werden (LUNG 2000; Börner 2012). Wie in der unmittelbaren Umgebung sowohl palynologisch datierte limnische Schichtenfolgen (Müller 1961; Theuerkauf and Joosten 2009) als auch der Nachweis der spätpleistozänen Laacher See-Tephra an der Basis von limnischen Sequenzen (Müller 1959; Theuerkauf 2002) zeigen, kann auch für den Großen Fürstenseer See eine Entstehung durch Toteistieftauen im Spätpleistozän-Frühholozän (Kaiser et al. 2012a; Küster et al. 2012) angenommen werden. Ein flaches bis flachwelliges Umgebungsrelief mit einer Vielzahl kleinerer und größerer Toteishohlformen dominiert um den See – mit Ausnahme des nördlichen Seeteils, wo der relative Höhenunterschied auf kurzer Entfernung ca. 50 m beträgt (max. 116 m HN). Eine Vielzahl limnischer Reliefformen, wie Terrassen, Strandwälle und fossile Kliffs, bildet das Ufer des Sees (Abb. 5, 6).

Der See hat zwei Zu- und zwei Abflüsse, jeweils anthropogenen Ursprungs. Nach der hydrologischen Seeklassifikation (Mauersberger 2006) lässt sich der See als sogenannter Fließsee klassifizieren – dominant gespeist von Grundwasser aus dem obersten, unbedeckten Aquifer und von Niederschlagswasser auf die Seeoberfläche. Nur ein äußerst geringer Anteil fließt (in nassen Jahren) oberflächig zu. Die Grundwasserfließrichtung im Gebiet ist von Nordost nach Südwest (ZGI 1987). Eine Abschätzung der Form und Größe des unterirdischen Seeeinzugsgebietes zeigt eine ostschiefe Ausdehnung und, im Vergleich zum oberirdischen Einzugsgebiet (ca. 39,5 km<sup>2</sup>), eine etwa halb so große Fläche (Koch 2012).



Abb. 5: Topographie im Bereich des Großen Fürstenseer Sees mit Lage der Bodenprofile FUER3 und FUER6.



Abb. 6: Allgemeines Schema zur Uferausprägung eines Sees nach Wasserspiegelabsenkung (aus: Knapp et al. 1999).

Ein kontinuierliches Monitoring des Seewasserspiegels erfolgt seit 1985; deutlich wird ein mehrfach an- und absteigender Seespiegel (Abb. 7) und ein weitgehend negativer Trend in der Periode 1995-2010. Der mittlere Seespiegel der Periode 1985-2012 beträgt 63.4 m HN, die maximale Seespiegelamplitude in dieser Zeit 1,2 m. Die innerjährlichen Seespiegelschwankungen in dieser Zeit betragen 7-47 cm; der Mittelwert 22 cm. Das Monitoring von Grundwasserpegeln in der Umgebung zeigt, dass die Seespiegelschwankungen an Wasserspiegelschwankungen des obersten, unbedeckten Aquifers gebunden sind (Stüve 2010; Kaiser et al. 2012b; Kaiser et al. in Vorb.a).



Abb. 7: Seespiegelganglinie für den Großen Fürstenseer See im Zeitraum 1985-2012 (Daten: P. Stüve/GFZ).

In der unmittelbaren Seeumgebung dominieren Kiefernforste, die bis in die 1990er Jahre intensiv forstwirtschaftlich genutzt wurden. Auch im gesamten Einzugsgebiet dominiert Wald (63 %), ergänzt um Acker- und Grünland (18 %), Seen (13 %), Moore (5 %) und Siedlungen (1 %; Abb. 8). Weder industrielle Aktivitäten noch Wasserentnahmen fanden im Gebiet jemals in nennenswertem Umfang statt. Allerdings wurden (mindestens) in den letzten 250 Jahren durch Mühlenbau (Kniesz 2002), land- und forstwirtschaftliche Entwässerungsmaßnahmen und ein intensives Forstmanagement (Müller 1961; Zerbe and Brande 2003) die Hydrographie (Grabenbau/Initiierung von oberflächiger Entwässerung, Moorentwässerung), die Grundwasserneubildung (z.B. durch phasenhafte Ent-/Bewaldung) und damit auch die Grundwasser- und Seespiegelniveaus im Gebiet erheblich anthropogen verändert.



Abb. 8: Erstreckung und Landbedeckung des ober- und unterirdischen Einzugsgebiets des Großen Fürstenseer Sees (aus: Koch 2012, verändert).

#### 2.3 Bodenprofile am Großen Fürstenseer See

Im Zuge von paläohydrologischen Untersuchungen am Großen Fürstenseer See wurden seit 2010 im Uferbereich etwa 90 Profile (Pürckhauer-Sondierungen, Bodengruben, Moorbohrungen) aufgenommen und davon bislang 15 Profile mit Hilfe sedimentologisch-bodenkundlicher, geochronologischer (15 AMS-<sup>14</sup>C-Daten, 9 OSL-Daten) und paläoökologischer (Pollen, Makroreste) Analysen näher untersucht (Graventein 2013; Kaiser et al. in Vorb.b). Hinzu kommen aus zwei Buchten des Sees mehrere Bohrkerne mit zusammen 29 m Kernstrecke, die derzeit im Labor des Deutschen GeoForschungsZentrums Potsdam analysiert werden (Dietze et al. 2013). Die nachfolgend genannten OSL-Datierungen wurden von A. Fülling (Humboldt-Universität Berlin) angefertigt; die AMS-<sup>14</sup>C-Analysen im Labor Poznan durchgeführt. Die Pollenproben wurden durch M. Theuerkauf (Universität Greifswald) analysiert.

Im Folgenden werden zwei ausgewählte Profile aus dem Uferbereich des Sees vorgestellt, die typische Merkmale und Altersstellungen von Pedo-/Sediment-Sequenzen im Uferbereich (heutiges Supralitoral) – auch des weiteren Gebiets – zeigen.

#### Profil FUER3

Südlich des Dorfes Fürstensee befindet sich unmittelbar am See ein bewaldetes Gebiet mit Dünen und Flugsanddecken. Mehrere kleine "Kupstendünen" (wenige Meter Durchmesser, z.T. < 1 m relative Höhe, ovaler Grundriss) befinden sich hier auf einer Seeterrasse bzw. erreichen den See direkt. Das Profil FUER3 wurde auf dem seeseitigen Hang einer Kleindüne aufgenommen und besteht aus einer Sequenz äolischer, limnischer und glazifluvialer Sande. Mehrere initiale Bodenhorizonte untergliedern die äolischen und limnischen Schichten während ein gutentwickelter fossiler Gley in den basalen glazifluvialen Sanden entwickelt ist (Abb. 9, Tab. 1).



Abb. 9: Bodenprofile FUER3 und FUER6. Dargestellt ist jeweils ein schematisches Profil und ein Foto mit sedimentologischen, pedologischen und geochronologischen Angaben (aus: Kaiser et al. in Vorb.b, verändert; Fotos: K. Kaiser).

Sechs geochronologische Daten erlauben eine Altersabschätzung der lokalen Sedimentation und Bodenbildung. Nach Aussage der drei oberen OSL-Daten wurde die äolische Schicht zwischen  $1530 \pm 30$  AD und  $1690 \pm 10$  AD abgelagert. Der unterlagernde limnische Sand datiert auf  $1320 \pm 30$  AD. Dieses Datum wird durch die <sup>14</sup>C-Datierung eines Stückes Holzkohle aus der gleichen Schicht (cal AD 1259-1307) gestützt. Der unterlagernde fAh-Horizont liefernde eine (Bulk-) Datierung von cal BC 671-478. Der erhebliche Altersunterschied zwischen den beiden <sup>14</sup>C-Datierungen von ca. 800 Jahren könnte – neben dem Einfluss des alten Bodenkohlenstoffs – nicht zuletzt auch durch eine partielle Erosion des VIfAh (dafür spricht die Ausprägung der Schicht darüber) im Zuge des Seespiegelanstiegs verursacht sein.

Zur Absicherung der geochronologischen Datierungen und zum Erhalt paläoökologischer Informationen wurden drei Paläobodenhorizonte (IVfAi, VrGr+fAh, VIfAh) pollenanalytisch untersucht. Alle Proben zeigen, dass verbranntes Material die Pollenpräparate dominiert. Somit muss Feuer bei der lokalen Bodenbildung/Sedimentation eine erhebliche Rolle gespielt haben. Kiefer dominiert die Pollen in allen drei Proben, was darauf hinweist, dass Bäume dieser Art am Standort oder in unmittelbarer Nähe vorkamen. Pollen von Laubbaumarten sind entsprechend selten, doch zumindest für die obere Probe werden weitere Baumarten der Ufervegetation (Erle, Birke, Eiche, Hasel, Buche) deutlich. Der Nachweis von Getreide (Roggen) in der obersten Probe belegt, dass der IV-fAi-Horizont (entwickelt in limnischem Sand) nicht vor dem Mittelalter gebildet wurde. Folglich stützen die Pollenbefunde die geochronologischen Datierungen (Spätholozän). Allerdings verhindert die generell schlechte Pollenerhaltung eine detailliertere Interpretation der Pollenspektren.

Profil FUER3										
Relief: Düne (am Seeufer); Vegetation: Ufer(misch)wald; Höhe: 65,5 m HN; Koordinaten: 53°17'57.9"N, 13°09'02.9"E; Aufnahme-										
datum: 31.08.2010; Anmerkungen: GW-Stand bei ca. 210 cm, gesamtes Profil ist karbonatfrei										
Tiefe (cm)	Horizont	Farbe	Bodenart	Т	U	fS	mS	gS	G	GV <sup>3</sup>
	(KA5)	(Munsell)	(KA5)	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)
0-6	Of, Oh	10YR3/2	Auflage	-	-	-	-	-	0	-
6-7	Ah	10YR2/1	Ss	-	-	-	-	-	0	-
7-10	Aeh	10YR4/2	Ss	-	-	-	-	-	0	-
10-17	Bs	7.5YR4/4	Ss	-	-	-	-	-	0	-
17-40	rGo	10YR5/6	Ss	-	-	-	-	-	0	-
40-50	II"fAh" <sup>1</sup>	10YR5/4	Ss	-	-	-	-	-	0	-
50-67	rGo	10YR5/3	Ss (mSfs)	0,7	0,5	34,3	55,0	9,5	0	0,4
67-69	IIIfAi	10YR3/2	Ss	-	-	-	-	-	0	-
69-90	rGo	10YR5/3	Ss	-	-	-	-	-	0	-
90-92	IVfAi	10YR3/2	St2	0,6	6,8	23,1	35,1	34,4	0	3,0
92-111	rGr	2.5Y7/2	Ss (mSgs)	0,3	0,4	12,6	52,7	34,0	2-5	0,3
111-123	VrGr+fAh <sup>2</sup>	10YR2/1+	Ss (mSgs)	0,7	4,2	21,1	54,6	19,5	0	0,3 / 13,1
		2.5Y7/2								
123-140	VlfAh	10YR2/1	St2	0,7	5,4	22,4	52,7	18,7	0	6,7-13,7
140-155	rGr	10YR6/2	Ss	-	-	-	-	-	0	-
155-200	Go	2.5Y6/2	Su2	-	-	-	-	-	0	-
200-220+	Gr	2.5Y4/3	Ss						0	-
Bodentyp (KA5): Podsol-(Relikt-)Gley (über sehr tiefem Gley = VI fAh)										
Substratgenese: I-III = äolisch, IV-V = limnisch, VI = glazifluvial										
Bemerkungen: <sup>1</sup> äolisch verlagertes humoses Bodenmaterial ("Äolium")?, <sup>2</sup> Mix aus limnischem Sand und fossilem Boden, <sup>3</sup> Glühverlust										

Tab. 1: Analytische Parameter von Bodenprofil FUER3.

#### **Profil FUER6**

Am südlichen Seeufer befindet sich ein Strandwallfächer, der aus sechs Strandwallrücken besteht. Diese lagern teilweise auf einer Basis aus Torf. Die Strandwälle mit einer maximalen Länge von ca. 300 m und einer maximalen Breite von ca. 10 m streichen von einem fossilen Steilufer (ausgebildet im Sandersand, max. 10 m hoch) diagonal in nordöstlicher Richtung zum See. In der Nähe des Steilufers erreicht der höchste Rücken (mit dem Profil FUER6) eine Position von 65,4 m HN; dies entspricht einer Höhenlage von 2 m über dem mittleren Wasserspiegel des Sees. Der niedrigste Rücken nahe der aktuellen Uferlinie erhebt sich nur wenige Dezimeter über dem See. Die Oberfläche der langestreckten Senken zwischen den Rücken, diese sind teilweise mit Torf gefüllt, liegt bis etwa 1 m unter den Rücken. In Abhängigkeit von dieser Mikrotopographie hat sich ein gestrecktes Muster aus Trockenstandort-Vegetation (Kiefer, Eiche und Buche mit Gräsern und Kräutern) und Feuchtstandort-Vegetation (Erle und Birke mit Seggen) entwickelt. Auch an weiteren Uferabschnitten des Großen Fürstenseer Sees wurde Strandwälle beobachtet, hier allerdings nur mit 1-2 Rücken pro Standort.

Mehrere Profile wurden entlang eines Transekts, den Strandwallfächer vom See zum fossilen Steilufer querend, aufgenommen. Davon repräsentiert Profil FUER6 die höchste Strandwallposition; es wurde für weitere Analysen ausgewählt (Abb. 9, Tab. 2).

Der Strandwallkörper besteht aus 0,8 m mächtigen limnischen Sand mit einem Mittelsand-Korngrößenmaximum und einem höheren Gehalt an Grobsand. Darüber hinaus kommen Kiese und Steine vor. Die Schichtung folgt weitgehend der Rückenform (bogenförmige Schichtblätter), aber auch andere Schichtungstypen sind lokal vorhanden (z.B. Kreuzschichtung). Der limnische Sand überlagert eine Sequenz von Torf-/Paläobodenhorizonten und datiert (OSL) auf 1410  $\pm$  30 AD.

Der hochzersetzte Torf (IIfHa) datiert (<sup>14</sup>C) auf cal AD 989-1053. Diese Datierung in das Jungholozän kann näherungsweise durch pollenanalytische Untersuchungen bestätigt werden: Der *Pinus diploxylon*-Typ (*P. sylvestris*, Waldkiefer) dominiert mit > 95 % alle drei Pollenspektren, die aus den Horizonten IIfHa, IIIfAa und III fAh stammen. Dies rührt wahrscheinlich von der schlechten Pollenerhaltung (= Pollenkorrosion) her. Der *Pinus diploxylon*-Typ-Pollen ist sehr robust und auch in hochzersetztem Material noch gut erkennbar. Ein Buchen-Pollenkorn in der obersten Probe lässt darauf schließen, dass der Torf nach der Massenausbreitung der Buche in der Region (ca. cal BC 800; vgl. Jahns 2007) abgelagert wurde. Das Vorkommen von *Pediastrum* (Gattung der Grünalgen) ebenfalls in der obersten Probe verweist auf nasse Standortverhältnisse eventuell mit episodischen Überflutungen.

Unmittelbar in Profil FUER6 liefert die Torfbasis keine Hinweise auf ihre (partielle) Erosion während des nachfolgenden Seespiegelanstiegs. Die Torfoberfläche eines analog aufgebauten Profils, ca. 50 m entfernt auf dem gleichen Strandwall gelegen, zeigt hingegen deutliche Erosionsspuren. Somit könnten Torfzersetzung und eine gewisse Erosion des Torfs für den etwa 500 Jahre betragenden Altersunterschied zwischen Torf und überlagernden Strandwallsanden verantwortlich sein.

Unterhalb des Torfs befinden sich zwei (undatierte) fossile Anmoor- bzw. Humushorizonte (IIIfAa, IIIfAh), die sich in limnischem Sand entwickelt haben. Darunter wiederum folgen eine zweigeteilte, sandige Mudde und schließlich glazilimnischer Sand. Sedimentologie und Geomorphologie am Standort von Profil FUER6 stützen die Ansprache der lokalen Formengemeinschaft als Strandwallfächer (z.B. Taylor und Stone 1996; Otvos 2000; Baedke et al. 2004). Insgesamt verweist die Sediment-/Bodenabfolge auf eine komplexe Standortgeschichte: Sie reicht von einer glazilimnischen Phase an der Basis, gefolgt von einer Abfolge See (Mudde, Seesand)-relativ trockener Standort (IIIfAh)-relativ feuchter bzw. nasser Standort (IIIfAa, IIfHa)-See (Seesand) zu der gegenwärtigen Phase relativ trockener Standortverhältnisse.

Profil FUER6											
Relief: Strandwall; Vegetation: Mischwald; Höhe: 65,4 m HN; Koordinaten: 53°18'03.4"N, 13°09'43.4E; Aufnahmedatum:											
03.09.2010; Anmerkungen: GW-Stand bei ca. 200 cm, gesamtes Profil ist karbonatfrei											
Tiefe (cm)	Tiefe (cm) Horizont Farbe Bodenart T U fS mS gS 0								G	GV	
	(KA5)	(Munsell)	(KA5)	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)	
0-5	Of, Oh	10YR2/1	Auflage	-	-	-	-	-	0	-	
5-10	Aeh1	10YR2/2	Ss (mSgs)	0,3	1,5	2,2	69,7	26,3	7,6	0	
10-23	Aeh2	10YR4/1	Ss	-	-	-	-	-	0	-	
23-80	rGo	10YR6/4	Ss (mSgs)	0,2	0,4	2,7	63,5	33,1	2-5	0,4	
80-84	IIfHa	10YR2/1	Peat	0,7	8,7	10,7	54,3	25,6	0	31,9	
84-90	IIIfAa	10YR2/1	Ss (mSgs)	0,6	7,5	14,9	50,1	26,8	0	22,2	
90-120	fAh	10YR2/1	Ss (mSgs)	0,5	4,3	16,4	52,9	25,9	5	9,9-14,2	
120-140	IVfF1-rGr	2.5Y4/3	Su2	1,2	11,1	20,4	47,1	20,4	0	3,1	
140-142	fF2-rGr	10YR4/4	Su2	0,7	11,1	23,4	44,0	20,8	0	7,9	
142-200+	142-200+ VGr 2.5Y6/3 Ss (fSms) 1,3 7,9 64,8 23,8 2,2 0 0,4										
Bodentyp (KA5): (Relikt-)Gley über tiefem Erd-Niedermoor (= II fHa) über tiefem Gley (= III fAa/fAh)											
Substratgenese: I = limnisch. II = telmatisch. III-IV = limnisch. V = glazilimnisch											

Tab. 2: Analytische Parameter von Bodenprofil FUER6.

#### Seespiegelentwicklung des Großen Fürstenseer Sees im letzten Jahrtausend

Die meisten bislang analysierten Profile im Supralitoral des Großen Fürstenseer Sees zeigen eine Abfolge von liegenden glazifluvialen/-limnischen Sanden, intermediären Paläoböden und hangenden limnischen Sanden. Anhand der Höhenlage datierter wasserstandssensitiver Sedimente/Paläoböden sind Grundwasser- und Seespiegel für bestimmte Zeitpunkte rekonstruierbar. Weiterhin ermöglichen historische Daten aus den letzten Jahrhunderten (z.B. Karten, Luftbilder, Urkunden; Dreibrodt 2010; Koch 2012; Graventein 2013) die Verbindung von aus Geoarchiven abgeleiteten Seespiegeldaten mit modernen Monitoringdaten, die seit 1985 verfügbar sind (Stüve 2010). Werden die Einzelbefunde aller Datenkategorien zusammen betrachtet (Kaiser et al. in Vorb.b), so lässt sich die Seespiegelvariabilität im letzten Jahrtausend skizzieren. Darüber hinaus lassen sich unter Verwendung eines digitalen Höhenmodells Seeflächen und -volumen für historische Seespiegel berechnen (Abb. 10). Die zeitliche Auflösung der Befunde ist allerdings (noch) zu grob, um eine quasi-kontinuierliche Seespiegelkurve zu konstruieren.



Abb. 10: A – Rekonstruktion/Beobachtung bzw. Berechnung von Wasserspiegelhöhe, Wasserfläche und Wasservolumen des Großen Fürstenseer Sees für bestimmte Zeitpunkte. B – Wasserfläche (in blau) des Großen Fürstenseer Sees für das rekonstruierte historische Wasserstandsmaximum (ca. 1350 AD, ca. 66 m HN, ca. 503 ha) und das beobachtete historische Minimum (2006 AD, 62,9 m HN, ca. 234 ha). Dabei wird auch die Integration bzw. Separation von benachbarten See deutlich (aus: Kaiser et al. in Vorb.b).

Erkennbar werden Phasen relativ niedriger (ca. 1200 AD, 2000er AD) und relativ hoher Wasserspiegel (ca. 1350 AD, ca. 1780 AD, 1980er AD). Während die Seespiegelamplitude in den letzten ca. 30 Jahren 1,2 m beträgt, so beträgt sie in den letzten ca. 800 Jahren ca. 3 m. Es gibt Hinweise aus der regionalen Klima- und Landnutzungsgeschichte, dass die mittelalterliche bis neuzeitliche Seespiegeldynamik dieses dominant von Regen- und Grundwasser gespeisten Sees weitgehend vom Klima gesteuert wurde (z.B. Müller 1961; Driescher 2003; Büntgen et al. 2011).

Von besonderem Interesse ist der markante Anstieg des Sees um ca. 1350 AD. Dieser Seespiegelstand ist der wahrscheinlich Höchste des gesamten Holozäns. Wie der Bau und die Datierung der Seeterrassen und Strandwälle am Großen Fürstenseer See und an einigen Nachbarseen nahelegen, besitzt dieser Seespiegelanstieg Ereignischarakter ("Event"). Möglicherweise handelt es sich dabei um eine Folge von in der ersten Hälfte des 14. Jahrhunderts AD stattgefundenen Starkregenereignissen in Mitteleuropa (z.B. Dotterweich 2008). Die extremsten Regenereignisse des letzten Jahrtausends fanden dabei im Sommer 1342 AD statt. Sie lösten weitverbreitete und verheerende Hochwässer in Flüssen, Schichtfluten, Schluchtenreißen und Hangrutschungen aus (z.B. Bork et al. 1998; Glaser 2001). Sie führten außerdem wahrscheinlich – den Großen Fürstenseer See als Beispiel genommen – zu (kurzzeitigen?) starken Seespiegelanstiegen in Nordostdeutschland. Weitere Befunde zu säkularen Wasserstands- und Abflussveränderungen belegen eine weitgehend ähnliche Dynamik in den letzten ca. 800 Jahren in der Region mit Seespiegelanstiegen im 13./14. Jahrhundert AD (teilweise bis zum 17./18. Jahrhundert AD) und Seespiegelabsenkungen im 18./19. Jahrhundert AD. Mit Blick auf die unterschiedlichen hydrologischen Seetypen war diese Dynamik in unterschiedlichem Grad durch den Menschen beeinflusst oder auch verursacht worden, der im letzten Jahrtausend durch die Anlage von Wassermühlen und Fischwehren, den Vorflutanschluss ursprünglicher Binnenentwässerungsgebiete sowie durch Kanalbau, Moorentwässerung und Entwaldung/Wiederbewaldung ein bedeutender Faktor im Landschaftswasserhaushalt wurde (z.B. Jeschke 1990; Driescher 2003; Lorenz 2007; Bleile 2012; Kaiser et al. 2012a; Küster et al. 2012).

#### 2.4 Serrahner Berge: Überblick zur Landschaftsstruktur und Landschaftsgeschichte

#### Geologie, Geomorphologie und Böden

Das markante Relief im Gebiet um Serrahn wird durch den Endmoränenbogen der Pommerschen Haupteisrandlage (W2) gebildet (Buddenbohm et al. 2010; Abb. 11). Der regional auch als "Strelitzer Bogen" bezeichnete Endmoränenzug lässt sich in mehrere Teilbögen gliedern. Morphologisch zeichnet sich die Endmoräne durch Moränenrücken, dazwischen geschaltete Becken und zahlreiche relativ tiefe und abflusslose Kleinhohlformen aus. Im Übergangsbereich zu den angrenzenden Sanderflächen wird die Endmoräne durch kuppige Binnendünen überprägt.

Neben mosaikartig vorkommendem Geschiebemergel/Geschiebelehm werden die Höhenrücken der Endmoräne vor allem durch Blockpackungen und grobe Kiese und Sande aufgebaut. Ergänzt werden die glazigenen Sedimente durch Decksande und Ablationsmoränen. Als (zum Teil begrabene) periglaziäre Oberflächen treten Geschiebedecksande in Erscheinung. In den geschlossenen Hohlformen befinden sich rezent zum Teil periodisch wasserführende Niedermoor- bzw. Anmoorstandorte. Die heute durch Seen und Moore erfüllten Becken um den Großen Serrahnsee und den Schweingartensee werden als Gletscherzungenbecken interpretiert, welche nachträglich durch Toteisaustau in Teilbecken untergliedert wurden (vgl. Scamoni 1963; Scamoni et al. 1963).

Das natürliche Bodenformenmosaik der Endmoräne ist durch Braunerden, Parabraunerden und Fahlerden gekennzeichnet. Die ursprünglichen Böden zeigen jedoch eine deutliche Überprägung durch Bodenerosion. Während auf den Oberhängen vor allem gering entwickelte, gekappte Böden (Pararendzinen, podsolierte Regosole) vorkommen, zeigen die Senken eine zum Teil mächtige kolluviale Überprägung (vgl. Dieckmann und Kaiser 1998).

#### Spätglaziale und holozäne Vegetationsentwicklung

Nach der weichselzeitlichen Deglaziation und einer langsamen Erwärmung wanderten zuerst kältetolerante Pflanzen (u.a. Beifuß) in das Gebiet ein. In dieser Tundravegetation siedelten sich vermehrt Sträucher (Wacholder, Sanddorn, Strauchbirke) an und bildeten den Übergang zu Waldphasen mit Birke und Kiefer (Allerød). Dabei war Kiefer vor allem auf Sanderflächen vertreten, während Birke vermehrt auf Moränenstandorten vorkam (Theuerkauf und Joosten 2009). Durch erneute Kälteeinbrüche (Jüngere Dryas) kam es zum Rückgang der geschlossenen Waldbedeckung und erneutem Auftreten von Tundravegetation.

Mit zunehmender Erwärmung wanderten Birke, Kiefer und Pappel auf Dauer in das Gebiet ein bzw. breiteten sich verstärkt aus (Präboreal). Danach erreichte die Hasel das Gebiet (Boreal). Anschließend begann die Einwanderung verschiedener Laubbaumarten in zeitlich enger Folge: zunächst Ulme, Eiche und Erle, danach Linde und Esche. Die Laubbaumarten breiteten sich aus und es entwickelten sich linden- und ulmenreiche Eichenmischwälder (Atlantikum). Durch einen starken Rückgang der Ulme (verursacht durch einen Virus: Ulmensterben) und zunehmende Nutzung der Wälder begann eine Veränderung in der Artenzusammensetzung, in der dann vor allem die Eiche dominierte (Subboreal). Mit Buche und Hainbuche erreichten die letzten heimischen Laubbaumarten das Gebiet und gelangten während des Subatlantikums zur Massenausbreitung. Das jüngere Subatlantikum ist durch den drastischen Rückgang des Baumanteils und die Zunahme von Nutzflächen gekennzeichnet (vgl. Müller 1961; Schoknecht 1996).



Abb. 11: A – Geologische Übersicht der Pommerschen Haupteisrandlage (W2) bei Serrahn. B – Geologischgeomorphologischer Schnitt über die Pommersche Haupteisrandlage und angrenzende Gebiete (aus: Buddenbohm et al. 2010, verändert).

Die "Serrahner Berge" tragen seit der Mitte des 16. Jahrhunderts eine von nutzungsbedingten Auflichtungen und temporär existierenden Blößen unterbrochene, jedoch insgesamt kontinuierliche Waldbedeckung (Tempel 2003). Die mangelhafte Anbindung des Gebietes an geeignete Transportwege gilt als wesentlich für die Bewahrung der Waldbedeckung vor der oft völligen Vernichtung zugunsten der im 18. Jahrhundert bedeutsamen Glasherstellung und Teerschwelerei auf herzoglichen Besitzungen in der Region. Bis zur Mitte des 18. Jahrhunderts bestimmen Kiefern und Eichen das Waldbild. Aktuell finden sich noch einige ca. 300 Jahre alte Eichen als Zeugen dieser Waldgeneration (Heußner 2006). Die wirksame Reduzierung der Waldweide durch administrative Verbote wird als Voraussetzung für eine raumgreifende Etablierung natürlicher Buchenverjüngung angenommen. Gegen Ende des 18. Jahrhunderts und in der ersten Hälfte des 19. Jahrhunderts kommt es zur Verjüngung relikter Buchenvorkommen um Serrahn. Um 1850 zählen die Serrahner Buchenwälder zu den größten Laubholzvorkommen in der Region (Scamoni 1993). Mit Einrichtung eines Wildparks 1849 setzt die forstliche Bewirtschaftung klassischer Prägung bis zum Beginn des 20. Jahrhunderts zugunsten jagdlicher Interessen weitgehend aus. Die vorhandenen Buchen bleiben bis zur Auflösung des Wildparks 1945 trotz Hiebsreife von Nutzungen ver-

schont. In den 1950er Jahren münden erste Bemühungen um den Erhalt des Gebietscharakters im weitgehenden Schutz vor Holznutzung und schließlich in der völligen Einstellung der forstlichen Bewirtschaftung. Die Ausweisung eines Totalreservates und dessen Integration als Kernzone in ein Naturschutzgebiet ermöglichte die weitgehend ungestörte Entwicklung naturnaher Waldstrukturen (Spieß und Wernicke 2013).

#### 2.5 Bodenprofile im Raum Serrahn

Die flächenhafte Kartierung von Flugsanddecken und Kolluvien um Serrahn in den 1990er Jahren – im Zuge der forstlich-standortkundlichen Aufnahme des Gebietes – zeigte das gute landschaftsarchivalische Potenzial des Endmoränenkomplexes um Serrahn (Dieckmann und Kaiser 1998). Jedoch fehlte bisher eine zeitlich-genetische Einordnung der landschaftsprägenden Prozesse vor allem unter der Einwirkung des prähistorischen und historischen Menschen bzw. konnten keine profunden Erkenntnisse zur Siedlungs- und Landnutzungsgeschichte der Region gewonnen werden. Zahlreiche kulturhistorische Strukturen im erweiterten Umfeld, wie alte Ackerterrassen und mehrere hundert Holzkohlemeiler, geben zumindest erste archäologische Anhaltspunkte (vgl. Stöckmann 2006).

Ziel der aktuellen Untersuchungen im Gebiet ist es, an geeigneten Lokationen Boden-Sediment-Stratigraphien zu untersuchen und diese mit den Ergebnissen von palynologischen und anthrakologischen Analysen zu einer integrativen, landschaftsgeschichtlichen Synthese zu verschneiden. Auf Grundlage der Ergebnisse der forstlichen Standorterkundung bzw. der forstlichen Standortskarte sowie eigenen Vorerkundungen wurden hierzu Referenzstandorte ausgewählt und bearbeitet. In der Summe zeichnen mehrphasige Kolluvien, fossile Böden, Steinsohlen und Siedlungsgruben deutlich den menschlichen Einfluss nach (Küster et al. in Vorb.b). Anhand von zwei Bodenprofilen (Abb. 12) soll im Folgenden kurz auf die Bodenentwicklung bzw. Bodendegradation um Serrahn eingegangen werden.

#### Profil S-1

Im Übergangsbereich der Endmoräne in einen zwischengeschalteten Sander wurde in einer Senke das Profil S-1 angelegt. In basalen pleistozänen Sanden ist der spätglaziale Finowboden entwickelt (Abb. 12, Tab. 3). Hierbei ist ein besonderer Habitus des Paläobodens auffällig, wobei sich dieser am Standort – im überregionalen Vergleich mit sämtlichen bekannten Nachweisen des Finowbodens in Mitteleuropa (vgl. Kaiser et al. 2009) – durch einen hohen Anteil organischer Substanz (GV = 6,2 %) auszeichnet. Als diagnostischer Horizont lässt sich somit ein fossiler Übergangshorizont zwischen einem humosen Oberbodenhorizont und einem Verbraunungs- bzw. Verlehmungshorizont feststellen (IIfBv-fAh; Ad-hoc-AG Boden 2005). Im Hangenden folgt eine Flugsanddecke mit zahlreichen Holzkohleflittern. Eine OSL-Datierung der Flugsande verweist mit ca.  $13,4 \pm 0,6$  ka auf ein spätglaziales Akkumulationsalter (Küster et al. in Vorb.b). In der Flugsanddecke ist eine stark degradierte Braunerde entwickelt bzw. sind die Reste eines Bv-Horizontes nur noch in Fragmenten sichtbar. Die basale Abfolge pleistozäne Sande (glazifluviale Sande, Geschiebedecksand = GDS)/Finowboden/spätglaziale Flugsanddecke/Braunerde ist die typische Spätglazial-Frühholozän-Stratigraphie in mecklenburgischen Sandergebieten (vgl. Küster und Preusser 2009). Das Profil wird durch ein braunes Kolluvium abgeschlossen, in dem sich eine geringe Podsolierung oberflächennah abzeichnet. Die geringmächtige Podsolierung lässt auf ein relativ junges Alter des Kolluviums schließen, was durch eine OSL-Datierung, welche ein Akkumulationsalter des Kollviums von  $0.9 \pm 0.04$  ka aufzeigt, bestätigt wird (Küster et al. in Vorb.b).

Profil S-1	Tiefe	Horizont	рН	GV	Т	U	fS	mS	gS
	[cm]	(KA 5)	(CaCl <sub>2</sub> )	[%]	[%]	[%]	[%]	[%]	[%]
	2	Oh-Aeh	3,6	5,1	3,7	5,2	61,8	27,5	1,8
	40	М	4,4	1,7	4	4,7	62,4	27,1	1,8
	55	llfAh	4,5	1,3	2,9	2,7	73,8	19,4	1,2
	100	fAh-fBv-ilCv	4,7	0,8	2,1	2,1	72,7	21,6	1,5
	120	ilCv	4,5	0,7	1,9	1,4	78,1	17,8	0,8
Finowboden	140	IIIfBv-fAh	5,4	6,2	2,9	11,9	57,8	26,2	1,2
	180	IVrGo-ilCv	5,5	0,3	0,9	0,8	50,6	42,4	5,3

Tab. 3: Analytische Parameter von Bodenprofil S-1.

#### Profil S-4

Die Basis des Profils S-4 wird aus einer periglaziären Deckserie mit GDS gebildet (Abb. 12). An der unteren Grenze des GDS befindet sich eine Steinsohle. Im GDS ist ein Verbraunungshorizont entwickelt. Über dem genetisch zum Bv-Horizont dazugehörigen Pflughorizont (IIfAp) folgt ein kiesreiches Kolluvium (M1), in dem sich ein flachgründiger Humushorizont abzeichnet (fAh). Die OSL-Datierung des Kolluviums belegt Erosionsprozesse im Einzugsgebiet des Mückengrundes im 6. Jahrhundert AD (Küster et al. in Vorb.b). Ausgehend vom fossilen Humushorizont ist eine fundamentartige Steinsohle im Kolluvium M1 zu finden. Auffällig hierbei sind das im Planum nahezu lückenlose Arrangement sowie die fast ebenen Oberseiten der oberen Blöcke und Steine im Sinne eines Laufhorizontes. Oberhalb der fossilen Oberfläche befinden sich zwei weitere Kolluvien (M2, M3), wobei sich das Kolluvium M2 durch einen geringeren Humusgehalt und eine deutlich geringere Durchwurzelung im Vergleich zum Liegenden und Hangenden auszeichnet. Kolluvium M2 wurde während der Slawenzeit (1,46 ± 0,06 ka) abgelagert (Küster et al. in Vorb.b). Das oberflächlich anstehende Kolluvium (M3) ist nur leicht podsoliert.

Anhand der gezeigten Profile lassen sich nach der pleistozänen Bildung der Endmoräne grob zwei Hauptphasen morphologischer Aktivität erkennen. Das Spätglazial ist gekennzeichnet durch Geschiebedecksandbildung und Braunerdebildung. Die Überdeckung des Finowbodens mit Flugsand erfolgte vor ca. 13,4 ka. Die Datierung fällt exakt in den durch Küster und Preusser (2009) datierten Zeitraum der spätglazialen Flugsandbildung im ca. 18 km entfernten Sandergebiet bei Blankenförde (Mecklenburg).

Nach einer holozänen Formungsruhe im Untersuchungsgebiet greift der Mensch in den Naturraum ein. Im Zuge der spätholozänen Besiedlung und Landnutzung entblößt er durch Rodungen die Bodenoberfläche und ermöglicht Bodenerosion. Während auf den Moränenrücken bzw. an deren Oberhängen Abtrag mit Profilverkürzungen stattfindet, lagern sich in den Senken Kolluvien ab. An den hier vorgestellten Profilen wird eine Mehrphasigkeit der Erosionsprozesse angedeutet. Die spätholozäne Morphodynamik bewirkt eine deutliche Heterogenisierung der Bodenlandschaft (Küster et al. in Vorb.b). Durch die vorliegenden Erkenntnisse waldgeschichtlicher Arbeiten (vgl. Tempel 2003) ist mit einer Beruhigung des Reliefs bzw. mit stabilen Oberflächen seit dem 16. Jahrhundert zu rechnen.



Abb. 12: A – Topographie um Serrahn und Lage der Exkursionsprofile S-1 und S-4. B – Foto von Profil S-1 mit Angaben zur Lithologie und Pedologie. C – Foto von Profil S-4 mit Angaben zur Lithologie und Pedologie (Fotos: M. Küster).

#### 2.6 UNESCO-Weltnaturerbe "Buchenwald um Serrahn"

Das UNESCO-Welterbekomitee hat 2011 fünf (Rot-) Buchenwaldgebiete in Deutschland in die Liste des Welterbes aufgenommen. Damit wird das in der Slowakei und der Ukraine gelegene grenzüberschreitende Weltnaturerbe "Buchenurwälder der Karpaten" um einen deutschen Teil erweitert (Abb. 13). Die Welterbestätte heißt jetzt "Buchenurwälder der Karpaten und Alte Buchenwälder Deutschlands". Bei dem deutschen Teil handelt es sich um ausgewählte Waldgebiete der Nationalparke Hainich in Thüringen, Kellerwald-Edersee in Hessen, Jasmund und Müritz in Mecklenburg-Vorpommern sowie das Waldgebiet Grumsin im Biosphärenreservat Schorfheide-Chorin in Brandenburg. Sie repräsentieren die wertvollsten verbliebenen Reste großflächiger naturbelassener Buchenbestände in Deutschland. Natürliche Tiefland-Buchenwälder sind heute auf Deutschland beschränkt und Buchenwälder nährstoffarmer Standorte haben in den deutschen Mittelgebirgen ihren weltweiten Verbreitungsschwerpunkt. Gemeinsam mit den Buchenurwäldern der Karpaten spiegeln sie das große Spektrum der Buchenwaldtypen Europas wider. Mit der Erweiterung um die Buchenwälder in Deutschland repräsentieren die als Weltnaturerbe geschützten Gebiete die unterschiedlichen Formen und Standorte und die nacheiszeitliche Ausbreitungsgeschichte der Buchenwälder (BMU 2011).

Das Erscheinungsbild der gemäßigten Zone im mittleren und westlichen Europa wäre von Natur aus durch Buchenwälder geprägt. Die Geschichte der nacheiszeitlichen Buchenausbreitung, die enorme Konkurrenzkraft der Buche und die Vielfalt geographischer und ökologischer Typen von Buchenwäldern sind ein weltweit einzigartiges Phänomen. Mit den Buchenwäldern in Deutschland kann die nacheiszeitliche Ausbreitung der Buche von Süd nach Nord und von Ost nach West sowie das ganze Spektrum unterschiedlicher Höhenstufen von der Meeresküste über das Tief- und Hügelland bis zur oberen Waldgrenze im Mittelgebirge dokumentiert werden. Die deutschen Welterbegebiete verkörpern die für die jeweiligen Buchenwaldtypen weltweit bedeutendsten Flächen. Dabei weist jedes Gebiet spezifische Ausprägungen und standörtliche Besonderheiten auf. Mit der Anerkennung der "Alten Buchenwälder Deutschlands" als Weltnaturerbe leistet Deutschland einen maßgeblichen Beitrag zum Schutz der Buchenwälder in Europa (BMU 2011).

Im Teilgebiet Serrahn des Müritz-Nationalparks hat sich inmitten der ausgedehnten Wald- und Seenlandschaft ein alter Buchenwald erhalten, der erahnen lässt, wie die Buchenurwälder Deutschlands einst ausgesehen haben. Seit etwa 50 Jahren hat der Mensch den Wald hier nicht mehr genutzt, die Entwicklungszyklen von Buchenwäldern werden erkennbar. Im Gebiet Serrahn wird ein Tieflandbuchenwald auf basenarmen eiszeitlichen Sanden und Lehmen geschützt. Der um Serrahn vorherrschende Waldtyp ist der Perlgras-Buchenwald (Jenssen et al. 2003; Rumberger et al. 2004; von Oheimb et al. 2005). Die Größe des Weltnaturerbegebiets beträgt 268 ha. Als Jagdgebiet der Großherzöge von Mecklenburg-Strelitz waren die Wälder um Serrahn im 18./19. Jahrhundert lange Zeit forstlich nahezu unangetastet. So konnte die aus heutiger Sicht wertvolle und einmalige Waldstruktur entstehen (Tempel 2003). Bereits 1961 wurden die Wälder um Serrahn zum Naturschutzgebiet und Teilflächen zum Totalreservat erklärt und 1990 schließlich Teil des Müritz-Nationalparks. Die Seen, Moore und Offenlandstandorte bereichern die ausgedehnte Waldlandschaft und schaffen vielfältige Lebensräume. Diese Vielzahl an Biotopen ist Voraussetzung für einen großen Artenreichtum. Seltene Großvögel wie Rohrdommel und Kranich sind typisch für die wald-, wasser- und wildreiche Landschaft. See- und Fischadler haben hier ihre größte Brutdichte in Mitteleuropa. In den alten Wäldern um Serrahn findet sich eine große Vielfalt von an Totholz gebundenen Insekten- und Pilzarten (BMU 2011).



Abb. 13: Geschützte Buchenwälder (rote Punkte auf hell- und dunkelgrünen Flächen) der UNESCO-Welterbeliste in den Karpaten (Ukraine, Slowakei) und in Deutschland sowie besonders aussichtsreiche Suchräume für weitere, schützenswerte Buchenwälder (rote Ellipsen; Quelle: http://weltnaturerbe-buchenwaelder.de/de.html, Zugriff: 09.04.2013).

#### 3. Halbtagsexkursion am 11.05.2013 "Südöstliches Müritzgebiet"

#### 3.1 Zielstellung/Hintergrund

Diese Exkursion führt in das südöstliche Müritzgebiet um die Ortschaft Boek und damit in den südlichen Abschnitt des Nationalpark-Teils Müritz (Abb. 1). Thematische Schwerpunkte werden Bodenprofile und ihre Ausdeutung für die lokale jungholozäne äolische Dynamik und die Siedlungs-/Landnutzungsgeschichte sein. Darüber hinaus werden Befunde zur Entwicklung der Müritz (Seeentwicklung/Sedimentation, Paläohydrologie), zur Vegetationsgeschichte und zur Siedlungs-/Landnutzungsgeschichte in ihrem Umland vorgestellt.

Die Müritz weist eine über 200-jährige landschaftsgeschichtliche Forschungstradition auf (ältere Arbeiten: z.B. Schumacher 1790; Fromm und Struck 1864; Hurtig 1962; Voigtländer 1982). Seit der Mitte des 20. Jahrhunderts stand der See immer wieder im Mittelpunkt archäologisch-siedlungsgeschichtlicher, vegetationsgeschichtlicher und geologisch-geomorphologischer Untersuchungen. Insbesondere seit den 1990er Jahren hat sich die Zahl gut dokumentierter und vielfältig analysierter Befunde zur Landschaftsentwicklung, darunter auch zur Pedostrati-graphie von limnischen und äolischen Sediment-Boden-Sequenzen, deutlich erhöht (z.B. Schoknecht 1996; Kaiser et al. 2002; Ruchhöft 2002; Lampe et al. 2009; Küster et al. 2010).

#### 3.2 Landschaftsentwicklung im Müritzgebiet

#### Seeentwicklung/Sedimentation

Vom Westteil der Müritz (Sietower Bucht) liegen aus dem Litoral (Uferzone) und Profundal (Tiefenzone) Seebohrkerne vor, die anhand sedimentologischer, geochronologischer (<sup>14</sup>C), paläolimnologischer (Diatomeen) und paläobotanischer Analysen (Pollen, Sporen) Aussagen zur Entwicklung des Sees und seines Umlandes ermöglichen (Lampe et al. 2009). Die ununterbrochene Sedimentation im Profundal zeigt dabei, dass die Müritz (lokal) mindestens seit dem ausgehenden Pleniglazial (>14.450 cal BP) existiert (Abb. 14). Aus den Kernen und im Zusammenhang mit weiteren Daten können erhebliche Seespiegelveränderungen der Müritz rekonstruiert werden (Abb. 15). Diatomeenanalysen zeigen, dass der See während der längsten Zeit seiner Existenz einen mesotrophen Zustand besaß, dann aber im Verlauf des 19. Jahrhunderts und verstärkt im 20. Jahrhundert aufgrund der Landnutzungsintensivierung inklusive Abwasserbelastung eutrophierte (mit nachfolgender Re-Mesotrophierung seit den 1980er Jahren).

#### Paläohydrologie

Subaquatische Sedimentsequenzen der Müritz – der rezente Wasserstand liegt bei 62 m HN – belegen einen frühholozänen Tiefststand des Müritz-Seespiegels etwa 4 m unter dem heutigen Niveau (Abb. 15). Danach steigt der Seespiegel bis auf seinen mittelholozänen Hochstand im jüngeren Atlantikum auf ca. 61 m HN an und sinkt anschließend an der Grenze zum Subboreal leicht ab (Lampe et al. 2009). Unterwasserarchäologische Prospektionen im Bereich der Vipperower Burgwallinsel (Kleine Müritz) verweisen auf spätslawische Siedlungsreste ca. 1 m unterhalb des heutigen Seespiegels, und somit auf einen entsprechenden Wasserstand in dieser Zeit (Bleile 2005b). In einer Überlagerung klimatischer und anthropogener Einflüsse (Mühlenstaue, Kanalbauten; vgl. Driescher 2003; Bleile 2005a) auf das lokale und regionale Gewässernetz begründet, steigt der Seespiegel der Müritz im Zeitraum Mittelalter-Neuzeit auf seinen holozänen Höchststand (vgl. Kaiser 1998; Lampe et al. 2009). Über den Verlauf der historischen Seespiegelentwicklung existierten bis vor Kurzem abweichende Postulate bzw. Widersprüche (vgl. Kaiser 1998; Ruchhöft 2002), welche im Zuge aktueller Arbeiten aufgelöst werden konnten (Küster et al. in Vorb.c). Hierzu wurden geowissenschaftliche Befunde (Seeterrassen/limnische Sande, fossile Verlandungssäume, Strandwälle), archäologische Funde und Befunde (subaquatische Fundplätze, Funde im Gewässereinzugsgebiet) und historische Daten (Aufzeichnungen, Karten) in einer paläohydrologischen Synthese miteinander verschnitten.

An der Müritz führten die holozänen Seespiegelschwankungen bedingt durch das weitgehend flache Uferrelief zu erheblichen Wasserflächen- und Uferveränderungen (Abb. 16).



Abb. 14: Stratigraphie und Sedimentologie des Profils MÜR-2 aus der Sietower Bucht/Müritz (aus: Lampe et al. 2009).



Abb. 15: Seespiegelentwicklung der Müritz (aus: Lampe et al. 2009).



Abb. 16: Holozäne Seeflächenentwicklung der Müritz (aus: Kaiser et al. 2002, verändert).

Geomorphologische, limnogeologische, paläoökologische und archäologische Befunde von der Müritz wie auch von weiteren Seen (z.B. Kaiser 1998; Kaiser et al. 2002; Ruchhöft 2002; Lorenz 2007; Lampe et al. 2009; Bleile 2012; Kaiser et al. 2012a, 2012c; Küster et al. 2012) erlauben es, für die Mecklenburgische Seenplatte – und damit generalisierend – Aussagen zur langfristigen Seespiegelentwicklung und zu ihren Ursachen abzuleiten (Abb. 17).



Abb. 17: Spätpleistozäne und holozäne Seespiegelentwicklung für drei ausgewählte Seen der Mecklenburgischen Seenplatte. Die Rekonstruktion beruht jeweils auf geomorphologischen, limnogeologischen, paläoökologischen und archäologischen Befunden (aus: Kaiser et al. 2012c).

Im Weichselspätglazial (etwa 14.000 bis 11.500 Jahre vor heute) führten – teilweise unter Permafrostbedingungen - vermehrte Oberflächenabflüsse zu hohen Wasserspiegelständen. Zeugnis der hohen Wasserstände sind Seeterrassen und Seesedimente im Gewässerumfeld. Viele Seebecken unterlagen noch einige tausend Jahre nach dem Abschmelzen der Gletscher dem Einfluss von Resteis (Toteis), welches von Sedimenten begraben im Untergrund lagerte und mit Verzögerung austaute. Mit zunehmender Erwärmung vollzog sich in der Seeumgebung eine Vegetationsentwicklung von Kältesteppen zu geschlossenen Wäldern. Torfe unterhalb von Seesedimenten und Schichtlücken in den Seesedimenten bezeugen drei bis fünf Meter tiefere Wasserstände im Frühholozän vor etwa 11.000 Jahren. Anschließend erfolgte ein Wasserspiegelanstieg, der über weite Abschnitte des mittleren Holozäns anhielt. Der Trend steigender Seespiegel wird vor etwa 6000 Jahren durch eine Trockenphase beendet. Aufgrund anthropogen verursachter Vegetationsveränderungen (v.a. Umwandlung von Wald in Acker und Grünland) muss mit dem Beginn des Spätholozäns (entspricht dem Übergang von der Jungsteinzeit in die Bronzezeit) mit hydrologischen Wirkungen auf die Seen durch eine veränderte Grundwasserneubildung gerechnet werden. In den untersuchten Seen zeichnet sich für die Bronzezeit (um 3000 Jahre vor heute) eine Phase niedriger Wasserstände ab. Nach einem Abschnitt mit tendenziell erhöhten Wasserspiegeln vor etwa 2500 bis 1500 Jahren kommt es während des mittelalterlichen Klimaoptimums (etwa 10.-12. Jahrhundert AD) zu einem erneuten Absinken der Wasserstände. Zahlreiche slawische Fundplätze in Seen der Mecklenburgischen Seenplatte bezeugen frühbis hochmittelalterliche Wasserstände, die etwa ein bis zwei Meter unter dem heutigen Niveau lagen. Ab dem 13. Jahrhundert AD wird der Trend klimabedingt steigender Seespiegel durch die hydrologischen Auswirkungen des mittelalterlichen Wassermühlenbaus (Mühlenstau) und der großflächigen Entwaldungen im Zuge der deutschen Ostkolonisation verstärkt. Zwischen dem 13. und 18. Jahrhundert AD verharrten die Wasserstände vieler Seen auf einem Niveau, dass ein bis zwei Meter über dem gegenwärtigen Wasserspiegel lag. Abbild dieser hohen Wasserstände sind Seeterrassen und Strandwälle oberhalb des heutigen Wasserspiegels, die beispielhaft am

West- und Südostufer der Müritz ausgebildet sind (Abb. 18). Beginnend im 13. Jahrhundert und verstärkt seit dem 18. Jahrhundert wurde der Wasserhaushalt der meisten Seen erheblich anthropogen beeinflusst (Aufstau/Absenkung von Seen, Anschluss ehemaliger Binnenentwässerungsgebiete an die Vorflut, Moorentwässerung, Entwaldung/Bewaldung der Einzugsgebiete). Durch technische Bauwerke (Wehre, Schleusen, Kanäle) wurde allgemein eine stärke Regulierbarkeit des Gewässernetzes erreicht.



Abb. 18: Seeterrasse am Westufer der Müritz mit Ableitung eines historischen Wasserspiegels für das 18./19. Jahrhundert anhand historischer Quellen/Altkarten (aus: Kaiser et al. 2012c; Foto: M. Küster).

Die beschriebenen Seespiegelveränderungen sind zum einen Ausdruck der langfristigen Klimavariabilität. Zum anderen – vor allem in den letzten etwa 800 Jahren – greift der Mensch aktiv in den Wasserhaushalt ein. Demzufolge sind nicht nur klimatische Faktoren, wie z. B. Niederschlag und Verdunstung in der den Seespiegel steuernden lokalen Wasserbilanz zu berücksichtigen, sondern auch die direkten und indirekten Einflüsse infolge der anthropogenen Landschaftsnutzung.

#### Historische Bodenerosion am Ostufer der Müritz

Im Rahmen landschaftsgeschichtlicher und standortskundlicher Untersuchungen wurden Befunde erbracht, die Auskunft über die Folgen früherer Landnutzung auf Relief und Boden heute bewaldeter Flächen östlich der Müritz geben (z.B. Dieckmann und Kaiser 1998; Küster und Preusser 2009; Küster et al. 2010). Auf Grundlage einer Bodenkartierung durch die forstliche Standortskartierung im Maßstab 1:10.000 konnten entsprechende Bodenerosionsmuster für den Müritz-Nationalpark dargestellt werden (Abb. 19). Die flächenhafte Verbreitung und die Intensität der Bodenerosion nehmen dabei allgemein von den Sanderwurzeln im Norden mit abnehmender Nährkraft der Böden in Richtung der Sanderebenen und Beckensande im Süden zu.

Unmittelbar östlich der Müritz fällt ein ca. 30 km<sup>2</sup> großes Areal stärkster Überformung des ursprünglichen Boden- und Reliefinventars auf. Teile des Sanders und glazilimnische Beckenablagerungen sind hier von Dünen und Flugsanddecken bedeckt. Details zum Relief- und Bodeninventar inklusive bodenkundlichsedimentologischer und geochronologischer Analysen sowie zu den landschaftsgeschichtlichen Prozessen werden unten in Abschnitt 3.3 dargestellt.



Abb. 19: Erosionsmuster im Müritz-Nationalpark, Kartierbereich Müritz (aus: Kaiser et al. 2002).

#### Vegetationsgeschichte

Aus der Müritz sowie von ihren Randmooren und aus einem begrabenen Boden im Dünengebiet bei Boek stehen derzeit insgesamt sechs Pollendiagramme zur Charakterisierung der spätpleistozänen und holozänen Vegetationsgeschichte zur Verfügung (Schoknecht 1996; Kaiser et al. 2002; Lampe et al. 2009). Je nach Diagrammauflösung, Polleneinzugsgebiet, Lage (Wiederspiegelung unterschiedlicher Standorteigenschaften) und menschlichem Einfluss variieren etwas die jeweiligen Aussagen zur lokalen Vegetationsgeschichte.

Das Pollendiagramm MÜR-2 aus dem Profundal (Tiefenzone) der Sietower Bucht am Westufer stellt dabei mit 297 ausgezählten Proben auf etwa 15 m Sedimentkernlänge das am höchsten aufgelöste und für Aussagen zur regionalen Vegetationsgeschichte geeignetste Pollendiagramm im Gebiet dar (Lampe et al. 2009). Es erlangt eine besondere Bedeutung, weil es lückenlos den Zeitraum vom ausgehenden Pleniglazial bis in die Gegenwart dokumentiert (Abb. 20).



Abb. 20: Vereinfachtes Pollendiagramm MÜR-2 (aus: Lampe et al. 2009).

#### Siedlungsgeschichte

Bereits in den Jahren 1984/85 wurde eine Untersuchung zur ur- und frühgeschichtlichen Fundplatzverteilung im Umland der Müritz durchgeführt (Prehn 1985). Später konnte der Datenbestand im Rahmen einer interdisziplinären Bestandsaufnahme zur Entwicklung des Müritzgebietes im Holozän (Kaiser et al. 2002) ergänzt werden. Die Zahl der exakt lokalisierbaren Fundplätze ist mit etwa 400 trotz Einschränkungen bei der Fundplatzdetektion aufgrund großflächiger Waldstandorte/Sperrgebiete relativ hoch. Dabei handelt es sich fast ausschließlich um durch Oberflächenfunde und Notbergungen ermittelte Fundplätze. Systematische Ausgrabungen außerhalb der Städte erfolgten kaum. Auf verschiedenen Fundplätzen sind mehrere ur- und frühgeschichtliche Besiedlungsphasen feststellbar. Deutlich zeigen sich gravierende Unterschiede im Nachweis der ur- und frühgeschichtlichen Perioden (Abb. 21).

Etwa um 1200 AD begann die starke Einwanderung deutscher Siedler, die mehrfach bereits bestehende slawische Ortschaften zur Ansiedlung nutzten, aber auch nahezu unbewohnte Areale z.B. am Ostufer der Müritz urbar machten. Diese überwiegend erstmals im 13. Jahrhundert erwähnten Dörfer und Städte prägen das heutige Siedlungsbild. Bereits im 14. Jahrhundert erfasste eine erste Wüstungsphase das Müritz-Umland.

Anzunehmen ist, dass durch den holozänen Wasserspiegelanstieg bis zum Subatlantikum (Slawenzeit) von ca. 3 m (Abb. 15) eine Reihe mesolithischer und neolithischer Seeuferstationen unter den Seespiegel geriet. Diese nur taucharchäologisch nachzuweisenden Fundplätze bergen zusammen mit den bekannten Feuchtbodenfundplätzen ein großes siedlungsarchäologisch-landschaftsgeschichtliches Potenzial.



Abb. 21: Übersicht zur Landschaftsentwicklung im Müritzgebiet (aus: Kaiser et al. 2002).

#### 3.3 Das Dünengebiet bei Boek: Geologie, Geomorphologie und Böden

Der Kenntnisstand über das geomorphologische und quartärgeologische Grundgerüst am Ostufer der Müritz basiert vornehmlich auf Übersichtskartierungen und einzelnen genetischen Arbeiten während der 1950er und 1960er Jahre (Hurtig 1954/1955; Schmidt 1962a; Meinke et al. 1967). Im Osten ist das Gebiet geprägt durch moränale Sedimente der Eisrandlage des Pommerschen Maximalvorstoßes (W2 max.) wie zum Beispiel Geschiebemergel, Sand und zahlreiche Blockpackungen. Westlich daran schließt eine Sanderfläche an. Der distale Sander geht über in pleistozäne Beckensande. Zusätzlich zum dominierenden Höhenrücken der Pommerschen Eisrandlage mit Höhen von maximal 94 m HN bilden Dünenkörper die markantesten Geländemorphologien. Äolische Sedimentkörper werden dabei durch flache Flugsanddecken mit minimal 3 cm Schichtmächtigkeit bis zu Dünenvollformen mit maximal 12 m Mächtigkeit charakterisiert (vgl. Dieckmann und Kaiser 1998). Dünen überprägen dabei das glaziale Grundrelief im Bereich der Endmoräne und im gesamten Sandergebiet und treten vor allem in Beckenrandbereichen in Erscheinung (Abb. 22). Die meisten Dünenkörper besitzen einen kuppigen/glockenförmigen Aufriss und einen runden bis ovalen Grundriss. Weiterhin befinden sich im Gebiet lineare Formen von mehreren hundert Metern Länge, Parabeldünen und verschiedene Übergangsformen (Dieckmann und Kaiser 1998). Negativformen in Gestalt von Deflationswannen sind zum Teil durch Flugsanddecken verfüllt und zeigen unterschiedliche Größen und Formen. Periglaziäre Oberflächen sind im gesamten Untersuchungsgebiet nicht mehr existent (Dieckmann und Kaiser 1998). Die Sanderhochflächen sind durch zahlreiche geschlossene, torferfüllte Hohlformen morphologisch zergliedert und werden zu den anschließenden Seebecken zum einen durch Verlandungssäume mit harmonischem Übergang oder zum anderen durch eine Seeterrasse mit einer durchschnittlichen Höhe von etwa einem Meter über dem Seespiegel abgegrenzt.

Auf anhydromorphen Standorten unter Kiefernwald anstehende Böden können als Regosole und Podsol-Regosole klassifiziert werden (Ad-hoc-AG Boden 2005). Diese Böden verweisen auf eine relativ junge Bodenbildung, während gut entwickelte (Gley-) Podsole in den Niederungsbereichen eine kontinuierliche Bodenentwicklung widerspiegeln. Im Bereich der Endmoräne bilden Lessivés und Braunerden das potenzielle Bodenformenmosaik unter rezentem Kiefern- und Buchenwald sowie einzelnen reliktischen Eichenständen (Dieckmann und Kaiser 1998). Semihydromorphe und hydromorphe Standorte, natürlicherweise bestockt u.a. durch Erlen, werden heute vor allem als Weide- und Grünland genutzt. Korrespondierende Böden sind hier anthropogen drainierte Gleye und Niedermoore.

#### 3.4 Bodenprofile bei Boek

Durch die flächenhafte Waldbedeckung, die Staatsjagd- und die militärische Nutzung bis in die 1990er Jahre (Meßner 2009) sowie den aktuellen Gebietsstatus als Nationalpark war eine umfassende archäologische Exploration des Gebietes bisher nicht möglich. Demnach ist die Quantität archäologischer Funde relativ gering, jedoch kann im Vergleich mit geringer bewaldeten Gebieten an der Müritz eine signifikant höhere Zahl an (noch unbekannten) Fundplätzen angenommen werden (Schoknecht et al. 1999; Kaiser et al. 2002). Dennoch gibt der vorhandene Datenbestand zumindest einen wichtigen qualitativen Überblick über die holozäne Besiedlung unmittelbar am Südostufer der Müritz. Um die Wirkung der einzelnen Siedlungs- und Landnutzungsepochen geomorphologisch und bodenkundlich zu identifizieren, wurden an geeigneten Standorten Bodenprofile angelegt. Zwei der Profile im Übergangsbereich von der Eisrandlage des Pommerschen Maximalvorstoßes (W2 max.) in den vorgelagerten Sander geben einen Einblick in die sedimentologischen und bodenkundlichen Verhältnisse vor Ort.

#### Profil Ba 1

Der basale Abschnitt zeigt eine periglaziäre Deckserie mit Geschiebedecksand (GDS) und darin entwickelt den Finowboden. Der Paläoboden zeigt einen typisch höheren Anteil an Schluff im Verhältnis zum Liegenden (Abb. 22, Tab. 4). Jedoch fehlt die pedostratigraphisch erwartete hangende Braunerde in spätglazialen Flugsanden (vgl. Küster und Preusser 2009). Eine OSL-Datierung über dem Finowboden ergab ein mittelalterliches Alter (0,77  $\pm$  0,05 ka; 13. Jh.) der hangenden Flugsande (Küster et al. in Vorb.a). Der so identifizierte Hiatus muss in Deflationsprozessen noch vor der Akkumulation der anstehenden Flugsandecke begründet liegen. Der abschließende Podsol-Regosol zeigt schon deutlich eine Differenzierung zwischen einem Eluvial- und einem Illuvialhorizont und somit den finalen Übergang zu einem Podsol.



Abb. 22: A – Geologie am Südostufer der Müritz und die Lage der Exkursionsprofile. B – Foto von Profil Ba 1 mit Angaben zur Lithologie und Pedologie. C – Foto von Ba 2 mit Angaben zur Lithologie und Pedologie (Fotos: M. Küster).

Profil Ba 1	Tiefe	Horizont	рН	GV	Т	U	fS	mS	gS
	[cm]	(KA 5)	(CaCl <sub>2</sub> )	[%]	[%]	[%]	[%]	[%]	[%]
	7	Ahe+Ae	3,4	2,2	1,3	11,1	48,4	34,8	4,4
	15	ilCv-Bsh	3,6	1,4	1,4	9,7	57,2	31,7	0,0
	33	ilCv	4,5	0,4	0,3	2,1	44,8	46,8	6,0
Finowboden	43	llfBv	5,0	2,7	5,3	28,3	37,7	25,8	3,0
	100	ilCv	4,4	0,4	0,1	1,3	47,6	50,9	0,0

Tab. 4: Analytische Parameter von Bodenprofil Ba 1.

### Profil Ba 2

Das Profil Ba 2 befindet sich an einer Kuppendüne im Bereich der Sanderwurzel. Es ist aus drei Sedimenteinheiten aufgebaut, bestehend aus glazifluvialem Sand und zwei hangenden Flugsanddecken (Abb. 22). Bodenkundlich sind die Schmelzwassersande durch eine podsolierte Braunerde nachgezeichnet, welche aufgrund ihres Habitus eine längere Periode von Oberflächenstabilität und Bodenbildung widerspiegelt. In der darüber liegenden Flugsandeinheit (ca. 10 cm mächtig) ist ein schwach podsoliger Regosol entwickelt, wohingegen der anstehende Regosol der oberen Flugsanddecke deutlich stärker podsoliert ist. In der oberen Flugsanddecke wurde eine OSL-Probe entnommen. Die äolische Akkumulation am Standort fällt wie im Profil Ba 1 in das 13. Jahrhundert (0,77  $\pm$  0,05 ka). Die hangende Flugsanddecke geht in Richtung Moränenrücken in eine Dünenvollform über, welche aufgrund ihres Habitus starke Flugsandbewegungen im Umfeld des Profils widerspiegelt.

Auch am Südostufer der Müritz lässt sich somit mit Geschiebedecksand- und Finowbodenbefund das Spätglazial sedimentologisch und bodenkundlich nachweisen. Flugsande aus dem Spätglazial wurden jedoch nicht kartiert. Vielmehr zeugt der Nachweis einer mittelalterlichen Flugsanddecke über dem Finowboden (Profil Ba 1) von starken spätholozänen Deflations- und Akkumulationsprozessen, so dass ältere Flugsandeinheiten höchstwahrscheinlich durch diese abgetragen wurden. Der Finowboden scheint aufgrund seiner Eigenschaften abtragungsresistent gewesen zu sein. Die jüngste äolische Morphodynamik um Boek kann direkt auf den anthropogenen Landnutzungsdruck, wie an den vorgestellten Profilen für das 13. Jahrhundert exemplarisch vorgestellt, zurückgeführt werden. Dabei fällt auf, dass ältere holozäne Flugsande aus prähistorischer Zeit fehlen. Dass Abtragungsprozesse stattgefunden haben, konnten Küster et al. (2010) nahe der Ortschaft Zartwitz nachweisen. Hier belegen archäologische Funde auf einer erodierten prähistorischen Landoberfläche in der Bronzezeit den lokalen Siedlungseinfluss mit einhergehender Bodenerosion in Form von Deflation. Ein entsprechendes äolisches Sediment wurde jedoch nicht kartiert. Wahrscheinlich sind die älteren Flugsande in den jüngeren, historischen äolischen Phasen abgetragen und in neue Flugsanddecken und Dünen eingearbeitet worden (Abb. 23).



Abb. 23: Modell zur Profilgenese am Dünenstandort Zartwitz vom ausgehenden Weichselglazial bis heute (Küster et al. 2010).

#### 4. Literatur

Ad-hoc-AG Boden (2005): Bodenkundliche Kartieranleitung. 5. Auflage. Schweizerbart, Hannover.

- AFSV Arbeitsgemeinschaft Forstliche Standorts- und Vegetationskunde (1995): Exkursionsführer zur 57. Jahrestagung der Arbeitsgemeinschaft Forstliche Standorts- und Vegetationskunde in Mecklenburg-Vorpommern 13.09.-16.09.1995. Schwerin.
- Baedke, S.J., Thompson, T.A., Johnston, J.W., Wilcox, D.A. (2004): Reconstructing paleo lake levels from relict shorelines along the Upper Great Lakes. Aquatic Ecosystem Health & Management 7, 435-449.
- BGR Bundesanstalt für Geologie und Rohstoffe (1998): Bodenübersichtskarte der Bundesrepublik Deutschland 1:1.000.000 (BÜK1000). Hannover.
- Bleile, R. (2005a): Die Auswirkungen des spätmittelalterlichen Wassermühlenbaus auf die norddeutsche Gewässerlandschaft. In: Biermann, F., Mangelsdorf, G. (Hrsg.): Die bäuerliche Ostsiedlung des Mittelalters in Nordostdeutschland. Untersuchungen zum Landesausbau des 12. bis 14. Jahrhunderts im ländlichen Raum. Greifswalder Mitteilungen. Beiträge zur Ur- und Frühgeschichte und Mittelalterarchäologie 7, 175-192. Lang, Frankfurt.
- Bleile, R. (2005b): Ergebnisse unterwasserarchäologischer Untersuchungen in den Binnenseen Mecklenburg-Vorpommerns (2000–2004). Nachrichtenblatt Arbeitskreis Unterwasserarchäologie 11/12, 103-120.
- Bleile, R. (2012): Die Nutzung und Veränderung der Binnengewässer Nordostdeutschlands in prähistorischer und historischer Zeit ein Überblick. In: Kaiser, K., Merz, B., Bens, O., Hüttl, R.F. (Hrsg.): Historische Perspektiven auf Wasserhaushalt und Wassernutzung in Mitteleuropa. Cottbuser Studien zur Geschichte von Technik, Arbeit und Umwelt 38, 29-72. Waxmann, Münster.
- BMU Bundesministerium für Umwelt, Naturschutz und Reaktorsicherheit (2011): Deutsche Buchenwälder Weltnaturerbe der UNESCO. Ein Juwel in Europa. Berlin.
- Börner, A. (2012): Mecklenburgische Eiszeitlandschaft: Rinnenseen und Riesensteine. Quelle & Meyer, Wiebelsheim.
- Bork, H.-R., Bork, H., Dalchow, C., Faust, B., Piorr, H.-P., Schatz, T. (1998): Landschaftsentwicklung in Mitteleuropa Wirkungen des Menschen auf Landschaften. Klett-Perthes, Gotha.
- Buddenbohm, A., Granitzki, K., Brandes, J., Küster, M., Schult, M., Bornstedt, J., Schwabe, M. (2010): Der Geopark Mecklenburgische Eiszeitlandschaft – Eisrandlagen, jungquartäre Landschaftsgeschichte und Geotourismus. In: Lampe, R., Lorenz, S. (Hrsg.): Eiszeitlandschaften in Mecklenburg-Vorpommern. 72-91. Geozon, Greifswald.
- Büntgen, U., Tegel, W., Nicolussi, K., McCormick, M., Frank, D., Trouet, V., Kaplan, J.O., Herzig, F., Heussner, K.U., Wanner, H., Luterbacher, J., Esper, J. (2011): 2500 years of European climate variability and human susceptibility. Science 331, 578-582.
- Dieckmann, O., Kaiser, K. (1998): Pedologische und geomorphologische Befunde zur historischen Bodenerosion im Müritz-Nationalpark, Mecklenburg-Vorpommern. In: Asmus, I., Porada, H.T., Schleinert, D. (Hrsg.): Geographische und historische Beiträge zur Landeskunde Pommerns. 59-65. Thomas Helms-Verlag, Schwerin.
- Dietze, E., Kaiser, K., Küster, M., Graventein, H., Fülling, A., Theuerkauf, M., Brademann, B., Dulski, P., Kienel, U., Koch, P., Ott, F., Brauer, A. (2013): Reconstructing past hydrological, sedimentological and geomorphological dynamics at Lake Fürstenseer See, northeastern Germany – first results and new perspectives. In: Schwab, M.J., Lamparski, P., Brauer, A., Błaszkiewicz, M. (Eds.): 2nd Annual ICLEA Workshop 2013: Dynamics of climate and landscape evolution of cultural landscapes in the Northern Central European Lowlands since the last ice age. Abstract Volume & Excursion Guide. Scientific Technical Report STR13/04, 41. Deutsches GeoForschungsZentrum, Potsdam.
- Dotterweich, M. (2008): The history of soil erosion and fluvial deposits in small catchments of central Europe: Deciphering the long-term interaction between humans and the Environment A review. Geomorphology 101, 192-208.
- Dreibrodt, J. (2010): Historische hydrologische Veränderungen im Einzugsgebiet des Großen Fürstenseer Sees bei Neustrelitz, Mecklenburg-Vorpommern. Bachelorarbeit, Universität Potsdam.
- Driescher, E. (2003): Veränderungen an Gewässern Brandenburgs in historischer Zeit. Studien und Tagungsberichte 47. Potsdam.
- Fromm, L., Struck, C. (1864): Die Müritz. Archiv für Landeskunde in den Großherzogtümern Mecklenburg und Revue der Landwirtschaft 14, 1-48.
- Gebel, M. (1994): Limnologische Untersuchungen am Großen Fürstenseer See / Hinnensee unter besonderer Berücksichtigung der Makrophytenvegetation. Diplomarbeit, Universität des Saarlandes Saarbrücken.
- Geinitz, E. (1913): Die großen Schwankungen der norddeutschen Seen. Die Naturwissenschaften 1, 665-670.
- Glaser, R. (2001): Klimageschichte Mitteleuropas: 1000 Jahre Wetter, Klima, Katastrophen. Primus, Darmstadt.
- Graventein, H. (2013): Geomorphologische und sedimentologisch-bodenkundliche Befunde zur Paläohydrologie des Großen Fürstenseer Sees im Müritz-Nationalpark (Mecklenburg-Vorpommern). Diplomarbeit, Universität Marburg.
- Heußner, K.-U. (1996): Dendrochronologische Auswertung von Holzproben einer Serrahner Eiche. Unveröff. Arbeitsbericht. Deutsches Archäologisches Institut, Berlin.

- Hilgers, A. (2007): The chronology of Late Glacial and Holocene dune development in the northern Central European lowland reconstructed by optically stimulated luminescence (OSL) dating. Dissertation, Universität Köln.
- Hurtig, T. (1954/55): Zur Frage des letztglazialen Eisabbaus auf der mecklenburgischen Seenplatte. Wissenschaftliche Zeitschrift der Ernst-Moritz-Arndt-Universität Greifswald, Mathematisch-naturwissenschaftliche Reihe 4, 659-666.
- Hurtig, T. (1962): Die Großseen-Landschaft Mecklenburgs. In: Deutsche Akademie der Landwirtschaftswissenschaften zu Berlin (Hrsg.): Beiträge zur Erforschung Mecklenburgischer Naturschutzgebiete I: Beiträge zur Erforschung des Naturschutzgebietes "Ostufer der Müritz". 11-18. Berlin.
- Glaser, R. (2001): Klimageschichte Mitteleuropas: 1000 Jahre Wetter, Klima, Katastrophen. Primus, Darmstadt.
- Jahns, S. (2007): Palynological investigations into the Late Pleistocene and Holocene history of vegetation and settlement at the Löddigsee, Mecklenburg, Germany. Vegetation History and Archaeobotany 16, 157-169.
- Jenssen, M., Hofmann, G., Rütz, A., Stöcker, G. (2003): Ergebnisse waldkundlicher Selbstorganisations-forschung im NSG Serrahn mit Bedeutung für eine naturnahe Waldbewirtschaftung. Natur und Naturschutz in Mecklenburg-Vorpommern 38, 43-51.
- Jeschke, L. (1990): Der Einfluss der Klimaschwankungen und Rodungsphasen auf die Moorentwicklung im Mittelalter. Gleditschia 18, 115-123.
- Kaiser, K. (1998): Die hydrologische Entwicklung der Müritz im jüngeren Quartär Befunde und ihre Interpretation. Zeitschrift für Geomorphologie N.F., Supplement 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.
- Kaiser, K., Hilgers, A., Schlaak, N., Jankowski, M., Kühn, P., Bussemer, S., Przegietka, K. (2009): Palaeopedological marker horizons in northern central Europe: characteristics of Lateglacial Usselo and Finow soils. Boreas 38, 591-609.
- Kaiser, K., Lorenz, S., Germer, S., Juschus, O., Küster, M., Libra, J., Bens, O., Hüttl, R.F. (2012a): Late Quaternary evolution of rivers, lakes and peatlands in northeast Germany reflecting past climatic and human impact – an overview. E&G Quaternary Science Journal 61, 103-132.
- Kaiser, K., Friedrich, J., Oldorff, S., Germer, S., Mauersberger, R., Natkhin, M., Hupfer, M., Pingel, P., Schönfelder, J., Spicher, V., Stüve, P., Vedder, F., Bens, O., Mietz, O., Hüttl, R.F. (2012b): Aktuelle hydrologische Veränderungen von Seen in Nordostdeutschland: Wasserspiegeltrends, ökologische Konsequenzen, Handlungsmöglichkeiten. In: Grünewald, U., Bens, O., Fischer, H., Hüttl, R.F., Kaiser, K., Knierim, A. (Hrsg.): Wasserbezogene Anpassungsmaßnahmen an den Landschafts- und Klimawandel. 148-170. Schweizerbart, Stuttgart.
- Kaiser, K., Germer, S., Küster, M., Lorenz, S., Stüve, P., Bens, O. (2012): Seespiegelschwankungen in Nordostdeutschland: Beobachtung und Rekonstruktion. System Erde – GFZ-Journal 2/1, 62-67.
- Kaiser, K., Koch, P.J., Mauersberger, R., Stüve, P., Dreibrodt, J., Bens, O. (in Vorb.a): Detection and attribution of lakelevel dynamics in the Mecklenburg Lake District (northeast Germany) during the last decades.
- Kaiser, K., Küster, M., Fülling, A., Theuerkauf, M., Graventein, H., Koch, P., Dietze, E., Bens, O., Brauer, A. (in Vorb.b): Littoral landforms and pedosedimentary sequences indicating late Holocene lake-level changes in northern central Europe – a case study from northeast Germany.
- Kirschey, T., Oldorff, S. (2012): Ergebnisse des "Naturkundlichen Tauchens" 2012 im Großen Fürstenseer See im Nationalpark Müritz. Unveröff. Bericht. Tauchclub Nehmitzsee e.V., Rheinsberg/Mark.
- Knapp, H.D., Voigtländer, U., Grundmann, L. (Hrsg.) (1999): Das Müritzgebiet: Ergebnisse der landeskundlichen Bestandsaufnahme im Raum Waren, Klink, Federow und Rechlin. Werte der deutschen Heimat 60. Böhlau, Weimar.
- Kniesz, J. (2002): Mühlen in Mecklenburg-Strelitz. In: Erstling, E., Saß, F., Schulze, E. (Hrsg.): Mecklenburg-Strelitz Beiträge zur Geschichte einer Region. Band II. 204-238. Steffen, Friedland.
- Koch, P. (2012): Seespiegeldynamik in Nordostdeutschland im Bereich der mecklenburgischen-brandenburgischen Seenplatte. Trends, Ursachen, Auswirkungen. Diplomarbeit, Universität Marburg.
- Küster, M., Preusser, F. (2009): Late Glacial and Holocene aeolian sands and soil formation from the Pomeranian outwash plain (Mecklenburg, NE-Germany). E&G Quaternary Science Journal 58, 156-163.
- Küster, M., Ulrich, J., Fülling, A., Schwabe, M. (2010): Geoarchäologische Befunde zur Landschaftsgeschichte an einem Dünenstandort bei Zartwitz, Lkr. Müritz. Archäologische Berichte aus Mecklenburg-Vorpommern 17, 54-60.
- Küster, M., Janke, W., Meyer, H., Lorenz, S., Lampe, R., Hübener, T., Klamt, A.-M. (2012): Zur jungquartären Landschaftsentwicklung der Mecklenburgischen Kleinseenplatte: Geomorphologische, bodenkundliche und limnogeologische Untersuchungen am Krummen See bei Blankenförde (Mecklenburg). In: Nationalparkamt Müritz (Hrsg): Forschung und Monitoring 3, 1-78. Geozon, Greifswald.
- Küster, M., Fülling, A., Kaiser, K., Ulrich J. (in Vorb.a): Aeolian sands and buried soils in the Mecklenburg Lake District, NE Germany: Holocene land use history and pedo-geomorphic response.
- Küster, M., Fülling, A., Schult, M., Nelle, O., Preusser, F., Schroedter, T. (in Vorb.b): Geomorphological and hydrological response to Late Holocene climate change and human impact A case study from NE Germany.

- Küster, M., Ruchhöft, F., Schmidt, B., Bleile R., Fülling, A. (in Vorb.c): Die Seespiegelentwicklung der Müritz in den letzten 1200 Jahren – Eine geoarchäologische Synthese.
- Lampe, R., Lorenz, S., Janke, W., Meyer, H., Küster, M., Hübener, T., Schwarz, A. (2009): Zur Landschafts- und Gewässergeschichte der Müritz. Umweltgeschichtlich orientierte Bohrungen 2004-2006 zur Rekonstruktion der nacheiszeitlichen Entwicklung. In: Nationalparkamt Müritz (Hrsg.): Forschung und Monitoring 2, 1-92 S. Geozon, Greifswald.
- Lorenz, S. (2007): Die spätpleistozäne und holozäne Gewässernetzentwicklung im Bereich der Pommerschen Haupteisrandlage Mecklenburgs. Dissertation, Universität Greifswald.
- LUNG Landesamt für Umwelt, Naturschutz und Geologie Mecklenburg-Vorpommern (2000): Geologische Karte von Mecklenburg-Vorpommern Übersichtskarte 1:500.000. Güstrow.
- Lüthgens, C., Böse, M., Preusser, F. (2011): Age of the Pomeranian ice-marginal position in northeastern Germany determined by Optically Stimulated Luminescence (OSL) dating of glaciofluvial sediments. Boreas 40, 598-615.
- Mauersberger, R. (2006): Klassifikation der Seen für die Naturraumerkundung des nordostdeutschen Tieflandes. Archiv für Naturschutz und Landschaftsforschung 45 (3/4), 51-89.
- Meinke, D., Richter H., Schulze, J. (1967): Die Terrassenbildungen im Bereich der Oberseen und der Kleinseen des Müritzgebietes. Diplomarbeit. Humboldt-Universität zu Berlin.
- Meßner, G. (2009): Geschichte der Müritz-Nationalparkregion. Wegwarte, Speck.
- Müller, H.M. (1959): Spätglaziale Tuffablagerungen in südostmecklenburgischen Mooren. Geologie 8, 788-789.
- Müller, H. (1961): Pollenanalytische Untersuchungen im Bereich des Meßtischblattes Thurow/Südostmecklenburg. Dissertation, Universität Halle/Saale.
- Müller, A. (1999): Die Müritz. Die Geschichte einer Landschaft und ihrer Bewohner rund um Deutschlands größten Binnensee. Waren/Müritz.
- LFG und MNP Landesamt für Forsten und Großschutzgebiete Mecklenburg-Vorpommern und Nationalparkamt Müritz (2004): Müritz-Nationalpark Nationalparkplan. Leitbild und Ziele. Malchin und Hohenzieritz.
- Otvos, E.G. (2000): Beach ridges definitions and significance. Geomorphology 32, 83-108.
- Prehn, B. (1985): Die ur- und frühgeschichtliche Fundplatzverteilung im Umland der Müritz sowie ihre besiedlungs- und landschaftsgeschichtliche Aussage. Diplomarbeit, Humboldt-Universität Berlin.
- Rinterknecht, V., Braucher, R., Böse, M., Bourlés, D., Mercier, J.-L. (2010): Late Quaternary ice sheet extents in northeastern Germany inferred from surface exposure dating. Quaternary Science Reviews 44, 89-95.
- Ruchhöft, F. (2002): Der Wasserstände der "Oberen Seen" (Mecklenburg) in historischer Zeit. Greifswalder Geographische Arbeiten 26, 197-200.
- Rumberger, M., Münzenberger, B., Bens, O., Ehrig, F., Lentzsch, P., Hüttl, R. (2004): Changes in diversity and storage function of ectomycorrhiza and soil organoprofile dynamics after introduction of beech into Scots pine forests. Plant and Soil 264, 111-126.
- Scamoni, A. (1963): Geologie, Oberflächengestaltung, Gewässer. In: Scamoni, A. (Hrsg.): Natur, Entwicklung und Wirtschaft einer jungpleistozänen Landschaft dargestellt am Gebiet des Messtischblattes Thurow (Kreis Neustrelitz). Teil I: Geographische, standörtliche und vegetationskundliche Grundlagen, Ornithologie und Wildforschung. Wissenschaftliche Abhandlungen der Deutschen Akademie für Landwirtschaften zu Berlin 56, 15-24. Berlin.
- Scamoni, A. (1993): Das Meßtischblatt Thurow. Geschichte der Wälder seit Mitte des 18. Jahrhunderts. Wildpark. Neustrelitz.
- Scamoni, A., Grosser, K. H., Hofmann, G., Passarge, H. (1963): Naturräumliche Gliederung. In: Scamoni, A. (Hrsg.): Natur, Entwicklung und Wirtschaft einer jungpleistozänen Landschaft dargestellt am Gebiet des Messtischblattes Thurow (Kreis Neustrelitz). Teil I: Geographische, standörtliche und vegetationskundliche Grundlagen, Ornithologie und Wildforschung. Wissenschaftliche Abhandlungen der Deutschen Akademie für Landwirtschaften zu Berlin 56, 57-90. Berlin.
- Schmidt, H. (1962a): Zur Geologie und Morphologie des Naturschutzgebietes "Ostufer der Müritz". In: Deutsche Akademie der Landwirtschaftswissenschaften zu Berlin (Hrsg.): Beiträge zur Erforschung Mecklenburgischer Naturschutzgebiete I: Beiträge zur Erforschung des Naturschutzgebietes "Ostufer der Müritz". 18-32. Berlin.
- Schmidt, H. (1962b): Einige Bemerkungen zum Makroklima des Naturschutzgebietes "Ostufer der Müritz". In: Deutsche Akademie der Landwirtschaftswissenschaften zu Berlin (Hrsg.): Beiträge zur Erforschung Mecklenburgischer Naturschutzgebiete I: Beiträge zur Erforschung des Naturschutzgebietes "Ostufer der Müritz". 42-45. Berlin.
- Schmidt. H. (1966): Gletscherrandbildungen und Schmelzwasserspuren im Großseenland. Heimatkundliches Jahrbuch des Bezirkes Neubrandenburg 1, 83-99.
- Schmidt, H. (1969): Zur Geomorphologie. In: Bezirk Neubrandenburg und ILN (Hrsg.): Das Naturschutzgebiet Serrahn: Ergebnisse der Erforschung eines Reservates mit vielfältiger Naturausstattung, Natur und Naturschutz in Mecklenburg-Vorpommern. Sonderheft, 17-22. Putbus/Rügen.
- Schoknecht, T. (1996): Pollenanalytische Untersuchungen zur Vegetations-, Siedlungs- und Landschaftsgeschichte in Mittelmecklenburg. Beiträge zur Ur- und Frühgeschichte Mecklenburg-Vorpommerns 29. Lübstorf.

- Schoknecht, U., Schlimpert, G., Voigtländer, U., Kniesz, J., Wilski. E. (1999): Historische Entwicklung. In: Knapp, H.D., Voigtländer, U., Grundmann, L. (Hrsg.): Das Müritzgebiet: Ergebnisse der landeskundlichen Bestandsaufnahme im Raum Waren, Klink, Federow und Rechlin. Werte der deutschen Heimat 60, 27-45. Böhlau, Weimar.
- Schumacher, C.W.C. (1790): Über den sogenannten Röbelschen Wald unter dem Wasser in der Müritz. Monatschrift von und für Mecklenburg 3, 246-251.
- Schwab, M.J., Lamparski, P., Brauer, A., Błaszkiewicz, M. (Eds.) (2013): 2nd Annual ICLEA Workshop 2013: Dynamics of climate and landscape evolution of cultural landscapes in the Northern Central European Lowlands since the last ice age. Abstract Volume & Excursion Guide. Scientific Technical Report STR13/04. Deutsches GeoForschungs-Zentrum, Potsdam.
- Spieß, H.-J., Wernicke, P. (2013): Serrahn Weltnaturerbe im Müritz-Nationalpark. Natur+Text, Rangsdorf.
- Stöckmann, M, (2006): Kulturhistorisch-ökologische Raumstrukturen als Grundlage landschaftsplanerischer Zielstellungen am Beispiel Mecklenburg-Vorpommerns. Dissertation, Universität Rostock.
- Stüve, P. (2010): Die Wasserhaushaltssituation der letzten 40 Jahre im Raum der Neustrelitzer Kleinseenplatte. In: Kaiser, K., Libra., J., Merz, B., Bens, O., Hüttl, R.F. (Hrsg.): Aktuelle Probleme im Wasserhaushalt von Nordostdeutschland: Trends, Ursachen, Lösungen. Scientific Technical Report STR10/10, 206-211. Deutsches GeoForschungs-Zentrum, Potsdam.
- Taylor, M., Stone, G.W. (1996): Beach-ridges: A Review. Journal of Coastal Research 12, 612-621.
- Tempel, H. (2003): Die Waldentwicklung in den Serrahner Bergen bis zur Einrichtung des Wildparks Serrahn 1849. Natur und Naturschutz in Mecklenburg-Vorpommern 38, 26-33.
- Theuerkauf, M. (2002): Die Laacher See-Tephra in Nordostdeutschland: Paläoökologische Untersuchungen mit hoher zeitlicher und räumlicher Auflösung. Greifswalder Geographische Arbeiten 26, 171-174.
- Theuerkauf, M., Joosten H. (2009): Substrate dependency of Lateglacial forests in north-east Germany: untangling vegetation patterns, ecological amplitudes and pollen dispersal in the past by downscaling regional pollen. Journal of Biogeography 36, 942-953.
- Voigtländer, U. (1982): Die Landschaftsentwicklung am Ostufer der Müritz. Natur und Naturschutz in Mecklenburg 18, 39-61.
- von Oheimb, G., Tempel, H., Westphal, C. Härdtle, W. (2005): Structural pattern of a near-natural beech forest (Fagus sylvatica) (Serrahn, North-east Germany). Forest Ecology and Management 212, 253-263.
- Zacharias, S., Bogena, H., Samaniego, L., Mauder, M., Fuß, R., Pütz, T., Frenzel, M., Schwank, M., Baessler, C., Butterbach-Bahl, K., Bens, O., Borg, E., Brauer, A., Dietrich, P., Hajnsek, I., Helle, G., Kiese, R., Kunstmann, H., Klotz, S., Munch, J.C., Papen, H., Priesack, E., Schmid, H.P., Steinbrecher, R., Rosenbaum, U., Teutsch, G., Vereecken, H. (2011): A network of terrestrial environmental observatories in Germany. Vadose Zone Journal 10, 955-973.
- Zerbe, S., Brande, A. (2003): Woodland degradation and regeneration in Central Europe during the last 1,000 years a case study in NE Germany. Phytocoenologia 33, 683-700.
- ZGI Zentrales Geologisches Institut (Hrsg.) (1987): Hydrogeologische Kartierung 1:50.000 (HK50). Berlin.

## 5. Verzeichnis der Teilnehmer

- 1. Jan Boerma, Leusden/NL 2. Bodo Damm, Universität Vechta 3. Peter Felix-Henningsen, Universität Gießen Manfred Frechen, LIAG Hannover 4. 5. Horst Gerke, ZALF Müncheberg 6. Jürgen Heinrich, Universität Leipzig 7. Wilfried Hierold, ZALF Müncheberg 8. Holger Joisten, SLULG Freiberg 9. Annette Kadereit, Universität Heidelberg 10. Knut Kaiser, GFZ Potsdam Sebastian Knoll, Universität Würzburg 11. 12. Axel Kunz, GEOsoil Runkel 13. Judith Kunz, GEOsoil Runkel 14. Mathias Küster, Universität Greifswald 15. Bernhard Lucke, Universität Erlangen 16. Michael Menke, Universität Würzburg 17. Sascha Meszner, Technische Universität Dresden 18. Simon Meyer-Heintze, Universität Würzburg 19. Susann Müller, Universität Frankfurt/M. 20. Christian Opp, Universität Marburg 21. Daniela Sauer, Technische Universität Dresden 22. Matthias Schwabe, Nationalparkamt Müritz 23. Armin Skowronek, Universität Bonn 24. Tobias Sprafke, Universität Würzburg 25. Peter Stüve, GFZ Potsdam 26. Birgit Terhorst, Universität Würzburg Heinrich Thiemeyer, Universität Frankfurt/M. 27. 28. Stephan Vitzethum, Universität Erlangen 29. Hans-Michael Weicken, Universität des Saarlandes Saarbrücken 30. Michael Wirner, Landesforst Mecklenburg-Vorpommern Friedrichmoor
- 31. Wolfgang Zech, Universität Bayreuth