

Die Entwicklung einer Düne während der letzten 12 000 Jahre Untersuchungsergebnisse von Groß Lieskow (Stadt Cottbus) in der Niederlausitz

von Felix Bittmann, Wünsdorf-Waldstadt und Clemens Pasda, Erlangen

1. Einleitung

In den letzten Jahren wurden in Polen zahlreiche Untersuchungen zur Entstehung und Entwicklung von Dünen durchgeführt (z.B. Borowka et al. 1986, 306–307, Böse 1991, 23, Brodzikowski u. van Loon 1991, 102, Cichosz-Kostecka et al. 1991, 45–49, Kobusiewicz et al. 1987, Konecka-Betley 1977, 1991, 102, Kozarski 1978, Liedtke 1981, 172–176, Manikowska et al. 1987, Pyritz 1972, 104–107, Schild 1979). Aus Brandenburg sind solche Untersuchungen seltener (z.B. de Boer 1992, 120–122, 1994). Sie datieren den Beginn und die deutlichste Phase der Dünenbildung in das Weichselspätglazial und führen weitere Phasen der Aufwehung und Umbildung für den darauffolgenden Zeitraum bis zum Mittelalter an. Durch die archäologischen Arbeiten des Brandenburgischen Landesmuseums für Ur- und Frühgeschichte in den Braunkohletagebauen der Niederlausitz konnte 1996 in der Gemarkung Groß Lieskow im unmittelbaren Vorfeld des Tagebaus Cottbus-Nord der stratigraphische Aufbau einer Düne untersucht werden. Sie weist Bodenbildungen auf, die durch äolische Sande getrennt werden und zum Dünenfuß in organische Ablagerungen, wie Mudden und Torfe, übergehen. Diese Schichten ließen sich über ¹⁴C-Daten, paläobotanische Untersuchungen und archäologische Funde zeitlich einordnen.

2. Stratigraphischer Aufbau der Düne

Im Liegenden, unterhalb von 58 m NN, befinden sich Ablagerungen des Baruther Urstroms (Abb. 1, 14), die nach Kühner (1997) während der Entstehung des Reicherskreuzer Sanders der 1. Rückzugsstaffel des Brandenburger Stadiums gebildet wurden. Auch die darüber bis ca. 62 m NN folgenden Sande und Kiese (Abb. 1, 13) gehören noch in das Weichselhochglazial. Sie wurden von der Spree in Form flacher Sandbänke mit einzelnen Kieslagen schwemmfächerartig während der 2. Rückzugsstaffel des Brandenburger Stadiums nach Norden ins Baruther Urstromtal geschüttet (Kühner 1997).

Bei etwa 62 m NN folgt ein über mehrere hundert Meter horizontal verfolgbarer, maximal 10 cm dicker Torf. Die ¹⁴C-Daten einer Torfprobe und je drei einzelnen Hölzern aus dem Torf ergaben ein Alter von etwa 12.300 bis 12.000 a BP (Tab. 1). Das zu alt erscheinende ¹⁴C-Datum um 13.000 a BP einer zweiten Torfprobe kann durch die Beimengung präquartärer Pflanzenreste erklärt werden, die an der Basis des Torfes in höherem Anteil auftraten. Bei diesem Torf handelt es sich um die von Kühner (1997) erwähnte „Liegende Mudde“, aus der zwei gleich alte ¹⁴C-Daten vorliegen (s. Beitrag Kühner, Hiller u. Junge in diesem Band). Jüngste Untersuchungen, Warvenzählungen in Verbindung mit Pollenanalysen in den Eifelmaaren (Arbeitsgruppe Negendank, Potsdam, und Litt, Bonn, Litt et al. 1999) und im Hämelsee, NW-Deutschland (Merkt u. Müller 1997) ergeben genauere Vorstellungen über die Dauer der einzelnen Phasen im Spätglazial. Danach dauerte das Alleröd insgesamt 670 Jahre (625 Jahre im Hämelsee), die Ältere Dryas-Zeit 180 Jahre, das Bölling nur 140 Jahre, die Älteste Dryas-Zeit 130 Jahre und das Meien-dorf 620 Jahre. Eine befriedigende ¹⁴C-Datierung dieser Abschnitte wird durch zahlreiche spätglaziale ¹⁴C-Plateaus erschwert. Da eine Trennung in die einzelnen Phasen im vorliegenden Profil nicht erkennbar ist, wird die „Liegende Mudde“ nach den ¹⁴C-Daten von Groß Lieskow mit dem Bölling *s.l.* (Bard et al. 1993, 198) korreliert.

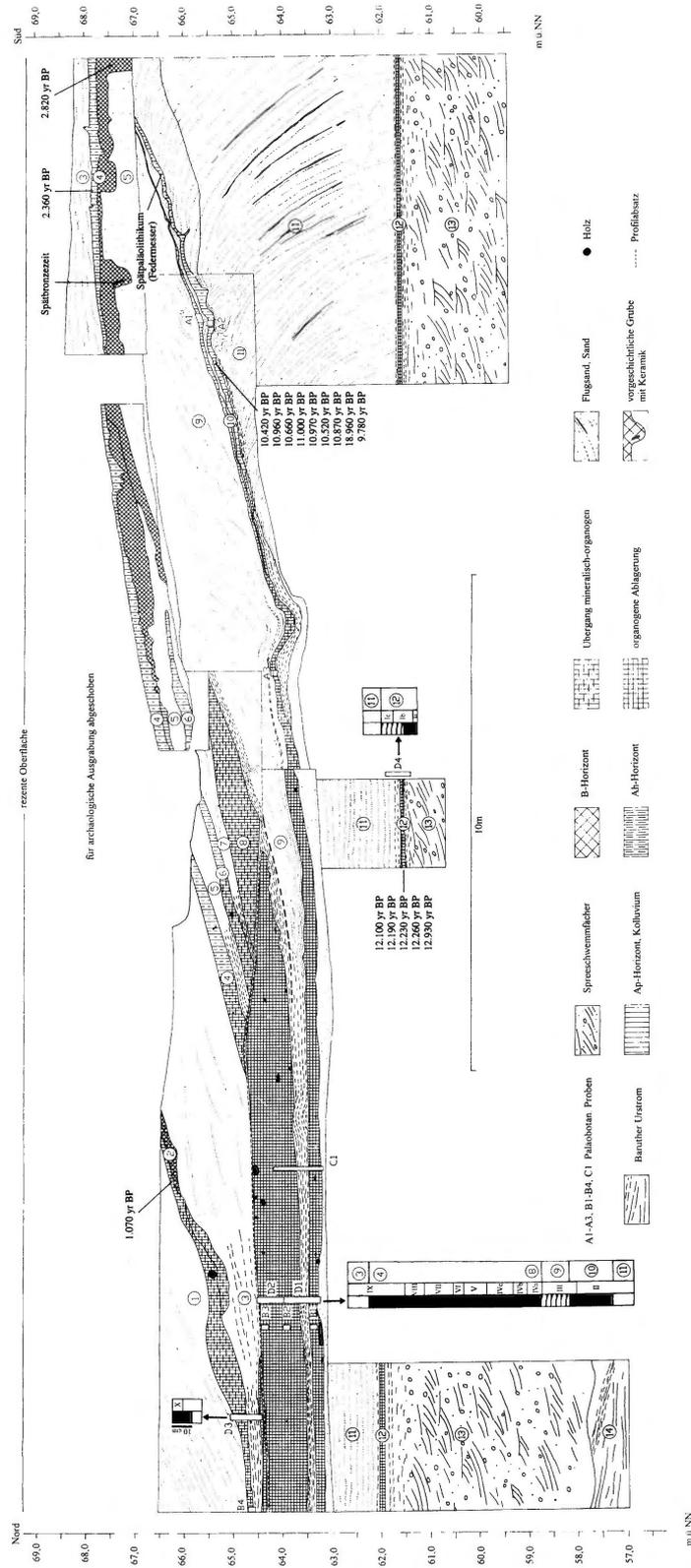


Abb. 1. Stratigraphie der Düne (Datierung durch Altersangaben in ¹⁴C a BP und Pollenanalyse für D1-4 (Firbaszonen la-X, geologische Horizonte 3-12).

Im Hangenden der böllingzeitlichen Torfmudde folgen zuerst dunklere Mittel- und Grobsande, die an der Basis bis 3 cm dicke Torfmuddebänder enthalten. Möglicherweise ist hiermit die Bildung einer flachen Sandbank auf den Torfen belegt. Darüber folgen äolische Sande (Abb. 1, 11), im unteren Bereich mit Schluffbändern, die die Aufwehung einer mindestens 5 m hohen Düne zeigen. Auf dieser bildete sich ein Nanopodsol (Abb. 1, 10). Er besteht aus fleckigen Lagen humosen, schwarzgrauen Feinsandes mit Holzkohlen, an der Basis aus grauen, schwach schluffigen, entschichteten Sanden. Ähnliche Böden beschreiben aus Polen Cichosz-Kostecka et al. (1991, 49), Konecka-Betley (1977, 52–55, 1991, 102), Manikowska (1991, 136) oder Schild (1979, Fig. 49, 1984, 227) sowie Rohdenburg u. Meyer (1968, 175) aus dem Alleröd Nordwestdeutschlands, Clausen u. Hartz (1988, 19–20) aus Schleswig-Holstein, Stapert u. Veenstra (1988, 3) und Arts (1988, 289) als Usseloboden aus den Niederlanden.

In diesem Boden konnten fast 2.000 Feuersteinartefakte der spätpaläolithischen Federmesserguppen gefunden werden (Pasda im Druck), die aus archäologischer Sicht alleröd- bis frühjungdryaszeitlich datiert werden (Bokelmann, Heinrich u. Menke 1983, 230, Bos u. Janssen 1996, Deeben 1995, Fischer 1991, Fig. 11.10, Fischer u. Tauber 1986, Gob 1988, 229–232, Schild 1979, 806, 1984, 211–212, Taute 1963, 104). Aus dem Fundhorizont ausgesiebte, dreidimensional eingemessene, maximal 38 cm vertikal streuende Holzkohlen, bei denen es sich ausschließlich um *Pinus*-Reste handelt, ergaben ^{14}C -Alter zwischen etwa 11.000 und 10.300 a BP (Tab. 1). Sie liegen damit im späten Alleröd und der frühen Jüngerer Dryas-Zeit (Bard et al. 1993, 198, Broecker 1992, 135, Klatkova 1991, Fig. 2, Wohlfahrt 1996, 271 u. 275, Zbinden et al. 1989, 800). Zwei Proben aus den am tiefsten liegenden Entnahmestellen ergaben ein weichselhochglaziales sowie ein frühholozänes ^{14}C -Alter und sind wohl durch Grundwasser (Wagner 1995, 83–84) oder lateral durch allochthonen Kohlenstoff aus jüngeren Torfen (Hiller, Eissmann u. Litt 1991, 28) kontaminiert. Diese gemessenen Altersangaben korrelieren mit ^{14}C -Daten aus stratigraphisch gleichen Böden in Polen (Cichosz-Kostecka et al. 1991, 49, Konecka-Betley 1991, 102, Manikowska 1991, 136, Schild 1979, Tab. 1) und den Niederlanden (Arts 1988, Tab. 2). Allerdings wurden dort auch ^{14}C -Daten zwischen 11.700 und 11.000 a BP ermittelt, die aus Groß Lieskow fehlen. Sie konnten aber auch 1–2 km weiter südlich festgestellt werden (s. Beitrag Gautier in diesem Band). Der Nanopodsol von Groß Lieskow geht zum Dünenfuß in Torfe über, die der „Hangenden Mudde“ (s. Beitrag Kühner, Hiller u. Junge in diesem Band) entsprechen.

Somit bleibt festzuhalten, daß eine erste Dünenbildung im Zuge der Älteren Dryas-Zeit zwischen dem Bölling und dem Alleröd stattfand, wobei die Zuweisung der ^{14}C -Daten zu Vegetationsereignissen nicht unproblematisch ist (Wohlfahrt 1996, 280). Dies entspricht nicht der Aussage z. B. von Böse (1991, 21–24), die zwischen Oder und Elbe die Älteste Dryas-Zeit als Hauptzeit der Dünenbildung angibt, oder der von Kozarski u. Nowaczyk (1991, 118), die für Nordwestpolen gleiches in der Jüngerer Dryas-Zeit annehmen. Wie lange die Aufwehung der Düne dauerte und unter welchen Umweltbedingungen sie stattfand, kann nicht sicher beurteilt werden. Hochpräzisionsmessungen an Pappelholz in der Laacher See-Tephra (LST) ergaben ein mittleres ^{14}C -Alter von 11.065 ± 20 a BP (Baales, Bittmann u. Kromer 1998) für den Eruptionszeitpunkt. Das entspricht einem Alter von 13.050–13.190 cal BP (nach der Kalibrationskurve von Hughen u.a. 1998). Die Warvenchronologie in der West-Eifel gibt für die LST ein Alter von 12.880 cal BP, die $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Laserdatering 12.900 ± 560 a BP (v. d. Bogaard 1995). Nach der Eruption dauerte das Alleröd noch ziemlich genau 200 Jahre, sowohl in den Maaren als auch am Hämelsee. Nach den ^{14}C -Daten aus Schicht 10 müßte damit der Beginn der Bodenbildung spätestens mit dem Ausbruch des Laacher See-Vulkans zeitlich zusammenfallen. So zeigt bereits die Unterkante von Schicht 10, als Mudde am tiefergelegenen Nordfuß der Düne (Teilprofil D1, Abb.1), ein fortgeschrittenes Alleröd, d.h. die Anwehung reichte noch in das Alleröd hinein, wurde aber dann durch die dichter werdende Vegetationsdecke gestoppt. Die zunächst im Alleröd abgelagerte Mudde zeigt zumindest einen zeitweisen hohen Grundwasserspiegel und/oder feuchte Klimabedingungen, die die Dünenbildung verhinderten (Böse 1991, 16). Nach den anderen Untersuchungen in diesem Gebiet sind aber sehr komplexe Verhältnisse an-

Tab. 1. ^{14}C -Daten aus der Düne von Groß Lieskow

Schicht	Material	Nummer	^{14}C -Alter
12	Torf	HD19236	12.928±75 a BP
	Torf	HD19237	12.258±70 a BP
	Holz	HD19292	12.228±46 a BP
	Holz	HD19269	12.193±64 a BP
	Holz	HD19293	12.092±45 a BP
10	mit Sand vermischte Holzkohlen	LZ1346	18.960±180 a BP
	mit Sand vermischte Holzkohlen	LZ1350	11.000±110 a BP
	mit Sand vermischte Holzkohlen	LZ1349	10.970±80 a BP
	mit Sand vermischte Holzkohlen	LZ1352	10.960±80 a BP
	mit Sand vermischte Holzkohlen	LZ1347	10.870±105 a BP
	mit Sand vermischte Holzkohlen	LZ1349	10.660±80 a BP
	mit Sand vermischte Holzkohlen	LZ1351	10.520±100 a BP
	mit Sand vermischte Holzkohlen	LZ1353	10.420±100 a BP
	mit Sand vermischte Holzkohlen	LZ1345	9.780±75 a BP
4	Holzkohle aus arch. Befund	HD18651	2.822±38 a BP
	mit Sand vermischte Holzkohlen	HD18748	2.364±30 a BP
2	mit Sand vermischte Holzkohlen	HD18805	1.072±31 a BP

zunehmen: so scheinen hier im Alleröd um 11.500 ^{14}C a BP Dünen aufgeweht worden zu sein (Beispiel Groß Lieskow), während es 1 km weiter südlich schon zur Bodenbildung auf Dünensand kam (s. ^{14}C -datierte Feuerstelle im Beitrag Gautier in diesem Band). Daneben waren auch großräumig feuchte und sumpfige Flächen (s. Beitrag Kühner, Hiller u. Junge in diesem Band) vorhanden.

In Groß Lieskow folgen über Schicht 10 mindestens 2 m mächtige äolische Sande (Abb. 1, 9). Da sie den liegenden Boden nicht abgetragen haben, sollten sie nach dessen absoluter Datierung in die Jüngere Dryas-Zeit gehören. Die Jüngere Dryas-Zeit dauert absolut 1.200–1.700 Jahre (Goslar et al. 1993, 292–293, Rozanski et al. 1992, 77), nach den Untersuchungen in den West-Eifelmaaren 1.080 Jahre (Litt et al. 1999). Den Sanden von Schicht 10 folgen weitere (Abb. 1, 7 u. 5), durch organische Ablagerungen (Abb. 1, 8 u. 6) getrennte Sande. Da alle im Hangenden gekappt sind, ist ihre Zeitstellung nicht sicher zu beurteilen. Nach der Pollenanalyse repräsentieren sie jedoch einen großen Teil des Holozäns.

Bei der Schicht, die sämtliche Schichten des Liegenden kappt, handelt es sich um einen podsolierten Braunerde-Ranker (Abb. 1, 4). Dessen B-Horizont zeichnete etwa 180 Gruben, wahrscheinlich eines Speicherareals, nach, die durch Keramikfunde in die Spätbronzezeit zu stellen sind. Aus dem Inhalt einer Grube entnommene Holzkohle erbrachte ein kalibriertes ^{14}C -Datum von 1.005–910 v. Chr., eine aus dem A-Horizont des Bodens ausgesiebte Holzkohleprobe ergab 405–390 v. Chr. (Abb. 1). Die weit auseinanderliegenden Daten sind durch eine erst später erfolgte Bodenbildung, deren lange Dauer oder das ^{14}C -Plateau zwischen 800–400 v. Chr. (Wagner 1991, 87) zu erklären. Durch den Eingriff des Menschen in der Spätbronzezeit erfolgte also eine starke Umbildung der Düne(n), wie sie auch für die letzten 5.000 Jahre aus Polen belegt und beschrieben wurde (Kozarski u. Nowaczyk 1991, 118, Manikowska 1991, 139, Szczypek u. Wach 1991, 172). Dieser anthropogene Eingriff sollte in Form von Rodung mit Entblößung des Bodens und anschließender Deflation abgelaufen sein.

Schicht 4 ist von mindestens 1 m mächtigen äolischen Sanden bedeckt (Abb. 1, 3), ähnlich wie im wenige Kilometer entfernten Gräberfeld der Lausitzer Kultur bei Klein Lieskow (Buck 1982). Auf diesen Sanden entwickelte sich der letzte Boden (Abb. 1, 2). Aus ihm ausgesiebte Holzkohlen ergaben ein kali-

briertes ^{14}C -Datum von 975–1.015 n. Chr. (Abb. 1). Wahrscheinlich dieselbe Schicht ließ sich 60 m weiter nach Süden verfolgen. Hier war sie als deutlicher Podsol ausgebildet, der eine ins Spätmittelalter zu datierende Scherbe enthielt. Zuletzt bilden wiederum mächtige äolische Sande (Abb. 1, 1) die heute landschaftsprägende, 4–7 m über die Niederung hinausragende Düne. Diese mittelalterlichen Dünenumbildungsphasen beschreiben Magalowski u. Nowel (1982) und Nowel, Atanasov u. Erd (1972, 417) aus dem Vorfeld des Tagebaus Cottbus-Nord sowie in jüngster Zeit Krauskopf (im Druck) aus dem benachbarten Tagebau Jänschwalde.

3. Pollen- und makrorestanalytische Untersuchungen

Für die Untersuchungen standen verschiedene Proben zur Verfügung. Bei den Proben A1 und A2 handelte es sich um größere Holzkohlestücke von *Pinus* (Kiefer) aus allerödzeitlichem, torfigem Sand, z.T. sehr schlecht erhalten. Die Probe A3 diente makrorestanalytischen Untersuchungen und bestand aus zwei etwa 15 cm hohen Blöcken, die jeweils zweigeteilt wurden. Der obere Block (13 cm × 7 cm × 4 cm) war von schwarzer Farbe, sehr naß und sandig. In beiden Teilproben war die organische Substanz stark zersetzt, so daß sich keine Früchte und Samen erhalten haben, lediglich reichlich Holzkohleflitter, Radicellen und kleinere Holzstückchen wurden registriert.

Auf Grund der Pollenanalysen am Teilprofil D1 dürfte dieser Teil der organogenen Ablagerung bereits in die Jüngere Dryas-Zeit gehören.

Der untere Block (15 cm × 6 cm × 4 cm) bestand im wesentlichen aus einer braunen, plattigen Grobdebris-Mudde (aus Cyperaceen-, *Menyanthes* und *Phragmites*-Resten) mit sehr vielen Pflanzenstengeln, Rhizomen und Blattscheiden. Der unterste und oberste Zentimeter waren schwarz (stark zersetzt) und sandig.

Lediglich die untere Teilprobe dieses Blockes enthielt Früchte, Samen und andere identifizierbare Reste wie reichlich vorhandene *Drepanocladus aduncus*-Blättchen (auf Grund starker Zersetzungserscheinungen keine größeren Moosfragmente, Tab. 2). Insgesamt sind die Taxa einer Ufervegetation zuzuordnen und zeigen zumindest die Nähe eines offenen bzw. temporären Gewässers an, z.B. *Cristatella*-Statoblasten. Die nachgewiesenen Gehölze mit *Betula*, *Pinus*, *Salix* und *Populus* ergaben das für das Alleröd typische Inventar.

Tab. 2. Makroreste der unteren Teilprobe A3 (x = vorhanden, xxx = sehr häufig)

Probe GLK Volumen (ml)	A3b oben 200	A3b unten 80
<i>Betula pubescens</i> (Fruchtschuppen)	16	-
<i>Betula</i> sp. (Früchte)	76	3
<i>Betula</i> sp. (Knospenschuppen)	12	-
<i>Pinus sylvestris</i> (Antheren)	12	3
<i>Pinus sylvestris</i> (Nadelspitzen)	58	4
<i>Pinus sylvestris</i> (Samenflügelragmente)	2	-
<i>Populus tremula</i> (Knospenschuppen)	26	36
<i>Salix</i> sp. (Knospenschuppen)	4	5
<i>Carex lasiocarpa/riparia</i> (Utriculus)	2	2
<i>Carex</i> sp., bicarpellat (Nüßchen)	2	-
<i>Carex</i> sp., tricarpellat (Nüßchen)	52	2
<i>Comarum palustre</i> (Nüßchen)	4	-
<i>Equisetum</i> sp. (Epidermis)	-	x
<i>Galium uliginosum</i> (Teilfrüchte)	4	-
<i>Menyanthes trifoliata</i> (Samen)	160	18

Probe GLK Volumen (ml)	A3b oben 200	A3b unten 80
<i>Phragmites australis</i> (Karyopsen)	12	3
<i>Poa</i> cf. <i>trivialis</i> (Karyopsen)	4	-
<i>Typha latifolia</i> (Früchte)	36	9
<i>Typha</i> sp. (Früchte)	-	2
<i>Thelypteris palustris</i> (Fiederfragmente)	xxx	-
<i>Drepanocladus aduncus</i> (bebl. Stämmchen)	x	xxx
<i>Cristatella mucedo</i> (Statoblasten)	-	2
Ameisenmandibeln	-	2

Für eine erste, grobe Datierung der organogenen Ablagerungen wurden die Proben B1 bis B4 (Abb. 1) in Form von 15 cm langen Profilblöcken entnommen. Jeweils zwei Proben im Abstand von 10 cm wurden für die Pollenanalyse aufbereitet und ausgewertet. Dabei zeigte sich, daß das gesamte Holozän in den Ablagerungen enthalten ist. Daraufhin wurde ein durchgehendes Profil für detaillierte Untersuchungen entnommen (D1 bis D4, Abb. 1). Erste Ergebnisse für D1, D2 und D4 werden hier präsentiert. Das Teilprofil D3 wird im Rahmen einer Diplomarbeit am Albrecht v. Haller-Institut für Pflanzenwissenschaften/Abteilung für Palynologie und Quartärwissenschaften der Universität Göttingen untersucht. Aus diesem Teil liegen jedoch erste Makrorestanalysen der Siebrückstände der Pollenproben vor.

3.1 Stratigraphie im Bereich des Pollenprofils

D 3 (Länge 72 cm, Abb.1)

- 0–17 cm: Sand mit organischen Lagen
 - 0–5 cm: hellgelber Sand, Probe 1 cm mit *Sphagnum palustre*-Blättchen, *Rumex*-Antheren und einigen *Juncus*-Samen
 - 5–6,5 cm: kompakte organogene Lage
 - 6,5–8 cm: humoser, grau-brauner Sand
 - 8,5–10 cm: kompakte organogene Lage
 - 10–17 cm: schwarzfleckiger, grau-brauner Sand, mehr oder weniger stark torfig
- 17–25 cm: kompakter, schwarzer, stark zersetzter Radicellen-Niedermoortorf, wenig Sand (einzelne makroskopisch erkennbare Körner)
- 25–38 cm: grau-weißer Sand, schwarzfleckig, senkrecht verlaufende Wurzelbahnen mit wenig, stark zersetztem, organischem Material
- 38–59 cm: hellgelber Sand, schwarzfleckig, mit Wurzelbahnen, viele Feinwurzeln (Radicellen)
- 59–72 cm: dunkelbrauner Niedermoortorf, stark zersetzt, mit deutlichen Hinweisen auf telmatisch/limnische Verhältnisse
 - 59–61 cm: feinsandig, mit litoralen Cladoceren, Chironomiden und Bryozoen (*Plumatella*)
 - 61–68 cm: fein tonig, schluffig, einzelne makroskopische Sandkörner, zahlreiche *Juncus*-Samen und Radicellen, mit Cladoceren, Chironomiden, Bryozoen.

D 2 (seitlich versetzt, mit D3 etwas überlappend, Länge 58 cm)

- 0–58 cm: Niedermoortorf, z.T. mit größeren Holzkohlestücken und -lagen, oberste 4 cm nicht verwendbar
 - bis 12 cm: noch telmatisch/limnisch
 - 12–48 cm: ± stark zersetzter Niedermoortorf, trockener, 12–15 cm etwas sandig, 15–18 cm weniger sandig und bis 58 cm keine Cladoceren und Chironomiden, ab 18 cm ohne makroskopisch erkennbaren Sandanteil
 - 21–45 cm: ± stark zersetzter Radicellentorf, hoher Anteil an Holzkohle (schwarze Färbung), Probe 25 cm fast zu 100 % aus Holzkohleflittern zusammengesetzt, 30, 35 und 40 cm Hauptbestandteil Holzkohle, ab 45 cm weniger
- ab 48 bis 58 cm: sehr stark zersetzter Radicellentorf, extrem hohe Pollenkonzentration

D 1 (Länge 73 cm, an D2 anschließend)

- 0–5 cm: faseriger, fein-mittelsandiger Radicellen-Torf, relativ trocken, ohne Cladoceren und Chironomiden
 - 5–30 cm: grobfaseriger, ± stark zersetzter, plattiger Niedermoortorf, dunkelbraun-schwarz, mit *Menyanthes*-Samen
 - 5–9 cm: telmatisch/limnisch, zahlreiche Chironomiden
 - 9–12 cm: Übergang zu *Sphagnum*-Torf, stark zersetzt, mit zahlreichen Farnsporangien
 - 12–14 cm: *Sphagnum*-Torf (*Sphagnum teres*)
 - 14–16 cm: *Sphagnum*-Radicellen-Torf (*S. teres*, *S. Sektion Subsecunda*), viele Farnsporangien
 - 16–18 cm: Laubmoos-Radicellen-Torf mit *Sphagnum teres*, relativ naß (viele Cladoceren/Chironomiden)
 - 8–30 cm: sehr kompakt, stärker zersetzt, zumindest zeitweise offenes Wasser
- 30–32,5 cm: Übergang zu *Sphagnum*-Torf, mit Sandkörnern, zahlreiche Cladoceren/Chironomiden
- 32,5–35,5 cm: heller, schwach zersetzter *Sphagnum*-Torf, *S. Sektion Subsecunda*
- 35,5–50 cm: weiße Sandbänder im Wechsel mit gering sandigen, organischen Lagen, wenige Cladoceren/Chironomiden
 - 50–56 cm: stark zersetzter Niedermoortorf (nur feinste Reste übrig), etwas sandig
 - 56–65 cm: faseriger Laubmoos-*Sphagnum*-Torf (*Sphagnum teres*, *Calliergon stramineum*), Grobdetritus
 - 65–66 cm: Radicellen-Laubmoostorf mit *Sphagnum teres*)
 - 66–73 cm: Radicellen-Laubmoostorf, dunkelbraun bis schwarz, sehr viel *Menyanthes*-Samen (*Drepanocladus aduncus*, wohl flutend), Feindetritus (limnisch, *Cladocera* und *Chironomidae*), Übergang zum Sand (im Liegenden)

D 4 (Länge 44 cm, Auswertung bis 30 cm, durch bis zu 5 m Sand von D1 getrennt)

- 0–9 cm: grauer Sand, nahezu steril, zahlreiche Pilzfruchtkörper und amorphe Pyritkugeln
- 9–23 cm: humos gebänderter, grauer Sand, durchgehende Bänder (1 mm) bei 12, 16, 18,5 cm, ein Band (1 cm) bei 20,5–21,5 cm, mit Cladoceren/Chironomiden, erhöhter Anteil umgelagerter Pollen
- 23–24 cm: Radicellen-Laubmoostorf, schwarz, Grobdetritus aus Borke, Hölzchen, Blattresten, Epidermen, viel *Climacium dendroides*
- 24–25 cm: Radicellen-Laubmoostorf (*Homalothecium nitens*, *Climacium dendroides*)
- 25–28 cm: Laubmoostorf (vor allem *Homalothecium nitens*, daneben *Brachythecium mildeanum*, *Climacium dendroides*)
- 28–31,5 cm: oliv-braune Tonmudde, stark tertiär geprägt
- 31,5–34 cm: hellgrauer Sand mit zwei humosen Bändern
- 34–44 cm: hellgrauer Sand mit wenigen dunklen (humosen) Flecken

3.2 Auswertung und Darstellung

Für die Untersuchungen wurden die organischen Schichten lückenlos beprobt und die Proben (1 ml) bis zur Bearbeitung eingefroren. Bei der Aufbereitung im Labor anfallende Siebrückstände der einzelnen Proben wurden makrorestanalytisch untersucht. Dabei wurden auch Reste von Cladoceren (nicht quantitativ), Chironomiden, Bryozoen u.a. ausgelesen und bestimmt. In den Pollenspektren erfolgte zusätzlich die Ansprache der Pilz- und Algenreste sowie nicht näher identifizierter Reste nach den Arbeiten von v.Geel und Mitarbeitern (Bakker u. Smeerdijk 1982, v.Geel 1972, 1976, 1978, v.Geel u. v.d.Hammen 1978, v.Geel et al. 1981, 1983, 1989, 1994, Kuhry 1985, 1997, Pals et al. 1980, Ralska-Jasiewiczowa u. v.Geel 1992, Smeerdijk 1989, v.d.Wiel 1982, Willemsen et al. 1996). Die Kurve „diverse Aquatics“ ist die Summe verschiedener Reste, meist nicht identifizierte Algencysten und/oder Reste aquatischer Wirbelloser, die deutliche Anzeiger eines aquatischen Milieus darstellen.

Für die Darstellung des Pollendiagramms wurden die beiden mächtigen Sandpakete Schicht 3 und 11 (Abb.1) auf 10 cm Profillänge reduziert. Anstelle des noch nicht untersuchten Teilprofils D3 sind die beiden Pollenspektren des Profilblockes B4 gezeichnet. Dadurch ergeben sich die folgenden Profiltiefen: erste Probe: 0 cm, zweite Probe aus B4: 10 cm, D2: 20 cm bis 71 cm, D1: 75 cm bis 147 cm und D4: 157 cm bis 176 cm. Die Berechnung der Pollenprozentage beruht auf der Gesamtpollensumme terrestrischer Taxa ohne *Cyperaceae* und Sporen, Konzentrationen (Stücke/ml) sind als Balken dargestellt.

Profil Groß Lieskow, GLK 203

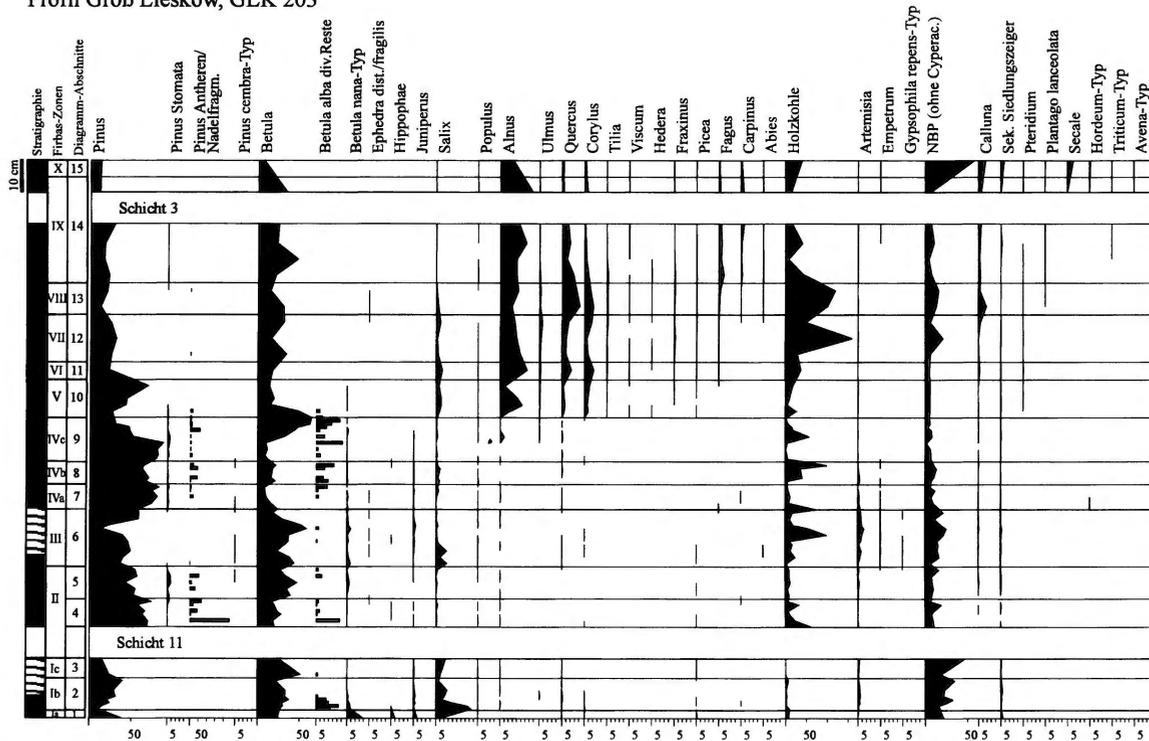


Abb. 2. Vereinfachtes Pollendiagramm der Teilprofile D1, D2 und D4.

Diagrammbeschreibung (Abb. 2)

Da direkt am Profil keine ^{14}C -Datierungen vorgenommen wurden, erfolgen die Altersangaben nach Behre u. Kucan (1994, 93), um eine ungefähre Einordnung der einzelnen Abschnitte zu erhalten, für die Jüngere Dryas-Zeit nach Hughen et al. 1998. Bei den prä-allerödzeitlichen Abschnitten bestehen große Unterschiede zwischen Datierungen und Warvenchronologien aufgrund zahlreicher ^{14}C -Plateaus. Daher werden hier keine zeitlichen Grenzen angegeben. Die Angaben über die absolute Dauer der einzelnen Zonen in Warven-Jahren stammen aus Merkt u. Müller (1997).

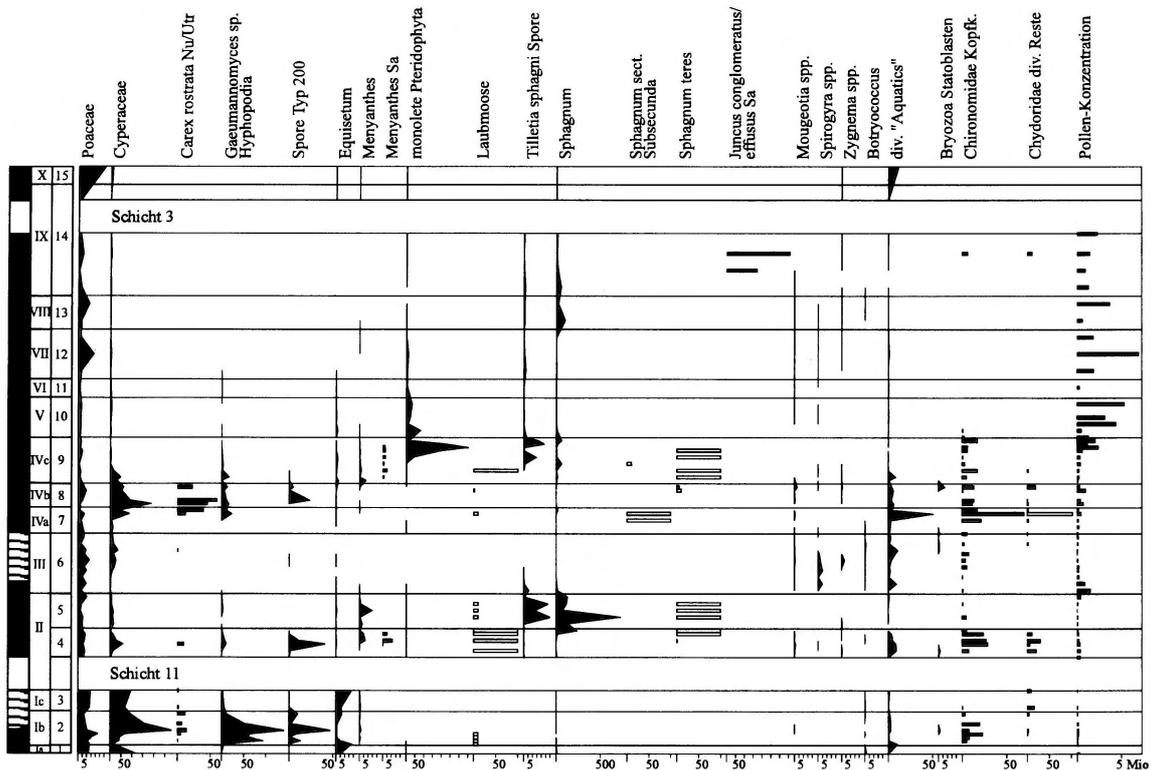
DA 1 (Diagrammabschnitt 1), 174–176 cm, Älteste Dryas-Zeit?, (Firbas-Zone Ia).

Dieser Abschnitt ist gekennzeichnet durch einen hohen Anteil umgelagerter Sporomorphe, vor allem aus dem Tertiär, eine geringe Pollenkonzentration und schlechte Erhaltung. Hohe *Betula nana*-, *Hippophae*- und *Juniperus*-Werte sind typisch sowohl für den Übergang vom Pleniglazial in das Meiendorf-Interstadial als auch für das Meiendorf selbst.

DA 2, 165–176 cm, Bölling *s.l.* (Firbas-Zone Ib).

Eine Abgrenzung von Meiendorf, Älteste Dryas-Zeit und Bölling ist nicht möglich. Der kontinuierliche Anstieg der *Pinus*-Kurve in diesem Abschnitt könnte die Ausbreitung der Kiefer im Gebiet bereits zu dieser Zeit nahelegen. Die geringe Pollenkonzentration, deutliche Hinweise auf Umlagerungen bzw. Fernflug und das Fehlen von *Pinus*-Spaltöffnungen in den Spektren (erst im Alleröd) sprechen jedoch eher dagegen. Weiterhin werden die höchsten *Pinus*-Werte erst in den sandigen Lagen über dem kompakten Laubmoostorf erreicht. Diese Sande wurden äolisch transportiert und sind bereits als Zeiger für die klimatisch schlechteren Bedingungen der Älteren Dryas-Zeit zu werten.

^{14}C -Daten um 12.200 a BP (Tab. 1, Schicht 12)



DA 3, 157–165 cm, Ältere Dryas-Zeit (Firbas-Zone Ic).

Durch den Rückgang des Baumpollenanteils, vor allem *Pinus*, und den Anstieg der NBP-Kurve wird die abnehmende Bewaldungsdichte deutlich. Der organogene Anteil im Sediment nimmt stetig ab, bis nur noch steriler äolischer Sand vorliegt, der nicht mehr pollenanalytisch ausgewertet werden kann.

DA 4, 138–147cm, Alleröd (Firbas II).

Der mit relativ scharfer Grenze einsetzende Niedermoor (muddeartig) im Hangenden des Sandpakets ist durch die Dominanz der *Pinus*-Werte (bis 70 %) gekennzeichnet. Das lokale Vorkommen der Kiefer wird nun durch die Spaltöffnungen sowie häufige Antheren- und Nadelfragmentfunde in den Siebresten belegt. Daneben spielt nur noch *Betula „alba“* eine Rolle. Der *Pinus*-Anteil geht jedoch mehr oder weniger kontinuierlich zurück (bis zum Ende der Jüngeren Dryas-Zeit). Die häufigen Funde von Chytridien und Chironomiden in den Siebresten belegen, daß es zumindest zeitweise zu Überflutungen kam und seichte offene Wasserflächen bestanden.

DA 5, 128–138 cm, Alleröd (Firbas-Zone II), bis 10.800 BP (8.850 v. Chr., cal. 10.750 v. Chr.).

Dieser Abschnitt ist ebenfalls in das Alleröd zu stellen, zeichnet sich jedoch durch einen scharfen Wechsel in der Vegetation aus. Verlandungszeiger wie *Menyanthes* nehmen zu, während die Reste aquatischer Wirbelloser stark abnehmen. Es bildet sich ein *Sphagnum*-Niedermoor mit erhöhter Zuwachsrate (stark abnehmende Pollenkonzentration). *Betula* breitet sich auf Kosten der Kiefer aus. Offensichtlich kam es zur Ausbildung einer birkenbruchartigen Vegetation. Obwohl der NBP-Anteil in der Summe nicht ansteigt, zeigen Taxa wie *Apiaceae*, *Artemisia* und *Caryophyllaceae* leicht erhöhte Werte, die *Calluna*-Kurve schließt sich. Am Ende des Abschnitts erhöht sich die Pollenkonzentration drastisch, das Wachstum verlangsamt sich deutlich und *Sphagnum* (Sporen wie Makroreste) verschwindet nahezu vollständig.

¹⁴C-Daten 11.000 –10.400 a BP (Tab.1)

DA 6, 110–128 cm, Jüngere Dryas-Zeit (Firbas-Zone III), 10.800 BP (8.850 v. Chr., cal. 10.800 v. Chr.) bis 10.100 BP (8.150 v. Chr., cal. 9.500 v. Chr.).

Die Grenze zwischen Alleröd und Jüngerer Dryas-Zeit ist sehr deutlich. Der Niedermoororf wird sandig und schließlich kommt es zu einer Wechsellagerung von Sand und organogenen Bildungen. Bei den Bäumen behält die Birke ihren Anteil bei (wenn auch unter Schwankungen), während die *Juniperus*- und vor allem *Salix*-Werte deutlich ansteigen. *Betula nana* erreicht nun wieder höhere Anteile (auch schon im ausgehenden Alleröd). Von *Pinus* wurden weder Stomata, noch Antheren oder Nadelfragmente gefunden, so daß die Kiefer in unmittelbarer Umgebung des Profilpunktes wahrscheinlich fehlte. Die NBP-Kurve nimmt infolge leicht erhöhter Poaceen- und deutlich erhöhter *Artemisia*-Werte zu. Dazu kommen die neu auftretenden und für die Jüngere Dryas-Zeit typischen, nur hier nachgewiesenen Taxa *Gypsophila repens*-Typ und *Empetrum*. Die Pollenkonzentration ist während der gesamten Zeit relativ niedrig. Die Kurven der Algen *Mougeotia*, *Spirogyra*, *Zygnema* und *Botryococcus*, die hier ihre Maximalwerte erreichen, belegen erneut nässere Verhältnisse; höhere Wasserpflanzen fehlen jedoch weitestgehend. Dazu kommen die stark erhöhten Werte der Kurve „diverse Aquatics“. Kurz vor dem Ende dieses Abschnitts steigt die *Pinus*-Kurve wieder an.

DA 7, 102–110 cm, „Friesland-Schwankung“, IVa, Behre 1966 (Firbas-Zone IV, Präboreal), 10.100 BP (8.150 v. Chr., cal. 9.500 v. Chr.), Dauer 120 (Warven-)Jahre.

Der Beginn des Präboreals ist gekennzeichnet durch die Ablagerung eines *Sphagnum*-Niedermoororfes aus *Sphagna* der Sektion *Subsecunda*, der nur noch einzelne Sandkörner enthält, und die Zunahme der *Pinus*-Werte auf über 60 %. Die Kurven der Stomata, Antheren und Nadelfragmente von *Pinus* setzen wieder ein. In Umkehrung des Beginns der Jüngerer Dryas-Zeit geht der NBP-Anteil zurück, die Pollenkonzentration nimmt zu und die Biomasse-Produktion in dem zu dieser Zeit vorhandenen Gewässer erhöht sich (hohe Chydoriden- und Chironomiden-Werte).

DA 8, 95–102 cm, „Jüngste Parktundrenzeit“, IVb, Behre 1966 und dort zitierte Literatur (Firbas-Zone IV, Präboreal), Dauer 281 (Warven-)Jahre.

Der präboreale Klimarückschlag ist durch einen *Betula*-Vorstoß und einer damit zusammenhängenden Depression in der *Pinus*-Kurve gekennzeichnet, wobei jedoch die Kurven der Stomata und anderer Reste nicht unterbrochen sind. Auch *Salix* erreicht höhere Werte, ebenso die NBP-Kurve, vor allem bedingt durch höhere Poaceen- und *Artemisia*-Anteile. Früchte von *Carex rostrata* sind sehr häufig und zeigen noch nasse Verhältnisse an.

DA 9, 81–95 cm, endgültige Erwärmung, IVc, Behre 1966 (Firbas-Zone IV, Präboreal), Dauer 519 (Warven-)Jahre, Gesamtdauer des Präboreals 920 (Warven-)Jahre.

Im jüngsten Teil des Präboreal erreicht *Pinus* wieder über 80 %, wird aber gegen Ende durch eine lokale Birkenausbreitung, die wiederum mit einer Verlandung und der Bildung eines *Sphagnum teres*-Niedermoororfes einhergeht, vorübergehend zurückgedrängt. Dieser Vorgang verläuft fast bis ins Detail genau wie am Ende des Alleröds. Neu sind nur die extrem hohen Werte der monoleten Farnsporen.

DA 10, 68–81 cm, Boreal (Firbas-Zone V), 9.000 BP (7.050 v. Chr., cal 8.000 v. Chr.) bis 8.000 BP (6.050 v. Chr., cal. 6.800 v. Chr.), Dauer 1.422 (Warven-)Jahre.

Am Beginn des Boreal breiten sich gleichzeitig *Alnus*, *Corylus*, *Quercus* und *Ulmus* aus, daneben setzt die *Tilia*-, etwas später die *Fraxinus*-Kurve ein. Erste Pollenkörner (Pk) von *Hedera* und *Viscum* treten in den Spektren auf. Extreme Konzentrationswerte von bis zu 5 Millionen Pk pro ml machen eine Stagnationsphase des Torfwachstum bzw. eine Mineralisierungsphase deutlich.

DA 11, 62–68 cm, Älteres Atlantikum (Firbas-Zone VI), Beginn 8.000 BP (6.050 v. Chr., cal. 6.800 v. Chr.), Dauer 1.759 (Warven-)Jahre.

Im Abschnitt 11 setzt die *Fagus*-Kurve ein. Es erfolgt ein Anstieg der *Tilia*- und *Ulmus*-Kurven, *Corylus* erreicht ein erstes Maximum, *Viscum* und *Picea* treten deutlicher in Erscheinung. Bei den NBP kommt es zur ersten Ausbreitung von *Calluna*.

DA 12, 48–62 cm, Jüngerer Atlantikum (Firbas-Zone VII), Ende 5.150 BP (3.200 v. Chr., cal. 4.000 v. Chr.), Dauer 1.799 (Warven-)Jahre, Gesamtdauer des Atlantikums 3.558 (Warven-)Jahre.

Hier erfolgt die *Fraxinus*-Ausbreitung, *Ulmus* und *Tilia* erreichen ihre Maximal-Werte, gegen Ende steigt die *Picea*-Kurve leicht an. Kloss (1980, 1987) spricht von Fichtenvorkommen im Raum Gransee nördlich und im Luchland nordwestlich von Berlin während des Atlantikums und Subboreals. Die Werte im vorliegenden Diagramm von Cottbus sind jedoch so gering, daß auch Fernflug noch in Betracht kommt. Der Anteil von *Quercus* und *Corylus* ist deutlich vermindert, gleichzeitig befindet sich hier ein starker NBP- und Holzkohle-Gipfel, ein deutlicher Hinweis auf menschliche Beeinflussung der Vegetation. Nach geringeren Pollenkonzentrationen im vorhergehenden Abschnitt, werden hier die höchsten Konzentrationen (bis zu 7 Millionen Pk pro ml) als Ausdruck einer weiteren Stagnationsphase erreicht. Der Übergang zum Subboreal ist durch den Ulmenfall markiert (3.710 v. Chr. im Belauer See, Merkt u. Müller 1997).

DA 13, 38–48 cm, Subboreal (Firbas-Zone VIII), 5.150 BP (3.200 v. Chr., cal. 4.000 v. Chr.) bis 2.650 BP (700 v. Chr., cal. 800 v. Chr.), Dauer 3.282 (Warven-)Jahre.

In diesem Abschnitt setzen die *Abies*- und *Carpinus*-Kurven ein, die *Fagus*-Werte steigen langsam an. Zu Beginn erreicht die *Quercus*-Kurve mit 20 % ihr Maximum, ebenso zeigt *Corylus* ein (zweites) Maximum mit 10 %. Gleichzeitig breitet sich *Calluna* stark aus und erhält Anteile, die erst im Mittelalter wieder erreicht werden. Im folgenden Verlauf nehmen *Corylus* und *Quercus* kontinuierlich ab. Am Ende des Abschnitts steigt die *Carpinus*-Kurve an und *Fagus* erreicht 5 %. Mit dem Rückgang von *Quercus* und *Corylus* erhöht sich der NBP-Anteil (erste Funde von *Plantago lanceolata*) und ein weiterer starker Holzkohle-Gipfel wird erreicht. Er korreliert altersmäßig mit den in unmittelbarer Nähe ausgegrabenen spätbronzezeitlichen Gruben.

¹⁴C-Daten: 2.822 ± 8 a BP, 2.364 ± 30 a BP (Tab. 1)

DA 14, 5–38 cm, Älteres Subatlantikum (Firbas-Zone IX), 2.650 BP (700 v. Chr., cal. 800 v. Chr.) bis 1.200 BP (750 n. Chr., cal. 800 n. Chr.). Dauer ca. 1.560 (Warven-)Jahre, nicht vollständig laminierte Sedimente.

Mit Beginn der Zone IX (und seit dem Ende des vorhergehenden Abschnitts) gehen die Anteile der Edellaubhölzer *Quercus*, *Tilia*, *Ulmus* und *Fraxinus* als Folge der bronzezeitlichen Boden- und Waldverarmung (Kloss 1980) kontinuierlich zurück, ebenso der *Corylus*-Anteil, *Hedera* verschwindet. Auch die *Fagus*-Kurve fällt nach einem Maximum von 7 % zu Beginn ab. Eine zunehmende Tendenz weisen *Alnus*, *Betula* (unter großen Schwankungen), *Carpinus* und *Pinus* auf, so daß der BP-Anteil mit Werten um 90 % relativ hoch bleibt. Ein kleiner Poaceen bzw. NBP-Gipfel, häufigere *Plantago lanceolata*-Funde und das erste *Triticum*-Pk zusammen mit einem kleineren Holzkohle-Gipfel repräsentieren eine weitere Siedlungsphase. Das Spektrum am Ende dieses Abschnittes (Probe 10 cm, B4) könnte mit der Völkerwanderungszeit (400–600 n. Chr.) korrelieren. Es enthält praktisch keine Siedlungszeiger und Getreide-Pk mehr, der NBP-Anteil und die Holzkohle-Kurve gehen zurück.

DA 15, 0–5 cm, Jüngerer Subatlantikum (Firbas-Zone X), seit 1.200 BP (750 n. Chr., cal. 800 n. Chr.).

Die Zone X repräsentiert einen deutlichen Einschnitt in die Vegetation. Der BP-Anteil geht sehr stark zurück, gleichzeitig steigt der NBP-Anteil rapide an. Selbst *Pinus* erreicht nur noch 15 %. Unter den Bäumen treten vor allem die Hainbuche und Buche, auch Eiche und Hasel, bedingt durch den starken Rückgang von *Alnus*, *Betula* und *Pinus*, deutlicher in Erscheinung. In einer Darstellung als Baumpollendiagramm wäre diese Entwicklung besser erkennbar. Verstärkt treten Taxa offener Standorte und Siedlungszeiger in Erscheinung. Die Poaceen erreichen 30 %, der Getreideanteil steigt von unter 1 % auf rund 10 %, im wesentlichen gebildet von *Secale* (8 %) und dem *Hordeum*-Typ (bis 2 %), weniger *Avena* und *Triticum*.

¹⁴C-Daten: 1.072 ± 31 a BP (Tab. 1)

Die pollenanalytischen Ergebnisse stimmen z.T. bis ins Detail mit dem Pollen-Standarddiagramm vom Leckerpfuhl bei Chorin (NO-Brandenburg, Endtmann 1994, 1998) und auch mit den Profilen bzw. Teil-

profilen vom Großen Krebssee und Felchowsee (Jahns 1999a, 2000), ebenfalls NO-Brandenburg, sowie vom Kleinen Mochowsee, nördliche Niederlausitz (Jahns 1999 b), überein. Ein wesentlicher Unterschied liegt in der Getreidekurve. Im vorliegenden Profil Groß Lieskow konnten erste Getreide-Pollenkörner (*Triticum*) bislang frühestens in Zone IX gefunden werden. *Secale* ist sogar erst für Zone X, dann aber mit beträchtlichen Werten, belegt, während in den genannten Profilen bereits erheblich früher Getreide nachgewiesen wurde. Dennoch sind Siedlungszeiger, wenn auch in geringem Maße, in Groß Lieskow ab Zone VII nachgewiesen.

Die Hydrologie stimmt ebenfalls sehr gut mit den Verhältnissen am Leckerpfuhl und zahlreichen anderen Lokalitäten überein (z. B. Kloss 1987a, 1987b). Danach kam es im Präboreal zur weitgehenden Verlandung eines zumindest zeitweise bestehenden Gewässers. Seit dem Ende des Präboreals verlief das Moorwachstum auf Grund wechselnder Wasserstände sehr langsam oder es stagnierte. Torfmineralisierung führte zur Bildung von „Trockenhorizonten“ (Kloss 1990, 1991). Dadurch sind die einzelnen vegetationsgeschichtlichen Abschnitte sehr dicht zusammengedrängt und der Pollen extrem angereichert. Berechnet man die Sedimentationsraten für die einzelnen Abschnitte des Holozäns, so ergeben sich für das Präboreal, je nach verwendeten Zeitangaben, 0,2–0,3 mm/a, für das Boreal noch 0,1 mm/a und für das Ältere Atlantikum nur noch 0,03 mm/a. Im Jüngeren Atlantikum wurde es wieder etwas feuchter, die Zuwachsrate ist etwas erhöht, aber noch äußerst gering (0,08 mm/a). Das großräumig zu beobachtende verstärkte Moorwachstum im Subboreal (Endtmann 1994, Kloss 1987c) hat sich am Profilpunkt Groß Lieskow nicht ausgewirkt (0,03 mm/a Zuwachs). Es äußert sich nur im Anstieg der *Sphagnum*-Kurve. Erst im Älteren Subatlantikum (IX) ist eine verstärkte Wasserzufuhr zu beobachten (subatlantische Vernässungsphase, Kloss 1991), die zur Bildung eines zeitweiligen Gewässers mit Chironomiden und Cladoceren führte, in dessen Uferbereich größere *Juncus*-Bestände wuchsen. Die Sedimentationsrate (1.000 Jahre geschätzt bis zur Sandeinwehung, Schicht 3, Abb. 1) erhöht sich wieder auf präboreale Werte (0,2 mm/a).

3.3 Siedlungsgeschichte

Nach den bislang vorliegenden Ergebnissen können mindestens vier Siedlungsphasen im Profil erkannt werden. Ob ein erster *Calluna*-Gipfel in Verbindung mit dem ersten Maximum der *Corylus*-Kurve und leicht erhöhten *Pteridium*- sowie Holzkohle-Werten im Frühen Atlantikum bereits anthropogen oder durch natürliche Ursachen bedingt ist, muß durch Probenverdichtung geklärt werden. Auf jeden Fall werden dadurch trockenere Bedingungen und eine Auflichtung der Wälder deutlich. Daß es wiederholt zu wahrscheinlich natürlichen Bränden in der Umgebung gekommen ist, zeigen die mehrfachen Gipfel der Holzkohlekurve im Bereich des Spät- und frühen Postglazials. Die massiven Gipfel in VII und VIII, die schwächeren in IX und X, fallen jeweils mit Poaceen-Maxima zusammen und in zunehmendem Maße auch mit erhöhten Siedlungszeigerwerten, so daß ein Zusammenhang mit menschlichen Tätigkeiten wahrscheinlich ist. Der Gipfel in VII dürfte mit dem Frühen Neolithikum korrelieren, der in VIII mit der Bronzezeit (und End-Neolithikum?), der in IX mit der vorrömischen Eisen- und Römischen Kaiserzeit und der in X schließlich mit der slawischen Besiedlung (bis Hohes Mittelalter). Die Sandeinwehung (Schicht 3, Abb. 1) nach dem Siedlungszeigergipfel in IX kann als Folge dieser Siedlungsphase angesehen werden. Die Schaffung waldfreier Bereiche führte zur erneuten Mobilisierung (vgl. Kloss 1985) der im Spätglazial gebildeten Binnendünen. Dieses wiederholte sich dann im Spät-Mittelalter (Schicht 1). Bedingt durch die geringen Sedimentationsraten im Zeitraum von 8.000 bis 800 v. Chr., ist die zeitliche Auflösung bei einem Probenabstand von derzeit 5 cm noch viel zu gering für detailliertere Aussagen. Ein Hiatus, wie er für diesen Zeitraum in zahlreichen Untersuchungen beobachtet werden konnte (z. B. Kloss 1987a, 1991, Lange et al. 1978), wurde im vorliegenden Profil jedoch nicht festgestellt. Damit besteht die Aussicht, durch die lückenlose Auswertung weitere Aussagen zur Siedlungsgeschichte machen zu können.

4. Zusammenfassung

Im Baruther Urstromtal ließ sich der stratigraphische Aufbau einer Düne und ihre Genese durch paläobotanische und archäologische Untersuchungen sowie ^{14}C -Daten beschreiben. Im Bölling bildete sich eine organische Lage, auf der es in der Älteren Dryas-Zeit zur Aufwehung einer mindestens 5 m hohen Düne kam. Spätestens nach Ausbruch des Laacher Seevulkans im Alleröd bildete sich auf der Düne ein Boden, der zum Dünenfuß in Torfe und Mudden übergeht, die zumindest teilweise offene Wasserflächen und Überflutungen, später eine Verlandung mit birkenbruchartiger Vegetation anzeigen. Eine weitere Sandaufwehung bedeckte diese Schicht in der Jüngeren Dryas-Zeit, in der die Wälder lichter waren. Erneut kam es mindestens zeitweise zur Bildung eines Gewässers am Dünenfuß, das bis zum Ende des Präboreals bestand. Dieses ist durch die Bildung von Niedermoortorf charakterisiert, in dem sich ein Klimarückschlag abzeichnet. Durch geringes Torfwachstum bzw. eine Mineralisierungsphase zeichnet sich das Boreal aus. Im Jüngeren Atlantikum mögen die hohen Anteile an Nichtbaumpollen und Holzkohlen anthropogen verursacht sein. Die spätbronzezeitliche Nutzung der Düne zeigt gleiche Verhältnisse und führt im Älteren Subatlantikum zu einer weiteren deutlichen Phase der Sandaufwehung. Das Jüngere Subatlantikum ist durch offene Standorte und die letzte ausgeprägte Dünenbildung gekennzeichnet.

Literatur

- ARTS, N., 1988: A survey of Final Palaeolithic archaeology in the Southern Netherlands. – In: M. Otte (Ed.), *De la Loire à l'Oder*, BAR Int. Ser. 444 (Oxford) 287–356.
- BAALES, M., BITTMANN, F., u. KROMER, B., 1998: Verkohlte Bäume im Trass der Laacher See-Tephra bei Kruft (Neuwieder Becken). – *Arch. Korrbibl.* 28, 1998, 191–204.
- BAKKER, M., u. VAN SMEERDIJK, D.G., 1982: A palaeoecological study of a Late Holocene section from „Het Ilperveld“, western Netherlands. – *Rev. Palaeobot. Palynol.* 36, 95–165.
- BARD, E., ARNOLD, M., FAIRBANKS, R.G., HAMELIN, B., 1993: ^{230}Th - ^{234}U and ^{14}C ages obtained by mass spectrometry on corals. – *Radiocarbon* 35, 191–199.
- BEHRE, K.-E., 1966: Untersuchungen zur spätglazialen und frühpostglazialen Vegetationsgeschichte Ostfrieslands. – *Eiszeitalter u. Gegenwart* 17, 69–84.
- BEHRE, K.-E., u. KUCAN, D., 1994: Die Geschichte der Kulturlandschaft und des Ackerbaus in der Siedlungskammer Flögel, Niedersachsen, seit der Jungsteinzeit. – *Probleme d. Küstenforsch. im südl. Nordseegebiet* 21, 1–227.
- BOKELMANN, K., HEINRICH, D., u. MENKE, B., 1983: Fundplätze des Spätglazials am Hainholz-Esinger Moor, Kreis Pinneberg. – *Offa* 40, 199–239.
- BOROWKA, R.K., GONERA, P., KOSTRZEWSKI, A., NOWACZYK, B., u. ZWOLINSKI, Z., 1986: Stratigraphy of eolian deposits in Wolin Island and the surrounding area, North-West Poland. – *Boreas* 15, 301–309.
- BOS, J.A.A., u. JANSSEN, C.R., 1996: Local impact of Palaeolithic man on the environment during the end of the Last Glacial in the Netherlands. – *Journ. Arch. Scien.* 23, 731–739.
- BÖSE, M., 1991: A palaeoclimatic interpretation of frost-wedge casts and aeolian sand deposits in the lowlands between Rhine and Vistula in the Upper Pleniglacial and Late Glacial. – *Zeitschr. Geomorph. N.F. Suppl.* 90 (Stuttgart) 15–28.
- BROECKER, W.S., 1992: Defining the boundaries of Late-Glacial isotope episodes. – *Quat. Res.* 38, 135–138.
- BRODZIKOWSKI, K., u. VAN LOON, A.J., 1987: Palaeogeographic development of the Kopanica valley (southern Great-Polish Lowland) during the Late Pleistocene and the Holocene. – In: J.M. Burdukiewicz u. M. Kobusiewicz (Eds.), *Late Glacial in Central Europe (Wrocław)* 215–239.
- BUCK, D.-W., 1982: Holzkammergräberfeld und Ackerflur der Lausitzer Kultur von Klein Lieskow, Lkr. Cottbus. – *Ausgr. u. Funde* 27, 58–65.
- CICHOSZ-KOSTECKA, A., MYCIELSKA-DOWGIALLO, E., MANIKOWSKA, W. u. B., 1991: Late Glacial aeolian processes in the light of sediment analysis from Kamion profile near Wyszogrod. – *Zeitschr. Geomorph. N.F. Suppl.* 90 (Stuttgart) 45–50.
- CLAUSEN, I., u. HARTZ, S., 1988: Fundplätze des Spätglazials am Sorgetal bei Alt Duvenstedt, Kreis Rendsburg-Eckernförde. – *Offa* 45, 17–41.

- DE BOER, W.M., 1992: Äolische Prozesse und Landschaftsformen im mittleren Baruther Urstromtal seit dem Hochglazial der Weichselkaltzeit. – Diss. Humboldt-Univ. Berlin.
- , 1994: Zum Alter der Dünen im mittleren Baruther Urstromtal – Ergebnisse der Thermolumineszenz- und Radiokarbon-datierungen. – *Biol. Stud. Luckau* 23, 4–10.
- DEEBEN, J., 1995: An archaeological investigation on human occupation of the southern Netherlands during Late-Dryas. – *Geol. en Mijnbouw* 74, 265–269.
- ENDTMANN, E., 1994: Untersuchungen zur spät- und nacheiszeitlichen Vegetationsentwicklung im südlichen Biosphärenreservat Schorfheide-Chorin am Beispiel des Leckerpfuhls im Mönchsheider Sander. – Unveröff. Diplomarbeit Univ. Halle-Wittenberg.
- , 1998: Untersuchungen zur spät- und nacheiszeitlichen Vegetationsentwicklung des Leckerpfuhls (Mönchsheider Sander, NE-Brandenburg). – *Verh. Bot. Ver. Berlin Brandenburg* 131, 137–166.
- FISCHER, A., 1991: Pioneers in deglaciated landscapes: the expansion and adaptation of late Palaeolithic societies in Southern Scandinavia. – In: N. Barton et al. (Eds.), *The Late glacial of North-West Europe*, CBA Res. Rep. 77, 100–121.
- FISCHER, A., u. TAUBER, H., 1986: New ¹⁴C-datings of late Palaeolithic cultures from Northwestern Europe. – *Journ. Danish Arch.* 5, 7–13.
- GOB, A., 1988: L'Ahrensburgien de Fonds-de-Fôret et sa place dans le processus de Mésolithique dans le Nord-Ouest de l'Europe. – In: M. Otte (Ed.), *De la Loire à l'Oder*, BAR Int. Ser. 444 (Oxford) 259–285.
- GOSLAR, T., KUC, T., RALSKA-JASIEWICZOWA, M., ROZANSKI, K., ARNOLD, M., BARD, E., VAN GEEL, B., PAZDUR, M.F., SZEROCZYNSKA, K., WICIK, B., WIECKOWSKI, K., u. WALANUS, A., 1993: High-resolution lacustrine record of the Late Glacial/Holocene transition in Central Europe. – *Quat. Scien. Rev.* 12, 287–293.
- GOSLAR, T., ARNOLD, M., BARD, E., KUC, T., PAZDUR, M.F., RALSKA-JASIEWICZOWA, M., ROZANSKI, K., TISNERAT, N., WALANUS, A., WICIK, B., u. WIECKOWSKI, K., 1995: High concentration of atmospheric ¹⁴C during the Younger Dryas cold episode. – *Nature* 377, 414–417.
- HILLER, A., LITT, T., u. EISSMANN, L., 1991: Zur Entwicklung der jungquartären Tieflandstäler im Saale-Elbe-Raum unter besonderer Berücksichtigung von ¹⁴C-Daten. – *Eiszeitalter u. Gegenwart* 41, 26–46.
- HUGHEN, K.A., Overpeck, J.T., LEHMAN, S., KASHGARIAN, M., SOUTON, J., PETERSON, L.C., ALLEY, R., u. SIGMAN, D.M., 1998: Deglacial changes in ocean circulation from extended radiocarbon calibration. – *Nature* 391, 65–68.
- JAHNS, S., 1999a: Pollenanalytische Untersuchungen am Großen Krebssee, Ostbrandenburg. Ein Beitrag zur Siedlungs- und Vegetationsgeschichte der Neuenhagener Oderinsel. – *Germania* 77, 639–661.
- , 1999b: Ein holozänes Pollendiagramm vom Kleinen Mochowsee, nördliche Niederlausitz. – *Gleditschia* 27, 45–56.
- , 2000: On the Holocene and Late Pleistocene vegetation history of the Lower Oder valley. – *Vegetation Hist. Archaeobot.* 9 (accepted).
- KLATKOWA, H., 1991: Remarks on dating and chronostratigraphy of Late Vistulian and Holocene aeolian episodes in Middle Poland. – *Zeitschr. Geomorph. N.F. Suppl.* 90 (Stuttgart) 77–88.
- KLOSS, K., 1980: Pollenanalysen zur Vegetations-, Siedlungs- und Moorgeschichte am Südrand der ostmecklenburgisch-brandenburgischen Seenplatte (Kreis Gransee). – *Arch. Naturschutz u. Landschaftsforsch.* 20, 203–212.
- , 1985: Pollenanalysen zur Geschichte einer germanischen Siedlung bei Klein Köris, Kreis Königs Wusterhausen, südöstlich von Berlin. – *Flora* 176, 439–448.
- , 1987a: Der pollenanalytische Befund an der Fundstelle des Ur-Skeletts am Schlaatz bei Potsdam. – *Veröff. Mus. f. Ur- u. Frühgesch. Potsdam* 21, 65–67.
- , 1987b: Pollenanalysen zur Vegetationsgeschichte, Moorentwicklung und mesolithisch-neolithischen Besiedlung im Unteren Rhinluch bei Friesack, Bezirk Potsdam. – *Veröff. Mus. für Ur- u. Frühgesch. Potsdam* 21, 101–120.
- , 1987c: Zur Umwelt mesolithischer Jäger und Sammler im Unteren Rhinluch bei Friesack. – *Veröff. Mus. für Ur- u. Frühgesch. Potsdam* 21, 121–130.
- , 1990: Beitrag zur Moor- und Vegetationsgeschichte des Dubringer Moores, Kreis Hoyerswerda, nach einem Pollendiagramm. – *Abh. Ber. Naturkundemus. Görlitz* 64, 33–36.
- , 1991: Beitrag zur Vegetationsgeschichte und Moorgenese in einem Dünengebiet bei Uhyst, Kr. Hoyerswerda. – *Veröff. Mus. für Ur- u. Frühgesch. Potsdam* 25, 75–77.
- KOBUSIEWICZ, M., NOWACZYK, B., u. OKUNIEWSKA-NOWAZYK, I., 1987: Late Vistulian settlement in the Middle Odra basin. – In: J.M. BURDUKIEWICZ, M. KOBUSIEWICZ (Eds.), *Late Glacial in Central Europe* (Wrocław) 165–182.
- KONECKA-BETLEY, K., 1977: Soils of dune areas of Central Poland in Late Glacial and Holocene. – *Folia Quat.* 49, 47–62.
- , 1991: Late Vistulian and Holocene fossil soils developed from aeolian and alluvial sediments of the Warsaw Basin. – *Zeitschr. Geomorph. N.F. Suppl.* 90 (Stuttgart) 99–105.
- KOZARSKI, S., 1978: Das Alter der Binnendünen in Mittelwestpolen. – In: H. NAGL (Hrsg.), *Beiträge zur Quartär- und Landschaftsforschung – Festschrift für Julius Fink* (Wien) 291–305.
- KOZARSKI, S., u. NOWACZYK, B., 1991: Lithofacies variation and chronostratigraphy of Late Vistulian and Holocene aeolian phenomena in northwestern Poland. – *Zeitschr. Geomorph. N.F. Suppl.* 90 (Stuttgart) 107–122.

- KRAUSKOPF, C. (im Druck): Der Teufelsberg – Germanische und spätmittelalterliche Siedlungsspuren in einer Binnendüne in der östlichen Niederlausitz. – Veröff. Brandenburgisches Landesmus. Ur- u. Frühgesch. Potsdam (Manuskript: 47 S., 47 Abb.).
- KÜHNER, R., 1997: Die geologische Entwicklung des Flußsystems der Spree. – Tagungsmaterial der Hugo Obermaier-Gesellschaft zur Exkursion am 5.4.1997 (unpubl.).
- KUHRY, P., 1985: Transgression of a raised bog across a coversand ridge originally covered with an oak-lime forest. Palaeoecological study of a Middle Holocene local vegetational succession in the Amtsvon (northwest Germany). – Rev. Palaeobot. Palynol. 44, 303–353.
- , 1997: The palaeoecology of a treed bog in western boreal Canada: a study based on microfossils, macrofossils and physicochemical properties. – Rev. Palaeobot. Palynol. 96, 183–224.
- LANGE, E., ILLIG, H., ILLIG, J., u. WETZEL, G., 1978: Beiträge zur Vegetations- und Siedlungsgeschichte der nordwestlichen Niederlausitz. – Abh. u. Ber. Naturkundemus. Görlitz, 52, 1–80.
- LIEDTKE, H., 1981: Die nordischen Vereisungen Mitteleuropas. – Forsch. deutsche Landeskd 204 (2. Aufl. Trier).
- LITT, T., BRAUER, A., GOSLAR, T., MERKT, J., BALAGA, K., MÜLLER, H., RALSKA-JASIEWICZOWA, M., STEBICH, M. u. NEGEN-DANK, J.F.W., 1999: Correlation and synchronisation of Lateglacial continental sequences in northern central Europe based on varved limnic sediments. – Terra Nostra 99/10, 4th ELDP Workshop, Lund, 58–63.
- MAGALOWSKI, G., u. NOWEL, W., 1982: Untersuchungen an Binnendünen in der Umgebung von Cottbus und Beziehungen zur Besiedlungsgeschichte dieses Raumes. – Zeitschr. geol. Wiss. 10, 829–843.
- MANIKOWSKA, M., 1991: Vistulian and Holocene aeolian activity, pedostratigraphy and relief evolution in Central Poland. – Zeitschr. Geomorph. N.F. Suppl. 90 (Stuttgart) 131–141.
- MERKT, J., u. MÜLLER, H., 1997: Absolute chronology of the Holocene and the Lateglacial from stacked sections of varved lake sediments from north Germany. – 7th Internat. Symp. on Palaeolimnology, Abstract Volume, Würzburger Geogr. Manusk. 41, 137–138.
- NOWEL, W., ATANASOV, O., u. ERD, K., 1972: Neue Ergebnisse zur Dünenbildung im Baruther Urstromtal. – Zeitschr. angew. Geol. 18, 410–418.
- PALS, J.P., VAN GEEL, B., u. DELFOS, A., 1980: Paleoecological studies in the Klokkeweel bog near Hoogkarspel (prov. of Noord-Holland). – Rev. Palaeobot. Palynol. 30, 371–418.
- PASDA, C. (im Druck): Archäologie einer Düne im Baruther Urstromtal bei Groß Lieskow, Stadt Cottbus. – Veröff. Brandenburgisches Landesmus. Ur- und Frühgesch. Potsdam (Manuskript: 53 S., 36 Abb.).
- PYRITZ, E., 1972: Binnendünen und Flugsanddecken im Niedersächsischen Flachland. – Göttinger Geogr. Arb. 61 (Göttingen).
- RALSKA-JASIEWICZOWA, M., u. VAN GEEL, B., 1992: Early human disturbance of the natural environment recorded in annually laminated sediments of Lake Gosiaz, central Poland. – Vegetation Hist. and Archaeobot. 1, 33–42.
- ROHDENBURG, H., u. MEYER, B., 1968: Zur Datierung und Bodengeschichte mitteleuropäischer Oberflächenböden (Schwarzerde, Parabraunerde, Kalksteinbraunlehm): Spätglazial oder Holozän. – Göttinger Bodenkundl. Ber. 6, 127–212.
- ROZANSKI, K., GOSLAR, T., DULINSKI, M., KUC, T., PAZDUR, M.F., u. WALANUS, A., 1992: The late Glacial-Holocene transition in Central Europe derived from isotope studies of laminated sediments from lake Gosiaz, Poland. – In: E. BARD u. W.S. BROECKER (Eds.), The last deglaciation: absolute and radiocarbon chronologies (Berlin) 69–80.
- SCHILD, R., 1979: Chronostratigraphie et environnement du Paléolithique final en Pologne. – In: D. DE SONNEVILLE-BORDES (Ed.), La fin des temps glaciaires en Europe, Colloq. Int. C.N.R.S. 271 (Paris) 799–818.
- , 1984: Terminal Paleolithic of the North European plain: a review of lost chances, potential, and hopes. – Advances in World Arch. 3, 193–274.
- STAPERT, D., u. VEENSTRA, H.J., 1988: The section at Usselo; brief description, grain-size distributions, and some remarks on the archaeology. – Palaeohistoria 30, 1–28.
- SZYCZYPEK, T., u. WACH, J., 1991: Human impact and intensity of aeolian processes in the Silesian-Cracow Upland. – Zeitschr. Geomorph. N.F. Suppl. 90 (Stuttgart) 171–177.
- TAUTE, W., 1963: Funde der spätpaläolithischen „Federmesser-Gruppen“ aus dem Raum zwischen mittlerer Elbe und Weichsel. – Berliner Jahrb. Vor- u. Frühgesch. 3, 62–111.
- VAN DEN BOGAARD, P., 1995: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages of sanidine phenocrysts from Laacher See Tephra (12,900 yr BP): Chronostratigraphic and petrological significance. – Earth and Planetary Sci. Letters 133, 163–174.
- VAN DER WEIL, A.M., 1982: A palaeoecological study of a section from the foot of the Hazendonk (Zuid-Holland, the Netherlands), based on the analysis of pollen, spores and macroscopic plant remains. – Rev. Palaeobot. Palynol. 38, 35–90.
- VAN GEEL, B., 1972: Palynology of a section from the raised peat bog „Wietmarscher Moor“, with special reference to fungal remains. – Acta bot. neerl. 21, 261–284.
- , 1976: Fossil spores of Zygnemataceae in ditches of a prehistoric settlement in Hoogkarspel (The Netherlands). – Rev. Palaeobot. Palynol. 22, 337–344.

- , 1978: A palaeoecological study of Holocene peat bog sections in Germany and the Netherlands, based on the analysis of pollen, spores and macro- and microscopic remains of fungi, algae, cormophytes and animals. – *Rev. Palaeobot. Palynol.* 25, 1–120.
- VAN GEEL, B., u. VAN DER HAMMEN, T., 1978: Zygnemataceae in Quaternary Colombian sediments. – *Rev. Palaeobot. Palynol.* 25, 377–392.
- VAN GEEL, B., BOHNCKE, S.J.P., u. DEE, H., 1981: A palaeoecological study of an Upper Late Glacial and Holocene sequence from „De Borchert“, The Netherlands. – *Rev. Palaeobot. Palynol.* 31, 367–448.
- VAN GEEL, B., HALLEWAS, D.P., u. PALS, J.P., 1983: A Late Holocene deposit under the Westfriese Zeedijk near Enkhuizen (Prov. of Noord-Holland, The Netherlands): Palaeoecological and archaeological aspects. – *Rev. Palaeobot. Palynol.* 38, 269–335.
- VAN GEEL, B., COOPE, G.R., u. VAN DER HAMMEN, T., 1989: Palaeoecology and stratigraphy of the Lateglacial type section at Usselo (The Netherlands). – *Rev. Paleobot. Palynol.* 60 (1/2) 25–130.
- VAN GEEL, B., MUR, L.R., RALSKA-JASIEWICZOWA, M., u. GOSLAR, T., 1994: Fossil akinetes of *Aphanizomenon* and *Anabaena* as indicators for medieval phosphate-eutrophication of Lake Gosciaz (Central Poland). – *Rev. Palaeobot. Palynol.* 83, 97–105.
- VAN SMEERDIJK, D.G., 1989: A palaeoecological and chemical study of a peat profile from the Assendelver Polder (The Netherlands). – *Rev. Palaeobot. Palynol.* 58, 231–288.
- WAGNER, G.A., 1995: Altersbestimmung von jungen Gesteinen und Artefakten (Stuttgart).
- WILLEMSEN, J., VAN'T VEER, R., u. VAN GEEL, B., 1996: Environmental change during the medieval reclamation of the raised-bog area Waterland (The Netherlands): a palaeophytosociological approach. – *Rev. Palaeobot. Palynol.* 94, 75–100.
- WOHLFAHRT, B., 1996: The chronology of the last termination: a review of radiocarbon-dated, high-resolution terrestrial stratigraphies. – *Quat. Scien. Rev.* 15, 267–284.
- ZBINDEN, H., ANDRÉE, M., OESCHGER, H., AMMANN, B., BONANI, G., u. WÖFLI, W., 1989: Atmospheric radiocarbon at the end of the last glacial: an estimate on AMS radiocarbon dates on terrestrial macrofossils from lake sediments. – *Radiocarbon* 31, 795–804.