

**Biogeowissenschaftlich-paläoökologische
Untersuchungen zur spätglazialen und holozänen
Entwicklung von Landschaft und Flusssystem an der
Jeetzel im mittleren Elbetal**

Von der Naturwissenschaftlichen Fakultät der
Gottfried Wilhelm Leibniz Universität Hannover
zur Erlangung des Grades

Doktor der Naturwissenschaften

Dr. rer. nat.

genehmigte Dissertation

von

Falko Turner

geboren am 20.05.1980 in Rotenburg (Wümme)

2012

Referent: Prof. Dr. Richard Pott
Korreferentin: Prof. Dr. Antje Schwalb

Tag der Promotion: 20.06.2012

KURZZUSAMMENFASSUNG

Flusstäler gehören zu den natürlicherweise dynamischsten und zudem intensivst anthropogen genutzten Ökosystemen Mitteleuropas. Über natürliche Steuerungsprozesse der Entwicklung von Flusslandschaften ist allerdings nur wenig bekannt. Bisherige geowissenschaftliche Studien zeigen dabei häufig Schwierigkeiten, Faktorenkomplexe aufzulösen, etwa klimatische von nichtklimatischen Einflüssen zu trennen oder grundsätzlich das Vor- und Nachher einzelner Prozesse zu bestimmen.

In dieser multidisziplinären Arbeit wird die Entwicklung einer Flusslandschaft am Beispiel der Jeetzel-Niederung im mittleren Elbe-Urstromtal (Niedersachsen) mittels hochauflösender biostratigraphischer und chronologischer Methoden wie der Pollenanalyse, der Makrorestanalyse, der Analyse von Grünalgen, Radiokarbon- und OSL-Datierungen detailliert für die Periode der Späteiszeit und des frühen Holozäns vor etwa 15.000 bis 10.000 Jahren rekonstruiert. Dabei werden Faktoren der Landschaftsentwicklung wie Klimaentwicklung, Vegetationsentwicklung, geomorphologische und hydrologische Prozesse sowohl isoliert als auch in ihren Zusammenhängen betrachtet. Es wird gezeigt, dass die Klimaentwicklung zwar grundsätzlich Prozesse wie Vegetationssukzessionen und Entwicklungen des Flusssystems beeinflusst, jedoch etwa Transformationen des Abflussverhaltens nicht immer als direkte Reaktion auf Klimaschwankungen interpretiert werden können. Beispielsweise begannen Phasen der Tieferosion des Flusses mit Wechsel von einem Braided-River-System zu einem mäandrierenden System nicht etwa mit der hauptsächlichen Transformation zu wärmerem Klima (14.600 vor heute), sondern schon zeitlich zuvor. Auch rief die Jüngere Dryas als kaltzeitliche Periode vor Ort keine direkten Veränderungen im Abflussverhalten hervor.

Basierend auf zeitlich hochauflösender und detaillierter Rekonstruktion der späteiszeitlichen Vegetationssukzession im Flusstal werden Art und Umfang der Vegetationsbedeckung als wichtige Faktoren für die Entwicklung des Abflussverhaltens herausgestellt. So war vermutlich eine etwas dichtere Vegetationsbedeckung ein Grund für die Transformation des Abflussregimes weg von einem Braided-River-System, und überdauernde Kiefernwälder trugen zur Stabilisierung der Flusslandschaft während der Jüngeren Dryas bei.

Die Untersuchungen leisten somit insgesamt einen wichtigen Beitrag zum besseren Verständnis der komplexen Interaktion von biotischen und abiotischen Faktoren in der Genese, Entwicklung und Erhaltung von Ökosystemen einer Flusslandschaft.

Schlagworte: Spätglazial, Landschaftsentwicklung, Elbe-Urstromtal

ABSTRACT

River valleys are among those ecosystems in Central Europe, which are naturally most dynamic and most intensely used by man. However, natural control mechanisms and feedbacks in the development of river landscapes are only partially understood. Conventional palaeohydrological investigations in river valleys often reveal difficulties in detecting the chronological order of different processes and identifying their specific climatic and non-climatic forces.

In this multidisciplinary case study high resolution biostratigraphical and chronological methods (pollen, plant macroremains and algae analysis, radiocarbon- and OSL-dating) are used to reconstruct the landscape development in the middle Elberiver valley (Northern Germany), with focus on the Lateglacial and early Holocene from 15,000 to 10,000 years before present. Landscape development is analysed in separate elements like climatic development, vegetation development, geomorphic and palaeohydrological processes. Although overall results show the impact of climatic development on general processes like vegetation or river system development, they also prove river system development to not always be in direct response to climatic shifts. For instance the vertical erosion with transition from a braided to an incised channel system predates the main phase of Lateglacial warming (14,600 Before Present), and the meandering river did not change its drainage pattern during the cooling of the Younger-Dryas period.

Based on high-resolution palaeoenvironmental analyses this study suggests vegetation cover to be an important factor in explaining both phenomena. First, a denser vegetation cover of herbs, dwarf-shrubs and first shrubs seems to have developed before the Lateglacial climatic amelioration, leading to stabilization of soils, reduction in sediment load of rivers and changes in drainage regime. Second, pine forests persisting in the river valley during the Younger Dryas contributed to stabilise the structures of the landscape.

This study contributes to a better understanding of complex interactions between abiotic and biotic processes in genesis, evolution and conservation of ecosystems in river landscapes.

Keywords: Lateglacial, Landscape development, Elbe glacial valley

Inhaltsverzeichnis

Biogeowissenschaftlich-paläoökologische Untersuchungen zur spätglazialen und holozänen Entwicklung von Landschaft und Flusssystem an der Jeezel im mittleren Elbetal

Falko Turner

Inhaltsverzeichnis

Kurzzusammenfassung / Abstract	3
Inhaltsverzeichnis	5
Abbildungsverzeichnis	9
Tabellenverzeichnis	13
A. Einleitung und Zielsetzung	14
B. Lage und geographische Gesamtsituation des Untersuchungsgebiets	17
1. Geologische und geomorphologische Situation	17
1.1. Lage und landschaftsräumliche Einordnung	17
1.2. Geologische und geomorphologische Situation des Hannoverschen Wendlands	18
1.3. Elblauf und Elbe-Urstromtal	20
2. Böden	22
3. Klimatische Stellung	23
4. Vegetation	24
4.1. Potentielle natürliche Vegetation	26
4.2. Heutige Vegetation.....	27
C. Topographische, quartärgeologische und stratigraphische Feinprospektion	29
1. Prospektionsmethoden	32
2. Stratigraphischer Aufbau des Jungquartärs im Jeezel-Tal bei Grabow.....	33
2.1. Beschreibung und stratigraphische Einordnung der Sedimentfazies	33
2.2. Sedimentaufbau und Stratigraphie der Paläorinnen	39
3. Stratigraphie der paläoökologisch bearbeiteten Profile	40
3.1. Profil „W I“	40
3.2. Profil „W II“	41
3.3. Profil “W III”	41
3.4. Profil „W IV“	42

Inhaltsverzeichnis

3.5. Profil „W V“	42
3.6. Profil „W VI“	43
3.7. Profil „W VII“	44
3.8. Profil „W VIII“	45
3.9. Profil „W IX“	46
D. Pollenanalytische Beiträge zur Vegetationsgeschichte der Jeetzel-Niederung und des Hannoverschen Wendlands	46
1. Methoden	48
1.1. Probenaufbereitung	48
1.2. Analyse der Proben	49
1.3. Auswertung und graphische Darstellung der Untersuchungsergebnisse	50
2. Definition und Kurzcharakterisierung der biostratigraphischen (Pollen-)Zonen in der Jeetzel-Niederung	52
3. Datierungen	56
3.1. Radiokarbondatierungen	56
3.2. OSL-Datierungen (Optisch stimulierte Lumineszenz)	57
4. Späteiszeitliche terrestrische Vegetationsentwicklung in der Jeetzel-Niederung und im Wendland im (über)regionalen Ver- gleich	58
4.1. Spätes Pleniglazial und palynologischer Übergang vom Pleniglazial zum Spätglazial	58
4.2. Offenvegetationsphase I (OV I)	61
4.3. Hippophae-Phase	64
4.4. Offenvegetationsphase II (OV II)	68
4.5. Allerød	71
4.5.1. Allerød a	71
4.5.2. Allerød b	73
4.5.3. Allerød c	74
4.5.4. Datierung der Allerød-Abschnitte	77
4.6. Jüngere Dryas	77
4.7. Präboreal	82
5. Größenstatistische Trennung von Pollen der Baum- und Zwerg- birken in späteiszeitlichen Sedimenten der Jeetzel-Niederung	88
5.1. Voraussetzungen und Methoden der größenstatistischen Trennung von Birkenpollen nach USINGER	89
5.2. Ergebnisse der Trennung von Birkenpollenkollektiven im Kern „W VIII“	91
5.2.1. Birken-Arten in der spätglazialen Jeetzel- Niederung	91

Inhaltsverzeichnis

5.2.2. Veränderungen der Anteile an Baum- und Zwergbirken während der biostratigraphischen Zonen	92
6. Palynostratigraphische Biozonen im Kontext späteiszeitlicher Klimaschwankungen	95
6.1. Die Position der Haupterwärmung in der späteiszeitlichen Palynostratigraphie Mitteleuropas.....	96
6.2. Das Jüngere Dryas-„Event“	98
6.3. Kürzere Temperatur-Oszillationen im Spätglazial.....	99
7. Zur Problematik der Bezeichnungen „Bølling“ und „Meiendorf“	101
8. Palynologische Untersuchungen an späteiszeitlichen Hochflutsedimenten im Hinblick auf ihre Eignung als Archive zur Umweltrekonstruktion	104
9. Holozäne Entwicklung der Vegetation der Flussauen in der Jeetzel-Niederung.....	108
9.1. Kurzer Abriss der holozänen Vegetationsentwicklung der Jeetzel-Niederung	109
9.1.1. Boreal	109
9.1.2. Atlantikum.....	111
9.1.3. Subboreal.....	112
9.1.4. Subatlantikum.....	113
9.2. Zum ehemaligen Vorkommen von Auenwäldern in der Jeetzel-Niederung.....	114
9.3. Pollenfunde von <i>Vitis vinifera</i> - natürliches Element der Elb-Auen oder Nachweis klein herrschaftlichen Weinbaus?	115
E. Paläolimnologische Untersuchungen zur Rekonstruktion von späteiszeitlichen Klima-, Umwelt- und Gewässerparametern in der Jeetzel-Niederung	116
1. Methoden	117
1.1. Geochemische Analysen zu Kalk-, Kohlenstoff- und Stickstoffgehalt der Sedimente.....	117
1.2. Botanische Makrorest-Analysen	119
1.3. Analyse der Grünalgen der Gattung <i>Pediastrum</i>	119
2. Kohlenstoff-, Stickstoff- und Kalkgehalte der Paläorinnensedimente	120
3. Lokale Vegetationsentwicklung im Umfeld der Paläomäander.....	124
3.1. Makrorestanalytische Ergebnisse zu Vorkommen einiger Baumarten	125
3.2. Verlandungssukzession in Flussaltarmen nach Pollen- und Makrorestanalysen.....	129
3.3. Makrorestanalysen und Wasserspiegelschwankungen.....	135

Inhaltsverzeichnis

4.	Grünalgen der Gattung <i>Pediastrum</i> als Paläobioindikatoren	137
4.1.	<i>Pediastrum</i> -Populationen während des Spätglazials – Ergebnisse der Differenzierung der Taxa.....	138
4.2.	Größenveränderungen von <i>Pediastrum</i> -Coenobien als Proxy zur Rekonstruktion ehemaliger Temperaturschwankungen?	144
F.	Paläohydrologische und geomorphologische Bedingungen im Flusssystem der Jeetzel	151
1.	Entwicklung des Flusssystems der Jeetzel von Pleniglazial bis zum frühen Holozän.....	151
1.1.	Spätes Pleniglazial – Braided-River-System und fluvio- äolischer Sedimentationswechsel	154
1.2.	Frühes Spätglazial – „Übergangs“-System	156
1.3.	Allerød – niedrig-energetisches Mäander-System	157
1.4.	Jüngere Dryas – hoch-energetisches Mäander-System	157
1.5.	Frühes Holozän – schmales Mäander-System.....	160
1.6.	Relevanz der Jeetzel-Studien für das mittlere Elbetal	162
1.7.	Flusssystem und Klimaschwankungen: Abschließende Be- trachtung zu Zusammenhängen.....	163
2.	Rekonstruktion ehemaliger Wasserspiegel in der Jeetzel- Niederung.....	165
G.	Zusammenfassendes Modell der spät- und nacheiszeitlichen Landschaftsgenese in der Jeetzel-Niederung.....	168
H.	Literatur- und Kartenverzeichnis	178
1.	Literaturverzeichnis.....	178
2.	Internetquellen	207
3.	Kartenverzeichnis.....	207
I.	Anhang	

Abbildungsverzeichnis

Abbildungsverzeichnis

Abb. 1:	Lage (A), Naturräume und Geologie (B) des Hannoverschen Wendlands	17
Abb. 2:	Ost-West-Höhentransekte durch das Hannoversche Wendland (~170-fach überhöht)	19
Abb. 3:	Klimadiagramm Lüchow. Angaben von Niederschlagssumme und Temperatur im langjährigen Mittel 1961-1990 (nach Daten des DWD)	24
Abb. 4:	Dauer der jährlichen frostfreien Periode in der Umgebung des Wendlands (nach HOFFMEISTER & SCHNELLE 1945)	25
Abb. 5:	Luftbild (Blick nach Norden) des Untersuchungsgebiets mit Lage der pollenanalytisch bearbeiteten Bohrprofile. Foto: Johann Friedrich Tolksdorf (2008)	30
Abb. 6:	Übersicht über das Untersuchungsgebiet mit Lage aller Bohrpunkte. Höhenlinien nach LANDESAMT FÜR GEOINFORMATION UND LANDENTWICKLUNG NIEDERSACHSEN (2008).....	31
Abb. 7:	Höhenmodell des Untersuchungsgebiets, basierend auf eigenen Messungen mit Differential-GPS (Höhenmodellierung durch Johann Friedrich Tolksdorf).....	33
Abb. 8:	Geologische Übersicht über das Untersuchungsgebiet mit Lage der sedimentologischen Transekte (Abb. 9-12).....	34
Abb. 9:	Schematisches sedimentologisches Transekt C-D	35
Abb. 10:	Anschnitt späteiszeitlicher Hochflutlehme in der archäologischen Grabung „Grabow 15“. Foto: Stephan Veil (Niedersächsisches Landesmuseum Hannover).....	36
Abb. 11:	Schematische sedimentologische Transekte E-F, G-H und I-J	37
Abb. 12:	Schematisches sedimentologisches Transekt K-L	38
Abb. 13:	Schematische sedimentologische Transekte A-B, M-N und O-P	39
Abb. 14:	Profil „W IV“. Zeiteinschätzung nach Pollenanalyse	42
Abb. 15:	Profil „W VI“	43
Abb. 16:	Lage pollenanalytisch bearbeiteter spät- und nacheiszeitlicher Sedimente im Hannoverschen Wendland.....	47
Abb. 17:	Entnahme von Proben zu Pollenanalyse und geochemischen Analysen.....	48
Abb. 18:	Lage pollenanalytischer Untersuchungspunkte mit spätglazialen Profilssequenzen in Niedersachsen und Umgebung.....	51
Abb. 19:	Biostratigraphische Zoneneinteilung und Parallelisierung der pollenanalytisch untersuchten Bohrprofile aus der Jeetzel-Niederung	54
Abb. 20:	Physikalisch-chemische Parameter, OSL-Datierungen sowie Auszüge der palynologischen und archäologischen Befunde des Aufschluss-Profiles „W IX“ (aus TOLKSDORF 2011).....	59
Abb. 21:	Ausgewählte Pollenspektren des Profils „W VIII“	62
Abb. 22:	Parallelisierung der biostratigraphischen Zonen der Jeetzel-Niederung mit wichtigen biostratigraphischen Systemen des Weichsel-Spätglazials benachbarter Regionen in Nordwest- und Zentraleuropa.....	63

Abbildungsverzeichnis

Abb. 23: Niedersachsen und Umgebung während der <i>Hippophae</i> -Phase. Anteile von Pollen des Sanddorns (<i>Hippophae rhamnoides</i>) an der Gesamtpollensumme sowie Nachweise von Baum- (<i>Betula pubescens</i>) bzw. Zwergbirken (<i>Betula nana</i>)	65
Abb. 24: Darstellung ausgewählter Pollenspektren des Profils „W VIII“ berechnet auf die Gesamtpollensumme	66
Abb. 25: Parallelisierung der das Allerød und ältere späteiszeitliche Zeitabschnitte umfassenden Pollendiagramme aus dem Hannoverschen Wendland anhand ausgewählter Pollenspektren	70
Abb. 26: Vorgeschlagene Parallelisierung detaillierter Allerød-Gliederungen aus Norddeutschland und den Niederlanden.....	73
Abb. 27: Ungefähre Pollenakkumulationsraten für Pollen von <i>Pinus</i> und <i>Betula</i> im Profil „W VIII“	78
Abb. 28: Ausgewählte Pollenspektren des Profils „W VI“	81
Abb. 29: Ausgewählte Pollenspektren des Profils „W IV“	83
Abb. 30: Parallelisierung der beiden Profilsequenzen „W II“ und „W IV“ mit vorgeschlagener Gliederung des Präboreals	86
Abb. 31: Ergebnisse der Größemessungen und Statistiken zur Trennung von Baum- und Zwergbirken-Pollen	93
Abb. 32: Provisorische Parallelisierung der Biostratigraphie des Hannoverschen Wendlands zur GICC 05-Stratigraphie. Als Ergänzung das Verhalten temperatursensitiver Chironomiden-Taxa im Profil „Fauler See“ (aus RÖHRIG et al. 2004).....	99
Abb. 33: Reflektion der späteiszeitlichen Klimaentwicklung in der Vegetationsentwicklung. Vergleich der drei Regionen Schleswig-Holstein, Niedersachsen und Schweizer Mittelland.....	100
Abb. 34: Zusammengesetzte palynologische Sequenz der Grabungsstelle „Grabow 15“	107
Abb. 35: Holozäner Teil der palynologischen Sequenz des Profils „W VI“.....	109
Abb. 36: Prozent-Anteile von Pollen der Holzarten <i>Alnus</i> , <i>Corylus</i> und <i>Quercus</i> im späten Boreal in Pollenprofilen aus dem Hannoverschen Wendland	110
Abb. 37: Anteile von <i>Vitis vinifera</i> in holozänen Abschnitten der pollenanalytisch untersuchten Profile aus der Jeetzel-Niederung.....	115
Abb. 38: Oben: Lithologie, Palynostratigraphie und Kohlenstoff- bzw. Kalkanteile ausgewählter Bohrprofile aus Paläomäandern der Jeetzel. Dargestellt ist zudem, welche Mikroorganismen-Gruppen an den einzelnen Kernen untersucht wurden. Unten: Ausgewählte <i>Pediastrum</i> - (links), Diatomeen- (Mitte) und Ostrakoden-Taxa (rechts) aus Paläomäandersedimenten der Jeetzel. Aufnahmen: <i>Staurosirella pinnata</i> und <i>Pseudostaurosira brevistriata</i> : Anja Schwarz; <i>Candona candida</i> : Finn Viehberg	118
Abb. 39: Ergebnisse geochemischer und organischer Analysen am Profil „W VIII“	121
Abb. 40: Ergebnisse geochemischer und organischer Analysen am Profil „W VI“	122
Abb. 41: Ergebnisse geochemischer und organischer Analysen am Profil „W IV“	123

Abbildungsverzeichnis

Abb. 42: Pollendiagramm mit Frequenzspektren ausgewählter Wasser- und Sumpfpflanzen, Profil „W VIII“	126
Abb. 43: Kombiniertes Pollen- und Makrorestdiagramm, Profil „W VIII“	127
Abb. 44: a) kalkhaltiges Flachgewässer, dominiert von <i>Hippuris vulgaris</i> in der submersen und emersen Form, subarktische Zone Islands; b) <i>Hippuris vulgaris</i> . Fotos: Richard Pott	128
Abb. 45: Pollen- und Makrorestdiagramm, Profil „W VI“	129
Abb. 46: Pollendiagramm mit Frequenzspektren ausgewählter Wasser- und Sumpfpflanzen, Profil „W IV“	131
Abb. 47: Makrorestdiagramm, Profil „W IV“	133
Abb. 48: Pollen- und Makrorestdiagramm, Profil „W II“	134
Abb. 49: Zusammenfassung der späteiszeitlichen und holozänen Verlandungsfolge in den untersuchten Paläomäandern der Jeetzel	136
Abb. 50: Zusammensetzung der <i>Pediastrum</i> -Floren in Jeetzel-Paläorinnen im Vergleich der untersuchten biostratigraphischen Perioden	138
Abb. 51: Frequenzspektren der Grünalgen der Gattung <i>Pediastrum</i> , Profil „W VIII“	139
Abb. 52: Frequenzspektren der Grünalgen der Gattung <i>Pediastrum</i> , Profil „W VI“	140
Abb. 53: Frequenzspektren der Grünalgen der Gattung <i>Pediastrum</i> , Vergleich der Profile „W II“ und „W IV“	141
Abb. 54: Median und Histogramme zur Verteilung des Coenobiendurchmessers der Taxa <i>Pediastrum integrum</i> , <i>P. boryanum</i> var. <i>boryanum</i> und <i>P. boryanum</i> var. <i>longicorne</i> in vier Proben des Profils „Daaden Gww1“ mit Zeitstellung Allerød bis Präboreal (nach HELMREICH 2006, verändert)	145
Abb. 55: Median des Coenobiendurchmessers der Taxa <i>Pediastrum boryanum</i> var. <i>boryanum</i> , <i>P. boryanum</i> var. <i>longicorne</i> und <i>P. angulosum</i> var. <i>angulosum</i> sowie deskriptive Statistik des aus den drei Taxa zusammengeführten Datensatzes	148
Abb. 56: Verbindung zwischen Klimarekonstruktionen aus grönländischen Eisbohrkernen und Rekonstruktionen zur Flusssystem-Entwicklung an der Mittelbe über Biostratigraphie und biotische Proxydaten	153
Abb. 57: Übersicht über die Lage der Paläomäander verschiedener biostratigraphischer Zeitphasen im Untersuchungsgebiet	155
Abb. 58: Wahrscheinlicher Verlauf der Jeetzel während des Allerøds und des ersten Teils der Jüngeren Dryas gegenüber dem zweiten Teil der Jüngeren Dryas	159
Abb. 59: Pollenspektren von Einzelproben einer Füllung eines kleinen holozänen Mäanders, Profil „W I“	161
Abb. 60: Zusammenfassendes Schema zur späteiszeitlichen Flussdynamik und deren Position zu Klimaschwankungen	164
Abb. 61: Rekonstruktion ehemaliger Wasserstände in der Jeetzel-Niederung nach (biostratigraphisch) datierten limnischen, Hochflut- und terrestrischen Sedimenten	166

Abbildungsverzeichnis

Abb. 62a: Modell der Landschaft in der Jeetzel-Niederung im späten Pleniglazial. Dargestellt sind zudem die Klimaentwicklung (nach NGRIP Eisbohrkern) und datierte (¹⁴ C / OSL, rot) sowie biostratigraphisch (Palynologie, grün) untersuchte Sequenzen.....	169
Abb. 62b: Modell der Landschaft in der Jeetzel-Niederung gegen Ende der Offenvegetationsphase I (OV I).....	170
Abb. 62c: Modell der Landschaft in der Jeetzel-Niederung im frühen Allerød	172
Abb. 62d: Modell der Landschaft in der Jeetzel-Niederung in der späten Jüngerer Dryas	174
Abb. 63: Multidisziplinäre Zusammenstellung von Parametern zur Umwelt- und Klimarekonstruktion am Übergang Jüngere Dryas-Holozän	175
Abb. 64: Modell der Landschaft in der Jeetzel-Niederung im späten Atlantikum.....	177

Im Anhang:

Abb. 65: Luftbild der Jeetzel-Niederung bei Grabow von 1945 (Quelle: Kampfmitelräumdienst Niedersachsen).....	ix
---	----

Faltbeilagen:

Abb. 66: Pollendiagramm des Profils „W II“
Abb. 67: Pollendiagramm des Profils „W IV“
Abb. 68: Pollendiagramm des Profils „W VI“
Abb. 69: Pollendiagramm des Profils „W VII“
Abb. 70: Pollendiagramm des Profils „W VIII“
Abb. 71: Pollendiagramm des Profils „W IX“
Abb. 72: Pollendiagramm des Profils „W III“
Abb. 73: Pollendiagramm des Profils „W V“

Tabellenverzeichnis

Tabellenverzeichnis

Tab. 1:	Jahresmittelwerte der Periode 1961-1990 vierer Wetterstationen der Lüneburger Heide bzw. des Wendlands (nach Daten des DWD)	24
Tab. 2:	Stratigraphie des Profils „W I“ (13,08 m NN.).....	40
Tab. 3:	Stratigraphie des Profils „W II“ (13,24 m NN.)	41
Tab. 4:	Stratigraphie des Profils „W III“ (13,44 m NN.).....	41
Tab. 5:	Stratigraphie des Profils „W IV“ (13,21 m NN.).....	42
Tab. 6:	Stratigraphie des Profils „W V“ (13,40 m NN.).....	43
Tab. 7:	Stratigraphie des Profils „W VI“ (13,42 m NN.).....	44
Tab. 8:	Stratigraphie des Profils „W VII“ (13,67 m NN.)	45
Tab. 9:	Stratigraphie des Profils „W VIII“ (13,45 m NN.).....	45
Tab. 10:	Stratigraphie des Profils „W IX“ (14,33 m NN.).....	46
Tab. 11:	AMS-Radiokarbonaten. Kalibrierte Altersangaben nach IntCal09 (REIMER et al. 2009)	56
Tab. 12:	Optische Lumineszenz-Daten (OSL) aus dem Jeetzel-Tal bei Grabow, Aufschluss „W IX“ (aus TOLKSDORF 2011)	57
Tab. 13:	Ergebnisse paarweiser U-Tests nach Mann-Whitney zu Unterschieden in der Größe der <i>Pediastrum</i> -Coenobien zwischen den untersuchten Proben des Profils „Daaden Gww1“	146
Tab. 14:	Ergebnisse paarweiser Signifikanz-Tests nach Mann-Whitney zu Unterschieden im Durchmesser der <i>Pediastrum</i> -Coenobien zwischen den biostratigraphischen Perioden des Profils „W VIII“	149
 Im Anhang:		
Tab. 15:	Zeitliche Einordnung pollenanalytisch untersuchter Einzelproben in der Jeetzel-Niederung.....	i
Tab. 16:	Liste der zu Vergleichen herangezogenen Pollenanalysen mit spätglazialen Sequenzen aus Niedersachsen und Umgebung.....	vi
Tab. 17:	Liste aller in Text und Abbildungen verwendeten Abkürzungen	viii

A. EINLEITUNG UND ZIELSETZUNG

Flusslandschaften gehören zu den Ökosystemen Mitteleuropas, die in den letzten 15.000 Jahren als Folge von Klimaschwankungen und anthropogenen Eingriffen weit reichenden Veränderungen unterworfen waren. Aufgrund günstiger lokalklimatischer wie edaphischer Faktoren waren und sind Flusstäler dabei in kaltzeitlichem Klima wichtige Refugien für Tier- und Pflanzenarten (e. g. HOEK 2000, TCHEBAKOVA et al. 2010, THEUERKAUF & JOOSTEN 2012). Dazu bilden sie wichtige Korridore für Migration bzw. Verbreitung von Pflanzen und Tieren (e. g. JOHANSSON et al. 1996). Heute intensiv genutzte, ausgeräumte und begradigte Flusslandschaften haben dabei nur noch wenig mit natürlichen Systemen gemein, sind aber dennoch stark von extremen Wetterereignissen sowie möglicherweise von den Folgen des aktuellen Klimawandels betroffen.

Biogeowissenschaftliche Untersuchungen innerhalb von Flusstälern haben neben Erkenntnissen zur allgemeinen Vegetationsgeschichte zum besseren Verständnis der Interaktion von Klima, Flusssystem und Landschaft in Mitteleuropa beigetragen (e. g. KOZARSKI et al. 1988, STARKEL 1995, VANDENBERGHE 1995, Igl et al. 2000, ANDRES et al. 2001, ANTOINE et al. 2003, PASTRE et al. 2003, KASSE et al. 2005, SIDORCHUK et al. 2009, KASSE et al. 2010). Dennoch sind grundsätzliche Steuerungsprozesse weiterhin unklar. In welchem Maße die Entwicklung eines Flusssystems überhaupt von extrinsischen Faktoren wie der Klimaentwicklung beeinflusst wird, ist beispielsweise bis heute in Teilen umstritten (vgl. VANDENBERGHE 2003). Klassische geowissenschaftliche Studien haben hier häufig Schwierigkeiten, zeitliche Reihenfolgen einzelner Prozesse aufzudecken.

Ziel dieser Arbeit ist es, die landschaftliche Entwicklung in der Jeetzel-Niederung, einer Flusslandschaft am Westrand des mittleren Elbe-Urstromtals in Niedersachsen, innerhalb der letzten 15.000 Jahre detailliert und hochauflösend zu rekonstruieren. Dabei soll die Landschaftsgenese exemplarisch in ihren einzelnen Faktoren wie Klimaentwicklung, geomorphologische und hydrologische Entwicklung sowie Vegetationsentwicklung untersucht werden, um anschließend im Vergleich Korrelationen, Vor- und Nachher einzelner Prozesse sowie eventuelle Zeitverzögerungen oder fehlende Reaktionen einzelner Systeme zu detektieren.

Der Fokus der zwangsläufig multidisziplinären Untersuchungen liegt hierbei auf der Periode der Späteiszeit und des frühen Holozäns vor etwa 15.000 bis 10.000 Jahren, welche mit der drastischen Veränderung von glazialem zu warmzeitlichem Klima einen idealen Zeitabschnitt zur Untersuchung von Interaktion zwischen Klima- und Landschaftsentwicklung darstellt. Fragestellungen sind dabei im Einzelnen:

- Welche Zeitabschnitte erfassen die landschaftsgeschichtlichen Archive in der Jeetzel-Niederung? Ermöglichen sie eine Rekonstruktion der Klima- und Vegetationsentwicklung, insbesondere für die Periode zwischen 15.000 und 10.000 Jahren?

Einleitung und Zielsetzung

- Bestehen Zusammenhänge zwischen späteiszeitlicher Vegetations- und Klimaentwicklung – sowohl in kleinräumigem Maßstab in der Jeetzel-Niederung als auch in größerem Maßstab im nordwestlichen Mitteleuropa? Sind gegebenenfalls andere Faktoren wie Migrationsprozesse zur Erklärung von Vegetationsmustern heranzuziehen?
- Ermöglichen multidisziplinäre paläoökologische Untersuchungen – etwa verschiedener Organismengruppen – die direkte Rekonstruktion des Klimas und weiterer Umweltparameter im Untersuchungsgebiet?
- Welche geomorphologischen und hydrologischen Prozesse fanden in der Jeetzel-Niederung statt? Insbesondere: Lassen sich späteiszeitliche Änderungen im Abflussverhalten des Flusssystemes auf Klimaveränderungen bzw. Veränderungen anderer Umweltparameter zurückführen?

Archive von Klima- und Landschaftsgeschichte zur Beantwortung obiger Fragestellungen stellen dabei in dieser Arbeit fluviatile und vor allem limnische Sedimente verlandeter ehemaliger Flussrinnen dar, welche unter Sauerstoffabschluss nicht nur Sporen und Pollenkörner von Sporen- und Blütenpflanzen, sondern auch Reste von Samen, Früchten sowie Reste von Mikroflora und -fauna der ehemaligen Gewässer über Jahrtausende konservierten. Die Komplexität und Kleinräumigkeit von Sedimentations- und Erosionsprozessen in Flusstälern erfordert dabei einen erhöhten Aufwand an quartärgeologischen Voruntersuchungen, die in dieser Arbeit zum einen dazu dienen, geeignete Archive aufzuspüren, zum anderen aber auch zur Rekonstruktion geomorphologischer Prozesse beitragen.

Das Rückgrat der Untersuchungen bilden Pollenanalysen, die ein Werkzeug zur Rekonstruktion von Vegetationssukzessionen, aber insbesondere in der Späteiszeit auch zur relativen biostratigraphischen Einordnung der Sedimentfolgen darstellen. Im Verbund mit chronologischen Untersuchungen (Radiokarbon- und Lumineszenzdatierungen) ermöglicht die Biostratigraphie auch eine zeitliche Parallelisierung zu anderen, vergleichbaren Analysen und unabhängigen Klimarekonstruktionen in Mitteleuropa.

In Kombination von biostratigraphischen, paläoklimatischen und geologischen Informationen, unterstützt durch lokale Rekonstruktionen von Klima- und Umweltparametern, kann somit die Entwicklung des Abflussverhaltens in der Jeetzel-Niederung detailliert rekonstruiert und mit der Klimaentwicklung verglichen werden. Hieraus ergeben sich neuartige Ergebnisse zur klimatischen Steuerung von landschaftsgenetischen und geomorphologischen Prozessen.

Archäologische Untersuchungen in der Jeetzel-Niederung enthüllen ein dichtes Netz an Fundplätzen mit Artefakten späteiszeitlicher Jäger und Sammler der Federmesser-Kultur, darunter für die Zeitperiode einzigartigen Schmuckobjekten aus Bernstein, (VEIL & BREEST 1997, VEIL & BREEST 2006, VEIL et al. 2012). Ein Ziel der biogeowissenschaftlichen Analysen dieser Arbeit ist damit auch die Rekonstruktion des späteiszeitlichen Landschaftsumfelds dieser paläolithischen Gruppen.

Danksagung

Zum Gelingen dieser Arbeit haben viele Personen beigetragen. Allen Genannten und Ungenannten möchte ich hier meinen herzlichen Dank aussprechen.

Meinem Doktorvater und Erstgutachter dieser Arbeit, Prof. Dr. Richard Pott, danke ich für die mir gewährten Freiheiten und seine Unterstützung in jeglicher Hinsicht, sowie für viele großartige Exkursionen, welche meine Sichtweise geobotanischer Fragestellungen entscheidend mitgeprägt haben. Prof. Dr. Antje Schwalb danke ich für ihre Bereitschaft zur Betreuung dieser Arbeit, sowie für ihre großzügige Unterstützung mit der Infrastruktur des Instituts für Umweltgeologie der Technischen Universität Braunschweig.

Ein Teil dieser Arbeit ist im Forschungsprojekt „Interdisziplinäre geowissenschaftliche und archäologische Untersuchungen zu den Bernsteinfunden vom Federmesser-Fundplatz Weitsche, Ldkr. Lüchow-Dannenberg“ entstanden, mit einer Arbeitsgruppe aus Mitarbeitern des Niedersächsischen Landesmuseums Hannover, der Universitäten Hannover, Braunschweig, Marburg, Köln, Tübingen und London sowie des Niedersächsischen Instituts für Historische Küstenforschung Wilhelmshaven. Stellvertretend seien hier die Kollegen Dr. Anja Schwarz, Ullrich von Bramann (Braunschweig), Dr. Felix Bittmann (Wilhelmshaven), Dr. Rupert Housley (London) sowie Dr. Knut Kaiser (Marburg / Potsdam) genannt. Dr. Stephan Veil (Hannover) und Klaus Breest (Gartow) überließen mir archäologische Daten zu Oberflächenfundplätzen, Dr. Veil übernahm zudem die Koordination obigen Forschungsprojekts. Dr. Finn Viehberg (Köln) stellte mir Ostrakoden-Analysen und eine daraus resultierende Temperaturrekonstruktion für das frühe Holozän zur Verfügung. Cassian Braham-Law (Oxford) übernahm die Durchführung tephrochronologischer Analysen an Bohrkernen, die leider ohne Erfolg blieben. Dr. Hartmut Usinger (Kiel) war mit seinem außergewöhnlichen Bohrgerät eine unersetzliche Hilfe bei der Profilentnahme im Gelände. Dr. Johann Friedrich Tolksdorf (Marburg) stellte OSL-Daten an Dünen im Untersuchungsgebiet zur Verfügung, übernahm die digitalen Höhenmodellierungen und war bei gemeinsamen Geländearbeiten ein stets angenehmer Partner. Allen sei hierfür recht herzlich gedankt, sowie dem Bundesland Niedersachsen für die finanzielle Förderung des Projekts.

Stellvertretend für die vielen Kollegen, die meine Studien mit Anregungen und Diskussionen bereicherten, danke ich Dr. Hartmut Usinger (Kiel), Prof. Dr. Karl-Ernst Behre (Wilhelmshaven) sowie den Kollegen Prof. Dr. Hansjörg Küster, Prof. Dr. Andreas Lechner und Prof. Dr. Joachim Hüppe am Institut für Geobotanik der Leibniz-Universität Hannover. Christa Lechte (Institut für Geobotanik, Hannover) danke ich für erhebliche Unterstützung im Universitätsalltag, Kaffee, Tee und stets ein offenes Ohr, wann immer ich es nötig hatte.

Ohne die studentischen Hilfskräfte, die tatkräftig an den Geländearbeiten beteiligt waren und diese mit ihrer stets guten Laune erheblich erleichterten, wäre ein Teil dieser Arbeit nicht denkbar gewesen. Stellvertretend möchte ich hier Michael Beger, Bastian Niemeyer, Jörg Lang, Stephanie Bernstein und Nicole Börner herzlich danken.

Dr. Luise Knoop und Reinhard Meyer danke für die Kontrolle einer früheren Version dieser Arbeit im Hinblick auf Rechtschreibfehler.

Dr. Martin Speier (Montabaur) danke ich dafür, dass er meine ersten Schritte in den Wissenschaftszweig der Paläoökologie begleitete und mich hierfür begeisterte.

Der größte Dank gebührt meiner Familie, die mir stets Rückhalt und Geborgenheit gab.

B. LAGE UND GEOGRAPHISCHE GESAMTSITUATION DES UNTERSUCHUNGSGEBIETS

1. Geologische und geomorphologische Situation

1.1. Lage und landschaftsräumliche Einordnung

Die Jettel-Niederung ist Teil des Hannoverschen Wendlands, welches naturräumlich dem niedersächsischen Tiefland, genauer dem jüngsten Teil des nordwestdeutschen Altmoränengebiets mit Übergang zum Elbe-Urstromtal, zuzurechnen ist (SEEDORF 1977).

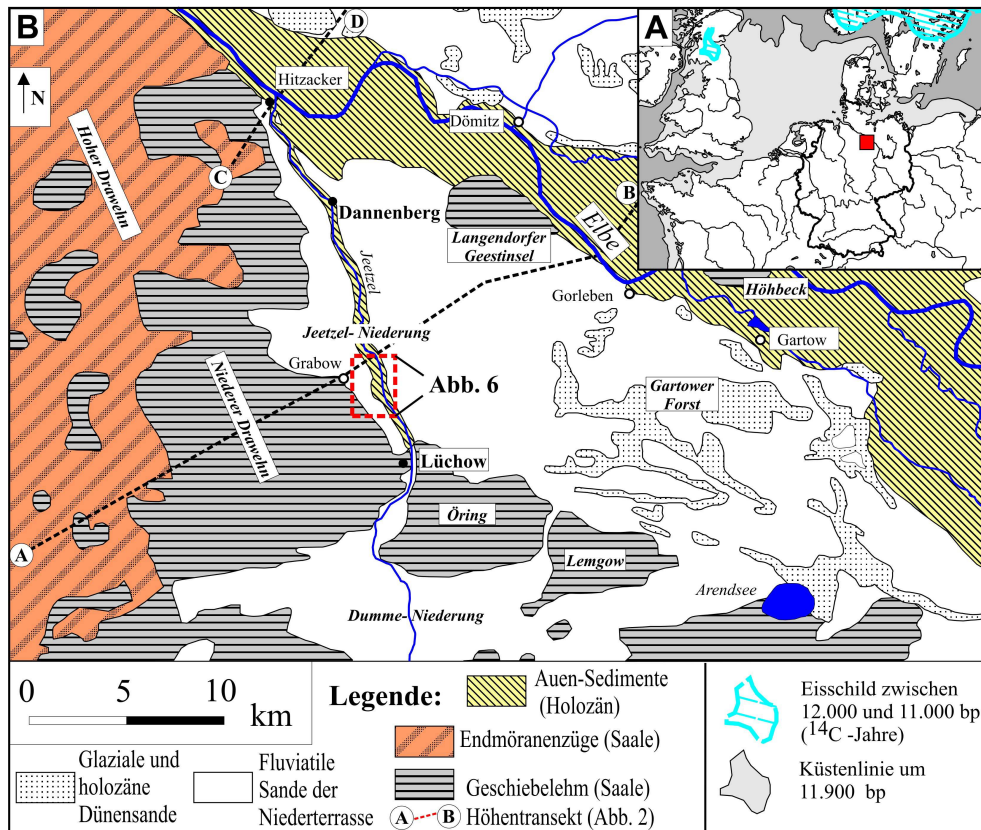


Abb. 1: Lage (A), Naturräume und Geologie (B) des Hannoverschen Wendlands.

Begrenzt wird das Hannoversche Wendland – zu großem Teil identisch mit dem Gebiet des heutigen Landkreises Luchow-Dannenberg – durch die Elbe im Nordosten und den Moränenwall des Drawehn im Westen (Abb. 1). Die nördliche Begrenzung bildet der scharfe Abbruch dieses Höhenzugs zum Elbtal nahe der Ortschaft Hitzacker (Abb. 2, vgl. POTT 1999). Nach Süden trennt die tief gelegene Landgraben-Dumme-Niederung das Wendland von der sich anschließenden Altmark.

Lage und geographische Gesamtsituation

Landschaftliche Untereinheiten des Wendlands sind neben der zentral gelegenen Elbe-Jeetzel-Niederung der Hohe und Niedere Drawehn im Westen, die durch die Jeetzel- und die Dumme-Niederung von den übrigen Moränenzügen abgetrennten südlichen Erhebungen von Öring und Lemgow, der von ausgedehnten Dünen geprägte Gartower Forst sowie die im Elbtal isoliert liegenden Erhebungen der Langendorfer Geestinsel und des Höhbeck (Abb.1, vgl. SCHRADER 1957, MIEST 1969, SEEDORF 1977). Zumeist werden auch die Bereiche der westlichen holozänen Elbaue mit Dannenberger und Gartower Elbmarsch dem Wendland hinzugerechnet (MIEST & PASCHE 1981, DUPHORN & SCHNEIDER 1983). Ein Grund für diese kleinräumige Gliederung sind unter anderem erhebliche Unterschiede im geologischen Aufbau zwischen den Landschaftsteilen.

1.2. Geologische und geomorphologische Situation des Hannoverschen Wendlands

Bei einer geomorphologischen Betrachtung des Hannoverschen Wendlands fällt zunächst ein Gefälle in West-Ost-Richtung auf (Abb. 2). Geprägt wird dieses durch den Hohen Drawehn, mit bis zu 140 Metern Höhe Teil der Osthannoverschen Kiesmoräne. Dieser fällt nach Osten recht steil zum flachwelligen Niederen Drawehn ab, an welchen im südlichen Teil des Untersuchungsgebiets sich mit nur wenigen Metern Höhendifferenz unterhalb von 20 Metern NN das mehr als 20 Kilometer breite ebene Elbe-Urstromtal anschließt (Abb. 2). Nach Norden wird der zum Elbtal vorgelagerte Gürtel des Niederen Drawehn immer schmaler (Abb. 1), so dass bei Hitzacker eindrucksvolle Prallhänge mit bis zu 50 Metern Höhe an direktem Kontakt von Hohem Drawehn und Elbtal entstehen (Abb. 2).

Zur Entstehung des heutigen Reliefs hat dabei wesentlich beigetragen, dass das Hannoversche Wendland während des Pleistozäns mehrfach von Eismassen überfahren wurde. Dabei wurde der Großteil der heutigen Formen, so der Hohe Drawehn als Endmoräne und der Niedere Drawehn als Grundmoräne, vermutlich schon während zweier Eisvorstöße des Drenthe-Stadiums der Saale-Eiszeit angelegt und bei der letzten Übergletscherung während des Warthe-Stadiums der Saale-Eiszeit nur in geringerem Maße überprägt (NIBIS® KARTENSERVEN 2010b, 2010c, vgl. HÖFLE 1991, MEYER 1994).

Eine Tiefenerosion unter Bildung zumeist von Nord nach Süd orientierter Rinnen, deren größte sich südlich der Ortschaft Gorleben erstreckt, erfolgte bereits zuvor während der Elster-Eiszeit, als erstmals Gletschervorstöße das mitteleuropäische Tiefland erreichten (e. g. WOLDSTEDT & DUPHORN 1974, KUSTER & MEYER 1979, EHLERS & GIBBARD 2004). Die elster- und saalezeitlichen Sedimente, bestehend aus Abfolgen von Geschiebemergel, Schmelzwassersanden und Beckensedimenten wie Lauenburger Ton, erstrecken sich dabei im Bereich der Gorlebener Rinne bis

Lage und geographische Gesamtsituation

in eine maximale Tiefe von mehr als 300 Metern (KÖTHE et al. 2007).¹ Dazwischen bilden gut ausgeprägte Schichten der Holstein-Warmzeit einen geologischen Leit-horizont und beweisen als teils brackig-marine Ablagerungen die Transgression des Holstein-Meeres bis in das Untersuchungsgebiet (DUPHORN & SCHNEIDER 1983, KÖTHE et al. 2007, vgl. BENDA & MEYER 1973, STRAHL & ZWIRNER 2002).

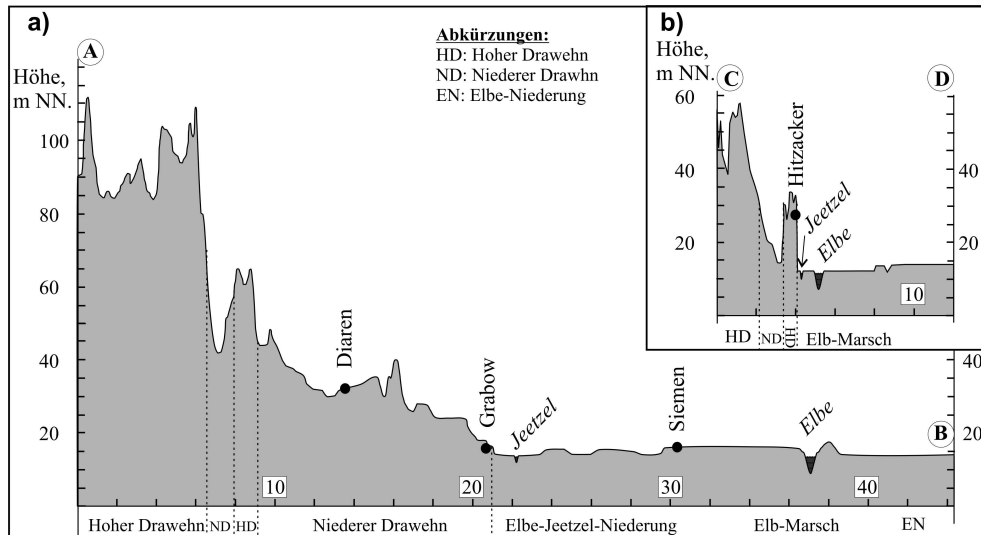


Abb. 2: Ost-West-Höhentransekte durch das Hannoversche Wendland (~170-fach überhöht). Zur Lage der Transekte siehe Abb. 1.

Neben den oberflächennahen glazialen Schichtfolgen werden die geologischen Bedingungen des Hannoverschen Wendlands durch bis zu mehrere Kilometer mächtige Sedimentgesteine geprägt, die sich infolge des allmählichen Absinkens des norddeutschen Beckens seit dem Paläozoikum unter immer wieder zwischen marin und terrestrisch wechselnden Bedingungen ansammelten (e. g. BACHMANN & HOFFMANN 1995, LITTKKE et al. 2005). Von großer Bedeutung für heutige Prozesse sind dabei Zechsteinsalz-Ansammlungen des Perm, die unter hohem Druck des aufliegenden Gesteins plastisch verformbar wurden, und dann an Schwachstellen durch das hangende Gestein hindurch als Salzstöcke diapirisch in Richtung Oberfläche drückten. Im Hannoverschen Wendland sind fünf solcher Salzstöcke bekannt, deren größter der Salzstock Gorleben-Rambow ist (DUPHORN & SCHNEIDER 1983, BORNEMANN et al. 2007). Gelangten die Steinsalze an die Oberfläche oder in den Kontaktbereich zu Grundwasser, kam es zu Auslaugung bzw. Subrosion. Paläogene und neogene Sedimente, die in der Region weit verbreitet sind, finden mit bis zu 1.000 Metern dementsprechend ihre größte Mächtigkeit in den als Folgen von Salzaufstieg und Subrosion absinkenden Rändern der Salzstöcke (KÖTHE et al. 2007). Insbesondere Miozanschollen verschiedener Größe findet man im Hannoverschen Wendland allerdings auch oberflächennah, wo diese von

¹ Detaillierte Untersuchungen im Hinblick auf ein geplantes Atommüll-Endlager am Salzstock Gorleben ermöglichen eine vermutlich einzigartige Genauigkeit der Rekonstruktion der quartären und präquartären Schichtfolge des Gebiets.

Lage und geographische Gesamtsituation

den quartären Gletschermassen mitgerissen und verlagert wurden (DUPHORN & SCHNEIDER 1983, MEYER 2009).

Am Salzstock Gorleben sind Subrosionsprozesse zusätzlich zum Paläogen und Neogen auch für das ältere bis mittlere Pleistozän nachgewiesen. Hierbei lagerten sich vom altpleistozänen Menap-Komplex (>1,0 Mio. Jahre BP) bis zur Bilshausen-Warmzeit, welche der Elster-Eiszeit vorausging, Flachwassersedimente ab, die heute wichtige Archive der pleistozänen Klima- und Vegetationsgeschichte darstellen (MÜLLER 1986, 1992, vgl. LITT et al. 2007). Ob die Entstehung späteiszeitlicher und holozäner Einsturztrichter, wie des Siemener Bruchs (verlandet) oberhalb des Salzstocks Groß Heide-Siemen und des Maujahn oberhalb des Salzstocks Dannenberg, ebenfalls mit Subrosion in Zusammenhang stehen, ist bisher unklar (KÖTHE et al. 2007).

Neben den bereits genannten Einheiten prägt als jüngstes geologisches Element vor allem die Sedimentfolge im Elbe-Urstromtal das Hannoversche Wendland und insbesondere die Jeezel-Niederung. Die geologischen Grundlagen für den Elblauf in der Vergangenheit und heute werden im nächsten Kapitel etwas ausführlicher dargestellt.

1.3. Elblauf und Elbe-Urstromtal

Mit einer Länge von 1.094 Kilometern², einem Einzugsgebiet von 148.268 km² und einer mittleren Abflussmenge von 860 m³/s an der Mündung ist die Elbe der vierzehnt längste Fluss in Europa und überwindet dabei ein Gesamtgefälle von 1.386 Metern, wovon allerdings der Großteil auf den Oberlauf entfällt (vgl. BERGEMANN 2011). Geologisch kann der Fluss sehr grob in zwei bis drei Haupteinheiten untergliedert werden.

Im Oberlauf des Elbe-Systems nutzen die Flüsse häufig schon seit dem Pliozän-Pleistozän-Übergang dieselben Täler und schnitten sich dabei unter der Entstehung von bis zu 24 Stufenterrassen tief in das Festgestein ein (TYRÁČEK 2001, TYRÁČEK & HAVLÍČEK 2009). Mit dem Übergang zum Mittellauf zwischen den sächsischen Städten Meißen und Riesa sowie dem Eintritt in von glazialen Lockersedimenten geformte Landschaften nimmt die Elbe den Charakter eines Tieflandsflusses mit einem nur geringen Gefälle von unter 20 cm pro Kilometer Laufstrecke an (e. g. KÜSTER 2007). Die elster- und saalezeitlichen Gletschermassen blockierten den vormaligen Flusslauf, lenkten ihn wiederholt ab und verschoben großflächig Sedimente. Während ältere, stärker nach Nordost orientierte Elb- bzw. Urstromverläufe im oberen Mittelbegebiet teilweise kartiert und datiert sind (e. g. KLAFS 1965, EISSMANN 1975, MÜLLER 1988, EISSMANN 2002), ist über den Abflussverlauf zu

² Zählt man die tschechische Moldau als Quellfluss, so wird sogar eine Gesamtlänge von 1.245 km erreicht.

Lage und geographische Gesamtsituation

dieser Zeit im niedersächsischen Gletscher-Randbereich nur wenig bekannt (MEYER 1983).

Das heutige Elbe-Urstromtal wird als hauptsächlich weichselzeitliche Bildung aufgefasst, dessen spätwarthezeitliche Anlage nach Abtauen der Saale-Gletscher im niedersächsischen Raum allerdings diskutiert wird (EHLERS 1978, MEYER 1983, vgl. KÖTHE et al. 2007). Es bildete die Hauptabflussbahn des weichselzeitlichen Schmelzwassers und vereinigte dabei die Wassermassen der oberen Elbe und ihrer südlichen Nebenflüsse jeweils mit denen der drei großen Urstromtäler Thorn-Eberswalde, Warschau-Berlin und Glogau-Baruth (MEYER 1983, SCHRÖDER 1988). Geschätzt werden ein weichselzeitliches Einzugsgebiet von ca. 400.000 km² und eine Abflussrate von 770.000 m³/s bei maximaler Flussbettauslastung während Frühjahrs-Schmelzhochwasser im heutigen nordöstlichen Nordseebecken (WESTAWAY & BRIDGLAND 2010)³.

In Hannoverschen Wendland bewirkte dies die Ausbildung eines bis zu 30 km breiten Tals mit Mächtigkeit der weichselzeitlichen Niederterrassensedimente von bis zu 30 Metern, wobei petrographisch eine ältere und jüngere Niederterrasse unterschieden werden können (SCHRÖDER 1988, KÖTHE et al. 2007). Generell wird der Aufbau der Niederterrasse nach oben feinkörniger, so dass in den oberflächennahen Schichten Fein- bis Mittelsande dominieren, die hier als Sedimente eiszeitlicher Braided-River-Stromsysteme akkumulierten (HILLER et al. 1991, KÖTHE et al. 2007, vgl. auch Kap. C.2). Der Niederterrasse aufgesetzt sind insbesondere im Gartower Forst und am nordöstlichen Rand der Elbniederung bis zu 25 Meter hohe Dünen, deren Aufwehung nach neuen Untersuchungen bereits im späten Pleniglazial begann und sich im Spätglazial bzw. Holozän unter zunehmend anthropogenem Einfluss fortsetzte (GIESE 1970, HILGERS 2007, TOLKSDORF 2011). Als Besonderheit des Hannoverschen Wendlands darf zudem gelten, dass die Niederterrasse durch einige Moräneninseln – wie die Langendorfer Geestinsel oder den 76 Meter hohen geologisch detailliert untersuchten Höhbeck – unterbrochen wird, welche mit ihrem steileren Relief und komplexen Aufbau zur naturräumlichen Vielfalt des Wendlands beitragen (Abb.1, vgl. DUPHORN & SCHNEIDER 1983, GILLANDT et al. 1983).

Über die geologische Situation im Einflussbereich der Jeetzel als kleinem südlichem Elbe-Zufluss mit einer Länge von 73 km, einem Einzugsgebiet von 1.928 km² und einem mittleren Abfluss von 9,1 m³/s (BERGEMANN 2011) ist nur wenig bekannt. Die Jeetzel entspringt in der Moränenlandschaft der sächsischen Altmark in einer Höhe von 61 Metern ü. NN, durchfließt dabei vor allem kiesig-sandigen Grund und tritt bei Lüchow unterhalb von 20 Metern NN ins Elbe-Urstromtal ein,

³ Zum Vergleich: Der Amazonas, welcher rezent mehr Wasser transportiert als die 7 nächstkleineren Flüsse weltweit zusammen, hat eine Abflussrate von etwa 209.000 m³/s. Allerdings sind die Werte von WESTAWAY & BRIDGLAND (2010) wohl Überschätzungen (e. g. BUSSCHERS et al. 2011).

dessen westlichen Randbereich – Jeetzel-Niederung genannt – sie durchfließt (Abb. 1). Wann die Jeetzel-Niederung zuletzt auch vom Wasser des Elbe-Hauptstroms durchflossen wurde, ist noch unklar, jedoch ist dies für die Späteiszeit durchaus noch denkbar (DUPHORN & SCHNEIDER 1983). Daher beleuchten die in dieser Arbeit vorgestellten Ergebnisse zur Evolution des Flusslaufs im Spätglazial und Frühholozän den zweitjüngsten Teil der andauernden geologischen Entwicklung der Elbe (vgl. Kap. F.1).

Deren jüngster Teil betrifft die holozäne Entwicklung der Elbaue durch Einschneiden des Flusses und Ablagerung von sandigen, aber vor allem schluffig-tonigen Auensedimenten (vgl. Kap. F.1.6). Diese sind entstanden durch periodisch auftretende, lang andauernde Überschwemmungen, welche auch heute noch die nicht eingedeichten Bereiche der Elbaue einer hohen Dynamik unterwerfen.

Stark holozän überformt ist daneben vor allem die durch die Transgression der Nordsee in den Gezeiteinfluss gelangte Unterelbe ab Geesthacht als dritte Haupteinheit des Elbe-Systems (e. g. KÜSTER 2007). Durch Verlangsamung der Fließgeschwindigkeit und den Gezeitenrückstrom kamen hier vermehrt feinklastische Sedimente („Klei“) zur Ablagerung (e. g. ILLIES 1954). Der ehemalige weichselzeitliche Unterlauf der Elbe lässt sich noch über die heutige Mündung hinaus östlich an der Doggerbank vorbei rekonstruieren (vgl. FIGGE 1980). Dort vorhandene und submarin konservierte Sedimente werden in der Zukunft wichtige Archive der Landschafts- und Klimageschichte darstellen (GAFFNEY et al. 2009).

2. Böden

Zunächst können im Hannoverschen Wendland die mehr oder weniger trockenen Böden der Moränenlandschaften und Dünen von den nassen Böden der Niederungen unterschieden werden.

Aus feinkörnigerem Substrat der Grundmoränen wie dem Niederen Drawehn und in geringerem Maße der Endmoränen entwickelten sich Braunerden, die heute intensiv landschaftlich genutzt werden und zumeist nur schwach podsoliert sind (MIEST & PASCHE 1981). Der verbreitete Bodentyp der nährstoffarmen Sande der Endmoränen⁴ und in noch stärkerem Maße der Dünen ist im Hannoverschen Wendland jedoch der Podsol. Die charakteristische Verlagerung organischer Verbindungen in den Unterboden mit häufiger Ortsteinbildung wurde dabei durch die Übernutzung der Böden in Mittelalter und früher Neuzeit zusätzlich gefördert, was zur Entstehung von Heideflächen führte. Hiervon zeugen auch die vereinzelt siedlungsnah anzutreffenden Plaggenböden, beispielsweise westlich von Prezelle (NIBIS® KARTENSERVEN 2010a).

⁴ Hier ist auch häufig der Übergangstyp Braunerde-Podsol ausgebildet.

Lage und geographische Gesamtsituation

Nassböden sind in den Niederungen des Hannoverschen Wendlands mit natürlicherweise sehr hohem Grundwasserstand vielfältig ausgebildet. Gleye sind durch einen dauerhaft wassergesättigten anoxischen Gr-Horizont und einen darüber liegenden periodisch durchlüfteten Go-Horizont mit rostfarbener Eisenoxid-Ausfällung charakterisiert (e. g. SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL 2002). Dies führte in den von eisenhaltigem Grundwasser durchströmten Sandböden der Jeetzel-Niederung sogar zu flächiger Bildung von Raseneisenstein, welcher in vergangener Zeit zur Eisengewinnung genutzt wurde (GRAUPNER 1982).

Dabei existieren im Wendland je nach Wasserstand die Typen Auengley (mittlerer Grundwasserspiegel zwischen 40 und 80 cm), Auennassgley (mittlerer Grundwasserspiegel oberhalb 40 cm) bis hin zu Auenanmoorgley mit höheren Humusanteilen (MEYER & MIEHLICH 1983). Daneben sind auch Niedermoorböden entwickelt, insbesondere über verlandeten ehemaligen Flussrinnen. Die Übergangsform Gley-Podsol ist ebenso anzutreffen wie Pseudogley als Stauboden, dieser auch im Moränengebiet. In der holozänen Elbaue treten noch insbesondere im Vordeichsland Rambla (von Januar bis Juli 30-70 % der Zeit überflutet) und Paternia als nicht bis wenig entwickelte Böden junger Schwemmflächen auf, an höheren Stellen und im eingedeichten Gebiet abgelöst durch den reiferen Typ der Autochthonen Vega (MEYER & MIEHLICH 1983).

Die Nassböden der Niederungen sind im hohen Maße von der Absenkung des Grundwasserstandes seit 1950 durch Entwässerungs- und Kanalsysteme wie Lucie- und Jeetzel-Kanal betroffen, negative Auswirkungen insbesondere auf Erhaltung von Gley- und Moorböden sind hier zu erwarten.

3. Klimatische Stellung

Das Hannoversche Wendland befindet sich in einer klimatischen Übergangsstellung zwischen den ozeanischen bzw. atlantisch geprägten nordwesteuropäischen Küstengebieten und Mittelgebirgen sowie den osteuropäischen Binnenländern mit kontinentalem Klima.

Im Vergleich zum restlichen Niedersachsen, insbesondere zur sich westlich anschließenden Lüneburger Heide, ist das Klima des Wendlands deutlich kontinentaler, was zum einen mit der etwas größeren Entfernung zur Nordsee, zum anderen bei vorherrschenden Winden aus nordwestlicher Richtung mit der Regenschatteneffektwirkung des Hohen Drawehn zu begründen ist (vgl. MIEST 1972).

Zum Ausdruck kommt dies in einer mit 545 mm relativ geringen Jahresniederschlagssumme und einer höheren Anzahl von Sonnenstunden gegenüber westlich angrenzenden Gebieten (Tab. 1, Abb. 3). Daneben sind die jährlichen Temperaturschwankungen ausgeprägter mit höheren Sommer- und niedrigeren Wintertemperaturen, welche im Januarmittel knapp den Gefrierpunkt unterschreiten (MIEST 1972, vgl. Abb. 3).

Lage und geographische Gesamtsituation

Tab. 1: Jahresmittelwerte der Periode 1961-1990 vierer Wetterstationen der Lüneburger Heide bzw. des Wendlands (nach Daten des DWD).

	Niederschlag (mm)	Temperatur (Ø, °C)	Sonnenscheindauer (Std.)
Soltau (Lüneb. Heide)	811,2	8,4	1524,6
Lüneburg (Lüneb. H.)	611,8	8,9	1495,6
Uelzen (Lüneb. Heide)	658,7	8,5	1486,6
Lüchow (Wendland)	545,5	8,6	1610,6

Damit leitet die klimatische Position des Gebiets schon über zu jener der südöstlich anschließenden Börde-Landschaften, welche allerdings insbesondere im Regenschatten des Harzes durch noch geringere Jahresniederschläge unterhalb 500 mm gekennzeichnet sind.

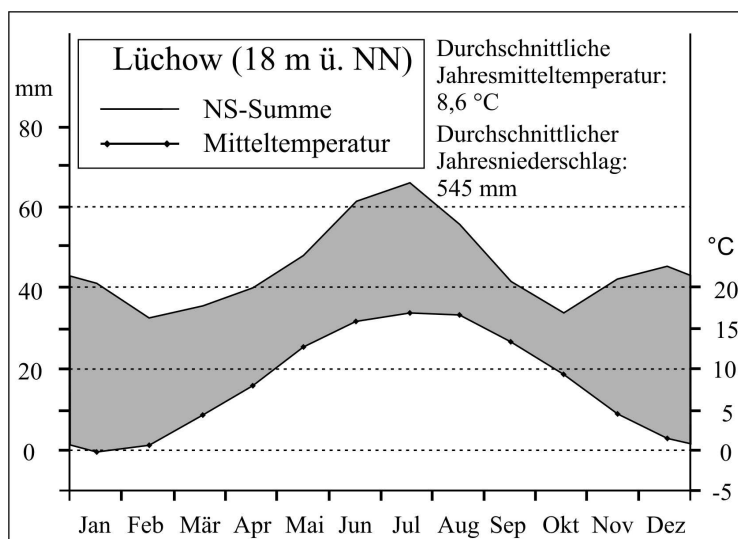


Abb. 3: Klimadiagramm Lüchow. Angaben von Niederschlagssumme und Temperatur im langjährigen Mittel 1961-1990 (nach Daten des DWD).

Einen weiteren Aspekt des kontinentaleren Klimas, die länger andauernde Spätfrostgefahr und damit verbundene kürzere frostfreie Sommerperiode, zeigt Abb. 4. Zusammenfassend kann damit das Klima des Untersuchungsgebiets als gemäßigt subozeanisch bis subkontinental bezeichnet werden.

4. Vegetation

Die klimatische Übergangssituation des Wendlands spiegelt sich auch in der Vegetation wider. So erreichen einige Pflanzenarten hier ihre westlichen bzw. östlichen Verbreitungsgrenzen. Beispiele für atlantische Arten, welche im Wendland die

Lage und geographische Gesamtsituation

Ostgrenze ihres Verbreitungsgebiets erreichen, sind Englischer Ginster (*Genista anglica*), Stechpalme (*Ilex aquifolium*), Beinbrech (*Narthecium ossifragum*) und Glockenheide (*Erica tetralix*), der in der Lüneburger Heide noch vorkommende Gagelstrauch (*Myrica gale*) erreicht das Wendland nicht einmal mehr (e. g. WALTHER 1973, PREISING 1985, SCHULZ 1985).

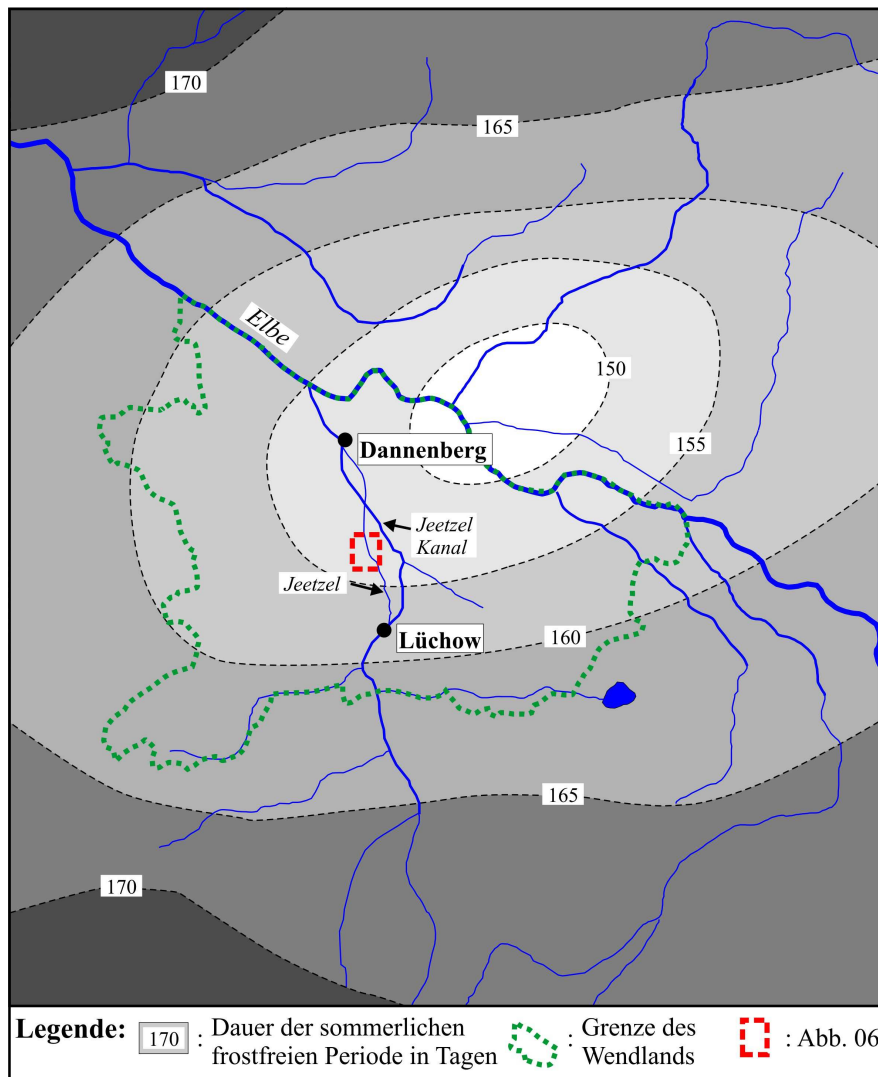


Abb. 4: Dauer der jährlichen frostfreien Periode in der Umgebung des Wendlands (nach HOFFMEISTER & SCHNELLE 1945).

Kontinentale Arten, die im Wendland an ihre westliche Verbreitungsgrenze stoßen, sind u.a. Sumpfporst (*Ledum palustre*) als Vorbote der osteuropäischen Bruchwaldgesellschaft des *Ledo-Pinetum* (POTT 1995), Wiesen-Kuhschelle (*Pulsatilla pratensis*), Straußblütiger Sauerampfer (*Rumex thyrsiflorus*), Traubige Graslinie (*Anthericum liliago*), Sumpf-Brenndolde (*Cnidium dubium*) und Berg-Haarstrang (*Peucedanum oreoselinum*) (e. g. HAHN 1970, WALTHER 1973, 1977, SCHULZ 1985). Zu nennen ist hier zudem das über dem Einsturztrichter Maujahn als

Schwingrasen entstandene Moor, welches hinsichtlich Vegetation, aber auch Insekten-Fauna den Typ östlicher kontinental-borealer Hochmoore repräsentiert und damit zu den in hohem Maße schützenswerten Biotopen des Wendlands zählt (TÜXEN 1962, TIMM 1983, WALTHER 1986).

4.1. Potentielle natürliche Vegetation

Die naturräumliche Vielfalt des Wendlands mit ihrem Muster geologischer Ausgangssubstrate und Bodentypen bewirkt eine relativ kleinräumige standörtliche Differenzierung, welche sich in der potentiellen natürlichen Vegetation widerspiegelt, im Sinne von BURRICHTER, POTT & FURCH (1988) definiert als Zustand der Vegetation, welcher sich nach dem Ende jeglichen menschlichen Eingriffs einstellen würde.

Zunächst können dabei die trockenen Standorte der Geest und Dünen von den feuchten der Niederungen und Flussmarschen unterschieden werden. Bestimmende natürliche Waldgesellschaft auf trockenen, nährstoffarmen podsolierten Sandböden wie im Hohen Drawehn oder den Gartower Tannen ist der Eichen-Birken-Mischwald vom Typ des *Betulo-Quercetum typicum* (MIEST 1969). Bedingt durch Nährstoffarmut und Bodenversauerung kann die Rotbuche (*Fagus sylvatica*) als sonst dominierender Waldbildner des nordwesteuropäischen Raums hier nicht zur Dominanz gelangen (e. g. POTT 1995). Auf etwas nährstoffreicheren lehmigen Standorten tritt die Buche jedoch unter Ausbildung eines Eichen-Buchen-Laubmischwalds (*Periclymeno-Fagetum*) hinzu, wobei sich *Betulo-Quercetum* und *Periclymeno-Fagetum* nach Bodenstruktur mosaikartig verzahnen. Auf Dünenfeldern und in Mooren wie dem Postbruch bei Gartow darf eventuell auch die Kiefer (*Pinus sylvestris*) als natürlicher Waldbildner angesehen werden, wobei es sich um Vorposten des östlich der Elbe einsetzenden Kiefernareals bzw. Relikte früherer Waldtypen handelt (PREISING 1985, vgl. Kap. D.9). An den nasseren Rändern der Geest im Übergang zum Elbe-Urstromtal wird Eichen-Hainbuchen-Wald (*Stellario-Carpinetum*) als natürliche Waldgesellschaft vermutet (e. g. MIEST 1969, SCHULZ 1985). Allerdings handelt es sich bei den Geesträndern um die Kernzonen des dörflichen Siedlungsgebiets, so dass dieser Waldtyp nicht erhalten geblieben ist (e. g. KÜSTER 2004).

Als verbreitete Waldgesellschaft auf Gley-Böden der weichselzeitlichen Urstromtal-Niederungen wird der feuchte Eichen-Birken-Wald (*Quercu-Betuletum molinietosum*) angegeben. Allerdings existieren auch hiervon nur fragmentarische heutige Vorkommen, so dass kaum Aufnahmen dieses Wald-Typs vorliegen. WALTHER (1983) ordnet zudem einige artenreichere Bestände mit Buchen und Hainbuchen der Pflanzengesellschaft des *Quercu-Carpinetum loniceretosum* zu, deren Rang allerdings umstritten ist.

Eine hohe natürliche Biodiversität existiert im Überschwemmungsbereich der Elbe und ihrer Nebenflüsse, mit kleinräumiger Einnischung von Pflanzengesellschaften

je nach Überflutungsdauer und -höhe (e. g. WALTHER 1977, HELLWIG 2000). Der Traubenkirschen-Eschen-Auenwald (*Pruno-Fraxinetum*) wird dabei als begleitender Auenwald kleinerer Flüsse und Bäche in Jeetzel- und Dumme-Niederung genannt (SCHULZ 1985). Daneben bildet in den vermoorten Bereichen der Flussniederungen Erlenbruchwald vom Typ des *Carici elongatae-Alnetum* die natürliche Waldgesellschaft.

Der potentielle natürliche Vegetationstyp der Auenwälder in der Elb-Marsch ist dagegen umstritten. Während einige Autoren eine typische Abfolge mit Weichholzaue (*Salicetum triandro-viminalis*) auf flussnäheren tieferen Bereichen und Hartholzaue (*Quercu-Ulmetum*) auf höheren Bereichen annehmen (e. g. POTT 1999, SPEIER 1999a), sehen KÜSTER & PÖTSCH (1998) sowie BURKART et al. (1998) die Hartholzaue natürlicherweise nur auf einige begünstigte Standorte wie das Elbholz bei Gartow beschränkt, und begründen dies mit einer lang andauernden Überschwemmungsperiode sowie regelmäßiger Schädigung durch winterlichen Eisgang (vgl. hierzu auch Kap. D.9.2). MIEST (1969) sieht eine Verbindung von Standorten des *Quercu-Ulmetum* mit feinkörnigen Auelehm-Vorkommen, was auch CASPERS (1993a) insbesondere für eine Beteiligung der Feld-Ulme (*Ulmus minor*) annimmt.

Die Dynamik des Flusses mit wechselseitiger Erosion und Akkumulation erzeugt zudem eine Vielzahl von Standorten, unter anderem kleinräumig natürliche Offen- und Pionier-Standorte, welche in der natürlicherweise geschlossenen mitteleuropäischen Waldlandschaft vielen konkurrenzschwachen Arten ein Überdauern ermöglichen, so vielen Nitrophyten und daneben auch einigen Arten heutiger Grünlandgesellschaften (KÜSTER & PÖTSCH 1998, BURKART et al. 1998). Erwähnt werden müssen auch die natürlichen Standorte eutropher Wasserpflanzenbestände, z.B. dem *Myriophyllo-Nupharetum luteae* und dem *Stratiotetum aloides*, und deren Verlandungssukzession in Altarmen der Elbe und ihrer Nebenflüsse (e. g. WALTHER 1977, HELLWIG 2000).

4.2. Heutige Vegetation

Die heutige Vegetation des Hannoverschen Wendlands ist durch lang andauernde Nutzung stark verändert. Wenngleich in den Moränenlandschaften des Drawehn noch einige relativ naturnahe Waldbestände erhalten sind, sind doch die meisten Standorte des Eichen-Birken-Walds insbesondere auf Dünen heute als Resultat der preußischen Aufforstungsmaßnahmen des 19. Jahrhunderts mit Kiefernforsten bestockt (e. g. JUNACK 1989).

Viele Niederungs- und Auenbereiche sind durch Eindeichung und Entwässerung weitgehend in wirtschaftlich nutzbares Grünland umgewandelt. In der Jeetzel-Niederung setzt sich diese Entwicklung durch den Bau von Jeetzel- und Lucie-Kanal seit 1950 weiter fort, so dass die Niederung heute intensiv ackerbaulich genutzt wird (HARTMANN & SCHRÖDER 1970, vgl. Abb. 5). Nur noch wenige insel-

Lage und geographische Gesamtsituation

tige, durch die Grundwasserspiegel-Absenkung stark veränderte Erlen-Bruchwald-Vorkommen zeugen daher von weit verbreiteten ehemaligen Niedermoorstandorten. Ein naturnäheres Bild bietet dagegen die Dumme-Landgraben-Niederung, insbesondere am ehemaligen innerdeutschen Grenzgebiet, wo sich noch einige intakte Niedermoorbereiche mit Erlenbruchwäldern, Seggenrieden und extensiv genutzten Feuchtwiesen, letztere als Relikt historischer Nutzungsformen, erhalten haben.

Auch an der holozänen Elbaue sind Auenwälder nur in ganz wenigen Ausnahmefällen erhalten geblieben, z.B. am Gartower Elbholz (WALTHER 1977, HÄRDTLE et al. 1996). Im Deichvor- und -hinterland werden die Auenwälder zumeist durch Grünlandgesellschaften ersetzt, welche allerdings eine Reihe seltener und bedrohter Pflanzenarten enthalten können. Im Überflutungsbereich sind dies beispielsweise unter Beweidung Knickfuchsschwanz-Flutrasen (*Ranunculo repentis-Alopecuretum geniculati*), in höheren Auen-Bereichen unter ein- bis zweischüriger Mahd subkontinentale Stromtal-Wiesen der Typen *Cnidio venosi-Violetum persicifoliae* (Brenndoldenwiese) oder *Leucanthemo-Rumicetum thyrsoflori* (WALTHER 1973, HELLWIG 2000). Allerdings sind diese durch zunehmende Intensivierung der Grünlandwirtschaft mit Düngung und häufigerem Schnitt ebenfalls gefährdet (e. g. HUNDT 1996).

Auf den höchsten, sandigen Bereichen der Aue, die im Sommer stark austrocknen können, sowie auf Dünen stocken bemerkenswerte Bestände von Sandtrockenrasen. Die Spannweite reicht dabei von offenen, lückigen Silbergrasfluren (*Spergulo-Corynephorum*) bis hin zu dichten, buntblumigen Grasnelken-Rasen (*Diantho-Armerietum*), welche eine Reihe seltener, kontinentaler bzw. wärmeliebender Pflanzenarten enthalten (WALTHER 1977, HELLWIG 2000). Belege, dass einige Elemente der Sandtrockenrasen im Elbtal bereits vor der anthropogenen Förderung durch Abholzung und Landwirtschaft existierten, bestehen sowohl in Form von holozänen Pollenfunden – etwa der Grasnelke (*Armeria maritima*) – als auch dem Beweis einer holozän andauernden Dünen-Aktivität, welche entsprechende offene Sandflächen als Standorte erzeugte (SCHELSKI 1997, KÜSTER & PÖTSCH 1998, TOLKSDORF 2011).

In naturnaher Form noch vorhanden, wenn auch durch Eutrophierung und Flurbereinigung gefährdet, sind ferner vielfältige Wasserpflanzen- und Ufergesellschaften (siehe Kap. B.4.1). Allerdings sieht HELLWIG (2000) beispielsweise bei Schilfröhricht (*Scirpo-Phragmitetum*) eine dramatische Abnahme im Vergleich zu den noch von WALTHER (1977) beschriebenen Beständen.

Insgesamt lässt sich die aktuelle Vegetation des Untersuchungsgebiets also als Mosaik aus wenigen Naturlandschaftselementen und vielfältigen Kulturlandschaftselementen bzw. -relikten verschiedener Epochen beschreiben.

C. TOPOGRAPHISCHE, QUARTÄRGEOLOGISCHE UND STRATIGRAPHISCHE FEINPROSPEKTION

Die Komplexität von Sedimentations- und Erosionsprozessen in Flusstälern stellt – im Vergleich zu anderen Sedimentarchiven wie Seen und Hochmooren – besondere Anforderungen an die Durchführung paläoökologischer, geoarchäologischer und landschaftsgeschichtlicher Untersuchungen.

Kleinräumige Muster wechselnder Sedimentarten mit unterschiedlicher Genese, z.B. ehemaliges aktives Flussbett bzw. Uferbanksediment (fluviatil), Paläorinnen⁵ / Altarmfüllung (limnisch / telmatisch⁶), Hochflut- / Auelehm (Hochflutsediment) und Düne (äolisch), müssen bei der Auswahl eines Profils zur Analyse bekannt sein (e. g. WILLERDING 1960, BOHNCKE et al. 1995, SMITH et al. 2005). Zudem besteht eine erhöhte Schwierigkeit, Sedimentverläufe zu verfolgen und zu interpolieren. Wird nach einer bestimmten Zeitscheibe gesucht, sind entsprechende Sedimente dementsprechend nur mit höherem Aufwand zu detektieren. Mit durch Erosionsprozesse verursachte Schichtlücken muss gerechnet werden, so dass gewöhnlich kein durchgehendes „Idealprofil“ gefunden werden kann (vgl. SPEIER 1999a).

Die hohe Sedimentations-Dynamik in Flusstälern bietet aber auch zusätzliche Möglichkeiten zur Bearbeitung landschaftsgeschichtlicher Fragestellungen in Mitteleuropa. Viele Sedimente unterschiedlicher Zeitstellung sind vorhanden, so dass gute Chancen bestehen, Sedimente einer bestimmten, den Bearbeiter interessierenden Periode aufzufinden. Gerade neuere Untersuchungen zeigen dabei, dass insbesondere die limnischen Sedimente vom Fluss abgeschnittener ehemaliger Rinnen hochauflösende und hochempfindliche Archive der Landschafts- und Klimageschichte darstellen und wie andere Stillgewässersedimente genutzt werden können (e. g. BOHNCKE & HOEK 2007, BOS et al. 2007). Zudem besteht in stärkerem Maße die Möglichkeit, über Verknüpfung von vegetationsgeschichtlichen, stratigraphisch-quartärgeologischen und chronologischen Methoden ein räumliches Modell einer Landschaft zu rekonstruieren, als dies bei herkömmlichen paläoökologischen Untersuchungen mit der Analyse eines einzelnen durchgehenden Profils erfolgen kann (vgl. Kap. F, Kap. G).

Paläoökologische Untersuchungen in Flusstälern erfordern daher einen erhöhten Aufwand an stratigraphisch-quartärgeologischen Begleituntersuchungen. Diesem Aufwand wird in dieser Arbeit bereits mit der Wahl eines nur ca. 1,8 x 1,2 km großen Bereichs der Jeetzel östlich der Ortschaft Grabow als hauptsächliches Untersuchungsgebiet Rechnung getragen (Abb. 5, Abb. 6). Die Größe des Gebiets erlaubt es gerade noch, den Schichtaufbau der jungquartären Sedimente im Rahmen von

⁵ Als Paläorinne wird in dieser Arbeit eine ehemalige Flussrinne bezeichnet, die während oder nach der Isolierung vom aktiven Flusslauf mit Sedimenten verfüllt wurde, und deren Verlauf daher rekonstruiert werden kann.

⁶ Telmatisch bezeichnet die Entstehung von Torfen unter nicht subaquatischen Bedingungen, z. B. in Bruchwäldern oder Hochmooren (vgl. MURAWSKI & MEYER 2010).

Prospektionsarbeiten weitestgehend vollständig zu kartieren. Zudem existiert für dieses Gebiet eine detaillierte und nahezu komplette Erfassung archäologischer Oberflächenfunde⁷, welche die stratigraphische Information im Hinblick auf landschaftsgeschichtliche Schlussfolgerungen sinnvoll ergänzt (Abb. 6).



Abb. 5: Luftbild (Blick nach Norden) des Untersuchungsgebiets mit Lage der pollenanalytisch bearbeiteten Bohrprofile. Foto: Johann Friedrich Tolksdorf (2008).

Primäre Ziele der quartärgeologischen und stratigraphischen Feinprospektion sind dabei:

- Einen Überblick über die vorhandenen oberflächennahen Sedimente im Gebiet aufzustellen, insbesondere den Verlauf ehemaliger Flussrinnen zu kartieren.
- Den Schichtaufbau vorhandener Rinnen an ausgewählten Stellen detailliert zu erfassen und eine erste grobe Zeiteinordnung zu ermöglichen, dabei vor allem späteiszeitliche Sedimente aufzuspüren (vgl. Kap. D.1, Kap. D.4).
- Insgesamt eine sinnvolle Auswahl von Profilen zur detaillierten paläoökologischen Bearbeitung zu ermöglichen.

Die in den Abschnitten D-G vorgestellten Rekonstruktionen dieser Arbeit basieren dabei auch mehr oder weniger direkt auf den quartärgeologischen Untersuchungen und wären ohne detaillierte Kenntnis der Stratigraphie so nicht möglich.

⁷ Die archäologischen Prospektionsarbeiten wurden durchgeführt und die Daten dankenswerterweise zur Verfügung gestellt von Klaus Breest und Dr. Stephan Veil vom Niedersächsisches Landesmuseum Hannover

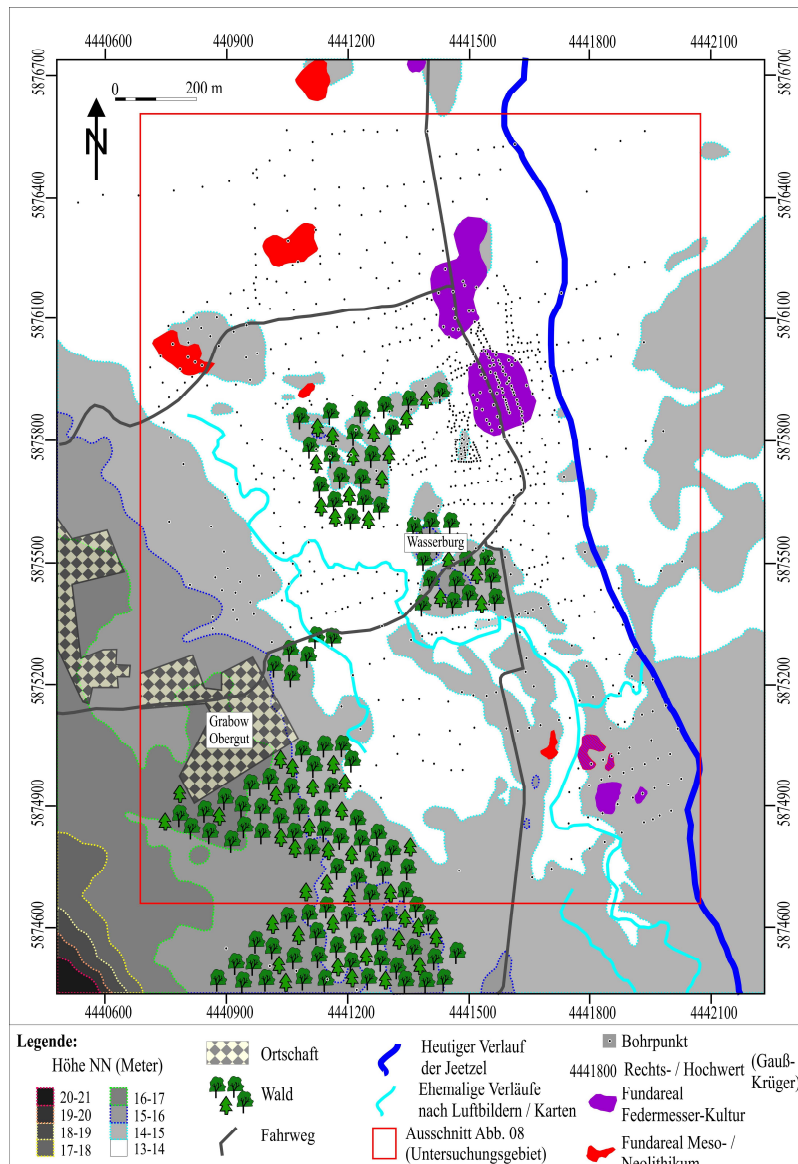


Abb. 6: Übersicht über das Untersuchungsgebiet mit Lage aller Bohrpunkte. Höhenlinien nach LANDESAMT FÜR GEOINFORMATION UND LANDENTWICKLUNG NIEDERSACHSEN (2008).

Ergänzend kann dabei eine feinnivellierende topographische Erfassung, wie sie beispielsweise Airborne Laserscanning-Systeme bieten, wertvolle Informationen über den Verlauf ehemaliger Rinnen verschaffen und damit quartärgeologische Kartierungsarbeiten bedeutend erleichtern bzw. deren Ergebnisse absichern (BERENDSEN & VOLLEBERG 2007). Zu detektierende Relief-Unterschiede zwischen Paläorinnen und den übrigen Bereichen der Jettel-Niederung liegen dabei allerdings maximal im Dezimeter-Bereich und sind durch Ackerbau weiter verwischt. Sie werden nur unzureichend in Karten und herkömmlichen DGM-Datensätzen wieder gegeben (Abb. 6). Airborne Laserscanning-Daten existieren für das Untersuchungsgebiet bislang noch nicht.

1. Prospektionsmethoden

Insgesamt wurden im Untersuchungsgebiet mehr als 800 Bohrungen im Handbohrverfahren niedergebracht (Abb. 6). Quartärgeologische Kartierungsarbeiten zur Übersichtskartierung wurden mit einem Pürckhauer-Bohrstock durchgeführt und dabei die obersten 1-2 Meter erfasst. Transektbohrungen durch ehemalige Flussrinnen erfolgten mit einer halboffenen Rammkernsonde mit einem Innendurchmesser von 4,8 cm (Gutsbohrer), welche neben einer detaillierteren stratigraphischen Ansprache auch die Entnahme ungestörter Proben ermöglicht. Die Transektbohrungen wurden dabei bis zum Erreichen der ehemaligen Rinnenbasis fortgeführt. Die Ansprache der Sedimente richtete sich nach HINZE et al. (1989), soweit möglich erfolgte auch eine bodenkundliche Ansprache nach AG BODEN (2005). Den meisten Profilen wurden zusätzlich an der Basis Proben für pollenanalytische Voruntersuchungen zu einer groben Alterseinschätzung entnommen (vgl. Kap. F.1.1).

Das Einrichten eines Höhennivellements wurde im Untersuchungsgebiet über eine Einmessung mit Differential-GPS-Systemen des Herstellers Leica versucht. Zunächst wurde mit einem System mit Basisstation gearbeitet (GPS 500)⁸. Im weiteren Verlauf wurde dann ein System mit Echtzeitkorrektur durch das Datennetz der Firma ASCOS verwendet⁹. Ca. 6.500 Punkte wurden gemessen und exemplarisch mit Höhenmesswerten von Tachymeter-Stationen verglichen. Die eingesetzten Systeme ermöglichten dabei eine dreidimensionale Bestimmung der Koordinaten mit Fehlern von nur wenigen Zentimetern auf freiem Feld, aber nicht in baumbestandenen Bereichen.

Alle geographischen Informationen wurden in einem GIS-System¹⁰ gebündelt. Die Berechnung eines digitalen Gelände-Modells aus den Daten erfolgte durch Johann Friedrich Tolksdorf (Abb. 7). Quartärgeologische Karten sowie sedimentologische Transekte wurden mit Hilfe von GIS und dem Grafik-Programm CoreIDRAW erstellt.

Nach Abschluss der Prospektionsarbeiten und Voruntersuchungen wurden Standorte zur Entnahme von Bohrkernen zur detaillierten paläoökologischen Bearbeitung ausgewählt. Die Profil-Bergung erfolgte mit einem modifizierten Stechrohr-Gerät nach USINGER, was eine hochgradig saubere und ungestörte Sedimententnahme garantierte (MINGRAM et al. 2007). Zudem ermöglichte der verwendete Innendurchmesser von 5 bzw. 8 cm die Durchführung verschiedener Untersuchungen an einem Bohrkern. Die Kerne wurden noch im Gelände in Hälften geschnitten und in PVC-Halbrohren sowie mit PE-Folie ummantelt transportiert.

⁸ Das Gerät wurde freundlicherweise zur Verfügung gestellt durch den Fachbereich Geographie der Philipps-Universität Marburg.

⁹ Das Gerät wurde freundlicherweise zur Verfügung gestellt durch das Institut für Kartographie und Geoinformatik der Leibniz-Universität Hannover.

¹⁰ Für die Überlassung einer studentischen Lizenz für das Software-Paket ArcGIS danke ich der Firma ESRI.

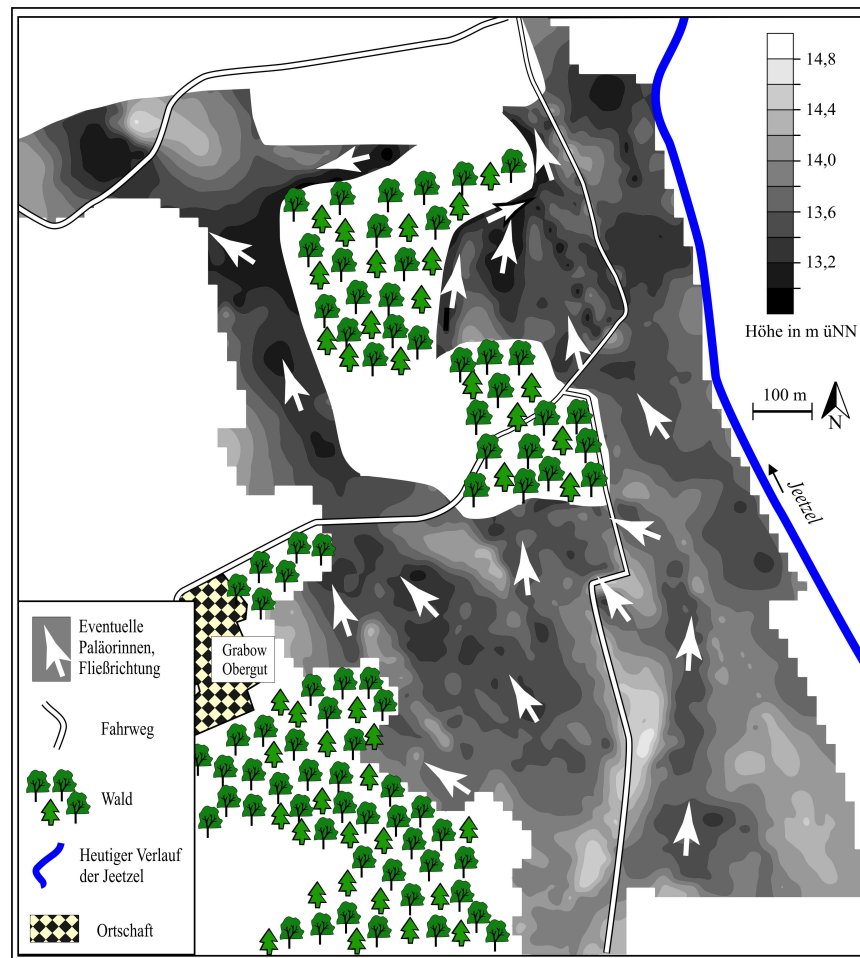


Abb. 7: Höhenmodell des Untersuchungsgebiets, basierend auf eigenen Messungen mit Differential-GPS (Höhenmodellierung durch Johann Friedrich Tolksdorf).

2. Stratigraphischer Aufbau des Jungquartärs im Jeezel-Tal bei Grabow

2.1. Beschreibung und stratigraphische Einordnung der Sedimentfazies

Folgende geologische Einheiten konnten im Untersuchungsgebiet oberflächennah unterschieden werden (Abb. 8): Kieshaltige Geschiebedecksande bzw. glazifluviatile Sande des Drenthe-Stadiums der Saale-Kaltzeit bilden in etwa entlang der 16 Meter-Höhenlinie die Grenze der Jeezel-Niederung sowie des gesamten Elbe-Urstromtals zur Geest im Südwesten des Gebiets (Abb. 6, Abb. 8). Der Übergang der fluviatilen Sande des weichselzeitlichen Urstromtals zu den Sedimenten der Saale-Kaltzeit wurde bei den Geländearbeiten nur teilweise erfasst und daher zusätzlich der geologischen Karte TK 25 entnommen (NLFB 1975/1996).

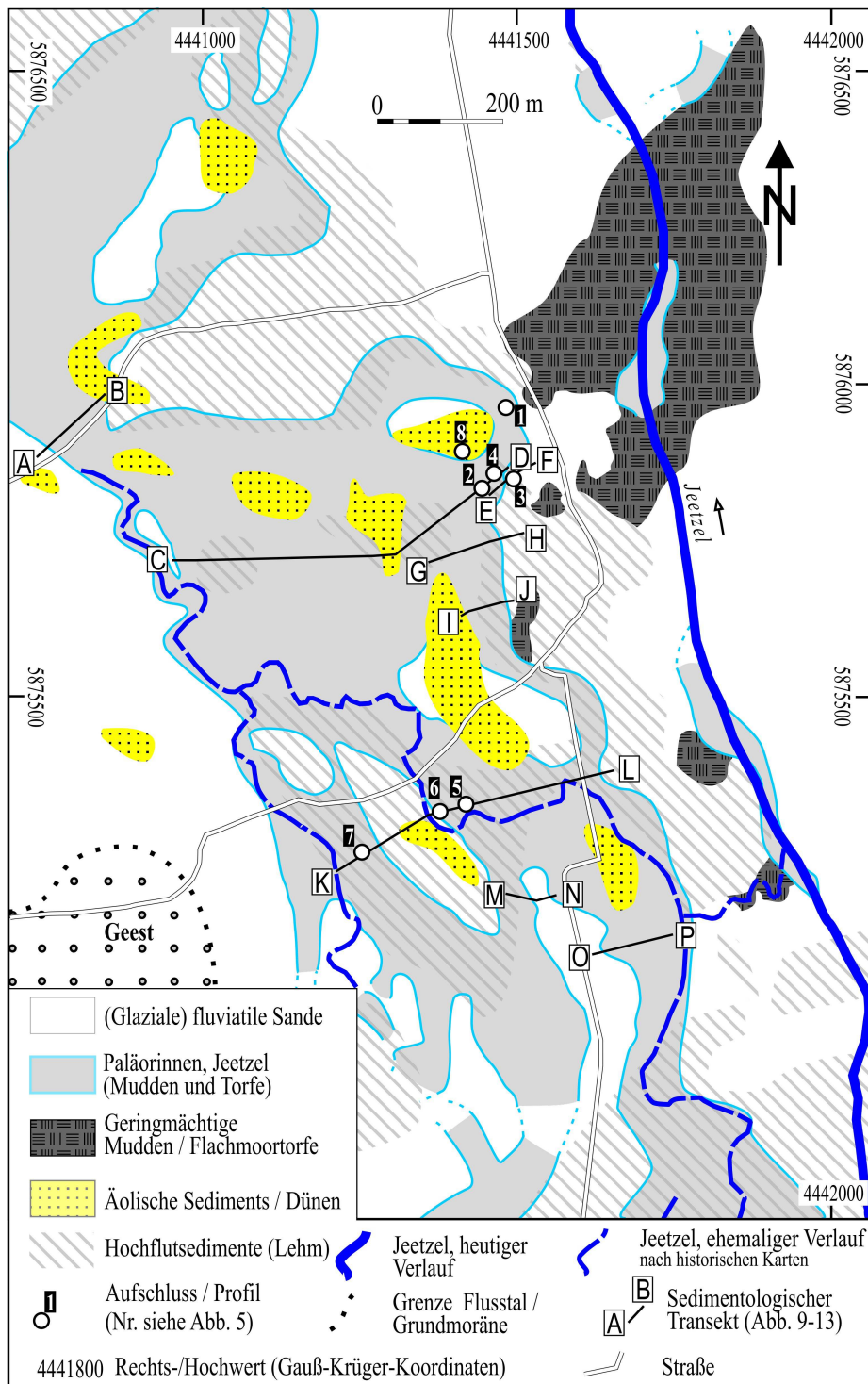


Abb. 8: Geologische Übersicht über das Untersuchungsgebiet mit Lage der sedimentologischen Transekte (Abb. 9-12).

Fluviatile Sande der weichselzeitlichen Niederterrasse, zumeist Fein- bis Mittelsande, stehen dort an der Oberfläche bzw. direkt unterhalb des künstlichen Acker-

horizontes an, wo keine anderen Sedimente diese Schichten bedecken, an den Rändern und auf kleinen Rücken innerhalb der Jeetzel-Niederung (Abb. 8). Diese Sande finden sich auch im Liegenden der anderen Sedimentfazies im Flusstal (vgl. Abb. 9 – Abb. 13). Sie bilden den oberen Abschluss der weichselzeitlichen Folge an Terrassensedimenten im Gebiet des unteren Elbetals und sind aufgrund ihrer Mächtigkeit im Handbohrverfahren nicht zu durchteufen (vgl. SCHRÖDER 1988, KÖTHE et al. 2007).

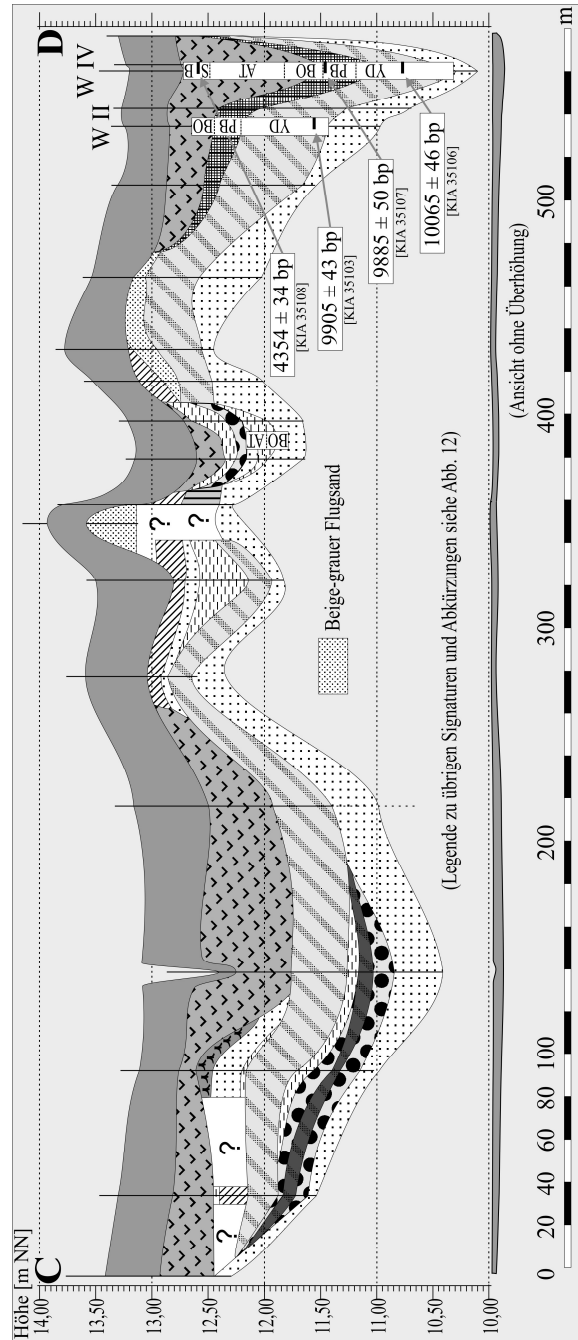


Abb. 9: Schematisches sedimentologisches Transekt C-D. Zur Lage des Transekts siehe Abb. 8.

Weite Bereiche der Niederungen im Flusstal werden von Hochflut- bzw. Auelehmen eingenommen, welche sich hier während periodischer Flutereignisse bei langsamer Wasserbewegung absetzten (Abb. 8). Typischerweise lassen sich diese Lehme in einen unteren dunkleren bräunlichen Abschnitt mit höherer Sandfraktion und einen hellgrauen oberen Abschnitt mit höheren Schluff- und Tonanteilen untergliedern (Abb. 10).

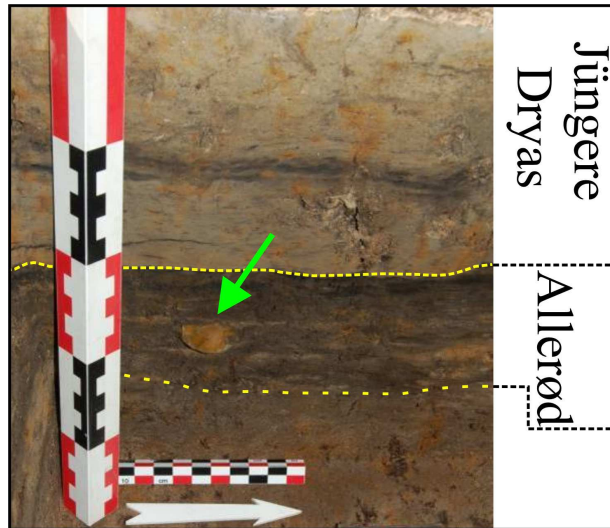


Abb. 10: Anschnitt späteiszeitlicher Hochflutlehme in der archäologischen Grabung „Grabow 15“. Markiert ein Artefakt der spätpaläolithischen Federmesser-Kultur. Biostratigraphische Gliederung der Zeitperioden nach palynologischen Untersuchungen. Foto: Stephan Veil (Niedersächsisches Landesmuseum Hannover).

Grundsätzlich ist es nahezu unmöglich, bei Geländeansprachen von Bohrprofilen spätglaziale Hochflutlehme von holozänen Auelehmen zu unterscheiden (vgl. CASPERS 1992, 1993a). Pollenanalytische Untersuchungen belegen jedoch, dass die Lehme an der Jeezel größtenteils im Allerød bzw. der Jüngeren Dryas abgelagert wurden (vgl. Kap. D.8). Damit stellen sie die bisher einzigen Beispiele für die Sedimentation von spätglazialen Hochflutlehmen im Elbe-Urstromtal dar (K. D. MEYER, mündliche Mitteilung). Entsprechende Ablagerungen sind in Europa bisher selten dokumentiert, finden sich allerdings sowohl in den Flusstälern der großen Tieflandsflüsse Po, Maas, Weser und Warte, wo sie dem Allerød zugeordnet werden (KOZARSKI et al. 1988, TEUNISSEN 1990, LIPPS & CASPERS 1990, BERENDSEN et al. 1995, CREMASCHI & MARCHETTI 1995), als auch vereinzelt in Flusstälern der Mittelgebirgszone (ANDRES et al. 2001). Dabei mag allerdings eine Rolle spielen, dass bei klassischen geologischen Übersichtskartierungen derartige Sedimente wegen ihrer geringen Mächtigkeit und Ausdehnung häufig nicht entdeckt werden.

Ein größerer relativ tief liegender Bereich im Osten des untersuchten Jeezel-Abschnittes wird nicht von Sedimenten ehemaliger Flussverläufe, sondern von geringmächtigen Torfen oder Mudden eingenommen, die zumeist nur bis in weni-

ger als einen Meter Tiefe reichen (Abb. 8). Die ehemalige Existenz eines Sumpfes bzw. Niedermoors wird hier durch Pollenanalysen, welche zudem die Sedimente ins Allerød-Interstadial einordnen, bestätigt (Tab. 15, im Anhang).

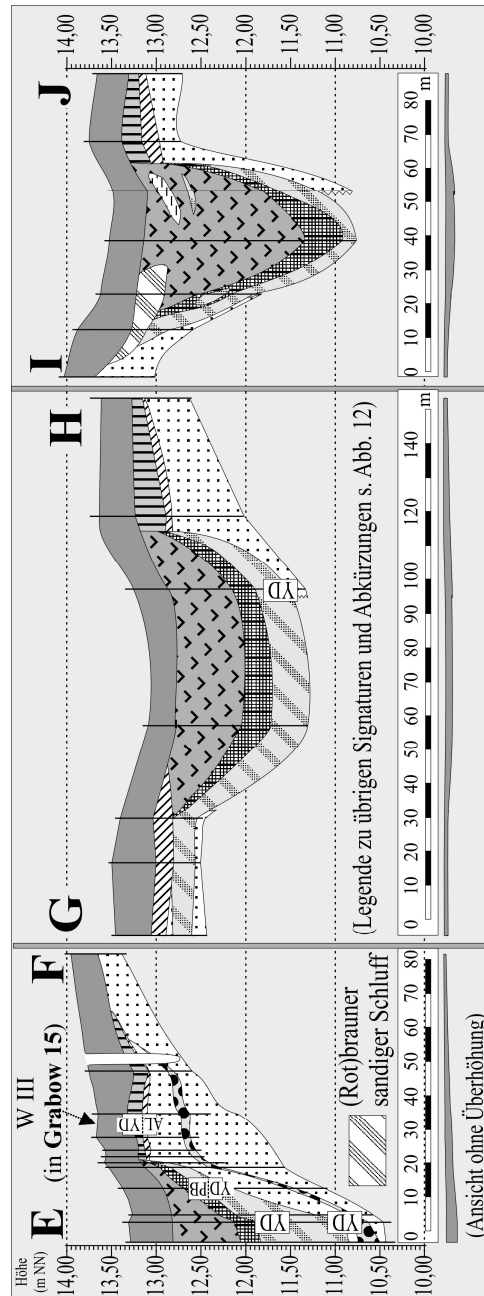


Abb. 11: Schematische sedimentologische Transekte E-F, G-H und I-J. Zur Lage der Transekte siehe Abb. 8.

Dünensande konnten entlang des ehemaligen Flusstals in regelmäßigen Abständen nachgewiesen werden, erreichen jedoch zumeist nur einige Dezimeter Mächtigkeit (Abb. 8). Teilweise befinden sich Dünen in direktem Kontakt zu Paläorinnen der

Späteiszeit, was das Aufwehen der Dünen ebenfalls zu dieser Zeit nahe legt. Nach Lumineszenz-Datierungen fallen Dünenbildungsphasen im Untersuchungsgebiet vom späten Pleniglazial bis ins Holozän (vgl. Tab. 12, TOLKSDORF 2011).

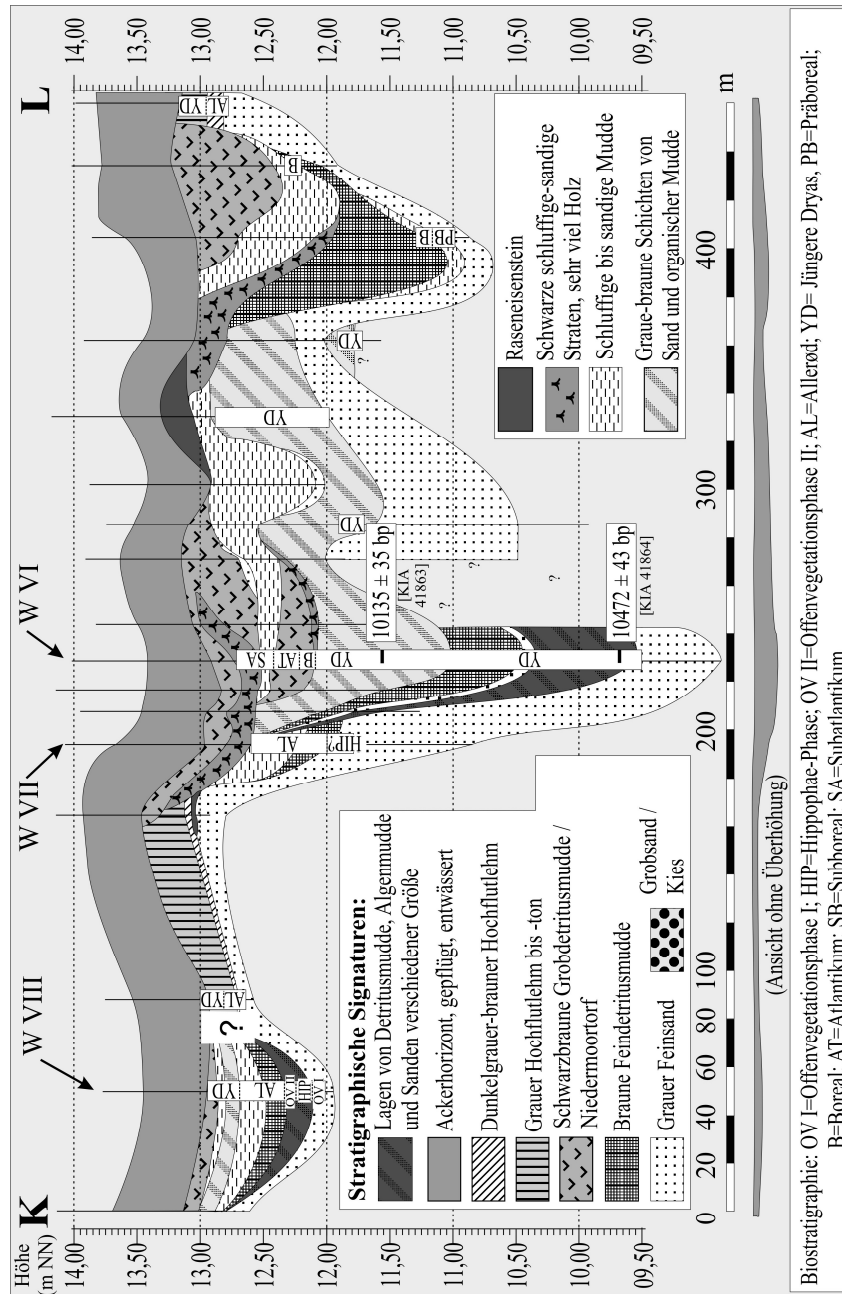


Abb. 12: Schematisches sedimentologisches Transekt K-L. Zur Lage des Transekts siehe Abb. 8.

Die verschiedenen Sedimente ehemaliger Flussrinnen sind in Abb. 8 zu einer Sedimentgruppe zusammengefasst. Gut zu erkennen ist dabei die Erstreckung des ehemaligen Flusstals, welches hauptsächlich westlich des heutigen Flussverlaufs und erstaunlicherweise weitgehend isoliert von diesem liegt und eine Breite von ca.

500 bis 700 Metern einnimmt. Hierdurch sind fast alle ehemaligen Entwicklungsstadien des Flusssystemes hier konserviert (vgl. Kap. F.1). Der Sedimentaufbau der Paläorinnen wird im folgenden Kapitel ausführlich beschrieben.

Ein Vergleich der geowissenschaftlichen Kartierung (Abb. 8) mit der Höhenmodellierung nach Differential-GPS-Daten (Abb. 7) zeigt, dass weitgehende Übereinstimmungen zwischen nach Höhenmodell prognostiziertem und per Bohrung nachgewiesenem Rinnenverlauf bestehen.

2.2. Sedimentaufbau und Stratigraphie der Paläorinnen

Die ehemaligen Flussrinnen im Untersuchungsgebiet enthalten typischerweise Folgen von Fließgewässersedimenten, Stillwassersedimenten wechselnden organischen Anteils und Alters sowie Torfen. Einen Einblick in den zum Teil komplexen Aufbau der Schichten, welcher aus der Überlagerung von Flussverläufen aus verschiedenen Zeitscheiben resultiert, geben die sedimentologischen Transekte in Abb. 9 bis Abb. 13.

Weiten Raum im Tal nehmen 80 bis 250 Meter breite und bis zu vier Meter tiefe Paläorinnen ein, die nach Pollenanalysen und Radiokarbondatierungen bereits im Spätglazial angelegt wurden. Die späteiszeitlichen und holozänen Stillgewässer- und Verlandungssedimente dieser Rinnen bilden die hauptsächlich genutzten paläoökologischen Archive dieser Arbeit. Auffällig ist die typische Doppelstruktur der späteiszeitlichen Rinnen, wobei häufig eine etwas kleinere neben einer größeren angelegt ist (Abb. 12, Abb. 13 Schnitte A-B und O-P). Die Form der Rinnen mit ausgeprägten Gleithang / Prallhang-Strukturen zeigt deutlich den mäandrierenden Typ der ehemaligen Flussläufe (Abb. 9).

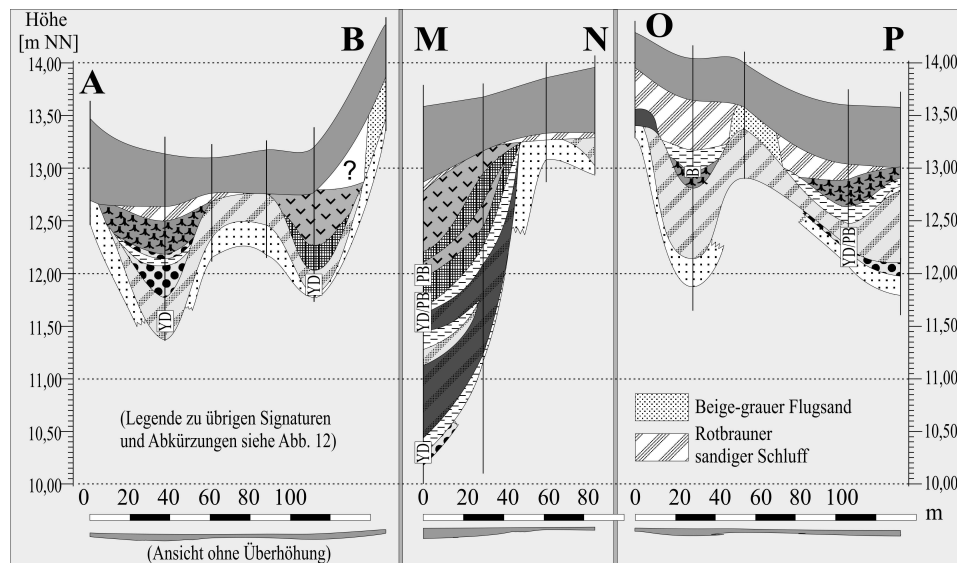


Abb. 13: Schematische sedimentologische Transekte A-B, M-N und O-P. Zur Lage der Transekte siehe Abb. 8.

Grobsandige bis kiesige Sedimente ehemaliger aktiver Flussbetten sind zumeist nicht durchgehend bzw. nur als geringmächtige Lagen ausgebildet, und nicht immer deutlich ansprechbar. Teilweise entsteht der Eindruck, dass die Füllungen der Rinnen direkt auf eiszeitlich abgelagerte Sande des Braided-River-Systems folgen. Die Unterscheidung sandiger Uferbank- und Gleithangsedimente von diesen Sanden ist ebenfalls schwierig und nur bei etwas höheren organischen Anteilen sicher möglich (vgl. auch CASPERS 2000).

Eindeutig anzusprechende Füllungen der Rinnenbasis der großen späteiszeitlichen Mäander sind charakteristische Wechsellagerungen von Sand und schluffiger / organischer Mudde, die bei bzw. nach Trennung der Gewässer vom aktiven Flusslauf abgelagert wurden und pollenanalytisch der Jüngeren Dryas zugeordnet werden können (Abb. 14, 15, vgl. Kap. D.4.6). Die Verlandungsfolge der großen Paläomäander setzt sich mit holozän abgelagerten Detritusmudden fort, Bruchwaldtorfe bilden deren Abschluss (Abb. 9, Abb. 14).

Neben den großen Paläomäandern und einer ganz im Westen des Tals gelegenen flachen Rinne, die vollständig mit spätglazialen Sedimenten verfüllt ist (Abb. 12), durchziehen einige schmalere holozäne Paläorinnen das Flusstal. Die Füllungen dieser nur 20 bis 50 Meter breiten und damit schwieriger zu kartierenden Rinnen beginnen häufig mit gröberen Sand-Kiesgemischen sowie charakteristischen sandig-torfigen Schwemmhohizonten mit sehr hohem Holzanteil, welche als „Holztorf“ auch in anderen holozänen Flusstälern Norddeutschlands beschrieben wurden (WILLERDING 1960). Darüber verfüllen auch Detritusmudden mit wechselndem mineralischem Anteil die schmalen Mäander, Überlagerungen verschiedener Rinnen-Generationen zeugen ebenso von anhaltender holozäner Flussdynamik wie noch auf historischen Luftbildern und Kartenmaterial erfasste Altarme, die heute vollständig verlandet bzw. zugeschüttet sind (Abb. 8, Abb. 12, vgl. Abb. 65, im Anhang).

3. Stratigraphie der paläoökologisch bearbeiteten Profile

3.1. Profil „W I“

Tab. 2: Stratigraphie des Profils „W I“ (13,08 m NN, Tiefenangaben in Meter).

0,00 – 0,50	Brauner schluffiger Oberboden
0,50 – 2,00	Schwarzbraune schluffige Grobdetritusmudde, nach oben in Niedermoororf übergehend, mit nach unten zunehmenden Feinsandanteil
2,00 – 2,58	Schwarze schluffige Mudde
2,58 – 2,85	Schwarzgrauer Mittel- bis Grobsand mit geringem Schluffanteil
2,85 – 4,00	Grauer Fein- bis Mittelsand
Ca. 3,50	Linse grauen schluffigen Tons

Topographische, quartärgeologische und stratigraphische Feinprospektion

Das 2007 in einem Bogen eines schmalen Paläomänders am Ostrand des ehemaligen Tals geborgene Profil „W I“ ist die erste bearbeitete Bohrung des Gebiets. Es wurden nur sechs Proben dieser Bohrung palynologisch ausgewertet.

3.2. Profil „W II“

Tab. 3: Stratigraphie des Profils „W II“ (13,24 m NN, Tiefenangaben in Meter).

0,00 – 0,50	Brauner schluffiger Oberboden bzw. stark vererdeter Niedermoororf
0,50 – 0,80	Schwarzbraune schluffige Grobdetritusmudde
0,80 – 0,88	Braune Feindetritusmudde, mit geringem Feinsandanteil
0,88 – 1,03	Braune tonige, etwas elastische Feindetritusmudde
1,03 – 1,23	Wechsellagerung grau-brauner Schichten aus Fein- bis Mittelsand und schluffiger Mudde
1,23 – 1,31	Grauer Mittel- bis Feinsand
1,31 – 1,68	Wechsellagerung grau-brauner Schichten aus Fein- bis Mittelsand und schluffiger Mudde
1,68 – 1,76	Grauer Fein- bis Mittelsand, leicht humos
1,76 – 1,80	Grauer Fein- bis Mittelsand, mit Grobsandschichten
1,80 – 2,10	Grauer Fein- bis Mittelsand

Aus dem Anfang 2007 am Gleithang eines großen späteiszeitlichen Paläomänders geborgenen Profil „W II“ (Abb. 9) wurden 69 Proben palynologisch ausgewertet, im Bereich von 1,75-1,05 Metern Tiefe in Abständen von zwei cm, die Tiefe von 1,05-0,71 Metern wurde in Abständen von einem cm erfasst. Zudem wurden drei Proben zur Radiokarbondatierung ausgewählt.

3.3. Profil „W III“

Tab. 4: Stratigraphie des Profils „W III“ (13,44 m NN, Tiefenangaben in Meter).

0,00 – 0,34	brauner, tonig-schluffiger durchpflügter Oberboden (Grabungsbezeichnung: „Sediment 1“)
0,34 – 0,43	grauer schluffiger Ton, mit sehr geringem organischen Anteil, wenige dunkle Bänder (Hochflutlehm, Grabungsbezeichnung: „Sediment 2“)
0,43 – 0,46	Schwarzbrauner, humoser toniger Schluff (Hochflutlehm, ehemalige Bodenoberfläche, Grabungsbezeichnung: „Sediment 3a“)
0,46 – 0,53	Dunkelgrauer bis dunkelbrauner sandiger Schluff, mit Tonanteilen, mit organischen Anteilen (Hochflutlehm); 54-51cm: Artefakt der späteiszeitlichen Federmesser-Kultur (Grabungsbezeichnung: „Sediment 3b“)
0,53 – 0,59	Übergang von dunkelbraunem sandigem Schluff zu grauem Fein- bis Mittelsand (Hochflutsediment)
0,59 – 0,63	Grauer Fein- bis Mittelsand (Grabungsbezeichnung: „Sediment 4“)

Das Profil „W III“ wurde 2007 mit einem Stechkasten im Bereich der Grabung „Grabow 15“ (Niedersächsisches Landesmuseum Hannover) geborgen. 19 Proben

wurden palynologisch analysiert. Zudem liegen für die Grabungssedimente zwei an Holzkohle bzw. Knochenartefakten vorgenommene ^{14}C -Datierungen sowie Analysen des Gehalts der Elemente Kohlenstoff und Stickstoff (CN-Analysen) vor.

3.4. Profil „W IV“

Tab. 5: Stratigraphie des Profils „W IV“ (13,21 m NN, Tiefenangaben in Meter).

0,00 – 0,50	Brauner stark vererdeter Niedermoororf
0,50 – 0,71	Dunkelbrauner Bruchwaldtorf
0,71 – 1,62	Schwarzbraune schluffige Grobdetritusmudde, mit Holz, Vivianit
1,62 – 1,79	allmählicher Übergang zu Feindetritusmudde, etwas Vivianit, Ostrakoden
1,79 – 2,18	Braune schluffig-tonige Feindetritusmudde, unter 210 cm mit geringem Feinsandanteil
2,18 – 2,20	Grauer Fein- bis Mittelsand
2,20 – 2,25	braune schluffig-tonige Feindetritusmudde, mit geringem Feinsandanteil
2,25 – 2,92	Wechselagerung grau-brauner Schichten aus Fein- bis Mittelsand und schluffiger Mudde
2,92 – 3,16	Grauer Fein- bis Mittelsand

Das im Sommer 2007 geborgene Profil „W IV“ entstammt demselben Paläomäander wie das Profil „W II“, allerdings dem tiefsten Bereich (Abb. 9, Abb. 14). 86 Proben wurden palynologisch untersucht, im Bereich von 2,92-2,25 Metern in Abständen von fünf cm, darüber bis zu einer Tiefe von 0,50 Metern in Abständen von zwei bzw. drei cm. Zusätzlich wurden CN-Analysen sowie die Bestimmung des Kalkgehalts vorgenommen. Ostrakoden-Analysen erfolgten am Institut für Umweltgeologie der Technischen Universität Braunschweig in der Arbeitsgruppe von Antje Schwalb, Diatomeen-Analysen sind dort in Bearbeitung. Radiokarbondaten dreier Proben liegen vor.

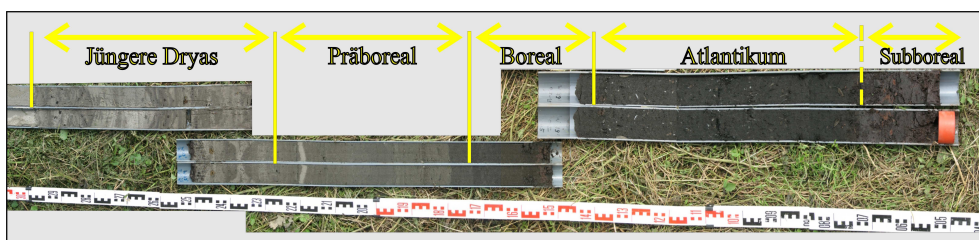


Abb. 14: Profil „W IV“. Zeiteinschätzung nach Pollenanalyse. Abbildung zusammengesetzt aus Einzelfotos.

3.5. Profil „W V“

Das Profil „W V“ wurde 2008 im Handstichverfahren im Bereich der Grabung „Grabow 15“ geborgen. Es unterscheidet sich vom Profil „W III“ durch ein mächtigeres „Sediment 2“ (Tab. 6) sowie das Auftreten einer organischen Schicht unter-

halb der Hochflutlehme („Sediment 3.1“). 15 Proben wurden palynologisch ausgewertet.

Tab. 6: Stratigraphie des Profils „W V“ (13,40 m NN, Tiefenangaben in Meter).

0,00 – 0,26	brauner, tonig-schluffiger durchpflügter Oberboden (Grabungsbezeichnung: „Sediment 1“)
0,26 – 0,48	grauer schluffiger Ton, mit sehr geringem organischen Anteil, wenige dunkle Bänder (Hochflutlehm, Grabungsbezeichnung: „Sediment 2“)
0,48 – 0,52	Schwarzbrauner, humoser toniger Schluff (Hochflutlehm, ehemalige Bodenoberfläche, Grabungsbezeichnung: „Sediment 3a“)
0,52 – 0,57	Dunkelgrauer bis dunkelbrauner sandiger Schluff, mit Tonanteilen, mit organischen Anteilen (Hochflutlehm, Grabungsbezeichnung: „Sediment 3b“)
0,57 – 0,67	Schwarzbraune stark zersetzte schluffige organische Schicht, mit Sandlinsen (Grabungsbezeichnung: „Sediment 3.1“)
0,59 – 0,63	Grauer Fein- bis Mittelsand

3.6. Profil „W VI“

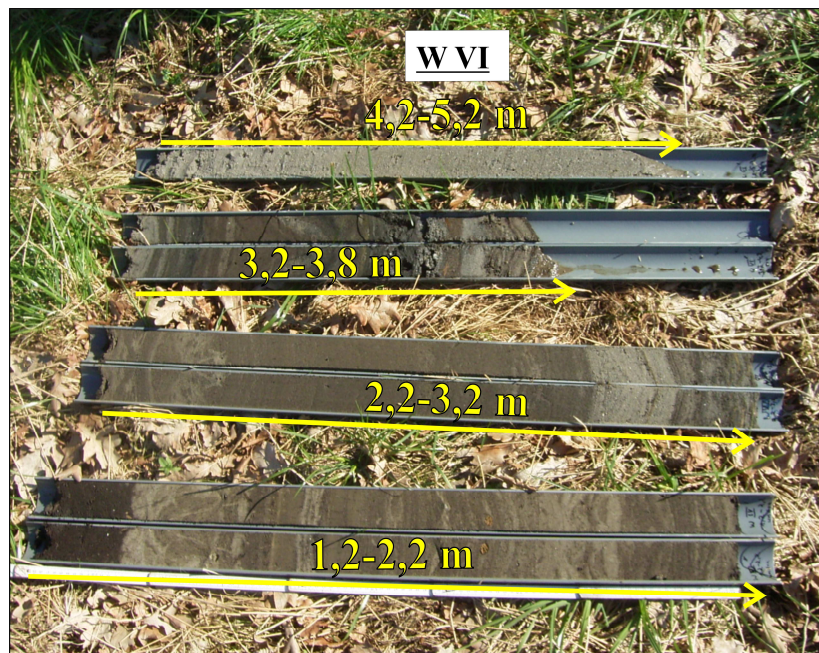


Abb. 15: Profil „W VI“.

Das Profil „W VI“ wurde im Sommer 2009 in der tiefsten bekannten Paläorinne der Jeetzel südlich der ehemaligen Grabower Wasserburg erbohrt (Abb. 5). 29 Proben wurden mit Abständen von 10-20 cm von 3,75-1,35 Metern und 5 cm von 1,35-0,73 Metern palynologisch analysiert. Analysen der enthaltenen Ostrakoden und Diatomeen laufen derzeit am Institut für Umweltgeologie der Technischen Universität Braunschweig. Zwei Radiokarbondaten des Profils liegen ebenso wie CN- und Kalkgehalt-Analysen vor.

Topographische, quartärgeologische und stratigraphische Feinprospektion

Tab. 7: Stratigraphie des Profils „W VI“ (13,42 m NN, Tiefenangaben in Meter).

0,00 – 0,50	Brauner stark vererdeter schluffiger Niedermoor torf
0,50 – 0,87	Schwarzbraune sandige Grobdetritusmudde
0,87 – 0,94	Schwarzbraune Grobdetritusmudde
0,94 – 0,98	Braune Feindetritusmudde
0,98 – 1,14	Schwarzbraune sandige Grobdetritusmudde, sehr viel Holz
1,14 – 1,21	Schwarzbraune sehr sandige Grobdetritusmudde
1,21 – 1,35	Schwarzbraune Grobdetritusmudde
1,35 – 1,50	Wechsellagerung grau-brauner Schichten aus Fein- bis Mittelsand und schluffiger Mudde
1,50 – 1,86	Braune schluffige Mudde, eingeschaltete Sandschichten
1,86 – 2,17	Wechsellagerung grau-brauner Schichten aus Fein- bis Mittelsand und schluffiger Mudde
2,17 – 2,32	Braune schluffige Mudde, eingeschaltete Sandschichten
2,32 – 2,41	Wechsellagerung grau-brauner Schichten aus Fein- bis Mittelsand und schluffiger Mudde
2,41 – 2,95	Braune schluffige Feindetritusmudde
2,95 – 3,07	Grauer Fein- bis Mittelsand
3,07 – 3,29	Wechsellagerung grau-brauner Schichten aus Fein- bis Mittelsand und schluffiger Mudde
3,29 – 3,41	Wechsellagerung beige-brauner Schichten aus Feindetritusmudde bzw. Algenmudde und Fein- bis Mittelsand
3,41 – 3,49	Grauer Fein- bis Mittelsand, dünne Mudde-Bänder
3,49 – 3,55	Braune Feindetritusmudde
3,55 – 3,59	Dünne Schichten aus Feindetritusmudde bzw. Algenmudde
3,60 – 3,62	Dunkelgrauer Grobsand bis Feinkies
3,62 – 3,67	Braune Feindetritusmudde
3,67 – 3,75	Hellbraune leicht sandige Mudde, dünne Kieslagen
3,76 – 3,84	Grauer Fein- bis Mittelsand
3,80 – 3,84	Grauer Fein- bis Mittelsand, Mudde-Bänder
3,84 – 4,20	Kernverlust
4,20 – 5,20	Grauer Fein- bis Mittelsand, mit Grobsand und Feinkies

3.7. Profil „W VII“

Das Profil „W VII“ wurde im Sommer 2009 nur wenige Meter westlich des Profils „W VI“ erbohrt (Abb. 12). Der Sedimentaufbau des Profils „W VII“ weicht allerdings vom Profil „W VI“ ab, insbesondere grobsandige bis kiesige Lagen fehlen

Topographische, quartärgeologische und stratigraphische Feinprospektion

(Tab. 8). Neun in einer Tiefe von 1,70-1,15 Metern gelegene Proben des Profils wurden palynologisch ausgewertet. Analysen des organischen Gehalts sowie der enthaltenen Ostrakoden und Diatomeen erfolgten am Institut für Umweltgeologie der Technischen Universität Braunschweig.

Tab. 8: Stratigraphie des Profils „W VII“ (13,67 m NN, Tiefenangaben in Meter).

0,00 – 0,68	Brauner stark vererdeter schluffiger Niedermoortorf
0,68 – 0,89	Schwarzbraune schluffige Grobdetritusmudde / Niedermoortorf
0,89 – 0,93	Grauer Fein- bis Mittelsand
0,93 – 1,06	Schwarzbrauner extrem holzreicher Torf bzw. Mudde („Holztorf“)
1,06 – 1,09	Mixtum
1,09 – 1,47	Graue sandige, teils kalkreiche Mudde
1,47 – 1,60	Braune Feindetritusmudde, nach oben zunehmender Sandanteil
1,60 – 1,68	Braune Feindetritusmudde, kalkhaltig
1,68 – 1,70	Grauer Feinsand

3.8. Profil „W VIII“

Das Profil „W VIII“ wurde im Sommer 2009 in einer flachen Rinne am äußersten Westen des Flusstals erbohrt (Abb. 12). 31 Proben des Profils wurden palynologisch ausgewertet, von 1,35-0,98 Metern in Abständen von zwei cm, von 0,98-0,50 Metern in Abständen von vier cm. Zusätzlich wurden CN-Analysen sowie die Bestimmung des Kalkgehalts vorgenommen. Analysen der enthaltenen Ostrakoden und Diatomeen erfolgten am Institut für Umweltgeologie der Technischen Universität Braunschweig.

Tab. 9: Stratigraphie des Profils „W VIII“ (13,45 m NN, Tiefenangaben in Meter).

0,00 – 0,35	brauner, tonig-schluffiger durchpflügter Oberboden
0,35 – 0,48	Graubrauner toniger Schluff (Hochflutlehm)
0,50 – 0,65	Braune schluffige Mudde, geringer Feinsandanteil
0,65 – 0,76	Wechselagerung grau-brauner Schichten aus Fein- bis Mittelsand und schluffiger Mudde
0,76 – 0,96	Hellgraue sandige, stark kalkhaltige Mudde, organischer Anteil nach unten zunehmend
0,96 – 1,135	Braune Feindetritusmudde
1,135 – 1,14	Grauer Feinsand
1,14 – 1,19	Hellbraune schluffig-sandige Mudde
1,19 – 1,28	graubraune Sandmudde, organische Anteile nach unten abnehmend
1,28 – 1,35	dunkelgrauer Feinsand mit sehr geringem organischem Anteil, organischer Anteil nach unten weiter abnehmend
1,35 – 1,48	Grauer Fein- bis Mittelsand

3.9. Profil „W IX“

Das Profil „W IX“ wurde im Sommer 2009 im Handstichverfahren einem Aufschluss an einer flachen Düne im Flusstal entnommen (vgl. Abb. 20). Sieben Proben einer geringmächtigen Mudde-Schicht unterhalb der Düne wurden palynologisch analysiert. Korngrößenbestimmungen, die Bestimmung des Glühverlusts und OSL-Datierungen an fluviatilen und äolischen Sanden erfolgten durch Johann Friedrich Tolksdorf (Philipps-Universität Marburg).

Tab. 10: Stratigraphie des Profils „W IX“ (14,33 m NN, Tiefenangaben in Meter).

0,00 – 0,56	beige-grauer gut gerundeter Feinsand (äolisch), im oberen Bereich Entwicklung eines Podsoles
0,56 – 1,11	Grauer Fein- bis Mittelsand, undeutliche Schichtung, (fluvio-äolisch)
1,11 – 1,215	Braune schluffig-sandige Mudde
1,215 – 1,24	Dunkelgrauer Feinsand, mit Schluff und organischen Anteilen
1,24 – 1,26	Grauer Mittel- bis Grobsand, mit Feinkies
1,26 – 1,50	Grauer Fein- bis Mittelsand (fluviatil)

D. POLLENANALYTISCHE BEITRÄGE ZUR VEGETATIONSGESCHICHTE DER JEETZEL-NIEDERUNG UND DES HANNOVERSCHEN WENDLANDS

Das Hannoversche Wendland gehört zu den vegetationsgeschichtlich bereits untersuchten Regionen Norddeutschlands. Neben wichtigen Arbeiten zur alt- und mittelepleistozänen Vegetationsgeschichte und Stratigraphie (MÜLLER 1986, 1992, vgl. Kap. B.1.2) existieren auch einige Untersuchungen zur jungquartären Vegetations- und Siedlungsentwicklung (Abb. 16, vgl. LESEMAN 1969, WILLERDING 1979, KÜSTER 2004, RÖHRIG et al. 2004, CHRISTIANSEN 2008, BEUG 2011, TOLKSDORF 2011).

Die bisherigen Untersuchungen decken dabei allerdings nicht alle Zeitscheiben der spät- und nacheiszeitlichen Vegetationsentwicklung ab, insbesondere zum frühen Spätglazial (Prä-Allerød: *Hippophae*-Phase, vgl. Kap D.4.3) liegen bisher keine Daten aus dem Wendland vor. Nächstgelegene Stellen mit vorliegenden Analysen des frühen Spätglazials sind im Süden der ca. 55 km entfernte Drömling (Profil KaB1, GOLOMBEK 1980) bzw. die beiden von SELLE bearbeiteten Kleinmoore „Grussendorf“ (SELLE 1939) und „Forstamt Zollhaus“ (SELLE 1962), im Südosten das 80 km entfernte Profil „Schollene“ (MATHEWS 1997, 2000), im Nordosten das 70 km entfernte Profil „Löddigsee“ (JAHNS 2007). Nach Nordwesten, Westen und

Vegetationsgeschichte

Südwesten sind die nächstgelegenen Analyseorte mit ca. 90 km (Stellmoor / Meendorfer Tunneltal, SCHÜTRUMPF 1943 / 1955), 115 km (Hohes Moor bei Scheeßel, SCHNEEKLOTH 1963), 125 km (Hämelsee, MERKT & MÜLLER 1999) und 110 km (Seckbruch bei Hannover, DIETZ et al. 1958, USINGER 1985) sogar noch weiter entfernt, was die Seltenheit späteiszeitlicher vegetationsgeschichtlicher Archive in Altmoränenlandschaften, aber auch den noch ungenügenden Forschungsstand verdeutlicht. Das ausklingende Pleniglazial und der Übergang Pleniglazial-Spätglazial sind sogar im gesamten norddeutschen Raum bisher nur sehr schlecht erfasst (vgl. DE KLERK 2004, 2008).

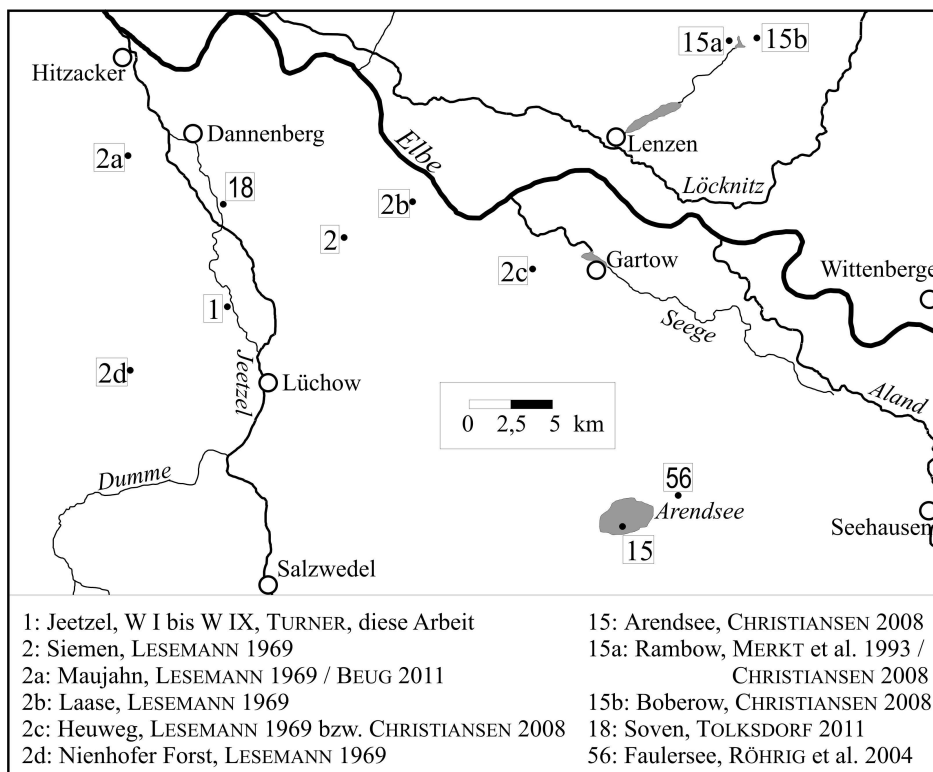


Abb. 16: Lage pollenanalytisch bearbeiteter spät- und nacheiszeitlicher Sedimente im Hannoverschen Wendland.

Zudem liegen die bisherigen Untersuchungsstellen im Hannoverschen Wendland nicht im direkten Kontakt zur holozänen Flussaue, so dass hieraus beispielsweise nicht auf Existenz und Entwicklung von Auenwäldern geschlossen werden kann.

Die Durchführung pollenanalytischer Untersuchungen in der Jeezel-Niederung erscheint also insgesamt unter der Zielsetzung der Rekonstruktion sowohl der regionalen späteiszeitlichen Vegetationsentwicklung als auch der holozänen Vegetationsentwicklung der Auenlandschaften äußerst sinnvoll, wobei der Schwerpunkt dieser Arbeit auf der Analyse späteiszeitlicher Spektren liegt. Zudem bildet die späteiszeitliche Palynostratigraphie die Grundlage der Verknüpfung aller weiteren paläolimnologischen und hydrologischen Untersuchungen in der Jeezel-Niederung untereinander und mit Untersuchungen aus anderen Regionen (vgl. Kap. D.4, D.6).

Darüber hinaus bietet sich hier die einmalige Möglichkeit der lokalen hochauflösenden Landschaftsrekonstruktion in einem der größten bekannten paläolithischen Siedlungsareale Mitteleuropas (vgl. Kap. G).

1. Methoden

1.1. Probenaufbereitung

Die Aufbereitung der Sedimentproben zur Pollenanalyse folgte im Wesentlichen den von ERDTMAN (1954) bzw. BERGLUND & RALSKA-JASIEWICZOWA (1986) angegebenen Verfahren.

Den halbierten Sedimentkernen wurde mittels einer 2ml-Spritze mit abgeschnittener Spitze in Abständen von einem Zentimeter ein möglichst exakt gemessenes Volumen an Sediment ($1-2 \text{ cm}^3$) zur Pollenanalyse entnommen (Abb. 17). Die entnommene Probe wurde gewogen und bis zur Aufbereitung in PE-Beuteln bei -14 °C eingefroren. Das restliche Kernmaterial wurde unter Ausschluss der Randschichten in Stücke von 1-2 cm Schichtdicke unterteilt und zur Durchführung der paläolimnologischen sowie ergänzenden chemischen Untersuchungen portioniert. Die zunächst nicht benötigte Kernhälfte wurde im Institut für Geobotanik der Leibniz-Universität Hannover als Rückstellprobe bzw. zur Durchführung zusätzlicher Analysen eingelagert.



Abb. 17: Entnahme von Proben zu Pollenanalyse (links / Mitte) und geochemischen Analysen (rechtes Bild, untere Reihe an Proben).

Die Proben wurden in 10%er Salzsäure unter Zugabe einer Tablette mit einer bekannten Anzahl *Lycopodium*-Sporen (Batch-Nr. 177745, Universität Lund) gelöst, so dass bei der späteren Auswertung über die Erfassung der *Lycopodium*-Anteile absolute Werte zu Pollenkonzentration und -dichte ermittelt werden konnten (STOCKMARR 1971). Die weitere Aufarbeitung der ausgewählten Proben erfolgte nach der kombinierten Kalilauge-Azetolyse-Methode von ERDTMAN (1954), welche zur höheren Anreicherung der Palynomorphen in einigen Arbeitsschritten etwas modifiziert wurde. Wesentlicher Arbeitsschritt dieser Methode ist eine fünfminütige Azetolyse in siedendem Wasserbad. Durch die Azetolyse werden Zellulosen

Vegetationsgeschichte

und Hemizellulosen weitgehend in wasserlösliche Komponenten überführt, welche durch anschließendes Zentrifugieren, Dekantieren und Auswaschen aus den Proben entfernt werden können. Vor der Azetolyse beinhaltet die Methode ein Sieben mit einem feinmaschigen Netz (Maschenweite etwa 400 µm). Die hierbei aufgefangenen Rückstände wurden zur Analyse botanischer Makroreste verwendet (Kap. E.3).

Da die meisten bearbeiteten Sedimente einen höheren mineralischen Anteil aufwiesen, wurde vor die Kalilauge-Azetolyse-Methode ein Behandlungsschritt zur Entfernung silikatischer Partikel eingefügt. Hierzu wurden die Proben für etwa 24 Stunden mit 20%er kalter Flusssäure versetzt (vgl. BERGLUND & RALSKA-JASIEWICZOWA 1986). Proben, die auch nach der Aufbereitung noch hohe Restanteile an größerem unzerstörtem organischem Material aufwiesen, wurden zusätzlich mit Ultraschall in einem Ultraschallbad behandelt (vgl. KAISER & ASHRAF 1974), um das spätere lichtmikroskopische Auszählen der Proben zu erleichtern. Um empfindliche Pollentypen nicht zu zerstören, wurde hierbei jedoch eine Behandlungszeit von zwei Minuten nicht überschritten.

Bis zur Auswertung wurden die so gewonnenen Konzentrate in einem Glycerin-Wasser-Gemisch (Verhältnis etwa 2:1) eingebettet und aufbewahrt.

1.2. Analyse der Proben

Zur Ermittlung des Pollenspektrums der Proben wurden alle Pollenkörner, Sporen, Algenreste und Holzkohlepartikel bei 400-facher Vergrößerung unter einem Lichtmikroskop bzw. einem Phasenkontrastmikroskop (Zeiss Axio Imager) gezählt, kritische Palynomorphen zusätzlich unter 640-facher bzw. 1000-facher Vergrößerung bei Ölimmersion. Als „Holzkohlepartikel“ wurden nur solche Partikel erfasst, die eine Mindestgröße von 10 µm aufwiesen und an den glatten Bruchstellen das eingestrahlte Licht vollständig reflektierten, so dass sie den sog. „Fettglanz“ typischer Kohleflitter zeigten. Sie sind verhältnismäßig leicht von mineralischen Restbestandteilen zu unterscheiden, da ihnen randliche Aufhellungen oder Körnungen fehlen (vgl. SPEIER 1994, 1999b).

Die Bestimmung einzelner Palynomorphen und Benennung der Taxa erfolgte nach den Publikationen von ISENBERG (1974), PUNT (1976), PUNT & CLARKE (1980, 1981, 1984), PUNT et al. (1988a, 1988b), FÆGRI & IVERSEN (1989), REILLE (1992), PUNT et al. (1995, 2003) und vor allem von MOORE, WEBB & COLLINSON (1991) sowie BEUG (2004). Bei der Bestimmung schwieriger Taxa wurde rezentes, azetolysiertes Vergleichsmaterial des Instituts für Geobotanik der Universität Hannover hinzugezogen. Für die Unterscheidung des Kulturgraspollens (Cerealia) vom sog. „Wildgraspollen“ (Poaceae) wurde neben den in der Bestimmungsliteratur angeführten pollenfloristischen Formmerkmalen wie Gestalt, Durchmesser des Anulus und strukturellen Oberflächenmerkmalen (s. BEUG 1961, ANDERSEN 1979, KÜSTER 1988) insbesondere die von FÆGRI & IVERSEN (1989) für den Getreidetyp vorgeschlagene Mindestgröße von 40 µm gewählt (vgl. TWEDDLE et al. 2005).

Die Auswertung der Proben erfolgte für späteiszeitliche Proben möglichst bis zu einer Summe von 500 Landpollen, für holozäne bis zu einer Summe von 1000 Landpollen (vgl. Kap. D.1.3). Bei einer geringen Pollendichte oder einer einseitigen Dominanz etwa von *Alnus* oder Cyperaceae konnten diese Summen jedoch nicht immer erreicht werden.

Als problematisch erwies sich in den spätglazialen Profilabschnitten die Bestimmung von Pollen des Wacholders (*Juniperus communis*). Nur ein Teil der Pollenkörner wies den charakteristischen Riss in der Wand des Pollenkorns sowie klar erkennbare Gemmae auf, wodurch die Abgrenzung zu Sporen von Pilzen nicht eindeutig möglich ist (vgl. MOORE 1980). Derartige Pollenkörner wurden in einem eigenen Typ (cf. *Juniperus*) ausgegliedert.

Im Rahmen dieser Arbeit wurden neben Rotatorien und Dinoflagellaten auch Grünalgen der Gattungen *Pediastrum* und *Botryococcus*, deren sporopolleninhalte Coenobienwand ebenfalls über Jahrtausende erhalten geblieben ist, erfasst (vgl. Kap. E.4).

Größenmessungen an Pollenkörnern, Grünalgen und Holzkohlepartikeln wurden mit einem Messokular bzw. einem digitalen Messsystem für das Mikroskop Zeiss AxioImager sowie der AxioVision-Software durchgeführt. Die Messgenauigkeit beträgt etwa 1-1,5 µm. Größenmessungen erfolgten dabei maximal vier Wochen nach Aufbereitung der Proben, um eine Verfälschung der Ergebnisse durch Quellen der Palynomorphen in Glycerin zu vermeiden (vgl. USINGER 1975).

1.3. Auswertung und graphische Darstellung der Untersuchungsergebnisse

Die graphische Darstellung der aus der pollenanalytischen Untersuchung der Profile erhaltenen Ergebnisse erfolgte mit Hilfe der Computerprogramme „Excel 2007“, „Tilia-Graph“, „TG-View“ und „CorelDraw 12“ als sog. „Schattenriss-Darstellungen“.

Dabei wurden alle bestimmten Pollen- und Sporentypen prozentual auf die Gesamtsumme der während der lichtmikroskopischen Auszählung erfassten Landpollen bezogen. Zur Berechnung der Pollensumme wurden daher Pollen von Gräsern, Sauergräsern sowie anderen Typen, die von Feuchtstandorten wie beispielsweise Uferzonen stammen könnten, nicht berücksichtigt, um Veränderungen in der regionalen Vegetation besser darstellen zu können und diese nicht durch eventuelle lokale Wechsel der Vegetation im Verlandungsgürtel der Seen zu verschleiern (vgl. DE KLERK 2002, 2004). Folgende Taxa sind in der Pollensumme späteiszeitlicher Proben enthalten: *Betula*, *Pinus*, *Populus*, *Salix*, *Juniperus*, *Hippophae rhamnoides*, *Viburnum*, *Achillea*-Typ, *Anemone*-Typ, *Armeria*, *Artemisia*, *Aster*-Typ, *Polygonum vivipara*, *Calluna vulgaris*, Campanulaceae, *Cerastium*-Typ, Chenopodiaceae, *Dianthus*, *Ephedra*, *Dryas octopetala*, *Empetrum*, *Epilobium*, Ericaceae undiff., Fabaceae, *Gentiana pneumonanthe*-Typ, *Geranium*, *Gypsophila repens*

Typ, *Helianthemum*, *Lamium album*-Typ, Liguliflorae undiff., Liliaceae, *Plantago maritima*-Typ, *Plantago major-media*-Typ, *Sanguisorba officinalis*, *Polemonium boreale*, *Potentilla*-Typ, Rosaceae undiff., *Rumex*, *Saussurea*-Typ, *Saxifraga*, *Thalictrum*, *Urtica*, *Vaccinium*-Typ, *Veronica*. Für die Pollensumme holozäner Proben wurden zusätzlich berücksichtigt: *Abies*, *Acer*, *Carpinus betulus*, *Fagus sylvatica*, *Fraxinus*, *Juglans regia*, *Picea abies*, *Quercus*, *Tilia*, *Ulmus*, *Corylus*, *Ilex aquifolium*, *Ribes*, *Sambucus*, *Cannabis/Humulus*-Typ, Cerealien, *Hedera helix*, *Hypericum*-Typ, *Plantago lanceolata*, *Centaurea nigra*-Typ, *Succisa*-Typ, *Trientalis*, *Viscum*, *Vitis vinifera*. Daneben wurden insbesondere zu Vergleichen mit anderen Diagrammen auch die Berechnungen auf die „klassisch“ verwendete Gesamtpollensumme unter Ausschluss aller Wasserpflanzen nach IVERSEN (1942, 1947, 1954, 1973) und für holozäne Proben auf die Summe aller Baumpollen (ohne *Alnus*) vollzogen. Finden diese Summen Verwendung, ist dies extra gekennzeichnet. Verwendung in den Diagrammen finden weiterhin die „Summe der Laubmischwaldelemente“ (EMW) aus folgenden Taxa: *Quercus*, *Tilia*, *Ulmus*, *Fraxinus*, *Acer*, und die „Summe der Siedlungszeiger“ aus folgenden Taxa: *Cerealien*, *Artemisia*, *Rumex*, Chenopodiaceae, *Plantago lanceolata*, *Plantago major-media*-Typ, *Centaurea cyanus*, *Fagopyrum*.

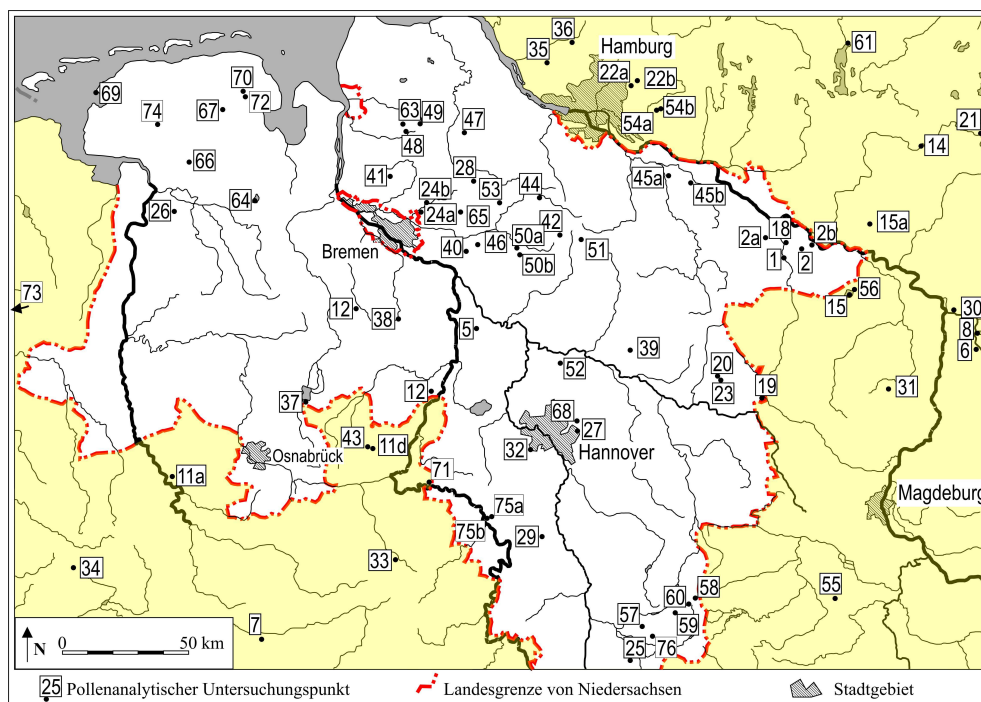


Abb. 18: Lage pollenanalytischer Untersuchungspunkte mit spätglazialen Profilssequenzen in Niedersachsen und Umgebung. Nicht berücksichtigt wurden weitere niederländische Diagramme (siehe HOEK 1997a). Verzeichnis der Nummern und Autoren siehe Tab. 16, im Anhang.

Die resultierenden Diagramme wurden in Profil-Pollenzonen („site pollen zones“, SPZ) eingeteilt. Zonierung und Korrelation der verschiedenen Pollendiagramme basieren auf gemeinsamen Trends im Baumpollen (AP) / Nichtbaumpollen (NAP)-

Verhältnis und Prozent-Anteilen von Taxa, deren Verlauf in unterschiedlichen Diagrammen als synchron angesehen wird. Hierzu wurden außerdem Cluster-Analysen mit Hilfe der „Tilia“-Software und des Statistik-Programms „SPSS“ durchgeführt. Eine Einteilung in regionale biostratigraphische Zonen wurde in Anlehnung an publizierte spätglaziale Palynostratigraphien aus anderen Teilen Norddeutschlands und angrenzenden Regionen vorgenommen (USINGER 1985, HOEK 1997a, 1997b, MERKT & MÜLLER 1999, WOLTERS 2002, DE KLERK 2002, 2008). Zu Vergleichen wurden weitere publizierte Untersuchungen aus Niedersachsen und Umgebung hinzugezogen (Abb. 18, Tab. 16).

Zusätzlich zu den Prozentdarstellungen wurden für die Landpollensumme sowie einzelne ausgewählte Taxa Pollendichte- bzw. Konzentrationsdiagramme berechnet. Die Berechnung der Pollendichte eines Taxons t einer Probe i erfolgte dabei per Dreisatz aus den Variablen A_{ti} =Anzahl gezählter Pollenkörner des Taxons t in Probe i, Lh_i =Anzahl hinzugegebener *Lycopodium*-Sporen zu Probe i, Lg_i =Anzahl gezählter *Lycopodium*-Sporen in Probe i, V_i =zur Aufbereitung verwendetes Volumen der Probe i, nach folgender Formel:

$$PD_{ti} = \frac{A_{ti}}{Lg_i} \cdot \frac{Lh_i}{V_i (cm^3)}$$

2. Definition und Kurzcharakterisierung der biostratigraphischen (Pollen-)Zonen in der Jeetzel-Niederung

Die Analyse von Paläorinnenfüllungen verschiedener Rinnengenerationen erbrachte für die Jeetzel-Niederung detaillierte palynologische Sequenzen von späten Pleniglazial bis zum mittleren und jungen Holozän (Abb. 19). Folgende biostratigraphische Zonen wurden nach palynologischen Kriterien definiert:

‘Spätes Pleniglazial’ (W IX, SPZ A):

Sehr geringe Pollendichte; Dominanz von *Pinus* (Fernflug / umgelagert); *Betula* unter 5 %; eindeutig umgelagerte Palynomorphen (Neogen- / warmzeitliche Elemente) bis zu 20 %; Vorkommen einer weiten Spannweite von NAP mit sehr geringen Prozentanteilen; *Juniperus* steigt von 0 auf 2 %; Ericaceae, *Helianthemum* und *Selaginella* mit leichter Zunahme; Poaceae und Cyperaceae fallen auf 1-10 %.

Übergang zur nächsten Zone: Deutlicher Anstieg von *Artemisia*, pollenführende Sedimente aus dem Jeetzel-Tal, die diese Periode abdecken, sind nicht bekannt.

‘Offenvegetations-Phase I (OV I)’ (W VIII, SPZ A, nur der letzte Teil dieser Zone ist mit drei Proben repräsentiert):

Vegetationsgeschichte

Sehr geringe Pollendichte; *Pinus* fällt von Anteilen um 60 auf 40 %; *Betula* steigt von 10 auf 30 %; *Helianthemum* mit hohen Werten um 5 %; hohe Anteile umgelagerter Pollenkörner; hohe Werte von NAP (20 %); Poaceae mit Werten bis 45 %.

Übergang zur nächsten Zone: Abfallende Werte von *Helianthemum*, NAP und umgelagerten Pollens; deutlicher Anstieg von *Betula*, *Juniperus*, Poaceae und der Pollendichte.

'Hippophae-Phase' (W VIII, SPZ B):

Leicht angestiegene Pollendichte; Auftreten von *Hippophae*; *Betula* mit steigenden aber unkonstanten Werten bis 40 %; Hohe Werte von *Selaginella* und Poaceae (bis zu 50 %); Prozentanteile umgelagerten Pollens bleiben hoch; im zweiten Teil dieser Zone deutliches Maximum von *Juniperus*.

Übergang zur nächsten Zone: Unterbrechung in der Kurve von *Hippophae*; Abfall der Anteile von *Betula* auf Werte unter 20 %; deutlicher Anstieg von *Helianthemum*; starker Anstieg der Anteile von Poaceae, Cyperaceae und Umgelagerten.

'Offenvegetations-Phase II (OV II)' (W VIII, SPZ C, W VII, SPZ A):

Maximum von *Helianthemum* und vom *Achillea*-Typ; Auftreten des Pollens von *Armeria* und cf. *Dryas* mit geschlossenem Kurvenverlauf, ausgeprägtes Maximum von Poaceae, Cyperaceae, *Pinus* und Umgelagerten; *Juniperus* mit einem prägnanten Maximum, aber zum Ende der Zone wieder geringeren Werten.

Übergang zur nächsten Zone: Abnahme von *Pinus* auf Werte zwischen 20 und 30 %; Anstieg von *Betula*, *Salix*, *Juniperus*, Apiaceae und der Pollendichte; sinkende Anteile von NAP, Poaceae und Cyperaceae.

'Allerød' (W VIII, SPZ D, W VII, SPZ B):

Erste Subzone (W VIII, SPZ D1, W VII, SPZ B1): *Betula* nach einem anfänglichen Minimum mit konstanten Prozentwerten über 40 %; steigende Prozentanteile von *Salix* und Apiaceae; abnehmende Anteile von *Helianthemum*, *Achillea*-Typ und NAP insgesamt; weiter hohe Anteile von *Artemisia* und *Thalictrum*, erster Allerød-Gipfel von *Juniperus*. Die Zone D1 ist auch durch eine starke Zunahme des organischen Anteils des Sediments charakterisiert.

Eine weitere Gliederung dieser Zone in eine erste Unterzone ('Allerød a', W VIII, SPZ D1a) mit höheren Anteilen von *Juniperus*, *Hippophae* und *Selaginella* sowie einer zweiten Unterzone ('Allerød b', W VIII, SPZ D1b) mit etwas höheren Werten von *Artemisia* und *Helianthemum* sowie bereits leicht ansteigenden Anteilen von *Pinus* und *Filipendula* erscheint sinnvoll.

Übergang zur nächsten Subzone: Anstieg von *Pinus*, *Filipendula*; sinkende Anteile von *Artemisia*, *Thalictrum* und Poaceae sowie NAP insgesamt; Unterbrechung im Kurvenverlauf von *Helianthemum*; Ansteigende Werte von cf. *Populus*.

Vegetationsgeschichte

Zweite Subzone ('Allerød c', **W VIII**, *SPZ D2*, **W VII**, *SPZ B2*): Niedrige Werte von Sträuchern und Krautigen nach einem Maximum von *Juniperus* (zweiter Allerød-Gipfel), cf. *Populus* und Poaceae zu Beginn; *Pinus* mit steigenden Werten bis 60 %; allmählich absinkende Anteile von *Betula* unterbrochen von zwei kleineren Maxima an Mitte und Ende der Subzone; hohe Prozentanteile von *Filipendula*; Unterbrechungen in den Kurvenverläufen von *Helianthemum* und *Selaginella*.

Übergang zur nächsten Zone: starker Abfall von *Betula* und *Filipendula*; Wiedereinsetzen der geschlossenen Kurve von *Helianthemum*; steigende Anteile umgelagerten Pollens.

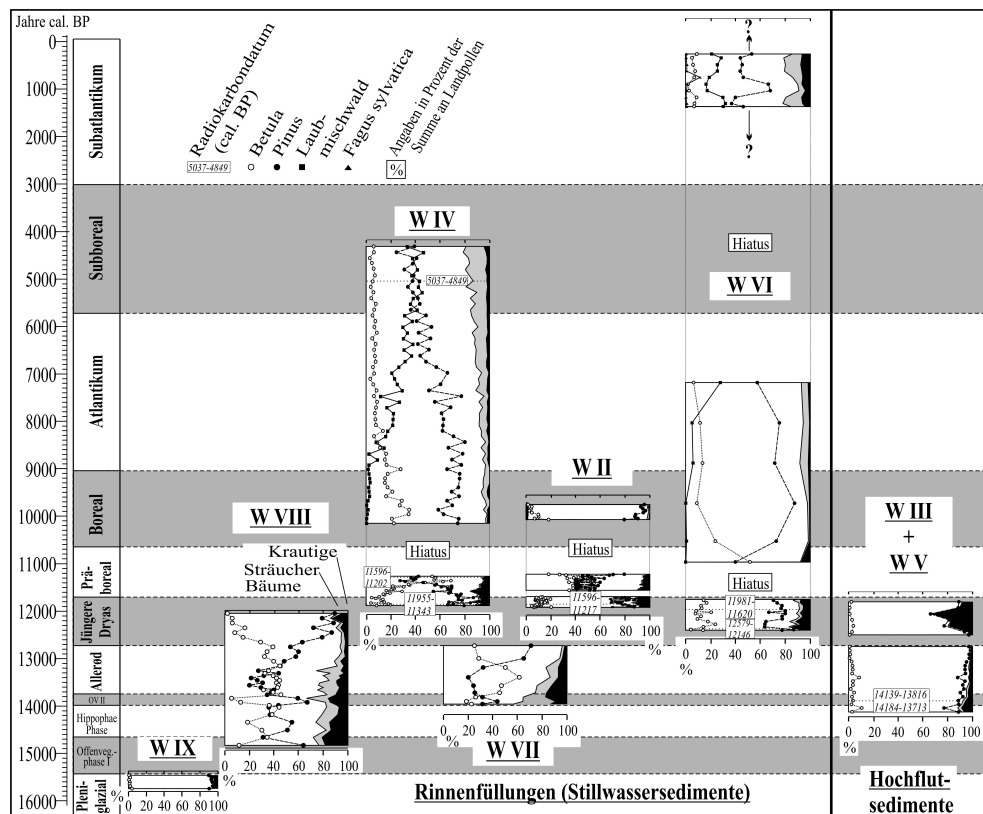


Abb. 19: Biostratigraphische Zoneneinteilung und Parallelisierung der pollenanalytisch untersuchten Bohrprofile aus der Jeetzel-Niederung. Die Zeitachse beruht auf Parallelisierungen zu anderen gut datierten Pollendiagrammen Norddeutschlands und ist nur als ungefähre bzw. vorläufige Angabe zu Orientierungszwecken aufzufassen.

'Jüngere Dryas' (**W VIII**, *SPZ E*; **W II**, *SPZ A*; **W IV**, *SPZ A*; **W VI**, *SPZ A*):

Erste Subzone (**W VIII**, *SPZ E1*; **W VI**, *SPZ A1*): Dominanz von *Pinus*; *Betula* mit sinkenden Werten auf unter 20 %; höhere Anteile umgelagerten Pollens; regelmäßige Funde von *Helianthemum*.

Übergang zur nächsten Subzone: Anstieg von NAP; am deutlichsten von *Empetrum* und *Artemisia*.

Vegetationsgeschichte

Zweite Subzone (W VIII, SPZ E2; W VI, SPZ A2, W II, SPZ A, W IV, SPZ A): Absolutes Maximum von *Empetrum*; Maximum von NAP und Poaceae; alle Kerne mit leicht erhöhtem organischen Anteil und erhöhter Pollendichte zum Ende dieser Zone.

Übergang zur nächsten Zone: Anstieg von *Betula*, *Filipendula* und der Pollendichte; Abfall von *Pinus* und Poaceae.

‘Präboreal’ (W IV, SPZ B; W II, SPZ B; W VI, SPZ B, der Beginn dieser Zone ist nur im Profil W IV vollständig erfasst):

Dominanz von *Betula*; Maximum von *Filipendula*; Maximum von NAP gefolgt von sinkenden Werten.

Übergang zur nächsten Zone: Anstieg von *Pinus* und *Corylus*; Abfall von *Betula*; Aussetzen der Kurven von *Helianthemum*, *Juniperus*, *Empetrum* und anderen krautigen Spätglazialelementen; geschlossene Kurvenverläufe von Elementen der Laubmischwälder (EMW, *Ulmus*, *Tilia* und *Quercus*); Sedimente aus dem späten Präboreal / Frühen Boreal sind nur im Profil W VI in geringer zeitlicher Auflösung erfasst.

‘Boreal’ (W II, SPZ C; W IV, SPZ C; W VI, SPZ C, nur der zweite Teil dieser Biozone ist in höherer Auflösung erfasst):

Dominanz von *Pinus*, *Corylus* um 5 %, regelmäßiges Auftreten von *Hedera helix*, *Ulmus* und *Quercus* mit allmählich ansteigenden Werten im zweiten Teil der Biozone, *Alnus* steigt zum Ende der Zone auf bis zu 15 %.

Übergang zur nächsten Zone: Elemente der Laubmischwälder (EMW) und vor allem *Alnus* mit einem deutlichen Anstieg, nochmalig sinkende Anteile von *Betula*, Einsetzen der Kurve von *Viscum*.

‘Atlantikum’ (W IV, SPZ D; W VI, SPZ D):

Erste Subzone (W IV, SPZ D1; W VI, SPZ D1): *Pinus* noch gegenüber EMW dominierend, *Ulmus*, *Quercus* und *Tilia* mit allmählich ansteigenden Werten, *Alnus* mit sehr hohen Werten, *Hedera* mit geschlossener Kurve, *Viscum* regelmäßig auftretend.

Übergang zur nächsten Subzone: nochmaliger Anstieg von *Ulmus*, *Quercus*, *Fraxinus*, *Tilia* und *Alnus*.

Zweite Subzone (W IV, SPZ D2; W VI, SPZ D2): EMW und *Pinus* mit schwankenden, ähnlich hohen Werten, *Alnus* im Pollenspektrum absolut dominierend (>100 % der Landpollensumme), erste Pollenfunde von *Fagus sylvatica* und *Plantago lanceolata*.

Übergang zur nächsten Zone: Abfall von *Ulmus* (und *Tilia*), erneuter Anstieg von *Corylus*, leichte Zunahme von *Fagus sylvatica* und *Plantago lanceolata*.

Vegetationsgeschichte

‘Subboreal’ (W IV, SPZ E, nur der erste Teil dieser Subzone ist erfasst):

Leicht rückläufige Tendenz von *Pinus* mit Anteilen von immer noch über 20 %, geschlossene Kurvenverläufe von *Fagus* und *Plantago lanceolata*.

‘Subatlantikum’ (W VI, SPZ E, nur ein Teil dieser Subzone ist erfasst):

Erneut deutlich höhere Anteile an *Pinus* und NAP, *Fagus* mit Werten bis 12 %, geschlossener Kurvenverlauf von *Carpinus*, Siedlungszeiger (SZ) mit Anteilen bis 5 %, geschlossene Kurven von *Cerealia*, *Artemisia*, *Rumex*, *Chenopodiaceae* und *Plantago lanceolata*, erneutes Auftreten von *Juniperus*.

3. Datierungen

3.1. Radiokarbondatierungen

11 AMS ¹⁴C-Datierungen wurden vom Leibniz-Labor für Altersbestimmung und Isotopenforschung der Christian-Albrechts-Universität Kiel vorgenommen (Tab. 11). Die Kalibrierung der Daten erfolgte mit dem Computerprogramm OxCal (BRONK RAMSEY 1995).

Tab. 11: AMS-Radiokarbondaten. Kalibrierte Altersangaben nach IntCal09 (REIMER et al. 2009).

Labor-Nr.	Stelle / Profil	Tiefe u. GOK	Material	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	¹⁴ C (bp)	¹⁴ C, (cal BP, 2σ)	Biostratigraphie
KIA 41861	Grabung “Gr.15”	ca. 60 cm	Knochen	-23.88 ± 0.41 PDB	12070 ± 98	14184 -13713	OV II / frü. Allerød
KIA 41862	Grabung “Gr. 15”	ca. 60 cm	Holz., <i>Betula</i>	-27.70 ± 0.10 PDB	12125 ± 50	14139 -13816	OV II / frü. Allerød
KIA 41864	W VI	373 cm	Holz	-24.04 ± 0.17 PDB	10472 ± 43	12579 -12146	Jüngere Dryas
KIA 41863	W VI	185 cm	Holz	-29.49 ± 0.17 PDB	10135 ± 35	11981 -11620	Jüngere Dryas
KIA 35106	W IV	246 cm	Holz	-28.31 ± 0.12 PDB	10065 ± 46	11955 -11343	Jüngere Dryas
KIA 35107	W IV	178 cm	Detritus	-27.65 ± 0.16 PDB	9885 ± 50	11596 -11202	Präboreal
KIA 35108	W IV	65 cm	Holz	-26.52 ± 0.10 PDB	4354 ± 34	5037 -4849	Subboreal
KIA 35103	W II	171 cm	Holz	-25.58 ± 0.10 PDB	9905 ± 43	11596 -11217	Jüngere Dryas
KIA 35104	W II	98 cm	Holz	-27.37 ± 0.07 PDB	5976 ± 32	6903 -6728	Präboreal
KIA 35105	W II	73 cm	Holz	-24.90 ± 0.11 PDB	6876 ± 38	7794 -7623	Boreal

Vegetationsgeschichte

Unkalibrierte Daten sind in Text und Abbildungen als Datum mit Messungenauigkeit in „Jahren bp“ angegeben (z. B. 12070 ± 98 bp), kalibrierte als Zeitintervall ebenfalls in „Jahren BP“ (vor 1950, z. B. 14184-13713 cal BP).

Die Daten an Material aus Hochflutsedimenten und zwei verschiedenen Paläorinnen-Generationen ergänzen die vegetationsgeschichtlichen und biostratigraphischen Interpretationen und helfen, eine Chronologie der Flusssystem-Entwicklung zu etablieren. Die Basis der Verfüllung eines großen Paläomäanders im südlichen Teil des Untersuchungsgebiets wurde auf 10472 ± 43 bp datiert (Abb. 12), die Basis eines anderen auf 10065 ± 35 bp (Abb. 9). Daher kann das Verlassen der großen Paläorinnen und der Beginn deren Verfüllung der Periode zwischen 10500 und 10000 bp zugeordnet werden. Zwei Daten aus archäologischem Kontext, welche in den unteren Teil späteiszeitlicher Hochflutlehme eingebettet waren, datieren den Start der Hochflutsediment-Bildung durch periodische Überschwemmung auf ca. 12100 bp (Tab. 11).

3.2. OSL-Datierungen (Optisch stimulierte Lumineszenz)

Lumineszenz-Datierungen bestimmen grundsätzlich den Zeitpunkt der letzten Belichtung mineralischer Partikel, was zumeist dem Zeitpunkt der Sedimentation entspricht (PREUSSER et al. 2008). Die hierbei berechneten Sedimentalter ermöglichen so chronologische Aussagen zu mit anderen Methoden nicht datierbaren Sedimentakkumulationen wie Dünen. Eine ausführliche Erklärung zur hier angewandten Probenaufbereitung, Messaufbau, Messprotokoll und Dosisberechnung der OSL-Methode und Diskussion der Ergebnisse erfolgt in der Arbeit von TOLKSDORF (2011).

Tab. 12: Optische Lumineszenz-Daten (OSL) aus dem Jeetzel-Tal bei Grabow, Aufschluss „W IX“ (aus TOLKSDORF 2011).

Lab. No.	Tiefe [cm]	U [ppm]	Th [ppm]	K [ppm]	H ₂ O gemessen [% Trockengew.]	H ₂ O angenommen mittl. [% Trockengew.]	Korngröße (µm)	D ₀ [Gy /ka]	D _E [Gy]	Alter [a]
MR-806	20	0,52 ± 0,06	1,2 ± 0,06	0,65 ± 0,03	8,4	12	175 ± 25	0,88 ± 0,14	4,443 ± 0,44	5067 ± 657
MR-807	40	0,49 ± 0,06	1,5 ± 0,08	0,70 ± 0,03	6,2	12	175 ± 25	0,88 ± 0,09	12,163 ± 0,31	13857 ± 1357
MR-808	60	0,21 ± 0,04	0,9 ± 0,05	0,54 ± 0,02	1,6	12	175 ± 25	0,73 ± 0,08	10,693 ± 0,38	14683 ± 1483
MR-809	95	0,44 ± 0,06	1,6 ± 0,08	0,68 ± 0,03	4,7	12	175 ± 25	0,85 ± 0,09	13,130 ± 0,45	15473 ± 1568
MR-810	125	1,49 ± 0,12	5,7 ± 0,25	1,26 ± 0,05	20,5	18	175 ± 25	1,34 ± 0,12	18,125 ± 0,31	13498 ± 1217
MR-811	140	0,34 ± 0,04	0,9 ± 0,05	0,54 ± 0,02	7,5	12	175 ± 25	0,73 ± 0,09	11,514 ± 0,65	15864 ± 1734

OSL-Daten für sechs Proben aus dem Aufschluss „W IX“ wurden an der Universität Marburg durch J. F. Tolksdorf ermittelt (Tab. 12). Die OSL-Datierungen wurden an Quarzen fluviatiler und äolischer Sande vorgenommen und ermöglichen es, die palynologische Sequenz des Aufschlusses in einen absolutchronologischen Zusammenhang einzubinden und so die biostratigraphische Zeiteinordnung ins späte Pleniglazial zu kontrollieren bzw. zu verifizieren (vgl. Abb. 20).

4. Spät- und nacheiszeitliche terrestrische Vegetationsentwicklung in der Jeetzel-Niederung und im Wendland im (über)regionalen Vergleich

4.1. Spätes Pleniglazial und palynologischer Übergang vom Pleniglazial zum Spätglazial

Pollenanalysen an Sedimenten aus dem späten Pleniglazial liegen bisher aus dem mitteleuropäischen Raum nur in geringer Anzahl vor (e. g. VAN DER HAMMEN 1951, MENKE 1968, CLEVERINGA et al. 1977, BOHNCKE et al. 1987, VAN GEEL et al. 1989, DE KLERK et al. 2001, SCHNEIDER 2006). Die Untersuchungsergebnisse der über die OSL-Methode absolut datierten Sedimente der Profilssequenz „W IX“ stellen somit eine wichtige Ergänzung zum bisherigen Kenntnisstand der Vegetationsentwicklung des ausklingenden Pleniglazials dar (Abb. 20, Abb. 70, im Anhang).

Die Pollenspektren des Profils zeigen das Vorkommen einer höheren Anzahl von Kräutern und Zwergsträuchern (z. B. *Artemisia* spec., *Armeria* spec., *Helianthemum* spec., *Thalictrum* spec., *Plantago maritima / alpina* usw.), vermutlich aber jeweils nur mit kleinen Beständen (Abb. 70). Die Dominanz von *Pinus*-Pollen und hohe Anteile an umgelagerten Palynomorphen, die auch bei anderen Analysen an pleniglazialen Sedimenten festgestellt wurden (e. g. DE KLERK et al. 2001, HOEK & BOHNCKE 2001, SCHNEIDER 2006), können dabei auf Fernflug und Umlagerung aus älteren Sedimenten zurückgeführt werden. Beide belegen damit auch die geringe Pollen-Produktivität der vorkommenden Arten und den sehr schütterten Charakter der Vegetation im Flusstal, mit nur wenigen vereinzelt Vegetationsinseln, wie es sich auch an heutigen Flusssystemen in arktischen und subarktischen Breiten beobachten lässt. Die Pollenspektren, hier z. B. auch die rückläufigen Anteile von Gräsern (Poaceae) und Sauergräsern (Cyperaceae), sowie die Überdeckung der limnischen Sedimente durch fluvio-äolische und äolische Sande (Abb. 20, vgl. Kap. F.1.1) bestätigen damit eine Reihe von Untersuchungen, die für die Periode vom Maximum der Weichseleiszeit vor 22000 – 18000 Jahren bis zum Spätglazial extreme Trockenheit rekonstruieren (e. g. FRENZEL 1980, KASSE 1997, MOL et al. 2000, KASSE 2002, KASSE et al. 2007).

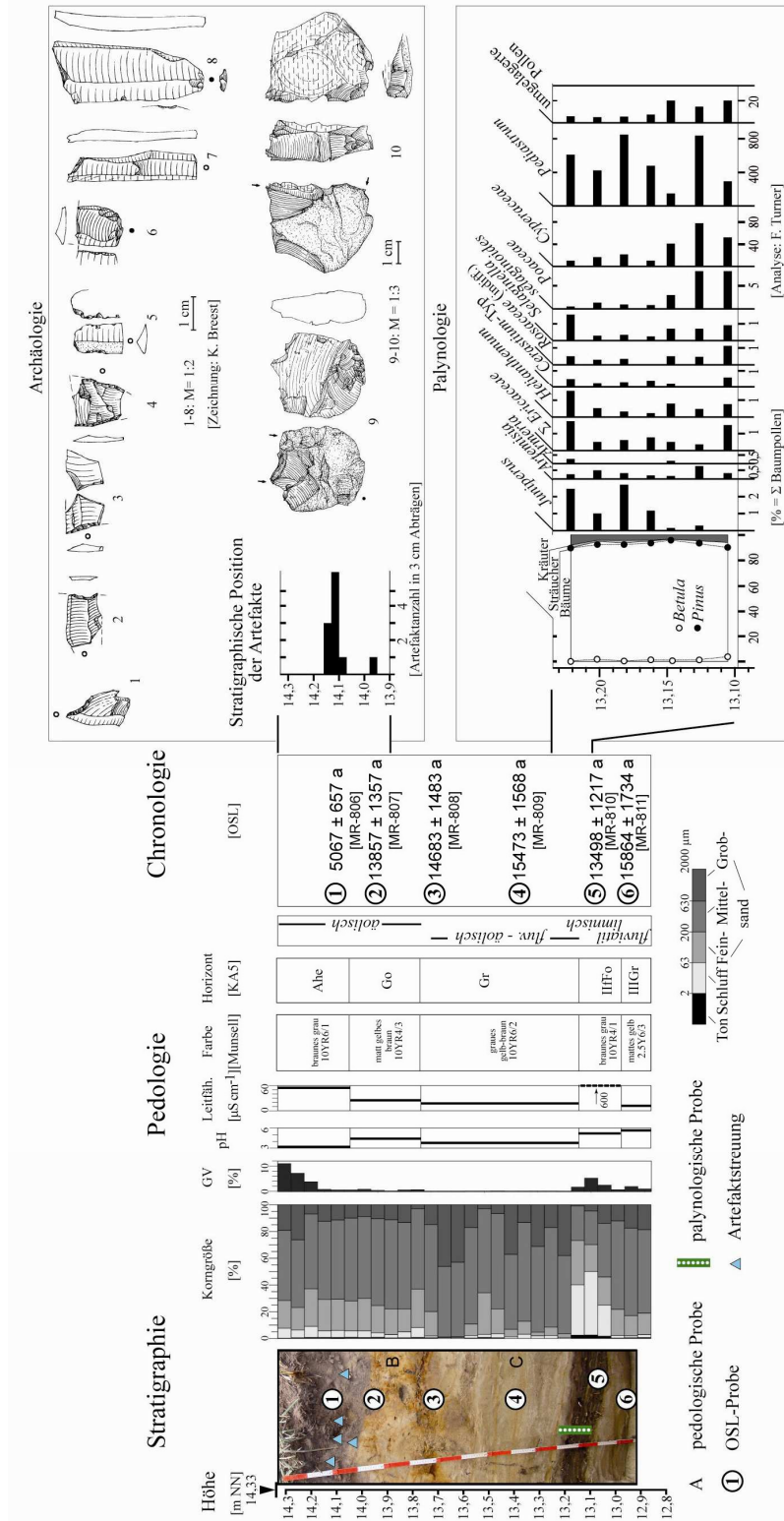


Abb. 20: Physikalisch-chemische Parameter, OSL-Datierungen sowie Auszüge der palynologischen und archäologischen Befunde des Aufschluss-Profiles „W IX“ (aus TOLKSDORF 2011).

Die pollenanalytische Definition des Übergangs vom Pleni- zum Spätglazial ist dabei sowohl aus aktuellwissenschaftlicher als auch wissenschaftsgeschichtlicher Sicht nicht ohne Schwierigkeiten (vgl. DE KLERK 2004). Frühe Definitionen, welche das Pommersche Stadium des abtauenden Eisschildes der Weichsel-Vergletscherung als Datum des Übergangs setzten (e. g. IVERSEN 1947, FIRBAS 1949), erwiesen sich – sogar abgesehen von der räumlich-zeitlichen Komplexität der Abtauprozesse (e. g. EHLERS & GIBBARD 2004) – als nicht sinnvoll zur biostratigraphischen Gliederung und Parallelisierung von Pollendiagrammen, da hierzu kein palynologisch nachweisbares Kriterium existiert.

Der Beginn der Wiederbewaldung mit der Ausbildung einer strauch- und zwergstrauchdominierten Vegetation – angezeigt durch deutliche Anstiege der Prozentwerte von *Juniperus*-, *Betula*- und *Salix*-Pollen – wird in einigen Arbeiten zur Abtrennung von Pleni- und Spätglazial genutzt (e. g. LITT & STEBICH 1999, LITT et al. 2001a, 2001b). Durch die Ausbreitungsgeschwindigkeit von Baum- und Strauchararten mögliche Zeitlücken zwischen verschiedenen Regionen lassen jedoch auch diesen Ansatz zum Teil problematisch erscheinen (VAN DER HAMMEN 1951, DE KLERK 2004, vgl. aber auch Kap. D.6.1).

Im Bestreben, ein über weitere Entfernungen parallelisierbares Signal zu definieren, schlug VAN DER HAMMEN (1951) den in derartig weit zurückreichenden Pollendiagrammen beobachteten ersten Anstieg der Prozentanteile von *Artemisia* als Kriterium des Übergangs vom Pleni- zum Spätglazial vor, mit der Begründung, der Anstieg des sicher schon im Pleniglazial vorkommenden Taxons könne eine direkte Reaktion auf Klimaverbesserungen darstellen, ohne dass einwanderungsbedingte Verzögerungen zu erwarten seien. Die Gleichzeitigkeit dieses Signals in Pollendiagrammen aus Mitteleuropa ist jedoch auch heute noch unbewiesen, auch tritt es nicht in allen Stratigraphien eindeutig auf (DE KLERK et al. 2001). Im gesamteuropäischen Vergleich wird dabei klar, dass der *Artemisia*-Anstieg dabei keinesfalls als Kriterium des Pleniglazial-Spätglazial-Übergangs im Alpenraum und südlich der Alpen geeignet ist (e. g. HUBER et al. 2010). Auch für die Korrelation mit Großbritannien ist der *Artemisia*-Anstieg kein geeignetes Kriterium, da dort frühspätglaziale Floren eher von *Rumex* dominiert wurden (e. g. MAYLE et al. 1997, LANG et al. 2010). Damit ist der *Artemisia*-Anstieg allenfalls als regional gültiges Zeichen des Pleniglazial-Spätglazial-Übergangs für das Nordwesteuropäische Tiefland und eventuell das Berg- und Hügelland anzusehen.

Vertrauenswürdige Datierungen des Pleniglazial/Spätglazial-Übergangs nach VAN DER HAMMEN liegen einzig aus dem niederländischen „Usselo“ mit 12900 bp (~15450 cal BP nach Intcal 09, REIMER et al. 2009) vor (VAN GEEL et al. 1989). Die OSL-Datierungen des Profils „W IX“ von 15864 ± 1734 und 15473 ± 1568 , welche die palynologisch in das Pleniglazial kurz vor den *Artemisia*-Anstieg einzuordnende Sequenz absolutchronologisch einbetten (Abb. 20), sind trotz der recht

großen Fehlerspanne damit wichtige Bestätigungen der Usselo-Daten¹¹, auch wenn der eigentliche *Artemisia*-Anstieg nicht in der Sequenz „W IX“ erfasst ist. Zur Parallelisierung der Sequenz mit anderen aus dem späten Pleniglazial kann aber eventuell ein erstes schwaches Maximum der Anteile von *Juniperus* genutzt werden, welches außer im Profil „W IX“ auch in den Profilen von „Reinberg“ (Mecklenburg-Vorpommern, DE KLERK et al. 2001), „Luttersee“ (CHEN 1982, 1988) und „Glüsing“ (Schleswig-Holstein, MENKE 1968) direkt vor dem *Artemisia*-Anstieg auftritt. Angesichts von deutlichen Hinweisen auf ein pleniglaziales Überdauern des Wacholders (*Juniperus communis*)¹² im mitteleuropäischen Tiefland nördlich der Alpen (MICHALCZYK et al. 2010) kann dieser Gipfel vermutlich als „echtes“ Signal gedeutet werden.

Daher wird in der biostratigraphischen Zonation der Pollendiagramme der Jeetzel-Niederung dem Ansatz von VAN DER HAMMEN (1951) gefolgt, zur neueren paläoklimatischen Interpretation und Problematik sei aber auch auf Kap. D.6 verwiesen.

Pollendiagramme aus Niedersachsen und Umgebung, welche den Pleniglazial-Spätglazial-Übergang erfassen bzw. mit diesem einsetzen, liegen vor aus den Profilen „Hämelsee“ (MERKT & MÜLLER 1999), „Schollene“ (MATHEWS 1997, 2000), „Forstamt Zollhaus“ (SELLE 1962) und „Luttersee“ (CHEN 1982, 1988).

4.2. Offenvegetationsphase I (OV I)

Die basalen Pollenspektren des Profils „W VIII“ erfassen den letzten Teil der Offenvegetationsphase I, während der die Vegetation der Jeetzel-Niederung von krautigen Pflanzen und Zwergsträuchern dominiert wurde, insbesondere *Helianthemum*, *Artemisia*, *Rumex*, verschiedene weitere Asteraceae¹³ und Rosaceae¹⁴ (Abb. 21, Abb. 70, im Anhang). Im Vergleich zum späten Pleniglazial leicht erhöhte Anteile von *Salix*, *Juniperus* und *Betula* zeugen von einem vermehrten Vorkommen der Straucharten. *Betula*-Pollenkörner stammen in dieser Zone dabei nach größenstatistischen Analysen zu großen Teilen von der Zwergbirke (*Betula nana*, vgl. Kap. D.5).

¹¹ Bei der Datierung MR810 handelt es sich wahrscheinlich um eine Altersunterschätzung (TOLKSDORF 2011). Neben einer Verzerrung durch das zur Paläodosismetzung verwendete eingeschränkte Korngrößenspektrum gegenüber dem zur Dosisleistungsbestimmung verwendeten Gesamtspektrum dürfte die Modellierung des Wassergehaltes hierfür verantwortlich sein (TOLKSDORF mündl. Mitteilung).

¹² Mit dem Ökotypen *Juniperus communis* ssp. *alpina* (Zwerg-Wacholder).

¹³ Hier vor allem der *Achillea*-Typ mit Arten der Gattungen *Achillea*, *Anthemis*, *Chrysanthemum*, *Leucanthemopsis*, *Leucanthemum*, *Matricaria*, *Tanacetum* und *Tripleurospermum*, sowie der *Saussurea*-Typ mit Arten der Gattungen *Arctium*, *Jurinea*, *Saussurea* und *Serratula*.

¹⁴ Vor allem *Sanguisorba officinalis* und undifferenzierte Rosaceae.

Vegetationsgeschichte

Die immer noch sehr geringe Pollendichte sowie extrem hohe Anteile an umgelagerten Palynomorphen und paläogenen bzw. neogenen Dinoflagellaten überwiegend vom Hystrich-Typ weisen auf eine noch sehr offene, lückige Pioniervegetation hin, die sich auf den noch nicht entwickelten und festgelegten Rohböden einstellte, in Anlehnung an heutige Verbreitungsschwerpunkte charakteristischer Arten häufig als „Steppentundra“ bezeichnet (e. g. GAILLARD 1985, LANG 1994). Hohe Anteile an Pollen der Kiefer (*Pinus*) dürften nach wie vor auf Fernflug, umgelagerte Pollenkörner und die noch sehr geringe Pollenproduktion der Vegetation im Umfeld der Probenentnahmestelle zurückzuführen sein und sind demnach kein Indiz für lokale Anwesenheit von Kiefern.

Durch die beschriebene charakteristische Ausprägung einer krautigen Pioniervegetation lässt sich die Offenvegetationsphase I gut mit anderen regionalen biostratigraphischen Gliederungen des Spätglazials aus dem nördlichen Mitteleuropa parallelisieren (Abb. 22), so beispielsweise mit der „*Artemisia-Poaceae*-Pollenzone“ für Schleswig-Holstein (USINGER 1985), der „Open vegetation phase I“ für Nordostdeutschland (DE KLERK 2002, 2008), oder der „Earliest Dryas“ für die Niederlande (VAN GEEL et al. 1989, vgl. HOEK 1997a). Datierungen und Angaben zur Dauer dieser Zone mit 12900-12450 Radiokarbonjahren bp liegen bisher nur aus den Niederlanden vor (vgl. HOEK 1997a, 1997b).

13		12		11		10		ka bp (¹⁴ C)
Spätes Pleniglazial	Offenveg.-Phase I (OV I)	Hippophae-Phase	OV II	Allerød	Jüngere Dryas	Präboreal		Biostratigraphische Zonen, Jeetzel-Nied.
Late Pleniglazial	Open vegetation phase I	Hippophae-phase	OV II	Late glacial Betula/Pinus forest phase	Open vegetation phase III	Early Holocene forest ph.		Vegetations-Zonen, Nordostdeutschland DE KLERK 2002, 2008
	Artemisia-Poaceae-PAZ	Hippophae-Betula nana PAZ	Helianthemum-Betula nana PAZ	(mehrere PAZ)				PAZ, Schleswig-Holstein USINGER 1985
		Meiendorf-Interstadial		Allerød-Interstadial	(Jüngere Dryas)			Biostratigraphie, Schleswig-Holstein USINGER 1998
Late Pleniglazial (LP)	Earliest Dryas (1a)	Bølling (s. s.) (1b)	Earliest Dryas (1c)	Allerød (2a1) (2a2) (2b)	Late Dryas (3a) (3b)	(Early) Preboreal (4a) (4b) (4c)		Biostratigraphie, Niederlande van Geel et al. 1989 / HOEK 1997b
Pleniglazial		Meiendorf	Oldest Dryas	Allerød	Younger Dryas	Holocene		Biozonen, Eifel LITT & STEBICH 1999
Oldest Dryas		Bølling		Allerød	Younger Dryas	Preboreal		Biozonen, Schweizer Mittelland AMMANN & LOTTER 1989
16	15	14	13	12	11	10	9	ka BP (GICC05)

Abb. 22: Parallelsierung der biostratigraphischen Zonen der Jeetzel-Niederung mit wichtigen biostratigraphischen Systemen des Weichsel-Spätglazials benachbarter Regionen in Nordwest- und Zentraleuropa.

Repräsentiert ist zumindest das Ende dieser Phase in Niedersachsen und Umgebung in den Diagrammen „Esinger Moor“ (USINGER 1981a, 1985, BOKELMANN et

al. 1983), „Hämelsee“¹⁵ (MERKT & MÜLLER 1999), „Schollene“ (MATHEWS 1997, 2000), „Forstamt Zollhaus“ (SELLE 1962), „Luttersee“ (CHEN 1982, 1988), „Altwarmbüchener Moor“ (GOLOMBEK 1990) und „Seckbruch bei Hannover“ (DIETZ et al. 1958, USINGER 1985 / unpubl.).

4.3. *Hippophae*-Phase

Der im Profil „W VIII“ durch den Anstieg der Prozentanteile von *Betula*, *Juniperus* und das Auftreten von *Hippophae* markierte Übergang von der vor allem von krautigen Elementen dominierten Offenvegetationsphase I zur im stärkeren Maße von einer Strauchvegetation bestimmten *Hippophae*-Phase (Abb. 21) stellt einen in Niedersachsen wie im gesamten nordwesteuropäischen Tiefland palynostratigraphisch gut verfolgbar Leithorizont dar (Abb. 22, Abb. 23).

Die wichtige Rolle des Sanddorns (*Hippophae rhamnoides*) als Pionier auf den nach der Erwärmung zunächst noch kalkreichen Rohbodenstandorten haben dabei bereits kurz nach der Entdeckung der Existenz derartiger späteiszeitlicher Vegetationsstadien eine Reihe von Arbeiten in beispielhafter Weise herausgearbeitet (e. g. FIRBAS 1934, IVERSEN 1954, vgl. VAN GEEL 1996, DE KLERK 2008).

Wie charakteristisch hohe Anteile am Pollenspektrum aufzeigen, muss der Sanddorn dabei vor allem in den Jungmoränengebieten östlich bzw. nördlich der Elbe landschaftsbestimmendes Element der Vegetation gewesen sein (Abb. 23, vgl. USINGER 1975, 1985, WOLTERS 2002, DE KLERK 2008). *Hippophae* hat dabei fast ohne die Konkurrenz anderer Baumarten vermutlich hohe Gebüsche bzw. geradezu niedrige Wälder geformt, wie sie in ähnlicher Weise heute noch an den jungen Dünen der friesischen Nordsee-Inseln bzw. vereinzelt auf Sonderstandorten in Flusstälern etwa in Skandinavien vorkommen (e. g. SKOGEN 1972, PETERSEN & POTT 2005). Als in Symbiose mit stickstoffbindenden Bakterien lebende Pflanzenart wird *Hippophae* auch in wesentlichem Maße zur Festlegung und weiteren Entwicklung der Böden beigetragen haben (vgl. BOND 1955, DU et al. 1989, POTT 1992).

Auch die zwar geringeren, aber doch immer auftretenden Anteile von Sanddorn-Pollen im norddeutschen Altmoränen- und Mittelgebirgsvorland während der von Strauchvegetation bestimmten *Hippophae*-Phase zeugen von der durchgehenden Verbreitung und Bedeutung des Strauchs, rechtfertigen damit die hier vorgenommene Namensgebung der Zone (Abb. 23). Die geringe Pollenproduktion des Sanddorns (FIRBAS 1934) macht es dabei schwierig, von Pollenanteilen auf Anteile an der Vegetation zu schließen. So fand beispielsweise USINGER (1981a) im zentralen Bereich eines ehemaligen Gewässers im heutigen „Esinger Moor“ nur durchschnittlich 0,2 % *Hippophae*-Pollen an der Gesamtpollensumme, im Randbereich

¹⁵ Dort wird diese Phase von MERKT & MÜLLER (1999) schon dem „Meiendorf-Interstadial“ zugerechnet.

desselben Sees zeigen die von MENKE (in BOKELMANN et al. 1983) festgestellten bis über 70 % sehr starke lokale Vorkommen des Sanddorns an (vgl. HEIDER 1995).

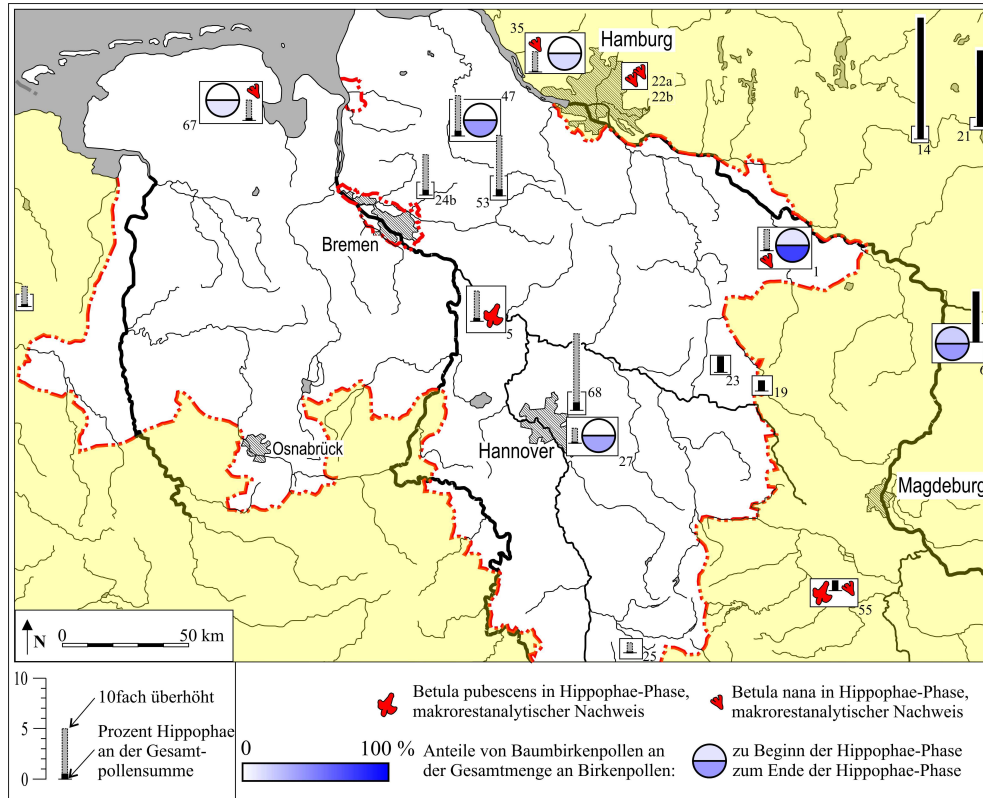


Abb. 23: Niedersachsen und Umgebung während der *Hippophae*-Phase. Anteile von Pollen des Sanddorns (*Hippophae rhamnoides*) an der Gesamtpollensumme sowie Nachweise von Baum- (*Betula pubescens*) bzw. Zwergbirken (*Betula nana*).

Neben *Hippophae* bestimmten dabei in der Jeetzel-Niederung Wacholder (*Juniperus communis*), Weiden (*Salix spec.*)¹⁶ und Zwergbirken (*Betula nana*) die strauchförmige Vegetation. Größenstatistische Analysen an *Betula*-Pollen legen dabei nahe, dass auch baumförmige Birken (*Betula pubescens*) insbesondere im zweiten Teil der *Hippophae*-Phase vermehrt vorkamen, während makrorestanalytisch – allerdings bei nur geringen Analyseumfang – lediglich das Vorkommen von *Betula nana* belegt ist (Kap. D.5, Kap. E.3). *Betula pubescens* formte dabei aber sicher noch keine vollständig geschlossenen Wälder. Die Vegetationsstruktur blieb insgesamt relativ offen und ermöglichte weiterhin einer Reihe von niedrigen lichtbedürftigen Pflanzen gute Wuchsbedingungen, wie die vergleichsweise hohen Anteile von *Artemisia*, *Helianthemum*, *Thalictrum*, *Selaginella*, *Ephedra*, *Plantago maritima*, weiteren Krautigen und auch von Poaceae und Cyperaceae zeigen. Deut-

¹⁶ Wobei hier sowohl Zwerg- und Kriechsträucher (z. B. *Salix polaris*, *S. herbacea*, *S. reticulata*) als auch etwas höhere Sträucher (z.B. *Salix repens*, *S. hastata*) in Frage kommen.

Vegetationsgeschichte

licher wird die offene Struktur der Landschaft auch im Pollendiagramm, wenn als Berechnungsgrundlage die Gesamtpollensumme gewählt wird (Abb. 24).

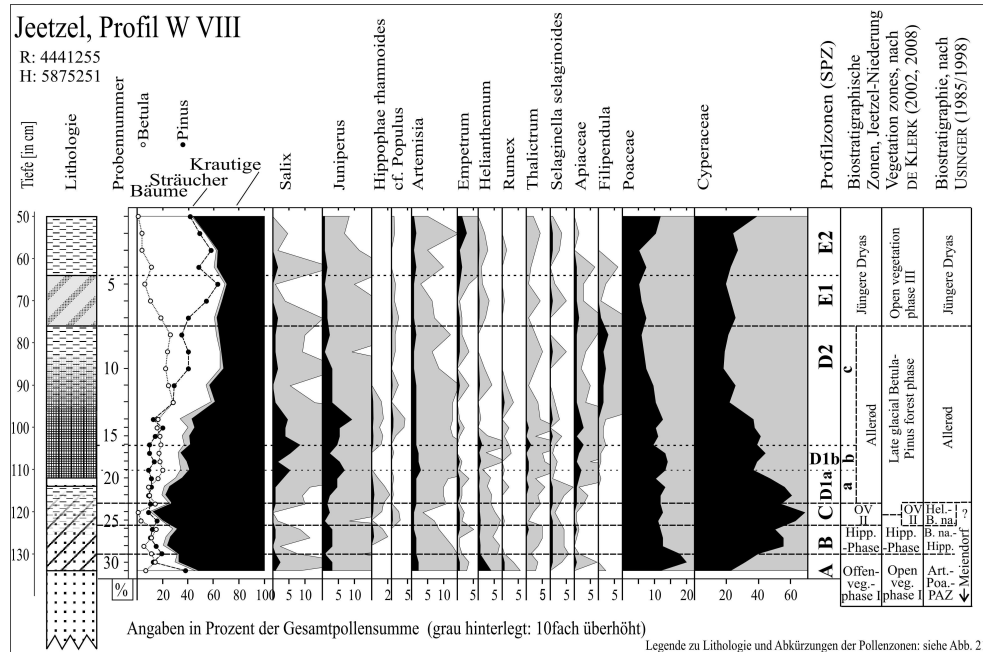


Abb. 24: Darstellung ausgewählter Pollenspektren des Profils „W VIII“ berechnet auf die Gesamtpollensumme.

Nordwestdeutschland nimmt dabei in Bezug auf die frühe späteiszeitliche Ausbreitung von Baumbirken (häufig undifferenziert als *Betula „alba“* bezeichnet¹⁷) eine räumliche Übergangsposition ein. So wird im südlich gelegenen mitteldeutschen Berg- und Hügelland bereits in der späteren *Hippophae*-Phase von reichlicheren Beständen ausgegangen, (e. g. FRÜCHTL 1998, LITT & STEBICH 1999). Im klimatisch begünstigten Neuwieder Becken ist bereits das Vorkommen von Birkenwäldern bewiesen (SCHARF et al. 2005), ebenso noch südlicher im Schweizer Mittelland (AMMANN et al. 1994). Für die südwestlich gelegenen Niederlande sind Vorkommen von Baumbirken bzw. Hybriden zwischen Baum- und Zwergbirken makrorestanalytisch nur vereinzelt belegt, dafür werden aber nach pollenmorphologischen Unterscheidungs-Kriterien erste Vorkommen angenommen (BOHNCKE 1993, HOEK 1997a, vgl. VAN GEEL et al. 1989). Im östlich gelegenen zentralen Polen ist *Betula „alba“* während der *Hippophae*-Phase makrorestanalytisch bereits gut erfasst (e. g. WASYLKOWA 1964, TOBOLSKI 1988, TOBOLSKI & LITT 1994), für Nordostdeutschland ist dagegen nur von vereinzelt Vorkommen auszugehen (DE KLERK 2008). Im nördlich gelegenen Schleswig-Holstein, welches hinsichtlich spätglazialer Birkenvorkommen eine der bestuntersuchtesten Regionen Mitteleuropas darstellt, sind dagegen weitgehende Dominanz von *Betula nana* gegenüber *Betula „alba“* belegt und nur ganz verstreute Vorkommen von Baumbirken anzu-

¹⁷ Die Baumbirken-Arten *Betula pendula* und *Betula pubescens* sind makrorestanalytisch teilweise, pollenanalytisch äußerst schlecht zu unterscheiden.

nehmen (USINGER 1985), während im jütländischen Teil Dänemarks Baumbirken frühestens im Allerød, teils erst seit dem Präboreal nachgewiesen sind (BENNIKE et al. 2004, MORTENSEN et al. 2011).

Die bisherigen Befunde späteiszeitlicher Birkenvorkommen in Niedersachsen und Umgebung während der *Hippophae*-Phase ergänzen damit recht gut das mitteleuropäische Gesamtbild (Abb. 22). So konnten Baumbirken makrorestanalytisch am „Gaterslebener See“ östlich des Harzes (MÜLLER 1953) sowie am „Hämelsee“ im Wesertal südöstlich von Bremen (MERKT & MÜLLER 1999) nachgewiesen werden (Abb. 23). Größenstatistische Untersuchungen an Pollenkörnern machen die Anwesenheit von Baumbirken neben der Jeetzel-Niederung auch an der Havel-Mündung (MATHEWS 1997), für den zweiten Teil der Zone auch bei Hannover (USINGER unpubl.) sowie die Geest westlich von Hamburg (HEIDER 1995) wahrscheinlich. Dabei scheint jedoch lediglich an der Jeetzel der Pollen-Niederschlag der Baumbirken gegenüber Zwergbirken zu dominieren (Abb. 23, vgl. Kap. D.5). In Friesland im nordwestlichen Niedersachsen zeigen Größenmessungen an Birkenpollen für die *Hippophae*-Phase hingegen ausschließlich *Betula nana*-Vorkommen an (MECKE 1995).

Die Gründe für das beschriebene Muster des Vorkommens von Baumbirken sind dabei bisher noch unklar, angenommene edaphische und klimatische Faktoren wie etwa das Vorherrschen extremer Westwinde überzeugen ebenso wie die Theorie einer durch Migration verzögerten Ausbreitung nicht vollständig (vgl. PAUS 1995, aber auch Kap. D.6.1).

Trotz der beschriebenen Vegetationsunterschiede innerhalb Mitteleuropas formt die *Hippophae*-Phase einen palynostratigraphisch vom Schweizer Mittelland (AMMANN & LOTTER 1989, AMMANN et al. 1994) über Deutschland (USINGER 1985, LITT & STEBICH 1999, MERKT & MÜLLER 1999, DE KLERK 2008) und die Niederlande (HOEK 1997a) bis nach Dänemark (MORTENSEN 2007, MORTENSEN et al. 2011) und Südschweden (BERGLUND 1971) hinein recht problemlos verfolgbaren und parallelisierbaren einheitlichen Abschnitt (Abb. 22, vgl. STEBICH 1999). Charakteristisches Merkmal ist dabei – wie oben erläutert – die Ausbildung einer Strauchvegetation mit *Juniperus communis*, *Hippophae rhamnoides* und *Salix*-Arten bei unterschiedlicher Beteiligung von *Betula nana* und *Betula pubescens*. Ein größeres Problem als die Parallelisierung der palynologischen Zonen stellen hingegen verwirrende historisch entstandene Bezeichnungen und aus heutiger Sicht falsifizierte Interpretationen dar (Abb. 22, vgl. Kap. D.7).

HOEK (1997a) ermittelt nach zahlreichen Radiokarbondatierungen in den Niederlanden für die *Hippophae*-Phase ein Alter von ca. 12450-12100 bp (~14560-13950 cal. BP, REIMER et al. 2009), DE KLERK (2002, 2008) gibt für Nordostdeutschland 12450-12000 bp an. LITT & STEBICH (1999) schätzen für die Eifel eine Dauer von 14450-13800 Warven-Jahren BP, MORTENSEN (2007) kommt für das südliche Dänemark auf 14600-14300 cal. BP. Dazu existieren weitere ¹⁴C Einzel-Datierungen aus anderen Regionen (e. g. KOZARSKI et al. 1988, AMMANN & LOTTER 1989,

ANTOINE et al. 2003, SCHARF et al. 2005, SCHNEIDER 2006), womit insgesamt in Mitteleuropa der letzte Abschnitt vor 12000 Radiokarbonjahren bp eindeutig der *Hippophae*-Phase und der Beginn des Allerøds nicht vor 12000 bp (Radiokarbonjahre) einzuordnen sind.

4.4. Offenvegetationsphase II (OV II)

Die Tendenz zu verdichteter Vegetationsbedeckung und späteiszeitlicher Wiederbewaldung der Jeetzel-Niederung wurde während der Offenvegetationsphase II unterbrochen, was im Profil „W VIII“ anhand eines drastischen Einbruchs der Werte von *Betula*, *Salix*, *Juniperus* und *Hippophae* deutlich wird (Abb. 21, Abb. 24, Abb. 70, im Anhang, Probe-Nr. 24-25). Dieser Einbruch ist sowohl in der Gesamtpollendarstellung (Abb. 24) als auch der reduzierten Darstellung auf eine Landpollensumme sichtbar (Abb. 21, Abb. 70), woraus erkennbar wird, dass nicht nur lokale Vegetationsveränderungen am Rand des Gewässers widerspiegelt werden. Größensmessungen an *Betula*-Pollen zeigen, dass der Birkenpollen-Niederschlag während der OV II zum überwiegenden Teil von *Betula nana* stammt, während zum Ende der vorhergehenden *Hippophae*-Phase *Betula pubescens* schon maßgeblich beteiligt war (Kap. D.5). Poaceae und Cyperaceae erreichen außergewöhnlich starke Maxima im Pollenspektrum. Diese zusammen mit dem Auftreten des Pollens der Glazial-Pflanzen *Armeria maritima* und *Dryas octopetala* sowie erneut erhöhte Anteile von *Helianthemum*, *Empetrum*, *Crassulaceae*, *Rosaceae* und weiteren Krautigen bzw. Zwergsträuchern verdeutlichen, dass sich auf Kosten der Strauchformationen eine eher steppenartige Vegetation im Flusstal ausbildete (Abb. 21, Abb. 24). Die allerdings nur leichte Depression der Pollendichte mit gegenüber der OV I immer noch vielfach höheren Werten zeigt aber, dass das Vegetationsbild keineswegs ähnlich schütter wie während der OV I war.¹⁸

Die Offenvegetationsphase II lässt sich gut über das nordwestliche Mitteleuropa hinweg parallelisieren, so etwa mit der „Open vegetation phase II“ für Nordostdeutschland (DE KLERK 2008), der „*Helianthemum-Betula nana* PAZ“ für Schleswig-Holstein (USINGER 1985), der „Earlier Dryas“ für die Niederlande (VAN GEEL et al. 1989, HOEK 1997a) sowie der „Oldest Dryas“ (Älteste Dryas) für die Eifel (LITT & STEBICH 1999) und am „Hämelsee“ in Niedersachsen (MERKT & MÜLLER 1999), sowie vermutlich mit der „Aegelsee“-Oszillation im Schweizer Mittelland (AMMANN & LOTTER 1989, AMMANN et al. 1994).

¹⁸ Seltsam erscheint das Maximum von Pollen des cf. *Populus*-Typs während der OV II (Abb. 21), zu dem sich in der mitteleuropäischen Literatur keine Entsprechung findet, und das auch nicht zu den obig beschriebenen Trends während der OV II unter Berücksichtigung der ökologischen Ansprüche der *Populus*-Arten passt. Eventuell liegt hier bei schlechter Erhaltung eine Verwechslung mit Pollen von Cyperaceen oder Poaceen vor (vgl. USINGER 1985, S. 8).

Auch wenn neuere Klimarekonstruktionen nahe legen, dass die beschriebene Vegetationstransformation zu Beginn der OV II durch eine Klimaverschlechterung, u. a. einen Temperaturrückgang, ausgelöst wurde (e. g. LOTTER et al. 1992a, HEIRI et al. 2007, vgl. Kapitel D.6), so überrascht doch die Stärke der Reflektion in der Jeetzel-Niederung. Um so mehr gilt dies, wenn man berücksichtigt, dass im östlich benachbarten Sachsen-Anhalt und Brandenburg die OV II zumeist nur schwach bis gar nicht repräsentiert ist (DE KLERK 2008). In Niedersachsen ist die Offenvegetationsphase II dagegen in nahezu allen Diagrammen mit Erfassung dieses Zeitabschnitts gut ausgebildet (Diagramme bei SELLE 1939, STEINBERG 1944, OVERBECK 1949, DIETZ et al. 1958, SELLE 1962, BEHRE 1966, CHEN 1982, SCHNEEKLOTH 1963, GOLOMBEK 1980, USINGER 1985, GOLOMBEK 1990, HEIDER 1995, MECKE 1995, FREUND 1997, MERKT & MÜLLER 1999). Die besonders starke Ausprägung im Diagramm „W VIII“ könnte mit der besonderen Lage im Elbe-Urstromtal zusammenhängen, wo eventuell hydrologische Effekte wie veränderter Wasserspiegel oder stärker saisonales Abflussverhalten Auswirkungen der Klimaschwankungen auf die Vegetation verstärkten (vgl. Kap. F.2). Dass Klimaschwankungen im Vegetationsbild der Flusstäler verstärkt reflektiert werden können, ist am Beispiel der präborealen Rammelbeek-Phase in den Niederlanden erwiesen, wobei dort auch die Rolle hinzukommender Aridität diskutiert wird (BOS et al. 2007, vgl. auch Kapitel D.4.7). Eine Verbindung einer Kälteschwankung mit einer Trocken- bzw. Kontinentalitätsphase wird auch für die Offenvegetationsphase II diskutiert, und könnte die beobachteten starken Vegetationsveränderungen in der Jeetzel-Niederung erklären (vgl. VAN GEEL et al. 1989, BERGLUND et al. 1994, HOEK 1997a, HEIRI et al. 2007, MORTENSEN et al. 2011).

Ab der OV II sind limnische Sedimente in den ca. 9 und 30 km von der Jeetzel-Niederung bei Grabow entfernten ehemaligen durch Salzauslaugung entstandenen Stillgewässern „Siemen“ (LESEMANN 1969) und „Fauler See“ (RÖHRIG et al. 2004) erfasst, wenig später auch im Arendsee (RÖHRIG & SCHARF 2002, CHRISTIANSEN 2008, SCHARF et al. 2009), so dass die weitere späteiszeitliche Vegetationsentwicklung des Wendlands nach wenigstens vier Diagrammen rekonstruiert werden kann (Abb. 16, Abb. 25). Die Diagramme „Siemen“ und „Fauler See“ zeigen dabei eine tendenziell ähnlich starke Reflektion der OV II wie das Diagramm „W VIII“ aus der Jeetzel-Niederung.

HOEK (1997a) ermittelt nach zahlreichen Radiokarbondatierungen in den Niederlanden für die Offenvegetationsphase II ein Alter von ca. 12100-11900 bp (~13950-13750 cal. BP, REIMER et al. 2009), DE KLERK (2008) in Nordostdeutschland 12000-11900 bp. LITT & STEBICH (1999) geben für die Eifel 13800-13670 Warven-Jahre BP an. Das Alter der vermutlich der OV II entsprechenden Aegelsee-Fluktuation wird auf 12100-12000 bp geschätzt (LOTTER et al. 1992a). Die nur kurze Reflektion der Offenvegetationsphase II im Diagramm „W VIII“ lässt sich damit zum einen mit der geringen zeitlichen Auflösung des Diagramms erklären, ist aber auch durch die nur kurze Dauer der Klimaschwankung bedingt (Kap. D.4.7, vgl. STEBICH 1999).

Vegetationsgeschichte

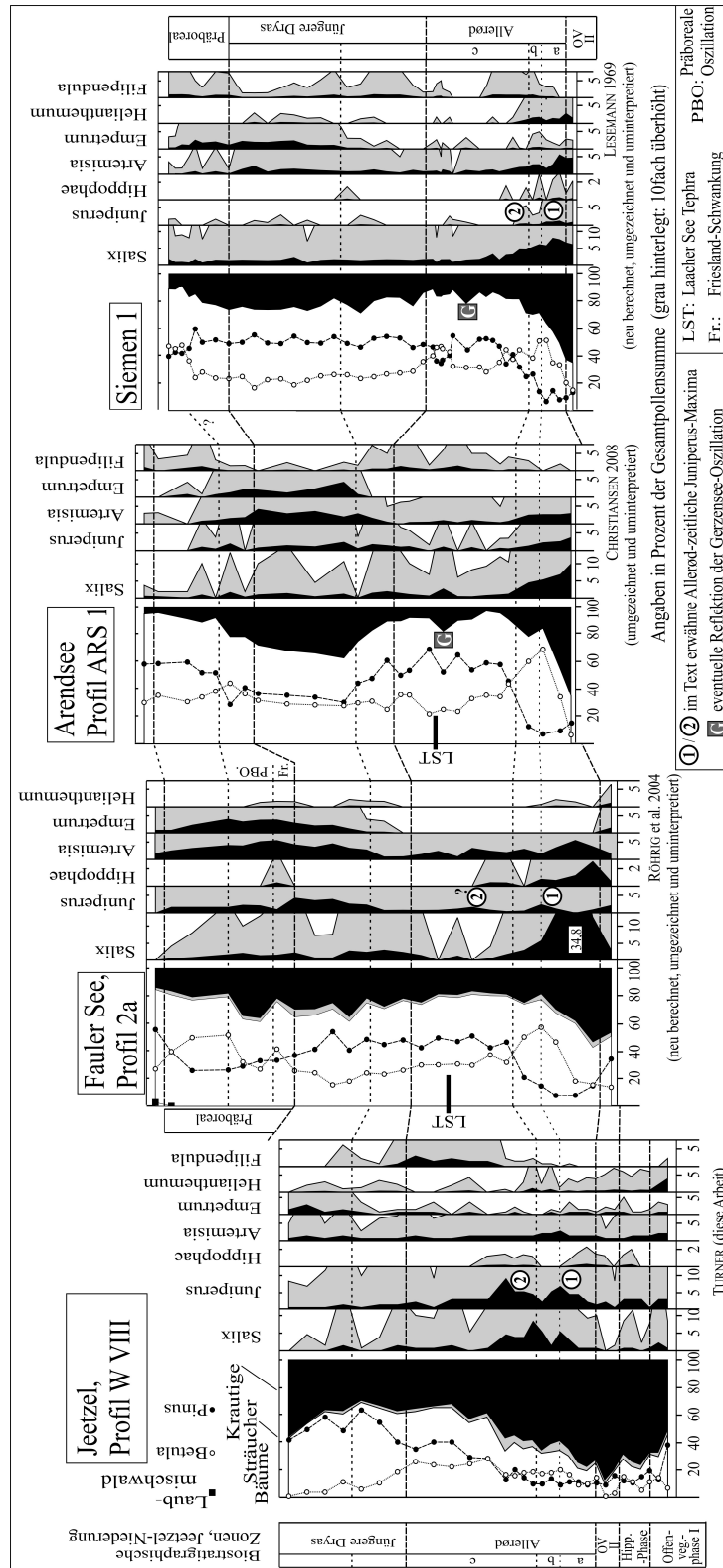


Abb. 25: Parallelisierung der das Allerød und ältere späteiszeitliche Zeitabschnitte umfassenden Pollendiagramme aus dem Hannoverschen Wendland anhand ausgewählter Pollenspektren.

In diesen Zeitabschnitt fallen auch zwei Radiokarbon-Daten an Holzkohle bzw. Knochen aus einer Artefaktstreuung am Rande eines späteiszeitlichen Paläomänders der Jeetzel (Tab. 11, Abb. 10), so dass für die Offenvegetationsphase II bereits vom Beginn der späteiszeitlichen Okkupation durch paläolithische Jäger in der Jeetzel-Niederung ausgegangen werden kann (vgl. Kap. G).

4.5. Allerød

4.5.1. Allerød a

Nach der Offenvegetationsphase II erfolgte im frühen Allerød eine (erneute) Ausbreitung der Strauch- und ersten Baumformationen. Dabei erscheint die Reaktion der einzelnen Arten in der Jeetzel-Niederung abgestuft. Während *Juniperus communis* und *Hippophae rhamnoides* schon zum Ende der OV II wieder ähnlich hohe Anteile am Pollenspektrum erreichen wie zuvor¹⁹, erholen sich die *Betula*-Werte erst mit Beginn des Allerøds (Abb. 21, Abb. 24). Zudem zeigt die Größentrennung von *Betula*-Pollen, dass zu Beginn des Allerøds in erheblichem Maße noch *Betula nana* am Pollen-Niederschlag beteiligt ist (Kap. D.5). Die unterschiedliche Reaktion der Bäume und Sträucher ist unter Umständen auch damit zu erklären, dass die kälteresistenten Arten Wacholder und Sanddorn auf den Temperaturrückgang der OV II lediglich mit Blühverminderung reagierten, aber vegetativ überdauerten (vgl. IVERSEN 1954, PEARSON & ROGERS 1962, KOLSTRUP 1979, DE KLERK 2008). Die nun folgende, als „Allerød a“ bezeichnete Phase, beinhaltet demnach die Etablierung offener Wälder mit reichlicher *Juniperus*-, *Hippophae*- und *Betula nana*-Beteiligung, welche zunächst vielen Heliophyten (lichtbedürftigen Arten) wie *Artemisia*, *Helianthemum* und *Selaginella* noch gute Wachstumsmöglichkeiten boten, wobei die Prozentwerte der genannten Taxa tendenziell abnehmen (Abb. 21). Der heute arktisch-alpin verbreitete Moosfarn (*Selaginella selaginoides*) erreicht im Diagramm „W VIII“ sogar im frühen Allerød die höchsten Anteile (Abb. 21).

Die beschriebene Vegetationsphase lässt sich anhand der charakteristischen Merkmale, vor allem anhand der zunehmenden Birken-Werte und des ersten Allerødzeitlichen *Juniperus*-Maximums gut im gesamten Wendland, aber auch darüber hinaus verfolgen (Abb. 25). So besteht eine direkte Entsprechung zur „*Juniperus*-*Betula nana*-*Betula pubescens*-PAZ“ der detaillierten Allerød-Gliederung Schles-

¹⁹ Eine Besonderheit des Wendlands scheint dabei zu sein, dass das *Hippophae*-Maximum im Allerød a ähnlich hoch ausfällt wie dasjenige während der *Hippophae*-Phase, während gewöhnlich die Anteile während der *Hippophae*-Phase deutlich höher liegen (zumindest nach Prozentwerten, nicht wenn auf Pollendichte umgerechnet wird, vgl. USINGER 1985). Zu beachten sind daher im Diagramm „W VIII“ die geringen Unterschiede in der Pollendichte zwischen später *Hippophae*-Phase und frühem Allerød.

Ein in der Höhe den *Hippophae*-zeitlichen Werten entsprechendes *Hippophae*-Maximum im frühen Allerød ist allerdings auch in anderen Teilen der Niedersächsischen Altmoränen-Landschaften anzutreffen, so im Profil „Deinstedt“ (HEIDER 1995) im Nordwesten.

wig-Holsteins (Abb. 26, vgl. USINGER 1985). Ebenso gesichert erscheint die Parallelisierung zur „Bølling“-Biozone am Hämelsee (MERKT & MÜLLER 1999). Überhaupt lässt sich das Allerød a in Diagrammen aus dem gesamten niedersächsischen Raum anhand des charakteristischen ersten Allerød-zeitlichen *Juniperus*-Maximums gut erkennen (Referenzen siehe Tab. 16, im Anhang).²⁰ Auch in älteren Diagrammen ohne *Juniperus*-Erfassung ist eine Zuordnung anhand der restlichen Kriterien wie des Steilanstiegs der *Betula*-Kurve zum ersten Maximum zumeist gut möglich. So lässt sich ebenfalls die Parallelisierung zur Zone „2a1“ der Niederländischen Spätglazial-Gliederung herstellen (HOEK 1997a, 1997b).

In den Bereich des Allerød a und anschließenden Allerød b entfällt häufig auch ein Wechsel von mineralischer zu vorwiegend organischer Sedimentation bzw. ein starker Anstieg des organischen Anteils des Sediments (vgl. USINGER 1985), so auch in den Profilen „W VIII“ und „Fauler See“ (Kap. E.1, RÖHRIG et al. 2004).

Weiteres typisches Merkmal während der OV II und des Allerød a sind hohe Anteile von Weiden (*Salix*) im Pollenspektrum, die im Hannoverschen Wendland in den Diagrammen „Fauler See“, „Arendsee“ und „Siemen“ auch charakteristisch vorhanden sind (Abb. 25). In Diagramm „W VIII“ der Jeetzel-Niederung werden dagegen die höchsten *Salix*-Anteile erst während der darauf folgenden Phasen erreicht. Als Erklärungsansätze kommen hier standörtliche Unterschiede bzw. Besonderheiten im Flusstal der Jeetzel-Niederung, aber auch die Beteiligung unterschiedlicher Weiden-Arten in Betracht.²¹ Makrorestanalysen gaben leider keinen Aufschluss darüber, ob baum- oder strauchförmige Weiden-Arten das Maximum an *Salix*-Pollen im Profil „W VIII“ verursachten.

4.5.2. Allerød b

Im als „Allerød b“ bezeichneten Abschnitt folgt im Hannoverschen Wendland dem ersten Allerød-zeitlichen *Betula*-Maximum ein mehr oder weniger ausgeprägtes Minimum zusammen mit einem *Juniperus*-Minimum und allerdings nur minimal erhöhten Anteilen von NAP (Abb. 25). In den Diagrammen „W VIII“, „Fauler See“ und „Siemen“ ist zudem auf diesem Niveau ein Maximum von *Artemisia* ausgeprägt, in den Diagrammen „W VIII“ und „Siemen“ noch ein Maximum von *Helianthemum*. In diesen Anzeichen kommt ohne Frage eine geringfügige Landschaftsöffnung zum Ausdruck, die auch von USINGER (1985) und MERKT &

²⁰ Vollständig fehlt dieses *Juniperus*-Maximum nur im Diagramm „Wollingster See“ (MÜLLER & KLEINMANN 1998), wobei das Diagramm hinsichtlich der Festlegung des Beginns des Allerøds (dort als „Bølling“ bezeichnet) grundsätzlich problematisch erscheint.

²¹ Grundsätzlich ist *Salix*-Pollen hinsichtlich seines paläoökologische Aussagegehalts problematisch, da er sowohl von subarktisch verbreiteten Zwerg- und Kriechsträuchern (e. g. *Salix polaris*, *Salix herbacea*, *Salix reticulata*), von niedrigen Sträuchern (e. g. *Salix repens*), von strauchförmigen Weiden der Verlandungsfolge von Stillgewässern (e. g. *Salix cinerea*, *Salix aurita*) als auch von baumförmigen Weiden der Flussauen (*Salix viminalis*, *Salix triandra*, *Salix pentandra*) stammen kann.

Vegetationsgeschichte

MÜLLER (1999) beobachtet wird, und damit die Möglichkeit zur Parallelsierung der Gliederungen bietet (Abb. 26). Weiteres dazu passendes Merkmal sind ein Rückgang der Pollendichte im Profil „W VIII“ (Abb. 21) und ein erhöhter *Betula nana*-Anteil im Pollenspektrum, welche allerdings wegen mangelnder Vergleichsuntersuchungen kaum auf weitere Entsprechung untersucht werden können.

Gliederung Schleswig Holstein, nach USINGER (1985)		Gliederung Hannoversches Wendland, nach TURNER (diese Arbeit)		Gliederung Hämelsee, nach MERKT & MÜLLER (1999)		Gliederung Niederlande, nach HOEK (1997a)		
Jüngere Dryas		Jüngere Dryas		Jüngere Dryas		3 Late Dryas		
1st Allerød	Pinus-Betula pub.-PAZ	Allerød c	Gerzen see?	1st Allerød	Allerød c	Allerød	2b	
	Populus-Betula pubescens-PAZ II				Allerød b			2a2
	Artemisia-Betula pubescens-PAZ				Allerød a			
	Populus-Betula pubescens-PAZ				Ältere Dryas			
	Empetrum-Betula pubescens-PAZ				Allerød b			
Juniperus-Betula nana-Betula pubescens-PAZ	Allerød a	Bølling	2a1					
Helianthemum- Betula nana PAZ	Offenvege- tationsphase II	Älteste Dryas	1c	Earlier Dryas				

Abb. 26: Vorgeschlagene Parallelsierung detaillierter Allerød-Gliederungen aus Norddeutschland und den Niederlanden.

Die von MERKT & MÜLLER (1999) erfasste und als „Ältere Dryas“ bezeichnete deutliche Reflektion einer Landschaftsöffnung mit ausgeprägtem NAP-Maximum scheint dabei für Niedersachsen eher die Ausnahme darzustellen. Ähnlich deutliche NAP-Maxima treten nur in den Diagrammen „Kab1“ aus dem Drömling (GOLOMBEK 1980), „Zwischenahner Meer“ (GRAHLE & MÜLLER 1967), Forstamt Zollhaus“ und „Grussendorf“ (SELLE 1939, 1962) sowie den Diagrammen aus dem Meiendorfer Tunneltal (SCHÜTRUMPF 1943, 1955) auf. Die meisten Diagramme zeigen eher eine undeutliche NAP-Reaktion entsprechend denjenigen aus dem Hannoverschen Wendland (Abb. 25), wobei das Allerød b bei ausreichender zeitlicher Auflösung zumeist dennoch anhand der oben genannten Kriterien, vor allem dem *Betula*-Minimum, gut identifizierbar ist.

In Allerød b erfolgt in den Diagrammen aus dem Hannoverschen Wendland, aber auch in anderen insbesondere aus dem südöstlichen Niedersachsen bereits ein erster Anstieg der Anteile von *Pinus* und *Filipendula* (Abb. 25). Eventuell kommt hier

bereits eine frühere Kiefern-Ausbreitung im Vergleich zum mittleren und nordwestlichen Niedersachsen und Schleswig-Holstein zum Ausdruck, wo der Anstieg der *Pinus*-Werte erst im folgenden Allerød c beginnt.

4.5.3. Allerød c

Eine nochmalige Erholung der *Betula*-Werte sowie rückläufige Anteile an NAP markieren den Übergang vom Allerød b zum Allerød c. Weitere auftretende Kriterien sind ein Anstieg von *Filipendula*, ein erstes *Populus*-Maximum²² und ein zweites *Juniperus*-Maximum (Abb. 24, Abb. 25). Damit sind für dieses Niveau alle Merkmale des für Schleswig-Holstein definierten „Hauptleitniveaus“ im Sinne USINGERS (1985) erfüllt, wobei das *Juniperus*-Maximum 2 (Abb. 25) in vielen niedersächsischen Diagrammen nicht oder nur undeutlich auftritt.

Während in Diagrammen aus dem mittleren und nordwestlichen Niedersachsen, z.B. dem „Seckbruch“ (USINGER 1985 / unpubl.), „Hämelsee“ (MERKT & MÜLLER 1999) oder „Deinstedt“ (HEIDER 1995) der *Pinus*-Anstieg nur allmählich erfolgt, *Betula* weiterhin im Pollenspektrum dominiert und so die Gliederung USINGERS für Schleswig-Holstein direkt übernommen werden kann, führt in den südöstlichen Landesteilen ein Steilanstieg der *Pinus*-Kurve meist nur zu einem sehr kurzen *Betula*-Maximum und nachfolgender *Pinus*-Dominanz. Bei geringer zeitlicher Auflösung wird das *Betula*-Maximum zu Beginn des Allerød c wie in den Diagrammen „Arendsee“ und „Fauler See“ dann nicht erfasst (Abb. 25).

Für das Allerød c kann also mit wenigen Ausnahmen²³ ein Gradient von kiefern-dominierten Wäldern im Südosten hin zu birkendominierten Wäldern²⁴ im Nordwesten Niedersachsens beobachtet werden, wie dies bereits frühe Arbeiten vorschlugen (FIRBAS 1950, 1952, SCHÜTRUMPF 1955). Damit schließen die hier festgestellten Ergebnisse auch gut an Beobachtungen aus dem angrenzenden Nordostdeutschland an, die für Sachsen-Anhalt und Brandenburg im späten Allerød kieferndominierte Wälder belegen (e. g. WOLTERS 2002, DE KLERK 2008, THEUERKAUF & JOOSTEN 2009). Ob für Niedersachsen zusätzlich zu einem sicherlich vorhandenen klimatischen Gradienten (vgl. USINGER 1985) hinsichtlich der Kiefern- und Birken-Anteile der Wälder auch eine Korrelation zu Bodensubstrat und -typ besteht, wie dies THEUERKAUF & JOOSTEN (2009) für Mecklenburg-Vorpommern aufzeigen, muss dabei erst noch gezeigt werden.

²² Zum vorherigen Maximum des cf. *Populus*-Typs im Diagramm „W VIII“ vgl. den Kommentar in Fußnote 16.

²³ Im Diagramm „Kab1“ aus dem Drömling, südöstliches Niedersachsen (GOLOBEK 1980) dominiert auch im Allerød c *Betula*.

²⁴ Wie beispielsweise umfangreiche Makrorestanalysen aus dem Neuwieder Becken zeigen (e. g. BITTMANN 2007), dürfen allerdings die pollenanalytisch nur schlecht fassbaren Anteile von Pappeln (*Populus tremula*) an Allerød-zeitlichen Wäldern keinesfalls unterschätzt werden.

Eine bemerkenswerte Besonderheit der Vegetationsentwicklung des östlichen Niedersachsens scheint dabei eine nochmalige Wiederausbreitung von *Hippophae* zu Beginn des Allerød c zu sein, die neben den Diagrammen „W VIII“, „Fauler See“ und „Siemen“ (Abb. 25) auch im Drömling (GOLOMBEK 1980) sowie im Diagramm „Grussendorf“ (SELLE 1939) erfasst ist. *Hippophae* als Pionierart auf Rohböden wurde dann als Folge von Beschattung und Bodenalterung jedoch sehr schnell verdrängt. Die zunehmende Kronendichte der Wälder wird auch durch die abnehmenden Anteile vieler Heliophyten wie *Helianthemum*, *Artemisia*, *Rumex*, *Chenopodiaceae*, *Thalictrum* und weiteren angezeigt (Abb. 70, im Anhang).

Die Entwicklung der Vegetation des Wendlands im verbleibenden Allerød c verlief dann relativ gleichmäßig, die vorherrschenden Kiefern-Birkenwälder erwiesen sich mit Ausnahme zweier sich in Diagrammen abzeichnender Ereignisse als recht stabil.

Bemerkenswert ist zunächst die Reflektion einer weiteren Öffnung der Wälder in Form erhöhter NAP-Werte in den Profilen „Arendsee“ (CHRISTIANSEN 2008) und „Siemen“ (LESEMANN 1969). Die Position dieser Schwankung im Arendsee direkt unterhalb der Laacher See Tephra (LST) bzw. den LST-Horizont gerade noch mit einschließend (Abb. 26), gestattet es, das Ereignis der Waldöffnung mit Ergebnissen paläoökologischer Untersuchungen im gesamten mitteleuropäischen Raum zu verknüpfen (e. g. BOGAARD & SCHMINCKE 1985, DAVIES et al. 2012). So besteht hinsichtlich der Position eine direkte Entsprechung zur in Schweizer Seen nachgewiesenen Kälteschwankung der Gerzensee-Oszillation (LOTTER et al. 1992a, vgl. Kap. D.6). In Pollendiagrammen aus dem niedersächsischen Raum ist diese Schwankung außer im Hannoverschen Wendland nur im Hämelsee (MERKT & MÜLLER 1999) sowie im Wollingster See (MÜLLER & KLEINMANN 1998) reflektiert, dort jeweils als „Allerød b“ bezeichnet (Abb. 26). Außerdem ist ein NAP-Maximum an entsprechender Position im Viemoor nordwestlich von Hamburg erfasst (AVERDIECK 1957). Über die palynologischen Kriterien kann für diese Zone ebenfalls eine Entsprechung zur *Artemisia-Betula pubescens*-PAZ für Schleswig-Holstein (USINGER 1985) festgestellt werden. Bestätigt wird die Parallelisierung dieser Zonen durch die Position der Laacher See Tephra²⁵ (Abb. 26). Die Untersuchungen der niederländischen Profile „Gulickshof“ (HOEK & BOHNCKE 2001) und „Hijkermeer“ (HEIRI et al. 2007) legen zudem nahe, dass der Beginn der Gerzensee-Oszillation wohl mit dem Beginn der Zone „2b“ nach HOEK (1997) parallelisiert werden kann, auch wenn das palynologische Kriterium mit der Massenausbreitung der Kiefer²⁶ für die Niederlande ein anderes ist (Abb. 26). Hierin kommt eben-

²⁵ Schleswig-Holstein liegt außerhalb der eigentlichen Aschefahne des Laacher See Ausbruchs und daher sind LST-Lagen in Sedimenten kaum nachgewiesen. Die Position der LST in der Regionalstratigraphie Schleswig-Holsteins wird aber gesichert durch die Parallelisierung zu den LST-führenden Profilen Süd-Dänemarks (USINGER 1985).

²⁶ Wie HEIRI et al. 2007 zu Recht feststellen, muss allerdings auch die Gleichzeitigkeit der Kiefern-Massenausbreitung für die Niederlande eventuell in Frage gestellt werden.

falls die verzögerte Allerød-zeitliche Ausbreitung von Kiefernwäldern nach Westen zum Ausdruck.

Im Horizont oberhalb der Laacher See Tephra zeigen die beiden Diagramme „Arendsee“ und „Siemen“²⁷ ein nochmaliges *Betula*-Maximum, wie es typischerweise auch in vielen Diagrammen der Jungmoränengebiete des südlichen Nordostdeutschlands ausgeprägt ist (WOLTERS 2002, THEUERKAUF 2003, DE KLERK 2008). Da der *Betula*-Anstieg oberhalb der LST einsetzt, die Gerzensee-Oszillation aber bereits im Bereich der LST ausklingt, kann er nicht auf diese zurückgeführt werden. Die Reflektion des *Betula*-Anstiegs im Diagramm „Arendsee“, aber nicht im nur drei Kilometer entfernten „Faulen See“ stützt dabei die Hypothese THEUERKAUFS (2003), dass es sich um ein lokales Phänomen wie die Ausbreitung von späteiszeitlichen Birken-Wäldern im Umfeld der Gewässer handelt. Eine alternative Erklärungsmöglichkeit wäre die Annahme eines weit verbreiteten Hiatus zwischen den Allerød- und Jüngere Dryas-zeitlichen Sedimenten in den flachen Gewässern „W VIII“ und „Fauler See“ (USINGER 1981b). Eine schon von USINGER (1981b) für das späte Allerød angenommene See- und Grundwasserspiegel-Absenkung könnte dabei sowohl die Ausbreitung von Birken auf den trockengefallenen Randbereichen der vermutlich auch damals schon tieferen Seen „Arendsee“ und „Siemen“ erklären (vgl. dazu SCHARF et al. 2009) als auch die Ausbildung eines Hiatus in den flachen Gewässern „W VIII“ und „Fauler See“. Gestützt wird die Annahme einer Wasserspiegel-Absenkung für das späte Allerød auch durch das Ausbleiben der Hochflutsedimentation im Flusstal und die Entwicklung eines Bodens in Hochflutlehmen (vgl. Kap. D.8, F.2). Eine Seespiegel-Absenkung im Allerød rekonstruieren auch KAISER (2001) sowie KAISER et al. (2003) für Mecklenburg-Vorpommern.

Kurz nach dem letzten Allerød-zeitlichen *Betula*-Maximum beginnen im Übergang zur Jüngeren Dryas die Anteile von NAP zunächst allmählich anzusteigen, auch Heliophyten wie *Helianthemum* und *Artemisia*, zusätzlich auch *Empetrum* zeigen leicht erhöhte Werte (Abb. 26).

4.5.4. Datierung der Allerød-Abschnitte

Zur Datierung und Dauer des Allerøds im nordwestlichen Mitteleuropa liegen inzwischen sowohl eine Reihe von Radiokarbon-Datierungen als auch wenige aber bedeutende Ergebnisse von Warven-Zählungen vor.

So wird in den Niederlanden für das Allerød eine Dauer von 11900-10950 Radiokarbonjahren bp (~13750-12815 cal. BP), für Nordostdeutschland 11900-11000 bp angegeben (HOEK 1997a, DE KLERK 2008). Mittels Warvenchronologie des Meerfelder Maares wird eine Dauer von 13670-12680 Jahren BP ermittelt (LITT &

²⁷ Die LST ist im Profil „Siemen 1“ allerdings nicht erfasst, aber weitgehende biostratigraphische Übereinstimmung zum Profil „Arendsee 1“ ermöglicht eine Parallelisierung.

STEBICH 1999). Warven-Zählungen aus Mitteleuropa vermitteln dabei auch eine recht gute Vorstellung von der Dauer der einzelnen Unterabschnitte des Allerøds. So wird im Meerfelder Maar für das Allerød a (dort als „Bølling“ bezeichnet) eine Dauer von 130 Jahren angegeben, aber ein Hiatus von etwa hundert fehlenden Jahren geschätzt (LITT et al. 2001b)²⁸, für den Hämelsee kommen MERKT & MÜLLER (1999) auf etwa 200 Jahre. Die Dauer des Allerøds b geben LITT & STEBICH (1999) mit 190 Jahren an (dort als „Ältere Dryas“ bezeichnet). Für das Allerød c zählen LITT & STEBICH (1999) 670 Jahre, MERKT & MÜLLER (1999) 625 Jahre.

Wichtiger Zeitmarker in Allerød-Stratigraphien Mitteleuropas ist die Laacher See-Tephra, die im Bereich der nach Nordwesten, Süden und Westen ziehenden Aschefahnen als makroskopisch oder mikroskopisch nachweisbare Lage in Seesedimenten oder Torfen nachgewiesen werden kann (e. g. BOGAARD & SCHMINCKE 1985, DAVIES et al. 2012). Der Laacher See-Ausbruch wird im Meerfelder Maar auf 12880 Warvenjahre BP datiert. Die vermutlich genaueste Radiokarbondatierung des Laacher See-Ausbruchs liefern FRIEDRICH et al. (1999) mit 11063 ± 12 Radiokarbonjahren (13097-12768 cal. BP, 95 % Konfidenz-intervall, REIMER et al. 2009), durchgeführt an äußeren Jahresringen von durch LST verschütteten Bäumen.

4.6. Jüngere Dryas

Die Auswirkungen der Jüngeren Dryas als letztem Teil des Pleistozäns und zugleich noch einmal einschneidender Kälteperiode sind auf der gesamten Nordhemisphäre in vielfältigster Weise nachgewiesen. Im nordwestlichen Mitteleuropa führte diese Klimaverschlechterung zu erheblichen Einbußen der sich gerade etablierenden Waldgesellschaften. So wurde die absolute Waldgrenze in Skandinavien deutlich nach Süden bis ins südliche Dänemark hinein verschoben (e. g. LANG 1994). Durch das resultierende deutliche palynologische Signal nimmt in Mitteleuropa die Problematik biostratigraphischer Fehlinterpretationen und falscher Parallelisierungen allgemein ab (vgl. Abb. 22, Abb. 26).

In den zentralen und nördlichen Teilen Niedersachsens sowie im gesamten Schleswig-Holstein und Teilen Mecklenburg-Vorpommerns kam es zur Ausbildung von so genannten Parktundren, einem Vegetationstyp, der durch ein Mosaik offener Strauchformationen, krautiger Vegetation und einzelner Bäume bzw. Baumgruppen, vor allem *Betula pubescens*, an lokal günstigen Standorten geprägt ist (e. g. USINGER 2004). Nach Südosten wird – etwa in Brandenburg und Berlin – auch das Überdauern offener Kiefernwälder bzw. Parktundren mit zerstreuten Kiefernvor-

²⁸ Durch die hundert fehlenden Jahre, die nicht in die Chronologie eingerechnet sind, verschiebt sich genaugenommen auch die Datierung aller früheren Abschnitte um ca. hundert Jahre. Als Datierung des Übergangs „OV II – Allerød“ könnte also prinzipiell statt 13670 BP 13770 BP angegeben werden, wodurch sich eine bessere Übereinstimmung zu kalibrierten Radiokarbonaten ergibt. Dies gilt ebenso für ältere Zonen.

Vegetationsgeschichte

kommen angenommen (e. g. BRANDE 1980, WOLTERS 2002, THEUERKAUF & JOOSTEN 2012, vgl. auch USINGER 2004).

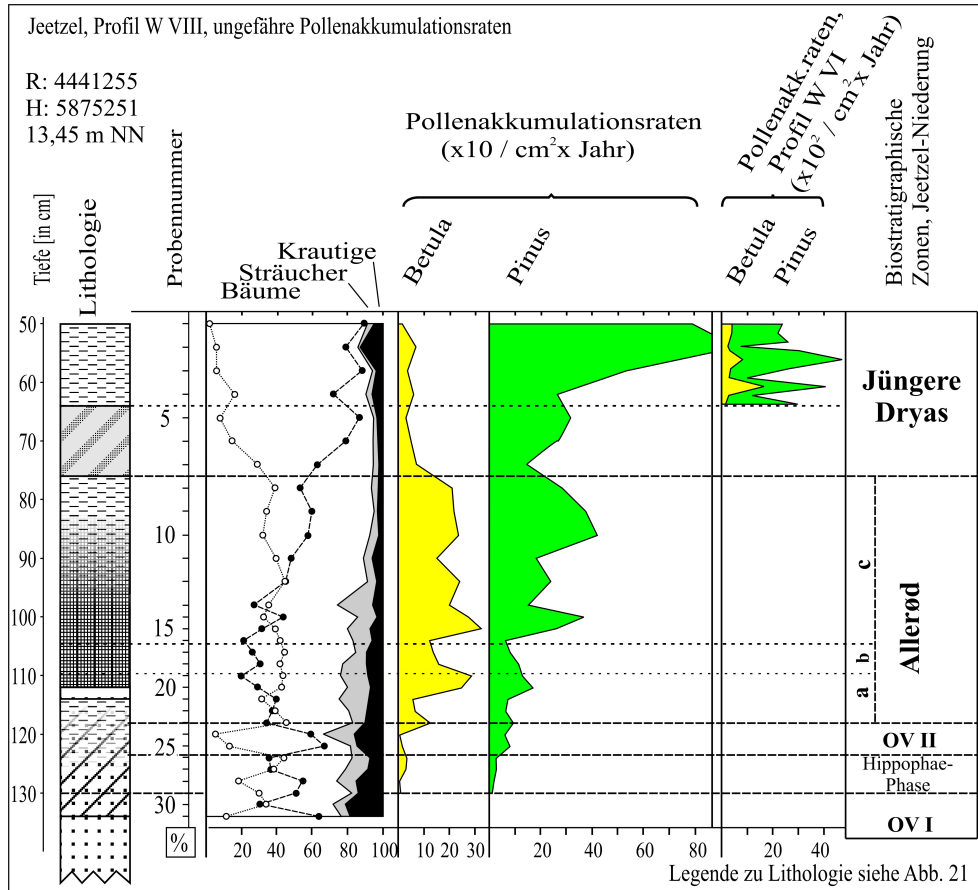


Abb. 27: Ungefähre Pollenakkumulationsraten für Pollen von *Pinus* und *Betula* im Profil „W VIII“. Die Raten wurden berechnet unter Übertragung der Dauer der Zonen nach LITT & STEBICH 1999, da für das Profil keine eigene Zeit-Tiefen-Modellierung vorliegt. Durch die vermutlich nicht ganz vollständige Erfassung von Allerød und Jüngerer Dryas im Diagramm werden Pollenakkumulationsraten tendenziell etwas unterschätzt.

Auch in der Jeetzel-Niederung deutet einiges auf das Überdauern lichter Kiefernbestände hin. Wichtigstes Indiz liefert neben hohen Prozentwerten in allen Diagrammen und dem Fund eines Nadelbruchstücks von *Pinus sylvestris* in Jüngere Dryaszeitlichen Sedimenten des Profils „W II“ vor allem eine Abschätzung der Pollenakkumulationsraten von *Betula*- und *Pinus*-Pollen im Übergang vom Allerød zur Jüngeren Dryas im Profil „W VIII“ (Abb. 27)²⁹. Während die Akkumulationsrate von *Betula*-Pollen drastisch einbricht, bleibt die von *Pinus*, abgesehen von einer kleineren Depression, auf hohem Niveau, was bei einer drastischen Reduzierung

²⁹ Die direkte Übertragung der Zeitabschnitte vom „Meerfelder Maar“ nach Norddeutschland ist dabei sicher nicht unproblematisch, da ein unkalkulierbarer Fehler entsteht. Indes liefert die Vorgehensweise im Beispiel derartig eindeutige Ergebnisse, dass auch größere Ungenauigkeiten nichts an der Grundaussage ändern.

der Kiefern-Vorkommen selbst unter Einbezug von Fernflug und Umlagerung nur schwer zu erklären wäre.³⁰ Wesentlich höhere Akkumulationsraten werden im ¹⁴C-datierten Profil „W VI“ bei ähnlichem *Pinus-Betula*-Verhältnis erreicht. Die dort rekonstruierte Akkumulationsrate von durchschnittlich 2500 *Pinus*-Pollenkörnern / cm² x Jahr entspricht dabei Werten, wie sie rezent in kiefernwaldreichen Regionen des nördlichen Skandinaviens erreicht werden (e. g. HÄTTESTRAND et al. 2008).

Die Jeetzel-Niederung stellt somit in Mitteleuropa vermutlich einen der nordwestlichsten Standorte dar, für den während der Jüngerer Dryas mit Fortbestehen von (allerdings stark aufgelichteten) Kiefernwäldern zu rechnen ist. Hinweise auf unvollständige Entwaldung und Überdauern von Kiefernwäldern gegenüber angrenzenden Parktundren – speziell in Flusstal-Situationen – existieren auch im Rheingraben (HÖLZER & HÖLZER 1994), im Neckar-Tal (BOS et al. 2008) und im Amöneburger Becken (BOS 2001). Für die Existenz von Kiefernwäldern an lokal-klimatisch begünstigten Standorten scheinen somit Flusstäler eine wichtige Rolle gespielt zu haben. THEUERKAUF & JOOSTEN (2012), die für Nordostdeutschland ebenfalls ein Überdauern von *Pinus* bis maximal 53° N rekonstruieren³¹, vermuten einen der Gründe darin, dass große Flusstäler im Vergleich zur Umgebung weniger vom Permafrost als ungünstigem Faktor für Baumwuchs betroffen werden bzw. Böden dort tiefgründiger auftauen (vgl. TCHEBAKOVA et al. 2010).

Im Gegensatz zum Überdauern von *Pinus* während der Jüngerer Dryas steht in der Jeetzel-Niederung der Einbruch der Anteile von *Betula*, welcher sowohl in Prozentwerten als auch Akkumulationsraten zum Ausdruck kommt (Abb. 21, Abb. 27). Größendifferenzierungen an Birkenpollen verweisen auf starkes Überwiegen von *Betula nana* (Kap. D.5), ebenso existieren keine eindeutigen Makrorestfunde von *Betula pubescens*. Andere Diagramme aus dem Wendland zeigen zwar ebenfalls einen Rückgang der Birken-Anteile im Übergang vom Allerød zur Jüngerer Dryas und während der Jüngerer Dryas, allerdings nicht einen derartigen Einbruch, so dass in den Profilen der Jeetzel-Niederung wohl ein eher kleinräumiger oder spezifisch im Flusstal auftretender Effekt erfasst ist (Abb. 25). Welche Faktoren die für *Betula pubescens* gegenüber *Pinus* ungünstigen Bedingungen in der Jeetzel-Niederung verursacht haben, ist unklar, in Betracht kommt allerdings eine größere Resistenz von *Pinus* gegenüber Trockenheit oder niedrigeren Wintertemperaturen (WOLTERS 2002). Zudem erscheint es durchaus wahrscheinlich, dass in den stark reduzierten Beständen von Baumbirken auch die verzögerte Massen-Ausbreitung von *Betula* im frühen Präboreal begründet ist (vgl. Kap. D.4.7).

Deutlich wird in der Jeetzel-Niederung und im Wendland eine charakteristische Zweiteilung der Jüngerer Dryas, wobei ein erster Teil mit anscheinend geringerer

³⁰ Der starke Anstieg der Pollendichte im zweiten Teil der Jüngerer Dryas ist in nahezu allen Typen (Ausnahme: *Betula*) des Profils „W VIII“ erfasst und deutet daher vermutlich nicht auf eine Kiefern-Ausbreitung hin.

³¹ Die geographische Position des Untersuchungsgebiets in der Jeetzel-Niederung ist 53°00' N, 11°07' O.

Landschaftsumformung³² von einem zweiten mit größerer Landschaftsöffnung, gekennzeichnet durch höhere Anteile von NAP, darunter auch viele Heliophyten, abgetrennt werden kann (Abb. 21, Abb. 25, Abb. 28). Nur im westlichen Mitteleuropa verfolgbares Kriterium ist dabei auch die Ausbreitung der Krähenbeere (*Empetrum*) an der Grenze vom ersten zum zweiten Teil der Jüngerer Dryas. Dieser Verbreitungsschub ist beispielsweise in Niedersachsen und Schleswig-Holstein noch gut fassbar, im angrenzenden Mecklenburg-Vorpommern noch im nördlichen Teil, in Berlin und Brandenburg dagegen kaum noch (vgl. BRANDE 1995, HOEK 1997a, USINGER 1998, DE KLERK 2004). Damit spiegelt sich in der räumlichen *Empetrum*-Verbreitung eventuell ein klimatischer Ost-West-Gradient, ein Kontinentalitätsgefälle, im zweiten Teil der Jüngerer Dryas wider. Dabei ist allerdings zu berücksichtigen, dass auch die heutigen küstennahen Gebiete Nordwestdeutschlands und der Niederlande durch den ca. 90 Meter tiefer liegenden Meeresspiegel während der Jüngerer Dryas weit im Binnenland lagen (Abb. 1, vgl. BEHRE 2007), also für diese Regionen sicher nicht von einem ozeanischem Klima in heutigem Sinn gesprochen werden kann.

Zur Erklärung der zeitlichen Abfolge der *Empetrum*-Ausbreitung wird häufig ebenfalls eine Veränderung der klimatischen Bedingungen hin zu ozeanischerem (wintermilderem und feuchterem) oder wärmerem Klima diskutiert (vgl. HOEK 1997a, USINGER 2004). Ein eustatischer Meeresspiegelanstieg, der zu küstennäherer Lage führte, ist jedoch für diese Periode nicht wahrscheinlich (e. g. BARD et al. 2010). Indiz für ein etwas feuchteres Klima sind jedoch häufigere Hochfluten und höhere Wasserstände in der Jeetzel-Niederung (Kap. F.2). Temperatur-Rekonstruktionen machen ebenfalls etwas höhere Temperaturwerte für den zweiten Teil der Jüngerer Dryas wahrscheinlich (vgl. Kap. D.6).

Höchste NAP-Anteile werden im Diagramm „W IV“ erst im Übergang zum Präboreal bzw. im frühen Präboreal erreicht (Abb. 29). Dabei kommt es im Verlauf der Jüngerer Dryas noch zur Wiederausbreitung vieler lichtbedürftiger Pflanzenarten. Neben *Dryas octopetala*, *Helianthemum*, *Ephedra* und *Selaginella selaginoides* ist hier vor allem die heute arktisch verbreitete *Polemonium boreale* erwähnenswert (Abb. 66, Abb. 67, im Anhang). Einzelfunde von Pollenkörnern von *Polemonium* in späteiszeitlichen Sedimenten, die überwiegend *Polemonium boreale* und nicht *Polemonium caeruleum* zuzuordnen sein dürften, existieren zwar zerstreut aus Norddeutschland (e. g. SCHNEEKLOTH 1963, CHEN 1988, HEIDER 1995, POTT & HÜPPE 2001, WOLTERS 2002), jedoch werden nirgendwo die Stetigkeiten der Funde wie in Profilen aus der Jeetzel-Niederung erreicht. Hierin wird die Rolle von *Polemonium boreale* als Rohboden-Besiedler der Sand-Rücken im Elbe-Tal deutlich.

³² Nicht ausgeschlossen werden kann allerdings, dass das Sediment des ersten Teils der Jüngerer Dryas zu großem Teil aus umgelagertem Allerød-Material besteht, und so die geringere Landschaftsöffnung nur vorgetäuscht wird (vgl. USINGER 1975, 1981b).

Vegetationsgeschichte

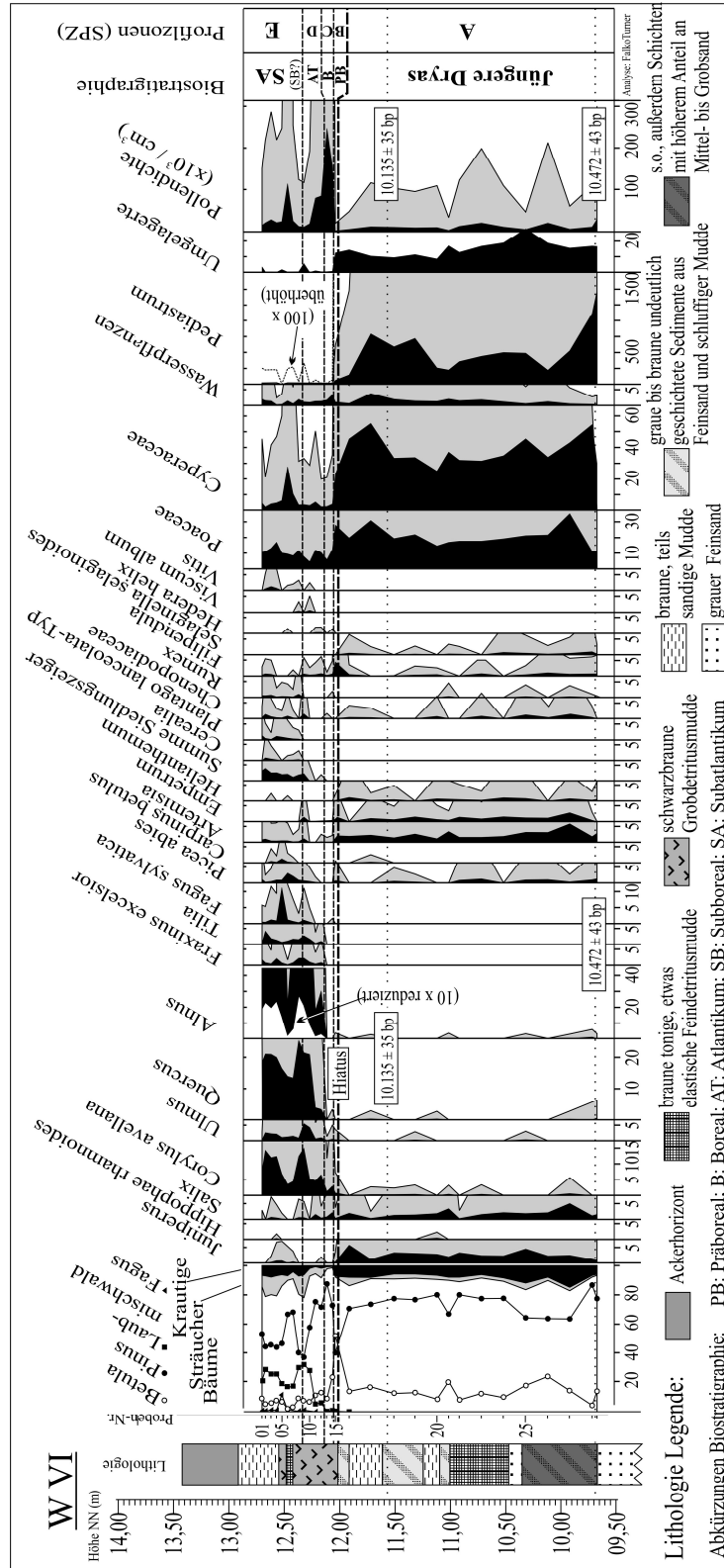


Abb. 28: Ausgewählte Pollenspektren des Profils „W VI“. Abkürzung der Vegetationszonen: PB = Präboreal, B = Boreal, AT = Atlantikum, SB = Subboreal, SA = Subatlantikum.

Die Dauer der Jüngerer Dryas wird für Nordostdeutschland mit 11000-10000 bp angegeben (~12815-11485 cal. BP, REIMER et al. 2009)³³, was relativ gut mit den Radiokarbonaten der Jeetzel-Niederung übereinstimmt. Für die Niederlande werden von HOEK (1997a) 11000-10150 Radiokarbonjahre bp angeführt, nach neueren Radiokarbonatierungen jedoch 11530-11500 cal. BP³⁴ für den Jüngere Dryas-Präboreal-Übergang (BOS et al. 2007). LITT & STEBICH (1999) geben für die Eifel eine Dauer von 12680-11590 Warvenjahren an, MERKT & MÜLLER (1999) für das Ende der Phase am Hämelsee 11560 Warvenjahre BP.

HOEK (1997a) ermittelt für die *Empetrum*-Ausbreitung im Übergang zum zweiten Teil der Jüngerer Dryas ein Alter von etwa 10550 Radiokarbonjahren, was gut zu den Daten der Jeetzel-Niederung passt, wo eine Datierung zu Beginn des zweiten Teils der Jüngerer Dryas 10472 ± 43 Radiokarbonjahre bp ergab (Abb. 28).

Die Datierungen der Sedimente aus dem letzten Teil der Jüngerer Dryas in der Jeetzel-Niederung fallen, verglichen mit oben genannten Angaben und der Paly-nostratigraphie, eventuell etwas zu jung aus (Tab. 11, vor allem Datum „KIA 35103“, vgl. Abb. 30). Ein ähnlicher Effekt wurde auch in der späten Jüngerer Dryas und im frühen Präboreal in den Niederlanden beschrieben, vor allem in Datierungen aus ehemaligen Flachgewässern (vgl. BOS et al. 2007). Eine mögliche Ursache ist hier unter anderem ein Plateau gleicher Radiokarbonalter um 10000-9900 bp (e. g. LOTTER et al. 1992b, BJÖRCK et al. 1996). Weitere mögliche Gründe werden von BOS et al. (2007) diskutiert.

4.7. Präboreal

Der rasche Temperaturanstieg im Übergang von der Weichsel-Eiszeit (als letztem Teil des Pleistozäns) zum Holozän (e. g. WALKER et al. 2009) führte im nordwestlichen Mitteleuropa zur endgültigen Etablierung von Waldgesellschaften. Dabei wurde jedoch vermutlich während der ersten Phase des Holozäns, dem Präboreal, die Entwicklung der Wälder zunächst in stärkerem Maße durch Klimaschwankungen als durch Einwanderungsprozesse von Baumarten und durch anthropogene Eingriffe geprägt (vgl. HOEK & BOS 2007). Daher wird das Präboreal hier – als vorläufiger Abschluss der späteiszeitlichen Vegetationsabfolge – gemeinsam mit dieser sowie ausführlich behandelt und von den folgenden Perioden des Holozäns getrennt, deren Vegetationsgeschichte als Übersicht in Kapitel D.9 dargestellt wird.

³³ Mit einer Dauer von über 1300 Jahren ist die Länge der Jüngerer Dryas damit aber im Vergleich zu Warvenzählungen und Eiskern-Chronologien, die zwischen 1100 und 1200 Jahren ermitteln (e. g. MERKT & MÜLLER 1999, BRAUER et al. 1999, RASMUSSEN et al. 2006), deutlich überschätzt.

³⁴ Nach der IntCal04-Kalibrierung (REIMER et al. 2004), die von 0-12000 cal. BP mit IntCal09 (REIMER et al. 2009) übereinstimmt.

chen Teilen des Tieflands, wo zuvor während der Jüngeren Dryas Parktundren dominierten (Kap. D.4.6), zumeist zur schnellen Ausbreitung von birkendominierten Wäldern, während in vielen nördlichen Regionen, so dem nördlichen Schleswig-Holstein, Dänemark und Südschweden zunächst *Juniperus* in hohem Maße am offeneren Vegetationsaufbau beteiligt war (vgl. BJÖRCK et al. 1997). Für die Grenzziehung des Übergangs Jüngere Dryas-Präboreal in Pollendiagrammen ist daher das Einstellen der *Betula*-Dominanz kein gutes Kriterium, allenfalls der Beginn des *Betula*-Anstiegs in Gebieten, wo *Betula*-Pollen in der Jüngeren Dryas keine größere Rolle spielte. Als geeignete Kriterien erscheinen hingegen abnehmende Anteile von NAP und vor allem die synchrone Zunahme der Anteile von *Filipendula*, *Urtica*³⁵ sowie der Wechsel zu organischer / kalkreicher Mudde (Abb. 29, vgl. USINGER 2004, BOHNCKE & HOEK 2007).

Der erste zumeist relativ kurze Zeitraum der präborealen Wiederausbreitung von Wäldern bzw. Strauchformationen wird dabei nach BEHRE (1966, 1978) als „Friesland-Phase“ bezeichnet. Die nachweisbare Klimaerwärmung bzw. damit verbundene Etablierung von Birkenwäldern der Friesland-Phase wurde dann vielen Studien zufolge gestoppt durch Anzeichen einer erneuten Landschaftsöffnung bzw. Klimaverschlechterung, u. a. bezeichnet als „Piottino-Schwankung“ nach Pollenanalysen aus dem Alpenraum (ZOLLER 1960, vgl. BEHRE 1966, 1978), „Rammelbeek“-Phase nach Pollenanalysen aus den Niederlanden (WIJNSTRA & DE VIN 1971, VAN GEEL et al. 1981) oder „Preboreal Oscillation“ (PBO) nach $\delta^{18}\text{O}$ -Schwankungen in Schweizer Seen und Eisbohrkernen (LOTTER et al. 1992a, vgl. BJÖRCK et al. 1997, RASMUSSEN et al. 2007).

Im Gegensatz zu früheren Auffassungen, welche von der Existenz einer einheitlichen, sich in den unterschiedlichen Proxydaten und Regionen widerspiegelnden Klimaschwankung ausgingen (e. g. BEHRE 1978, BJÖRCK et al. 1996, BJÖRCK et al. 1997), sind die verschiedenen oben genannten vermuteten Klimaphänomene nicht unbedingt untereinander parallelisierbar und vermutlich auch stärkere regionale Unterschiede anzunehmen (vgl. USINGER 2004, BOS et al. 2007). Zum Ausdruck kommt dies etwa in unterschiedlichen zeitlichen Positionen innerhalb des Präboreals, hier dargestellt in der Dauer der „Friesland-Phase“ bzw. vergleichbarer Abschnitte:

- Holzmaar, Eifel, USINGER (2004): 310 Jahre.
- Hämelsee, Niedersachsen, MERKT & MÜLLER (1999): 120 Jahre.
- Niederlande, BOS et al. (2007): 100-150 Jahre.
- Lake Gosciadz, Polen, RALSKA-JASIEWICZOWA et al. (2003): 40-60 Jahre.
- Skandinavien, BJÖRCK et al. (1997): 250 Jahre.
- Grönland-Eis, RASMUSSEN et al. (2007): 170-200 Jahre.

Der Vergleich einer absolutchronologischen Position der jeweiligen präborealen Phasen wird dabei erschwert durch deren nur relativ kurze Dauer, so dass die mit

³⁵ Wobei der Zunahme der Anteile an *Urtica*-Pollen zumeist durch die schlechte Identifizierbarkeit nicht erfasst ist, so auch in den Diagrammen aus der Jeetzel-Niederung.

unterschiedlichen chronologischen Methoden (Radiokarbondatierung, Warven-Chronologie, Eiskern-Chronologie) ermittelten Daten aufgrund Unsicherheiten in der Parallelisierung der Chronologien derzeit nicht sicher auf Gleichzeitigkeit oder Diskrepanz überprüft werden können. Selbst direkte Vergleiche verschiedener radiokarbondatierter Sequenzen sind teilweise problematisch durch Abweichungen zwischen den einzelnen Kalibrationskurven zur Umwandlung des Radiokarbonalters in ein kalibriertes Kalenderjahr-Alter, die etwa im Fall der IntCal 98- und IntCal 04-Kurven bis zu 200 Jahre Unterschied ergeben können (vgl. STUIVER et al. 1998, Reimer et al. 2004).

Außerdem stellen USINGER (2004) durch gezielten Vergleich ausgewählter Pollendiagramme und BOHNCKE & HOEK (2007) durch hochauflösende palynologische und isotopenchemische Untersuchungen unabhängig voneinander fest, dass es in Mitteleuropa mindestens zwei Öffnungsphasen der präborealen Waldvegetation gab, die mit Klimaschwankungen erklärt werden können, wonach eine erste angeblich durch eine Kälteperiode ausgelöst wurde, und eine zweite durch trockenkontinentale Bedingungen. BOS et al. (2007) zeigen die häufige Verschmelzung beider Phasen in Proxydaten zu einer einzigen und parallelisieren die erste Kälteperiode mit der „Eiskern-PBO“, reflektiert im Grönland-Eis (RASMUSSEN et al. 2007), die in den Niederlanden insgesamt erfasste länger dauernde Trockenperiode bezeichnen sie hingegen als „Rammelbeck-Phase“. Als Trockenphase bzw. Phase tieferer Seespiegel beschreiben die PBO bzw. deren zweiten Teil auch VAN GEEL et al. (1981), BOHNCKE & WIJMSTRA (1988), KLEINMANN et al. (2001), RALSKA-JASIEWICZOWA et al. (2003), USINGER (2004) und BOHNCKE & HOEK (2007). Weitere Belege mehrfacher präborealer Klimaschwankungen wurden von MAGNY et al. (2007) zusammengestellt.

Als zugrunde liegender Prozess für die präboreale Kälteperiode rund um den Nordatlantik und die spätere Trocken- bzw. Kontinentalitätsphase im nordwestlichen Mitteleuropa wird ein katastrophaler Schmelzwasserausbruch aus dem nordamerikanischen Gletscherstausee „Lake Agassiz“ verantwortlich gemacht, wobei infolge des kalten Süßwassereintrags die thermohaline Zirkulation im Nordatlantik zeitweilig abgeschwächt wurde und kontinental-trockene Bedingungen in Mitteleuropa vorherrschten (e. g. FISHER et al. 2002, HOEK & BOS 2007). Zudem wird eine Abnahme der Sonnenaktivität als weitere Ursache vorgeschlagen (e. g. VAN DER PFLICHT et al. 2004, vgl. MAGNY et al. 2007).

Bei Anwendung der oben genannten Kriterien (Beginn des *Betula*-Anstiegs, Zunahme des organischen Anteils im Sediment, Zunahme der Anteile von *Filipendula*) wird deutlich, dass es vor allem in der Jeetzel-Niederung, aber auch im gesamten Wendland ebenfalls zu einer verlangsamten Ausbreitung von Birkenwäldern im Übergang von der Jüngeren Dryas zum Präboreal kam, allerdings keine *Juniperus*-Phase wie etwa in Schleswig-Holstein ausgeprägt war (Abb. 25, Abb. 29, Abb. 30). Als Erklärung für die Abweichung gegenüber der Charakterisierung der Phase bei USINGER (2004) bietet sich das Überdauern von Kiefernbeständen mit nur äußerst geringen Anteilen von *Betula pubescens* während der Jüngeren Dryas an. Die Ab-

Vegetationsgeschichte

lösung von Kiefern-Beständen durch Birken dauerte dabei vermutlich länger, gleichzeitig konnten sich wegen Abschattung nicht wie in „waldfreier“ Landschaft größere *Juniperus*-Bestände etablieren.

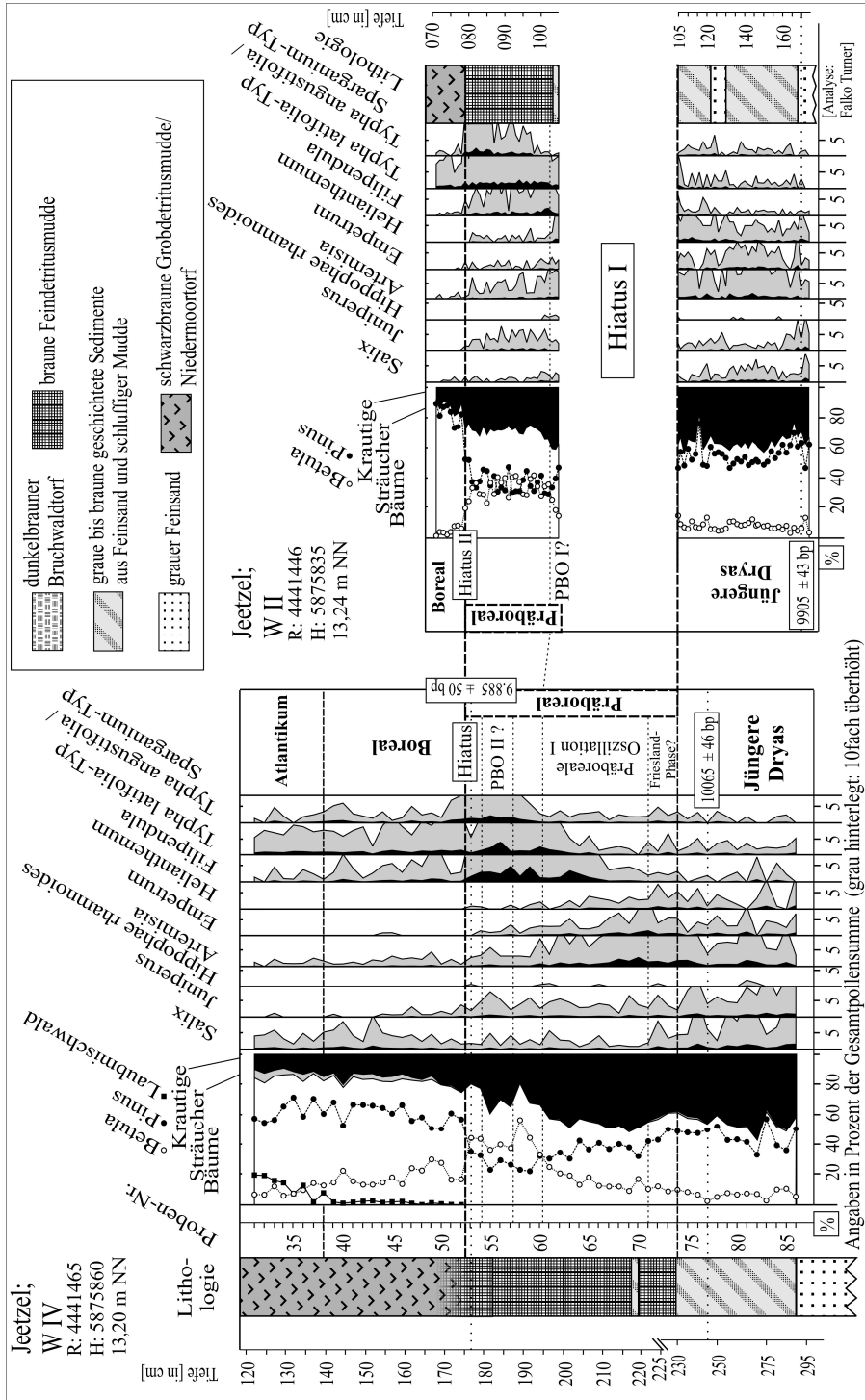


Abb. 30: Parallelisierung der beiden Profilsequenzen „W II“ und „W IV“ (zur Lage vgl. Abb. 9) mit vorgeschlagener Gliederung des Präboreals.

In der Jeetzel-Niederung scheint allerdings die stärkere Bewaldung während der Friesland-Phase nur schwach ausgeprägt. Diese Phase ist damit nur undeutlich gegenüber der Jüngerer Dryas und der nachfolgenden präborealen Oszillation (PBO) abgegrenzt, dafür die PBO aber gegenüber dem späten Präboreal deutlich als Offenperiode mit noch hohen Anteilen von Heliophyten entwickelt (Abb. 30), ähnlich auch am „Faulen See“ (Abb. 25, RÖHRIG et al. 2004).

Mit Ende der PBO nehmen die Anteile von Heliophyten im Diagramm „W IV“ stark ab. Dazu erfolgt stufenweise ein Anstieg der Anteile der beiden wärmebedürftigen Arten *Typha latifolia* bzw. *Typha angustifolia* (Abb. 30), für deren Vorkommen Temperaturuntergrenzen von 13 °C (*Typha latifolia*, ISARIN & BOHNCKE 1999) bzw. 14 °C (*Typha angustifolia*, KOLSTRUP 1979) angegeben werden. Parallel wird über Ostrakoden ein deutlicher Temperatur-Anstieg signalisiert (TURNER et al. in press, vgl. Kap. G., Abb. 63).

In „W IV“ ist sogar eine zweite Öffnungsphase, welche derjenigen im schleswig-holsteinischen „Kubitzbergmoor“ (USINGER 2004) sowie vermutlich dem zweiten Teil der „Rammelbeek-Phase“ nach BOS et al. (2007) entspricht, erfasst (Abb. 30). Jedoch muss hierzu bemerkt werden, dass die Verschiebungen im Baumpollen/NAP-Verhältnis nahezu ausschließlich auf Veränderung der Anteile von Poaceen beruhen, wofür auch lokale Faktoren wie die Ausbreitung eines Schilfröhrichts in Frage kommen (vgl. USINGER 2004). Das weitere späte Präboreal fehlt wegen eines Hiatus in den Jeetzel-Diagrammen „W II“, „W IV“ und „W VI“ nahezu vollständig, vermutlich ausgelöst durch Trockenheit, wobei auch erneut verstärkte Flussaktivität mit Erosion als Ursache in Frage kommt (vgl. Kap. F.1.5).

Für den mitteleuropäischen Raum sind im Wendland zudem noch *Hippophae*-Anteile im Präboreal während der PBO bemerkenswert, die zusätzlich zu den Jeetzel-Diagrammen auch im „Faulen See“ registriert sind (Abb. 25, Abb. 30). Eventuell ist hier bereits die Verbreitung der Unterart *Hippophae rhamnoides* ssp. *fluvialis* in Flusstälern, für die im Elbe-Einzugsgebiet allerdings keine Belege in Form rezenter Vorkommen bestehen, erfasst. *Hippophae*-Makroreste sind indes im Präboreal im niederländischen Lochem-Ampsen nachgewiesen und zeigen ebenfalls weiterhin bestehende Vorkommen der Pionierart Sanddorn an (BOS et al. 2007).

Ein Vergleich der Diagramme „W II“ und „W IV“ zeigt zudem einen weiteren Hiatus im Übergang von der Jüngerer Dryas zum Präboreal im ufernahen Profil „W II“ auf, der durch Analysen an Grünalgen (Kap. E.2) ebenfalls deutlich wird. Hier ist definitiv ein Seespiegel-Tiefstand nachgewiesen. Damit liefern die Diagramme aus der Jeetzel-Niederung weitere mögliche Begründungen dafür, dass präboreale Klimaschwankungen nicht in allen Diagrammen Mitteleuropas erfasst sind. Zunächst können die nur kurze Dauer, teilweise undeutlicher Kontrast und geringe Proben-Auflösung dazu führen, dass die Friesland-Phase nicht erkannt wird und die PBO noch dem Abschnitt der Jüngerer Dryas zugeschlagen wird, insbesondere wenn bei Pollenanalysen nicht weitere Parameter wie organischer Anteil und Kalkgehalt mit erfasst werden, um zusätzliche Informationen zu erhal-

ten (vgl. BEHRE 1978). Zweitens könnte der im Diagramm „W II“ durch Seespiegel-Tiefstand ausgelöste Hiatus am Übergang Jüngere Dryas-Holozän weiter verbreitet sein (e. g. MAGNY et al. 2007) und einen schnelleren Übergang ohne PBO vortäuschen. Lithostratigraphisch ist der Hiatus unauffällig, da er ohnehin im Bereich eines starken und häufig scharfen Wechsels von minerogener zu vermehrt organogener Sedimentation liegt.

Die Dauer der Zonen nach Radiokarbonaten der Jeetzel-Niederung (Tab. 11, Abb. 30) passt recht gut zu Literaturangaben. So werden für den Beginn des Präboreals für die Niederlande 11530-11500 cal. BP, für den Beginn der „Rammelbeek-Phase“ 11430-11350 cal. BP und für das Ende der „Rammelbeek-Phase“ 11270-11210 cal. BP angegeben (BOS et al. 2007). Für die Datierung „KIA 35107“ muss dabei mit einem eventuell zu alt ausfallenden Datum gerechnet werden, da hier mit unbestimmtem Detritus wahrscheinlich auch vom Hartwasser-Effekt³⁶ betroffenes Wasserpflanzen-Material verwendet wurde. Der Versuch einer genaueren Datierung der präborealen Diagrammabschnitte der Jeetzel-Diagramme erscheint angesichts der noch teilweise ungeklärten vegetationsgeschichtlichen und paläoklimatischen Prozesse im Präboreal sehr erstrebenswert.

5. Größenstatistische Trennung von Pollen der Baum- und Zwergbirken in späteiszeitlichen Sedimenten der Jeetzel-Niederung

Die in Mittel- und Nordeuropa vorkommenden Birken-Arten besitzen unterschiedlichste ökologische Anpassungen. Insbesondere die Anwesenheit der Zwergbirke (*Betula nana*) mit einem Verbreitungs-Schwerpunkt in subarktischen und arktischen Tundren beinhaltet dabei eine komplett andere ökologische und klimatische Aussage als die der mehr oder weniger geschlossene Wälder formenden Baumbirken *Betula pubescens* und *Betula pendula*. Aus Sicht der Paläoökologie ist es daher in hohem Maße interessant, ob späteiszeitliche Pollenspektren mit hohem *Betula*-Anteil auf Zwergstrauch-Tundren mit *Betula nana* oder Birkenwälder mit Baumbirken zurückgeführt werden können. Makrorest-Untersuchungen, die hierüber sicher Aufschluss geben könnten, sind nicht an allen Sedimentarchiven durchführbar, bieten zudem nur einen lokalen Ausschnitt der Vegetation.

Bereits früh in der Geschichte der Pollenanalyse wurden daher die unterschiedlichen Größen von Pollenkörnern der einzelnen Birken-Arten mit der grundsätzlich bis heute gültigen aufsteigenden Reihenfolge *Betula nana*, *Betula pendula*, *Betula pubescens* beschrieben und wegen der Relevanz der Fragestellung auch erste Versuche der Artunterscheidung von Birken nach größenstatistischen Merkmalen un-

³⁶ Der Hartwasser-Effekt meint, dass durch Verwendung der Pflanzen von in Wasser gelöstem fossilen CO₂ mit geringerem ¹⁴C-Anteil ein höheres Radiokarbonalter vorgetäuscht wird.

ternommen (e. g. JENTYS-SZAFER 1928, FÆGRI 1935, AARIO 1941, ENEROTH 1951). Seitdem wurden vielfältige weitere Herangehensweisen entwickelt, um etwa über morphologische Kriterien oder eine Kombination von Pollendurchmesser und Porendurchmesser zu einer befriedigenden Auftrennung der Birken-Arten zu gelangen (e. g. PRAGLOWSKI 1962, BIRKS 1968, GAILLARD 1983). Zum detaillierten Überblick über frühere Studien und genutzte Methoden sei indes auf die ausführlichen Publikationen von USINGER (1975) und MÄKELÄ (1996) verwiesen.

Kann davon ausgegangen werden, dass nur zwei Birken-Arten am Pollenniederschlag einer Probe beteiligt sind und eine dieser beiden Arten *Betula nana* ist, hat sich das auf wiederholten einfachen Messungen des Pollendurchmessers und anschließenden statistischen Auswertungen beruhende gut reproduzierbare Verfahren von USINGER (1975, 1978a, 1978b) als sehr geeignet erwiesen, welches daher in dieser Arbeit in einer leicht modifizierten Form Anwendung findet.

5.1. Voraussetzungen und Methoden der größtenstatistischen Trennung von Birkenpollen nach USINGER

Die Größenunterschiede der Pollenkörner der verschiedenen Birken-Arten sind in der Mehrzahl der Fälle nicht so groß, dass ein einzelnes Pollenkorn eindeutig einer bestimmten Art zugeordnet werden kann (vgl. USINGER 1975, MÄKELÄ 1996). Die Verwendung absoluter Grenzen als Unterscheidungsmerkmale wird zudem dadurch ausgeschlossen, dass die Größe der Pollenkörner auch abhängig von den Sedimentationsbedingungen, dem Aufbereitungsverfahren und vor allem auch der Wahl des Einbettungsmediums³⁷ variiert (e. g. USINGER 1975).

Erste Voraussetzung der größtenstatistischen Trennung ist neben der Produktion konstanter arteigener Pollen-Größen das Vorliegen einer Normalverteilung bezüglich der Pollengröße der einzelnen Taxa, welche nach allen bisherigen Untersuchungen an Rezentmaterial erfüllt ist (e. g. ENEROTH 1951, USINGER 1975).

Zweite Voraussetzung ist ein gleichbleibendes Verhältnis der mittleren Pollengröße zweier Arten zueinander, d. h. ein konstanter Wert für den Quotienten $Q_{x/y}$ der mittleren Pollengröße zweier Arten, mit $Q_{x/y} = \bar{x}/\bar{y}$, und \bar{x} bzw. \bar{y} als arithmetisches Mittel der Häufigkeitsverteilung der Pollengröße der Taxa x und y (vgl. USINGER 1975). Das Verhältnis $Q_{x/y}$ kann durch Untersuchungen an Rezentmaterial geschätzt werden und beträgt etwa im Fall der Arten *Betula pubescens* (p) und *Betula nana* (n) (also $Q_{p/n}$) je nach Autor 1,2 bis 1,3 (USINGER 1975, vgl. aber

³⁷ So ergeben sich etwa durch Aufquellen der Pollenkörner in Glycerin deutlich größere Werte für den Pollendurchmesser als bei Einbettung in Silikonöl. Dieser Quellungsprozess setzt sich bei längerer Einbettung in Glycerin fort und kann dann für weitere Messungen problematisch werden (USINGER 1975). In dieser Arbeit wurden daher zu Messungen nur Proben mit einer Einbettungsdauer von nicht mehr als einem Monat verwendet.

Kap. D.5.2). Tritt bei einem subfossilen Birkenpollen-Kollektiv³⁸ eine signifikant zweigipflige Größenhäufigkeits-Verteilung auf (z. B. Kollektiv Nr. 8 und Nr. 23 in Abb. 31), so kann über den Quotienten der einzelnen Gipfel, die mit den Mittelwerten der Verteilungen der beteiligten Arten identisch sein dürften, ein erstes Indiz zu beteiligten Arten gesammelt werden (vgl. ausführliche Diskussion bei USINGER 1975).

Weitere Informationen zur Charakterisierung von Birkenpollenkollektiven liefern Schiefe-Maße und Variationskoeffizient. In dieser Arbeit findet die als

$$S_p = \frac{(\bar{x} - D)}{s}$$

definierte Pearson-Schiefe S_p Verwendung, wobei D den Modalwert und s die Standardabweichung des Kollektivs bezeichnen. S_p weist bei rechtsschiefen Verteilungen positive Werte auf und springt bei Wechsel zur Linksschiefe zu negativen Werten (Abb. 31, ausführlich bei USINGER 1975, S. 48ff). Bei Artenkombinationen mit größerem Unterschied der mittleren Pollengröße werden höhere Beträge der Schiefe-Werte erreicht. Diese können daher umgekehrt bei subfossilen Kollektiven Informationen zu den beteiligten Arten liefern.

Der Variationskoeffizient $V_k = \frac{s}{\bar{x}}$ ist ebenfalls für die jeweiligen Birken-Arten konstant, abweichende bzw. erhöhte Werte beinhalten damit ebenfalls Hinweise auf Mischkollektive und gegebenenfalls die beteiligten Arten (USINGER 1975).

Zur Abschätzung der Komponenten der subfossilen Misch-Kollektive wurde in dieser Arbeit gegenüber demjenigen USINGERS (1978a, 1978b) ein leicht modifiziertes Verfahren unter Einsatz des Computerprogramms R verwendet. Hierbei wurde das statistische Analysepaket „GAMLSS“ (e. g. RIGBY & STASINOPOULOS 2001) genutzt, wobei mit einem Maximum-Likelihood-Verfahren ausgehend von den n Stichprobenwerten eines Birkenpollen-Kollektivs eine aus zwei normalverteilten Parametern zusammengesetzte theoretische Größenverteilung modelliert wurde, welche die beste Entsprechung der gemessenen Daten liefert. Die Verwendung zweier verschiedener Algorithmen (CG und RS, STASINOPOULOS et al. 2008) lieferte dabei in hohem Maße übereinstimmende Schätzungen der Anteile der normalverteilten Ausgangs-Komponenten der Birkenpollen-Kollektive (Abb. 31).

Die Messung der Größen von Birkenpollen erfolgte zuvor mit in Kap. D.1.2 beschriebenen Verfahren. Da die Messungen zu großem Teil im Rahmen der „normalen“ palynologischen Auswertungen bei 400-facher Vergrößerung durchgeführt wurden, war mit einem Zählkular lediglich ein minimaler Abstand der Größenklassen von 1,25 μm zu erreichen. Verformte und teilweise zerstörte Pollenkörner sowie Pollenkörner mit einer Porenanzahl \neq drei wurden dabei nicht in die Mes-

³⁸ Der von USINGER für die Gesamtheit aller in einer bestimmten Sedimenttiefe untersuchten Birkenpollenkörner verwendete Begriff wird in dieser Arbeit übernommen.

sungen einbezogen (vgl. USINGER 1978b). Der Anteil an Pollenkörnern letzteren Typs, die nach HELMS & JØRGENSEN (1925) bei Hybriden zwischen *Betula pendula* und *Betula pubescens* gehäuft auftreten, fiel allerdings in den Kollektiven des Profils „W VIII“ stets gering aus.

5.2. Ergebnisse der Trennung von Birkenpollenkollektiven im Kern „W VIII“

5.2.1. Birken-Arten in der spätglazialen Jeetzel-Niederung

Insgesamt bestehen eindeutige Hinweise darauf, dass die Birkenpollen-Kollektive des Profils „W VIII“ überwiegend aus den Arten *Betula pubescens* und *Betula nana* zusammengesetzte Mischverteilungen sind.

Zunächst ist diese Artenkombination insbesondere für das frühe Spätglazial nach paläoklimatischen Überlegungen zu fordern (vgl. USINGER 1975). Ein stärkeres Vorkommen von *Betula pendula* als anspruchsvoller Art mit noch höheren Temperatur-Ansprüchen als *Pinus sylvestris* erscheint eher unwahrscheinlich (vgl. aber Kap. D.6.1). Nach bisherigen Untersuchungen sind im norddeutschen Tiefland zudem für die *Hippophae*-Phase und das (frühe) Allerød lediglich die Birken-Arten *Betula nana* und *Betula pubescens* makrorestanalytisch nachgewiesen. Im Gegensatz hierzu zeigt das Beispiel der Untersuchungen der Eifelmaare makrorestanalytisch die Anwesenheit weiterer Birken-Arten (*Betula pendula*, *Betula humilis*) und daraus resultierende Schwierigkeiten bei der Birkenpollen-Trennung (FRÜCHTL 1998, STEBICH 1999).

Daneben weist auch das Verhalten der statistischen Maße auf die Artenkombination *Betula nana* und *Betula pubescens* hin. Zunächst sind Verteilungen mit deutlicher Schiefe Sp vorhanden, wonach eindeutig Mischverteilungen vorliegen. Dabei werden hohe Schiefe-Beträge bis 0,8 erreicht (Abb. 31), welche nach USINGER (1975) nur bei der Arten-Kombination *Betula pubescens* / *Betula nana* mit großem Unterschied der mittleren Pollengröße auftreten können. Der Variationskoeffizient mit Werten bis über 0,1 unterstützt dies, zudem sind mit Kollektiv Nr. 8 und Nr. 23 (Abb. 31) zwei deutlich zweigipflige Verteilungen vorhanden, welche nach USINGER (1975) ebenfalls nur bei der Artenkombination *Betula pubescens* / *Betula nana* auftreten können.

Einzigste Abweichung ergibt das Abschätzen des Quotienten $Q_{p/n}$ der subfossilen Birkenpollenkollektive, welches statt der nach Untersuchungen an Rezentmaterial erwarteten $>1,2$ lediglich einen Wert von 1,17 ergibt. $Q_{p/n} = 1,17$ stimmt dabei allerdings mit den von USINGER (1975, 1978b) für subfossile Birkenpollen-Kollektive Schleswig-Holsteins ermittelten Werten überein. Als Erklärung bietet sich hier neben eventuell doch vorhandenen Anteilen von *Betula pendula* auch eine Beteiligung der Unterarten *Betula pubescens* ssp. *tortuosa* oder *Betula pubescens*

ssp. *czerepanovii* an, welche nach MÄKELÄ (1996) geringere Pollengrößen aufweisen als *Betula pubescens* ssp. *pubescens*. Da auf Basis des jetzigen Datenmaterials keine dieser Hypothesen verworfen werden kann, wird bei der folgenden Trennung *Betula nana* von einem Baumbirken-Typ *Betula* „*alba*“ unterschieden, der aber mit hoher Wahrscheinlichkeit *Betula pubescens* repräsentiert.

Damit sind insgesamt die Voraussetzungen für die Modellierung über eine aus zwei normalverteilten Komponenten bestehende Mischverteilung gegeben und eine Abschätzung der Anteile von *Betula nana* und *Betula* „*alba*“ kann erfolgen (Abb. 31). Die Schätzwerte der Anteile von *Betula* „*alba*“ und *Betula nana* sind dabei allerdings im Bereich der Birkenpollenkollektive mit geringem Stichprobenumfang nur als grobe Näherungen aufzufassen. Zudem sollten die Ergebnisse der Birkenpollentrennung, vor allem die Annahme des Vorkommens von nur zwei Arten, durch ausgeweitete makrorestanalytische Untersuchungen überprüft werden (vgl. BIRKS & BIRKS 2000). Bleibende Unsicherheiten der größenstatistischen Trennung von Baum- und Zwergbirken zeigen dabei die stark unterschiedlichen Ergebnisse und Interpretationen der Birkenpollen-Analyse an späteiszeitlichen Sedimenten von Eifelmaaren bei USINGER (1982) und STEBICH (1999).

5.2.2. Veränderungen der Anteile an Baum- und Zwergbirken während der biostratigraphischen Zonen

Wenig erstaunlich ergeben die Größenstatistiken für die Birkenpollen-Kollektive der Offenvegetationsphase I eine Dominanz von *Betula nana*, was unabhängig von Modellierungen auch schon an der rechtsschiefen Größenverteilung ($S_p > 0$) mit einem Modalwert um 22,5 μm deutlich wird (Abb. 31). Die Anteile von *Betula* „*alba*“ im untersten Kollektiv sind insbesondere unter Berücksichtigung des geringen Stichprobenumfangs problemlos mit Umlagerung oder Fernflug zu erklären. In der folgenden *Hippophae*-Phase überwiegt jedoch nur im Kollektiv Nr. 28 *Betula nana*, danach entwickelt sich jedoch bereits eine deutliche Dominanz von *Betula* „*alba*“, angezeigt auch durch eine geringfügig negative Schiefe und einen Modalwert von 27,4 μm (Nr. 27) bzw. 26,5 μm (Nr. 26). Damit kann im Unterschied zu Schleswig-Holstein und auch dem nordwestlichen Niedersachsen für die *Hippophae*-Phase in der Jeetzel-Niederung bereits mit dem Vorkommen von *Betula pubescens* gerechnet werden (vgl. Abb. 23, Kap. D.4.3). Berücksichtigt man, dass eine ähnliche Dominanz von *Betula* „*alba*“ gegenüber *Betula nana* erst wieder im Allerød c erreicht wird, so ist bereits von der Existenz erster offener parkartiger Birkenwälder an günstigen Standorten auszugehen, auch wenn bei der Interpretation von pollenanalytischen Daten allein ohne makrorestanalytische Prüfung grundsätzlich Vorsicht geboten ist, wie Beispiele aus Schottland und Norwegen zeigen (BIRKS 1993, 2003, vgl. Kap. E.3).

Vegetationsgeschichte

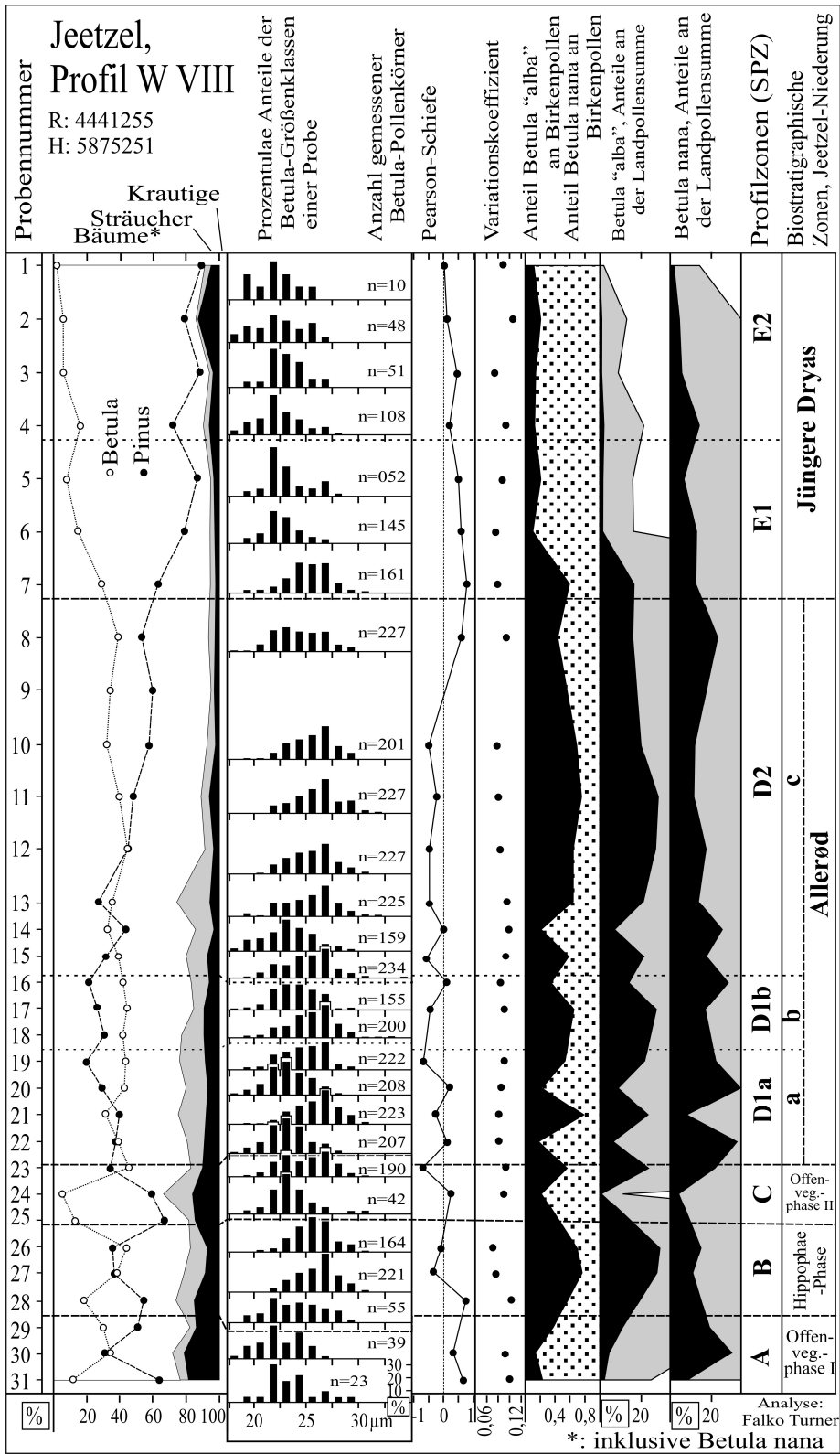


Abb. 31: Ergebnisse der Größenmessungen und Statistiken zur Trennung von Baum- und Zwergbirken-Pollen.

Während der Offenvegetationsphase II fallen die Anteile von *Betula „alba“* jedoch auf Werte nahe null ab, was das Zurückweichen der Baumbirken-Bestände aufzeigt, während *Betula nana* überdauerte (Abb. 31). Wie die größtenstatistischen Analysen zeigen, entwickelte sich mit Beginn des Allerøds dann nicht sofort eine Dominanz von Wäldern aus *Betula „alba“*, sondern gegen Ende der OV II und im Allerød a existierten weiterhin auch ausgeprägte Vorkommen von *Betula nana*. Zu berücksichtigen ist dabei auch die deutlich geringere Pollenproduktion und Pollenverbreitung von Zwerg- gegenüber Baumbirken (e. g. VON STEDINGK et al. 2008). Ungewöhnlich ist, dass die Birkenpollen-Kollektive im Allerød a nicht Mischverteilungen mit ausgewogenem Verhältnis von *Betula „alba“* zu *Betula nana* darstellen oder eine allmähliche Verschiebung zu *Betula „alba“* erfolgt, sondern fluktuierend *Betula „alba“* bzw. *Betula nana* im Pollenniederschlag zu dominieren scheinen (Abb. 31, Kollektive Nr. 22-19). Die Veränderungen im Pollenniederschlag müssen dabei allerdings nicht unbedingt direkt Veränderungen der Vegetation entsprechen. Es wäre abhängig von Klimabedingungen eine wechselseitige zeitweise Blühförderung der jeweiligen Arten denkbar, auch wenn dies angesichts von mindestens enthaltenen 40 Jahren pro Kollektiv nicht unbedingt wahrscheinlich ist (vgl. Kap. D.4.5.4). Eine wiederholte Beseitigung lokaler Baumbirken-Populationen durch späteiszeitliche Jäger anzunehmen, wäre ohne weitere Indizien trotz der nachgewiesenen großflächigen Siedlungsareale in der Jeetzel-Niederung aus diesem Zeitraum (vgl. Abb. 6) vergleichsweise spekulativ.

Zum Ende des Allerød a und Beginn des Allerød b (Kollektive Nr. 19, Nr. 17) stabilisieren sich, ohne jedoch *Betula nana*-Pollen vollständig zu verdrängen, die *Betula „alba“*-Anteile auf höherem Niveau, zeigen dann gegen Ende des Allerød b und am Beginn des Allerød c aber einen nochmaligen Einbruch (Abb. 31, Kollektive Nr. 16-14). Herausstechend ist dabei die Verknüpfung geringerer Anteile von *Betula „alba“* und erhöhter Anteile von *Betula nana* im Allerød a und zu Beginn des Allerød c mit ungewöhnlich hohen Maxima von *Juniperus* und vor allem auch Auftreten von *Hippophae* (vgl. Abb. 21, Abb. 31). Genau diese Entwicklung, die Zunahme von Sträuchern und Zwergsträuchern nach Zurückweichen der abschattenden Bäume, wäre unter Berücksichtigung der Konkurrenzsituation der Baum- und Straucharten untereinander zu erwarten (vgl. Kap. D.6.3), und ist somit ein weiterer indirekter Hinweis auf die Korrektheit der Ergebnisse der statistischen Größentrennung von Baum- und Zwergbirken-Pollen.

Im weiteren Verlauf des Allerød c wird die Etablierung der Kiefern-Birkenwälder dann auch in einer konstant zu Baumbirken verschobenen relativen Häufigkeit an Birkenpollen widerspiegelt (Abb. 31, Kollektive Nr. 13-10). Allerdings nimmt der *Betula nana*-Anteil schon vor Beginn der Jüngerer Dryas zu, was für eine beginnende Auflichtung der Wälder bereits im späten Allerød spricht, wie sie auch STEBICH (1999) in der Eifel feststellt. In der Jüngerer Dryas bestätigt dann der Rückfall der *Betula „alba“*-Werte auf ein Niveau der OV I und OV II die nahezu vollständige Verdrängung von Baumbirken aus der Jeetzel-Niederung (Abb. 31).

Die Schwankungen der *Betula nana* / *Betula* „*alba*“-Anteile im Profil „W VIII“ lassen sich dabei insgesamt sehr gut als Ausdruck späteiszeitlicher Klimaoszillationen auffassen. Dies wird im folgenden Kapitel ausführlich begründet.

6. Palynostratigraphische Biozonen im Kontext späteiszeitlicher Klimaschwankungen

Bereits seit den Anfängen der Pollen- und Makrorestanalyse an späteiszeitlichen Sedimenten wurden Vegetationsveränderungen als Ausdruck klimatischer Entwicklungen interpretiert (e. g. SERNANDER 1894, HARTZ & MILTHERS 1901, JESSEN 1935, IVERSEN 1954). Paläobotanische, insbesondere palynologische Untersuchungen erscheinen dabei geeignet, stark ausgeprägte und langanhaltende Phasen unterschiedlichen Klimas wie Glazial-Interglazial-Zyklen oder auf einer kürzeren Zeitachse die Jüngere Dryas-Periode zu rekonstruieren. Für die Auflösung geringfügiger oder kurzfristiger späteiszeitlicher Klimaschwankungen oder die Abschätzung quantitativer Parameter zeigen sich jedoch einige Probleme. So muss mit einwanderungsbedingt verzögerten Reaktionen von Pflanzen-, insbesondere Baumarten, auf Klimaschwankungen gerechnet werden (e. g. BIRKS & SEPPÄ 2004, NORMAND et al. 2011). Auch können viele Pflanzenarten bei relativ weiten Spannen klimatischer und ökologischer Parameter vorkommen, so dass etwa in stabilisierten Wald-ökosystemen nicht zwangsläufig eine eindeutige Reaktion auf Klimaschwankungen erfolgt. Zudem ist das Wachstum von Pflanzen nicht nur an einen einzelnen Parameter wie Temperatur, sondern an eine breite Mischung klimatischer und edaphischer Faktoren gebunden, ökologische Parameter wie interspezifische Konkurrenz noch nicht einmal mitgerechnet (e. g. POTT & HÜPPE 2007). Daher ist es beispielsweise äußerst schwierig, anhand von Pollenanalysen zwischen den Auswirkungen ehemaliger Kälte- und Trockenperioden zu unterscheiden (VAN GEEL 1996, USINGER 2004).

Die direkte Ableitung quantitativer klimatischer Parameter aus Vegetationsrekonstruktionen ist also riskant. Wesentlich geeigneter zur Rekonstruktion einzelner Faktoren, hier vor allem der Temperatur und deren Veränderungen erscheinen hingegen physikalische bzw. chemische Größen und sensitive schnell reagierende Organsimen mit geringen Verbreitungshindernissen. Das Klimaarchiv mit der zurzeit höchsten zeitlichen Auflösung stellen dabei wohl die Eiskappen Grönlands und der Antarktis dar, womit Untersuchungen an Eisbohrkernen die genauesten Daten zu ehemaligen Klimafluktuationen liefern (e. g. WALKER et al. 2009). Zu Temperaturschwankungen geben hier Messungen des Verhältnisses der Sauerstoffisotope $^{18}\text{O}:^{16}\text{O}$ (kurz $\delta^{18}\text{O}$) genaue Informationen (e. g. JOHNSEN et al. 1997, JOHNSEN et al. 2001, RASMUSSEN et al. 2006).

Im Rahmen des überregionalen Vergleichs von Proxydaten ist eine Parallelisierung verschiedener Stratigraphien untereinander, aber insbesondere zu den grönländischen Eisbohrkern-Daten als nordhemisphärischer Stratotyp, anhand eindeutiger

klimatischer „Events“ erstrebenswert (BJÖRCK et al. 1998, LOWE et al. 2001, LOWE et al. 2008). Werden beispielweise markante Schwankungen in der AP/NAP-Ratio als Reflektion derartiger Temperatur-„Events“ interpretiert, so kann eine direkte Parallelisierung zwischen späteiszeitlicher Palynostratigraphie und Sauerstoffisotopen-Schwankungen in grönländischen Eisbohrkernen erfolgen (e. g. HOEK 1997a). Angesichts oben genannter Einwände ist es aber vorzuziehen, hierzu besser geeignete gegenüber der Palynologie unabhängige Proxydaten, vor allem $\delta^{18}\text{O}$ -Schwankungen in mitteleuropäischen Seesedimenten (e. g. LOTTER et al. 1992a) oder quantitative Temperaturrekonstruktionen anhand von Käfer- oder Chironomiden-Resten (e. g. COOPE et al. 1998, BROOKS 2006, VELLE et al. 2010) zu verwenden.

Wichtige Hinweise auf die ungefähre Parallelität mitteleuropäischer und grönländischer Temperatur-Schwankungen liefern daneben detaillierte absolute Chronologien, vor allem Eiskern- (GICC 05, RASMUSSEN et al. 2006, BLOCKLEY et al. 2012), kalibrierte Radiokarbon- und Warvenchronologien (e. g. BRAUER et al. 1999, BRAUER et al. 2000a, LITT et al. 2001a, 2001b, BLOCKLEY et al. 2004, LITT 2004, BLOCKLEY et al. 2008). Auf eventuelle zeitliche Unterschiede bzw. Verschiebungen der Klimaentwicklung von ≤ 100 Jahren zwischen den Regionen kann jedoch wegen der Unsicherheiten der Chronologien im Allgemeinen derzeit noch nicht geschlossen werden (BLOCKLEY et al. 2004).

Nachdem im Kapitel D.4 gezeigt wurde, dass Palynostratigraphien aus dem nordwestlichen Mitteleuropa sich zumeist gut parallelisieren lassen, werden in den folgenden Abschnitten an Beispielen Untersuchungsergebnisse zu deren Korrelation mit durch oben genannte unabhängige Proxydaten ermittelten Temperaturschwankungen zusammengefasst. Auf dieser Basis kann anschließend auch, ohne einen Zirkelschluss zu begehen, bewertet werden, inwieweit die späteiszeitliche Vegetationsentwicklung tatsächlich Temperaturschwankungen widerspiegelt.

6.1. Die Position der Haupterwärmung in der späteiszeitlichen Palynostratigraphie Mitteleuropas

Temperatur-Proxydaten der Grönland-Eisbohrkerne und Europas zeigen übereinstimmend, dass die Haupterwärmung am Übergang vom Pleni- zum Spätglazial mit einem Temperaturanstieg der mittleren Julitemperatur von wenigstens $3\text{ }^{\circ}\text{C}$ innerhalb eines kurzen Zeitraums stattfand, datiert nach der Grönländischen GICC05-Chronologie auf 14692 Jahre b2k³⁹ (e. g. AMMANN & LOTTER 1989, JOHNSEN et al. 2001, LOTTER et al. 2012). Als palynostratigraphische Leithorizonte für diese Erwärmungsphase kommen zunächst der *Artemisia*-Anstieg zu Beginn der Offenvegetationsphase I und der Anstieg der Anteile von *Juniperus*, *Betula* und *Hippo-*

³⁹ Alter der GICC05-Chronologie werden in Jahren vor 2000 (b2k) angegeben, und sind damit durch Abzug von 50 Jahren mit kalibrierten Radiokarbonaltern vor 1950 (cal BP) zu vergleichen.

phae am Beginn der *Hippophae*-Phase in Frage (vgl. Kap. D.4.1). Basierend auf Überlegungen zu standörtlichen Anpassungen von Pflanzen, Warven- und Eiskern-Chronologien sowie Temperaturrekonstruktionen mittels Sauerstoff-Isotopen und Chironomiden in Kombination mit Pollenanalysen wurde der Temperaturanstieg in vielen Studien übereinstimmend mit dem Steilanstieg der Prozentwerte von *Juniperus* um 12450 bp in Nordwesteuropa korreliert (Abb. 32, e. g. LOTTER et al. 1992a, VON GRAFENSTEIN et al. 1999, DE KLERK et al. 2001, HOEK 2001, HOEK & BOHNCKE 2001, DE KLERK 2002, LITT 2004, SCHARF et al. 2005, HUBER et al. 2010, LOTTER et al. 2012, vgl. RASMUSSEN et al. 2006). Dies bedeutet, dass in dem vorhergehenden *Artemisia*-Anstieg nur eine geringfügigere Temperaturverbesserung zum Ausdruck kam, wobei allerdings ein neues Verfahren einen allmählichen Anstieg der Dauer der Vegetationsperiode bereits vor der Haupterwärmung nahelegt (WAGNER-CREMER & LOTTER 2011). Außerdem ist mit der direkt auf die Erwärmung folgenden Ausbreitung der in der *Hippophae*-Phase dominierenden Strauchgesellschaften belegt, dass im nordwesteuropäischen Tiefland keine zeitliche Verzögerung zwischen Temperatur-Entwicklung und Entwicklung einer Strauch-Vegetation bestand (vgl. HOEK 2001).

Im Gegensatz dazu implizieren Sauerstoffisotopen-, Chironomiden- und Käferbasierte Temperaturrekonstruktionen der Britischen Inseln einen Zeitunterschied zwischen Erwärmung und der Formation einer Strauchvegetation, und ordnen den Temperaturanstieg dem Steilanstieg der *Rumex*-Werte in Britischen Diagrammen zu (e. g. COOPE et al. 1998, MAYLE et al. 1999, BROOKS & BIRKS 2000, MARSHALL et al. 2002, LANG et al. 2010). Wird der Temperaturanstieg der Britischen Inseln mit demjenigen des kontinental-nordwesteuropäischen Tieflands als parallel angesehen und die Ergebnisse aus dem Schweizer Mittelland (e. g. AMMANN & LOTTER 1989) hinzugezogen, so ergibt sich kurz nach der Haupterwärmung folgendes Vegetationsmuster im nordwestlichen Mitteleuropa: Strauchformationen und erste Birkenwälder im Schweizer Mittelland (AMMANN & LOTTER 1989, AMMANN et al. 1994), Strauchformationen im kontinental-nordwesteuropäischen Tief- und Hügelland (e. g. USINGER 1985, HOEK 2001, DE KLERK 2008, vgl. Kap. D.4) und krautige Vegetationsformationen zumindest im relativ gletschernahen Bereich der Britischen Inseln (s. o.). Dies entspräche ziemlich genau dem Vegetationsmuster, welches bei einem von Südosten nach Nordwesten je nach Temperaturansprüchen abgestuften eiszeitlichen Überdauern der Arten und dann einer ersten Reaktion auf Temperaturerhöhung zu fordern wäre: Anspruchslose krautige Pflanzen im Nordwesten direkt in Gletschnähe, widerstandsfähige Sträucher im mitteleuropäischen Tiefland und in den flachen Mittelgebirgen, Bäume im weiter südlich gelegenen Alpenvorland. Das hier vorgeschlagene Vegetationsmuster wird durch genetische Untersuchungen an *Juniperus*-Populationen gestützt: Während MICHALCZYK et al. (2010) für Deutschland das periglaziale Überdauern von *Juniperus* in vielen kleinen Populationen in „Mikrorefugien“ rekonstruieren (vgl. BIRKS & WILLIS 2008, RULL 2009), ermitteln VAN DER MERWE et al. (2000) für die Britischen Inseln eine Migration aus drei Refugialstandorten!

In diesem überraschenden⁴⁰ Nachweis der migrationsbedingt verzögerten Etablierung von *Juniperus* auf den Britischen Inseln besteht auch ein Hinweis, dass die nach Norden gestaffelte Baumbirken-Ausbreitung (vgl. Kap. D.4.3) während der *Hippophae*-Phase und dem frühen Allerød vielleicht doch als migrationsbedingt (geringfügig) verzögerter Prozess gedeutet werden kann, wobei die Lage vieler weiterer Refugialgebiete von Baumbirken, die sicher auch eher als „Mikrorefugien“ aufgefasst werden sollten (PALMÉ et al. 2003, PETIT et al. 2003), neben dem nördlichen Voralpenraum und dem zentralen bis östlichen Europa noch geklärt werden müsste (vgl. WILLIS & VAN ANDEL 2004). In diesem Zusammenhang ist auch wichtig, dass viele der oben erwähnten Temperatur-Proxydaten im nordwestlichen Mitteleuropa für die *Hippophae*-Phase bereits ähnlich hohe, teilweise sogar höhere Temperaturen im Vergleich zum restlichen Interstadial rekonstruieren, somit ein Baumwachstum nicht durch Temperaturen verhindert wurde (vgl. Abb. 32).

Der Beginn der *Hippophae*-Phase im nordwesteuropäischen Tiefland, also auch im Hannoverschen Wendland, kann folglich mit dem Beginn der Zone GI-1e der GICC 05-Chronologie korreliert werden (Abb. 32). Diese Korrelation ist insofern vorläufig, als sie auf der Annahme der Parallelität von Klimaschwankungen beruht. Chronologische Methoden können bisher zwar deren grobe Parallelität zwischen Europa und Grönland zeigen, aber exakte Übereinstimmungen noch nicht beweisen (e. g. BLOCKLEY et al. 2004).

6.2. Das Jüngere Dryas-„Event“

Die prägnanteste klimatische Oszillation des Spätglazials war die Abkühlung während der Jüngeren Dryas, eindeutig sichtbar in nahezu allen Untersuchungen an terrestrischen wie marinen Standorten in und um den Nordatlantik (e. g. LOWE et al. 2008). Diese Periode ist mit der Phase GS-1 der GICC 05-Stratigraphie zu korrelieren (Abb. 32). Quantitative Temperaturrekonstruktionen ermitteln gegenüber dem späten Allerød Temperaturrückgänge von 2-4° C, teilweise auch ein Einsetzen des Temperaturrückgangs schon im Allerød (e. g. SCHWALB et al. 1994, BIRKS & AMMANN 2000, PEYRON et al. 2005, ILYASHUK et al. 2009, LANG et al. 2010).

In einigen dieser Rekonstruktionen ist ein geringfügiger Temperaturanstieg etwa in der Mitte der Jüngeren Dryas erkennbar (ISARIN & BOHNCKE 1999, BIRKS & AMMANN 2000, BROOKS & BIRKS 2000, HEIRI & LOTTER 2005, PEYRON et al. 2005, ILYASHUK et al. 2009). Dieser Anstieg kann darüber grob mit der *Empetrum*-Ausbreitung im nordwesteuropäischen Tiefland korreliert werden (vgl. Kap. D.4.6), womit aber noch kein Kausalzusammenhang zwischen beiden Prozessen erwiesen ist.

⁴⁰ Die Überraschung beruht auch darauf, dass *Juniperus* endozoochor von Vögeln verbreitet wird, somit eigentlich eine äußerst schnelle Ausbreitung auch über größere Distanzen zu erwarten ist.

Vegetationsgeschichte

Chironomiden-Untersuchungen aus dem „Faulen See“ an der Grenze des Wendlands zur Altmark (Abb. 16) zeigen ebenfalls einen deutlichen Anstieg von an Kaltwasser angepassten Taxa, jedoch erst zum zweiten Teil der Phase (Abb. 32). Der erste Teil der Jüngeren Dryas kann allerdings mit einem Seespiegel-Tiefstand in Zusammenhang gebracht werden, was am Profil „Fauler See“ an einem Minimum profundaler Taxa deutlich wird (RÖHRIG et al. 2004, vgl. Kap. F.2). Damit muss hier auch mit einem Hiatus und Aufarbeitung von Allerød-Sediment gerechnet werden (vgl. USINGER 1981b).

6.3. Kürzere Temperatur-Oszillationen im Spätglazial

Neben dem Temperaturrückschlag der Jüngeren Dryas sind noch drei weitere spätglaziale Temperaturoszillationen kürzerer Dauer in Eisbohrkernen nachgewiesen, deren Relevanz für die mitteleuropäische Vegetationsentwicklung diskutiert wird, nämlich die als GI-1d, GI-1b bezeichneten Phasen sowie eine Phase niedriger $\delta^{18}\text{O}$ -Werte in der Mitte der Phase GI-1c (Abb. 32). Die Kälte-Phase GI-1d ist dabei nach chronologischen Untersuchungen und vor allem quantitativen Temperaturrekonstruktionen mit der in dieser Arbeit als OV II bezeichneten Phase der Landschaftsöffnung im nordwestlichen Mitteleuropa um 12000 bp zu korrelieren (LOTTER et al. 1992b, AMMANN et al. 1994, HEIRI et al. 2007), ebenso auf den Britischen Inseln (e. g. MAYLE et al. 1997, 1999, BROOKS & BIRKS 2000, LANG et al. 2010). Geschätzt wird für diese, nach Sauerstoffisotopenschwankungen in Schweizer Seen zumeist als Aegelsee-Oszillation bezeichnete Phase ein Temperaturrückgang um 2 °C (ILYASHUK et al. 2009, LANG et al. 2010, vgl. aber LAROCQUE-TOBLER 2010). Auch im Profil „Fauler See“ besteht in dieser Phase ein erhöhter Anteil an Kaltwasser-Chironomiden-Taxa (Abb. 32).

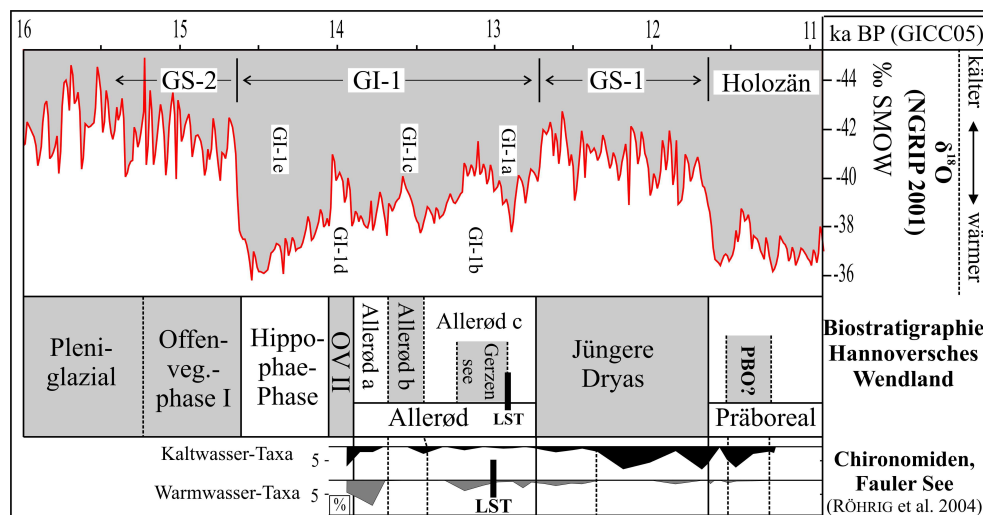


Abb. 32: Provisorische Parallelisierung der Biostratigraphie des Hannoverschen Wendlands zur GICC 05-Stratigraphie. Als Ergänzung das Verhalten temperatursensitiver Chironomiden-Taxa im Profil „Fauler See“ (aus RÖHRIG et al. 2004).

Vegetationsgeschichte

Neben der Aegelsee-Oszillation wurde ebenfalls zuerst aus Schweizer Seen als weiterer kurzfristiger Temperaturrückschlag die Gerzensee-Oszillation beschrieben (e. g. AMMANN & LOTTER 1989), die über den Zeitmarker Lacher See Tephra europaweit gut parallelisiert werden kann (vgl. Kap. D.4.5.3). Die Gerzensee-Oszillation ist dabei recht sicher mit dem als Phase GI-1b bezeichneten Temperaturrückschlag in Grönland zu korrelieren (e. g. VON GRAFENSTEIN et al. 2000, ILYASHUK et al. 2009).

Neben diesen beiden inzwischen mehrfach in Mitteleuropa nachgewiesenen Klimaschwankungen wird auch für das Allerød b die Existenz eines Temperaturrückschlags diskutiert. Vor allem die Parallelsierung palynologischer Untersuchungen an jahresgeschichteten Seesedimenten aus dem nordwestdeutschen Tief- und Mittelgebirgsland mit der GICC 05-Chronologie legt eine Korrelation zum grönländischen Temperatur-Rückgang in der Mitte der Phase GI-1c nahe (Abb. 32, e. g. LITT & STEBICH 1999, STEBICH 1999, LITT 2004). Quantitative Temperaturrekonstruktionen aus Mitteleuropa spiegeln einen derartigen Rückgang bisher aber nur in einigen Fällen wider (VON GRAFENSTEIN et al. 1999, BRAUER et al. 2000b, HOEK & BOHNCKE 2001, ZICHENG & EICHER 2001, LANG et al. 2010). Chironomiden-Untersuchungen am Profil „Fauler See“ zeigen indes ein schwach ausgeprägtes Maximum von Kaltwasser-Taxa gegen Ende der Zone (Abb. 32, vgl. RÖHRIG et al. 2004).

Mit diesen durch unabhängige Proxydaten belegten Korrelationen kann die Vegetationsentwicklung mit erstaunlicher Konsistenz als direkter Ausdruck späteiszeitlicher Temperaturschwankungen interpretiert werden (Abb. 33). Erstens ergibt sich dabei folgendes Muster (vgl. Kap. D.4): Temperaturabnahme – Öffnung der Vegetation (auf Kosten eventuell vorhandener Wälder) – Temperaturerhöhung – Maximum von Zwergsträuchern und Sträuchern (*Juniperus*, *Hippophae*, *Betula nana*) – Kronenschluss der Wälder und Verdrängung der Strauchformationen (Abb. 33).

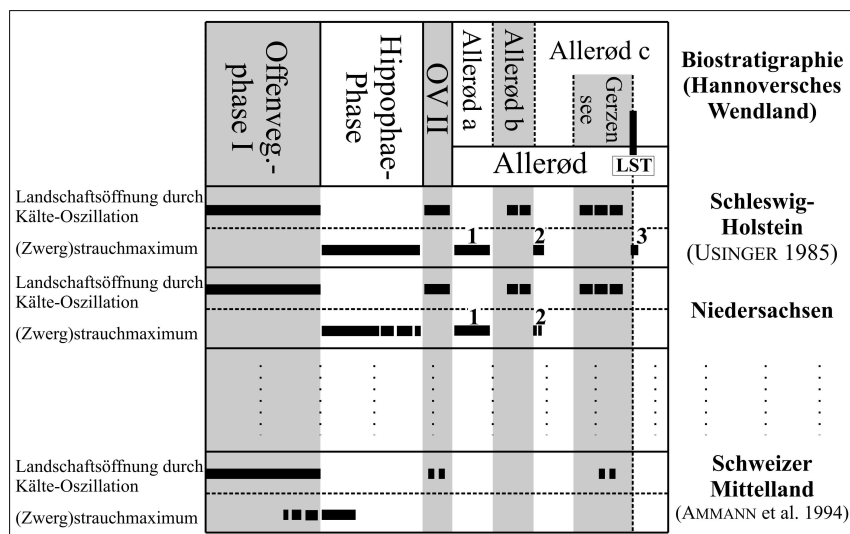


Abb. 33: Reflektion der späteiszeitlichen Klimaentwicklung in der Vegetationsentwicklung. Vergleich der drei Regionen Schleswig-Holstein, Niedersachsen und Schweizer Mittelland.

Zweitens lässt sich bei einem Vergleich der benachbarten Gebiete Schleswig-Holstein und Niedersachsen untereinander und mit dem deutlich südlicher gelegenen Schweizer Mittelland erkennen, dass im Laufe der späteiszeitlichen Klimaentwicklung nach Süden die Klimaschwankungen geringere Auswirkungen zeigten. So beschreibt USINGER (1985) für Schleswig-Holstein drei Allerød-zeitliche *Juniperus*-Maxima, jeweils folgend auf Kälteperioden, während in Niedersachsen nur das erste deutlich, und das zweite an manchen Stellen ausgeprägt ist (vgl. Kap. D.4.5). Im Schweizer Mittelland treten nach dem ersten Maximum zu Beginn des Spätglazials keine weiteren deutlichen Maxima mehr auf, es sind also weniger ausgeprägte Vegetations-Reaktionen auf die zweifelsfrei nachgewiesenen Temperaturschwankungen (s. o.) vorhanden. Darin kommt zum einen sicher ein klimatischer Süd-Nord-Gradient zum Ausdruck, der aber im Fall von Niedersachsen und Schleswig-Holstein nicht sehr groß sein dürfte. Zum anderen zeigt sich auch die Tendenz, dass Klimaschwankungen deutlich stärker in (nicht zwangsläufig nur klimatisch bedingten) Waldgrenzsituationen reflektiert werden, was den Unterschied der Entwicklung zwischen Schleswig-Holstein und Niedersachsen mit einer früheren späteiszeitlichen Etablierung von Wäldern erklären dürfte.

Ist der Einfluss der Temperatur auf die späteiszeitliche Vegetationsentwicklung somit zu großen Teilen geklärt, bleiben allerdings die Auswirkungen anderer Klimafaktoren wie Niederschlag schwer abschätzbar (vgl. VAN GEEL 1996). Hier besteht die Notwendigkeit weiterer detaillierter paläohydrologischer Rekonstruktionen.

7. Zur Problematik der Bezeichnungen „Bølling“ und „Meiendorf“

Im Rahmen der späteiszeitlichen europäischen Biostratigraphie wurden und werden nach wie vor die Begriffe „Bølling“ und „Meiendorf“ verwendet. Insbesondere der Begriff „Bølling“ wird dabei in verwirrender Weise von unterschiedlichen Autoren für verschiedene Zeitphasen genutzt (Abb. 22, e. g. HOEK 1997a, LITT & STEBICH 1999). Ausführlich aufgezeigt und diskutiert wird die Entstehungsgeschichte und Problematik der Begriffe in den hervorragenden Publikationen von USINGER (1985) und vor allem DE KLERK (2004), auf die hier zu einem weiteren Studium verwiesen wird. In diesem Abschnitt soll hingegen die Geschichte des „Bølling“-Problems kurz wiedergegeben werden und gegenüber der Arbeit von DE KLERK (2004) um einige neue, aber wichtige Betrachtungen erweitert werden.

Die Problematik der späteiszeitlichen Biostratigraphie ist auch eine Problematik der Typuslokalitäten⁴¹. Bereits kurz nach der Entdeckung der (spät)eiszeitlichen

⁴¹ Das Prinzip der geowissenschaftlichen Typuslokalität bedeutet, dass eine stratigraphische Periode nach einem charakteristischen Ort mit vorliegenden Sedimenten dieser Periode, möglichst die Stelle der Erstbeschreibung, definiert wird. Alle weiteren vermutlichen Funde

arktischen Dryas-Floren⁴² (e. g. SERNANDER 1894) beschrieben HARTZ & MILTHERS (1901) bei der Ortschaft Allerød auf der dänischen Insel Seeland erstmals Seesedimente, die sie makrorestanalytisch einer (spät)eiszeitlichen (Birken-) Waldphase zuordneten, getrennt von der Jetzt-Warmzeit durch eine Dryas-Periode. Im Folgenden wurde diese bereits als Ausdruck einer Klimaverbesserung interpretierte Waldphase nach dem Ort des Erstfundes als „Allerød“ bezeichnet (e. g. HARTZ 1912).

Obwohl an der inzwischen vernichteten Fundstelle „Allerød“ niemals Pollenanalysen durchgeführt wurden, wurde die Bezeichnung dennoch in Palynostratigraphien für die durch die „Späte Dryas“ von der Warmzeit getrennte, von Birkenpollen dominierte späteiszeitliche Waldphase übernommen (e. g. JESSEN 1935, vgl. DE KLERK 2004). Weiteres Kriterium war nach USINGER (1985) die Ausbildung von organischer Mudde oder Torf als Sediment.

IVERSEN (1942) beschrieb dann aus dem jütländischen Bøllingsø ein *Betula*-Maximum, welches er vor das „Allerød“ einordnete und als „Bølling“-Oszillation definierte, getrennt vom „Allerød“ durch die „Ältere Dryas“. IVERSEN führte das *Betula*-Maximum auf eine Ausbreitung von Baumbirken vor dem „Allerød“ zurück, blieb jedoch den Beweis dafür schuldig (DE KLERK 2004).

VAN DER HAMMEN (1951) fand seinerseits in den Niederlanden ein *Betula*-Maximum vor dem „Allerød“, parallelisierte dieses mit demjenigen IVERSENS und übernahm die Bezeichnung „Bølling“. Auch wenn VAN DER HAMMEN das niederländische prä-Allerød-zeitliche Birkenmaximum fälschlicherweise ebenfalls auf die Ausbreitung von Baumbirken zurückführte (e. g. HOEK 1997a), so zeigen seine Diagramme klar, dass VAN DER HAMMENS „Bølling“ mit der in der hier vorliegenden Arbeit als *Hippophae*-Phase bezeichneten, im nordwestlichen Mitteleuropa von Strauchvegetation dominierten Periode, parallelisiert werden kann (Abb. 22). Von den Niederlanden ausgehend wurde der Begriff dann bis über die Grenzen Europas und der Pollenanalyse hinaus für diese erste späteiszeitliche klimatische Warmphase verwendet (e. g. MANGERUD et al. 1974).

Bei seiner Untersuchung schleswig-holsteinischer Moore parallelisierte jedoch MENKE (1968, 1985 in BOCK et al.) das „Bølling“ nicht mit einem ersten Birkenmaximum des dortigen Diagramms „Glüsing“, sondern einem zweiten, welches er auf die Ausbreitung von Baumbirken zurückführte. Infolgedessen korrelierte er das Allerød mit einem dritten *Betula*-Maximum, und identifizierte eine seinem „Bølling“ vorhergehende Ausbreitung von Sträuchern mit einem nach MENKE auf *Betula nana* beruhenden *Betula*-Anstieg als „Meiendorf-Intervall“ bzw. „Meiendorf-Interstadial“, nach zuvor von SCHÜTRUMPF (e. g. 1943, 1955) aus dem Meiendorf-Ahrensburger Tunneltal untersuchten Profilen (vgl. Abb. 23). Dieses „Meiendorf“-Interstadial nach MENKE ist somit mit dem „Bølling“ VAN DER

dieser Periode werden dann mit der Ausprägung an der Typuslokalität verglichen (e. g. HEDBERG 1976).

⁴² Benannt nach charakteristischen Funden vor allem von Blättern von *Dryas octopetala*.

HAMMENS, der im nordwestlichen Mitteleuropa von Strauchvegetation dominierten Periode, parallelisierbar (Abb. 22).

Die Gliederung MENKES wurde von LITT (1994), LITT & STEBICH (1999) sowie LITT et al. (2001a, 2001b) übernommen, mit dem Ergebnis, dass der Beginn des „Bøllings“ innerhalb Deutschlands nach der offiziellen Quartärstratigraphie (LITT et al. 2007) mit dem international verwendeten Beginn des „Allerøds“ parallelisiert werden muss, also unterschiedliche Perioden jeweils als „Bølling“ bezeichnet werden (vgl. Abb. 22).

Zur Entscheidung, welche der Gliederungen die „richtige“ ist, ist nach dem Prinzip der Typuslokalität die Fragestellung entscheidend, welche Phase in den Sedimenten des Bøllingsø erfasst ist, also dort von IVERSEN beschrieben wurde. Zahlreiche Untersuchungen beschäftigten sich mit dieser Fragestellung, ohne jedoch für Klarheit zu sorgen (Auflistung bei DE KLERK 2004). Immerhin konnten USINGER (1985) sowie DE KLERK (2004) zeigen, dass die „Bølling“-Sedimente IVERSENS nach palynostratigraphischen Kriterien sowohl in das Allerød (im Sinne der vorliegenden Arbeit) als auch die *Hippophae*-Phase integriert werden können, also Bøllingsø nicht unbedingt als Typuslokalität geeignet ist.

Argumente, die Parallelisierung MENKES zu bevorzugen, waren:

1. Das Birkenmaximum am Bøllingsø wurde von IVERSEN als Baumbirkenmaximum aufgefasst, folgendes gilt sicher auch für das „Bølling“-Maximum MENKES, aber nicht dasjenige VAN DER HAMMENS (vgl. LITT & STEBICH 1999).
2. Das *Betula*-Maximum am Bøllingsø tritt nach dem *Hippophae*-Maximum auf, normalerweise ist dies aber während der strauchdominierten *Hippophae*-Phase genau anders herum (BOCK et al. 1985, vgl. etwa Abb. 21).

Weitgehende Auflösung zur Problematik der Typuslokalität Bøllingsø brachten dann die zwei neuen Untersuchungen von BENNIKE et al. (2004) sowie MORTENSEN (2007) bzw. MORTENSEN et al. (2011). MORTENSEN et al. (2011) konnten mit der Untersuchung des Toteislochs „Slotseng“ erstmals eine nahezu vollständige und problemlos interpretierbare Spätglazial-Biostratigraphie für Jütland vorlegen, mit der diejenige am Bøllingsø parallelisiert werden kann. MORTENSEN (2007) schloss, dass das „Bølling“ IVERSENS gut mit dem *Betula*-Maximum der späteiszeitlichen strauchdominierten Phase (= *Hippophae*-Phase) parallelisiert werden könne. Dass auch die Slotseng-Stratigraphie ein sehr frühes *Hippophae*-Maximum aufzeigt, entkräftete damit obiges Argument 2. MORTENSEN (2007) schloss allerdings auch eine Parallelisierung zum „Allerød“ (Verwendung des Begriffs entspricht in etwa derjenigen dieser Arbeit) der Slotseng-Stratigraphie nicht aus, konnte aber zeigen, dass in Jütland in den betreffenden Allerød-Phasen Baumbirken bereits reichlich makrorestanalytisch nachweisbar sind, während der *Hippophae*-Phase jedoch nicht.

BENNIKE et al. (2004) fanden nun in den unteren dem „Bølling“ IVERSENS zugeordneten Schichten lediglich Makroreste von *Betula nana*, keine von Baumbirken. Diesem biostratigraphischen Hinweis⁴³, dass das „Bølling“ IVERSENS demjenigen VAN DER HAMMENS entspricht, fügten BENNIKE et al. (2004) einen chronologischen am Bøllingsø bei. AMS-Radiokarbonaten an terrestrischen Makroresten aus dortigen „Bølling“-Schichten, die nicht vom Hartwasser-Effekt betroffen sein können, liefern in der absoluten Mehrzahl Alter von 12600-12000 bp, also passend zur *Hippophae*-Phase (dem „Bølling“ VAN DER HAMMENS, s. HOEK 1997a) und nicht zum „Bølling“ im Sinne von LITT et al. (2007).

Der Begriff „Bølling“ müsste also nach dem Prinzip der Typuslokalität, wenn er verwendet wird, im international geläufigen Sinne von HOEK (1997a) oder AMMANN & LOTTER (1989) gebraucht werden. Das „Meiendorf“ nach MENKE und LITT wäre dann als Synonym zum „Bølling“ aufzufassen. Der Verfasser der hier vorliegenden Arbeit vertritt allerdings wie DE KLERK (2004) die Auffassung, dass die stratigraphische Konfusion – insbesondere innerhalb Deutschlands – vermutlich schon zu groß und die Typuslokalität ungeeignet ist, und verzichtet deshalb auf die Verwendung des Terminus zur Benennung der Zonen im Hannoverschen Wendland.

8. Palynologische Untersuchungen an späteiszeitlichen Hochflutsedimenten im Hinblick auf ihre Eignung als Archive zur Umweltrekonstruktion

Während großflächig abgelagerte, holozäne Auensedimente auch im norddeutschen Raum bereits häufig Gegenstand palynologischer Untersuchungen waren (e. g. WILLERDING 1960, LITT 1992, CASPERS 1992, CASPERS 1993a, CASPERS 2000), sind die deutlich seltener auftretenden späteiszeitlichen Hochflutsedimente bisher insgesamt noch kaum auf ihre Eignung als Archive zur Landschaftsrekonstruktion getestet worden.

Sowohl die Detektion von Hochflutlehmern in der Jeetzel-Niederung (Abb. 8, Kap. C.2) als auch die Funde einzigartiger Artefakte paläolithischer Jäger, welche in die Hochflutsedimente eingebettet sind (vgl. Abb. 10), machten eine nähere Untersuchung dieser Sedimente notwendig. Von den durchgeführten Arbeiten werden hier nur die Ergebnisse der Pollenanalyse vorgestellt, die indes in ein multidisziplinäres Projekt archäologischer, paläozoologischer, paläopedologischer, mikromorphologischer sowie tephrochronologischer Analysen eingebettet sind.

An die Paläobotanik erwachsen daraus folgende Fragestellungen:

⁴³ Man beachte aber die Ausführungen zur späteiszeitlichen Baumbirken-Einwanderung in Kap. D.4.3.

1. Erlauben palynologische Untersuchungen es, die Perioden der Hochflutsedimentation im Allgemeinen sowie die Phase(n) des späteiszeitlichen Aufenthalts paläolithischer Menschen in die Biostratigraphie einzuhängen? Liefern Pollenanalysen an Hochflutsedimenten der Jeetzel also palynostratigraphisch brauchbare Ergebnisse?
2. Ermöglichen paläobotanische Untersuchungen eine lokale Vegetationsrekonstruktion im Umfeld des ehemaligen Siedlungsplatzes?

Die Hochflutsedimente der detailliert untersuchten Profile „W III“ und „W V“ (Kap. C.3) weisen eine Pollenführung auf, die mit herkömmlichen Methoden und dem Einsatz von Flusssäure eine ausreichende Anreicherung der Palynomorphen ermöglichte (vgl. Kap. D.1.1). Der Erhaltungszustand der Pollenkörner ist dabei lediglich in den oberen Lehmschichten beider Profile so schlecht, dass eine Analyse nicht möglich war (vgl. Abb. 34). Die Analysen der beiden nur wenige Meter voneinander entfernt entnommenen Profile ergaben im mittleren Bereich nahezu identische Ergebnisse (Abb. 72, Abb. 73, im Anhang). Da im Profil „W V“ jüngere Sedimente erfasst sind, die im Profil „W III“ fehlen, umgekehrt aber im Profil „W V“ die älteren Sedimente aufgrund einer Störung fehlen, wurden beide Profile in einem Diagramm zu einer „Grabungssequenz“ zusammengefügt (Abb. 34).

Die sowohl nach zwei vorliegenden ¹⁴C-Datierungen (Tab. 11) als auch den archäologischen sowie geowissenschaftlichen Befunden späteiszeitliche Schicht kann zunächst auch palynologisch eindeutig der Späteiszeit zugeordnet werden.⁴⁴ Dies wird angezeigt durch das Fehlen von Pollen der Laubbaum-Arten *Quercus*, *Ulmus*, *Tilia* und *Alnus* sowie hohe Prozentanteile an Pollen und Sporen heliophiler Spätglazial-Arten wie *Artemisia*, *Helianthemum*, *Ephedra* und *Selaginella* (Abb. 34, Abb. 72, im Anhang).

Ein erster Vergleich der palynologischen Sequenzen der Diagramme „W VIII“ (Mäander) und der „Grabungssequenz“ (Hochflutlehm) zeigt dann große Unterschiede in absoluten Anteilen an Pollen von *Pinus*, *Betula*, *Salix*, *Juniperus* und anderen, die auf den ersten Blick eine Parallelisierung nicht zulassen. Angesichts extrem unterschiedlicher Sedimentationsbedingungen ist jedoch diese Entsprechung absoluter Anteile auch nicht zu fordern. So bildete der Paläomäander des Profils „W VIII“ als kleineres stehendes Gewässer mit einer damaligen Breite von maximal 150-200 Metern ein Vegetationsbild und Vegetationsveränderungen des näheren Umfeldes ab (e. g. PRENTICE 1985, SUGITA 1994, GAILLARD et al. 2008).

Im Fall von Hochflutsedimenten ergibt sich hingegen eine im Einzelfall wohl nicht kalkulierbare Mischung aus lokaler Deposition von Pflanzen der direkten Umgebung und von während Überflutungen aus unterschiedlichster Entfernung angeschwemmtem Material. Damit ist auch eine starke Überrepräsentierung gut schwimmfähigen Pollens wie desjenigen des Nadelbaums *Pinus* wahrscheinlich

⁴⁴ Die abweichenden Sedimente der Zone „0“ nicht berücksichtigt (siehe weiter unten im Text).

(Abb. 34). Zudem muss aufgrund der Deposition oberhalb des Grundwasserspiegels eventuell mit selektiver Erhaltung unterschiedlicher Palynomorphen gerechnet werden. Die Spektren der Profile „W III“ und „W V“ geben hierzu allerdings keine Bestätigung, was vermutlich auch daran liegt, dass die Hochflutlehme aufgrund des Wasserspiegelaufstiegs im Holozän die meiste Zeit unterhalb des Grundwasserspiegels lagen (vgl. Kap. F.2).

Wird eine Parallelisierung aufgrund gleicher Tendenzen in den Schwankungen bestimmter Pollenspektren vorgenommen, so ergibt sich indes eine wesentlich bessere Übereinstimmung der palynologischen Sequenzen zwischen dem Profil „W VIII“ und der „Grabungssequenz“. Gesichert scheint jedenfalls die Position des Übergangs zwischen „Allerød“ und „Jüngerer Dryas“ in Grabungs- und Gewässersedimenten anhand der charakteristischen Zunahme der Anteile von *Artemisia*, *Empetrum* und NAP allgemein (Abb. 21, Abb. 34). Auffällig ist hier jedoch, dass die untersten Sedimente der „Jüngeren Dryas“-Periode der Grabungsfläche in ihrer Pollenzusammensetzung bereits eher denjenigen der zweiten Phase der „Jüngeren Dryas“ des Profils „W VIII“ entsprechen, was auf einen Hiatus der Sedimentation zwischen SPZ 2 („Allerød“) und SPZ 3 („Jüngere Dryas“) in der Grabungsfläche hinweist, der den ersten Teil der Jüngeren Dryas und vermutlich auch den letzten Teil des Allerøds umfasst (Abb. 19, Abb. 34). Dieser Hiatus ist durch die Ausbildung eines Paläobodens in den oberen Allerød-zeitlichen Schichten auch zu fordern (TOLKSDORF et al. in press).

Weiterhin besteht in der „Grabungssequenz“ an der Basis (SPZ 1) ein Maximum an NAP, vor allem gebildet durch *Artemisia* und *Helianthemum*, mit sehr hohen Anteilen von Poaceen und vor allem Cyperaceen. Dieses deutliche Maximum an NAP wird gefolgt von einem *Juniperus*-Maximum (Abb. 34), womit im Wendland die typische Abfolge OV II-Allerød beschrieben ist (Kap. D.4.5). Eventuell lässt sich sogar die weitere Allerød-Stratigraphie mit der Ausprägung eines zweiten *Juniperus*-Maximums auf die „Grabungssequenz“ übertragen (Abb. 34). Nach dieser Interpretation und der relativen Position von Artefakten wäre dann die Anwesenheit paläolithischer Jäger in das Allerød a bzw. den Übergang OV II / Allerød zu stellen (Abb. 34).

Nachdem also die erste obige Fragestellung (biostratigraphische Aussage) weitgehend positiv beantwortet werden kann, muss die „Grabungssequenz“ noch im Hinblick auf die zweite Fragestellung (lokale Vegetationsrekonstruktion) betrachtet werden. Hier zeigt sich die oben geforderte Überrepräsentierung lokaler Bestände eindeutig an zwei Beispielen: Extrem hohe Werte von *Selaginella selaginoides* während der OV II und im frühen Allerød, sowie vom *Cerastium*-Typ während der Jüngeren Dryas. Für beide muss ein ehemaliges Vorkommen direkt an der Probenentnahmestelle angenommen werden, welches im Fall von *Selaginella* auch durch reichliche Funde von Makrosporen belegt ist. Darüber hinaus ist jedoch die Aussage der „Grabungssequenz“ zur lokalen Vegetationsrekonstruktion aufgrund des Problems von Wasser transportierten Pollens eher begrenzt (s. o.). Sicher kann schon allein vom Standort im Überflutungsbereich noch von ausgedehnten Vor-

Die Biostratigraphie sieht Phasen der Hochflutlehmsituation somit von der OV II bis ins Allerød und mit einer Unterbrechung während der Jüngeren Dryas. Dies steht in guter Übereinstimmung zu den wenigen bisherigen Untersuchungen an Hochflutsedimenten in Mitteleuropa. So stellen ANDRES et al. (2001) für die Wetterau bzw. das Amöneburger Becken ebenfalls eine Zweiteilung der Hochflut-sedimentation in Allerød und Jüngere Dryas fest. KASSE et al. (1995) erwähnen Hochflutsedimente aus der Jüngeren Dryas (¹⁴C-Datierungen dazu bei BOHNCKE et al. 1993). Die überwiegende Mehrzahl an Studien stellt jedoch die Sedimentation von Hochflutlehm in den Allerød: BERENDSEN et al. (1995) an der Maas, LIPPS & CASPERS (1990) sowie CASPERS (1993b) an der Weser, CREMASCHI et al. (1995) in der italienischen Po-Ebene und PASTRE et al. (2001, 2003) im Pariser Becken.

Die Radiokarbonaten an Holzkohle und Knochen- bzw. Geweih-Fragmenten aus dem Grabungsbefund „Grabow 15“ erscheinen gegenüber der pollenanalytischen Einordnung OV II / frühes Allerød mit 12070 ± 98 und 12125 ± 50 bp etwas zu alt (vgl. Kapitel D.4.4). Indes sollten weitere Daten diese Einordnung absichern und auch die palynologische Einordnung zu Lage der Artefakte überprüft werden. Die vertikale Diskrepanz zwischen der angenommenen Artefakt-Lage und einer zu den Radiokarbonaten „passenden“ Position beträgt nur wenige Zentimeter.

Zuletzt muss noch eine eigenartige „Umkehrung“ der Schichtfolge erklärt werden. Im Grabungsprofil „W V“ tritt unterhalb der späteiszeitlichen Hochflutlehme eine organische Schicht auf (Abb. 34), deren palynologische Zusammensetzung in hohem Maße früh-atlantischen Proben des benachbarten Paläomänders entspricht (SPZ 0, Abb. 73, im Anhang, vgl. Kap. D.9). Nachdem dieses Ergebnis zunächst für Verwirrung sorgte, konnten detailliertere Rekonstruktionen im Zuge der archäologischen Ausgrabungen zeigen, dass die Ausbildung der Schicht auf einem unterhalb der sehr kompakten Hochflutlehme verlaufenden Tiergang, vermutlich zu einem ehemaligen Biberbau gehörend, beruht (VEIL unpubl.).

9. Holozäne Entwicklung der Vegetation der Flussauen in der Jeetzel-Niederung

Die holozäne Entwicklung der Vegetation im Hannoverschen Wendland ist insbesondere unter dem Gesichtspunkt des verstärkten anthropogenen Einflusses auf die Landschaft seit dem Mittelalter durch die bestehenden Arbeiten bereits recht gut dokumentiert (e. g. LESEMANN 1969, CHRISTIANSEN 2008, BEUG 2011). Auch liegt der Schwerpunkt der hier vorgelegten Arbeit eindeutig auf der Rekonstruktion des späteiszeitlichen Landschaftsumfelds. Die Untersuchungen erbrachten dennoch einige interessante Informationen zur holozänen Auenentwicklung einschließlich menschlicher Eingriffe in diese. Die holozäne Entwicklung wird in den folgenden Abschnitten lediglich als kurzer Abriss wiedergegeben.

Die Birkenwälder des Präboreals wurden zu Beginn des Boreals durch kieferndominierte Wälder ersetzt. Die nun dichteren Wälder verhinderten das Überleben vieler lichtbedürftiger Pflanzen, so dass typische Spätglazial-Elemente wie *Helianthemum*, *Ephedra*, *Polemonium boreale*, *Empetrum*, *Sanguisorba officinalis*, Gentianaceae und auch *Juniperus* mit Beginn des Boreals vollständig verdrängt wurden. *Artemisia*, *Rumex* und *Chenopodiaceae* wurden indes in ihrem Vorkommen stark eingeschränkt, fanden aber nach wie vor Sonderstandorte vor, welche ihr Überdauern ermöglichten (Abb. 29, Kap. D.9.2).

Mit Beginn des Boreals setzte auch die nachweisbare Ausbreitung der Hasel (*Corylus avellana*) ein. Typisch für nährstoffarme Altmoränen- und Talsandlandschaften fallen dabei die *Corylus*-Anteile im Wendland im überregionalen Vergleich eher gering aus (vgl. OVERBECK 1975, SPEIER 1994). Besonders stark ist dies in den westlichen Teilen des Wendlands ausgeprägt, wo im Profil „W IV“ lediglich maximal 5 % und im Profil „Siemen“ (LESEMANN 1969) maximal 2 % der Baumpollensumme erreicht werden (Abb. 36), was auch eine Einteilung in Alt- und Jungboreal nach OVERBECK (1975) nur schwer möglich macht. In den östlich gelegenen Profilen „Rambow“ und „Arendsee 5“ ist *Corylus* hingegen mit Anteilen von maximal 50 % bzw. 60 % deutlich häufiger vertreten. Wie Funde von verkohlten Haselnuss-Resten an mesolithischen Fundplätzen zeigen (TOLKSDORF 2011), darf jedoch die Rolle der Hasel zumindest für die Ernährung damaliger Menschen auch im westlichen Wendland nicht unterschätzt werden.

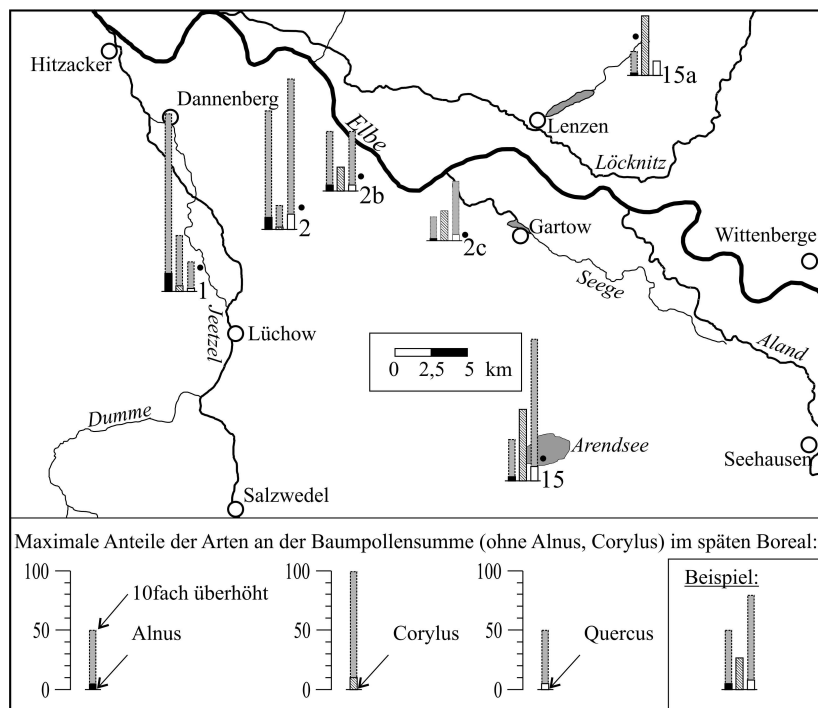


Abb. 36: Prozent-Anteile von Pollen der Holzarten *Alnus*, *Corylus* und *Quercus* im späten Boreal in Pollenprofilen aus dem Hannoverschen Wendland (vgl. Abb. 16). Die Grenze Boreal-Atlantikum wurde dabei durch den Steilanstieg der Anteile von *Alnus* definiert, der in allen Diagrammen deutlich ausgeprägt ist.

Bemerkenswert erscheint das vergleichsweise frühe vermehrte Auftreten von Erlenpollen (*Alnus*) in den borealen Sedimenten der Jeetzel-Niederung. Dieser erste frühe Ausbreitungsschub von *Alnus glutinosa* wird durch die Diagramme „Siemen“ und „Laase“ (LESEMANN 1969) bestätigt. Dabei übersteigen in der Jeetzel-Niederung die Anteile von *Alnus* diejenigen von *Quercus* bereits im späten Boreal deutlich, während sich diese in „Siemen“ und „Laase“ auf etwa einem Niveau befinden (Abb. 36).

Insgesamt hat im späten Boreal im Wendland anscheinend ein von West nach Ost verlaufender Vegetations-Gradient bestanden, mit höheren *Alnus*-Anteilen im Westen und höheren *Quercus*- und *Corylus*-Anteilen im Osten (Abb. 36). Trotz der allgemein geringen Anteile von *Quercus* ist an der Mittelbe indes schon für das Boreal von ausgeprägten Vorkommen von Eichen in den Elbauen auszugehen, wie etwa datierte Funde subfossiler Eichenstämmen zeigen (e. g. HILLER et al. 1991).

9.1.2. Atlantikum

In allen Diagrammen aus dem Hannoverschen Wendland ist der Übergang vom Boreal zum Atlantikum durch eine extreme Zunahme der Anteile von *Alnus* markiert, worin die Massenausbreitung von Erlen auf grundwassernahen Standorten zum Ausdruck kommt (e. g. Abb. 29, Abb. 35). Äußerst hohe Werte werden dabei mit über 200 % der Baumpollensumme (ohne *Alnus*) in den auf Talniveau der Elbe gelegenen Profilen „W IV“, „Siemen“ und „Laase“ erreicht, was zeigt, dass diese Standorte durch den holozänen Wasserspiegelanstieg mehr und mehr unter Grundwassereinfluss gerieten, die Umgebung unter der Bildung großflächiger Erlenbruchwälder vermoorte (vgl. Kap. F.2).

Daneben zeigt sich in der Jeetzel-Niederung eine weitergehende Ausbreitung der Eichenmischwaldelemente an zunehmenden Anteilen von *Quercus*, *Ulmus*, *Tilia* und auch *Fraxinus*. Insgesamt besteht jedoch in Sedimenten des Atlantikums im ersten Teil noch eine Dominanz von Kiefernpollen, wobei von den hohen Prozentwerten aufgrund der hohen Pollenproduktivität des Baums nur schwer auf Anteile an der Vegetation zu schließen ist (e. g. SCAMONI 1950, ANDERSEN 1970). DAMBACH (2000) konnte in diesem Zusammenhang durch Rezentpollenanalysen zeigen, dass bereits kleine Kieferninseln in von Laubwald beherrschten Gebieten genügen, um Werte an Kiefernpollen hervorzurufen, wie sie im Profil „W IV“ erreicht werden. Diese relikthischen Vorkommen „borealer“ Kiefernwälder sind für das Hannoversche Wendland nach hohen Prozentanteilen in Pollendiagrammen und reichlichen Makrorestfunden (TOLKSDORF 2011) auf Dünen während des gesamten Holozäns anzunehmen.

Die kontinuierlichen Spektren von *Hedera helix* und *Viscum album* im Diagramm „W IV“ zeigen, dass *Viscum* im Atlantikum, *Hedera* bereits seit dem Boreal fester

Bestandteil des Artenspektrums der Wälder waren. Das Vorhandensein dieser Arten ist generell ein Beleg für das ozeanische wintermilde Klima zu jener Zeit (OVERBECK 1975, LANG 1994).

Ab dem zweiten Teil des Atlantikums weisen Pollen eindeutiger Siedlungszeiger – vor allem *Plantago lanceolata* – auf menschliche Aktivitäten hin (vgl. BEHRE & KUČAN 1986). Auf diesem Niveau werden auch erste Pollenkörner der Rotbuche (*Fagus sylvatica*) gefunden (Abb. 29). Diese typische Verknüpfung der Anteile von *Fagus* und Siedlungszeigern für neolithische Siedlungsphasen ist im Zusammenhang wenigstens einer indirekten anthropogenen Förderung der Rotbuche zu sehen (e. g. KÜSTER 1988, SPEIER 1999b, POTT 2000, SPEIER 2006). Ein Radiokarbondatum von 4354 ± 34 bp (5037-4849 cal. BP) weist auf eine vergleichsweise frühe Einwanderung der Rotbuche in das Wendland hin. Auf den nährstoffarmen Talsanden des Elbtals konnten bei hohem Grundwasserstand Rotbuchen in der Folge jedoch nie zur Dominanz gelangen.

9.1.3. Subboreal

Aus dem Subboreal sind in der Jeetzel-Niederung nur wenige Pollenspektren vom Beginn der Zone ausgewertet (Abb. 29), was allerdings nicht an fehlenden Sedimenten aus dieser Zeit, sondern der Schwerpunktsetzung der Arbeit liegt. Die genaue Abgrenzung gegenüber dem Atlantikum ist dabei nur schwer möglich. Das häufig genutzte Kriterium für den Übergang Atlantikum / Subboreal, der „als Ulmenfall“ starke Rückgang der Werte von *Ulmus* (e. g. OVERBECK 1975) ist dabei im Profil „W IV“ in dieser Form nicht ausgebildet. Hingegen zeigt sich ein eher gradueller Rückgang der Werte von *Ulmus*, der von leicht ansteigenden Werten von *Fagus sylvatica* und Siedlungsanzeigern begleitet wird (Abb. 29). Eine Radiokarbondatierung von 5037-4849 cal. BP bei noch maximalen Ulmen-Anteilen kurz vor Beginn des Rückgangs der Werte spricht für einen deutlich späteren *Ulmus*-Rückgang im Wendland, als ihn MERKT & MÜLLER (1999) mit 5660 Warven-Jahren für den Belauer See angeben. Das Datum steht indes in recht guter Übereinstimmung zu den von BEHRE & KUČAN (1994), FREUND (1995) und PARKER et al. (2002) ermittelten Perioden.

Auch wenn Funde erster Pollenkörner vom Cerealia-Typ bereits Ackerbau im Umfeld der Entnahmestelle anzeigen, vermutlich auf den nicht allzu weit entfernten Geesträndern (vgl. Abb. 6), so zeichnen sich in den Sedimenten des frühen Subboreals in der Jeetzel-Niederung noch keine größeren anthropogenen Landschaftseingriffe ab. Im Profil „W VI“ sind subboreale Spektren wohl nicht oder nur in einer Probe erfasst (Abb. 35, Abb. 37).

9.1.4. Subatlantikum

Die obersten Spektren des Profils „W VI“ können pollenanalytisch mit großer Sicherheit dem jüngeren Subatlantikum zugeordnet werden (Abb. 35). Deutlich wird dies neben den höheren Anteilen von Siedlungszeigern wie *Cerealia*, *Plantago lanceolata*, *Rumex* und *Chenopodiaceae* im Pollendiagramm auch an der (erneut) auftretenden Dominanz von *Pinus* sowie leicht erhöhten Anteilen von *Picea*, welche nach Pollendiagrammen⁴⁵ aus der Region übereinstimmend der Zone Xb nach FIRBAS (1949) zugeordnet werden können. Im Diagramm „Maujahn“ wird der Beginn erneuter *Pinus*-Dominanz auf kurz nach 1200 AD datiert und ist damit der Periode des hochmittelalterlichen Landesausbaus zuzuordnen. Die ansteigenden Prozentwerte von *Pinus* im Pollendiagramm sind dabei nicht unbedingt Anzeichen einer Kiefern-Förderung, sondern eventuell auch lediglich auf ausgedehnte Waldrodungen und damit erhöhten Kiefernpollen-Eintrag aus den Kerngebieten der Kiefer östlich der Elbe zurückzuführen (e. g. BEUG 2011). Die hierin zum Ausdruck kommende umfassende und wahrscheinlich zeitgleiche anthropogene Landschaftsumformung in allen Teilen des Wendlands ist dabei sicherlich auch in Zusammenhang mit dem immens gestiegenen Holzbedarf des regionalen Salzbergbaus zu sehen (e. g. WITTHÖFT 2010).

Eine Rodung der umliegenden Wälder kommt auch im Diagramm „W IV“ zum Ausdruck. Parallele starke Einschnitte der Anteile von *Alnus*, *Fraxinus*, *Quercus* und *Corylus* bei einem Maximum von Cyperaceen zeigen, dass sich die Rodungen gleichermaßen auf grundwasserferne zonale Waldgesellschaften wie auch auf grundwassernahe Bruch- und Auenwälder erstreckten (Abb. 35). Indes kam es in der Jeetzel-Niederung im Gegensatz zu anderen Teilen des Wendlands zu einer Regeneration der Wälder. Dabei zeigt ein ausgeprägtes Maximum der Anteile von *Fagus* und *Carpinus* (Hainbuche) im Pollenspektrum, welches erst in der Phase der Waldregeneration auftritt und damit als echtes Signal zunehmender Vegetationsanteile zu werten ist, dass sich wenigstens kurzzeitig auch Hain- und Rotbuche im Umfeld der Jeetzel-Niederung ausbreiten konnten, wahrscheinlich auf dem nahen Geestrand. Das Maximum von *Fagus* tritt auch zusammen mit einem Minimum von *Cerealia*-Anteilen im Diagramm auf, was passend zu den Standortansprüchen von Rot- und Hainbuche eine Ausbreitung auf besseren, ackerbaufähigen Standorten – etwa während einer kürzeren Wüstungsperiode – nahe legt (vgl. KÜSTER 1988).

⁴⁵ Im einzelnen sind dies die Diagramme „Nienhofer Forst“, „Heuweg 1“ sowie „Heuweg II“ (LESEMANN 1969), „Maujahn“ (LESEMANN 1969, BEUG 2011) sowie „Arendsee 1“ (CHRISTIANSEN 2008).

9.2. Zum ehemaligen Vorkommen von Auenwäldern in der Jeetzel-Niederung

KÜSTER & PÖTSCH (1998) stellen nach genauer Betrachtung der Pollenanalysen von SCHELSKI (1997) an holozänen Altarmsedimenten der Unteren Havel die kritische Frage, inwieweit im Mittelbe-System überhaupt mit natürlichem Vorkommen typischer Hartholz-Auenwälder zu rechnen ist (vgl. Kap. B.4.1). Pollenanalysen an Sedimenten ehemaliger Flussaltarme sollten eigentlich am ehesten zu dieser Fragestellung Auskunft geben können.

Der Nachweis ehemaliger Auenwälder über Pollenanalysen ist jedoch insgesamt schwierig. Die typischen Baumarten *Quercus*, *Ulmus*, *Tilia* und *Fraxinus* waren im mittleren Holozän auch Bestandteil der zonalen Waldgesellschaften außerhalb der Auen. Insofern könnten nur hohe Anteile von Pollen dieser Arten in Regionen, die sonst arm an diesen Baumarten sind, einen Hinweis auf die Existenz ehemaliger Auenwälder erbringen. Ein Vergleich aller Pollendiagramme aus dem Wendland zeigt dabei für die Diagramme „W IV“ und „W VI“ keine deutlich erhöhten Werte von *Quercus*, *Tilia* und vor allem *Ulmus*. Die *Fraxinus*-Anteile im Diagramm „W IV“ sind jedoch während des späten Atlantikums mit etwa 5 % vergleichsweise hoch und könnten eventuell auf Vorkommen flussbegleitender Eschen-Auenwälder ähnlich dem heutigen Typ des *Pruno-Fraxinetums* hinweisen, wie diese auch von Konzept der potentiellen natürlichen Vegetation gefordert werden (Kap. B.4.1). Erwähnt werden muss auch, dass TOLKSDORF (2011) in einer atlantischen Probe aus einem Jeetzel-Paläomäander bei Soven wenige Kilometer südlich von Grabow einen Anteil von etwa 40 % Ulmenpollen fand.

Besseren Aufschluss über die Ausbildung von Auenstrukturen können Pollenfunde typischer auf Flussauen beschränkter krautiger Pflanzen liefern. Zunächst fallen während des Holozäns Pollenfunde der lichtbedürftigen Taxa *Artemisia* und *Chenopodiaceae* auf. Hinzu treten eine Reihe weiterer stickstoffanzeigender Taxa wie *Calystegia*, *Lythrum*, *Rumex hydrolapathum*, *Lycopus europaeus* (als Makrorest), *Eupatorium cannabinum* (als Makrorest), *Urtica dioica*, *Polygonum persicaria*, *Solanum nigrum*⁴⁶ und Stromtalpflanzen wie *Thalictrum*. Viele dieser Arten dürften auf Uferbänken am Fluss sowie in den nährstoffreichen und lichtereren Auenbereichen während des gesamten Holozäns vorgekommen sein (vgl. CASPERS 1993a), sind jedoch in ihrem Vorkommen nicht ausschließlich auf Auenwälder beschränkt. Ein direkter Nachweis von Hartholz-Auenwäldern lässt sich hiermit nicht führen. Am ehesten ist er noch im Vorkommen des Auenwald-Elements *Vitis vinifera* zu sehen (s. u.).

⁴⁶ Der Nachweis des Archäophyten *Solanum nigrum* beruht auf dem Fund eines Pollenkorns in subatlantischen Sedimenten des Profils „W IV“.

9.3. Pollenfunde von *Vitis vinifera* - natürliches Element der Elb-Auen oder Nachweis kleinherrenschaftlichen Weinbaus?

Pollenkörner von *Vitis vinifera* können in Sedimenten der Paläomäander der Jeetzel seit dem späten Boreal / frühen Atlantikum regelmäßig gefunden werden (Abb. 37). Sie ergänzen eine Reihe von Arbeiten, die Pollenkörner des Weins im niedersächsischen und brandenburgischen Raum seit dieser Periode nachweisen (e. g. BRANDE 1985, JAHNS 1999, WOLTERS 1999, WOLTERS 2002, BEUG 2011). Ehemalige natürliche Vorkommen der wilden Weinrebe (*Vitis vinifera* ssp. *sylvestris*) in der holozänen Elbaue, wie sie bereits FIRBAS (1952) nach standörtlichen Gesichtspunkten forderte, dürften damit als gesichert anzusehen sein (vgl. auch SCHIEMANN 1953).

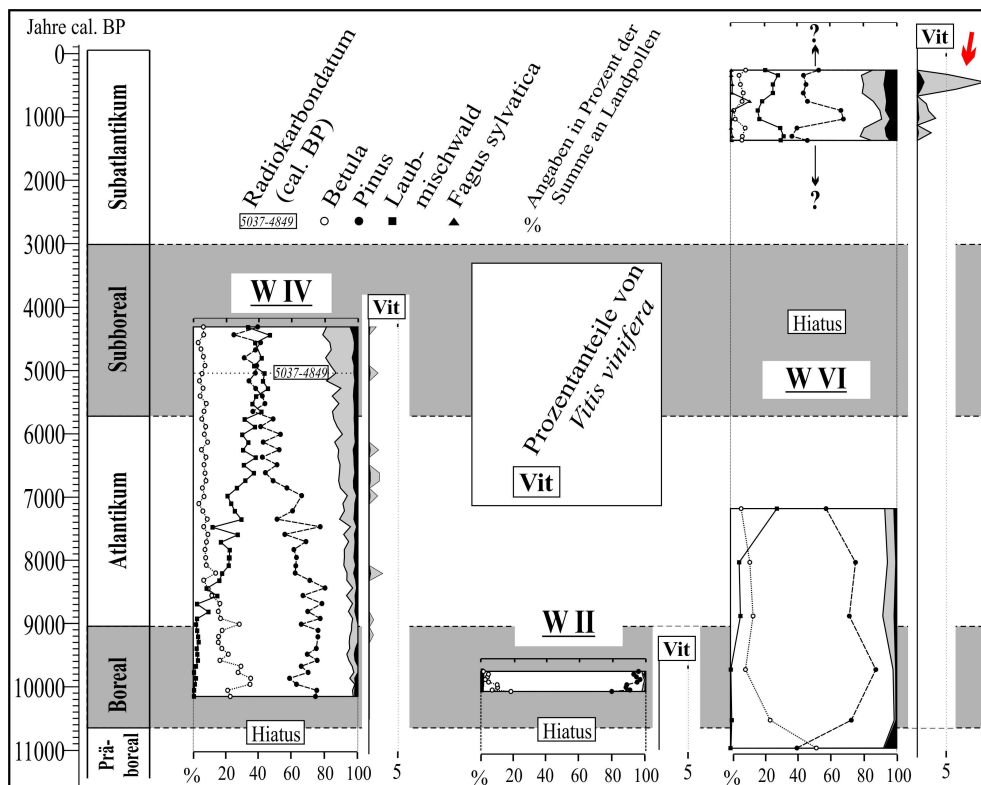


Abb. 37: Anteile von *Vitis vinifera* in holozänen Abschnitten der pollenanalytisch untersuchten Profile aus der Jeetzel-Niederung.

Nun sind Wild- und kultivierte Form der Weinrebe pollenanalytisch nahezu unmöglich zu unterscheiden (BEUG 2004). Damit fällt die Bewertung eines in drei spätmittelalterlichen Spektren auftretenden Maximums mit über 1 % Anteil von *Vitis vinifera* an der Landpollensumme des Kerns „W VI“ zunächst schwer (Abb. 37). Zu berücksichtigen ist, dass auch in Pollendiagrammen aus den klimatisch begünstigten Rheinauen die durch Insekten bestäubte, wärmeliebende Art nur mit sehr geringen Prozentwerten und diskontinuierlich nachgewiesen ist (e. g. SINGER 2005, LECHNER 2008).

Zudem bestehen für die Umgebung des Hannoverschen Wendlands historisch dokumentierte Hinweise auf häufigen mittelalterlichen Weinbau, vor allem durch den Adel (e. g. PAPE 1989). Im Landkreis Lüchow-Dannenberg wird ehemaliger Weinbau nach historischem Kartenmaterial, vor allem der Kurhannoverschen Landesaufnahme aus dem 18. Jhdt. sowie der Verkoppelungskarte aus dem 19. Jhdt., und alten Flurnamen angenommen für die Ortschaften Hitzacker, Lüchow, Korvin, Klein Kühren, Glienitz, Kolborn, Granstedt und Seelwig (PAPE 1989, LÜNZ unpubl. Manusk.). Etwa in 40-100 Metern Entfernung zur Entnahmestelle der Profils „W VI“ erstreckt sich zudem ein leicht erhöhter Rücken im Flusstal mit der spätmittelalterlichen „Wasserburg“ bei Grabow (Abb. 5, Abb. 6). Urkundlich erwähnt ist die Burg – als „Neue Burg“ bezeichnet – erstmals in der fürstlichen Baugenehmigung aus dem Jahr 1466, jedoch scheint es eine Vorgängerburg gegeben zu haben (VON PLATO 1973, WACHTER 1986, 1998, LUCKE 2003).

Angesichts dieser Hinweise ist es wahrscheinlicher, im *Vitis*-Maximum des Diagramms „W VI“ die Reflektion spätmittelalterlichen bzw. frühneuzeitlichen lokalen Weinbaus mit *Vitis vinifera* ssp. *vinifera* zu sehen, als große Anteile von *Vitis vinifera* ssp. *sylvestris* in pollenanalytisch nur undeutlich nachgewiesenen Auenwäldern anzunehmen⁴⁷. Auch wenn dieser Befund angesichts des bisher kaum erbrachten pollenanalytischen Nachweises von Weinbau überhaupt und der Lage des Ortes – nicht gerade in heutigen zentralen Weinbauregionen – überrascht, so erklärt er sich durch die äußerst seltene direkte Nähe von wahrscheinlichem Anbauort und vegetationsgeschichtlichem Archiv. Eine Datierung der entsprechenden Sedimentschichten und damit auch eine Umsetzung des *Vitis*-Maximums aus Prozentanteilen in jährliche Pollenakkumulationsraten erscheinen äußerst erstrebenswert.

E. PALÄOLIMNOLOGISCHE UNTERSUCHUNGEN ZUR REKONSTRUKTION VON SPÄTEISZEITLICHEN KLIMA-, UMWELT- UND GEWÄSSERPARAMETERN IN DER JEETZEL-NIEDERUNG

Kapitel D.6 dieser Arbeit behandelt bereits die Beziehung zwischen späteiszeitlicher Klima- und Vegetationsentwicklung in der Jeetzel-Niederung, wobei allerdings die Position von Temperaturschwankungen durch biostratigraphische bzw. chronologische Parallelisierungen zu bestehenden Studien zur Klimaentwicklung bestimmt wurde.

⁴⁷ Nicht ausgeschlossen werden kann natürlich indes Pflege von *Vitis vinifera* ssp. *sylvestris* etwa als Mauerbegrünung.

Der folgende Abschnitt beschäftigt sich einerseits mit der Fragestellung, ob Klimaschwankungen mit neuen Verfahren auch direkt an den Sedimenten der Jeetzel-Paläomäander nachgewiesen werden können (e. g. Kap. E.4), wodurch zudem die vorgenommenen biostratigraphischen Korrelationen überprüft werden können. Andererseits dient Kapitel E der Rekonstruktion lokaler Prozesse und Sukzessionen in Paläomäandern, auf der Ebene der Makrophytenvegetation über Pollen- und Makrorestanalysen (Kap. E.3), auf der Ebene von Mikroorganismen über Untersuchungen subfossiler Grünalgen- (*Pediastrum*-), Diatomeen- und Ostrakoden-Taxa (Abb. 38), wodurch auch ehemalige Gewässerparameter charakterisiert werden können. Ergänzt wird dies durch Analysen des Kohlenstoff-, Kalk- und Stickstoffgehalts der Paläomäander-Sedimente (Abb. 38, Kap. E.2). Die Analysen der subfossilen Diatomeen und Ostrakoden werden dabei in dieser Arbeit nicht dargestellt, da sie von anderen Bearbeitern durchgeführt werden. Einzelne Ergebnisse fließen zwar bereits in die Betrachtungen ein (vgl. auch Kap. G), eine abschließende multidisziplinäre paläolimnologische Auswertung kann allerdings erst in Zusammenarbeit aller Autoren erfolgen.

1. Methoden

1.1. Geochemische Analysen zu Kalk-, Kohlenstoff- und Stickstoffgehalt der Sedimente

Den halbierten Sedimentkernen wurden im Abstand von zwei bzw. drei Zentimetern 4-10 g Sediment entnommen (Abb. 17), feucht gewogen, anschließend für 24 Stunden bei 105 °C getrocknet und erneut gewogen. Das getrocknete Sediment wurde mittels einer Kugelmühle homogenisiert.

Kohlenstoff- (C) und Stickstoffgehalt (N) wurden ohne vorherige Säure-Behandlung zur Kalk-Entfernung mit einem kombinierten CNS-Analysator (Elementar vario EL III) bestimmt, der Karbonatgehalt (\approx Kalkgehalt) volumetrisch nach dem SCHEIBLER-Verfahren, wobei die im Sediment vorhandenen Karbonate mit einem Überschuss an Salzsäure umgesetzt und das Volumen des gebildeten Kohlenstoffdioxids gemessen wurde. Aus der Differenz von Gesamtkohlenstoff und anorganischem Kohlenstoff (berechnet aus dem Karbonatgehalt) wurden der Gehalt organischen Kohlenstoffs (C_{org}) und das Kohlenstoff/Stickstoff-Verhältnis (C_{org}/N)⁴⁸ berechnet.

⁴⁸ Das hier ermittelte Verhältnis ist damit ein Verhältnis der Massenanteile von C_{org} zu N_{ges} nach TYSON (1995). Über eine Multiplikation mit 7/6 kann dieses in ein atomares Verhältnis umgerechnet werden.

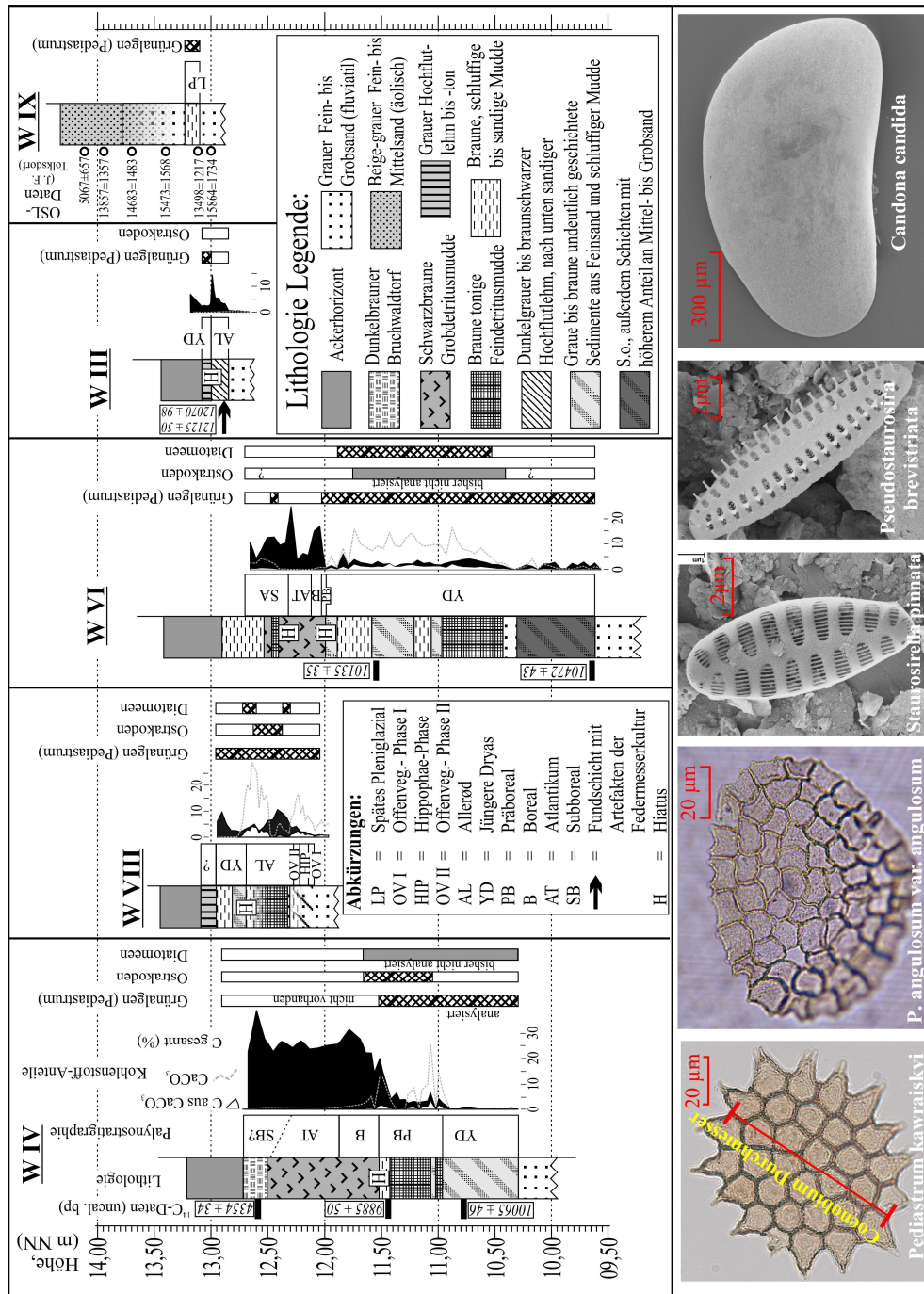


Abb. 38: Oben: Lithologie, Palynostratigraphie und Kohlenstoff- bzw. Kalkanteile ausgewählter Bohrprofile aus Paläomäandern der Jeetzel. Dargestellt ist zudem, welche Mikroorganismen-Gruppen an den einzelnen Kernen untersucht wurden. Unten: Ausgewählte *Pediastrum*- (links), Diatomeen- (Mitte) und Ostrakoden-Taxa (rechts) aus Paläomäandersedimenten der Jeetzel. Aufnahmen: *Staurosirella pinnata* und *Pseudostaurosira brevistriata*: Anja Schwarz; *Candona candida*: Finn Viehberg.

1.2. Botanische Makrorest-Analysen

Für die Durchführung der botanischen Makrorest-Analysen wurde lediglich die Menge an Material verwendet, die im Rahmen der Probenaufbereitung zur Pollenanalyse ausgesiebt wurde (vgl. Kap. D.1.1). Durch die geringe Probenmenge erbrachten die Analysen, die in dieser Arbeit nur ergänzend durchgeführt wurden, damit keine quantitativ auswertbaren Ergebnisse.

Die Proben wurden unter einer Stereolupe (Zeiss Stemi 2000c) mit einer Vergrößerung von 6,5 bis 50 analysiert. Die Bestimmung ausgesiebter Pflanzenreste wie Blätter, Früchte und Samen erfolgte nach KATZ & KATZ (1933), BEIJERINCK (1947), KÖRBER-GROHNE (1964), LANDWEHR (1966), NILSSON & HJELMQUIST (1967), BERGGREN (1969, 1981), AALTO (1970), GROSSE-BAUCKMANN (1972, 1974), LEVESQUE et al. (1988), GROSSE-BAUCKMANN & STREITZ (1992), HAAS (1994), VAN DINTER & BIRKS (1996), FREUND et al. (2001), WOLTERS et al. (2005) und CAPPERS et al. (2006). Statoblasten von Bryozoon wurden bestimmt nach WOOD & OKAMURA (2005).

1.3. Analyse der Grünalgen der Gattung *Pediastrum*

Da die Zellwände von Grünalgen der Gattungen *Pediastrum* und *Botryococcus* wie Pollenwände aus Sporopollenin bestehen, überstehen sie die zur Aufbereitung der Pollenproben verwendeten Verfahren in der Regel ohne Probleme (DEASON 1983, KOMÁREK & JANKOVSKÁ 2001). Eine Auswertung dieser Mikrofossilien kann also gemeinsam mit der Pollenanalyse erfolgen. Die Bestimmung der Grünalgen-Taxa erfolgte nach den Publikationen von JANKOVSKÁ & KOMÁREK (1995) sowie KOMÁREK & JANKOVSKÁ (2001) unter Berücksichtigung der Arbeit von NIELSEN & SØRENSEN (1992). Dabei wurde die Erfassung von 500 Coenobien pro Probe angestrebt, was sich jedoch wegen geringer Konzentrationen nicht immer erreichen ließ. Die graphische Darstellung der erhaltenen Ergebnisse erfolgte mit Hilfe der Computerprogramme „Excel 2003“, „Tilia-Graph“, „TG-View“ und „CorelDraw 12“ als sog. „Schattenriss-Darstellungen“, wobei den Darstellungen prozentuale Anteile der Taxa berechnet auf die Summe aller bestimmbarer Coenobien zugrunde liegen.

Größenmessungen des Durchmessers von *Pediastrum*-Coenobien im Profil „W VIII“ folgten dem in Kap. D.1.2 angegebenen Verfahren unter Vermessung von maximal 50 Coenobien der Taxa *Pediastrum boryanum* var. *boryanum*, *P. boryanum* var. *longicorne* und *P. angulosum* var. *angulosum* in jeder Probe (Abb. 38). Wegen relativ geringer Coenobien-Konzentration und des hohen zeitlichen Messaufwands liegen jedoch in vielen Probtiefen nur wenige Messungen vor. Um die damit verbundenen statistischen Unsicherheiten zu umgehen, wurden teilweise die Messungen der jeweiligen biostratigraphischen Perioden zusammengezogen. Zusätzlich wurde für die Analysen ein zweiter Datensatz späteiszeitlicher und frühho-

lozäner Seesedimente aus dem Westerwald einbezogen (SPEIER 2005, HELMREICH 2006). Dieser Datensatz beinhaltet zwar nur vier Proben der Zeitstellungen Allerød, Jüngere Dryas und Präboreal. Dafür liegen pro Probe je 100 Messungen an den Taxa *Pediastrum boryanum* var. *boryanum*, *P. boryanum* var. *longicorne* und *P. integrum* vor, was erheblich größere Möglichkeiten und Sicherheiten bei der statistischen Auswertung bietet.

Pediastrum-Coenobien weisen wegen des Wachstumsprozesses der Algen-Kolonien nur Zellzahlen auf, die einer Potenz von zwei entsprechen (KOMÁREK & JANKOVSKÁ 2001). Daher kann nicht davon ausgegangen werden, dass die Größe der Coenobien normalverteilt ist⁴⁹. Statistische Vergleiche der Proben untereinander erfolgten daher mit deskriptiver Statistik und nichtparametrischen Verfahren mittels der Programme „R“ sowie „SPSS“.

2. Kohlenstoff-, Stickstoff- und Kalkgehalte der Paläorinnensedimente

Organische Substanz in Gewässersedimenten ist eine heterogene Mischung von allochthonem und autochthonem Material terrestrischen sowie lakustrinen Ursprungs (e. g. MEYERS & TERANES 2001, SHARPE 2007, BRODIE et al. 2011). Auch recht einfach durchzuführende geochemische Analysen wie Bestimmungen des Kohlenstoff-, Kalk- und Stickstoffgehalts – damit auch der C_{org}/N -Ratio – haben dabei in der Vergangenheit dazu beigetragen, Stoffkreisläufe nachzuvollziehen und Informationen über ehemalige Gewässer- bzw. Umweltparameter zu ermitteln (e. g. MEYERS 1994, TYSON 1995, LAMB et al. 2004, UJIIÉ et al. 2001, CHOUDARY et al. 2009).

Der organische Kohlenstoffgehalt von Seesedimenten wird zunächst beeinflusst durch die Produktion organischer Biomasse und deren Abbau im Einzugsgebiet, und integriert damit die verschiedenen Quellen, Transportwege und Erhaltungsstände in und außerhalb des Gewässers (MEYERS & TERANES 2001). Daneben hat auch der Umfang mineralischen Eintrags, welcher durch den Grad an Vegetationsbedeckung und der damit einhergehenden Festlegung des Bodens im Umfeld des Gewässers bestimmt wird, entscheidenden Einfluss auf den Gehalt organischen Kohlenstoffs in Gewässersedimenten.

Das Verhältnis organischen Kohlenstoffs zu Stickstoff (C_{org}/N) liefert dabei Hinweise auf Herkunft der organischen Substanz im Sediment. Dies beruht auf der Feststellung, dass aquatische Mikroorganismen ohne Cellulose-haltige Zellwände

⁴⁹ Die Durchführung des Kolmogorow-Smirnow-Tests ergab auch sowohl für die Gesamtheit aller Messergebnisse als auch für die meisten einzelnen Probertiefen, dass die Hypothese, eine Normalverteilung läge vor, abzulehnen ist.

geringere C_{org}/N -Verhältnisse aufweisen als höhere Pflanzen⁵⁰. Die C_{org}/N -Ratio bleibt bei stattfindenden Zersetzungsprozessen relativ konstant (e. g. MEYERS 1994, TYSON 1995). Nach Literaturangaben deuten daher C_{org}/N -Werte unter 10 auf vorwiegend aquatische mikrobielle Herkunft der Biomasse im Sediment hin (etwa Diatomeen oder Grünalgen), Werte zwischen 10 und 20 auf eine Mischung von aquatischer und terrestrischer Biomasse und Werte über 20 auf die Dominanz terrestrischer Biomasse (e. g. LERMAN 1979, MEYBECK 1982, MEYERS 1994, TYSON 1995, MEYERS 1997, LAMB et al. 2004, SHARPE 2007). Daneben werden höhere C_{org}/N -Werte auch als Indiz des ehemaligen Eintrags allochthonen (terrestrischen) Materials in das Gewässer interpretiert (e. g. BJÖRCK et al. 1993, DE KLERK 2008).

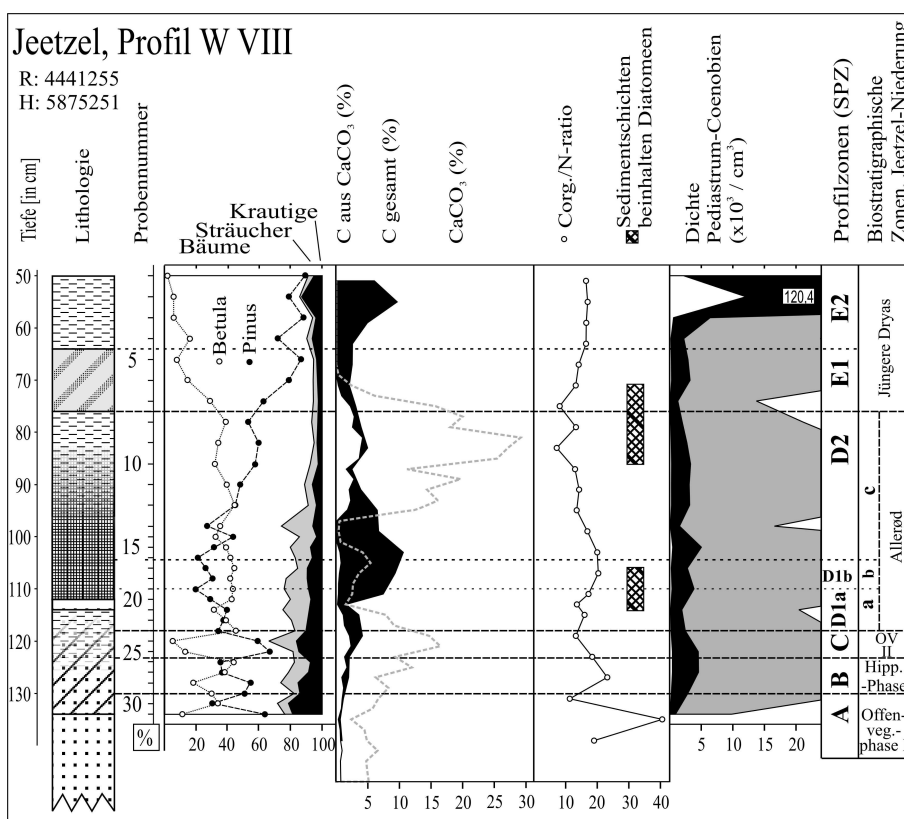


Abb. 39: Ergebnisse geochemischer und organischer Analysen am Profil „W VIII“. Legende zur Lithologie siehe Abb. 38.

Der Kalkgehalt in Sedimenten aus Flachgewässern ist in karbonatarmen Einzugsgebieten wie dem der Jeezel überwiegend auf biogene Kalkfällung durch Wasserpflanzen und kalkhaltige Fossilien von Tieren – etwa Schalen von Ostrakoden – zurückzuführen (KELTS & HSU 1978) und kann als Proxy für Temperatur-x-

⁵⁰ Cellulose-Moleküle mit der Summenformel $(C_6H_{10}O_5)_n + 2 H + O$ sowie ggf. weitere vorhandene Zellwand-Bestandteile höherer Pflanzen wie Lignin verursachen diesen Unterschied. Unterschiede im C_{org}/N -Verhältnis ergeben sich darüber hinaus auch zwischen C_3 und C_4 -Pflanzen (e. g. LAMB et al. 2004).

Niederschlag⁵¹ genutzt werden (STUIVER 1970, SIEGENTHALER & EICHER 1986, HOEK et al. 1999).

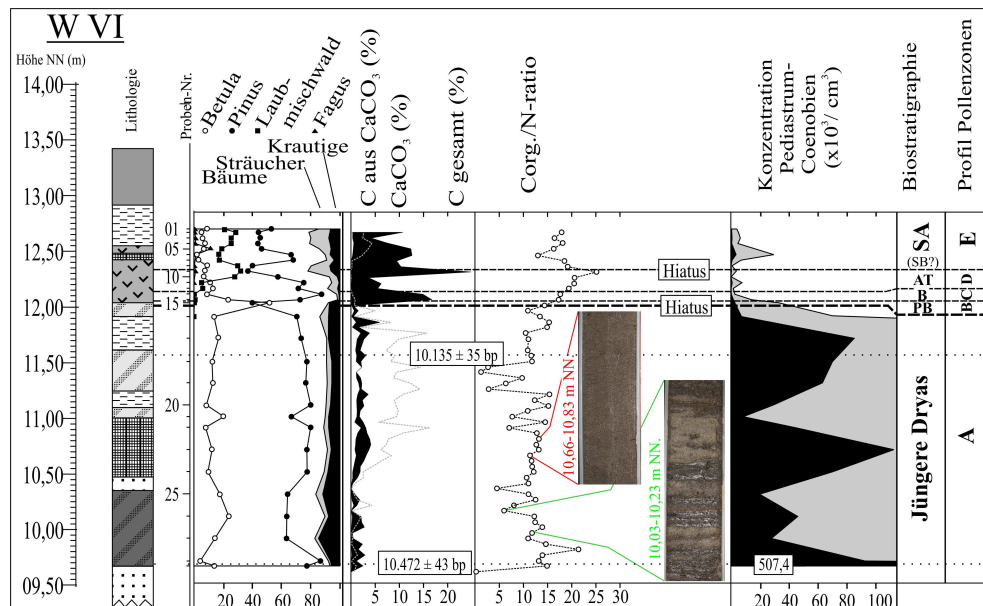


Abb. 40: Ergebnisse geochemischer und organischer Analysen am Profil „W VI“. Legende zur Lithologie siehe Abb. 38.

Änderungen dieser geochemischen Parameter in den Paläorinnen-Sedimenten aus der Jeetzel-Niederung können somit interpretiert werden (Abb. 39 – Abb. 41). Hohe C_{org}/N -Werte in den basalen Schichten des Profils „W VIII“ deuten auf einen höheren Anteil umgelagerten (allochthonen) organischen Materials hin (Abb. 39), wie dieser in der noch sehr offenen Landschaft (vgl. Kap. D.4.2) auch zu erwarten ist. Bereits zum Ende der biostratigraphischen Offenvegetationsphase I fällt das C_{org}/N -Verhältnis jedoch auf Werte zumeist zwischen 10 und 20, was auf eine Mischung von aquatischer und terrestrischer Herkunft der Biomasse hinweist, wie diese für kleinere Flachgewässer typisch sein dürfte⁵² und auch durch Makrorestanalysen nachgewiesen ist (Kap. E.3). Zudem verdeutlichen die relativ konstanten Werte stabile Sedimentationsbedingungen im damaligen Jeetzel-Altarm. Eine etwas geringere C/N-Ratio in einer Tiefe von 75-85 cm korreliert dabei mit Diatomeenablagerungen (Abb. 39).

Ein Anstieg des Karbonatgehalts in etwa 130 cm Tiefe im Profil „W VIII“ fällt mit dem Beginn der *Hippophae*-Phase zusammen und kann damit als Zeichen des Temperaturanstiegs zum Interstadial angesehen werden (Abb. 39, vgl. Kap. D.4.3, Kap. D.6.1). Der Abfall des Kalkgehalts bei gleichzeitiger Zunahme organischer Substanz zu Beginn des Allerøds ist allerdings vermutlich nicht auf fallende Tem-

⁵¹ Zu lesen als „Temperatur-kreuz-Niederschlag“

⁵² Dabei ist auch zu berücksichtigen, dass im Litoral vorkommende höhere Wasserpflanzen C/N-Werte zwischen 10 und 30 aufweisen und damit eher der „terrestrischen“ Biomasse zugeschlagen werden (GODSHALK & WETZEL 1978, CUMMINS & KLUG 1979).

peraturen zurückzuführen (vgl. Kap. D.6). Die Zunahme organischer Substanz bzw. der abnehmende Mineralgehalt des Sediments ist aber typisch für diese Periode sich ausbreitender Wälder und damit erhöhter Produktivität und Stabilisierung der Böden im nordwestlichen Mitteleuropa (vgl. Kap. D.4.5).

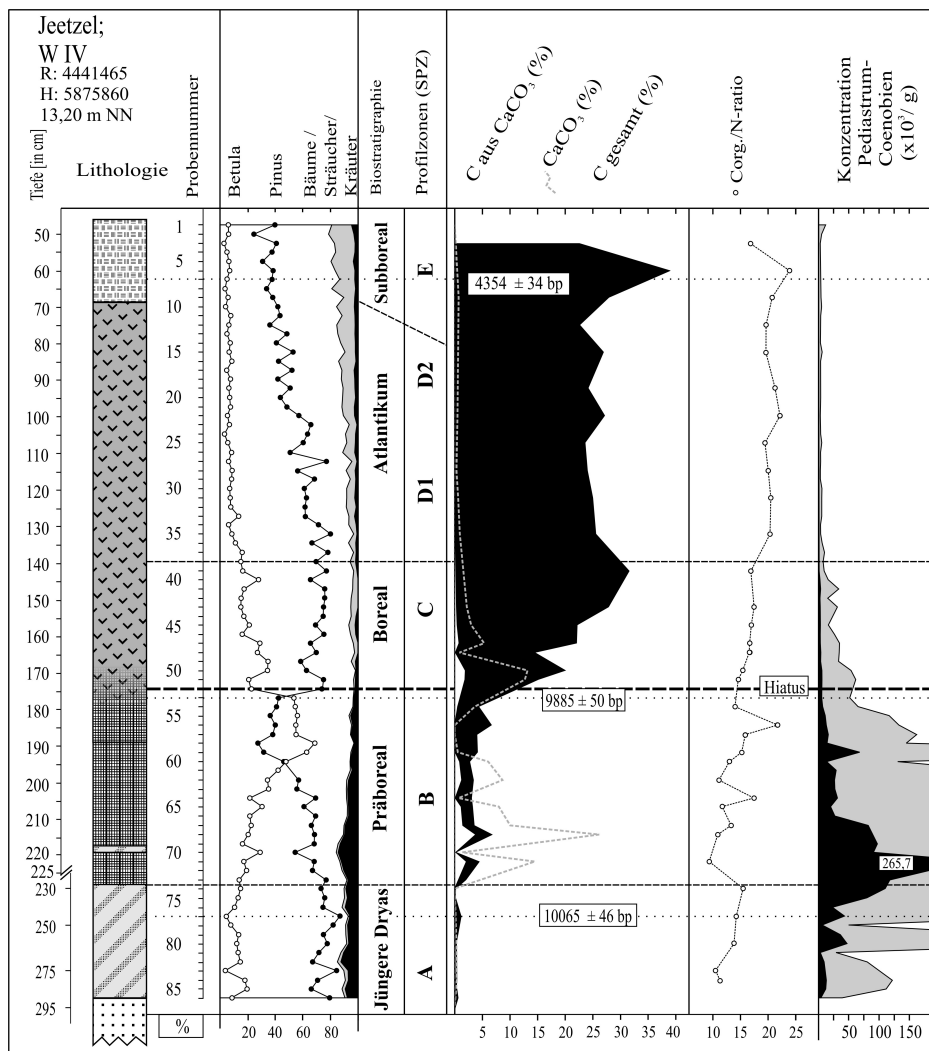


Abb. 41: Ergebnisse geochemischer und organischer Analysen am Profil „W IV“.

In den Sedimenten des Allerød c erfolgt ein drastischer Wechsel von organischen hin zu karbonatischen Sedimenten (Abb. 39). Höhere Kalkanteile am Sediment bzw. ein Wechsel von organischer zu karbonatischer Sedimentation an entsprechender biostratigraphischer Position wurden auch an mehreren Lokalitäten in Schleswig-Holstein (USINGER 1985), am Meerfelder Maar (LÜCKE & BRAUER 2004) und in Geiseltal (BÖTTGER et al. 1998) festgestellt, so dass es sich nicht nur um einen rein lokalen Effekt im Jeetzel-Gebiet zu handeln scheint. Bestehende Klimarekonstruktionen dieser Periode geben allerdings keine Hinweise auf einen Temperaturanstieg zu dieser Zeit (e. g. VON GRAFENSTEIN et al. 1999, HEIRI et al.

2007, vgl. Kap. D.6). Hingegen bestehen in der Jeetzel-Niederung sowie regional durchaus Hinweise auf niedrigere Seespiegelstände – Anzeichen arideren bzw. kontinentaleren Klimas – im späten Allerød, (Kap. F.2), was ebenfalls zu einer Verschiebung des Karbonat-Gleichgewichts in Richtung Kalkfällung geführt haben könnte. Mit Beginn der Jüngerer Dryas nimmt dann der Karbonatgehalt im Profil „W VIII“ – vermutlich als Folge des Temperaturrückgangs – rasch auf Werte um null ab (Abb. 39).

Profilabschnitte aus dem zweiten Teil der Jüngerer Dryas besitzen insgesamt geringe Anteile organischer Substanz, Effekt der Landschaftsöffnung hin zu Parktundren als Folge des Klimarückschlags (Abb. 40, Abb. 41). Insbesondere im Fall des Profils „W VI“ spiegeln dabei schwankende organische Anteile und C/N-Verhältnisse wechselnde Sedimentationsbedingungen wider, welche schon anhand einer unruhigen Lithologie mit stark wechselnden Korngrößen erkennbar waren. Dabei sind stark schwankende und dabei auftretende sehr geringe C/N-Werte <10 mit Lagen von im Geländebefund als Algenmudden angesprochenen Sedimenten verknüpft, die sich in Wechsellagerung mit vorwiegend mineralischen Sedimenten befinden, beispielsweise von 10,03-10,23 m NN (Abb. 40). In Detritusmudden treten dabei konstant etwas höhere C/N-Werte auf, die auf eine Mischung von aquatischer und terrestrischer Herkunft der Biomasse hinweisen, beispielsweise von 10,50-18,80 m NN. Eine Korrelation zwischen hoher Konzentration an *Pediastrum*-Coenobien und niedrigen C/N-Werten tritt bei den Profilen „W VI“ und „W IV“ vor allem in Schichten mit insgesamt geringen organischen Anteilen auf (Abb. 40, Abb. 41).

Im Verlauf des Holozäns können dann stark zunehmende Anteile organischer Substanz und leicht ansteigende C/N-Verhältnisse als Resultate erhöhter Produktivität und Gewässerverlandung mit zunehmend terrestrischer Herkunft der organischen Substanz interpretiert werden. Dabei fallen in Übereinstimmung mit Literaturangaben im Kern „W VI“ holzreiche Sedimente des Subatlantikums von 12,26-12,44 m NN durch hohe C/N-Verhältnisse auf (e. g. TYSON 1995), darüber liegende als Feindetritusmudde angesprochene Schichten durch etwas niedrigere, erneut korreliert mit einem Maximum der Dichte an *Pediastrum*-Coenobien im Sediment (Abb. 40).

3. Lokale Vegetationsentwicklung im Umfeld der Paläomäander

In den letzten Jahren haben vegetationsgeschichtliche Untersuchungen wiederholt gezeigt, dass insbesondere bei Fragestellungen zur lokalen Anwesenheit bestimmter Pflanzenarten oder -gemeinschaften im Spätglazial – beispielsweise Baumbirken(wälder) – Pollenanalysen nicht alleine zur Beantwortung geeignet sind, sondern möglichst durch Analyse pflanzlicher Makroreste verifiziert werden sollten (e. g. BIRKS 1993, BIRKS & BIRKS 2000, BIRKS 2003, MORTENSEN 2007). Auch innerhalb von Gewässern liefern Makrorest-Analysen genauere Informationen zur

ehemaligen Zonierung von Wasserpflanzengesellschaften, und helfen so, ehemalige Verlandungsserien oder Seespiegel-Schwankungen zu rekonstruieren (e. g. HANNON & GAILLARD 1997, DIEFFENBACHER-KRALL & NURSE 2005, BOS et al. 2006, ZHAO et al. 2006).

Dementsprechend widmet sich dieses Kapitel im Wesentlichen zwei Fragestellungen:

1. Bestätigen die Makrorestanalysen die in Kap. D.4 vorgestellten palynologischen Ergebnisse zur Vegetationsgeschichte oder widersprechen diesen in Teilen?
2. Lassen Makrorestanalysen in Kombination mit Pollenanalysen die Verlandungssukzession der Paläomäander nachvollziehen und darüber hinaus Informationen zu Trophie der Gewässer und Wasserspiegelschwankungen ableiten?

Zur Beantwortung dieser Fragestellungen werden hier sowohl Pollenspektren von Wasser- und Sumpfpflanzen (Abb. 42, 45, 46, 48) als auch Ergebnisse der Makrorestanalysen (Abb. 43, 45, 47, 48) aus den Paläorinnen-Profilen der Jeetzel herangezogen.

3.1. Makrorestanalytische Ergebnisse zu Vorkommen einiger Baumarten

Pollenanalytische Untersuchungen machen ein Vorkommen von Baumbirken in der Jeetzel-Niederung bereits während der *Hippophae*-Phase sehr wahrscheinlich, im Kontext der noch unverständlichen Prozesse der Wieder-Etablierung von Waldgesellschaften im nordwestlichen Mitteleuropa wichtige Befunde (vgl. Kap. D.4.3). Ein letztendlicher Beweis eines Vorkommens kann allerdings nur durch Makrorestfunde erfolgen (vgl. BIRKS 2003, BIRKS et al. 2005). In Gewässersedimenten ist eine Differenzierung der Birkenarten dabei makrorestanalytisch vor allem anhand von Funden subfossiler Früchte und Fruchtschuppen möglich (e. g. VAN DINTER & BIRKS 1996, FREUND et al. 2001).

In den Sedimenten des Profils „W VIII“ der Offenvegetationsphase I und der beginnenden *Hippophae*-Phase belegen Fruchtfunde das Vorkommen der Zwergbirke (*Betula nana*) in direktem Umfeld des Gewässers und korrelieren mit hohen Prozentsätzen an Pollenkörnern, die dieser Art zugeordnet werden können (Abb. 43). Leider gelang der Nachweis von Baumbirken-Vorkommen makrorestanalytisch für die *Hippophae*-Phase nicht. Neben der geringen untersuchten Probenmenge ist ein weiterer Grund vermutlich auch in ansteigenden Wasserspiegeln zu sehen (Kap. F.2), die für Birken geeignete Standorte von der Profilentnahmestelle weg verschoben haben dürften. Funde von *Betula nana* setzen auf diesem Level ebenfalls aus (Abb. 43). Baumbirken sind für das Interstadial insgesamt nur mit dem Fund einer Fruchtschuppe von *Betula pubescens* in Sedimenten des Allerød b belegt. Zwei Funde von *Betula nana* während des Beginns des Allerøds c und der Jüngerer

des Spätglazials zu gering, zeigen aber das Potential der Paläomäander-Sedimente auf. Deutlich wird dies auch am Fund eines *Pinus sylvestris*-Nadelbruchstücks in Sedimenten der Jüngeren Dryas, welches auf das Überdauern der Art während der Kälte-Periode hindeutet (Abb. 48, vgl. Kap. D.4.6). Eine Intensivierung der Makrorestanalysen, die in dieser Arbeit wegen des zeitlichen Rahmens und nur wenig vorhandenem Probenmaterial nicht durchführbar war, erscheint sehr erstrebenswert.

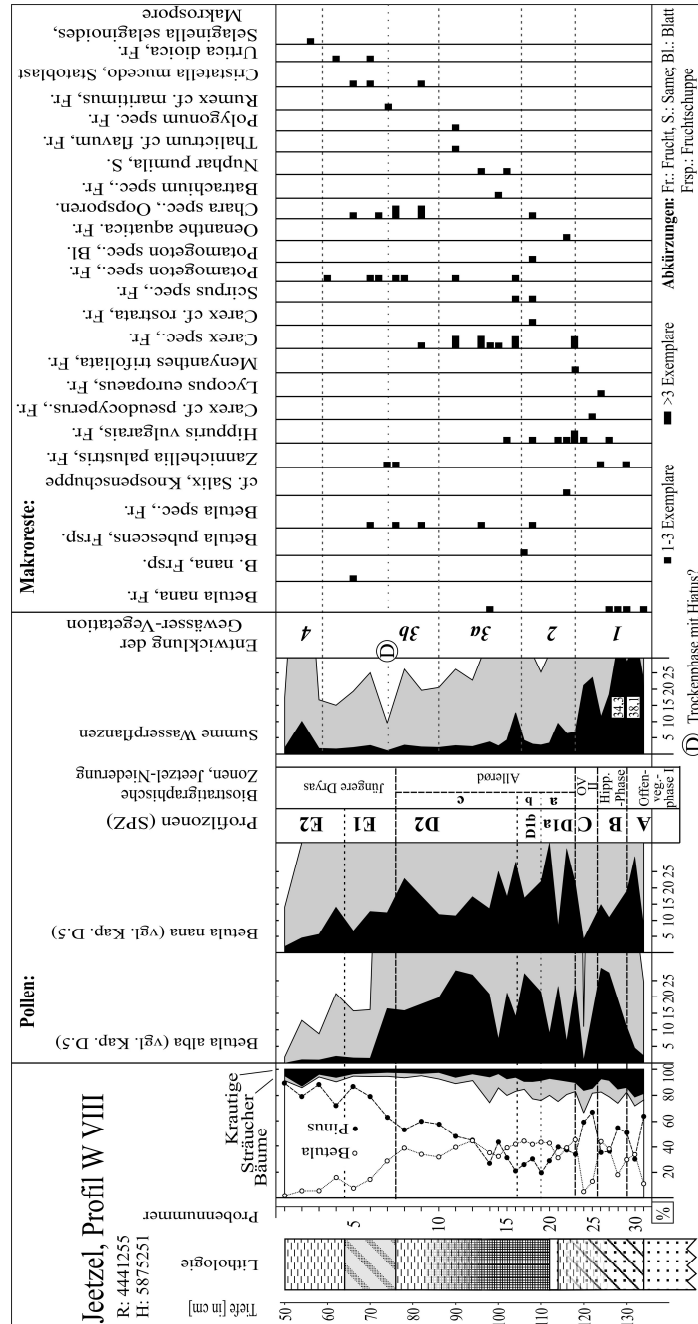


Abb. 43: Kombiniertes Pollen- und Makrorestdiagramm, Profil „W VIII“.

Etwas detailliertere Informationen liefern die bisherigen Ergebnisse makrorestanalytischer Arbeiten zur Sukzession dominierender Baumarten im Gewässerumfeld während des Holozäns. Vor allem in den ufernahen präborealen Sedimenten des Profils „W II“, weniger in Gewässermitteln im Profil „W IV“, wurden Reste von *Betula pubescens* bzw. allgemein *Betula „alba“*⁵³ gefunden und bestätigen so die palynologischen Ergebnisse (Abb. 47, Abb. 48). In borealen und atlantischen Sedimenten, deren Pollenspektren von *Pinus* dominiert werden, wurden zwar ebenfalls Makrorestfunde von *Pinus sylvestris* gemacht. Im Gegensatz zu den Pollenfrequenzen nehmen jedoch die Funde an *Betula „alba“*-Makroresten während dieser Zeit nicht ab, und zeigen so das Fortdauern von Birken – vermutlich in Bruchwäldern am Gewässerrand – an, was bei sehr geringen Prozentwerten anhand der Pollenspektren nicht unbedingt deutlich wird (Abb. 47).

Die durch Pollenanalysen dem Boreal zugeordnete Ausbreitung von Schwarzerlen (*Alnus glutinosa*) wird durch Funde von Früchten bereits in spätborealen Sedimenten bestätigt (Abb. 47). Bei erhöhtem Analyseumfang sollte genug Fruchtmaterial für eine direkte Radiokarbondatierung zur Absicherung der frühen Ausbreitung vorhanden sein.

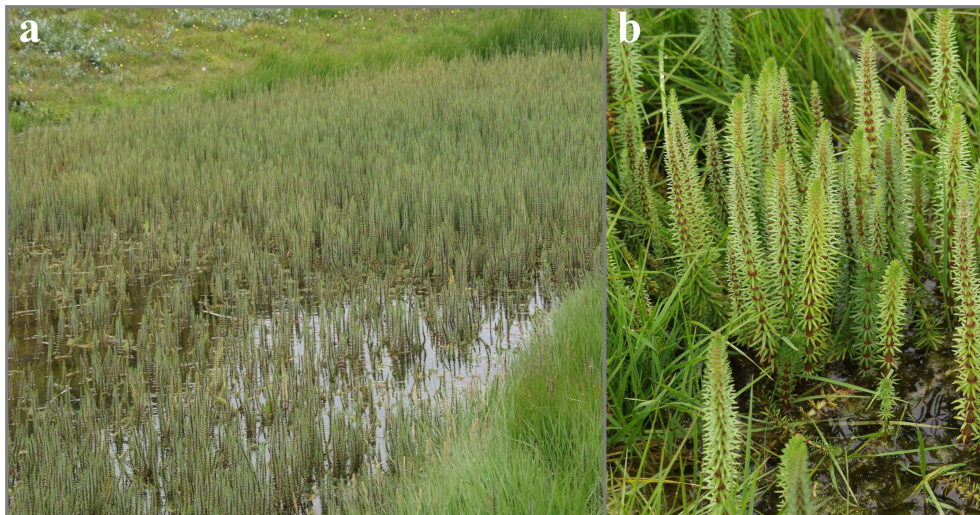


Abb. 44: a) kalkhaltiges Flachgewässer, dominiert von *Hippuris vulgaris* in der submersen und emersenen Form, subarktische Zone Islands; b) *Hippuris vulgaris*. Fotos: Richard Pott.

Neben den Informationen zum Vorkommen obiger Baumarten liefern die Makrorestanalysen wegen des geringen Analyse-Umfangs nur wenige weitere Informationen zur Vegetation im Gewässerumfeld. Häufigster auftretender Makrorest terrestrischer Herkunft sind dabei Früchte, die eindeutig der großen Brennnessel (*Urtica dioica*) zugeordnet werden können (vgl. WOLTERS et al. 2005). Wahrscheinlicher Standort von Brennnesseln seit der Jüngeren Dryas war dabei die direkt benachbarte Überflutungszone mit vom Fluss abgelagerten Feinsedimenten

⁵³ *Betula „alba“* ist hier die Bezeichnung für Baumbirken, wenn nicht zwischen *Betula pubescens* und *Betula verrucosa* unterschieden werden kann (vgl. Kap. D.4).

(vgl. Kap. C.2), hier ist auch *Selaginella selaginoides* anzusiedeln (Kap. D.8). Die reichlichen Funde von Makroresten bei gleichzeitig nur sehr wenigen Pollenfunden zeigen eindrucksvoll die Unterrepräsentation von *Urtica dioica* in Pollendiagrammen (vgl. USINGER 2004). Bemerkenswert sind daneben noch Nachweise von *Thalictrum cf. minus* im Holozän, welche die Klassifizierung der Trockenrasenart als Stromtalelement der Elbe (e. g. ROTHMALER 2005) bestätigen (Abb. 47).

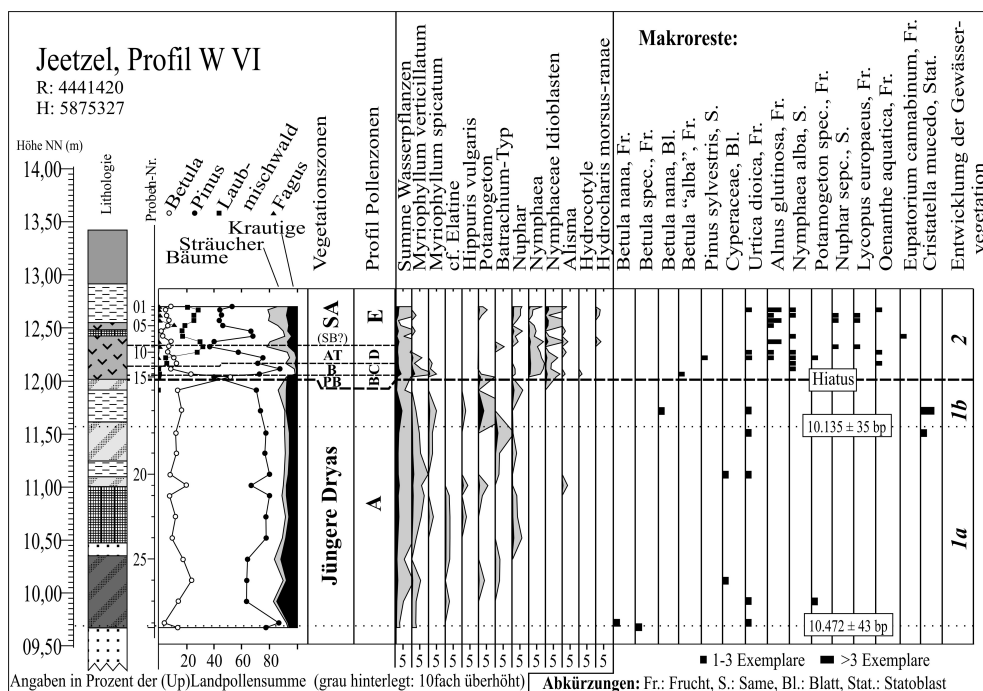


Abb. 45: Pollen- und Makrorestdiagramm, Profil „W VI“.

3.2. Verlandungssukzession in Flussaltarmen nach Pollen- und Makrorestanalysen

Wesentlich detaillierter bilden die Makrorest-Funde in Kombination mit Pollenspektren von Wasser- und Sumpfpflanzen die Entwicklung der Gewässervegetation in den Paläorinnen ab. Zur Beschreibung dieser Sukzession wurden die Diagramme in „Entwicklungsphasen der Gewässervegetation“ eingeteilt.

Während Makroreste in der pleniglazialen Rinnenfüllung des Profils „W IX“ vermutlich wegen ehemaliger Position oberhalb des Wasserspiegels nicht erhalten sind (vgl. Kap. F.2), weisen Pollenfunde von *Myriophyllum verticillatum*, *Potamogeton*, *Nuphar* und *Ranunculus sectio Batrachium* auf das Vorkommen einer allerdings vergleichsweise artenarmen Gewässervegetation bereits im späten Pleniglazial hin, wie dies auch andere Studien vorschlagen (Abb. 71, im Anhang, e. g. MORTENSEN et al. 2011).

Von Beginn des Spätglazials bis zur Offenvegetationsphase II (Abb. 42 und 43, Phase 1) formierten sich artenreichere Gesellschaften, wobei die Artenkombination

aus *Hippuris vulgaris*, *Myriophyllum verticillatum*, *Myriophyllum spicatum*, *Potamogeton* spec., *Batrachium* spec. und *Zannichellia palustris* auf basenreiche eutrophe Flachwasserbedingungen hinweist, wie dies auch durch höheren Kalkgehalt im Sediment bestätigt wird (Kap. E.2). Zudem waren nur moderat störungs- bzw. strömungsresistente Arten vertreten (vgl. SCHMIDER & OTTOW 1985, POTT & REMY 2000). Dominiert wurde die aquatische Vegetation nach pollen- und makrorestanalytischen Untersuchungen von *Hippuris vulgaris*, mit Anteilen über 30 % der Landpollensumme werden extreme Werte erreicht (Abb. 42). Vergleichbare Massenbestände der kalkliebenden Art, die in Grönland häufigster nachgewiesener aquatischer Makrophyt in holozänen Sedimenten ist (FREDSKILD 1992), sind rezent sowohl aus Flussaltarmen im Rhone-System (BORNETTE & AMOROS 1991) als auch aus Flachgewässern Islands bekannt (Abb. 44).

Eine Röhricht-Vegetation aus *Hippuris vulgaris* in der emersen Form sowie *Sparganium* spec. und *Equisetum* spec. mit schwer abschätzbaren Anteilen von Gräsern und Sauergräsern scheint dabei durch hohe Prozentanteile im Pollenspektrum nachgewiesen (Abb. 42). Obwohl sich damit die Entwicklung der Gewässervegetation im frühen Spätglazial insgesamt relativ einheitlich darstellt, lassen sich die biostratigraphischen Zonen Offenvegetationsphase I – *Hippophae*-Phase – Offenvegetationsphase II doch zumindest anhand einer Zweigipfligkeit in den Kurvenverläufen einiger Taxa der Röhrichtvegetation nachweisen: Während die Anteile von *Hippuris*, *Sparganium*, *Equisetum* und Brassicaceae während der als Kälteperioden geltenden OV I und OV II Maxima erreichen, treten Pollenkörner der als wärmeliebend geltenden Art *Typha latifolia* (vgl. Kap. D.4.7) nur in Schichten der wärmeren *Hippophae*-Phase auf (Abb. 42, vgl. Kap. D.6). Makroreste der Mäßigwärmezeiger *Zannichellia palustris* und *Lycopus europaeus* wurden ebenfalls nur in Sedimenten der *Hippophae*-Phase gefunden (Abb. 43).

Mit Beginn des Allerød-Interstadials gehen dann die Anteile vieler der oben genannten Arten im Pollenspektrum zurück, wobei *Hippuris vulgaris* nach Makrorestanalysen zunächst häufig blieb (Abb. 42 und 43, Phase 2). Zugleich zeugen Pollen- und Idioblasten-Funde⁵⁴ von *Nuphar* von der Etablierung einer Schwimmblattvegetation, wobei Makrorestfunde die heute als Eiszeitrelikt und an kühl-nährstoffarme Bedingungen angepasst geltende Kleine Teichrose (*Nuphar pumila*) identifizieren lassen. Funde von *Utricularia*-, *Parnassia palustris*- und höhere Anteile von *Menyanthes trifoliata*-Pollen sprechen ebenfalls für in den nährstoffärmeren mesotrophen Bereich verschobene Trophiebedingungen (Abb. 42). Dass auch an eutrophe Bedingungen angepasste Arten (*Myriophyllum verticillatum*, *Typha latifolia*) weiter vertreten waren, könnte sowohl in einem zeitlichen Wechsel der Trophiebedingungen unterhalb der Auflösung der Diagramme – z. B. jeweils einem Nährstoffeintrag nach Flutereignissen – als auch einer räumlichen Polarität der Nährstoffsituation begründet sein, wie diese auch an heutigen Gewässern pleisto-

⁵⁴ Idioblasten, d. h. Sternhaarzellen der Nymphaeaceae lassen sich allerdings innerhalb der Familie nicht differenzieren.

zäner Sandlandschaften – beispielsweise durch lokalen Zustrom nährstoffarmen Grundwassers – beobachtet wird (e. g. POTT 2009).

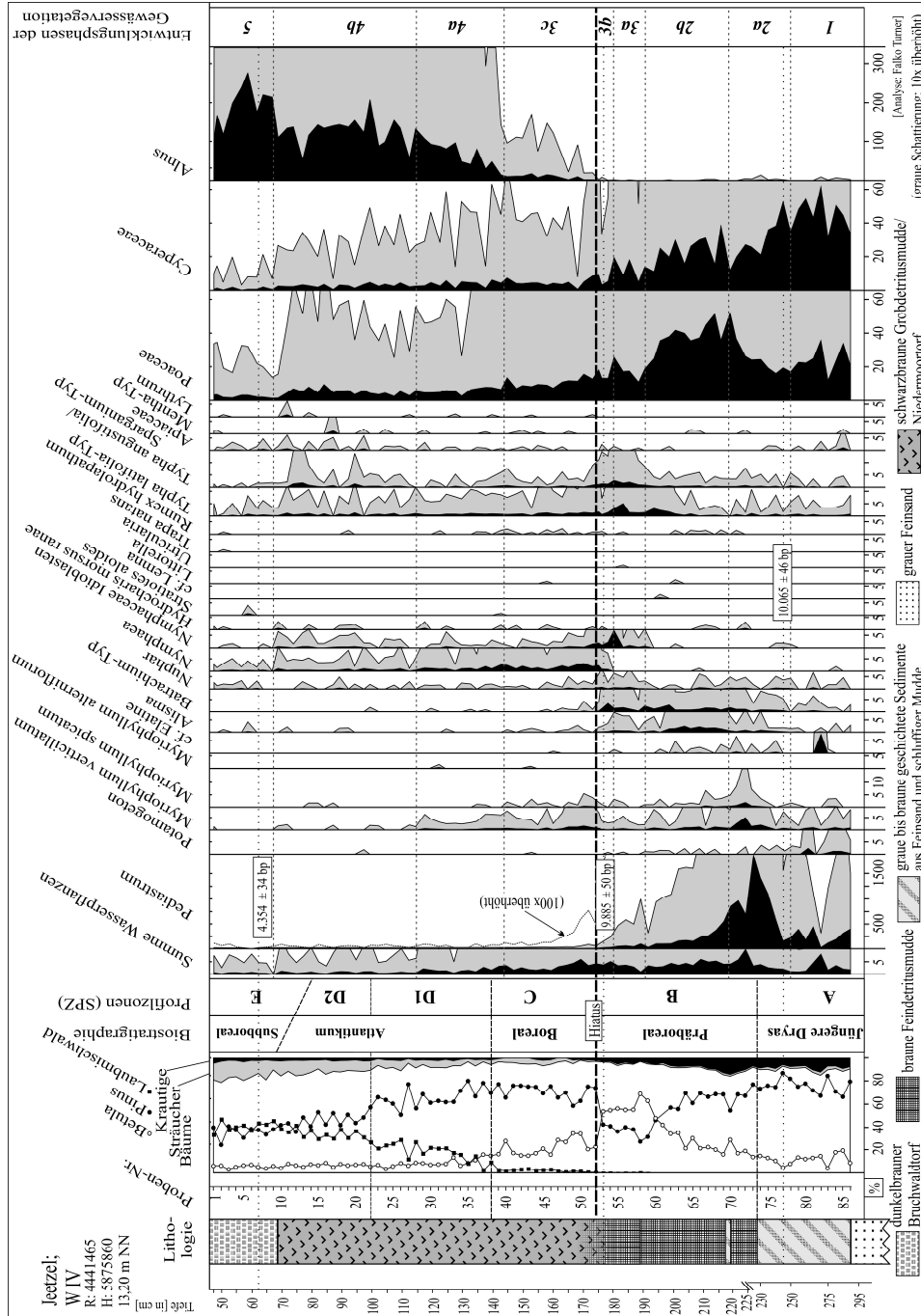


Abb. 46: Pollendiagramm mit Frequenzspektren ausgewählter Wasser- und Sumpfpflanzen, Profil „W IV“.

Ein Schwimmblattdecke mit *Nuphar pumila* und *Hydrocharis morsus ranae* blieb in der nächsten Entwicklungsphase der Gewässervegetation zumindest zum Teil

ausgebildet, mit Vorkommen von *Myriophyllum verticillatum* und *Batrachium* spec. eher nährstoffreiche Bedingungen anzeigend (Abb. 42 und 43, Phase 3). Stark zurückgedrängt wurden dagegen viele lichtbedürftige Arten der Röhrichtvegetation (*Sparganium*, *Equisetum*, *Brassicaceae*, *Menyanthes*) und *Hippuris vulgaris*, was vermutlich mit zunehmender Beschattung durch sich etablierende Birkenwälder zusammenhängt (Kap. D.4.5, vgl. MORTENSEN 2007).

Während sich der Abschnitt der Gewässerentwicklung nach pollenanalytischen Ergebnissen einheitlich gestaltet (Abb. 42), lassen Makrorestanalysen eine Zweiteilung erkennen, wobei im ersten Teil (Phase 3a, Abb. 43) mit *Nuphar pumila* und *Carex*-Früchten Elemente der Schwimmblatt- und Röhrichtvegetation, im zweiten Teil (Phase 3b, Abb. 43) mit *Zannichellia palustris*, *Potamogeton* spec. und *Chara* spec. Elemente flacher, kalkreicher und sogar zeitweise trocken fallender Gewässer erfasst sind (vgl. POTT 1995). Dabei deutet auch ein Minimum der Pollenkurve aquatischer Pflanzen ohne Funde weiterer Makroreste aquatischer Elemente auf mindestens eine längere Trockenphase hin (Profil „W VIII“, Proben-Nr. 7), dies an einer Position, an der ein Vergleich mit der Biostratigraphie des Hannoverschen Wendlands einen Hiatus im Profil „W VIII“ anzeigt (Kap. D.4.5.3).

Im zweiten Teil der Jüngerer Dryas konnten sich am Entnahmepunkt des Profils „W VIII“ nach palynologischen Untersuchungen wieder eutrophe Wasserpflanzengesellschaften, vor allem aus *Myriophyllum*- und *Batrachium*-Arten, etablieren (Abb. 42, Phase 4). An den Paläomäandern bzw. Entnahmestellen der Profile „W VI“ und „W IV“ zeigen Pollenspektren palynologisch ebenfalls die Existenz eutropher Wasserpflanzengesellschaften im Umfeld an (Abb. 45 und 46, Phase 1), Makrorestanalysen sowie das C/N-Verhältnis belegen jedoch die überwiegend mikrobielle Herkunft organischen Materials (Kap. E.2), womit die Profilentnahmestellen in der damaligen Freiwasserzone (Pelagial) der Gewässer gelegen haben dürften.

Differenziert nachvollziehen lässt sich die Makrophytensukzession im ehemaligen Altarm der Profile „W II“ und „W IV“ von der Jüngerer Dryas bis ins Boreal, da ein Profil aus dem tiefsten Bereich des Gewässers („W IV“, Abb. 46 und 47) und ein zweites aus dem flachen Gleithangbereich („W II“, Abb. 48) vorliegen. Während des erfassten (letzten) Teils der Jüngerer Dryas zeigen beide Profile nach Pollenanalysen eine ähnliche Artenkombination eutropher Wasserpflanzengesellschaften (s.o.).

In den Sedimenten beider Paläorinnenprofile ist dabei die Funddichte in den untersten Schichten gering (Abb. 47 und 48, Phase 1), im Profil „W II“ sind jedoch bereits Früchte von *Batrachium* spec. vorhanden (Abb. 48), schwaches Anzeichen für eine Lage des Profils im von Makrophyten besiedelten Sublitoral. Darüber hinaus zeigt das Profil „W II“ einen Abschnitt maximaler Anteile der Tausendblatt-Arten *Myriophyllum verticillatum* und *M. spicatum* sowie von *Pediastrum*-Algen im Pollenspektrum (Phase 1b, Abb. 48), der im Profil „W IV“ nicht ausgebildet ist. Ein möglicher Grund hierfür ist die Widerspiegelung einer damaligen Vegetationszonierung. Es kann jedoch auch nicht ausgeschlossen werden, dass das Profil „W II“

in geringfügig ältere Abschnitte zurückreicht, was anhand der Abfolge terrestrischer Pollentypen nicht unbedingt erkennbar wäre (vgl. Kap. D.4.6).

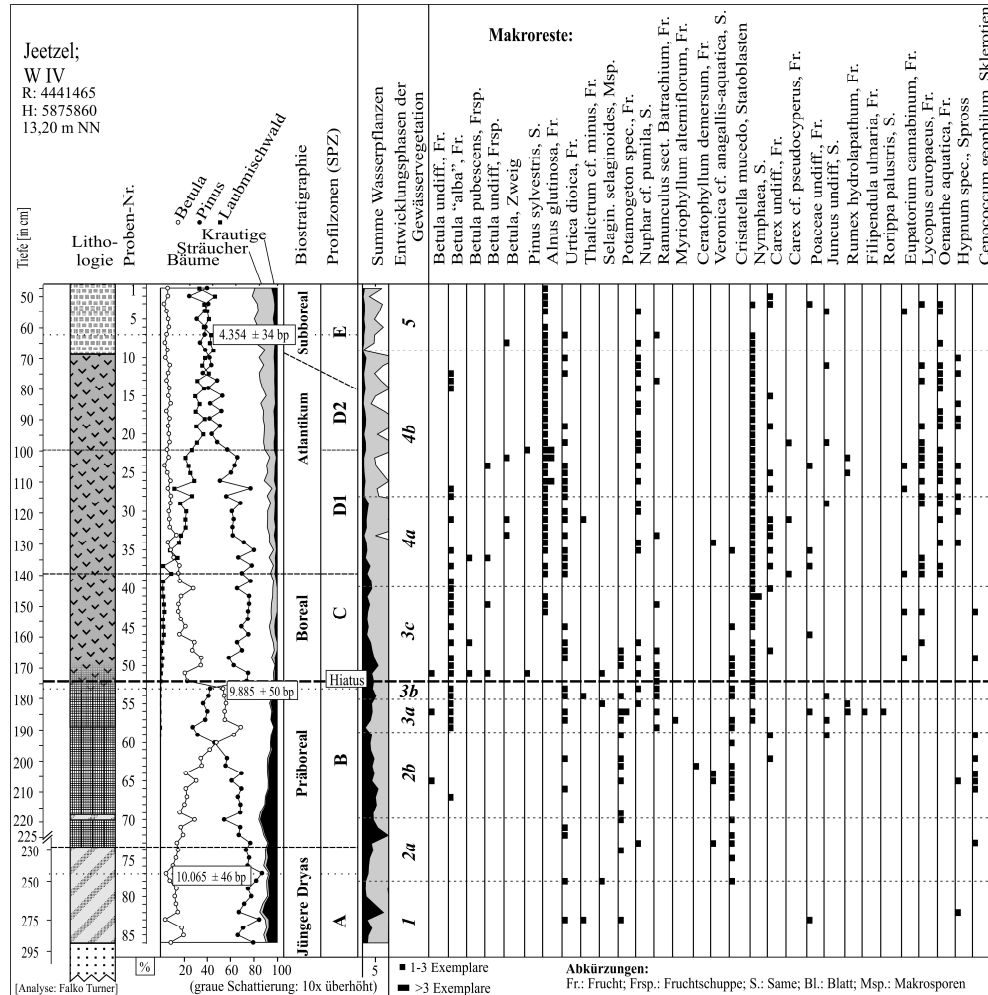


Abb. 47: Makrorestdiagramm, Profil „W IV“.

Ein ähnliches Maximum der beiden *Myriophyllum*-Arten und *Pediastrum*-Algen im Pollenspektrum ist im Profil „W IV“ im Übergang Jüngere Dryas-Präboreal ausgeprägt (Abb. 46, Phase 2a), gefolgt von einem Anstieg von *Alisma plantago-aquatica* sowie dem *Batrachium*-Typ (Abb. 46, Phase 2b). Makrorestfunde von *Potamogeton*-Früchten, Statoblasten des zumeist periphytisch lebenden Bryozoen *Cristatella mucedo* (vgl. OKAMURA 1997, ØKLAND & ØKLAND 2000) und Samen von *Veronica anagallis-aquatica* zeigen im Profil „W IV“ größere Ufernähe an, die entsprechenden Schichten fehlen im Profil „W II“ aufgrund eines Hiatus. Einige *Potamogeton*-Früchte im Profil „W IV“ (Proben-Nr. 74) konnten dabei der vorwiegend nährstoffärmere und saure Standorte besiedelnden Flachwasserart *Potamogeton gramineus* zugeordnet werden (vgl. POTT 1995). Im weiteren Verlauf des Präboreals zeigen dann beide Profile die Etablierung eutropher Schwimmblattgesellschaften – sehr ähnlich dem heutigen *Myriophyllo-Nupharetum* (e. g. POTT 1995) –

Paläolimnologische Untersuchungen

an (Phase 3, Abb. 46-48). Übereinstimmend ist dabei die Sukzession der Pollentypen *Typha latifolia* – *Typha angustifolia* – *Nymphaea* (Abb. 46, Abb. 48).

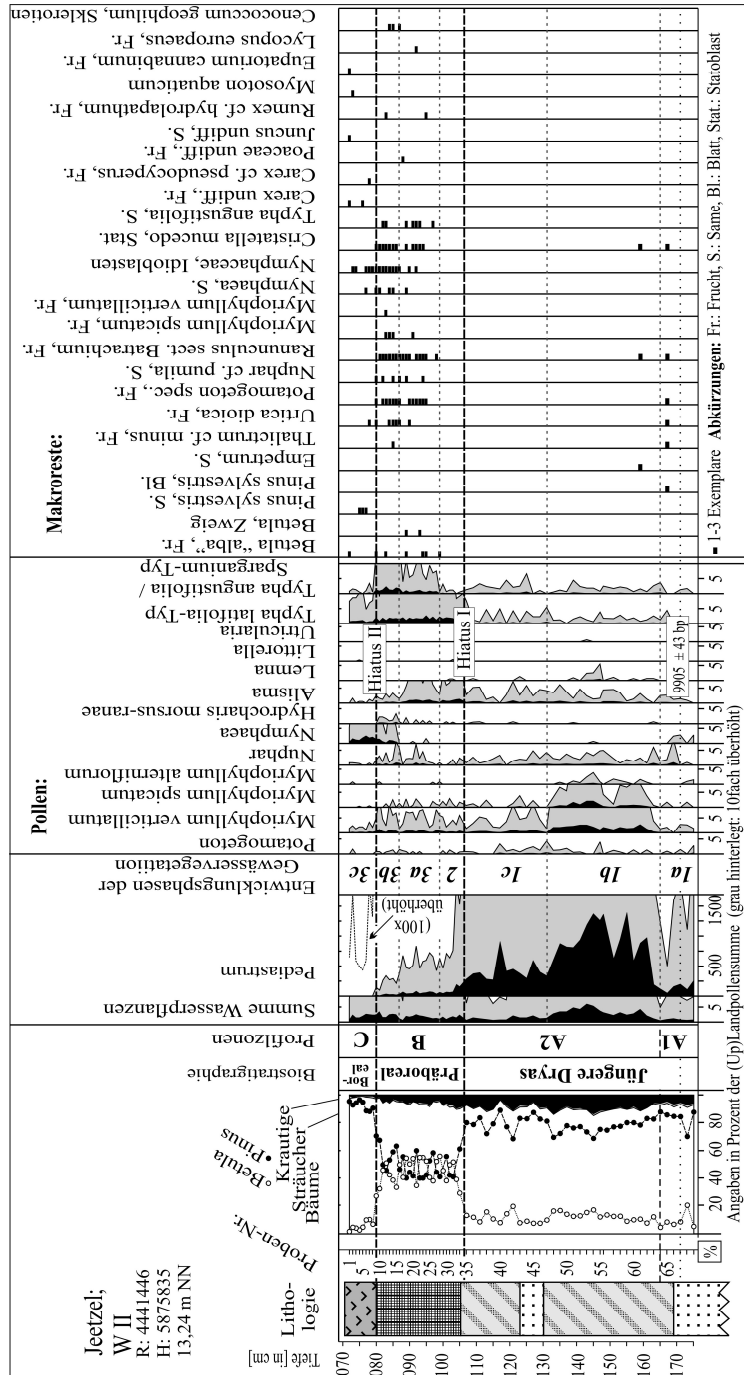


Abb. 48: Pollen- und Makrorestdiagramm, Profil „W II“.

Makrorestanalysen weisen auf leichte standörtliche Unterschiede hin, mit Nachweisen von *Nymphaea*, *Nuphar*, *Batrachium* und *Potamogeton* in beiden Profilen, dagegen der beiden *Myriophyllum*-Arten *M. verticillatum* und *M. spicatum* sowie

von *Typha angustifolia* nur im Profil des flacheren Wassers „W II“. Dies spricht für die damalige Existenz ausgedehnter Röhrichtvegetation nur in Nähe der Profils „W II“, was durch die Morphologie des ehemaligen Gewässers mit Lage des Profils „W II“ am Gleithang (den Platzansprüchen eines Röhrichtgürtels genügend) und „W IV“ am Steilhang des Paläomäanders verständlich wird (Abb. 09). Elemente von Ufer- sowie Auenvegetation der Überflutungsstandorte sind dagegen mit *Rumex hydrolapathum*, *Rorippa palustris*, *Eupatorium cannabinum*, *Juncus spec.* und *Filipendula ulmaria* auch im Profil „W IV“ nachgewiesen (Abb. 47).

Nach dem zweiten Hiatus in der Schichtfolge existierten im Boreal artenreichere Wasserpflanzengesellschaften mit *Potamogeton*, *Batrachium*, *Nuphar*, *Nymphaea* und nach Pollenanalysen auch *Myriophyllum verticillatum* nur im tieferen Teil des Paläomäanders, während sich Nachweise an der Entnahmestelle des Profils „W II“ auf *Nymphaea* beschränken (Abb. 47, Abb. 48). Mit der Etablierung von Erlbruchwäldern ab dem späten Boreal / frühen Atlantikum wurden die Bestände auch im tiefsten Bereich im Wesentlichen auf *Nymphaea* und *Nuphar* reduziert, nach POTT (1995) typisch für Altersstadien des *Myriophyllo-Nupharetums*. Begleitet wurden diese von schattenertragenden Kleineröhrichten im Gewässerrandbereich, nachgewiesen durch häufige Funde von *Oenanthe aquatica* (Abb. 47). Ähnliche Bestände werden heute im pflanzensoziologischen Typ des *Oenantho-Rorippetum amphibiae* zusammengefasst (e. g. POTT 1995).

Zusammenfassend lässt sich damit feststellen, dass die Verlandungssukzession der Jeetzel-Paläomäander im Spätglazial und Holozän überwiegend über heutigen Formationen sehr ähnliche Bestände erfolgte. Damit lassen die Makrorestanalysen insgesamt relativ gut auf die jeweiligen Trophiesituationen innerhalb der Gewässer schließen. Weniger gilt dies allerdings für einzelne Arten – beispielsweise *Nuphar pumila*, deren Auftreten oder Dominanz im Spätglazial und Holozän nicht unbedingt auf heutigen Vorkommen entsprechende Bedingungen hinweisen, sondern sicherlich auch im Licht einer andersartigen Konkurrenzsituation interpretiert werden muss.

3.3. Makrorestanalysen und Wasserspiegelschwankungen

Umfangreiche litho- und biostratigraphische Arbeiten gestatten eine recht detaillierte Rekonstruktion ehemaliger Wasserspiegel in der Jeetzel-Niederung (Kap. F.2). Vergleicht man diese unabhängige Rekonstruktion mit den makrorestanalytischen Ergebnissen (Abb. 49), so lässt sich abschätzen, inwieweit die ermittelte Makrophytensukzession ehemalige Wasserstände in den Paläomändern widerspiegelt.

Relativ niedrige rekonstruierte Wasserspiegel während des frühen Spätglazials (OV I – Hippophae-Phase – OV II) stehen dabei in Einklang mit Vorkommen von Flachwassergesellschaften (Abb. 49). Neben einem insgesamt niedrigen Wasserspiegel zeigen die vorherrschenden störungstoleranten Gesellschaften dabei auch

Verfügbarkeit des Lichts abhängt, kann damit eine Mächtigkeit der trophogenen Zone von 2 Metern geschätzt werden, ein auch für heutige eutrophe und schwebstoffreiche Gewässer realistischer Wert (e. g. HAGEMANN 2000).

Ein Seespiegeltiefstand am Übergang Jüngere Dryas-Holozän schlägt sich ebenfalls in der Makrorestsukzession im Profil „W IV“ nieder, wobei an Stelle der Freiwasserzone Wasserpflanzen-Gesellschaften mit Flachwasserarten (*Potamogeton gramineus*) treten, welche nach Anstieg des Wasserspiegels durch typische Schwimmblattgesellschaften ersetzt werden. Insgesamt zeichnet sich damit ab, dass Wasserspiegelschwankungen in den Jeetzel-Paläomäandern sehr gut durch die rekonstruierbare Makrophytensukzession abgebildet werden, was auch in Einklang mit Ergebnissen paläolimnologischer Untersuchungen an anderen Stillgewässertypen steht (e. g. HANNON & GAILLARD 1997).

4. Grünalgen der Gattung *Pediastrum* als Paläobioindikatoren

Grünalgen der Gattung *Pediastrum* (Klasse: Chlorophyceae) sind insbesondere in späteiszeitlichen Seesedimenten häufig vorhanden, aber bisher kaum in den Fokus paläoökologischer Betrachtungen genommen worden. Zumeist werden bei Analysen die Arten und Unterarten nicht hinreichend differenziert, sondern – wenn überhaupt – die Anzahl der vorhandenen *Pediastrum*-Zellverbände (Coenobien) quantitativ bzw. in Relation zur Pollensumme erfasst. Gestützt auf Untersuchungen an rezenten Gewässern (e. g. CRISMAN 1978, JENSEN et al. 1994) wird dann eine Zunahme an *Pediastrum*-Coenobien als Anzeiger für Eutrophierung interpretiert (e. g. LOTTER 2001, LITT et al. 2003, BRADSHAW et al. 2005, BOUDREAU et al. 2005, MILECKA & SZEROCZYŃSKA 2005, ABD EL-KARIM 2009). Vergleichende Untersuchungen in rezenten Gewässern zu Vorkommen einzelner *Pediastrum*-Taxa und spezifischen Klima- und Gewässerparametern existieren bisher kaum, so dass relativ wenig über die Ökologie und heutige Verbreitung der Spezies und Subspezies bekannt ist (e. g. NIELSEN & SØRENSEN 1992, JANKOVSKÁ & KOMÁREK 2000, KOMÁREK & JANKOVSKÁ 2001). Neuere Untersuchungen in oligotrophen Gewässern der subarktischen Zone Finnlands zeigen aber beispielsweise, dass eine Einstufung vieler Arten als Indikatoren eutropher Bedingungen nicht gerechtfertigt ist (WECKSTRÖM et al. 2010).

Dabei besitzen *Pediastrum*-Algen Eigenschaften, die sie hervorragend dazu geeignet erscheinen lassen, bei vegetationsgeschichtlichen Untersuchungen verstärkt berücksichtigt zu werden. Zum einen können die subfossilen Zellverbände mit verhältnismäßig geringem Aufwand zusätzlich zur Pollenanalyse erfasst werden, da sie bei den Standardprozeduren der Pollenaufbereitung erhalten bleiben. Zum anderen existiert eine verhältnismäßig überschaubare Anzahl von Arten und Varietäten mit häufig globaler Verbreitung, die lichtmikroskopisch meist gut differenziert werden können (e. g. KOMÁREK & JANKOVSKÁ 2001). Darunter sind neben Generalisten wie *Pediastrum boryanum* var. *boryanum* auch Taxa mit vermutlicher In-

dikatorfunktionen für distinkte Wasserqualitäten, wie etwa *Pediastrum kawraiskyi* für klare, kalt-stenotherme Gewässer, oder *Pediastrum integrum* für oligo- bis dystrophe Seen und Moorschlenken (KOMÁREK & JANKOVSKÁ 2001, WECKSTRÖM et al. 2010).

Im ersten Teil dieses Kapitels wird daher dargestellt, ob bzw. wie die nach bisherigen Ergebnissen dieser Arbeit ermittelten ehemaligen Klima- bzw. Gewässerparameter in der Jeezel-Niederung sowie deren Veränderungen sich im Artenspektrum der *Pediastrum*-Floren widerspiegeln. Im zweiten Teil wird dann zur Diskussion gestellt, ob zwischen späteiszeitlichen Temperaturen und der Größe der *Pediastrum*-Zellverbände signifikante Zusammenhänge bestehen (vgl. SPEIER 2005).

4.1. *Pediastrum*-Populationen während des Spätglazials – Ergebnisse der Differenzierung der Taxa

Die hier vorgenommenen Analysen subfossiler *Pediastrum*-Coenobien decken große Unterschiede in der Artzusammensetzung der Floren verschiedener Zeitabschnitte auf (Abb. 50). In weiten Teilen muss es allerdings lediglich bei einer Beschreibung dieser Veränderungen bleiben, da zu gesicherten Interpretationen Informationen zur Ökologie der Taxa und dafür nötige Vergleichsuntersuchungen fehlen. Hinzu kommen in Einzelfällen noch Probleme mit Abgrenzungen der Varietäten, wie im Fall von *Pediastrum boryanum* var. *brevicorne* und *P. integrum* (NIELSEN & SØRENSEN 1992, KOMÁREK & JANKOVSKÁ 2001)⁵⁵.

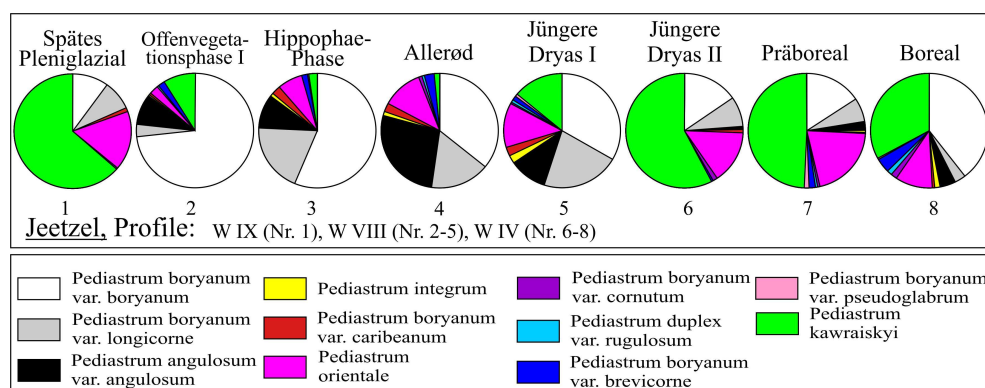


Abb. 50: Zusammensetzung der *Pediastrum*-Floren in Jeezel-Paläorinnen im Vergleich der untersuchten biostratigraphischen Perioden.

In den Sedimenten der Jeezel-Niederung wurden insgesamt 12 *Pediastrum*-Taxa identifiziert, wobei von der Art *Pediastrum simplex* MEYEN 1829 lediglich zwei Coenobien in holozänen Sedimenten entdeckt wurden, so dass sie bei den weiteren Betrachtungen keine Rolle spielen. In größeren Mengen wurden dagegen folgende

⁵⁵ Bei den hier untersuchten Sedimenten gestaltete sich die Unterscheidung der beiden Taxa unproblematisch, da im Gegensatz zu den zitierten Studien keine bis kaum intermediäre Coenobien auftraten.

Dryas nahmen die Anteile der beiden Arten *P. angulosum* var. *angulosum* und *P. boryanum* var. *brevicorne* leicht ab, wovon zunächst vor allem *P. boryanum* var. *boryanum* profitierte. Zum zweiten Teil der Jüngerer Dryas wurde dann *Pediastrum kawraiskyi* wieder deutlich häufiger, auf Kosten von *P. angulosum* var. *angulosum* und *P. boryanum* var. *brevicorne*, zusätzlich erfolgte eine Verschiebung von *P. boryanum* var. *boryanum* zu *P. boryanum* var. *longicorne* (Abb. 51).

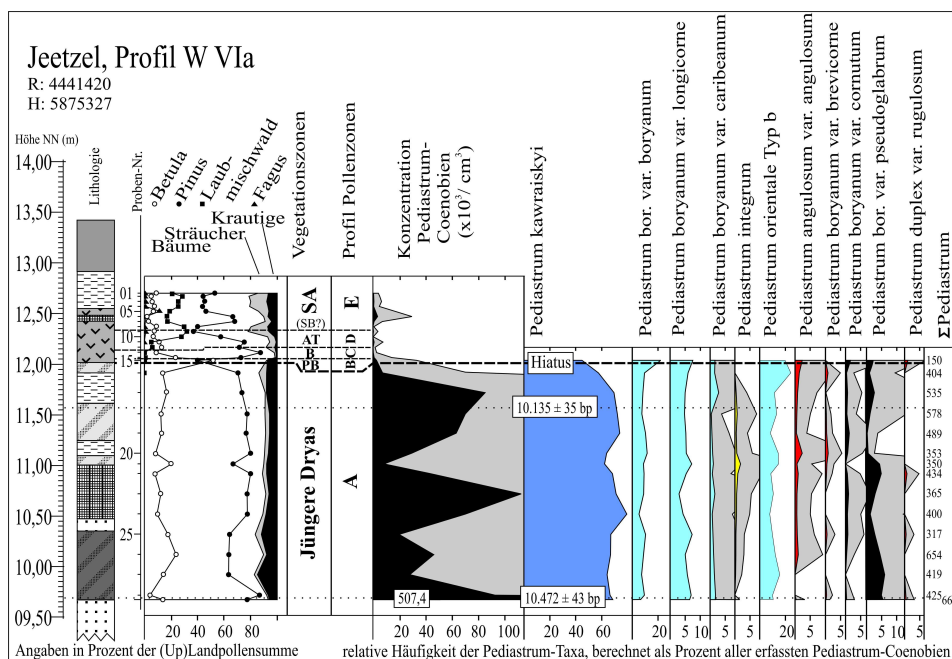


Abb. 52: Frequenzspektren der Grünalgen der Gattung *Pediastrum*, Profil „W VI“. Zur Erläuterung der Lithologie und Abkürzungen siehe Abb. 28.

In den Sedimenten der tieferen Paläorinnen, erfasst in den Profilen „W II“, „W IV“ und „W VI“ aus dem zweiten bzw. letzten Teil der Jüngerer Dryas, zeigt *Pediastrum kawraiskyi* eine ähnliche Dominanz wie in denen des Pleniglazials, wieder unter vermehrter Beteiligung von *P. orientale* (Abb. 52, Abb. 53). Die im Interstadial häufigeren Taxa verschwanden nicht komplett aus dem Artenspektrum, waren aber vergleichsweise selten. Auffälligster Unterschied in der Artenzusammensetzung zwischen den Profilen „W VI“ und „W IV“ bzw. „W II“ sind dabei höhere Anteile von *P. boryanum* var. *pseudoglabrum* im Profil „W VI“.

Mit Beginn des Holozäns, zunächst gekennzeichnet durch einen starken Anstieg der Coenobien-Konzentration insgesamt, nahmen die Anteile der Arten *Pediastrum angulosum* var. *angulosum*, *P. boryanum* var. *brevicorne* und *P. duplex* var. *rugulosum* wieder zu (Abb. 53). Diese Zunahme erfolgte jedoch – ebenso wie die Abnahme der Anteile von *Pediastrum kawraiskyi* – eher graduell bis zum Ende der präborealen Oszillation (vgl. Kap. D.4.7). Ein nochmaliger Wechsel im Artenspektrum der *Pediastrum*-Flora ereignete sich im Übergang zum Boreal, mit zunehmenden Prozentanteilen von *Pediastrum angulosum* var. *angulosum*, *P. boryanum* var. *brevicorne*, *P. duplex* var. *rugulosum* und vor allem *P. boryanum* var. *boryanum*

Paläolimnologische Untersuchungen

(Abb. 50, Abb. 53). Dabei ging die *Pediastrum*-Abundanz jedoch sehr stark zurück, so dass aufgrund der geringen Coenobien-Konzentration im Sediment die Entwicklung der *Pediastrum*-Flora ab dem späten Boreal nicht weiter rekonstruiert werden kann.

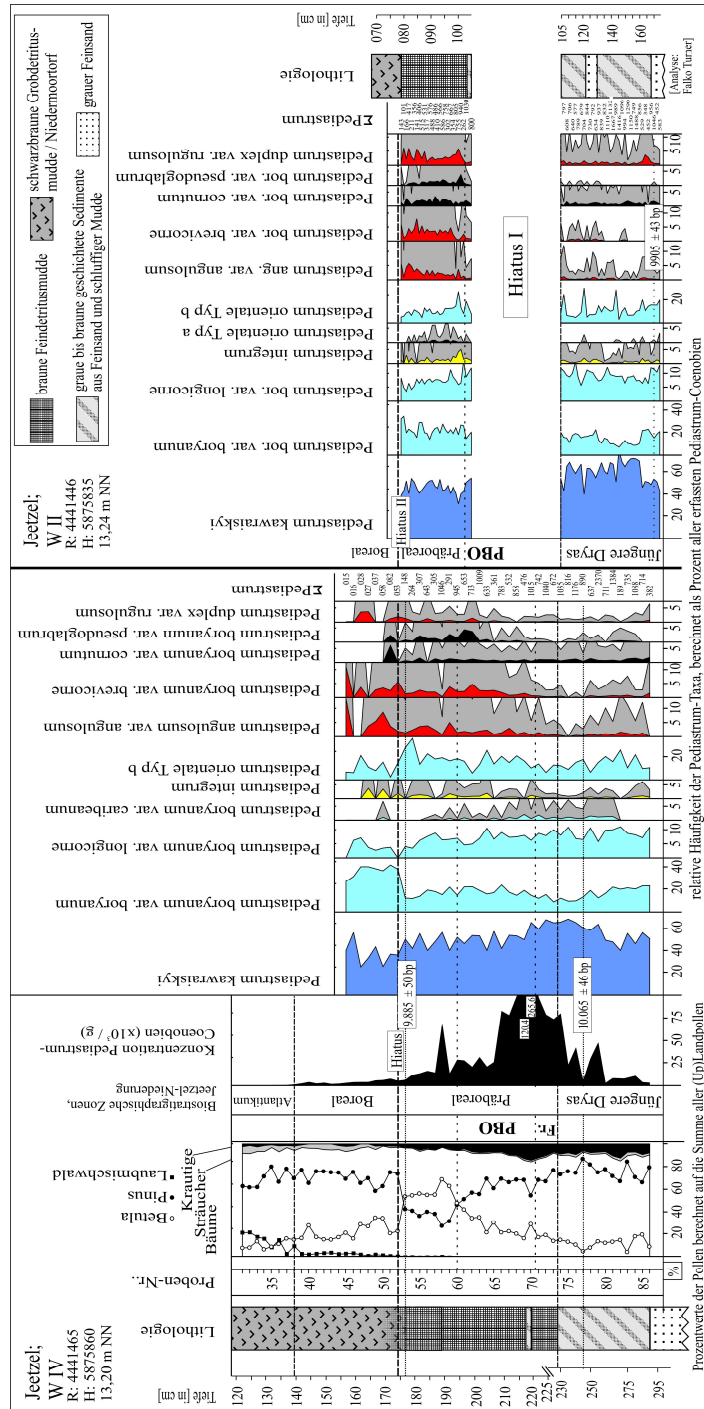


Abb. 53: Frequenzspektren der Grünalgen der Gattung *Pediastrum*, Vergleich der Profile „W II“ und „W IV“.

Bei einer Interpretation der Ergebnisse kann zunächst festgestellt werden, dass eine hohe absolute Häufigkeit von *Pediastrum* insgesamt in der Jeetzel-Niederung offenbar nicht an bestimmte Klimaverhältnisse gebunden war (vgl. SPEIER 2005). So treten hohe Konzentrationen sowohl in vergleichsweise kalten Phasen wie der Jüngerer Dryas als auch in warmen Perioden wie dem frühen Holozän auf, auch im Pleniglazial war ein Wachstum einiger Arten der Gattung möglich.

Die größte *Pediastrum*-Abundanz in Gewässern wird in der Literatur häufig mit dem Auftreten und der Position der Zone aquatischer Makrophyten verbunden (e. g. KOMÁREK & FOTT 1983, KOMÁREK & JANKOVSKÁ 2001, WECKSTRÖM et al. 2010). Die hier durchgeführten Analysen bestätigen diese Hypothese, ermöglichen zudem etwas präzisere Aussagen. Größte Konzentration erlangen die *Pediastrum*-Coenobien im Sediment des äußeren⁵⁶, uferferneren aquatischen Makrophytengürtels bzw. diesem sogar etwas vorgelagert (vgl. Kap. E.2, E.3). Deutlich wird dies vor allem anhand der Profile „W II“ und „W IV“ aus demselben Paläomäander, wobei die höchste Konzentration an Coenobien im tiefer gelegenen Profil „W IV“ im frühen Holozän, im flacher gelegenen und damit früher verlandenden Profil „W II“ vermutlich bereits während der Jüngerer Dryas auftrat (Abb. 48, Abb. 53). Mit der Ausbildung einer Schwimmblattdecke war jedoch in jedem Fall ein Einbruch der Häufigkeit an *Pediastrum*-Coenobien verbunden, die vermutlich nun in der Konkurrenz um den Faktor Licht entscheidend benachteiligt waren. Diese Ergebnisse stimmen insofern auch mit denen von MARKGRAF et al. (2003) überein, welche die höchste *Pediastrum*-Abundanz in Seesedimenten der temperaten Zone Südamerikas weder direkt in Ufernähe noch im Profundal, sondern im tiefsten Bereich des Sublitorals fanden.

Im Gegensatz zur absoluten *Pediastrum*-Häufigkeit lassen sich anhand charakteristischer Wechsel in der Artenzusammensetzung durchaus Anpassungen einiger Taxa an bestimmte Klimabedingungen erkennen. Die in den Jeetzel-Paläomäandern während der Warmperioden (Allerød-)Interstadial und Holozän verstärkt auftretenden Arten *Pediastrum angulosum* var. *angulosum*, *P. boryanum* var. *brevicorne* werden auch von NIELSEN & SØRENSEN (1992) und KOMÁREK & JANKOVSKÁ (2001) als eher thermophile Arten betrachtet, ebenso *P. duplex* var. *rugulosum*, welche in Gewässern des Westerwalds im Spätglazial und Holozän ebenfalls häufiger war als während der Jüngerer Dryas-Periode (SPEIER 2005, HELMREICH 2006).

Pediastrum kawraiskyi gilt als Indikator für große, klare, kalt-stenotherme Gewässer (NIELSEN & SØRENSEN 1992, JANKOVSKÁ & KOMÁREK 2000, KOMÁREK & JANKOVSKÁ 2001) und ist nachgewiesen auch im Holozän in grönländischen und antarktischen Seen (FREDSKILD 1983, BJÖRCK et al. 1993). Die Anpassung an kalt-stenotherme Bedingungen kommt in der Dominanz der Art während des Pleniglazials und der Jüngerer Dryas gut zum Ausdruck. Ebenso scheint *Pediastrum kawraiskyi* im zweiten Teil der Jüngerer Dryas in den größeren und tieferen Mäandern der Profile „W II“, „W IV“ und „W VI“ deutlich häufiger als im flachen Mäander

⁵⁶ Vom Gewässerrand zur Gewässermitte geblickt.

des Profils „W VIII“. Die Dominanz der Art im späten Pleniglazial (Profil „W IX“) erfolgte aber in einem der Topographie nach kleinen und sehr flachen Gewässer und ist dort vermutlich auf die extremen klimatischen Verhältnisse zurückzuführen. Auch im frühen Holozän blieb *P. kawraiskyi* jedoch zunächst häufig, was die weite Temperatur-Amplitude der Art verdeutlicht.

Pediastrum kawraiskyi wird von JANKOVSKÁ & KOMÁREK (2000) zudem als Indikator oligotropher Verhältnisse angesehen. Die Verhältnisse im Paläomäander des Profils „W VI“ mit Dominanz von *P. kawraiskyi* waren jedoch keineswegs oligotroph, sondern eutroph, wie auch Analysen pflanzlicher Makroreste (Kap. E.3) und der Diatomeen-Flora (ANJA SCHWARZ, mündliche Mitteilung) aufzeigen. Überhaupt existieren hinsichtlich der Anpassungen vieler *Pediastrum*-Taxa an distinkte Gewässerbedingungen noch große Wissenslücken und Unsicherheiten. So wird beispielsweise *Pediastrum angulosum* von KOMÁREK & JANKOVSKÁ (2001) als alkaliphil eingeordnet. Rezentuntersuchungen an Seen Finnlands und Minnesotas ergeben aber eher eine Bindung an dystrophe Verhältnisse (CRISMAN 1978, WECKSTRÖM et al. 2010).

In dieser Arbeit stellen sich ebenfalls nur wenige klare Beziehungen zwischen Auftreten bestimmter Taxa und Gewässerbedingungen heraus. Eine schwache negative Korrelation besteht zwischen Prozentanteilen von *Pediastrum integrum* und dem Kalkgehalt des Sediments⁵⁷. Ein ähnlicher Befund ergab sich im dänischen Bøllingsø, wo ebenfalls eine Zunahme von *Pediastrum integrum* mit einer Abnahme des Karbonatgehalts nach volumetrischen Messungen korreliert ist (vgl. USINGER 1985, SARMAJA-KORJONEN et al. 2006). Diese Befunde stimmen mit Einschätzungen der Art als Indikator dystropher Bedingungen überein (CRONBERG 1982, NIELSEN & SØRENSEN 1992, KOMÁREK & JANKOVSKÁ 2001). Neben der Indikatorfunktion von *Pediastrum integrum* kann evtl. noch das häufigere Auftreten von *P. boryanum* var. *pseudoglabrum* während der Jüngerer Dryas (Abb. 53) mit eutrophen Bedingungen verknüpft werden. CRONBERG (1982) stellt dabei ebenfalls einen Zusammenhang zwischen zunehmenden Anteilen von *Pediastrum boryanum* var. *pseudoglabrum* und Eutrophierung eines Gewässers her.

Zusätzlich zu den Arten mit Indikatorfunktionen können nach den Ergebnissen dieser Studie noch einige Taxa als Generalisten charakterisiert werden. Vor allem ist hier das Taxon *Pediastrum boryanum* var. *boryanum* zu nennen, welches zum einen vermutlich schnell auf Klimaveränderungen reagierte und so im Artenspektrum der Offenvegetationsphase I und dem ersten Teil der Jüngerer Dryas dominierte (Abb. 51), zum anderen auch im Boreal im Gegensatz zu anderen Taxa noch überdauern konnte (Abb. 53). Neben *Pediastrum boryanum* var. *boryanum* sind vermutlich auch *P. boryanum* var. *longicorne* und *P. orientale* eher als Generalisten aufzufassen. *Pediastrum orientale* lässt sich aber eventuell in zwei unterscheidbare Typen mit unterschiedlicher Anpassung und Verbreitung aufspalten (Abb. 53, vgl. SPEIER 2005, HELMREICH 2006).

⁵⁷ Korrelationskoeffizient nach Pearson -0,293; N = 47; Signifikanzniveau p=0,05.

Insgesamt zeigen die hier durchgeführten Untersuchungen damit, dass – auch wenn viele *Pediastrum*-Taxa sicherlich über relativ weite ökologische Amplituden verfügen – eine exakt durchgeführte Analyse subfossiler Floren wertvolle Informationen zu ehemaligen Gewässer- und Klimaparametern liefern kann. Eine Ausweitung von Vergleichsuntersuchungen etwa an rezenten Seesedimenten unter Erhebung von Klima- und Gewässerparametern dürfte in erheblichem Maße dazu beitragen, die erhaltenen Informationen zu präzisieren und quantifizieren.

Zuletzt soll dabei angemerkt werden, dass in der Jeetzel-Niederung eine Reaktion der *Pediastrum*-Flora am Übergang Pleniglazial-Spätglazial schon vor dem starken Anstieg der Sommertemperatur am Beginn der *Hippophae*-Phase erfolgte (vgl. Kap. D.6). Damit scheinen sich in der *Pediastrum*-Artzusammensetzung andere Klimafaktoren widerzuspiegeln, wie vielleicht die Dauer der Vegetationsperiode bzw. eisfreien Periode. Eine verlängerte Vegetationsperiode bereits vor der Haupterwärmung wurde in Mitteleuropa auch mit einem neuartigen Verfahren über die Untersuchungen von Epidermiszellen der Blattoberfläche von *Betula nana* rekonstruiert (WAGNER-CREMER & LOTTER 2011). Ließen sich Untersuchungen an *Pediastrum*-Algen zu einem Proxy für einen derartigen Faktor ausbauen, würde dies den Wert der Algen-Gruppe als Paläobioindikator noch erhöhen (vgl. Kap. E.4.2).

4.2. Größenveränderungen von *Pediastrum*-Coenobien als Proxy zur Rekonstruktion ehemaliger Temperaturschwankungen?

Anhand der Untersuchung späteiszeitlicher Stillgewässersedimente des im Rheinischen Westerwald gelegenen Profils „Daaden Gww1“ konnten SPEIER (2005) bzw. HELMREICH (2006) erstmalig zeigen, dass hinsichtlich der Größe der *Pediastrum*-Coenobien⁵⁸ Unterschiede zwischen Populationen desselben Taxons aus verschiedenen biostratigraphischen Perioden bestehen. So fanden sie unter anderem bei den Taxa *Pediastrum integrum*, *P. boryanum* var. *boryanum* und *P. boryanum* var. *longicorne* in den Allerød-zeitlichen und präborealen Seesedimenten von Daaden insgesamt wesentlich größere Coenobien als in Ablagerungen der Jüngerer Dryas. Deutlich wird dies sowohl anhand von Histogramm-Darstellungen der Stichprobenverteilung als auch markanten Verschiebungen des Medians⁵⁹ zwischen vier Proben der genannten Perioden (Abb. 54). So weisen in den Allerød-zeitlichen und präborealen Schichten (G100, G88 + G84) des Profils „Gww1“ bei einer Klasseneinteilung in 10 µm-Intervalle mit 35 % bzw. 37 % die meisten Coenobien des Taxons *Pediastrum integrum* eine Größe von 40-50 µm auf. In den Schichten der

⁵⁸ Gemessen als Coenobiendurchmesser (vgl. Abb. 38).

⁵⁹ Der Median (50%-Quantil) als Lageparameter zur Beschreibung von Stichproben kann im Gegensatz zum Mittelwert auch bei nichtparametrischen Verfahren verwendet werden. Daher wird er hier – wo nichts über die Art der Verteilung der Grundgesamtheit bekannt ist (Kap. E.1.3) – zu der Beschreibung der *Pediastrum*-Größenverteilungen genutzt. Zudem ist er robust gegenüber Ausreißern, wie sie im Datensatz in Form von wenigen sehr großen *Pediastrum*-Coenobien auftreten.

Jüngeren Dryas (G97) fallen hingegen 47 % aller Coenobien in die Größenklasse 21-30 µm. Vergleichbare Unterschiede bestehen auch für die Taxa *Pediastrum boryanum* var. *boryanum* und *P. boryanum* var. *longicorne*, was zudem in einem jeweils um 15-20 µm geringeren Median der Coenobiengröße während der Jüngeren Dryas zum Ausdruck kommt (Abb. 54).

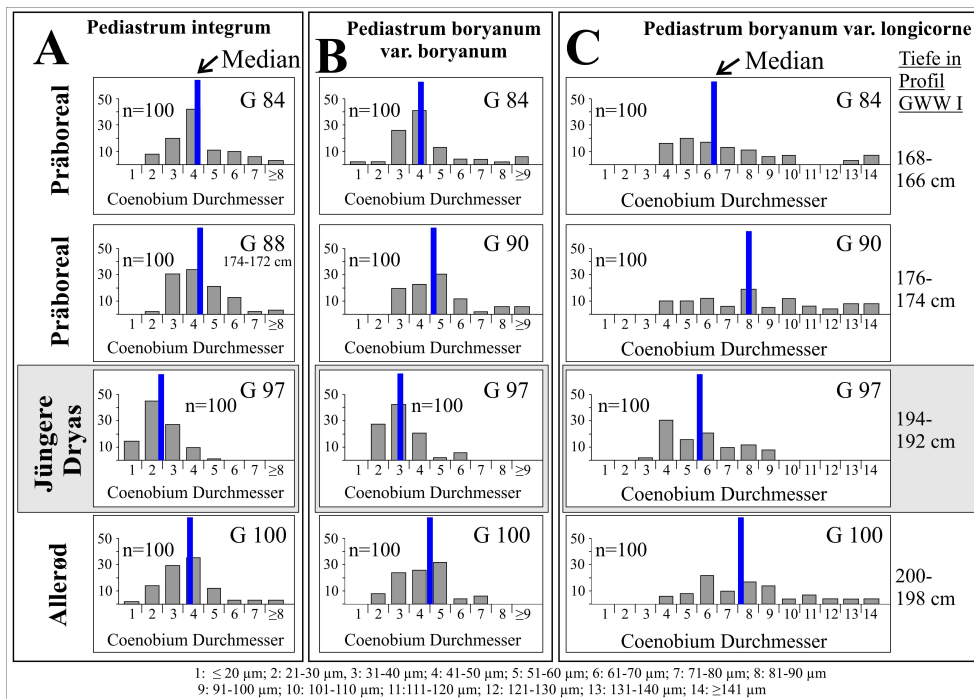


Abb. 54: Median und Histogramme zur Verteilung des Coenobiendurchmessers der Taxa *Pediastrum integrum* (A), *P. boryanum* var. *boryanum* (B) und *P. boryanum* var. *longicorne* (C) in vier Proben des Profils „Daaden Gww1“ mit Zeitstellung Allerød bis Präboreal (nach HELMREICH 2006, verändert).

Mittels nichtparametrischer Tests kann nun nachgewiesen werden, dass die beobachteten Unterschiede in der Coenobiengröße zwischen den vier Proben signifikant sind (Abb. 54). Das Testverfahren nach Kruskal-Willis (e. g. MONTGOMERY 2005) belegt zunächst für alle drei *Pediastrum*-Taxa mit Irrtumswahrscheinlichkeit <0,001, dass überhaupt Unterschiede hinsichtlich der Coenobiengröße zwischen Proben existieren.

Paarweise U-Tests nach Mann-Whitney (e. g. WEIB & RZANY 2008) zeigen nun jeweils hoch signifikant (Irrtumswahrscheinlichkeit p<0,001) die geringere Größe der *Pediastrum*-Coenobien der Jüngeren Dryas gegenüber dem Allerød und Präboreal (Tab. 13). Damit kann auch biostatistisch als sicher angenommen werden, dass die Coenobien aller hier untersuchten *Pediastrum*-Taxa aus der Jüngeren Dryas kleiner sind als diejenigen aus dem Allerød und Präboreal.

Paläolimnologische Untersuchungen

Tab. 13: Ergebnisse paarweiser U-Tests nach Mann-Whitney zu Unterschieden in der Größe der *Pediastrum*-Coenobien zwischen den untersuchten Proben des Profils „Daaden Gww1“.

A) <i>Pediastrum bor. var. boryanum</i>					B) <i>Pediastrum bor. var. longicorne</i>				
	G 100 AL	G 097 YD	G 090 PB	G 084 PB		G 100 AL	G 097 YD	G 090 PB	G 084 PB
G 100 AL		> p<0,001	< p=0,004	≈	G 100 AL		> p<0,001	≈	> p=0,001
G 097 YD	<		< p<0,001	< p<0,001	G 097 YD	<		< p<0,001	< p<0,001
G 090 PB	>	>		> p<0,001	G 090 PB	≈	>		> p=0,001
G 084 PB	≈	>	<		G 084 PB	<	>	<	

Abkürzungen:
AL: Allerød
YD: Jüngere Dryas
PB: Präboreal

C) <i>Pediastrum integrum</i>					D) Größenreihenfolge:		
	G 100 AL	G 097 YD	G 088 PB	G 084 PB	Art	Größenreihenfolge nach Testergebnissen Mann-Whitney	Irrtumswahrscheinlichkeit (abgeschätzt mit Bonferroni)
G 100 AL		> p<0,001	< p=0,002	< p=0,016	<i>P. bor. var. boryanum</i>	G97 < G84 < G90 G100 < G90	< 0.025
G 097 YD	<		< p<0,001	< p<0,001	<i>P. bor. var. longicorne</i>	G97 < G84 < G90 G100	< 0.01
G 088 PB	>	>		≈	<i>P. integrum</i>	G97 < G100 < G88 G84	< 0.10
G 084 PB	>	>	≈				

Legende:

> p<0,001	Der Coenobiendurchmesser in links stehender Probe ist mit einer Wahrscheinlichkeit von <0,001 größer als der obiger.
≈	Beide Proben weisen keine signifikanten Unterschiede hinsichtlich der Verteilung des Coenobiendurchmessers auf.

Voneinander abweichende Resultate erbringen dagegen die ebenfalls durchgeführten Tests zwischen Proben aus dem Allerød und Präboreal bzw. den beiden präborealen Proben untereinander (Tab. 13). Für *Pediastrum boryanum var. boryanum* ergibt sich beispielsweise: Die Coenobien aus Probe G97 (Jüngere Dryas) sind signifikant kleiner als die in Tab. 13D übereinander stehenden Proben G100 (Allerød) und G84 (Präboreal), diese wiederum kleiner als die Coenobien in G90 (Präboreal). Coenobiengrößen in den übereinander stehenden Proben G100 und G84 sind nicht erwiesenermaßen gleich, es kann lediglich kein signifikanter Unterschied zwischen ihnen festgestellt werden.

Da pro Taxon jeweils sechs U-Tests durchgeführt wurden, steigt damit die Wahrscheinlichkeit eines Irrtums für die sich ergebende Reihenfolge an. Die Irrtumswahrscheinlichkeit kann jedoch auf einfache Weise mit der Bonferroni-Korrektur abgeschätzt werden (e. g. WEIß & RZANY 2008). Da diese jedoch ein recht schwaches statistisches Werkzeug darstellt⁶⁰, wird somit im Fall *Pediastrum integrum* lediglich eine Fehlerwahrscheinlichkeit von <0,10 erreicht, was sich aber bei-

⁶⁰ jeder der 6 U-Tests muss beispielsweise ein Signifikanzniveau von $0,05:6 = 0,0083$ erfüllen, um insgesamt eine Irrtumswahrscheinlichkeit <0,05 zu ergeben.

spielsweise durch Zusammenfassung der beiden präborealen Proben und damit einer Reduktion auf nur drei paarweise Tests beheben ließe (vgl. WEIß & RZANY 2008).

Worin die Größenveränderung der *Pediastrum*-Coenobien begründet ist, ist mit dem hier verwendeten Verfahren nicht zu beantworten, es besteht aber insbesondere mit der Größenreduktion während der Jüngeren Dryas eine eindeutige Synchronität zur späteiszeitlichen Temperaturentwicklung. Ob sich diese Beziehung auch in weiteren Untersuchungen zeigt und nicht nur auf die Jüngere Dryas beschränkt ist, sondern auch bei kürzeren Temperaturschwankungen finden lässt, soll am Beispiel des Profils „W VIII“ der Jeetzel-Niederung untersucht werden.

In 26 Proben des Profils „W VIII“ konnten dabei mindestens zehn Coenobien eines der drei Taxa *Pediastrum boryanum* var. *boryanum*, *P. boryanum* var. *longicorne* und *P. angulosum* var. *angulosum* vermessen werden (Abb. 55). Grundlage der Vergleiche der Coenobiengröße bilden dann neben den einzelnen Probtiefen die biostratigraphischen Perioden (Kap. D.4), die in zwei Fällen noch weiter unterteilt wurden: Das Allerød c in ‚Allerød c1‘ und ‚Allerød c2‘ und der zweite Teil der Jüngeren Dryas in ‚Jüngere Dryas b1‘ und ‚Jüngere Dryas b2‘. Da sich die Stichprobenumfänge zwischen den einzelnen Perioden stark unterscheiden, was für statistische Auswertungen ungünstig ist, wurde zusätzlich zu den Datensätzen der einzelnen Taxa ein kombinierter Datensatz erzeugt (Abb. 55). Hierfür wurden aus jeder der zehn biostratigraphischen Perioden 20 Coenobien jedes Taxons zufällig ausgewählt, so dass der resultierende Datensatz für jede Periode 60 Coenobienmessungen beinhaltet.

Wie an Schwankungen des Medians zu erkennen ist, treten ebenso wie im Profil „Daaden“ durchschnittlich die kleinsten Coenobien in Sedimenten der Jüngeren Dryas auf, jedoch bei *Pediastrum boryanum* var. *boryanum* bereits in Teil ‚a‘, bei *P. angulosum* var. *angulosum* in Teil ‚b1‘ (Abb. 55). Durch bei allen Taxa einheitlich kleinere Coenobien sind auch die Offenvegetationsphase I (OV I), das Allerød b und Allerød c2 gekennzeichnet, im Fall von *Pediastrum boryanum* var. *longicorne* ist der Median während dieser Perioden teilweise sogar geringer als während der Jüngeren Dryas. Phasen mit relativ großen *Pediastrum*-Coenobien sind dagegen die OV II, das Allerød a, das Allerød c1 sowie die Jüngere Dryas b2 (Abb. 55).

Die Histogramm-Darstellung des kombinierten Datensatzes der drei *Pediastrum*-Taxa zeigt weiterhin Unterschiede in der Streuung der Daten: Während sich beispielsweise der Median zwischen den Perioden OV I und *Hippophae*-Phase nur wenig ändert, liegt in Sedimenten der *Hippophae*-Phase ein höherer Anteil größerer Coenobien vor, was auch am 15 µm größeren oberen Quartil zu erkennen ist (Abb. 55). Im Allerød a und der Jüngeren Dryas b2 treten zweigipflige Verteilungen auf.

Das Testverfahren nach Kruskal-Willis belegt für *Pediastrum boryanum* var. *longicorne* ($p < 0,001$), *P. boryanum* var. *boryanum* ($p = 0,046$) und der Mediantest für den kombinierten Datensatz ($p = 0,026$), dass Unterschiede hinsichtlich der Coenobiengröße zwischen den biostratigraphischen Perioden existieren.

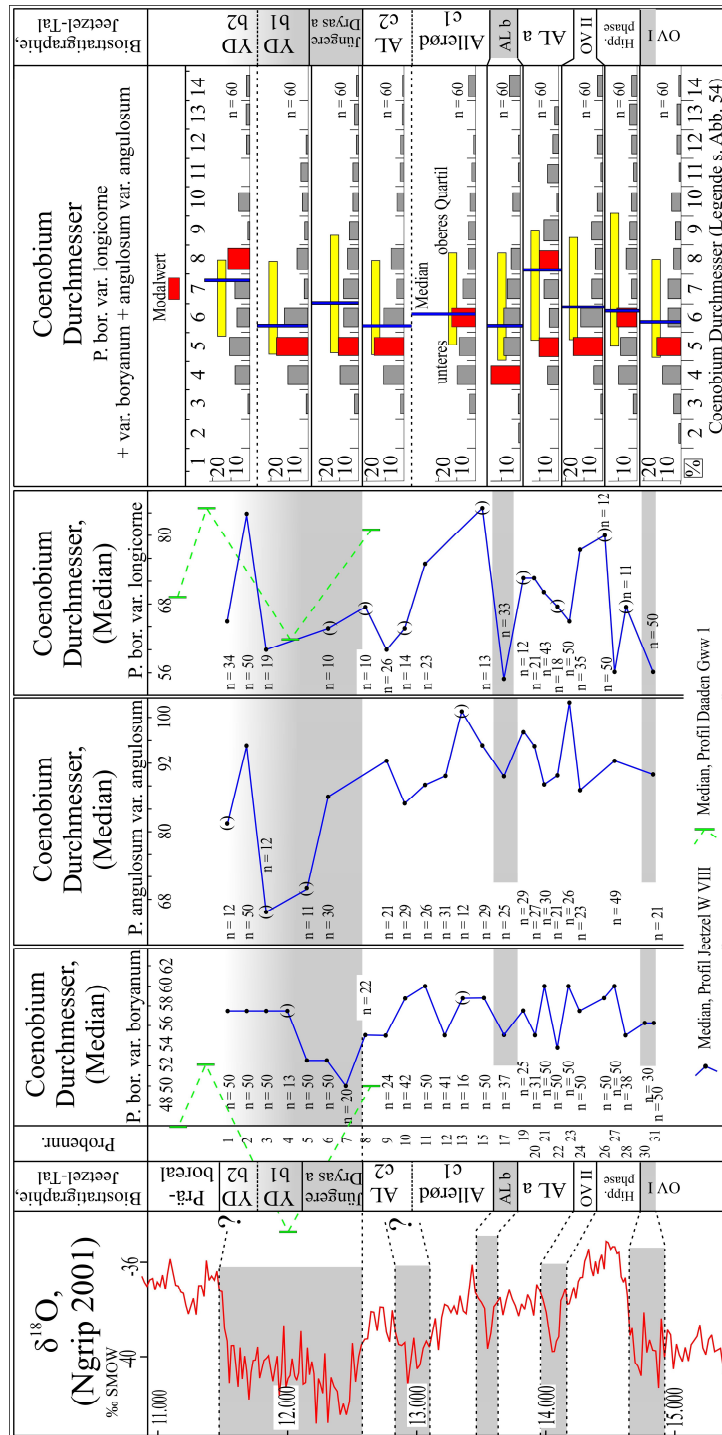


Abb. 55: Median des Coenobiendurchmessers der Taxa *Pediastrum boryanum* var. *boryanum*, *P. boryanum* var. *longicorne* und *P. angulosum* var. *angulosum* sowie deskriptive Statistik des aus den drei Taxa zusammengesetzten Datensatzes.

Paarweise Vergleiche der Perioden über U-Tests nach Mann-Whitney zeigen ein differenzierteres Bild (Tab. 14). Bei *Pediastrum angulosum* var. *angulosum* fallen

Paläolimnologische Untersuchungen

lediglich Coenobien der Jüngeren Dryas b1 als signifikant kleiner gegenüber allen anderen außer denjenigen der OV II heraus (Tab. 14, blaue Felder). Weitere signifikante Unterschiede treten nicht auf, was allerdings vermutlich auch durch den verhältnismäßig kleinen Stichprobenumfang begründet ist. *Pediastrum boryanum* var. *boryanum* zeigt signifikant kleinere Coenobien in Sedimenten der Jüngeren Dryas a gegenüber der *Hippophae*-Phase, dem Allerød a, dem Allerød c1 und der Jüngeren Dryas b2 (Tab. 14, grüne Felder). Multiple Unterschiede hinsichtlich der Coenobiengröße zeigen sich hingegen bei *Pediastrum boryanum* var. *longicorne* (Tab. 14, gelbe Felder) und beim aus allen drei Taxa kombinierten Datensatz (Tab. 14, rote Felder), wobei neben der Jüngeren Dryas insbesondere noch die OV I, das Allerød b und das Allerød c2 durch signifikant kleinere Coenobien auffallen.

Tab. 14: Ergebnisse paarweiser Signifikanz-Tests nach Mann-Whitney zu Unterschieden im Durchmesser der *Pediastrum*-Coenobien zwischen den biostratigraphischen Perioden des Profils „W VIII“:

	OV I	Hipp-Ph.	OV II	AL a	AL b	AL c1	AL c2	YD a	YD b1	YD b2	\sum Tests >	\sum Tests <
OV I			<	<	<	<			>	<	1	5
Hipp-Ph.			<	<		<	>	>	>	<	4	4
OV II	>	>			>		>		>		5	0
AL a	>	>			>	>	>	>	>	<	11	1
AL b			<	<		<			>	<	1	5
AL c1	>	>		<	>		>	>	>		7	1
AL c2		<	<	<		<			>	<	1	6
YD a		>		<		>			>	>	1	5
YD b1	<	<	<	<	<	<	<	<	<	<	0	14
YD b2	>	>		>	>		>	>	>		10	0

<p>> Signifikanter Unterschied der Größenverteilung der Proben bei <i>P. boryanum</i> var. <i>longicorne</i></p> <p>> Signifikanter Unterschied der Größenverteilung der Proben bei <i>P. angulosum</i> var. <i>angulosum</i></p> <p>> Signifikanter Unterschied der Größenverteilung der Proben bei mehreren Datensätzen (siehe Farbkombination)</p>	<p>> Signifikanter Unterschied der Größenverteilung der Proben bei <i>P. boryanum</i> var. <i>boryanum</i></p> <p>> Signifikanter Unterschied der Größenverteilung der Proben beim kombinierten Datensatz</p> <p>> Coenobiendurchmesser in linker Probe ist signifikant größer als in obiger</p>
--	---

Zählt man alle signifikanten Einzeltestergebnisse zusammen, so bestätigt sich oben genannte Reihenfolge mit sehr großen Coenobien im Allerød a und der Jüngeren Dryas b2, größeren in der OV II und im Allerød c1, kleineren in der OV I, im Allerød b, Allerød c2, der Jüngeren Dryas a sowie sehr kleinen Coenobien in der Jüngeren Dryas b1 (Tab. 14). Obwohl durch die hohe Anzahl durchgeführter Test (insgesamt 180) dabei sicher einige „falsche“ Testergebnisse mit Fehler erster Art zu erwarten sind, ändert dies wenig an der Gesamtaussage, insbesondere die Zahl von 41 signifikanten Tests ($\approx 22,8\%$) zeigt nochmals an, dass signifikante Unterschiede zwischen der Coenobiengröße der Perioden sicher existieren. Der geringere Durchmesser der OV I passt ebenfalls zu den Rekonstruktionen.

Da eine Parallelisierung der biostratigraphischen Phasen des Profils „W VIII“ zur Klimaentwicklung in Kap. D.6 bereits unabhängig vorgenommen wurde, können die Größenschwankungen der *Pediastrum*-Coenobien mit der nordhemisphärischen Temperaturentwicklung verglichen werden, wie diese etwa aus Sauerstoffisotopenkurven rekonstruiert wurde (Abb. 55, vgl. Abb. 32). Dabei fällt bereits optisch eine Parallelität der Kurvenverläufe auf, insbesondere im Abfall zur Jüngeren Dryas (Abb. 55). Die vermutliche Temperaturdepression im Allerød b, in der grönländischen Sauerstoffisotopenkurve (e. g. JOHNSEN et al. 2001) sowie in einigen nordwesteuropäischen Profilen repräsentiert (Kap. D.6.3), ist ebenfalls mit einem signifikanten Rückgang der Coenobiengröße im Profil „W VIII“ korreliert. Der geringere Coenobiendurchmesser im Allerød c2 ist eventuell mit der als Gerzensee-Schwankung bekannten Temperatur-Depression zu korrelieren (vgl. Kap. D.6.3), wobei auch die eventuelle Existenz eines Hiatus zwischen den Allerød- und Jüngere Dryas-zeitlichen Sedimenten des Profils berücksichtigt werden muss (Kap. D.4.5.3).

Daneben existieren auch deutliche Unterschiede der Coenobiengrößenschwankungen im Profil „W VIII“ zur grönländischen Temperaturentwicklung. So ist die *Hippophae*-Phase keinesfalls als Periode der größten *Pediastrum*-Coenobien gekennzeichnet, die OV II tritt nicht als Phase verringerten Durchmessers in Erscheinung, wie es nach der (grönländischen) Isotopenkurve zu erwarten wäre. Dagegen wäre das Allerød a als Phase größter Coenobien also „wärmste“ Phase. Genau diese Befunde, ein allmählicher Temperaturanstieg in der Hippophae-Phase bis zum Allerød und fehlende Temperaturdepression der OV II treten jedoch auch in anderen Rekonstruktionen aus dem mitteleuropäischen Raum auf (e. g. HEIRI & MILLET 2005, HEIRI & LOTTER 2005). Die starke Zunahme der *Pediastrum*-Coenobiengröße im Profil „W VIII“ zum Ende der Jüngeren Dryas – in Schichten von nur 50 cm Tiefe – wäre dagegen eventuell damit zu erklären, dass hier schon holozänes Material mit erfasst wurde bzw. eine Vermischung stattgefunden hat, in damaligen Flachwassersedimenten unter Wasserstandsschwankungen nichts Ungewöhnliches. Zudem ist noch völlig unklar, ob der Parameter ‚Coenobiengröße‘ tatsächlich direkt mit dem Klimaparameter ‚Sommertemperatur‘ verknüpft ist, denkbar wäre beispielsweise eine Abhängigkeit vom Faktor ‚Vegetationsperiode‘ bzw. ‚Eisfreie Periode‘ des ehemaligen Gewässers oder von anderen Faktoren, deren Verlauf in erheblicher Weise von dem der Isotopenkurve abweicht.

Geringfügigere Unterschiede der Größenschwankungen zwischen den drei Taxa sind sowohl im Datensatz „Daaden“ aus dem Westerwald als auch dem Datensatz aus der Jeetzel-Niederung vorhanden, die sich zum Teil, aber nicht vollständig durch statistische Ungenauigkeiten aufgrund des geringen Stichprobenumfangs erklären lassen. Derartige Unterschiede sind aber auch tatsächlich zu erwarten, da sicher nicht jede *Pediastrum*-Art genau gleich auf wechselnde Umweltbedingungen reagiert hat. Dagegen ist die weitgehende Parallelität im Kurvenverlauf der drei Taxa eigentlich nur zu erklären, wenn die Größenveränderung der Taxa als Reaktion auf einen äußeren Einfluss aufgefasst wird.

Zusammenfassend lässt sich also feststellen, dass Veränderungen der Coenobiengröße von *Pediastrum*-Taxa potentiell einen messbaren Parameter darstellen, um Rückschlüsse auf späteiszeitliche Umweltbedingungen und deren Veränderungen zu ermöglichen. Welche Umweltbedingungen dies genau sind, lässt sich neben direkten aber vermutlich aufwendigen Kultur-Experimenten zur Ökologie der Algengruppe mit zwei Ansätzen aufklären. Zum einen sollte das hier vorgestellte Verfahren hochauflösend und mit größerem Stichprobenumfang in einem Multiproxy-Ansatz an einem geeigneteren Kern gemeinsam mit anderen Methoden zur Temperatur- bzw. Umweltrekonstruktion, z. B. Chironomidenanalysen, angewendet werden. Zweitens sollten Rezentuntersuchungen an Oberflächensedimenten von Seen unter Berücksichtigung von klimatischen Parametern und Einplanung von klimatischen Gradienten im Datensatz erfolgen, um einen Vergleichsdatsatz zu schaffen. Ein derartiger Ansatz kann dabei gleichzeitig genutzt werden, um Artverschiebungen von *Pediastrum*-Taxa im Artenspektrum gezielter zu interpretieren. Im Optimalfall lassen sich daraus Transfer-Funktionen für *Pediastrum*-Taxa entwickeln und quantitative Schätzungen ehemaliger Umweltparameter vornehmen (vgl. BIRKS & BIRKS 2006, TELFORD & BIRKS 2009).

F. PALÄOHYDROLOGISCHE UND GEOMORPHOLOGISCHE BEDINGUNGEN IM FLUSSSYSTEM DER JEETZEL

1. Entwicklung des Flusssystem der Jeetzel von Pleniglazial bis zum frühen Holozän

Innerhalb der letzten zwei Jahrzehnte haben zahlreiche Untersuchungen das Wissen über die spätquartäre Entwicklung von Flusssystemen in verschiedenen Teilen Europas bedeutend erweitert, und Sedimente in Flusstälern sind inzwischen als wichtige Archive der Klimageschichte anerkannt (e. g. FRENZEL 1995, STARKEL 1982-1996, VAN BALEN et al. 2003). Durch Zusammenfassung und Vergleich vieler Ergebnisse aus Fallstudien wurde daraus eine Reihe von Modellen der Flussaktivität über Stadial-Interstadial-Zyklen entwickelt (e. g. VANDENBERGHE 1995, STARKEL 2000, BOGAART et al. 2003, VANDENBERGHE 2008, VAN BALEN et al. 2010). Diese Modelle sagen Perioden der Instabilität mit Erosion des Flussbetts sowohl an Übergängen von kalten zu warmen Perioden als auch an entgegengesetzten Wechseln voraus. Diese Phasen werden von einer Transformation des Abflussregimes begleitet und Phasen der Aggradation gefolgt. Während des Weichsel-Spätglazials zeigen die Modelle generell ein Einschneiden des Flusses in das Tal und eine Entwicklung von einem Braided-River-System mit vielen flachen instabilen Rinnenverläufen hin zu einem mäandrierenden Verlauf mit einer einzigen tiefen gewundenen Rinne.

Beschreibungen exakt datierter späteiszeitlicher Sequenzen, die eine genaue Parallelisierung der Veränderungen im Flusssystem mit der Klimaentwicklung ermöglichen, sind allerdings immer noch selten. Auch muss jeder Fluss als eigenes System betrachtet werden, welches abweichende Reaktionen auf Klimaveränderungen abhängig von Gefälle, Größe des Einzugsgebiets, Sedimentfracht, Entfernung zum Meer, relative Position zu abtauenden Eisschilden und Regionalklima im Einzugsgebiet zeigen kann. Daher können Ergebnisse aus einem Flusssystem nicht direkt auf ein anderes übertragen werden. Beispielsweise konnten VANDENBERGHE et al. (1994) bei einem Vergleich der beiden Flüsse Warthe und Maas zeigen, dass das Warthe-System während der Jüngeren Dryas (GS 1) größtenteils ein mäandrierendes Abflussverhalten beibehält, während im Maas-System ein Wechsel zu einem Braided-River-Regime erfolgte. In großen Systemen wurde sogar unterschiedliches Abflussverhalten von Flüssen innerhalb eines Einzugsgebiets beschrieben (BUCH 1989, VANDENBERGHE 1995, STARKEL 2000).

Neben einigen neuen Untersuchungen aus den von den Eismassen der Weichsel-Eiszeit geprägten Jungmoränen-Landschaften Nordostdeutschlands (e. g. KÜHNER et al. 1999, JUSCHUS 2003, TERBERGER et al. 2004, BÖRNER 2007, KAISER et al. 2007) konzentrieren sich viele Untersuchungen zur Flussgeschichte im heutigen mittleren und unteren Elbe-Einzugsgebiet auf Korngrößen, Kieszusammensetzungen und Verlagerungen des Flusslaufs über die letzten zwei Glazial-Interglazial-Zyklen (e. g. ILLIES 1954, KLAFS 1965, EISSMANN 1975, MÜLLER 1988, SCHRÖDER 1988, MOL et al. 2000, EISSMANN 2002, vgl. Kap. B.1.3). Nur wenige späteiszeitliche und frühholozäne Sedimentfolgen sind biostratigraphisch untersucht und datiert worden (e. g. KLOSS 1987, HILLER et al. 1991, LITT 1992, MANIA et al. 1993, CASPERS & SCHWARZ 1998). Daher ist die Art des späteiszeitlichen Abflussverhaltens im Elbe-System weitgehend unbekannt. Die nachfolgend vorgestellten Ergebnisse aus der Jeetzel-Niederung geben damit einen ersten detaillierten Einblick in die späteiszeitliche Entwicklung eines direkt im Urstromtal gelegenen Elbe-Zuflusses.

Ein Vergleich der Entwicklung des Flusssystems mit Klimaschwankungen nach rein chronologischen Informationen wie Radiokarbondatierungen ist dabei riskant (e. g. KASSE et al. 2000). Die zwar geringer werdenden Unsicherheiten bei der Parallelisierung der einzelnen Chronologien, beispielsweise der kalibrierten Radiokarbonchronologie und der GICC 05-Chronologie, reichen teilweise dennoch aus, um eine Beurteilung der relativen zeitlichen Abfolge der Ereignisse zueinander und damit das Aufstellen einer Ursache-Wirkungs-Kette unmöglich zu machen (Abb. 56). Zudem ist eine sehr große Anzahl von Radiokarbondatierungen nötig, um zuverlässige Ergebnisse in Flusstälern zu erzielen.

Hier bietet die Verwendung multidisziplinärer Untersuchungen den großen Vorteil, ohne den Umweg einer Chronologie direkt anhand einer von Klima-Proxydaten abgeleiteten „Event“-Stratigraphie Vergleiche zwischen Klimaentwicklung und Geomorphologie zu ermöglichen (vgl. LOWE et al. 2001). Wie in den Kapiteln D.4 bis D.6 dieser Arbeit gezeigt wird, kann dabei die Bio- bzw. Palynostratigraphie

Zudem erfolgt ein Vergleich mit Rekonstruktionen anderer mitteleuropäischer Flusssysteme, um eventuelle geographische Muster im Abflussverhalten zu erkennen bzw. durch Unterschiede benachbarter Systeme die Auswirkungen einzelner in diesen Systemen voneinander abweichender Faktoren zu erkennen. Hierbei besitzen chronologische Untersuchungen – im hier vorgestellten Fall Radiokarbon- und OSL-Datierungen – nach wie vor eine sehr wichtige unterstützende und kontrollierende Funktion.

1.1. Spätes Pleniglazial – Braided-River-System und fluvio-äolischer Sedimentationswechsel

Reste ehemaliger Braided-River-Strukturen sind im Untersuchungsgebiet nur schwer zu detektieren, aber vorhanden. Neben einigen typisch-welligen Oberflächenformen ganz im Südwesten des Untersuchungsgebiets, die nach geologischen Kartierungen auf sehr flache, ehemals von fluviatilen Sedimenten geprägte Rinnen hindeuten und von der Einebnung durch Ackerbau verschont blieben, liefert ein Aufschluss unter einer Düne mit der palynologisch und korngrößenanalytisch untersuchten sowie OSL-datierten Sequenz „W IX“ Informationen zur pleniglazialen Flussdynamik unter Permafrost-Bedingungen (Abb. 20, vgl. HUIJZER & VANDENBERGHE 1998, VANDENBERGHE 2001). Nach der relativen Position in der Stratigraphie, der sehr geringen räumlichen Erstreckung, Wechseln in Korngröße und Glühverlust sowie der Abundanz von Grünalgen (*Pediastrum*) unter den Mikrofossilien ist ein Lage humosen Schluffs bis Sands, die oberhalb glazialer fluviatiler Sande liegt, wohl als Schluff- bis Sandmudde zu interpretieren, die in einer abgeschnittenen Rinne des Braided-River-Systems akkumulierte. OSL-Daten ober- und unterhalb dieser Lage schlagen für die fluviatilen bzw. äolischen Sedimente ein spät-pleniglaziales Alter vor, was durch die Pollenanalyse bestätigt wird (Kap. D.4.1, Abb. 20).

Die nachgewiesene Existenz kleiner Stillgewässer in ehemaligen Flussrinnen und die Konservierung der Sedimente weisen auf die geringe Energie des lokalen Braided-River-Systems im späten Pleniglazial hin. Vergleichbare Ergebnisse existieren sowohl aus anderen Teilen des mittleren Elbe-Einzugsgebiets als auch aus weiteren Regionen des nordwesteuropäischen Tieflands (MOL 1995, 1997, HUISINK 2000, MOL et al. 2000).

Die Sedimente im Hangenden der Mudde zeigen einen allmählichen Wechsel von fluviatiler zu äolischer Sedimentation an, was vor allem anhand nach oben hin zunehmend gleichmäßigerer Korngrößen-Sortierung deutlich wird (Abb. 20). Dieser fluvio-äolische Übergang ist typisch für mitteleuropäische Tieflands-Flusstäler im Übergang von Pleni- zum Spätglazial (e. g. KASSE 1997, KASSE et al. 2007). Geologische Kartierungen zeigen, dass die äolischen Sedimente in der Jeetzel-Niederung im Gegensatz zu den von KASSE in den Niederlanden untersuchten Gebieten in Form flacher Dünen abgelagert wurden (Abb. 57), wie von KASSE (1997)

für den östlichen Teil des nordwesteuropäischen Tieflands angegeben. Die äolischen Sedimente können damit lose der ‚Older coversand II‘-Formation nach VAN DER HAMMEN (1971, vgl. KASSE 1997) zugeordnet werden.

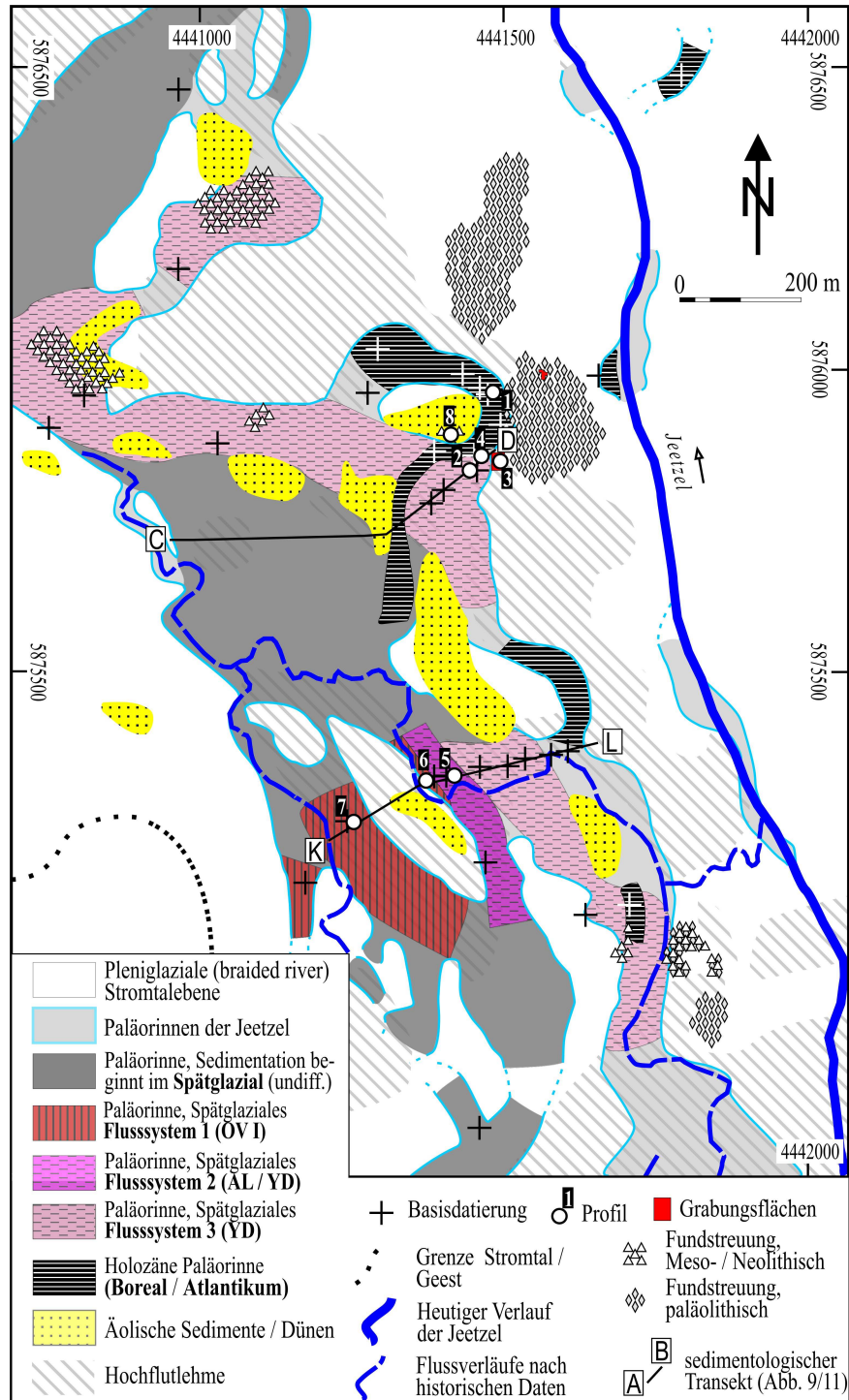


Abb. 57: Übersicht über die Lage der Paläomäander verschiedener biostratigraphischer Zeitphasen im Untersuchungsgebiet. Zur Nummerierung der Profile vgl. Abb. 5.

Der ähnliche Ablauf dieser Prozesse in Flusstälern in mittel- und nordwesteuropäischen Flusstälern in unterschiedlicher geomorphologischer Situation weist auf eine klimatische Ursache hin, die zunehmende Trockenheit seit dem Maximum der Weichsel-Vereisung vor 22000-18000 Jahren (MOL et al. 2000, KASSE 2002, KASSE et al. 2003).

Zusammenfassend kann das Sedimentationsregime in der Jeetzel-Niederung während des späten Pleniglazials als niedrig-energetisches sanddominiertes Braided-River-System mit äolischem Eintrag beschrieben werden.

1.2. Frühes Spätglazial – „Übergangs“-System

Eine ganz im Westen des Tals gelegene relativ flache Paläorinne markiert einen ersten Schritt der späteiszeitlichen Tiefenerosion des Flusses mit der Entwicklung eines in der englischsprachigen Literatur als „transitional system“ (=„Übergangs“-System) bezeichneten Abflussverhaltens unter Ausprägung mehrerer flacher nur mäßig gewundener Rinnen (Abb. 57, vgl. Abb. 12, e. g. KASSE et al. 2005). Wie Pollenanalysen der etwa 1,5 Meter mächtigen Rinnenfüllung dieser etwa 70-100 Meter breiten und nur wenig gewundenen Rinne zeigen, beinhalten die limnischen Sedimente, die sich nach Abschnitt der Rinne vom aktiven Flussverlauf ablagerten, das biostratigraphische Signal der Ausbreitung strauchdominierter Vegetation am Übergang von der biostratigraphischen Offenvegetationsphase I zur *Hippophae*-Phase. Nach Kapitel D.6 markiert dieses Signal die Phase der späteiszeitlichen Haupterwärmung. Insgesamt folgt daraus, dass das erste Eintiefen der Jeetzel dem hauptsächlichlichen Temperaturanstieg vorausging und also nicht dessen Folge sein kann, da zum Zeitpunkt des Temperaturanstiegs die aktive Erosion der Rinne bereits abgeschlossen war und Sedimentation in einem Altarm eingesetzt hatte⁶¹. Die Untersuchungen in der Jeetzel-Niederung bestätigen und präzisieren damit ähnliche Ergebnisse aus dem französischen Somme-Verlauf (ANTOINE et al. 2003, vgl. VANDENBERGHE 2003).

Das Eintiefen des Flusssystemes hat damit eventuell eine Reaktion auf eine geringfügige Klimaverbesserung (Saisonalität?) dargestellt, die zu einer ersten Zunahme der Vegetationsdichte führte (vgl. Kap. D.4.2), welche wiederum zur beginnenden Stabilisierung der Bodenoberfläche beitrug und so die Sedimentfracht im Fluss verringerte (vgl. HUISINK 2000, VANDENBERGHE 2003). Die detaillierten Untersuchungen aus der Jeetzel-Niederung widerlegen somit einfache Modelle der direkten linearen fluviatilen Reaktion auf Klimawandel (vgl. VANDENBERGHE 1995, 2003).

Die Dauer des Abflussregimes im „Übergangssystem“ und der Zeitpunkt des Übergangs zum später ausgeprägten mäandrierenden System konnte für die Jeetzel-

⁶¹ Die Lithologie der Rinnenfüllung, die paläolimnologischen Untersuchungen und auch Vergleiche zu heutigen Flusssystemen zeigen, dass die Flussrinne auch nach Abschnitt vom aktiven Flussverlauf noch zeitweise – bei Hochwasser – durchflossen wurde. Dies ändert aber nichts an der grundsätzlichen Aussage, dass sie bereits vorher angelegt sein musste.

Niederung wegen fehlender indikativer Sedimente bisher nicht exakt ermittelt werden. Das Einsetzen der Sedimentation von Hochflutlehmen während der OV II um ca. 12100 bp, welches durch Pollenanalysen und Radiokarbonaten gut bestimmt ist (Kap. D.4.8), stellt einen Terminus ante quem für den Übergang zu einem mäandrierenden System dar, da die Ablagerung späteiszeitlicher feinkörniger Hochflutsedimente sicher mit periodischer Überstauung bzw. Überflutung der Auen mit langsam fließendem Wasser in einem mäandrierenden System verbunden ist (BERENDSEN et al. 1995). Dabei ist es wahrscheinlich, dass manche der Rinnen des „Übergangs“-Systems, so die Rinne des Profils „W VII“, während der *Hippophae*-Phase unter dem Trend weiteren Eintiefens und der Konzentrierung auf einen einzigen Mäander aktiv blieben, wie dies auch für vergleichbare Entwicklungsstadien der Flüsse Warthe, Weser, Maas und Niers-Rhein festgestellt wurde (KOZARSKI 1983, KOZARSKI et al. 1988, CASPERS 1993b, VANDENBERGHE et al. 1994, BOHNCKE et al. 1995, KASSE et al. 1995, 2000, 2005).

1.3. Allerød – niedrigerenergetisches Mäander-System

Direkte Hinweise auf die Entwicklung der Allerød-zeitlichen Jeetzel sind rar, da Rinnen, die vom aktiven Verlauf abgeschnitten wurden, oder Gleithangsedimente aus dieser Zeit bisher nicht bekannt sind. Geologische Kartierungen zeigen nur geringfügige laterale Verlagerung der großen Mäander (Abb. 57, vgl. Kap. C.2.2). Die andauernde Ablagerung feinkörniger Hochflutsedimente (Kap. D.4.8), Inaktivierung von Dünen und ein Wechsel zu organischer Sedimentation in der Paläorinne des Profils „W VIII“ weisen auf die weitere Stabilisierung des Landschaftsumfelds im Flusstal mit steigender Waldbedeckung und Bodenfestlegung hin.

Die Entwicklung eines Paläobodens in Hochflutsedimenten während des zweiten Teils des Allerøds beweist die weiter zurückgehende Flussdynamik und das Ausbleiben periodischer Überflutungen. Die Pollenspektren von Wasserpflanzen im Kern „W VIII“ sowie verstärkte Kalkfällung (Kap. E.2) machen ein Absinken des Wasserspiegels im Altarm wahrscheinlich.

Generell befindet sich das festgestellte mäandrierende Abflussregime der Jeetzel während des Allerøds mit einem einzigen großen und relativ tiefen Mäander in Übereinstimmung mit an anderen Flusssystemen Nordwest- und Zentraleuropas durchgeführten Rekonstruktionen (e. g. KOZARSKI 1983, LIPPS & CASPERS 1990, VANDENBERGHE et al. 1994, BERENDSEN et al. 1995, STARKEL 1995, ANDRES et al. 2001, ANTOINE et al. 2003, KASSE et al. 2005, KASSE et al. 2010).

1.4. Jüngere Dryas – hochenergetisches Mäander-System

Die Auswirkungen der Jüngeren Dryas-Kälteperiode auf Flusstäler in Mitteleuropa sind generell sicher nicht zu unterschätzen. So zeigt eine Reihe von Untersuchungen über den Nachweis verschiedener Strukturen des periglaziären Formenschatzes

wie Eiskeil- bzw. Frostriss-Bildungen im nordwestlichen Mitteleuropa die Rückkehr zumindest diskontinuierlichen Permafrosts oder tiefen saisonalen Frosts bei sehr niedrigen Wintertemperaturen an (e. g. CASPERS 1993b, 2000, KAISER 2001, KAISER & CLAUSEN 2005, vgl. ISARIN & RENSSSEN 1999). Derartige Veränderungen sollten sich stark auf das Abflussverhalten auswirken, beispielsweise in Form stärkerer saisonaler Fluten bei Schneeschmelze.

Das konservierte System großer Paläorinnen mit basalen limnischen Füllungssedimenten aus der Mitte oder Ende der Jüngeren Dryas und gut entwickelten Prallhang-Gleithang-Strukturen beweist indes das fortgesetzt mäandrierende Abflussregime der Jeetzel während dieser Periode. Typische, durch Mäandrieren entstandene Flussschlingen-Strukturen mit Füllungen aus der späten Jüngeren Dryas wurden wenige Kilometer flussabwärts bei Soven entdeckt (TOLKSDORF 2011).

Geologische Kartierungen, Pollenanalysen und Radiokarbondatierungen innerhalb des Untersuchungsgebiets bei Grabow zeigen dabei Phasen verstärkten Abschnitts einzelner Flussrinnen um 10500 bp (mittlere Jüngere Dryas) und 10000 bp (ausklingende Jüngere Dryas) an (Abb. 9, Abb. 12). Folgende Unterschiede zwischen beiden Typen von Paläorinnen existieren:

1. Der sicher während der mittleren Jüngeren Dryas abgeschnittene Mäander ist nur mäßig verschlungen mit nur wenig Anzeichen lateraler Verlagerungen, während die identifizierten Rinnen der späten Jüngeren Dryas einen stark-mäandrierenden Verlauf unter vollständiger Ausbildung von Prallhang-Gleithang-Strukturen zeigen (Abb. 57, Abb. 9). Die Mäander bei Soven gehören zu letzterer Kategorie (vgl. TURNER et al. in press).
2. Die Verfüllungen der mittleren Jüngeren Dryas-Mäander bestehen zu höheren Anteilen aus organischem Material (Kap. E.2), aber auch grobsandige und kiesige Schichten sind in stärkerem Maße vorhanden (vgl. Abb. 15). Die Mäander der späten Jüngeren Dryas sind im wesentlichen mit (Fein)Sand-Mudde verfüllt (vgl. Abb. 14).

Werden alle Informationen der Prospektionsbohrungen nach diesen Kriterien sortiert, so ergibt sich die Schlussfolgerung zweier verschiedener späteiszeitlicher mäandrierender Flusssysteme in der Jeetzel-Niederung, das erste, weniger gewundene, aktiv während des Allerøds und des ersten Teils der Jüngeren Dryas, das zweite, stark mäandrierende, von der mittleren bis zur späten Jüngeren Dryas (Abb. 58). Obwohl die genauen Verläufe beider Systeme in Teilgebieten nicht exakt rekonstruiert werden können, sind eindeutige Konsequenzen dieser Schlussfolgerungen:

1. Der klimatische Rückschlag am Beginn der Jüngeren Dryas fand keine direkte Entsprechung in der Entwicklung des Jeetzel-Systems, das stabile „niedrigenergetische“ Allerød-System überdauerte zunächst. Im Gegensatz dazu ist der Klimarückschlag in Stillgewässersedimenten ehemaliger Fluss-

rinnen durch einen scharfen Abfall des Kalkgehalts wohl repräsentiert (vgl. Kap. D, E).

2. Ein Wechsel im Abflussregime trat ~500 Jahre später mit einer radikalen Änderung des Flussverlaufs unter Abschneiden bisher aktiver Rinnen auf und ist zeitlich in etwa mit einer geringen Temperaturerhöhung verknüpft (vgl. Kap. D.6.2).

Ein Ansatz zur Erklärung dieser Unterschiede zwischen Klimawandel und Flusssystem-Entwicklung liefert das Konzept intrinsischer und extrinsischer geomorphologischer Schwellenwerte, welche für eine Veränderung, eine Reaktion auf einen einwirkenden Faktor überschritten werden müssen (SCHUMM 1979, vgl. VANDENBERGHE 2003). Beispielsweise stellen VANDENBERGHE (1995) und HUISINK (2000) die Rolle einer persistierenden Vegetationsdecke an Wechseln von warmen zu kalten Perioden für die verzögerte Reaktion eines Flusssystems auf den Klimawandel heraus. Genau dieses Überdauern einer Vegetationsdecke in Form von Kiefernwäldern während der Jüngeren Dryas ist für die Jeetzel-Niederung belegt (Kap. D.4.6) und mag über die Festlegung der Böden einen Faktor dargestellt haben, welcher die für eine Reaktion des Flusssystems notwendige Überschreitung intrinsischer Schwellenwerte verhinderte.

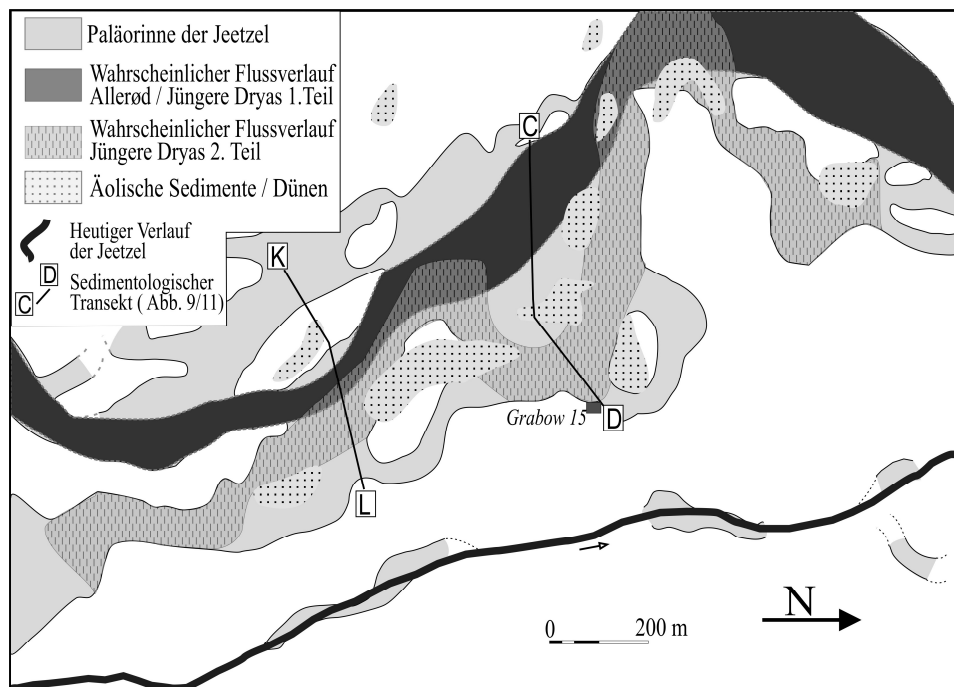


Abb. 58: Wahrscheinlicher Verlauf der Jeetzel während des Allerøds und des ersten Teils der Jüngeren Dryas gegenüber dem zweiten Teil der Jüngeren Dryas. Die Ansicht ist gegenüber den übrigen Darstellungen um 90° nach rechts gekippt.

Weiterhin zeigen die Pollendiagramme aus der Jeetzel-Niederung in der Mitte der Jüngeren Dryas eine Erhöhung der Anteile an Nichtbaumpollen, was normalerweise für eine Landschaftsöffnung steht. Daher kann der (verzögerte) Wechsel der

Flussaktivität um 10500 bp eventuell als Reaktion auf (verzögerte) Landschaftsöffnung, eine höhere Sedimentfracht und einen eventuellen Wechsel zu einem nivalen Abflussverhalten interpretiert werden.

Nun zeigen aber Klimarekonstruktionen auch genau für die Mitte der Jüngeren Dryas eine leichte Erwärmung, ein Wechsel zu einem feuchteren, atlantischeren Klima wird diskutiert (Kap. D.4.6, Kap. D.6.2, Kap. F.2). Welcher der damit präsentierten beiden möglichen Faktoren (verzögerte Reaktion auf Klimaverschlechterung Anfang Jüngere Dryas oder direkte Reaktion auf leichte Klimaverbesserung um 10500 bp) für den Wechsel im Abschlussverhalten der Jeetzel verantwortlich gemacht werden kann, kann derzeit nicht entschieden werden. Indes ist stark erhöhte Flussaktivität mit periodischen Überflutungen für den zweiten Teil der Jüngeren Dryas auch durch ausgedehnte Ablagerung von Hochflutlehm erwiesen.

Die Jüngere Dryas repräsentiert eine Periode divergenten Abflussregimes im nordwesteuropäischen Tiefland. Tiefland-Studien aus dem Süden Englands und den Niederlanden rekonstruieren zumeist ein Braided-River-System für die Jüngere Dryas (e. g. BERENDSEN et al. 1995, KASSE et al. 1995, HUISINK 2000, LEWIS et al. 2001, COLLINS et al. 2006, GAO et al. 2007). Im polnischen und norddeutschen Tiefland werden hingegen zumeist mäandrierende Abflussregime ermittelt (e. g. KOZARSKI 1991, MOL 1995, POTT & HÜPPE 2001, STARKEL 2002). VANDENBERGHE et al. (1994) erklärten dabei den Braided-River-Abfluss der Maas mit einem steileren Gefälle und gröberer Struktur des Flussbettes im Vergleich zur Warthe. KASSE et al. (2005) zeigen jedoch, dass beide Faktoren nicht zur alleinigen Erklärung von Unterschieden im Abflussverhalten zwischen Maas und benachbarter Niers-Rhein genutzt werden können und betonen Unterschiede in Tektonik, Sedimentfracht und Abflussraten beider Flüsse. Diese Beispiele zeigen, dass zumeist kein einzelner Faktor, sondern eine Mischung regionaler klimatischer, teilweise klimatischer und nichtklimatischer Faktoren die Überschreitung von Schwellenwerten für Wechsel im Abflussverhalten steuert (vgl. VANDENBERGHE 2003).

1.5. Frühes Holozän – schmales Mäander-System

Pollenanalysen und Radiokarbondatierungen an Rinnenfüllungen der Jeetzel entsprechen mit dem Nachweis einer Phase der Inaktivierung großer Paläomäander um den Übergang von der Jüngeren Dryas zum Holozän den Resultaten vieler anderer nordwest- und zentraleuropäischer Flusssysteme, beispielsweise der Weichsel (STARKEL 2000, 2002) und dem ehemaligen Niers-Rhein-Verlauf (KASSE et al. 2005). Allerdings kann dank der detaillierten Untersuchungen und der überschaubaren Breite des Flusstals für die Jeetzel gezeigt werden, dass alle großen Mäander im Flusstal bereits vor Ende der Jüngeren Dryas inaktiv wurden. Schlussfolgerung daraus ist prinzipiell, dass der Wechsel zum Flusssystem des Frühholozäns bereits vor dem Temperaturanstieg stattfand und daher nicht dessen Folge sein kann.

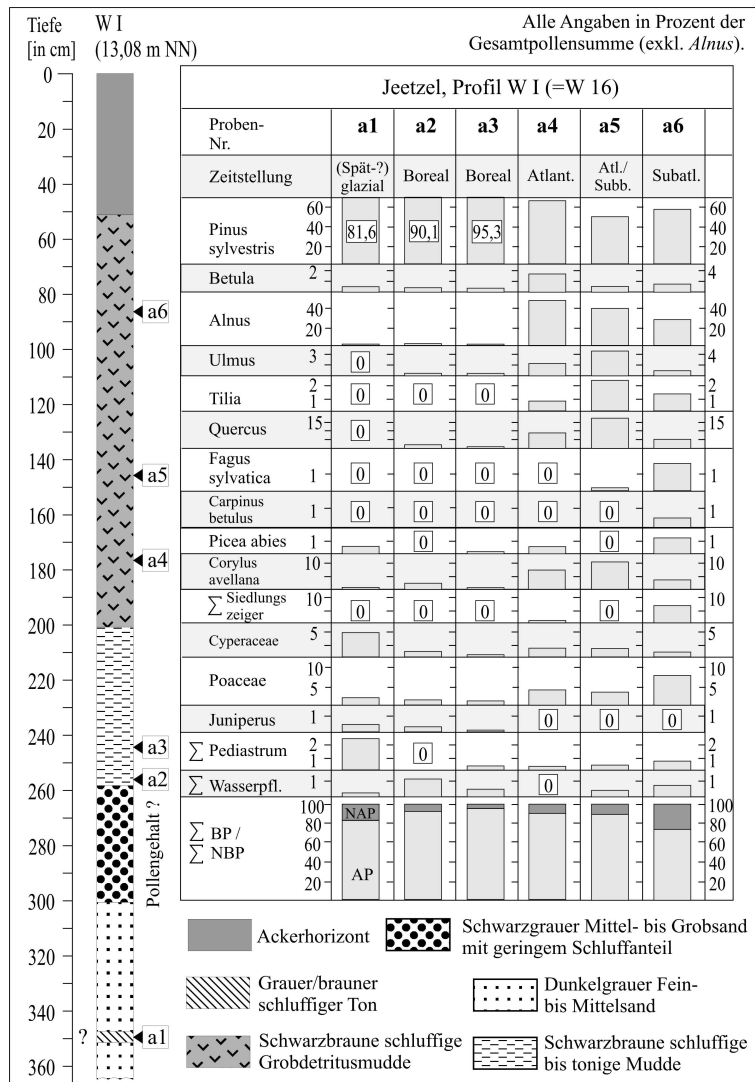


Abb. 59: Pollenspektren von Einzelproben einer Füllung eines kleinen holozänen Mänders, Profil „W I“. Zur Lage des Profils siehe Abb. 5, vgl. auch Tab. 15, im Anhang.

Das System großer Mäander wurde jedenfalls durch ein mäandrierendes System mit zwei oder drei gleichzeitig aktiven schmalere Flussverläufen von gewöhnlich nicht mehr als 40 Metern Breite ersetzt (Abb. 57). Vergleichbare Entwicklungen wurden für andere Flusssysteme in Nordwest- und Zentraleuropa festgestellt und auf höhere Temperaturen, Waldbedeckung und gleichmäßig über das Jahr verteilte Abflussraten zurückgeführt (STARKEL 1995, 2002).

Dieses mäandrierende Abflussregime blieb an der Jeetzel über das Holozän relativ stabil und bestand vermutlich, bis es künstlich auf einen einzelnen Mäander beschränkt wurde, wie noch alte Karten und Luftaufnahmen zeigen (e. g. Abb. 57). Eine Reihe von Paläorinnen des schmalen mäandrierenden Systems wurde dabei bereits vor bzw. während des Boreals inaktiviert, wie Stillwassersedimente in Paläomäandern aus dieser Zeit beweisen (Abb. 59, vgl. Abb. 57). Erstaunlicherweise

nahm während der späten Jüngerer Dryas in Zuge der Umformung und des Eintiefens der heute noch aktive Arm des neuen Systems einen völlig neuen Kurs östlich der späteiszeitlichen Hochflutebene, was zum Erhalt der späteiszeitlichen Sedimente in der Jeetzel-Niederung beitrug (Abb. 57).

Die stabileren Umweltbedingungen während des Holozäns kamen auch in hauptsächlich organischen Sedimentationsbedingungen in Paläomäandern zum Ausdruck, wie die Verlandungsfolge der Profile „W IV“ und „W VI“ zeigt (Kap. E.2, vgl. Abb. 14). Dennoch traten auch temporäre Reaktivierungen ehemals verlassener Rinnen und Erosionserscheinungen auf, wie Schichtlücken in der Stratigraphie von Paläomäandern aufzeigen (Abb. 12, vgl. Abb. 28).

1.6. Relevanz der Jeetzel-Studien für das mittlere Elbetal

In diesem Abschnitt wird diskutiert, inwieweit die vorgestellten Ergebnisse zur späteiszeitlichen Flusssystem-Entwicklung der Jeetzel als charakteristisch für das gesamte Mittelbe-Gebiet, vor allem die Elbe selber, gelten dürfen. Generell wird ihre Relevanz für die Entwicklung kleiner Flüsse in den östlichen Jungmoränenteilen des Elbe-Einzugsgebiets limitiert sein, da die Entwicklung des Abflussregimes in diesen Gebieten hauptsächlich von zurückweichenden Eisschilden und damit verbundenen Faktoren wie isostatischen Hebungs- und Senkungsprozessen, Auftau-Prozessen im Untergrund und daraus folgender Umkehr der Fließrichtung gesteuert wurde (e. g. KAISER et al. 2007, 2012).

Die Elbe und die Jeetzel zeigten beide nur eingeschränkte laterale Erosionsprozesse an den „Kalt-Warm“-Übergängen vom Pleniglazial bis zum Holozän, wie dies von dem von VANDENBERGHE (2008) vorgestellten Modell vorhergesagt wird. Der „Warm-Kalt“-Sprung zu Beginn der Jüngerer Dryas führte nicht zu einer massiven Erosionsphase, daher ist das Fehlen verschiedener späteiszeitlicher Terrassenniveaus typisch für das gesamte Mittelbe-Gebiet. Das Auftreten von Paläorinnen auf etwas demselben Höhen-Niveau vom Späten Pleniglazial bis in die heutige Zeit kann zudem als Bestätigung relativer tektonischer Stabilität im Mittelbe-Teil des norddeutschen Beckens gedeutet werden.

Während bisher keine direkten Befunde zur spätglazialen Entwicklung der Elbe existieren, ergaben die wenigen Untersuchungen aus anderen Teilen des Elbe-Einzugsgebiets zu den hier vorgestellten vergleichbare oder nur geringfügig abweichende Ergebnisse (e. g. MOL 1995, 1997, KÜHNER et al. 1999, MOL et al. 2000, JUSCHUS 2003). JUSCHUS (2003) belegt die Existenz großer spätglazialer Mäander der Spree im Umfeld der Brandenburger Eisrandlage, die während der *Hippophae*-Phase (~'GI-1e') vom aktiven Flussverlauf abgeschnitten wurden, aber beschreibt auch schmale Mäander mit Allerød-zeitlichen Rinnenfüllungen. Eine mögliche Erklärung dieser Unterschiede besteht eventuell in großen Toteis-Seen im Verlauf der Spree, welche als „Sedimentfallen“ wirkten und bereits im Spätglazial die Menge vom Fluss transportierten Sediments reduzierten (JUSCHUS 2003).

Einen Unterschied zwischen Elbe und Jeetzel stellt das Vorhandensein einer holozänen Flussaue mit großflächiger Sedimentation von Auenlehmen an der Elbe dar, wozu an der Jeetzel keine Entsprechung vorliegt. Allerdings zeigen Untersuchungen an der Elbe ebenfalls nur eine geringere holozäne Flussaktivität. Gefunden werden dabei schmale mäandrierende Flussrinnen vergleichbar denen der Jeetzel, die ältesten dem heutigen Flussregime ähnlichen großen Paläomäander der Elbe datieren ins Mittelalter (CASPER & SCHWARZ 1998, CASPERS 2000, KAISER et al. 2012). Daher kann das holozäne Abflussregime der Elbe – als „niedrig-energetisch-anastomosierend“ mit schmalen Mäandern wie an der Jeetzel beschrieben – durchaus demjenigen der Jeetzel entsprochen haben, und die spätere Transformation in ein Einzelnensystem ist als Resultat menschlichen Einflusses zu interpretieren (vgl. CASPERS 2000).

Diese Gemeinsamkeiten zusammen mit der Lage des Untersuchungsgebiets im Elbe-Urstromtal lassen den Schluss zu, dass die rekonstruierte Entwicklung der Jeetzel als gutes Modell für eine hauptsächlich klimatisch kontrollierte Evolution eines Flusssystemes im mittleren Elbe-Einzug dienen kann.

Zuletzt stellt sich die Frage, ob die hier beschriebene fluviatile Entwicklung überhaupt der Jeetzel oder nicht doch direkt der Elbe zugeschrieben werden kann. Vergleichsweise sehr große spätglaziale Mäander – im Vergleich mit heutigen – finden sich auch an anderen kleinen Tieflands-Flüssen, so etwa der holländischen Mark (VANDENBERGHE et al. 1987). Ähnliche Unterschiede zwischen heutigen und spätglazialen Mäandern sind außerdem an Flüssen der osteuropäischen Ebene beschrieben und werden dort mit wesentlich höheren Niederschlagsraten und stärkeren Frühjahrs-Fluten unter nivalem Abflussregime erklärt (SIDORCHUK et al. 2001, KASSE et al. 2010). Diese Studien berücksichtigend, erscheinen die beschriebenen Mäander trotz ihrer Größe nicht als zu groß für eine Zuordnung zur Jeetzel. Andererseits kann die Existenz eines pleniglazialen bis spätglazialen, im westlichen Tal verlaufenden Elbarmes nicht ohne weitere Untersuchungen ausgeschlossen werden (vgl. Abb. 1).

1.7. Flusssystem und Klimaschwankungen: Abschließende Betrachtung zu Zusammenhängen

Die geologischen Archive in der Jeetzel-Niederung gestatten somit eine fast komplette Rekonstruktion des späteiszeitlichen und holozänen Ablaufs der Umwelt-, Klima- und Flussgeschichte. Unter Nutzung der Biostratigraphie können die Untersuchungsergebnisse in Bezug zu detaillierten Klimarekonstruktionen gesetzt werden (Abb. 60). Die Entwicklung des Flusssystemes lässt sich dabei wie folgt zusammenfassen:

1. Niedrig-energetisches Braided-River-System mit äolischer Aktivität während kalter und trockener Bedingungen des späten Pleniglazials (\approx 'GS-2').

2. „Übergangs“-System mit wenigen aktiven relativ gerade verlaufenden Rinnen geringer Tiefe im frühen Spätglazial (≈'GI-1e').
3. Mäandrierendes System mit einem aktiven großen und tiefen Mäander während des Allerød-Interstadials (≈'GI-1c' bis 'GI-1a') und Jüngeren Dryas-Stadials (≈'Gs-1'), ein stabiles und nur wenig gewundenes System wurde in der Mitte der Jüngeren Dryas (~10,500 ¹⁴C-Jahre bp) durch ein stark gewundenes und sich verlagerndes System ersetzt.
4. Mäandrierendes System mit zwei bis drei gleichzeitig aktiven schmalen Mäandern unter relativer Klima- und Umweltstabilität während des Holozäns.

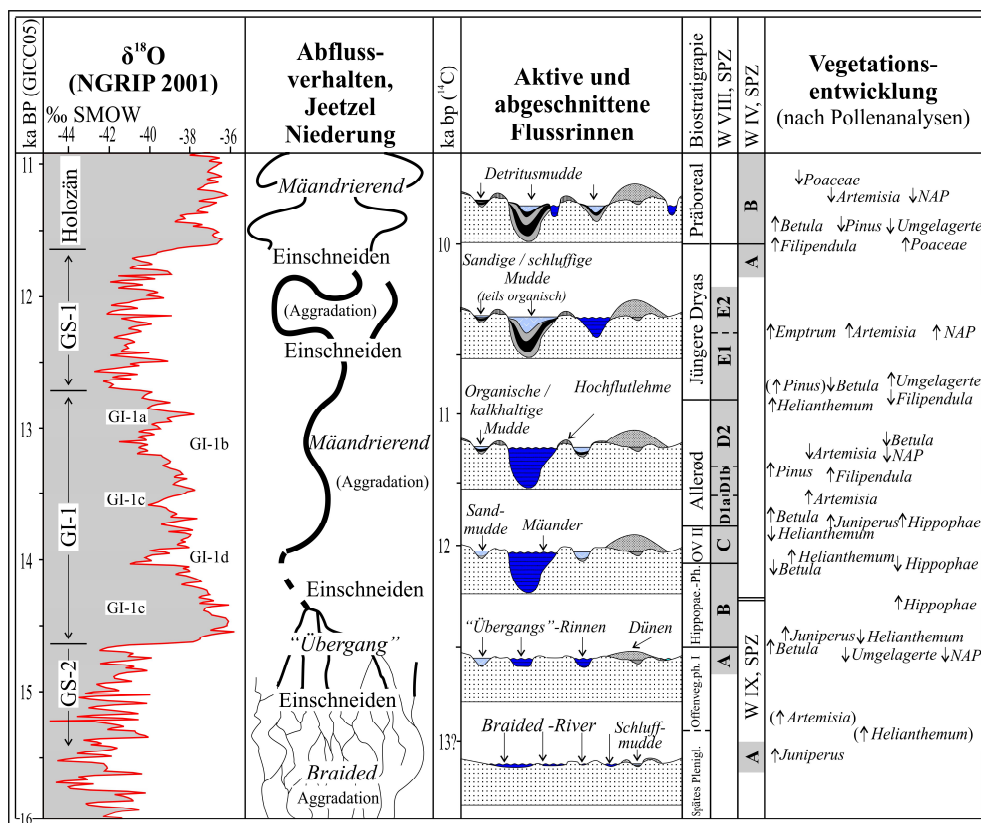


Abb. 60: Zusammenfassendes Schema zur späteiszeitlichen Flussdynamik und deren Position zu Klimaschwankungen.

Obwohl damit die Entwicklung der Jeetzel insgesamt mit der Klimaentwicklung verknüpft scheint, wurden folgende Verzögerungen und Vorsprünge verschiedener Zeitdauer zwischen Klimaentwicklung und Veränderung des Abflussregimes festgestellt:

1. Verzögerter Wechsel zu einem mäandrierenden Flusssystem von mehreren hundert Jahren im frühen Spätglazial.

2. Tiefenerosion (Einschneiden) mit Wechsel von einem Braided-River- zu einem Übergangs-System, die der eigentlichen Haupterwärmung der Sommertemperatur im Spätglazial vorausging.
3. Verzögerte Transformation des Flusssystemes um etwa ~500 Jahre nach Beginn der Jüngeren Dryas. Alternativ kann diese Transformation aber auch als direkte und sofortige Reaktion auf sich ändernde Bedingungen in der Mitte der Jüngeren Dryas interpretiert werden.
4. Tiefenerosion mit Wechsel zu einem Flussverlauf mit schmalen Mäandern, welche dem Temperaturanstieg am Beginn des Holozäns vorausging.

Diese Beispiele demonstrieren die komplexe Verbindung zwischen Klimawandel und Flusssystemen. Eine Vielzahl regionaler klimatischer, klima-abhängiger und nichtklimatischer Faktoren kontrolliert die Entwicklung eines Flusssystemes.

Basierend auf paläoökologischen Rekonstruktionen zeigt das Beispiel der Entwicklung der Jeetzel die Bedeutung der Vegetation für fluviatile Prozesse, da ein Vorausgehen der Transformation des Abflussregimes gegenüber „kalt-warm“-Übergängen auf eine dichtere Vegetationsdecke und eine verzögerte Reaktion des Abflussregimes nach „warm-kalt“-Übergängen auf überdauernde Vegetationsformationen zurückgeführt werden können.

2. Rekonstruktion ehemaliger Wasserspiegel in der Jeetzel-Niederung

Die umfangreichen geowissenschaftlichen Kartierungsarbeiten und bio- sowie chronostratigraphischen Untersuchungen gestatten eine Rekonstruktion ehemaliger Wasserstände in der Jeetzel-Niederung (Abb. 61). Dabei wird davon ausgegangen, dass innerhalb des eng begrenzten und durch wasserdurchlässige Bodenschichten charakterisierten Untersuchungsgebiets keine größeren Unterschiede im Wasserspiegel zwischen verschiedenen Stillgewässern aufgetreten sind. Als Informationsquellen wurden genutzt:

1. Datierbare limnische Sedimente einer Periode liefern Minimal-Werte für einen sich sicher oberhalb des Sediment-Niveaus bewegenden Wasserpegel.
2. Im ehemaligen Gewässer der Bohrkern „W IV“ und „W II“ können durch Hiaten im höher gelegenen Profil „W II“ detaillierte Angaben zu Wasserstandschwankungen im Präboreal gemacht werden (vgl. HARRISON & DIGERFELDT 1993).
3. Datierbare terrestrische Bildungen wie Dünen und Paläoböden geben ein definitiv nicht vom Wasserspiegel erreichtes Niveau an.
4. Hochflutsedimente liefern Informationen zur Höhe periodischer Fluten, liegen damit aber definitiv (knapp) oberhalb des ständigen Wasserpegels.

Die Rekonstruktion beginnt mit einem relativ hohen Wasserspiegel von mindestens 13,50 Meter NN im späten Pleniglazial, der aber sicher nicht auf hohe Niederschläge, sondern auf den vorherrschenden Permafrost zurückzuführen ist (vgl. Kap. D.4.1), welcher bei noch nicht vorhandener Tiefenerosion des Flusses ein Versickern des Wassers im gefrorenen Boden verhinderte. Hohe pleniglaziale Wasserstände sind auch in Gewässern der Jungmoränen-Landschaften Nordostdeutschlands beschrieben (KAISER 2004a, 2004b).

Für die folgenden Phasen, die OV II und die *Hippophae*-Phase sind relativ wenige Daten vorhanden, limnische Sedimente sowie in diesen Bereich datierende Dünenbildungen zeigen jedoch ein deutliches Absinken des Wasserspiegels um mindestens einen Meter. Dies kann sicher mit der Tiefenerosion des Flusssystems und dem Weichen des Permafrosts verbunden werden (Kap. F.1, vgl. HELBIG & DE KLERK 2002). Einen noch deutlich stärkeren Wasserspiegel-Abfall verzeichnen die in hohem Maße von tauenden Eismassen beeinflussten Jungmoränen-Gebiete Nordostdeutschlands (e. g. KAISER 2004a, 2004b).

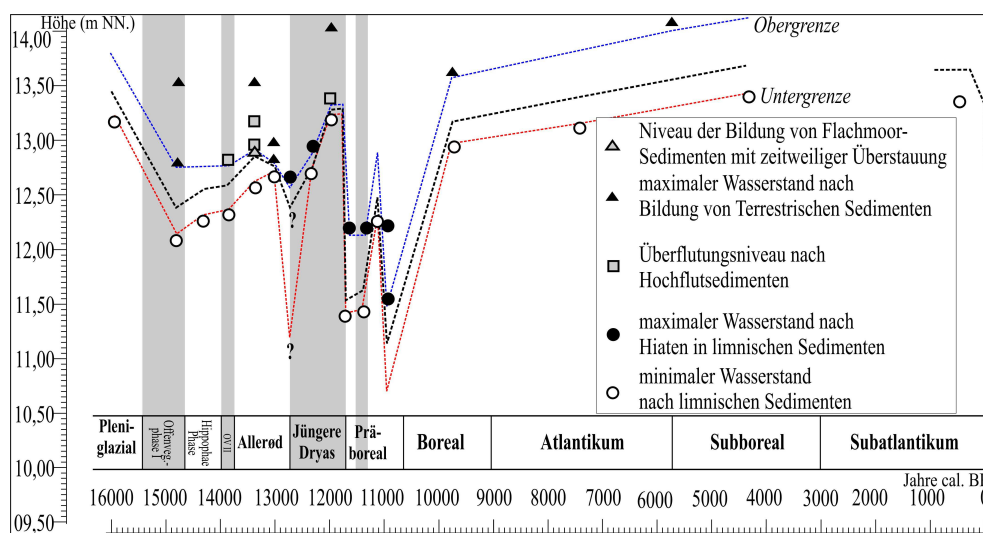


Abb. 61: Rekonstruktion ehemaliger Wasserstände in der Jeetzel-Niederung nach (biostratigraphisch) datierten limnischen, Hochflut- und terrestrischen Sedimenten.

Im Laufe der OV II und des frühen Allerøds werden dann etwas höhere Wasserstände angezeigt durch limnische Sedimente, durch die Ablagerung von Hochflutsedimenten und vor allem durch die Bildung von Flachmoorsedimenten, die in etwa auf dem Niveau des Grundwasserstandes erfolgt sein dürfte (Abb. 61). Einen leichten Anstieg des Wasserspiegels während der OV II beschreibt auch KAISER (2001, 2004b) für den „Endinger Bruch“ in Nordostdeutschland.

Das Ausbleiben der Hochflutsedimentation unter Bodenbildung in den Hochflutlehmen sowie ein eventueller Hiatus in der Bildung limnischer Sedimente (vgl. Kap. D.4.5.3) zeigen dann eindeutig eine Depression des Wasserspiegels im späten Allerød und dem ersten Teil der Jüngeren Dryas an. Befunde palynologischer (Kap. D.4.5.3), chemischer (Kap. E.2) und Chironomiden-analytischer Untersuchungen

(RÖHRIG et al. 2004, vgl. Kap. D.6.2) liefern ebenfalls Hinweise auf einen Seespiegel-Tiefstand im Wendland während des späten Allerøds. Dieser Seespiegel-Tiefstand scheint im nordwestlichen Mitteleuropa, vor allem auch in Nordostdeutschland, weit verbreitet (e. g. HELBIG & DE KLERK 2002, JANKE 2002, KAISER 2004a, KAISER 2004b, MAGNY & BÉGEOT 2004) und ist damit ein Zeichen niedriger Niederschläge und reduzierter Grundwasserneubildung. Eventuell ist hierin auch die Erklärung eines weit verbreiteten Hiatus in norddeutschen Seesedimenten im Übergang Allerød-Jüngere Dryas zu sehen (USINGER 1981b, MORTENSEN et al. 2011). Einige ältere Befunde, zusammengefasst bei USINGER (1975), rekonstruieren jedoch in Gegensatz dazu hohe Wasserspiegel zum Ende des Allerøds.

Im zweiten Teil der Jüngeren Dryas ist dann ein markanter Hochstand des Wasserpegels verzeichnet, der in der Jeetzel-Niederung in der weiten Verbreitung der (fluvial)limnischen Sedimente aus dieser Periode zum Ausdruck kommt (vgl. Abb. 9-12). Dieser markante Hochstand ist auch in anderen Teilen des nordwestlichen Mitteleuropas (e. g. BERGLUND et al. 1996, MAGNY & BÉGEOT 2004), aber vor allem eindrucksvoll in Nordostdeutschland, nachgewiesen (e. g. HELBIG & DE KLERK 2002, KAISER 2001, 2004a, 2004b) und zeigt damit vermutlich deutlich höhere Niederschlagsmengen an.

Auf diesen Hochstand folgend treten dann sowohl am Übergang von der Jüngeren Dryas zum Präboreal als auch im späten Präboreal Seespiegel-Tiefstände auf, letzterer mit etwa zwei Meter tieferem Niveau des Wasserspiegels gegenüber der Jüngeren Dryas (Abb. 61). Seespiegel-Tiefstände im Präboreal sind im nordwesteuropäischen Tiefland weit verbreitet und vielfach stark ausgeprägt (e. g. VAN GEEL et al. 1981, BOHNCKE & WIJMSTRA 1988, KLEINMANN et al. 1997, KLEINMANN et al. 2000, KLEINMANN et al. 2001, RALSKA-JASIEWICZOWA et al. 2003, KAISER 2004a, BOS et al. 2007), was auf eine eindeutig aride Klima-Phase in Mitteleuropa schließen lässt (vgl. Kap. D.4.7). Die tatsächliche Parallelisierbarkeit der Tiefstände der verschiedenen Regionen ist dabei allerdings noch unklar. Auch beschreiben MAGNY et al. (2007) die präborale Oszillation als eine Periode höherer Seespiegel im nördlichen Schweizer Alpenvorland.

Für den weiteren Verlauf des Holozäns ist die Auflösung der Untersuchungen nicht sehr hoch. Das Auftreten von Grobdetritusmudden an immer höher gelegenen Positionen beweist jedoch bis zum Subboreal einen andauernden Wasserspiegelanstieg in der Jeetzel-Niederung, der vermutlich am ehesten auf die Transgression der Nordsee und damit eine Veränderung bzw. Verschiebung der hydrologischen Bedingungen im Elbe-System zurückgeführt werden kann. Neben der geowissenschaftlichen Befundlage spiegelt sich der Anstieg des Wasserpegels auch in den archäologischen Befunden wider. Diese zeigen für das Mesolithikum / frühe Neolithikum eine Verlagerung der Besiedlung auf die Dünen im Flusstal und dann – vermutlich wegen der weitgehenden Versumpfung des Areals – für lange Zeit bis zum Mittelalter eine Verlagerung des Siedlungs-Kerngebiets auf die Geestränder an (Abb. 57, WITTORF 2010).

Die beschriebenen Ergebnisse der paläohydrologischen Rekonstruktion zeigen, dass Transformationen des Flusssystemes mit erhöhter Flussdynamik und Abschnürung alter Verläufe sowohl in der Mitte der Jüngerer Dryas als auch dem frühen Boreal jeweils am Übergang von einer ariden zu einer humiden Phase erfolgten. Die Entwicklung des Abflussregimes ist dabei vermutlich mindestens ebenso stark mit Veränderungen des Faktors Niederschlag wie der Temperatur verknüpft, wobei die Rekonstruktion von Niederschlag und Feuchte mit heutigen Methoden in Mitteleuropa leider wesentlich aufwendiger und schwieriger zu realisieren ist als die der Temperatur. Hier sollte einer der zukünftigen Schwerpunkte paläoklimatischer Fragestellungen und Arbeiten liegen.

G. ZUSAMMENFASSENDES MODELL DER SPÄT- UND NACHEISZEITLICHEN LANDSCHAFTSGENESE IN DER JEETZEL-NIEDERUNG

Die Kombination aller in den vorigen Abschnitten dargestellten Ergebnisse erlaubt in exemplarischer Detailtreue die Rekonstruktion von 15000 Jahren Landschaftsentwicklung in der im Hannoverschen Wendland gelegenen Jeetzel-Niederung unter geomorphologischen, paläoklimatischen, paläohydrologischen, vegetations- und siedlungsgeschichtlichen Gesichtspunkten. In diesem Kapitel werden die Ergebnisse abschließend zusammengefasst und für einzelne Zeitscheiben beginnend mit dem späten Pleniglazial in schematische Darstellungen der Landschaft am westlichen Rand des breiten Elbe-Urstromtals umgesetzt (Abb. 62a-62e).

Die Grundlagen des Geländereiefs im Untersuchungsgebiet waren im späten Pleniglazial bereits angelegt (Abb. 62a). Unter kaltzeitlichem (Permafrost-)Klima war die Niederterrassen-Ebene von einem flachgründigen niedrig-energetischen Braided-River-System eingenommen. Herausgehoben waren daraus lediglich einige flache Talsand-Hügel und sich bildende Dünen, im gesamten nordwesteuropäischen Raum als ‚Older coversand II‘-Formation Zeichen der äußerst ariden Klimaphase (Kap. F.1.1). In Komplex mit äolischen Sedimenten blieben dabei schluffige Stillwassersedimente als Füllung einer ehemaligen Braided-River-Rinne bis heute erhalten (Abb. 62a, vgl. Abb. 20). Subfossile Reste von Grünalgen der Gattung *Pediastrum* spiegeln ebenso wie die Palynofazies die kaltzeitlichen Bedingungen wider (Kap. D.4.1, Kap. E.4). Die Vegetation in der Jeetzel-Niederung war äußerst schütter, mit krautigen Arten, Zwergsträuchern und eventuell wenigen Nanophanerophyten (e. g. *Juniperus communis* ssp. *alpina*), weite Teile des Fluss-tals waren vermutlich ähnlich heutigen Braided-River-Stromtälern vegetationsfrei (Abb. 62a, vgl. VANDENBERGHE 2001).

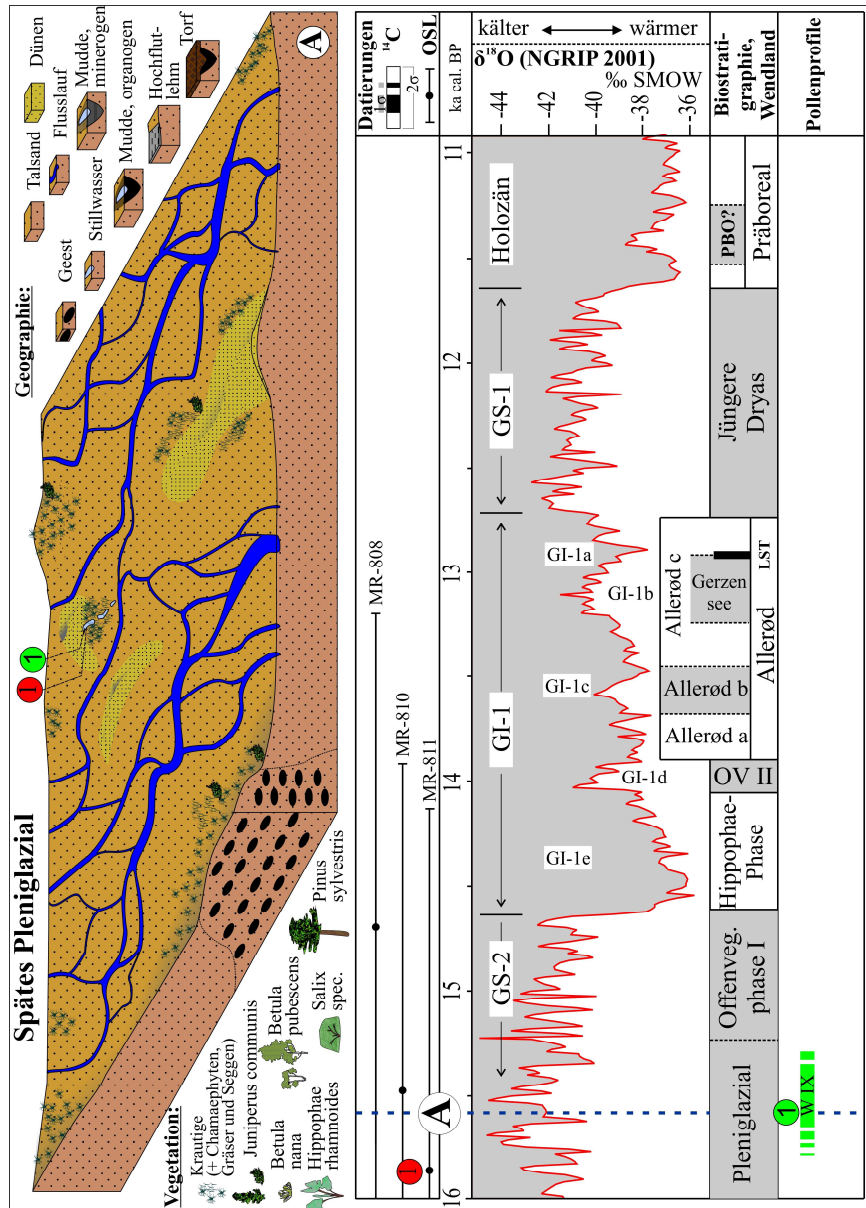


Abb. 62a: Modell der Landschaft in der Jezzel-Niederung im späten Pleniglazial. Dargestellt sind zudem die Klimaentwicklung (nach NGRIP Eisbohrkern) und datierte (¹⁴C / OSL, rot) sowie biostratigraphisch (Palynologie, grün) untersuchte Sequenzen.

Zum Ende der anschließenden Offenvegetationsphase I (OV I) hatte die Tiefenerosion des Flussverlaufs bereits eingesetzt, ein Wechsel zum einem „Übergangssystem“ mit mehreren gleichzeitig aktiven nur schwach mäandrierenden Rinnen war erfolgt (Abb. 62b, Kap. F.1.2). Obwohl der Hauptanstieg der Sommertemperatur noch bevorstand (Kap. D.6), deuten Veränderungen sowohl in der Vegetationszusammensetzung als auch in der Zusammensetzung der *Pediastrum*-Algenflora in einem Altarm auf verbesserte Klimabedingungen, möglicherweise eine zunehmende Vegetationsperiode hin (vgl. WAGNER-CREMER & LOTTER 2011). In einer et-

was dichteren Vegetationsdecke – bei Dominanz krautiger Arten und ersten Vorkommen von Straucharten – und damit einer verringerten Sedimentfracht der Fließgewässer ist vermutlich auch einer der Gründe für die damalige Transformation des Flusssystemes zu sehen (Kap. F.1.7). Die äolische Aktivität im Flusstal dauerte während der OV I an (Abb. 62b).

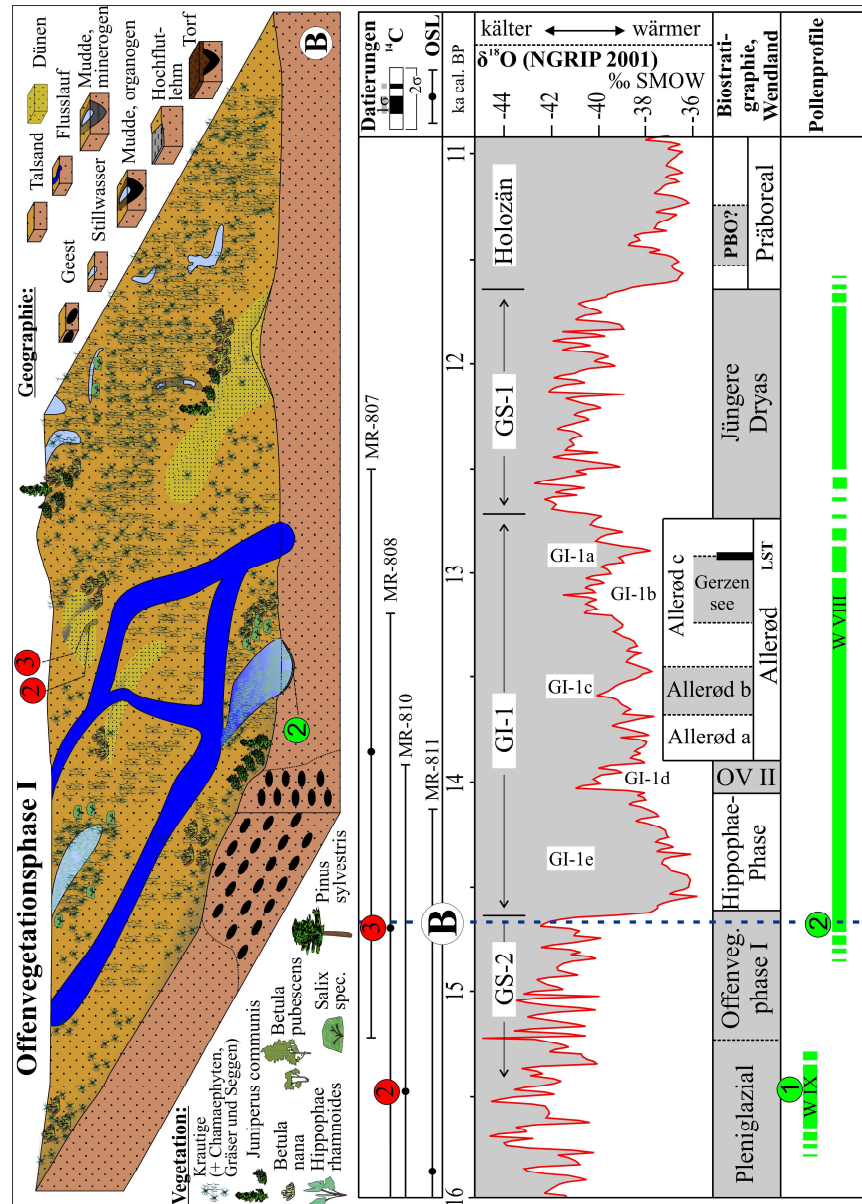


Abb. 62b: Modell der Landschaft in der Jeetzel-Niederung gegen Ende der Offenvegetationsphase I (OV I).

Nach einem sprunghaften Anstieg der Sommertemperatur (Kap. D.6.1) setzten sich während der *Hippophae*-Phase sowohl der Tiefenerosionsprozess des Flusses als auch die interstadiale (Wieder-)Besiedlung der Jeetzel-Niederung mit Pflanzen- und Tierarten fort. Dabei kam es auf den primär kalkreichen Böden zunächst zur

Ausprägung einer charakteristischen durch Straucharten wie *Betula nana*, *Salix* spec., *Juniperus communis* und *Hippophae rhamnoides* dominierten Vegetation bei hohen Anteilen von Zwergsträuchern, krautigen Arten sowie Gräsern und Sauergräsern (Kap. D.4.3). Gegen Ende des Zeitabschnitts breiteten sich jedoch vermutlich bereits Baumbirken in der Jeetzel-Niederung aus (Kap. D.5). Die höheren Temperaturen spiegelten sich auch in der *Pediastrum*-Flora einer verlandenden ehemaligen Flussrinne in nochmals abnehmenden Anteilen der kalt-stenothermen Art *Pediastrum kawraiskyi* und etwas höheren Anteilen thermophiler Arten (*P. angulosum* var. *angulosum*, *P. boryanum* var. *brevicorne*, *P. duplex* var. *rugulosum*) sowie in zunehmendem Kalkanteil des Stillgewässersediments wider (Kap. E.2, Kap. E.4). Bestandteile lokaler Vegetation des Altarms waren an kalkreiche Bedingungen und niedrige Wasserstände angepasste Arten wie *Hippuris vulgaris* und *Zannichellia palustris* (Kap. E.3).

Die beginnende Wiederbewaldung des Untersuchungsgebiets wurde durch eine Klimaverschlechterung während der Offenvegetationsphase II (OV II) kurzfristig unterbrochen, als deren Folge sich eine eher steppenartige Vegetation im Flusstal ausbildete (Kap. D.4.4, vgl. Kap. D.6.3). Unklar ist dabei noch, inwieweit neben einer Temperaturabnahme, die auch zu einem leichten Rückgang der Anteile thermophiler Elemente der *Pediastrum*-Flora führte (Kap. E.4.1), verstärkte Aridität bzw. Kontinentalität die Vegetationsveränderungen auslösten. Während der OV II begann allerdings auch die Ablagerung feinkörniger Hochflutsedimente in der Jeetzel-Niederung, welche mit periodischer Überstauung bzw. Überflutung der Auenbereiche mit langsam fließendem Wasser in einem mäandrierenden System verbunden war (Kap. F.1.2).

Mit dem Allerød, der späteiszeitlichen Waldphase, konnten sich dann zunächst Birken, im weiteren Verlauf auch Kiefern (*Pinus sylvestris*) und wahrscheinlich Pappeln in der Jeetzel-Niederung etablieren (Kap. D.4.5). Während des letzten Teils des Allerøds (Allerød c) verschlechterten sich die Wuchsbedingungen für heliophile Kraut- und Straucharten in den dichteren Kiefern-Birkenwäldern zunehmend. Zuvor waren hochwüchsige Straucharten wie *Juniperus* und *Hippophae*, aber auch Gräser, Sauergräser und Krautige wie *Artemisia*, *Helianthemum* und *Thalictrum* in erheblichem Maße am keinesfalls geschlossenen Vegetationsaufbau beteiligt (Abb. 62c). Während die Dünenbildung bis ins frühe Allerød hinein anhielt, endete die Tiefenerosion des Flusses vorläufig mit der Ausbildung eines – im Vergleich zum heutigen Bild – extrem großen mäandrierenden Systems. Zudem ergänzten noch verlandende ehemalige Flussrinnen sowie die von periodischen Überflutungen betroffenen und insbesondere am Rand vermoorenden⁶² Auenbereiche das Landschaftsmosaik (Abb. 62c).

⁶² Mit flussnahen Überflutungsbereichen und Randvermoorungen kann damit bereits für das Allerød die Existenz eines Strukturmosaiks nachgewiesen werden, wie es auch für heutige naturnahe Stromtalauen typisch ist (e. g. ELLENBERG 1986).

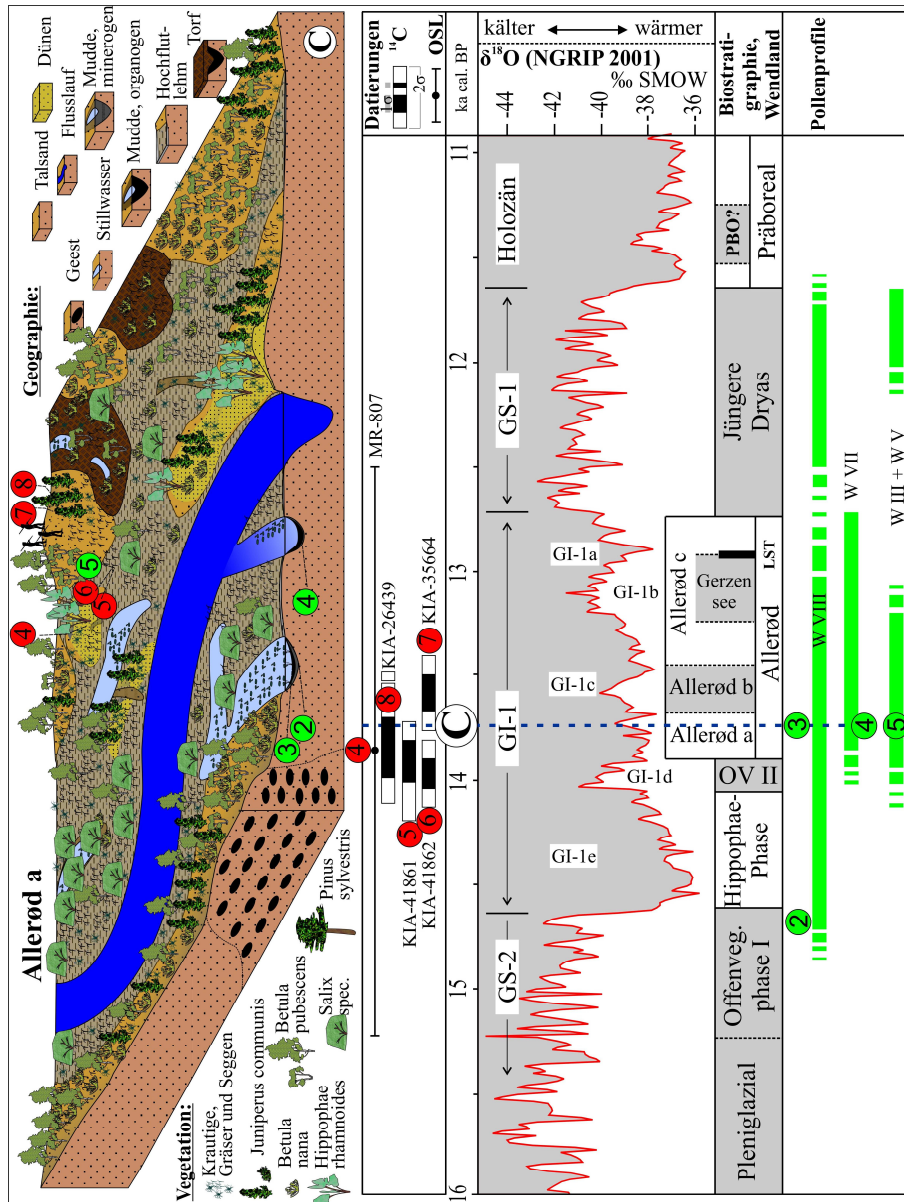


Abb. 62c: Modell der Landschaft in der Jertzel-Niederung im frühen Allerød.

In diesem heterogenen Landschaftsumfeld hielten sich während des Allerød a und nach Radiokarbonaten schon während der OV II spätpaläolithische Jägergruppen auf, von deren Anwesenheit im Flusstal ausgedehnte Oberflächenfundstreuungen auf isolierten Talsandrücken, aber auch ein stratifizierter Fundplatz in Hochflutsedimenten zeugen (vgl. Abb. 10, Kap. D.8, Abb. 57). Einen mit dem Klima- und Landschaftswandel einhergehenden Wandel der menschlichen Lebensweise machen zum einen dortige Funde von Knochenfragmenten von Cerviden, aber auch kleineren Tieren wie Bibern und Kleinvögeln deutlich, womit sich das Inventar von durch größere kaltzeitliche Tiere dominierten Faunen etwas älterer Fundplätze unterscheidet (S. VEIL & U. STAESCHE, mündliche Mitteilung). Zum anderen zeigt

den kulturellen Wandel eine Reihe einzigartiger von den späteiszeitlichen Menschen hergestellter Schmuckobjekte aus Bernstein an, unter anderem die Figurine eines Elchs (VEIL & BREEST 1995, VEIL & BREEST 1997, VEIL & BREEST 2006, VEIL et al. 2012).

Die klimatisch günstigen Bedingungen während des Allerøds markieren auch maximale Anteile thermophiler *Pediastrum*-Arten am Artenspektrum (Kap. E.4). Das interstadiale Klima des Allerøds war dabei aber nicht konstant, sondern wurde durch mindestens zwei kältere Phasen unterbrochen (Kap. D.6.3). Während sich deren erste als Allerød b bezeichnete Periode sowohl in pollenanalytisch fassbaren Vegetationsveränderungen als auch in Größenveränderungen von *Pediastrum*-Coenobien niederschlug, ist die Reflektion der zweiten Gerzensee-Schwankung genannten Phase im Wendland nur undeutlich (Kap. D.4.5.2, Kap. D.4.5.3, Kap. E.4.2). Beeinflusst wurde die Landschaftsentwicklung allerdings vermutlich auch durch niedrige Wasserstände im jüngeren Allerød, die zur Reduzierung der Flussaktivität, zur Unterbrechung der Hochflutsedimentation und Bodenbildung in Hochflutlehmen sowie eventuell zum Entstehen von Hiaten in limnischen Sedimentfolgen führten und bis in die Jüngere Dryas hinein andauerten (Kap. F.1.3, Kap. F.2).

Während Sedimente aus dem ersten Teil der Jüngeren Dryas in der Jeetzel-Niederung größtenteils fehlen und die vorhandenen möglicherweise durch schwer zu detektierende Umlagerungen von Allerød-Sediment betroffen sind, ermöglichen in Vielzahl existierende und maximale Wasserstände aufzeigende Stillwasser- sowie Hochflutsedimente in der Jeetzel-Niederung eine detaillierte Rekonstruktion der Landschaft während der späten Jüngeren Dryas (Abb. 62d). Die mit etwa 1100-1200 Jahren Dauer letzte stadiale Klimaphase vor der heutigen Warmzeit führte dabei noch einmal zur großflächigen Öffnung der Wälder. Während Kiefern in lichten Beständen ein Überdauern in der Jeetzel-Niederung möglich war, wurden Baumbirken weitgehend verdrängt (Kap. D.4.6). Einige Straucharten und viele Krautige sowie Gräser und Sauergräser zeigten sich besser an die klimatischen Bedingungen angepasst, so dass eine charakteristische von einzelnen Baumgruppen durchsetzte und als Parktundra bezeichnete Offenlandschaft entstand (Abb. 62d).

Einhergehend mit höheren Wasserständen im zweiten Teil der Jüngeren Dryas trat eine radikale Änderung des Flussverlaufs mit erneuter Tiefenerosion und Abschneiden bisher aktiver Rinnen auf. Die Jeetzel-Niederung war dann in der späten Jüngeren Dryas von einem stark mäandrierenden Flusssystem mit großflächigen Stillwasserbereichen eingenommen (Abb. 62d). In Altarmen wurde die *Pediastrum*-Flora dabei wie im späten Pleniglazial von *Pediastrum kawraiskyi* dominiert (Kap. E.4). Niedrigere C/N-Verhältnisse der Stillwassersedimente tiefer Rinnen deuten dabei ebenso wie nur spärliche Makrorestfunde von Wasserpflanzen darauf hin, dass ein Großteil der dort abgelagerten organischen Substanz von aquatischen Mikroorganismen produziert wurde, also größere Freiwasserflächen existierten (Abb. 62d, vgl. Kap. E.2, E.3).

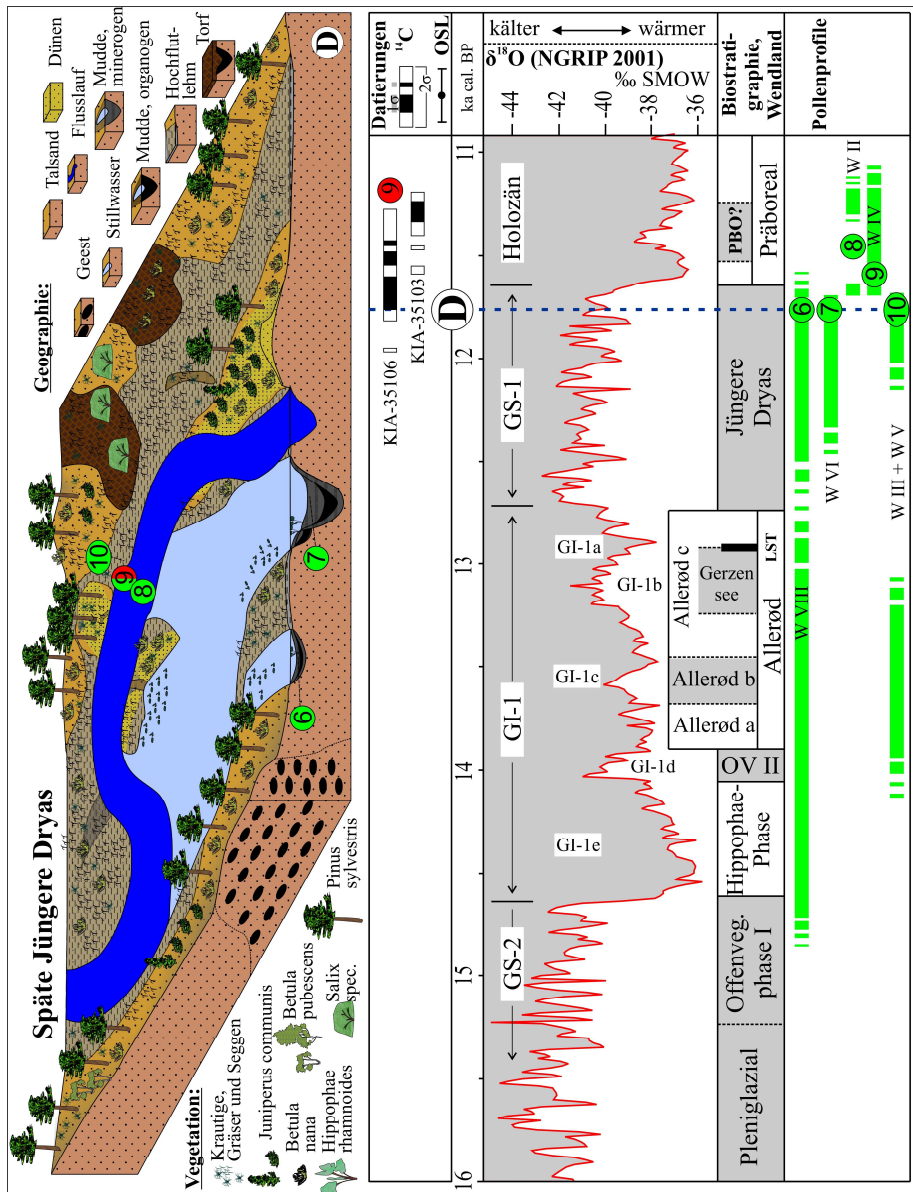


Abb. 62d: Modell der Landschaft in der Jettel-Niederung in der späten Jüngeren Dryas.

Bereits vor dem sprunghaften Temperaturanstieg zum Holozän änderte sich das Abflussverhalten in der Jettel-Niederung erneut radikal hin zu Abfluss in mehreren kleinen Mäandern, womit die vormals aktiven großen Mäanderbögen zu verlanden begannen (Kap. F.1). Deren Stillwassersedimente ermöglichen die Rekonstruktion der Landschaftsentwicklung am Übergang Jüngere Dryas-Präboreal in hoher zeitlicher Auflösung, wobei verschiedene Parameter bzw. unterschiedliche Organismengruppen unterschiedlich Reaktionen auf die Klimaverbesserung zeigen (Abb. 63). Während der organische Gehalt und Kalkgehalt der Sedimente ebenso wie die Pollenkonzentration mit Beginn des Präboreals deutlich zunahm, reagier-

Zusammenfassendes Modell der Landschaftsgenese

te die Vegetation im Flusstal nach Pollenanalysen verspätet mit erneuter Expansion von Wäldern.

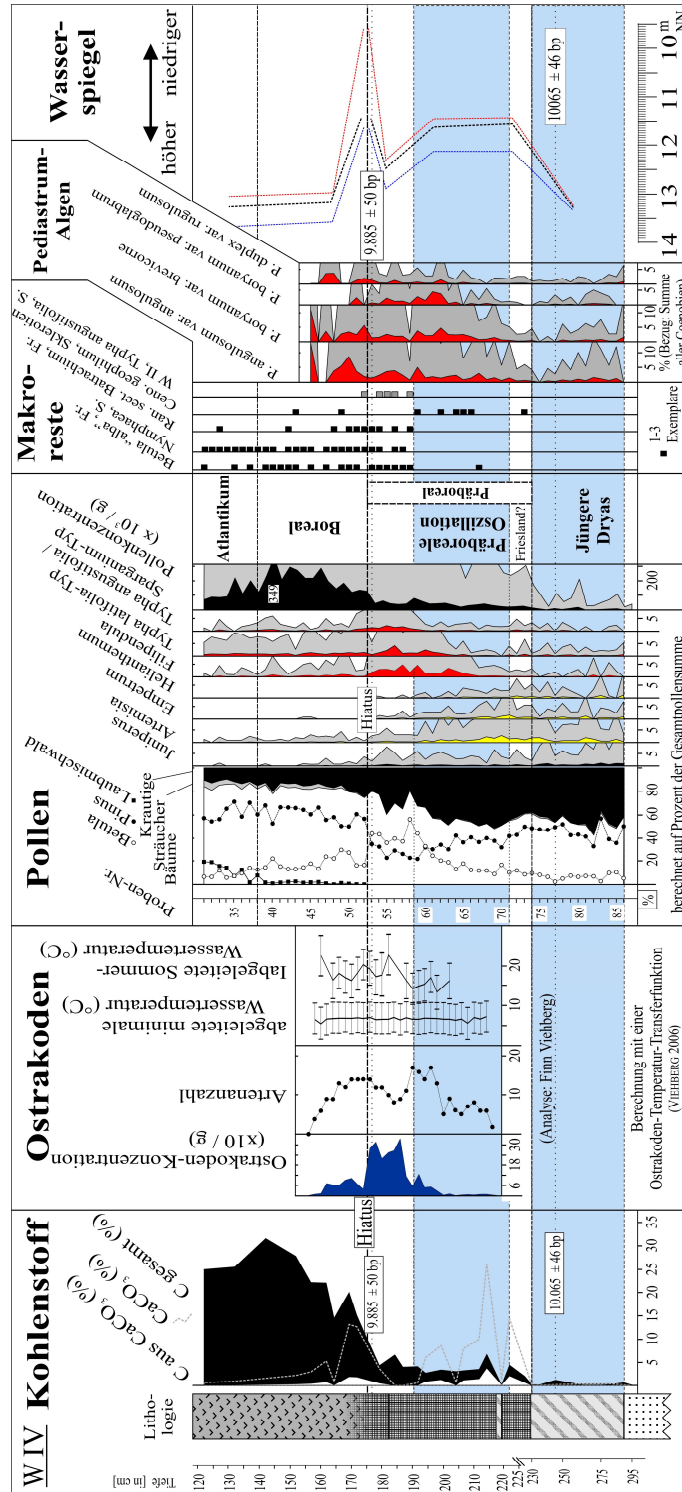


Abb. 63: Multidisziplinäre Zusammenstellung von Parametern zur Umwelt- und Klimarekonstruktion am Übergang Jüngere Dryas-Holozän.

Neben einfacher Verzögerung kommt als Erklärung hierfür die Reflektion der Präborealen Oszillation (PBO), einer kurzfristigen nochmals kalten und ariden Klimaphase in Mitteleuropa, in Frage (Kap. D.4.7). Tatsächlich war der Wasserstand in der Jeetzel-Niederung während der PBO abgesenkt (Abb. 63, vgl. Kap. F.2). Eine quantitative Temperaturrekonstruktion mittels einer Ostrakoden-Temperatur-Transferfunktion zeigt einen Temperaturanstieg gegen Ende der PBO um 5-6 °C (Abb. 63, vgl. VIEHBERG 2006), wie er im frühen Holozän auch für Grönland, Norwegen und die Schweiz ermittelt wurde (e. g. BIRKS & AMMANN 2000, KOBASHI et al. 2008). Zudem trat die vergleichsweise wärmeliebende Pflanzenart *Typha latifolia* erst gegen Ende der PBO auf. Prozentanteile thermophiler *Pedicularis*-Arten beginnen zwar mit Beginn des Holozäns anzusteigen, erreichen aber im Fall von *P. angulosum* var. *angulosum* und *P. duplex* var. *rugolosum* erst nach Ende der PBO maximale Anteile (Abb. 63). Obwohl die einzelnen Proxydaten damit stimmige Ergebnisse zur Reflektion einer Präborealen Oszillation in der Jeetzel-Niederung liefern, muss hinzugefügt werden, dass im nordwestlichen Mitteleuropa nach Datierungen eindeutig verschiedene Klimaphasen als PBO bezeichnet werden (Kap. D.4.7).

Mit Ende der PBO konnten sich im Präboreal dann Birkenwälder bzw. Birken-Kiefernwälder in der Jeetzel-Niederung etablieren, die zunehmend weniger Nischen für lichtliebende Pflanzenarten boten (Kap. D.4.7). Sedimente aus dem späten Präboreal und anschließenden frühen Boreal fehlen allerdings größtenteils, vermutlich wegen einer weiteren ausgedehnten Trockenperiode, welche auch in anderen Seen Nordwestdeutschlands zu extremen Seespiegelabsenkungen führte (Kap. F.2, KLEINMANN et al. 1997).

Im Boreal hatten sich dichte Wälder mit Kieferndominanz in der Jeetzel-Niederung etabliert. Im Atlantikum wurden die Kiefern auf vielen Standorten mehr und mehr durch Baumarten des Laubmischwaldes, vor allem *Quercus*, *Ulmus* und *Tilia* ersetzt, konnten sich aber vermutlich auf Dünenstandorten halten (Abb. 64). Die Schwarzerle (*Alnus glutinosa*) breitete sich zunächst am Rand der verlandenden Altarme, dann mit ansteigendem Wasserspiegel und sich ausdehnenden Vermoorungen massiv im Auenbereich aus. Das mäandrierende Abflussregime mit mehreren kleinen Flussrinnen blieb an der Jeetzel über das Holozän relativ stabil, wobei Altarme abgetrennt wurden (Abb. 64). Die Existenz echter Hartholz-Auenwälder in der Jeetzel-Niederung im Holozän ist dabei nicht eindeutig nachgewiesen (Kap. D.9.2).

Im Mesolithikum und frühen Neolithikum wurden noch die hochgelegenen Dünenrücken in der Jeetzel-Niederung besiedelt (Abb. 57, vgl. TOLKSDORF 2011), danach blieb das Flusstal bis zum frühen Mittelalter – vermutlich aufgrund hoher Wasserstände und großflächiger Vermoorungen – weitgehend unbesiedelt. Im Rahmen mittelalterlicher Landwirtschaft wurden die Niederungsbereiche dann zum Teil gerodet und verstärkt in die Landnutzung einbezogen. Im Untersuchungsgebiet entstand dabei eine spätmittelalterliche Wasserburg, durch deren direkte Nähe zum vegetationsgeschichtlichen Archiv der seltene Nachweis kleinadeligen Weinbaus

H. LITERATUR- UND KARTENVERZEICHNIS

1. Literaturverzeichnis

- AALTO, M. (1970): Potamogetonaceae Fruits 1. Recent and subfossil endocarps of the Fennoscandian species. – *Acta Botanica Fennica* 88: 1-85.
- AARIO, L. (1941): Die größenstatistische Analyse der Betulapollen in Torfproben. – *Geologische Rundschau* 32: 612-626.
- ABD EL-KARIM, S. M. (2009): Present and Long-Term Changes of Phytoplankton Communities in Hypertrophic Mediterranean Lagoon, Lake Manzala, Egypt. – *American-Eurasian Journal of Agricultural & Environmental Sciences* 5: 171-178.
- AG BODEN (2005): *Bodenkundliche Kartieranleitung*. – 5. Aufl., 438 S., Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Hannover.
- AMMANN, B. & LOTTER, A. F. (1989): Late-Glacial radiocarbon- and palynostratigraphy on the Swiss Plateau. – *Boreas* 18: 109-126.
- AMMANN, B., LOTTER, A. F., EICHER, U., GAILLARD, M.-J., WOHLFARTH, B., HAEBERLI, W., LISTER, G., MAISCH, M., NIESSEN, F. & SCHLÜCHTER, C. (1994): The Würmian late-glacial in lowland Switzerland. – *Journal of Quaternary Science* 9: 119-125.
- ANDERSEN, S. T. (1970): The relative pollen productivity and pollen representation of north European trees and correction factors for tree pollen spectra. – *Danmarks Geologiske Undersøgelse II. række*, 96: 1-99.
- ANDERSEN, S. T. (1979): Identification of wild grass and cereal pollen. – *Danmarks Geologiske Undersøgelse, Årbog* 1978: 69-92.
- ANDRES, W., BOS, J. A., HOUBEN, P., KALIS, A. J., NOLTE, S., RITTWEGER, H. & WUNDERLICH, J. (2001): Environmental change and fluvial activity during the Younger Dryas in central Germany. – *Quaternary International* 79: 89-100.
- ANTOINE, P., MUNAUT, A.-V., LIMONDIN-LOZOUET, N., PONEL, P., DUPERON, J. & DUPERON, M. (2003): Response of the Selle River to climatic modifications during the Lateglacial and Early Holocene (Somme Basin-Northern France). – *Quaternary Science Reviews* 22: 2061-2076.
- AVERDIEK, F.-R. (1957): Zur Geschichte der Moore und Wälder Schleswig-Holsteins. Ein Beitrag zur Frage der Rekurrenzflächen. – *Nova Acta Leopoldina* 19 (130): 1-152.
- AVERDIEK, F.-R. (1958): Pollenanalytische Untersuchungen zur Vegetationsgeschichte im Osten Hamburgs. – *Mitteilungen der Geographischen Gesellschaft in Hamburg* 53: 161-176.
- BACHMANN, G. H. & HOFFMANN, N. (1995): Bildung und Entwicklung des Norddeutschen Rotliegenden-Beckens. – *Courier Forschungsinstitut Senckenberg* 183: 156-169.
- BARD, E., HAMELIN, B. & DELANGHE-SABATIER, D. (2010): Deglacial Meltwater Pulse 1B and Younger Dryas Sea Levels Revisited with Boreholes at Tahiti. – *Science* 2010: 1235-1237.
- BARKHAUSEN, J. & MÜLLER, H. (1984): Ein Pollendiagramm aus der Leybucht. – *Probleme der Küstenforschung im Südlichen Nordseegebiet* 15: 127-135.
- BEHRE, K.-E. (1966): Untersuchungen zur spätglazialen und frühpostglazialen Vegetationsgeschichte Ostfrieslands. – *Eiszeitalter und Gegenwart* 17: 69-84.
- BEHRE, K.-E. (1978): Die Klimaschwankungen im europäischen Präboreal. – *Petermanns Geographische Mitteilungen* 2: 97-102.
- BEHRE, K.-E. (2007): A new Holocene sea-level curve for the southern North Sea. – *Boreas* 36: 82-102.
- BEHRE, K.-E. & KUČAN, D. (1986): Die Reflektion archäologisch bekannter Siedlungen in Pollendiagrammen verschiedener Entfernung – Beispiele aus der Siedlungskammer Flögel, Nordwestdeutschland. – In: BEHRE, K.-E. (ed.): *Anthropogenic Indicators in Pollen Diagrams*, Rotterdam-Boston: 94-114.

- BEHRE, K.-E. & KUČAN, D. (1994): Die Geschichte der Kulturlandschaft und des Ackerbaus in der Siedlungskammer Flügeln, Niedersachsen, seit der Jungsteinzeit. – *Probleme der Küstenforschung im südlichen Nordseegebiet* 21: 1-228.
- BEIJERINCK, W. (1947): *Zadenatlas der Nederlandsche flora, ten behoeve van de botanie, palaeontologie, bodemkultur en warenkennis*. – 316 S., Wageningen.
- BENDA, L. & MEYER, K. D. (1973): Das Holstein-Interglazial von Breetze bei Bleckede/Elbe. – *Geologisches Jahrbuch (A)* 9: 21-40.
- BENNIKE, O., SARMAJA-KORJONEN, K. & SEPPÄNEN, A. (2004): Reinvestigation of the classic late-glacial Bølling Sø sequence, Denmark: Chronology, macrofossils, Cladocera and chydorid ephippia. – *Journal of Quaternary Science* 19: 465-478.
- BERENDSEN, H., HOEK, W. & SCHORN, E. (1995): Late Weichselian and Holocene river channel changes of the rivers Rhine and Meuse in the Netherlands. – In: FRENZEL, B. (ed.): *European river activity and climatic change during the Lateglacial and early Holocene*. – Special issue: *ESF Project European Palaeoclimate and Man* 9: 151-171.
- BERENDSEN, H. & VOLLEBERG, K. P. (2007): New prospects in geomorphological and geological mapping of the Rhine-Meuse Delta – Application of detailed digital elevation maps based on laser altimetry. – *Netherlands Journal of Geosciences* 86: 15-22.
- BERGGREN, G. (1969): *Atlas of seeds and small fruits of northwest-European plant species with morphological descriptions*. 2: Cyperaceae. – 68 S., Stockholm.
- BERGGREN, G. (1981): *Atlas of seeds and small fruits of northwest-European plant species with morphological descriptions*. 3: Salicaceae - Cruciferae. – 261 S., Stockholm.
- BERGLUND, B. E. (1971): Late-Glacial stratigraphy and chronology in South Sweden in the light of biostratigraphic studies on Mt. Kullen, Scania. – *Geologiska Föreningens i Stockholm. Föreläsningar* 93: 11-45.
- BERGLUND, B. E. & RALSKA-JASIEWICZOWA, M. (1986): Pollen analysis and pollen diagrams. – In: BERGLUND, B. E. (ed.): *Handbook of Holocene Palaeoecology and Palaeohydrology*, John Wiley & Sons, Chichester: 455-484.
- BERGLUND, B. E., BJÖRCK, S., LEMDAHL, G., BERGSTEN, H., NORDBERG, K. & KOLSTRUP, E. (1994): Late Weichselian environmental change in southern Sweden and Denmark. – *Journal of Quaternary Science* 9: 127-132.
- BERGLUND, B. E., BIRKS, H. J. B., RALSKA-JASIEWICZOWA, M. & WRIGHT, H. E. (eds., 1996): *Palaeohydrological events during the last 15000 years: Regional Synthesis of Palaeoecological Studies of Lakes and Mires in Europe*. – 764 S., John Wiley & Sons, Chichester.
- BEUG, H.-J. (1961): *Leitfaden der Pollenbestimmung für Mitteleuropa und angrenzende Gebiete*. – 63 S., Lief. 1, Stuttgart.
- BEUG, H.-J. (2004): *Leitfaden der Pollenbestimmung für Mitteleuropa und angrenzende Gebiete*. – 542 S., Pfeil-Verlag, München.
- BEUG, H.-J. (2011): Vegetation changes during the Slavic period, shown by a high resolution pollen diagram from the Maujahn peat bog near Dannenberg, Hanover Wendland, Germany. – *Vegetation History and Archaeobotany* 20: 199-206.
- BEUG, H.-J., HENRION, I. & SCHMÜSER, A. (1999): *Landschaftsgeschichte im Hochharz: Die Entwicklung der Wälder und Moore seit der letzten Eiszeit*. – 454 S., Papierflieger-Verl., Clausthal-Zellerfeld.
- BIRKS, H. H. (1993): The importance of plant macrofossils in Late-Glacial climatic reconstructions: an example from Western Norway. – *Quaternary Science Reviews* 12: 719-726.
- BIRKS, H. H. (2003): The importance of plant macrofossils in the reconstruction of Lateglacial vegetation and climate: examples from Scotland, western Norway, and Minnesota, USA. – *Quaternary Science Reviews* 22: 453-473.

- BIRKS, H. H. & AMMANN, B. (2000): Two terrestrial records of rapid climatic change during the glacial-Holocene transition (14,000-9,000 calendar years B.P.) from Europe. – Proceedings of the National Academy of Sciences 97: 1390-1394.
- BIRKS, H. H. & BIRKS, H. J. B. (2000): Future uses of pollen analysis must include plant macrofossils. – Journal of Biogeography 27: 31-35.
- BIRKS, H. H., LARSEN, E. & BIRKS, H. J. B. (2005): Did tree-*Betula*, *Pinus* and *Picea* survive the last glaciation along the west coast of Norway? A review of the evidence, in light of Kullman (2002). – Journal of Biogeography 32: 1461-1471.
- BIRKS, H. H. & BIRKS, H. J. B. (2006): Multi-proxy studies in palaeolimnology. – Vegetation History and Archaeobotany 15: 235-251.
- BIRKS, H. J. B. (1968): The identification of *Betula nana* pollen. – New Phytologist 67: 309-314.
- BIRKS, H. J. B. & SEPPÄ, H. (2004): Pollen-based reconstructions of late-Quaternary climate in Europe – progress, problems, and pitfalls. – Acta Palaeobotanica 44: 317-334.
- BIRKS, H. J. B. & WILLIS, K. J. (2008): Alpines, trees, and refugia in Europe. – Plant Ecology and Diversity 1: 147-160.
- BITTMANN, F. (2007): Reconstruction of the Allerød vegetation of the Neuwied Basin, western Germany, and its surroundings at 12,900 cal B.P. – Vegetation History and Archaeobotany 16: 139-156.
- BJÖRCK, S., HÅKANSSON, H., OLSSON, S., BARNEKOW, L. & JANSSENS, J. (1993): Palaeoclimatic studies in South Shetland Islands, Antarctica, based on numerous stratigraphic variables in lake sediment. – Journal of Paleolimnology 8: 233-272.
- BJÖRCK, S., KROMER, B., JOHNSEN, S., BENNIKE, O., HAMMARLUND, D., LEMDAHL, G., POSSNERT, G., RASMUSSEN, T. L., WOHLFARTH, B., HAMMER, C. & SPURK, M. (1996): Synchronized terrestrial-atmospheric deglacial records around the north Atlantic. – Science 274: 1155-1160.
- BJÖRCK, S., RUNDGREN, M., INGOLFFSON, O. & FUNDER, S. (1997): The Preboreal oscillation around the Nordic Seas: terrestrial and lacustrine responses. – Journal of Quaternary Science 12: 455-465.
- BJÖRCK, S., WALKER, M. J. C., CWYNAR, L. C., JOHNSEN, S., KNUDSEN, K.-L., LOWE, J. J., WOHLFARTH, B. & INTIMATE MEMBERS (1998): An event stratigraphy for the Last Termination in the North Atlantic region based on the Greenland ice-core record: a proposal by the INTIMATE group. – Journal of Quaternary Science 13: 283-292.
- BLOCKLEY, S. P. E., LOWE, J. J., WALKER, M. J. C., ASIOLI, A., TRINCARDI, F., COOPE, G. R., POLLARD, A. M. & Donahue, R. E. (2004): Bayesian analysis of radiocarbon chronologies: examples from the European Lateglacial. – Journal of Quaternary Science 19: 159-175.
- BLOCKLEY, S. P. E., BRONK RAMSEY, C., LANE, C. S. & LOTTER, A. F. (2008): Improved age modelling approaches as exemplified by the revised chronology for the Central European varved lake Soppensee. – Quaternary Science Reviews 27: 61-71.
- BLOCKLEY, S. P. E., LANE, C. S., HARDIMAN, M., RASMUSSEN, S. O., SEIERSTAD, I. K., STEFFENSEN, J. P., SVENSSON, A., LOTTER, A. F., TURNEY, C. S., BRONK RAMSEY, C. & INTIMATE MEMBERS (2012): Synchronisation of palaeoenvironmental records over the last 60,000 years, and an extended INTIMATE event stratigraphy to 48,000 b2k. – Quaternary Science Reviews 36: 2-10.
- BOCK, B., MENKE, B., STREHL, E. & ZIEMUS, H. (1985): Neuere Funde des Weichselspätglazials in Schleswig-Holstein. – Eiszeitalter und Gegenwart 1985: 161-180.
- BOGAART, P. W., VAN BALEN, R. T., KASSE, C. & VANDENBERGHE, J. (2003): Process-based modelling of fluvial system response to rapid climate change II. Application to the river Maas (the Netherlands) during the Last Glacial-Interglacial Transition. – Quaternary Science Reviews 22: 2097-2110.
- BOHNCKE, S. (1993): Lateglacial environmental changes in the Netherlands: spatial and temporal patterns. – Quaternary Science Reviews 12: 707-718.

- BOHNCKE, S., VANDENBERGHE, J., COOPE, R. G. & REILING, R. (1987): Geomorphology and palaeoecology of the Mark valley (southern Netherlands): Palaeoecology, palaeohydrology and climate during the Weichselian Late Glacial. – *Boreas* 16: 69-85.
- BOHNCKE, S. & WIJMSTRA, T. (1988): Reconstruction of Late-Glacial lakelevel fluctuations in The Netherlands based on palaeohotanical analyses, geochemical results and pollen-density data. – *Boreas* 17: 403-425.
- BOHNCKE, S. J. P., WIJMSTRA, L., VAN DER WOUDE, J. D. & SOHL, H. (1988): The Late-Glacial infill of three lake successions in The Netherlands: Regional vegetational history in relation to NW European vegetational developments. – *Boreas* 17: 385-402.
- BOHNCKE, S., VANDENBERGHE, J. & HUIJZER, A. S. (1993): Periglacial palaeoenvironments during the Late Glacial in the Maas valley, The Netherlands. – *Geologie en Mijnbouw* 72: 193-210.
- BOHNCKE, S., KASSE, C. & VANDENBERGHE, J. (1995): Climate induced environmental changes during the Vistulian Lateglacial at Żabinko, Poland. – *Quaestiones Geographicae* 4: 43-64.
- BOHNCKE, S. J. P. & HOEK, W. Z. (2007): Multiple oscillations during the Preboreal as recorded in a calcareous gyttja, Kingbeekdal, The Netherlands. – *Quaternary Science Reviews* 26: 1965-1974.
- BOKELMANN, K., HEINRICH, D. & MENKE, B. (1983): Fundplätze des Spätglazials am Hainholz-Esinger Moor, Kreis Pinneberg. – *Offa* 40: 199-239.
- BOND, G. (1955): An isotopic study of fixation of nitrogen associated with nodulated plants of *Alnus*, *Myrica*, and *Hippophae*. – *Journal of Experimental Botany* 6: 303-311.
- BOGAARD, P. & SCHMINCKE, H. U. (1985): Laacher See Tephra: a widespread isochronous late Quaternary tephra layer in central and northern Europe. – *Geological Society of America Bulletin* 96: 1554-1571.
- BORNEMANN, O., BELAU, J., FISCHBECK, R., HAMMER, J., JARITZ, W., KELLER, S., MINGERZAHN, G. & SCHRAMM, M. (2007): Standortbeschreibung Gorleben, Teil 3: Ergebnisse der über- und untertägigen geologischen Erkundung des Salinars. – *Geologisches Jahrbuch (C)* 73: 1-211.
- BÖRNER, A. (2007): Das Eberswalder Urstromtal – Untersuchungen zur pleistozänen Landschaftsgenese zwischen Niederem Oderbruch und Werbellinseerinne (Nordost-Brandenburg). Schriftenreihe für Geowissenschaften 17. – 118 S., Verlag Störr, Berlin.
- BORNETTE, G. & AMOROS, C. (1991): Aquatic vegetation and hydrology of a braided river floodplain. – *Journal of Vegetation Science* 2: 497-512.
- BORNGÄSSER, E. (1941): Das „Große Moor“ bei Deimern, ein Hochmoor in der Lüneburger Heide. – Beihefte zum Botanischen Zentralblatt 61, B: 33-71.
- BOS, J. A. A. (2001): Lateglacial and Early Holocene vegetation history of the northern Wetterau and the Amöneburger Basin (Hessen), central-west Germany. – *Review of Palaeobotany and Palynology* 115: 177-212.
- BOS, J. A. A., BOHNCKE, S. J. P. & JANSSEN, C. R. (2006): Lake-level fluctuations and small-scale vegetation patterns during the late glacial in The Netherlands. – *Journal of Paleolimnology* 35: 211-238.
- BOS, J. A. A., VAN GEEL, B., VAN DER PLICHT, J. & BOHNCKE, S. J. P. (2007): Preboreal climate oscillations in Europe: Wiggle-match dating and synthesis of Dutch high-resolution multi-proxy records. – *Quaternary Science Reviews* 26: 1927-1950.
- BOS, J. A. A., DAMBECK, R., KALIS, A. J., SCHWEIZER, A. & THIEMEYER, H. (2008): Palaeoenvironmental changes and vegetation history of the northern Upper Rhine Graben (southwestern Germany) since the Lateglacial. – *Netherlands Journal of Geosciences* 87: 67-90.

- BÖTTGER, T., HILLER, A., JUNGE, W., LITT, T., MANIA, D. & SCHEELE, N. (1998): Late Glacial stable isotope record, radiocarbon stratigraphy, pollen and mollusc analyses from the Geiseltal area, Central Germany. – *Boreas* 27: 88-100.
- BOUDREAU, R. E. A., GALLOWAY, J. M., PATTERSON, R. T., KUMAR, A. & MICHEL, F. A. (2005): A paleolimnological record of Holocene climate and environmental change in the Temagani region, northeastern Ontario. – *Journal of Paleolimnology* 33: 445-461.
- BRADSHAW, E. G., RASMUSSEN, P., NIELSEN, H. & ANDERSON, N. J. (2005): Mid- to late-Holocene land-use change and lake development at Dallund Sø, Denmark: trends in lake primary production as reflected by algal and macrophyte remains. – *The Holocene* 15: 1130-1142.
- BRANDE, A. (1980): Pollenanalytische Untersuchungen im Spätglazial und frühen Postglazial Berlins. – *Verhandlungen des Botanischen Vereins der Provinz Brandenburg* 115: 21-72.
- BRANDE, A. (1985): Mittelalterlich-neuzeitliche Vegetationsentwicklung am Krummen Fenn in Berlin-Zehlendorf. – *Verhandlungen des Berliner Botanischen Vereins* 4: 3-65.
- BRANDE, A. (1995): Younger Dryas vegetation gradient in Northeast Germany. – *Terra Nostra* 2/95: 35.
- BRAUER, A., ENDRES, C. & NEGENDANK, J. F. W. (1999): Lateglacial calendar year chronology based on annual laminated sediments from Lake Meerfelder Maar, Germany. – *Quaternary International* 61: 17-25.
- BRAUER, A., ENDRES, C., ZOLITSCHKA, B. & NEGENDANK, J. F. W. (2000a): AMS Radiocarbon and varve chronology from the annually laminated sediment record of lake Meerfelder Maar, Germany. – *Radiocarbon* 42: 355-368.
- BRAUER, A., GÜNTER, C., JOHNSEN, S. J. & NEGENDANK, J. F. W. (2000b): Land-ice teleconnections of cold climatic periods during the last Glacial/Interglacial transition. – *Climate Dynamics* 16: 229-239.
- BRODIE, C. R., CASFORD, J. S. L., LLOYED, J. M., LENG, M. J., HEATON, T. H. E., KENDRICK, C. P. & YONGQIANG, Z. (2011): Evidence for bias in C/N, $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{15}\text{N}$ values of bulk organic matter, and on environmental interpretation, from a lake sedimentary sequence by pre-analysis acid treatment methods. – *Quaternary Science Reviews* 30: 3076-3087.
- BRONK RAMSEY, C. (1995): Radiocarbon calibration and analysis of stratigraphy: The OxCal program. – *Radiocarbon* 37: 425-430.
- BROOKS, S. J. (2006): Fossil midges as palaeoclimatic indicators of the Eurasian region. – *Quaternary Science Reviews* 25: 1894-1910.
- BROOKS, S. J. & BIRKS, H. J. B. (2000): Chironomid-inferred Late-glacial air temperatures at Whitrig Bog, southeast Scotland. – *Journal of Quaternary Science* 15: 759-764.
- BUCH, M. W. (1989): Late Pleistocene and Holocene development of the Danube valley east of Regensburg. – *Catena* 15 (Supplement): 279-287.
- BURRICHTER, E. & POTT, R. (1987): Zur spät- und nacheiszeitlichen Entwicklungsgeschichte von Auenablagerungen im Ahse-Tal bei Soest (Hellwegbörde). – In: KÖHLER, E. & WEIN, N. (Hrsg.): *Natur- und Kulturräume. Münstersche Geographische Arbeiten* 27, Münster: 129-135.
- BURRICHTER, E., POTT, R. & FURCH, H. (1988): Die potentielle natürliche Vegetation. – *Geographisch landeskundlicher Atlas von Westfalen, Lief. 4*: 1-42.
- BURKART, M., KÜSTER, H., SCHELSKI, A. & PÖTSCH, J. (1998): A historical and plant sociological appraisal of floodplain meadows in the lower Havel valley, northeast Germany. – *Phytocoenologia* 28: 85-103.
- BUSSCHERS, F. S., COHEN, K. M., VANDENBERGHE, J., VAN BALEN, R. T., KASSE, C., WALLINGA, J. & WEERTS, H. J. T. (2011): Comment on 'Causes, consequences and chronology of large-magnitude palaeoflows in Middle and Late Pleistocene river

- systems of northwest Europe' by Westaway and Bridgland (2010). – *Earth Surface Processes and Landforms* 36: 1836-1840.
- CAPPERS, R. T. J., BEKKER, R. M. & JANS, J. E. A. (2006): Digitale Zadenatlas van Nederland. – 502 S., Groningen.
- CASPERS, G. (1992): Holozäne Flussentwicklung im nordwestdeutschen Flachland. – Bericht zum DFG-Projekt Hi 355/2; NLFb Archiv-Nr. 110253; 1: 44 S. / 2: 91 S., Hannover.
- CASPERS, G. (1993a): Vegetationskundliche Untersuchungen zur Flussauenentwicklung an der Mittelweser im Spätglazial und Holozän. – *Abhandlungen aus dem Westfälischen Museum für Naturkunde* 55 (1): 1-101.
- CASPERS, G. (1993b): Fluviale Geomorphodynamik und Vegetationsentwicklung im Tal der Weser seit dem Spätglazial. – *Berichte der Naturhistorischen Gesellschaft Hannover* 135: 29-48.
- CASPERS, G. (2000): Sedimente und Entwicklung des Elbetals im Gebiet der Wische (Sachsen-Anhalt) seit der Weichsel-Kaltzeit. – *Untere Havel: Naturkundliche Berichte aus Altmark und Prignitz* 10: 32-43.
- CASPERS, G. & SCHWARZ, C. (1998): Fluviale und äolische Prozesse im Gebiet der unteren Elbe bei Neuhaus (Niedersachsen) seit dem Weichsel-Spätglazial. – *Mitteilungen aus dem Geologischen Institut der Universität Hannover* 38: 49-64.
- CHEN, S. (1982): Neue Untersuchungen über die spät- und postglaziale Vegetationsgeschichte im Gebiet zwischen Harz und Leine. – Dissertation Universität Göttingen.
- CHEN, S. (1988): Neue Untersuchungen über die spätglaziale Vegetationsgeschichte im Gebiet zwischen Harz und Leine (BRD). – *Flora* 181: 147-177.
- CHOUDARY, P., ROUTH, J. & CHAPKRAPANI, G. J. (2009): Comparison of bulk organic matter characteristics in sediments of three Kumaun Himalayan lakes. – *Current Science* 97: 572-575.
- CHRISTIANSEN, J. (2008): Vegetationsgeschichtliche Untersuchungen in der westlichen Prignitz, dem östlichen Hannoverschen Wendland und der nördlichen Altmark. – Dissertation Universität Göttingen, 92 S.
- CLEVERINGA, P., DE GANS, W., KOLSTRUP, E. & PARIS, F. P. (1977): Vegetational and climatic developments during the Late Glacial and the Early Holocene and aeolian sedimentation as recorded in the Uteringsveen (Drente, The Netherlands). – *Geologie en Mijnbouw* 56: 234-242.
- COLLINS, P. E., WORSLEY, P., KEITH-LUCAS, D. M. & FENWICK, I. M. (2006): Floodplain environmental change during the Younger Dryas and Holocene in Northwest Europe: Insights from the lower Kennet Valley, south central England. – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 233: 113-133.
- COOPE, G. R., LEMDAHL, G., LOWE, J. J. & WALKING, A. (1998): Temperature gradients in northern Europe during the last glacial–Holocene transition (14-9 ¹⁴C kyr BP) interpreted from coleopteran assemblages. – *Journal of Quaternary Science* 13: 419-433.
- CREMASCHI, M. & MARCHETTI, M. (1995): Changes in fluvial dynamics in the central Po Plain (Italy) from late Pleistocene to early Holocene. – In: FRENZEL, B. (ed.): *European river activity and climatic change during the Lateglacial and early Holocene.* – Special issue: *ESF Project European Palaeoclimate and Man* 9: 173-190.
- CRISMAN, T. L. (1978): Algal remains in Minnesota lake types: a comparison of modern and late-glacial distributions. – *Verhandlungen der Internationalen Vereinigung für theoretische und angewandte Limnologie* 20: 445-451.
- CRONBERG, G. (1982): *Pediastrum* and *Scenedesmus* (Chlorococcales) in sediments from Lake Väcksjön. – *Algological Studies/Archiv für Hydrobiologie, Supplement* 29: 500-507.
- CUMMINS, K. W. & KLUG, M. J. (1979): Feeding ecology of stream invertebrates. – *Annual review of Ecology and Systematics* 10: 147-172.

Literatur- und Kartenverzeichnis

- DAMBACH, K. (2000): Ein Versuch zur Quantifizierung der gerodeten Landoberfläche einzelner Landschaften Mitteleuropas mit Hilfe der Pollenanalyse. – *Dissertationes Botanicae* 336: 1-151.
- DAVIES, S. M., ABBOTT, P. M., PEARCE, N. J. G., WASTEGÅD, S. & BLOCKLEY, S. B. (2012): Integrating the INTIMATE records using tephrochronology: rising to the challenge. – *Quaternary Science Reviews* 36: 11-27.
- DEASON, T. R. (1983): Cell wall structure and composition as taxonomic characters in the coccoid Chlorophyceae. – *Phycologia* 19: 248-251.
- DE KLERK, P. (2002): Changing vegetation patterns in the Endering Bruch area (Vorpommern, NE Germany) during the Weichselian Lateglacial and Early Holocene. – *Review of Palaeobotany and Palynology* 119: 275-309.
- DE KLERK, P. (2004): Confusing concepts in Lateglacial stratigraphy and geochronology: origin, consequences, conclusions (with special emphasis on the type locality Bøllingsø). – *Review of palaeobotany and palynology* 129: 265-298.
- DE KLERK, P. (2006): Lateglacial and Early Holocene vegetation history near Hennigsdorf (C Brandenburg, NE Germany): a new interpretation of palynological data of Klaus Kloss. – *Archiv für Naturschutz und Landschaftsforschung* 45: 37-52.
- DE KLERK, P. (2008): Patterns in vegetation and sedimentation during the Weichselian Late-glacial in north-eastern Germany. – *Journal of Biogeography* 35: 1308-1322.
- DE KLERK, P., HELBIG, H., HELMS, S., JANKE, W., KRÜGEL, K., KÜHN, P., MICHAELIS, D. & STOLZE, S. (2001): The Reinberg researches: palaeoecological and geomorphological studies of a kettle hole in Vorpommern (NE Germany), with special emphasis on a local vegetation during the Weichselian Pleniglacial/Lateglacial transition. – *Greifswalder Geographische Arbeiten* 23: 43-131.
- DIECKMANN, U. (1998): Paläoökologische Untersuchungen zur Entwicklung von Natur- und Kulturlandschaft am Nordrand des Wiehengebirges. – *Abhandlungen aus dem Westfälischen Museum für Naturkunde* 60 (4): 1-153.
- DIEFFENBACHER-KRALL, A. C. & NURSE, A. M. (2005): Late-glacial and Holocene record of lake levels of Mathews Pond and Whitehead Lake, northern Maine, USA. – *Journal of Paleolimnology* 34: 283-310.
- DIETZ, C., GRAHLE, H.-O. & MÜLLER, H. (1958): Ein spätglaziales Kalkmude-Vorkommen im Seck-Bruch bei Hannover. – *Geologisches Jahrbuch* 76: 67-102.
- DÖRFLER, W. (1989): Pollenanalytische Untersuchungen zur Vegetations- und Siedlungsgeschichte im Süden des Landkreises Cuxhaven, Niedersachsen. – *Probleme der Küstenforschung im südlichen Nordseegebiet* 17: 1-75.
- DÖRFLER, W. (in press): Pollenanalytische Untersuchungen zur Vegetations- und Siedlungsgeschichte im Einzugsbereich des Rugensee bei Schwerin. – In: Schülke, A. (Hrsg.): *Landschaften – eine archäologische Untersuchung der Region zwischen Schweriner See und Stepenitz, Mecklenburg-Vorpommern, vom Mesolithikum bis zur Frühslawischen Zeit. Beiträge zur Ur- und Frühgeschichte Mecklenburg-Vorpommerns.*
- DU, D. Z., WANG, Y. Y., YUAN, F. H. & LI, R. G. (1989): Study on symbiotic nitrogen fixation of *Hippophae rhamnoides* L. – In: MA, Y. C., PAN, R. L., ZHANG, Z. M. & ZHENG, A., (eds.): *Proceedings of international symposium on sea buckthorn*, Xian: 80-183.
- DUPHORN, K. & SCHNEIDER, U. (1983): Zur Geologie und Geomorphologie des Naturparks Elbufer-Drawehn. – *Abhandlungen des Naturwissenschaftlichen Vereins in Hamburg* 25: 9-40.
- EHLERS, J. (1978): Die quartäre Morphogenese der Harbuger Berge und ihrer Umgebung. – *Mitteilungen der geographischen Gesellschaft in Hamburg* 68: 1-181.
- EHLERS, J. & GIBBARD, P. L. (2004, eds.): *Quaternary glaciations – extent and chronology. Part 1: Europe. Developments in quaternary science 2.* – 475 S., Elsevier, Amsterdam.

- EISSMANN, L. (1975): Das Quartär der Leipziger Tieflandsbucht und angrenzender Gebiete um Saale und Elbe. – Schriftenreihe für geologische Wissenschaften 2: 1-236.
- EISSMANN, L. (2002): Quaternary geology of eastern Germany (Saxony, Saxon-Anhalt, South Brandenburg, Thuringia), type area of the Elsterian and Saalian Stages in Europe. – Quaternary Science Reviews 21: 1275-1346.
- ELLENBERG, H. (1986): Vegetation Mitteleuropas mit den Alpen in ökologischer Sicht. – 4. Aufl., 989 S., Ulmer, Stuttgart.
- ENEROTH, O. (1951): Investigations of the possibility of differentiating the pollen of different species of *Betula* in fossil material. – Geologiska Föreningens i Stockholm. Förhandlingar 73: 343-405.
- ERDTMAN, G. (1954): An introduction to pollen analysis. – 239 S., Stockholm.
- FÆGRI, K. (1935): Quartärgeologische Untersuchungen im westlichen Norwegen. I. Über zwei präboreale Klimaschwankungen im südwestlichen Teil. – Bergens Museums Årbok, Naturvidenskap. rekke 8: 1-40.
- FÆGRI, K. & IVERSEN, J. (1989): Textbook of pollen analysis. – 4. Aufl., 328 S., John Wiley & Sons, Chichester.
- FIGGE, K. (1980): Das Elbe-Urstromtal im Bereich der Deutschen Bucht (Nordsee). – Eiszeitalter und Gegenwart 30: 203-211.
- FIRBAS, F. (1934): Über die Bestimmung der Walddichte und der Vegetation walddloser Gebiete mit Hilfe der Pollenanalyse. – Planta 22: 109-145.
- FIRBAS, F. (1949): Spät- und nacheiszeitliche Waldgeschichte Mitteleuropas nördlich der Alpen - I: Allgemeine Waldgeschichte. – 480 S., Gustav Fischer, Jena.
- FIRBAS, F. (1950): The late-glacial vegetation of Central-Europe. – The New Phytologist 49: 163-173.
- FIRBAS, F. (1952): Spät- und nacheiszeitliche Waldgeschichte Mitteleuropas nördlich der Alpen - II: Waldgeschichte der einzelnen Landschaften. – 256 S., Gustav Fischer, Jena.
- FISHER, T. G., SMITH, D. G. & ANDREWS, J. T. (2002): Preboreal oscillation caused by a glacial Lake Agassiz flood. – Quaternary Science Reviews 21: 873-878.
- FREDSKILD, B. (1983): The Holocene development of some low and high arctic Greenland lakes. – Hydrobiologia 103:217-224.
- FREDSKILD, B. (1992): The Greenland limnophytes – their present distribution and Holocene history. – Acta Botanica Fennica 144: 93-113.
- FRENZEL, B. (1980): Klima der letzten Eiszeit und Nacheiszeit in Europa. – Veröffentlichung der Joachim-Jungius-Gesellschaft der Wissenschaften Hamburg 44: 9-46.
- FRENZEL, B. (1995, ed.): European river activity and climatic change during the Lateglacial and early Holocene. – Special issue: ESF Project European Palaeoclimate and Man 9. – Palaeoclimate Research 14.
- FREUND, H. (1994): Pollenanalytische Untersuchungen zur Vegetations- und Siedlungsentwicklung im westlichen Weserbergland. – Abhandlungen aus dem Westfälischen Museum für Naturkunde 56 (1): 1-103.
- FREUND, H. (1995): Pollenanalytische Untersuchungen zur Vegetations- und Siedlungsentwicklung im Moor am Uptalsboom, Ldkr. Aurich (Niedersachsen). – Probleme der Küstenforschung im südlichen Nordseegebiet 23: 117-152.
- FREUND, H. (1997): Pollenanalytische Untersuchungen zur Vegetations- und Siedlungsentwicklung bei Kloster Barthe, Ldkr. Leer (Niedersachsen) unter besonderer Berücksichtigung des Weichsel-Spätglazials. – Probleme der Küstenforschung im südlichen Nordseegebiet 24: 253-273.
- FREUND, H., BIRKS, H. H. & BIRKS, H. J. B. (2001): The identification of wingless *Betula* fruits in Weichselian sediments in the Gross Todtshorn borehole (Lower Saxony, Germany) – the occurrence of *Betula humilis* Schrank. – Vegetation History and Archaeobotany 10: 107-115.

Literatur- und Kartenverzeichnis

- FRIEDRICH, M., KROMER, B., SPURK, H., HOFMANN, J. & KAISER, K. F. (1999): Paleo-environment and radiocarbon calibration as derived from Lateglacial/Early Holocene tree-ring chronologies. – *Quaternary International* 61: 27-39.
- FRÜCHTL, M. K. (1998): Beiträge zur spätglazialen Florenzentwicklung Zentralmitteleuropas aufgrund pflanzlicher Großreste: unter besonderer Berücksichtigung von Großrestfloren aus der Hirtsche (Eifel) und aus Krumpa (Geiseltal). – Dissertation Universität Bonn, 117 S.
- GAFFNEY, V., FITCH, S. & SMITH, D. (2009): Europe's lost world: The rediscovery of Doggerland. – 202 S., CBA Research Report No. 160, York.
- GAILLARD, M.-J. (1983): On the occurrence of *Betula nana* L. pollen grains in the Lateglacial deposits of Lobsigensee – (Swiss plateau). – *Revue de Paléobiologie* 2: 181-188.
- GAILLARD, M.-J. (1985): Late-glacial and Holocene environments of some ancient lakes in the Western Swiss Plateau. – *Dissertationes Botanicae* 87: 273-336.
- GAILLARD, M.-J., SUGITA, S., BUNTING, M. J., MIDDELTON, R., BROSTRÖM, A., CASELDINE, C., GIESECKE, T., HELLMANN, S. E. V., HICK, S., HJELLE, K., LANGDON, C., NIELSEN, A.-B., POSKA, A., VON STEDINGH, H., VESKI, S. & POLLANDCAL MEMBERS (2008): The use of modelling and simulation approach in reconstructing past landscapes from fossil pollen data: a review and results from the POLLANDCAL network. – *Vegetation History and Archaeobotany* 17: 419-443.
- GAO, C., BOREHAM, S., PREECE, R. C., GIBBARD, P. L. & BRIANT, R. M. (2007): Fluvial response to rapid climate change during the Devensian (Weichselian) Lateglacial in the River Great Ouse, southern England, UK. – *Sedimentary Geology* 202: 192-210.
- GIESE, K. (1970): Das Dünenfeld auf der Langendorfer Geest-Insel. – *Hannoversches Wendland* 2: 99-102.
- GILDENSTERN, I. V. & TURNER, F. (in press): 11 000 Jahre Vegetationsentwicklung in der südlichen Lüneburger Heide. Mit einem Beitrag zur spät- und nacheiszeitlichen Geschichte der *Isoëtes*-Arten in Norddeutschland. – *Berichte der Naturhistorischen Gesellschaft Hannover* 153: 35-54.
- GILLANDT, L., GRIMMEL, E. & MARTENS, J. M. (1983): Naturräumliche Gliederung des Kreises Lüchow-Dannenberg aus biologischer Sicht. – *Abhandlungen des Naturwissenschaftlichen Vereins in Hamburg* 25: 133-150.
- GODSHALK, G. L. & WETZEL, R. G. (1978): Decomposition of macrophytes and the metabolism of organic matter in sediments. – In: GOLTERMAN, H. L. (ed.): *Interaction between Sediments and Freshwater*, Junk, The Hague: 258-264.
- GOLOMBEK, E. B. (1980): Pollenanalytische Untersuchungen zur spät- und postglazialen Vegetationsgeschichte im Drömling (Ostniedersachsen). – *Berichte der Naturhistorischen Gesellschaft Hannover* 123: 79-157.
- GOLOMBEK, E. B. (1990): Palynologische Untersuchungen im Altwarmbüchener Moor bei Hannover. – *Berichte der Naturhistorischen Gesellschaft Hannover* 132: 31-46.
- GRAHLE, H.-O. & MÜLLER, H. (1967): Das Zwischenahner Meer. Geologische Untersuchungen an Niedersächsischen Binnengewässern Nr. V. – *Oldenburger Jahrbuch* 66: 83-121.
- GRAUPNER, A. (1982): Raseneisenstein in Niedersachsen – Entstehung, Vorkommen, Zusammensetzung, Verwendung. – 180 S., Kommissionsverlag Göttinger Tageblatt, Göttingen.
- GROSSE-BAUCKMANN, G. (1972): Über pflanzliche Makrofossilien mitteleuropäischer Torfe. I. Gewebereste krautiger Pflanzen und ihre Bestimmung. – *Telma* 2: 19-56.
- GROSSE-BAUCKMANN, G. (1974): Über pflanzliche Makrofossilien mitteleuropäischer Torfe. II. Weitere Reste (Früchte und Samen, Moose u. a. und ihre Bestimmungsmöglichkeiten). – *Telma* 4: 51-118.

Literatur- und Kartenverzeichnis

- GROSSE-BAUCKMANN, G. & STREITZ, B. (1992): Pflanzliche Makrofossilien mitteleuropäischer Torfe. III. Früchte, Samen und einige Gewebe (Fotos von fossilen Pflanzenresten). – *Telma* 22: 53-102.
- GRÜGER, E. (1980): Das Alter des Quell-Erlenwaldes Fiekers Busch bei Rinteln a.d. Weser nach pollenanalytischen Untersuchungen. – *Mitteilungen der floristisch-soziologischen Arbeitsgemeinschaft* 22: 139-144.
- HAAS, J. N. (1994): First identification key for charophyte oospores from central Europe. – *European Journal of Phycology* 29: 227-235.
- HAGEMANN, B. (2000): Bedeutung der Vegetation für die Trophiedifferenzierung von Stillgewässern – dargestellt am Beispiel des Naturschutzgebietes „Heiliges Meer“ (Kreis Steinfurt/Nordrhein-Westfalen). – Dissertation Universität Hannover, 114 S.
- HAHN, P. (1970): Einige Beobachtungen über Veränderungen im Artenbestand der heimischen Flora. – *Hannoversches Wendland* 2: 125-128.
- HANNON, G. E. & GAILLARD, M.-J. (1997): The plant-macrofossil record of past lake-level changes. – *Journal of Paleolimnology* 18: 15-28.
- HÄRDITZ, W., BRACHT, H. & HOBOM, C. (1996): Vegetation und Erhaltungszustand von Hartholzauen (*Quercus-Ulmetum* Issl. 1924) im Mittelbegebiet zwischen Lauenburg und Havelberg. – *Tuexenia* 16: 25-38.
- HARRISON, S. P. & DIGERFELDT, G. (1993): European lakes as palaeohydrological and palaeoclimatic indicators. – *Quaternary Science Reviews* 12: 233-248.
- HARTMANN, W. & SCHRÖDER, U. (1970): Landschaftswandel seit 1970; dargestellt an den Räumen Clenze, Fließbau-Pudripp, Lübbow-Lichtenberg und Schaafhausen-Weitsche. – *Hannoversches Wendland* 2: 87-98.
- HARTZ, N. (1912): Allerød-Gytje und Allerød-Mull. Bemerkungen über die Moore der Holte-Gegend, der allgemeinen Versammlung der Deutschen Geologischen Gesellschaft 1912 gewidmet. – *Meddelelser fra Dansk geologisk Forening* 4: 85-92.
- HARTZ, N. & MILTHERS, V. (1901): Det senglaciale ler i Allerød Teglværksgrav. – *Meddelelser fra Dansk geologisk Forening* 8: 31-60.
- HÄTTESTRAND, M., JENSEN, C., HALLSDÓTTIR, M. & VORREN, K.-D. (2008): Modern pollen accumulation rates at the north-western fringe of the European boreal forest. – *Review of Palaeobotany and Palynology* 151: 90-109.
- HELBIG, H. & DE KLERK, P. (2002): Befunde zur spätglazialen fluvial-limnischen Morphodynamik in kleinen Talungen Vorpommerns. – *Eiszeitalter und Gegenwart* 51: 51-66.
- HEDBERG, H. D. (ed., 1976): *International Stratigraphic Guide: A Guide To Stratigraphic Classification, Terminology, and Procedure*. – 220 S., John Wiley, New York.
- HEIDER, S. (1995): Die Siedlungs- und Vegetationsgeschichte im Ostteil des Elbe-Weser-Dreiecks nach pollenanalytischen Untersuchungen. – *Probleme der Küstenforschung im südlichen Nordseegebiet* 23: 51-115.
- HEIN, I. (1980): Pollenanalytische Untersuchungen an einer Salzdoline im Süden von Hannover. – Unveröffentlichte Staatsexamensarbeit, Institut für Vegetationskunde, Universität Hannover.
- HEIRI, O. & LOTTER, A. F. (2005): Holocene and Lateglacial summer temperature reconstruction in the Swiss Alps based on fossil assemblages of aquatic organisms: a review. – *Boreas* 34: 506-516.
- HEIRI, O. & MILLET, L. (2005): Quantitative reconstruction of the Late Glacial summer temperatures from chironomid assemblages in Lac Lautrey (Jura, France). – *Journal of Quaternary Science* 20: 33-44.
- HEIRI, O., CREMER, H., ENGELS, S., HOEK, W. Z., PEETERS, W. & LOTTER, A. F. (2007): Lateglacial summer temperatures in the Northwest European lowlands: a chironomid record from Hijkermeer, the Netherlands. – *Quaternary Science Reviews* 26: 2420-2437.

Literatur- und Kartenverzeichnis

- HELLWIG, M. (2000): Auenregeneration an der Elbe. Untersuchung zur Syndynamik und Bioindikation von Pflanzengesellschaften an der unteren Mittelelbe bei Lenzen. – Dissertation Universität Hannover, 147 S.
- HELMREICH, C. (2006): Biogeowissenschaftlich-paläoökologische Untersuchung spät- und postglazialer Seesedimente aus dem Moor bei Daaden (Hoher Westerwald). – Unveröffentlichte Staatsexamensarbeit, Institut für Geobotanik der Leibniz Universität Hannover, 134 S.
- HELMS, A. & JØRGENSEN, C. A. (1925): Birkene paa Maglemose. – *Botanisk Tidsskrift* 39: 57-133.
- 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, 353 S.
- HILLER, A., LITT, T. & EISSMANN, L. (1991): Zur Entwicklung der jungquartären Tieflandstäler im Saale-Elbe-Raum unter besonderer Berücksichtigung von ¹⁴C-Daten. – *Eiszeitalter und Gegenwart* 41: 26-46.
- HINZE, C., JERZ, H., MENKE, B. & STAUDE, H. (1989): Geogenetische Definitionen quartärer Lockergesteine für die geologische Karte 1:25000 (GK 25). – *Geologisches Jahrbuch A* 112: 1-243.
- HOEK, W. Z. (1997a): Palaeogeography of Lateglacial Vegetations. Aspects of Lateglacial and Early Holocene vegetation, abiotic landscape, and climate in The Netherlands. – *Nederlandse Geografische Studies* 230: 1-147.
- HOEK, W. Z. (1997b): Late-Glacial and early Holocene climatic events and chronology of vegetation development in the Netherlands. – *Vegetation History and Archaeobotany* 6: 197-213.
- HOEK, W. Z. (2000): Abiotic landscape and vegetation patterns in the Netherlands during the Weichselian Late Glacial. – *Netherlands Journal of Geosciences* 79: 497-509.
- HOEK, W. Z. (2001): Vegetation response to the ~14.7 and ~11.5 ka cal. BP climate transitions: is vegetation lagging climate? – *Global and Planetary Change* 30: 103-115.
- HOEK, W. Z., BOHNCKE, S. J. P., GANSSEN, G. M. & MEIJER, T. (1999): Lateglacial environmental changes recorded in calcareous gyttja deposits at Gulickshof, southern Netherlands. – *Boreas* 28: 416-432.
- HOEK, W. Z. & BOHNCKE, S. J. P. (2001): Oxygen-isotope wiggle matching as a tool for synchronising ice-core and terrestrial records over Termination 1. – *Quaternary Science Reviews* 20: 1251-1264.
- HOEK, W. Z. & BOS, J. A. A. (2007): Early Holocene climate oscillations – causes and consequences. – *Quaternary Science Reviews* 26: 1965-1974.
- HOFFMEISTER, J. & SCHNELLE, F. (1945): Klima-Atlas von Niedersachsen : 43 Kartenblätter über Klima und Phänologie im Maßstab 1:800.000. – *Schriften der Wirtschaftswissenschaftlichen Gesellschaft zum Studium Niedersachsens N.F.*, Reihe K, Band 4; Oldenburg.
- HÖFLE, H. C. (1991): Über die interne Struktur und die stratigraphische Stellung mehrerer Endmoränenwälle im Bereich der Nordheide bis östlich Lüneburg. – *Geologisches Jahrbuch (A)*: 126-151.
- HÖLZER, A. & HÖLZER, A. (1994): Studies on the Vegetation history of the Lautermoor in the Upper Rhine valley (SW-Germany) by means of pollen, macrofossils, and geochemistry. – *Dissertationes Botanicae* 234: 309-336.
- HUBER, K., WECKSTRÖM, K., DRESCHER-SCHNEIDER, R., KNOLL, J., SCHMIDT, J. & SCHMIDT, R. (2010): Climate changes during the last glacial termination inferred from diatom-based temperatures and pollen in a sediment core from Längsee (Austria). – *Journal of Paleolimnology* 43: 131-147.
- HUISINK, M. (2000): Changing river styles in response to Weichselian climate changes in the Vecht valley, eastern Netherlands. – *Sedimentary Geology* 133: 115-134.

- HUIJZER, B. & VANDENBERGHE, J. (1998): Climatic reconstruction of the Weichselian Pleniglacial in northwestern and central Europe. – *Journal of Quaternary Science* 13: 391-417.
- HUNDT, R. (1996): Zur Veränderung der Wiesenvegetation Mitteldeutschlands unter dem Einfluss einer starken Bewirtschaftungsintensität. – *Berichte der Reinhold-Tüxen-Gesellschaft* 8: 127-143.
- IGL, M., MÄUSBACHER, R., SCHNEIDER, H. & BAADE, J. (2000): Sensitivity of fluvial systems to climate change and human impact – a case study from Central Europe. – In: SLAYMAKER, O. (ed.): *Geomorphology and Global Environmental Change*, Vol. 7, John Wiley & Sons, Chichester: 215-233.
- ILLIES, H. (1954): Entstehung und eiszeitliche Geschichte der unteren Elbe. – *Mitteilungen aus dem Geologischen Staatsinstitut in Hamburg* 23: 42-49.
- ILYASHUK, B., GOBET, E., HEIRI, O., LOTTER, A. F., VAN LEEUWEN, J. F. N., VAN DER KNAAP, W. O., ILYASHUK, E., OBERLI, F. & AMMANN, B. (2009): Lateglacial environmental and climatic changes at the Maloja Pass, Central Swiss Alps, as recorded by chironomids and pollen. – *Quaternary Science Reviews* 28: 1340-1353.
- ISARIN, R. F. B. & BOHNCKE, S. J. P. (1999): Mean July temperatures during the Younger Dryas in northwestern and central Europe as inferred from climate indicator species. – *Quaternary Research* 51: 158-173.
- ISARIN, R. F. B. & RENSSEN, H. (1999): Reconstructing and modeling Late Weichselian climates: the Younger Dryas in Europe as a case study. – *Earth-Science Reviews* 48: 1-38.
- ISENBERG, E. (1974): *Kleiner Pollenatlas*. – Westfälische Wilhelms-Universität Münster, 50 S., Münster.
- IVERSEN, J. (1942): En pollenanalytisk Tidsfæstelse af Ferskvandslagene ved Nørre Lyngby. Med Bemærkninger om de senglaciale Naturforhold i Danmark. – *Meddelelser fra Dansk Geologisk Forening* 10: 130-151.
- IVERSEN, J. (1947): *Plantevækst, Dyreliv og Klima i det senglaciale Danmark*. – Geologiska Föreningens i Stockholm. *Förhandlingar* 69: 67-78.
- IVERSEN, J. (1954): The late-glacial flora of Denmark and its relation to climate and soil. – *Danmarks Geologiske Undersøgelse II. række*, 80: 87-119.
- IVERSEN, J. (1973): The development of Denmark's nature since the last glacial. – *Danmarks Geologiske Undersøgelse V. række*, 7C: 1-126.
- JAHNS, S. (1999): Ein holozänes Pollendiagramm vom Kleinen Mochowsee, nördliche Niederlausitz. – *Gleditschia* 27: 45-56.
- 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.
- JANKE, W. (2002): The development of the river valleys from the Uecker to the Warnow. – *Greifswalder Geographische Arbeiten* 27: 101-106.
- JANKOVSKÁ, V. & KOMÁREK, J. (1995): *Pediastrum orientale* from subfossil layers. – *Folia Geobotanica* 30: 319-329.
- JANKOVSKÁ, V. & KOMÁREK, J. (2000): Indicative value of *Pediastrum* and other coccal green algae in palaeoecology. – *Folia Geobotanica* 35: 59-82.
- JENSEN, J. P., JEPPESEN, E., OLRİK, K. & KRISTENSEN, P. (1994): Impact of Nutrients and Physical Factors on the Shift from Cyanobacterial to Chlorophyte Dominance in Shallow Danish Lakes. – *Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences* 51: 1692-1699.
- JENTYS-SZAFER, J. (1928): La structure des membranes du pollen de *Corylus*, de *Myrica* et des espèces européennes de *Betula* et leur détermination à l'état fossile. – *Bulletin de l'Académie polonaise des Sciences et des Lettres, série Biologie, Botanique* 68: 75-125.

Literatur- und Kartenverzeichnis

- JESSEN, K. (1935): Archaeological dating in the history on north Jutland's vegetation. – *Acta Archaeologica* 5: 185-214.
- JOHANSSON, M. E., NILSSON, C. & NILSSON, E. (1996): Do Rivers Function as Corridors for Plant Dispersal? – *Journal of Vegetation Science* 7: 593-598.
- JOHNSEN, S. J., CLAUSEN, H. B., DANSGAARD, W., GUNDESTRUP, N. S., HAMMER, C. U., ANDERSEN, U., ANDERSEN, K. K., HVIDBERG, C. S., DAHL-JENSEN, D., STEFFENSEN, J. P., SHOJI, H., SVEINBJÖRNSDÓTTIR, Á. E., WHITE, J., JOUZEL, J. & FISHE, D. (1997): The $\delta^{18}O$ record along the Greenland Ice Core Project deep ice core and the problem of possible Eemian climatic instability. – *Journal of Geophysical Research* 102: 26397-26410.
- JOHNSEN, S. J., DAHL-JENSEN, D., GUNDESTRUP, N. S., STEFFENSEN, J. P., CLAUSEN, H. P., MILLER, H., MASSON-DELMOTTE, V., SVEINBJÖRNSDÓTTIR, Á. E. & WHITE, J. (2001): Oxygen isotope and palaeotemperature records from six Greenland ice-core stations: Camp Century, Dye-3, GRIP, GISP2, Renland and NorthGRIP. – *Journal of Quaternary Science* 16: 299-307.
- JUNACK, H. (1989): Die Vorstufen einer Waldwirtschaft in Gartow bis zum Beginn einer geregelten Forstwirtschaft im Zeitraum von 1678 bis 1840. – Dissertation Universität Göttingen, 310 S.
- JUSCHUS, O. (2003): Das Jungmoränenland südlich von Berlin. – *Berliner Geographische Arbeiten* 95: 1-152.
- KAISER, H. & ASHRAF, R. (1974): Gewinnung und Präparation fossiler Sporen und Pollen sowie anderer Palynomorphen unter besonderer Berücksichtigung der Sieb-Methode. – *Geologisches Jahrbuch* 25: 85-114.
- KAISER, K. (2001): Die spätpleistozäne bis frühholozäne Beckenentwicklung in Mecklenburg-Vorpommern – Untersuchungen zur Stratigraphie, Geomorphologie und Geoarchäologie. – *Greifswalder geographische Arbeiten* 24: 1-208.
- KAISER, K. (2004a): Geomorphic characterization of the Pleistocene-Holocene transition in Northeast Germany. – In: TERBERGER, T. & ERIKSEN, B. V. (eds.): *Hunters in a changing world. Environment and archaeology of the Pleistocene-Holocene transition (ca. 11000-9000 B.C.) in Northern Central Europe*, Verl. Marie Leidorf, Rhaden/Westfalen: 53-73.
- KAISER, K. (2004b): Lake basin development in the Endinger Bruch area (Vorpommern, NE Germany) during the Late Pleistocene and Early Holocene. – *Zeitschrift für Geomorphologie* 48: 461-480.
- KAISER, K., BOGEN, C., CZAKO-PAP, S. & JANKE, W. (2003): Zur Geoarchäologie des mesolithisch-neolithischen Fundplatzes Rothenklempenow am Latzigsee in der Uckerländer Heide (Vorpommern). – *Greifswalder Geographische Arbeiten* 29: 27-68.
- KAISER, K. & CLAUSEN, I. (2005): Palaeopedology and Stratigraphy of the Late Palaeolithic Alt Duvenstedt site, Schleswig-Holstein (Northwest Germany). – *Archäologisches Korrespondenzblatt* 35: 447-466.
- KAISER, K., ROTHER, H., LORENZ, S., GÄRTNER, P. & PAPENROTH, R. (2007): Geomorphic evolution of small river-lake systems in northeast Germany during the Late Quaternary. – *Earth Surface Processes and Landforms* 32: 1516-1532.
- KAISER, K., LORENZ, S., GERMER, S., JUSCHUS, O., KÜSTER, M., LIBRA, J., BENS, O. & HÜTTL, R. F. (2012): 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.
- KAPPEL, A., BEHLING, H. & ZOLITSCHKA, B. (2005): Rekonstruktion spät- und postglazialer Umweltbedingungen an einem Torfprofil aus dem Varreler Schlatt (Landkreis Diepholz, Nordwestdeutschland). – *Telma* 35: 33-60.

- KASSE, C. (1997): Cold-Climatic Aeolian Sand-Sheet Formation in North-Western Europe (c. 14-12.4 ka); a Response to Permafrost Degradation and Increased Aridity. – *Permafrost and Periglacial Processes* 8: 295-311.
- KASSE, C. (2002): Sandy aeolian deposits and environments and their relation to climate during the Last Glacial Maximum and Lateglacial in northwest and central Europe. – *Progress in Physical Geography* 26: 507-532.
- KASSE, C., VANDENBERGHE, J. & BOHNCKE, S. (1995): Climatic change and fluvial dynamics of the Maas during the late Weichselian and early Holocene. – In: FRENZEL, B. (ed.): *European river activity and climatic change during the Lateglacial and early Holocene*. – Special issue: ESF Project European Palaeoclimate and Man 9: 123-150.
- KASSE, C., HUISINK, M., HOEK, W. Z. & VANDENBERGHE, J. (2000): Comment: Fluvial incision and channel downcutting as a response to Late-glacial and early Holocene climate change: the lower reach of the river Meuse (Maas), The Netherlands. – *Journal of Quaternary Science* 15: 91-94.
- KASSE, C., VANDENBERGHE, J., VAN HUISSTEDEN, J., BOHNCKE, S. J. P. & BOS, J. A. A. (2003): Sensitivity of Weichselian fluvial systems to climate change (Nochten mine, eastern Germany). – *Quaternary Science Reviews* 22: 2141-2156.
- KASSE, C., HOEK, W. Z., BOHNCKE, S. J. P., KONERT, M., WEIJERS, J. W. H., CASSEE, M. L. & VAN DER ZEE, R. M. (2005): Late Glacial fluvial response of the Niers-Rhine (western Germany) to climate and vegetation change. – *Journal of Quaternary Science* 20: 377-394.
- KASSE, C., VANDENBERGHE, D., DE CORTE, F. & VAN DEN HAUTE, P. (2007): Late Weichselian fluvio-aeolian sands and coversands of the type locality Grubbenvorst (southern Netherlands): sedimentary environments, climate record and age. – *Journal of Quaternary Science* 22: 695-708.
- KASSE, C., BOHNCKE, S. J. P., VANDENBERGHE, J. & GABRIS, G. (2010): Fluvial style changes during the last glacial-interglacial transition in the middle Tisza valley (Hungary). – *Proceedings of the Geologists' Association* 121: 180-194.
- KATZ, N. J. & KATZ, S. W. (1933): *Atlas der Pflanzenreste im Torf (russisch und deutsch)*. – 30 S., Moskau, Leningrad.
- KELTS, K. & HSU, K. J. (1978): Freshwater Carbonate sedimentation. – In: LERMAN, A. (ed.): *Lakes: Chemistry, Geology and Physics*, Springer-Verlag, Berlin, 295-323.
- KIRLEIS, W. (2002): *Vegetationsgeschichtliche und archäobotanische Untersuchungen zur Landwirtschaft und Umwelt im Bereich der prähistorischen Siedlungen bei Rullstorf, Ldkr. Lüneburg*. – Dissertation Universität Göttingen, 82 S.
- KLAFS, G. (1965): Flussterrassen im Mittelelbegebiet. – *Archiv für Naturschutz und Landschaftsforschung* 5 (3): 141-158.
- KLEINMANN, A., MERKT, J. & MÜLLER, H. (1997): Lake level fluctuations in the uppermost preboreal in Lake Hämelsee. – In: *Abstract volume : 7th International Symposium on Palaeolimnology*, 28 Aug. - 2 Sept. 1997, Heiligkreuztal, Riedlingen, Germany: 107-108.
- KLEINMANN, A., MERKT, J. & MÜLLER, H. (2000): Climatic lake-level changes in German lakes during the Holocene? – *Terra Nostra* 2000 (7): 55-63.
- KLEINMANN, A., MERKT, J. & MÜLLER, H. (2001): Rapid short term variations and response of proxies during the older Holocene. – *Terra Nostra* 2001 (3): 112-114.
- KLÖCKER, E. (1975): *Pollenanalytische Untersuchungen im Schwarzen Venn bei Velen*. – Unveröffentlichte Staatsexamensarbeit, Universität Münster.
- KLOSS, K. (1987): *Zur Umwelt mesolithischer Jäger und Sammler im Unteren Rhinluch bei Frisack. Versuch einer Rekonstruktion mit Hilfe von Moorstratigraphie und Pollenanalyse*. – *Veröffentlichungen des Museums für Ur- und Frühgeschichte Potsdam* 21: 121-129.

Literatur- und Kartenverzeichnis

- KOBASHI, T., SEVERINGHAUS, J. P. & BARNOLA, J.-M. (2008): 4 ± 1.5 °C abrupt warming 11,270 yrs ago identified from trapped air in Greenland ice. – *Earth and Planetary Science Letters* 268: 397-407.
- KOLSTRUP, E. (1979): Herbs as July temperature indicators for parts of the pleniglacial and late-glacial in the Netherlands. – *Geologie en Mijnbouw* 58: 377–380.
- KOMÁREK, J. & FOTT, B. (1983): Chlorophyceae (Grünalgen), Ordnung Chlorococcales. – In: Huber-Pestalozzi, G. (Hrsg.): *Das Phytoplankton des Süßwassers. Systematik und Biologie*. 7. Teil, 1. Hälfte. (Die Binnengewässer, Band XVI). – 1044 S., Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.
- KOMÁREK, J. & JANKOVSKÁ, V. (2001): Review of the Green Algal Genus *Pediastrum*; Implication for Pollen-analytical Research. – *Bibliotheca Phycologica* 108: 1-127.
- KÖRBER-GROHNE, U. (1964): Bestimmungsschlüssel für subfossile *Juncus*-Samen und Gramineen-Früchte. – *Probleme der Küstenforschung im südlichen Nordseegebiet* 7: 1-47.
- KÖTHE, A., HOFFMANN, N., KRULL, P., ZIRNGAST, M. & ZWIRNER, R. (2007): Standortbeschreibung Gorleben, Teil 2: Die Geologie des Deck- und Nebengebirges des Salzstocks Gorleben. – *Geologisches Jahrbuch (C)* 72: 5-201.
- KOZARSKI, S. (1983): River channel changes in the middle reach of the Warta valley, Great Poland lowland. – *Quaternary Studies in Poland* 4: 159-169.
- KOZARSKI, S. (1991): Warta – a case study of a lowland river. – In: STARKEL, L., GREGORY, K. J. & THORNES, J. B. (eds.): *Temperate Palaeohydrology*, John Wiley & Sons, New York: 189-215.
- KOZARSKI, S., GONERA, P. & ANTZAK, B. (1988): Valley floor development and paleohydrological changes: the Late Vistulian and Holocene history of the Warta River (Poland). – In: LANG, G. & SCHLÜCHTER, C. (eds.): *Lake, Mire and River Environments*, Balkema, Rotterdam: 185-203.
- KUBITZ, B. (2000): Die holozäne Vegetations- und Siedlungsgeschichte am Beispiel eines hochauflösenden Pollendiagramms aus dem Meerfelder Maar. – *Dissertationes Botanicae* 339: 1-106.
- KÜHNER, R., HILLER, A. & JUNGE, F. W. (1999): Die spätweichselzeitlichen Ablagerungen der Spree im Tagebau Cottbus-Nord und ihre zeitliche Einordnung unter besonderer Berücksichtigung von ^{14}C -Daten an Hölzern. – *Quartär* 49-50: 8-20.
- KÜSTER, H. (1988): Vom Werden einer Kulturlandschaft: Vegetationsgeschichtliche Studien am Auerberg (Südbayern). – *VCH Acta Humaniora* 1: 1-164.
- KÜSTER, H. (2004): Ideen zu neuen vegetationsgeschichtlichen Untersuchungen im Hannoverschen Wendland. – In: JÜRRIES, W. (Hrsg.): *Rundlinge und Slawen. Beiträge zur Rundlingsforschung*, Köhring Verlag, Lüchow: 119-125.
- KÜSTER, H. (2007): *Die Elbe. Landschaft und Geschichte*. – 336 S., C. H. Beck, München.
- KÜSTER, H. & PÖTSCH, J. (1998): Ökosystemwandel in Flusslandschaften Norddeutschlands. – *Berichte der Reinhold-Tüxen-Gesellschaft* 10: 61-71.
- KÜSTER, H. & MEYER, K.-D. (1979): Glaziäre Rinnen im mittleren und nordöstlichen Niedersachsen. – *Eiszeitalter und Gegenwart* 29: 135-156.
- LAMB, A. L., LENG, M. J., MOHAMMED, M. U. & LAMB, H. F. (2004): Holocene climate and vegetation change in the Main Ethiopian Rift Valley inferred from the composition (C/N and $\delta^{13}\text{C}$) of lacustrine organic matter. – *Quaternary Science Reviews* 23: 881-891.
- LANDWEHR, J. (1966): *Atlas van de Nederlandse Bladmossen*. – 559 S., Amsterdam.
- LANG, B., BROOKS, S. J., BEDFORD, A., JONES, R. T., BIRKS, H. J. B. & MARSHALL, J. D. (2010): Regional consistency in Lateglacial chironomid-inferred temperatures from five sites in north-west England. – *Quaternary Science Reviews* 29: 1528-1538.
- LANG, G. (1994): *Quartäre Vegetationsgeschichte Europas*. – 462 S., Fischer-Verl., Jena.
- LANGE, E. (1986): Vegetationsentwicklung im NSG „Fenn im Wittenmoor“ und in dessen Umgebung. – *Archiv für Naturschutz und Landschaftsforschung* 26: 243-252.

Literatur- und Kartenverzeichnis

- LANGE, E. & SUCCOW, M. (1985): Zur Entwicklungs- und Vegetationsgeschichte des Moores Düstere Lake bei Havelberg. – *Gleditschia* 13: 183-191.
- LAROCQUE-TOBLER, I. (2010): Reconstructing temperature at Egelsee, Switzerland, using North American and Swedish chironomid transfer functions: potential and pitfalls. – *Journal of Paleolimnology* 44: 243-251.
- LECHNER, A. (2008): Paläoökologische Beiträge zur Rekonstruktion der holozänen Vegetations-, Moor- und Flussauenentwicklung im Oberrheintiefland. – 288 S., Sierke, Göttingen.
- LERMAN, A. (1979): *Geochemical Processes: Water and Sediment Environments*. – 481 S., Wiley, New York.
- LESEMANN, B. (1969): Pollenanalytische Untersuchungen zur Vegetationsgeschichte des Hannoverschen Wendlandes. – *Flora Abt. B* 158: 480-519.
- LEVESQUE, P. E. M., DINEL, H. & LAROCHE, A. (1988): Guide to the identification of plant macrofossils in Canadian peatlands. – 65 S., Ottawa.
- LEWIS, S. G., MADDY, D. & SCAIFE, R. G. (2001): The fluvial system response to abrupt climate change during the last cold stage: the Upper Pleistocene River Thames fluvial succession at Ashton Keynes, UK. – *Global and Planetary Change* 28: 341-359.
- LIPPS, S. & CASPERS, G. (1990): Spätglazial und Holozän auf der Stolzenauer Terrasse im Mittelwesertal. – *Eiszeitalter und Gegenwart* 40: 111-119.
- LITT, T. (1992): Fresh investigations into the natural and anthropogenically influenced vegetation of the earlier Holocene in the Elbe-Saale Region, Central Germany. – *Vegetation History and Archaeobotany* 1: 69-74.
- LITT, T. (1994): Paläoökologie, Paläobotanik und Stratigraphie des Jungquartärs im nord-mitteuropäischen Tiefland. – *Dissertationes Botanicae* 227: 1-185.
- LITT, T. (2004): Eifelmaare als Archive für die Vegetations- und Klimageschichte der letzten 15000 Jahre. – *Berichte der Reinhold-Tüxen-Gesellschaft* 16: 87-95.
- LITT, T. & STEBICH, M. (1999): Bio- and chronostratigraphy of the Lateglacial in the Eifel region, Germany. – *Quaternary International* 61: 5-16.
- LITT, T., BRAUER, A., GOSLAR, T., LOTTER, A., MERKT, J. & RALSKA-JASIEWICZOWA, M. (2001a): Correlation of large-scale climate events during the Lateglacial and early Holocene as inferred from the study of annually laminated lake sediments in Europe. – *Terra Nostra* 2001 (3): 26-32.
- LITT, T., BRAUER, A., GOSLAR, T., MERKT, J., BAZAGA, K., MÜLLER, H., RALSKA-JASIEWICZOWA, M., STEBICH, M. & NEGENDANK, J. F. W. (2001b): Correlation and synchronisation of Lateglacial continental sequences in northern Central Europe based on annually laminated lacustrine sediments. – *Quaternary Science Reviews* 20: 1233-1249.
- LITT, T., SCHMINCKE, H.-U. & KROMER, B. (2003): Environmental response to climatic and volcanic events in central Europe during the Weichselian Lateglacial. – *Quaternary Science Reviews* 22: 7-32.
- LITT, T., BEHRE, K.-E., MEYER, K.-D., STEPHAN, H.-J. & WANSA, S. (2007): Stratigraphische Begriffe für das Quartär des norddeutschen Vereisungsgebietes. – *E&G Quaternary Science Journal* 56: 7-65.
- LITTKE, R., BAYER, U. & GAJEWSKI, D. (2005): Dynamics of sedimentary basins: the example of the Central European Basin system. – *International Journal of Earth Sciences* 94: 779-781.
- LOTTER, A. F. (2001): The palaeolimnology of Soppensee (Central Switzerland), as evidenced by diatom, pollen, and fossil pigment analyses. – *Journal of Paleolimnology* 25: 65-79.
- LOTTER, A. F., EICHER, U., SIEGENTHALER, U. & BIRKS, H. J. B. (1992a): Late-glacial climatic oscillations as recorded in Swiss lake sediments. – *Journal of Quaternary Science* 7: 187-204.

Literatur- und Kartenverzeichnis

- LOTTER, A. F., AMMANN, B. & STURM, M. (1992b): Rates of change and chronological problems during the late-glacial period. – *Climate Dynamics* 6: 233-239.
- LOTTER, A. F., HEIRI, O., BROOKS, S., VAN LEEUWEN, J. F. N., EICHER, U. & AMMANN, B. (2012): Rapid summer temperature changes during Termination 1a: high-resolution multiproxy climate reconstructions from Gerzensee (Switzerland). – *Quaternary Science Reviews* 36: 103-113.
- LOWE, J. J., HOEK, W. & THE INTIMATE GROUP (2001): Inter-regional correlation of palaeoclimatic records for the Last Glacial-Interglacial Transition: a protocol for improved precision recommended by the INTIMATE project group. – *Quaternary Science Reviews* 20: 1175-1187.
- LOWE, J. J., RASMUSSEN, S. O., BJÖRCK, S., HOEK, W. Z., STEFFENSEN, J. P., WALKER, M. J. C., YU, Z. C. & THE INTIMATE GROUP (2008): Synchronisation of palaeoenvironmental events in the North Atlantic region during the Last Termination: a revised protocol recommended by the INTIMATE group. – *Quaternary Science Reviews* 27: 6-17.
- LUCKE, A. (2003, Hrsg.): Zeitspuren. 25 archäologische Denkmäler im Landkreis Lüchow Dannenberg. – 128 S., Lüchow-Dannenberg.
- LÜCKE, A. & BRAUER, A. (2004): Biogeochemical and micro-facial fingerprints of ecosystem response to rapid Late Glacial climatic changes in varved sediments of Meerfelder Maar (Germany). – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 211: 139-155.
- LÜNZ, E. (unpubl. Manusk.): Die Umwandlung der historischen Kulturlandschaft im 19. Jhd. in Folge der Gemeinheitsteilungen und Verkoppelungen im Hannoverschen Wendland. – In: JÜRRIES, A. & HOPPE, A.: Landschaft lesen – historische Kulturlandschaften entdecken. Zusammenstellung der Seminarvorträge, gehalten am 3. / 4. März 2007 in Göhrde: 3-6.
- MAGNY, M. & BÉGEOT, C. (2004): Hydrological changes in the European midlatitudes associated with freshwater outbursts from Lake Agassiz during the Younger Dryas events and the early Holocene. – *Quaternary Research* 61: 181-192.
- MAGNY, M., VANNIÈRE, B., DE BEAULIEU, J.-L., BÉGEOT, C., HEIRI, O., MILLET, L., PEYRON, O. & WALTER-SIMONNET, A.-V. (2007): Early-Holocene climatic oscillations recorded by lake-level fluctuations in west-central Europe and in central Italy. – *Quaternary Science Reviews* 26: 1951-1964.
- MÄKELÄ, E. M. (1996): Size distinctions between *Betula* pollen types - a review. – *Grana* 35: 248-256.
- MANGERUD, J., ANDERSEN, S. T., BERGLUND, B. E. & DONNER, J. J. (1974): Quaternary stratigraphy of Norden, a proposal for terminology and classification. – *Boreas* 3: 109-128.
- MANIA, D., SEIFERT, M. & THOMAE, M. (1993): Spät- und Postglazial im Geiseltal (Mittleres Elbe-Saalegebiet). – *Eiszeitalter und Gegenwart* 43: 1-22.
- MARKGRAF, V., BRADBURY, J. P., SCHWALB, A., BURNS, S. J., STERN, C., ARIZTEGUI, D., GILLI, A., ANSELMETTI, F. S., STINE, S. & MAIDANA, N. (2003): Holocene palaeoclimates of southern Patagonia: limnological and environmental history of Lago Cardiel, Argentina. – *The Holocene* 13: 581-607.
- MARSHALL, J. D., JONES, R. T., CROWLEY, S. F., OLDFIELD, F., NASH, S. & BEDFORD, A. (2002): A high resolution Late-Glacial isotopic record from Hawes Water, Northwest England. Climatic oscillations: calibration and comparison of palaeotemperature proxies. – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 185: 25-40.
- MATHEWS, A. (1997): Paläoökologische Untersuchungen zur Rekonstruktion der holozänen Flussaue der Elbe. – Dissertation Universität Hannover, 249 S.
- MATHEWS, A. (2000): Palynologische Untersuchungen zur Vegetationsentwicklung im Mittelgebirge. – *Telma* 30: 9-42.

Literatur- und Kartenverzeichnis

- MAYLE, F. E., LOWE, J. J. & SHELDRIK, C. (1997): The Late Devensian Lateglacial palaeoenvironmental record from Whitrig Bog, SE Scotland. 1. Lithostratigraphy and palaeobotany. – *Boreas* 26: 279-295.
- MAYLE, F. E., BELL, M., BIRKS, H. H., BROOKS, S. J., COOPE, G. R., LOWE, J. J., SHELDRIK, C., LI, S., TURNEY, C. S. M. & WALKER, M. J. C. (1999): Climatic variations in Britain during the last glacial-Holocene transition (15.0–11.5 cal. ka BP). Comparisons with the GRIP ice-core record. – *Journal of the Geological Society, London* 156: 411-423.
- MECKE, A. (1995): Pollenanalytische Untersuchungen zur spät- und postglazialen Vegetations- und Klimageschichte im Landkreis Friesland. – *Probleme der Küstenforschung im südlichen Nordseegebiet* 23: 11-49.
- MENKE, B. (1968): Das Spätglazial von Glüsing. Ein Beitrag zur Kenntnis der spätglazialen Vegetationsgeschichte in Westholstein. – *Eiszeitalter und Gegenwart* 19: 73-84.
- MERKT, J., MÜLLER, H. & STRAHL, J. (1993): Zwischenbericht zur pollenanalytischen Untersuchung von 20 Proben aus einem Profil nordöstlich des Rambower Sees (Mecklenburg-Vorpommern). – Unveröffentlichter Bericht, NLFb / BGR.
- MERKT, J. & MÜLLER, H. (1999): Varve chronologie and palynology of the Lateglacial in Northwest Germany from lacustrine sediments of Hämelsee in Lower Saxony. – *Quaternary International* 61: 41-59.
- MERKT, J. & MÜLLER, H. H. (2001): Pollen analysis of sediment profile MOOR from Moorhausen. – doi:10.1594/PANGAEA.354780
- MEYBECK, M. (1982): Carbon, nitrogen, and phosphorus transport by world rivers. – *American Journal of Science* 282: 401-450.
- MEYER, H. & MIEHLICH, G. (1983): Einfluss periodischer Hochwässer auf Genese, Verbreitung und Standorteigenschaften der Böden in der Pevestorfer Elbaue (Kreis Lüchow-Dannenberg). – *Abhandlungen des Naturwissenschaftlichen Vereins in Hamburg* 25: 41-73.
- MEYER, K. D. (1983): Zur Anlage der Urstromtäler in Niedersachsen. – *Zeitschrift für Geomorphologie N. F.* 27: 147-160.
- MEYER, K. D. (1994): Exkursionsführer zur Quartärgeologie des nordöstlichen Niedersachsen. – *Geschiebekunde aktuell*, 4. Sonderheft, 34 S., Hamburg.
- MEYER, K. D. (2009): Bernstein-Vorkommen in Niedersachsen. Alter, Herkunft und Transport. – *Die Kunde N. F.* 60: 39-48.
- MEYERS, P. A. (1994): Preservation of elemental and isotopic source identification of sedimentary organic matter. – *Chemical Geology* 144: 289-302.
- MEYERS, P. A. (1997): Organic geochemical proxies of paleoceanographic, paleolimnologic, and paleoclimatic processes. – *Organic Geochemistry* 27: 213-250.
- MEYERS, P. A. & TERANES, J. L. (2001): Sediment organic matter. – In: LAST, W. M. & SMOL, J. P. (eds.): *Tracking Environmental Change Using Lake Sediments: Physical and Geochemical Methods*, 2. Aufl., Kluwer Academic Publishers, Holland: 239-269.
- MICHALCZYK, I. M., OPGENOORTH, L., LUECKE, Y., HUCK, S. & ZIEGENHAGEN, B. (2010): Genetic support for periglacial survival of *Juniperus communis* L. in Central Europe. – *The Holocene* 20: 887-894.
- MIEST, P. (1969): Die Landschaft des Kreises Lüchow-Dannenberg. Eine naturräumliche Gliederung im Überblick. – *Hannoversches Wendland* 1: 11-20.
- MIEST, P. (1972): Witterung und Klima im Kreise Lüchow-Dannenberg. – *Hannoversches Wendland* 3: 127-137.
- MIEST, P. & PAASCHE, W. (1981): *Hannoversches Wendland*. – Schriftenreihe der Niedersächsischen Landeszentrale für politische Bildung 1: 1-87.
- MILECKA, K. & SZEROCZYŃSKA, K. (2005): Changes in macrophytic flora and planktonic organisms in lake Ostrowite, Poland, as a response to climatic and trophic fluctuations. – *The Holocene* 15: 74-84.

Literatur- und Kartenverzeichnis

- MINGRAM, J., NEGENDANK, J. W. F., BRAUER, A., HENDRICH, A., KÖHLER, M. & USINGER, H. (2007): Long cores from small lakes – recovering up to 100 m-long lake sediment sequences with a high-precision rod-operated piston corer (Usinger-corer). – *Journal of Paleolimnology* 37: 517-528.
- MITTMANN, M., ENTERS, D., BEHLING, H. & ZOLITSCHKA, B. (2004): Pollenanalytische und sedimentologische Untersuchungen zur Vegetations- und Siedlungsgeschichte am Eversener See, Ldkr. Rotenburg (Wümme), Niedersachsen. – *Archäologische Berichte des Landkreises Rotenburg (Wümme)* 11: 37-64.
- MOL, J. (1995): Weichselian and Holocene river dynamics in relation to climate change in the Halle-Leipziger Tieflandsbucht (Germany). – *Eiszeitalter und Gegenwart* 45: 32-41.
- MOL, J. (1997): Fluvial response to Weichselian climate changes in the Niederlausitz (Germany). – *Journal of Quaternary Science* 12: 43-60.
- MOL, J., VANDENBERGHE, J. & KASSE, C. (2000): River response to variations of periglacial climate in mid-latitude Europe. – *Geomorphology* 33: 131-148.
- MONTGOMERY, D. C. (2005): *Design and Analysis of Experiments*. – 6. Aufl., 657 S., John Wiley & Sons, Chichester.
- MOORE, P. D. (1980): The reconstruction of the Lateglacial environment: some problems associated with the interpretation of pollen data. – In: LOWE, J. J., GRAY, J. M. & ROBINSON, J. E. (eds.): *Studies in the Lateglacial of North-west Europe. Including Papers Presented at a Symposium of the Quaternary Research Association held at University College London, January 1979*, Pergamon Press, Oxford: 151-155.
- MOORE, P. D., WEBB, J. A. & COLLINSON, M. E. (1991): *Pollen Analysis*. – 216 S., Oxford.
- MORTENSEN, M. F. (2007): *Biostratigraphy and chronology of the terrestrial late Weichselian in Denmark – New investigations of the vegetation development based on pollen and plant macrofossils in the Slotseng basin*. – Aarhus Geoscience-Ph.D. Thesis 30: 1-37.
- MORTENSEN, M. F., BIRKS, H. H., CHRISTENSEN, C., HOLM, J., NOE-NYGAARD, N., ODGAARD, B. V., OLSEN, J. & RASMUSSEN, K. J. (2011): Lateglacial vegetation development in Denmark – New evidence based on macrofossils and pollen from Slotseng, a small-scale site in southern Jutland. – *Quaternary Science Reviews* 30: 2534-2550.
- MÜLLER, A. (1988): *Das Quartär im mittleren Elbegebiet zwischen Riesa und Dessau*. – Dissertation Universität Halle, 129 S.
- MÜLLER, H. (1953): Zur spät- und nacheiszeitlichen Vegetationsgeschichte des mitteldeutschen Trockengebietes. – *Nova Acta Leopoldina N.F.* 110: 3- 67.
- MÜLLER, H. (1967): Bericht über die palynologische Untersuchung von 27 Proben der Bohrung Ot 52 aus dem Otterstedter See; Labor-Nr. der Proben 4603-4629. – unveröffentlichter Bericht, NLFb, 9 S.
- MÜLLER, H. (1986): Altquartäre Sedimente im Deckgebirge des Salzstockes Gorleben. – *Zeitschrift der deutschen geologischen Gesellschaft* 137: 85-95.
- MÜLLER, H. (1992): Climatic changes during and at the end of the interglacials of the Cromerian Complex. – In: KUKLA, G. J. & WENT, E. (eds.): *Start of a glacial*, NATO ASI Series I (3), Heidelberg, 51-69.
- MÜLLER, H. & KLEINMANN, A. (1998): Palynologische Untersuchung eines Sedimentprofils aus dem Wollingster See. – *Mitteilungen der Arbeitsgemeinschaft Geobotanik in Schleswig-Holstein und Hamburg* 57: 44-52.
- MURAWSKI, H. & MEYER, W. (2010): *Geologisches Wörterbuch*. – 12. Aufl., 220 S., Spektrum, Heidelberg.
- NIELSEN, H. & SØRENSEN, I. (1992): Taxonomy and stratigraphy of late-glacial *Pediastrum* taxa from Lysmosen, Denmark – a preliminary study. – *Review of Palaeobotany and Palynology* 74: 55-75.

- NIEMANN, H., GERKEN, K. & NAMYSLO, E. (2010): Holzkohlenanalyse als Indikator für natürliche und anthropogen verursachte Brände. Rekonstruktion der Vegetations- und Feuergeschichte begleitend zu den Fundstellen Oldendorf 52 und 69, Ldkr. Rotenburg (Wümme), Niedersachsen. – Archäologische Berichte des Landkreises Rotenburg (Wümme) 16: 5-29.
- NILSSON, Ö. & HJELMQUIST, H. (1967): Studies on the nutlet structure of South Scandinavian species of *Carex*. – Botaniska Notiser 120: 460-485.
- NORMAND, S., RICKLEFS, R. E., SKOV, F., BLADT, J., TACKENBERG, O. & SVENNING, J.-C. (2011): Postglacial migration supplements climate in determining plant species ranges in Europe. – Proceedings of the Royal Society B 278: 3644-3653.
- OKAMURA, B. (1997): The ecology of subdivided populations of a clonal freshwater bryozoan in southern England. – Archiv für Hydrobiologie 141: 13-34.
- ØKLAND, K. A. & ØKLAND, J. (2000): Freshwater bryozoans (Bryozoa) of Norway: distribution and ecology of *Cristatella mucedo* and *Paludicella articulata*. – Hydrobiologia 421: 1-24.
- OVERBECK, F. & SCHMITZ, H. (1931): Zur Geschichte der Moore, Marschen und Wälder Nordwestdeutschlands. – Mitteilungen der Provinzialstelle für Naturdenkmalpflege 3: 1-179.
- OVERBECK, F. (1949): Ein spätglaziales Profil von Huxfeld bei Bremen. – Planta 37: 376-398.
- OVERBECK, F. (1975): Botanisch-Geologische Moorkunde. – 715 S., Wachholtz-Verlag, Neumünster.
- PALMÉ, A., SU, Q., RAUTENBERG, A., MANNI, F. & LASCOUX, M. (2003): Postglacial recolonisation and DNA variation of silver birch, *Betula pendula*. – Molecular Ecology 12: 201-212.
- PAPE, F. (1989): Der Weinbau im ehemaligen Fürstentum Lüneburg: Eine landeskundliche und kulturgeschichtliche Studie. – 168 S., Celler Beiträge zur Landes- und Kulturgeschichte Bd. 17, Celle.
- PARKER, A. G., GOUDIE, A. S., ANDERSON, D. E., ROBINSON, M. A. & BONSALE, C. (2002): A review of the mid-Holocene elm decline in the British Isles. – Progress in Physical Geography 26: 1-45.
- PASTRE, J. F., LEROYER, C. & KRIER, V. (2001): Lateglacial and Holocene fluvial records from the central part of the Paris Basin (France). – In: MADDY, D., MACKLIN, M. G. & WOODWARD, J. (eds.): River Basin Sediment Systems: Archives of Environmental Change, Balkema, Rotterdam: 357-373.
- PASTRE, J. F., LIMONDIN-LOZOUET, N., LEROYER, C., PONEL, P. & FONTUGNE, M. (2003): River system evolution and environmental changes during the Lateglacial in the Paris Basin (France). – Quaternary Science Reviews 22: 2177-2188.
- PAUS, A. (1995): The Late Weichselian and early Holocene history of tree birch in south Norway and the Bølling *Betula* time-lag in northwest Europe. – Review of Palaeobotany and Palynology 85: 243-262.
- PEARSON, M. C. & ROGERS, J. A. (1962): *Hippophae rhamnoides* L. – Journal of Ecology 50: 501-513.
- PETERSEN, J. & POTT, R. (2005): Ostfriesische Inseln. Landschaft und Vegetation im Wandel. – 160 S., Schlütersche, Hannover.
- PETTIT, R. J., AGUINAGALDE, I., DE BEAULIEU, J.-L., BITTKAU, C., BREWER, S., CHEDDADI, R., ENNOS, R., FINESCHI, S., GRIVET, D., LASCOUX, M., MOHNTY, A., MÜLLER-STARCK, G., DEMESURE-MUSCH, B., PALMÉ, A., PEDRO MARTIN, J., RENDELL, S. & VENDRAMIN, G. G. (2003): Glacial refugia: hotspots but not melting pots of genetic diversity. – Science 300: 1563-1565.
- PEYRON, O., BÉGEOT, C., BREWER, S., HEIRI, O., MAGNY, M., MILLET, L., RUFFALDI, P., VAN CAMPO, E. & YU, G. (2005): Late-Glacial climatic changes in Eastern France

- (Lake Lautrey) from pollen, lake-levels, and chironomids. – *Quaternary Research* 64: 197-211.
- POTT, R. (1982): Das Naturschutzgebiet "Hiddeser Bent-Donoper Teich" in vegetationsgeschichtlicher und pflanzensoziologischer Sicht. – *Abhandlungen aus dem Westfälischen Museum für Naturkunde* 44 (3): 1-108.
- POTT, R. (1992): Zur Entwicklung der Kulturlandschaft Nordwestdeutschlands unter dem Einfluss des Menschen. – *Zeitschrift der Universität Hannover* 19: 3-48.
- POTT, R. (1995): Die Pflanzengesellschaften Deutschlands. – 2. Aufl., 650 S., Ulmer, Stuttgart.
- POTT, R. (1999): Lüneburger Heide. Wendland und Nationalpark Mittleres Elbtal. – 256 S., Ulmer, Stuttgart.
- POTT, R. (2000): DIE Entwicklung der europäischen Buchenwälder in der Nacheiszeit. – *Rundgespräche der Kommission für Ökologie* 18: 49-75.
- POTT, R. (2009): Vegetationsdynamik an einem natürlichen See, dem Großen Heiligen Meer, in Nordwestdeutschland. – *Drosera* (1/2): 17-45.
- POTT, R. & REMY, D. (2000): Gewässer des Binnenlandes. – 255 S., Ulmer, Stuttgart.
- POTT, R. & HÜPPE, J. (2001): Flussauen und Vegetationsentwicklung an der mittleren Ems. Zur Geschichte eines Flusses in Nordwestdeutschland. – *Abhandlungen aus dem Westfälischen Museum für Naturkunde* 63 (2): 1-119.
- POTT, R. & HÜPPE, J. (2007): Spezielle Geobotanik. Pflanze - Klima - Boden. – 330 S., Springer, Berlin.
- PRAGLOWSKI, J. R. (1962): Notes on the pollen morphology of Swedish trees and shrubs. – *Grana palynologica* 6: 528-543.
- PREISING, E. (1985): Die Landschaften des Wendlands und ihre Besonderheiten. – In: POGGENDORF, K. (Hrsg.): *Das Hannoversche Wendland: Beiträge zur Beschreibung des Landkreises Lüchow-Dannenberg, Lüchow-Dannenberg*: 13-18.
- PRENTICE, I. C. (1985): Pollen representation, source area, and basin size: towards a unified theory of pollen analysis. – *Quaternary Research* 23: 76-86.
- PREUSSER, F., DEGERING, D., FUCHS, M., HILGERS, A., KADEREITS, A., KLASSEN, N., KRBETSCHKE, M., RICHTER, D. & SPENCER, J. (2008): Luminescence dating: basics, methods and applications. – *Quaternary Science Journal* 57: 95-149.
- PUNT, W. (1976): *The northwest European Pollen Flora I*. – 145 S., Elsevier, Amsterdam.
- PUNT, W. & CLARKE, G. C. S. (1980): *The northwest European Pollen Flora II*. – 256 S., Elsevier, Amsterdam.
- PUNT, W. & CLARKE, G. C. S. (1981): *The northwest European Pollen Flora III*. – 138 S., Elsevier, Amsterdam.
- PUNT, W. & CLARKE, G. C. S. (1984): *The northwest European Pollen Flora IV*. – 369 S., Elsevier, Amsterdam.
- PUNT, W., BLACKMOORE, S. & CLARKE, G. C. S. (1988a): *The northwest European Pollen Flora V*. – 154 S., Elsevier, Amsterdam.
- PUNT, W., BLACKMOORE, S. & CLARKE, G. C. S. (1988b): *The northwest European Pollen Flora VI*. – 270 S., Elsevier, Amsterdam.
- PUNT, W., BLACKMORE, S. & HOEN, P. P. (1995): *The Northwest European Pollen Flora VII*. – 275 S., Elsevier, Amsterdam.
- PUNT, W., BLACKMORE, S., HOEN, P. P. & STAFFORD, P. J. (eds., 2003): *The Northwest European Pollen Flora VIII*. – 183 S., Elsevier, Amsterdam.
- RALSKA-JASIEWICZOWA, M., GOSLAR, T., ROZANSKI, K., WACNIK, A., CZERNIK, J. & CHROST, L. (2003): Very fast environmental changes at the Pleistocene/Holocene boundary, recorded in laminated sediments of Lake Gosciarz, Poland. – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 193: 225-247.
- RASMUSSEN, S. O., ANDERSEN, K. K., SVENSSON, A. M., STEFFENSEN, J. P., VINTHER, B. M., CLAUSEN, H. B., SIGGARD-ANDERSEN, M.-L., JOHNSEN, S. J., LARSEN, L. B., DAHL-JENSEN, D., BIGLER, M., RÖTHLISBERGER, R., FISCHER, H., GOTO-AZUMA, K.,

- HANSSON, M. E. & RUTH, U. (2006): A new Greenland ice core chronology for the last glacial termination. – *Journal of Geophysical Research* 111, D06102, doi: 10.1029/2005JD006079.
- RASMUSSEN, S. O., VINTHER, B. M., CLAUSEN, H. B. & ANDERSEN, K. K. (2007): Early Holocene climate oscillations recorded in three Greenland ice cores. – *Quaternary Science Reviews* 26: 1907-1914.
- RATHMANN, K. (1996): Pollenanalytische Untersuchungen im Hochmoorkomplex Hiddeser Bent /Teutoburger Wald. – Unveröffentlichte Staatsexamensarbeit, Institut für Geobotanik, Universität Hannover.
- REILLE, M. (1992): Pollen et spores d'Europe et d'Afrique du Nord. – 520 S., Lab. de Botanique, Historique et Palynologie URA CNRS 1152, Marseille.
- REIMER, P. J., BAILLIE, M. G. L., BARD, E., BAYLISS, A., BECK, J. W., BERTRAND, C. J. A., BLACKWELL, P. G., BUCK, C. E., BURR, G. S., CUTLER, K. B., DAMON, P. E., EDWARDS, R. L., FRIEDRICH, M., GUILDERSON, T. P., HOGG, A. G., HUGHEN, K. A., KROMER, B., MCCORMAC, G., MANNING, S. W., BRONK RAMSEY, C., REIMER, R. W., REMMELE, S., SOUTHON, J. R., STUIVER, M., TALAMO, S., TAYLOR, F. W., VAN DER PLICHT, J. & WEYHENMEYER, C. E. (2004): IntCal04 terrestrial radiocarbon age calibration, 0-26 kyr BP. – *Radiocarbon* 46: 1029-1058.
- REIMER, P. J., BAILLIE, M. G. L., BARD, E., BAYLISS, A., BECK, J. W., BLACKWELL, P. G., BRONK RAMSEY, C., BUCK, C. E., BURR, G. S., EDWARDS, R. L., FRIEDRICH, M., GROOTES, P. M., GUILDERSON, T. P., HAJDAS, I., HEATON, T. J., HOGG, A. G., HUGHEN, K. A., KAISER, K. F., KROMER, B., MCCORMAC, F. G., MANNING, S. W., REIMER, R. W., RICHARDS, D. A., SOUTHON, J. R., TALAMO, S., TURNEY, C. S. M., VAN DER PLICHT, J. & WEYHENMEYER, C. E. (2009): IntCal09 and Marine09 radiocarbon age calibration curves, 0-50,000 years cal BP. – *Radiocarbon* 51: 1111-1150.
- RIGBY, R. A. & STASINOPOULOS, D. M. (2001): The GAMLSS project: a flexible approach to statistical modelling. – In: KLEIN, B. & KORSHOLM, L. (eds.): *New Trends in Statistical Modelling: Proceedings of the 16th International Workshop on Statistical Modelling*, Odense, Denmark: 249-256.
- RÖHRIG, R. & SCHARF, B. (2002): Paläolimnologische Untersuchungen zur Entwicklung des Arendsees (Sachsen-Anhalt). – *Greifswalder Geographische Arbeiten* 26: 123-126.
- RÖHRIG, R., BEUG, H. J., TRETTIN, R. & MORGENSTERN, P. (2004): Subfossil chironomid assemblages as paleoenvironmental indicators in Lake Faulersee (Germany). – *Studia Quaternaria* 12: 117-127.
- ROWINSKY, V. & STRAHL, J. (2004): Entwicklung von extrem tiefgründigen Kesselmooren im Plauer Stadtwald (Mecklenburg-Vorpommern). – *Telma* 34: 39-64.
- ROTHMALER, W. (2005): *Exkursionsflora von Deutschland. Gefäßpflanzen: Grundband*. – 19. Aufl., 639 S., Elsevier, Heidelberg.
- RULL, V. (2009): Microrefugia. – *Journal of Biogeography* 36: 481-484.
- SARMAJA-KORJONEN, K., SEPPÄNEN, A. & BENNIKE, O. (2006): *Pediastrum* algae from a classic late glacial Bølling Sø site, Denmark: response of aquatic biota to climate change. – *Review of Palaeobotany and Palynology* 138: 95-107.
- SCAMONI, A. (1950): *Waldkundliche Untersuchungen auf grundwassernahen Talsanden*. – 156 S., Berlin.
- SCHARF, B. W., BITTMANN, F. & BOETTGER, T. (2005): Freshwater ostracods (Crustacea) from the Lateglacial site at Miesenheim, Germany, and temperature reconstruction during the Meiendorf Interstadial. – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 225: 203-215.
- SCHARF, B. W., RÖHRIG, R., KANZLER, S., BEUG, H.-J., BÜTTNER, O., CHRISTIANSEN, J., FIEKER, J., SCHINDLER, H.-H. & SCHINDLER, H. (2009): Zur Entstehung des Arendsees. Ein Vergleich paläolimnologischer Untersuchungen mit den Ergebnissen eines Modellversuches. – *Nachrichtenblatt Arbeitskreis Unterwasserarchäologie* 15: 37-50.

Literatur- und Kartenverzeichnis

- SCHAEFFER, F. & SCHACHTSCHABEL, P. (2002): Lehrbuch der Bodenkunde. - 15. Aufl., 593 S., Spektrum, Heidelberg.
- SHELLMANN, G. & SCHIRMER, U. (1994): Zur Alterstellung der Niederterrassen im Raum Hameln (unteres Oberwesertal). – Düsseldorfer Geographische Schriften 2: 57-71.
- SCHLSKI, A. (1997): Untersuchungen zur holozänen Vegetationsgeschichte an der unteren Havel. – Dissertation Universität Potsdam, 172 S.
- SCHMANN, E. (1953): *Vitis* im Neolithicum der Mark Brandenburg. – Der Züchter 23: 318-327.
- SCHMIDER, F. & OTTOW, J. C. G. (1985): Characterization of differently polluted ponds by submerged macrophytes and various denitrifying bacteria. – Verhandlungen der Internationalen Vereinigung für Theoretische und Angewandte Limnologie 22: 2303-2308.
- SCHMITZ, H. (1961): Pollenanalytische Untersuchungen in Hohen Viecheln am Schweriner See. – In: SCHULDT, E. (Hrsg.): Hohen Viecheln, ein mittelsteinzeitlicher Wohnplatz in Mecklenburg, Akademie Verlag, Berlin: 14-38.
- SCHNEEKLOTH, H. (1963): Das „Hohe Moor“ bei Scheeßel (Kr. Rotenburg/Hannover). – Beiheft zum Geologischen Jahrbuch 55: 1-104.
- SCHNEIDER, H. (2006): Die spät- und postglaziale Vegetationsgeschichte des oberen und mittleren Werratal. Paläobotanische Untersuchungen unter besonderer Berücksichtigung anthropogener Einflüsse. – Dissertationes Botanicae 403: 1- 229.
- SCHRADER, E. (1957): Die Landschaften Niedersachsens. Bau, Bild und Deutung der Landschaft. Ein topographischer Atlas. – Niedersächsisches Landesvermessungsamt Hannover.
- SCHRÖDER, P. (1988): Aufbau und Untergliederung des Niederterrassenkörpers der Unterelbe. – Mitteilungen aus dem Geologischen Institut der Universität Hannover 27: 1-121.
- SCHULZ, W. (1985): Die Pflanzenwelt. – In: POGGENDORF, K. (Hrsg.): Das Hannoversche Wendland: Beiträge zur Beschreibung des Landkreises Lüchow-Dannenberg, Lüchow-Dannenberg: 27-35.
- SCHUMM, S. A. (1979): Geomorphic thresholds: the concept and its applications. – Transactions of the Institute of British Geographers, New Series 4: 485-515.
- SCHÜTRUMPF, R. (1943): Die pollenanalytische Untersuchung der Rentierjägerfundstätte Stellmoor in Holstein. – In: RUST, A.: Die alt- und mittelsteinzeitlichen Funde von Stellmoor, Neumünster: 6-45.
- SCHÜTRUMPF, R. (1955): Das Spätglazial. – Eiszeitalter und Gegenwart 6: 41-51.
- SCHWAAR, J. (1979): Spät- und postglaziale Pflanzengesellschaften im Dümmer-Gebiet. – Abhandlungen des Naturwissenschaftlichen Vereins zu Bremen 39: 129-152.
- SCHWAAR, J. (1983): Spät- und postglaziale Vegetationsstrukturen im oberen Wümmetal bei Tostedt, Landkreis Harburg. – Jahrbuch des Naturwissenschaftlichen Vereins für das Fürstentum Lüneburg 36: 139-166.
- SCHWALB, A., LISTER, G. S. & KELTS, K. (1994): Ostracode carbonate $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ signatures of hydrological and climatic changes affecting Lake Neuchâtel, Switzerland, since the late Pleistocene. – Journal of Paleolimnology 11: 3-17.
- SEEDORF, H. H. (1977): Topographischer Atlas Niedersachsen und Bremen. Eine Landeskunde in 111 Karten, ausgewählt und erläutert von Hans Heinrich Seedorf mit Beiträgen von Dieter Grothenn, Werner Kost und Wolfgang Thieme. – 289 S., Wachholtz, Neumünster.
- SELLE, W. (1939): Ergänzung zur nacheiszeitlichen Wald- und Moorentwicklung im südöstlichen Randgebiet der Lüneburger Heide. Pollenanalyse eines kleinen Moors bei Grussendorf. – Jahrbuch der Preußischen Geologischen Landesanstalt für 1938, 59: 272-288.
- SELLE, W. (1940): Die Pollenanalyse von Ortstein-Bleisandschichten. – Beihefte zum Botanischen Zentralblatt 60, B: 525-549.

Literatur- und Kartenverzeichnis

- SELLE, W. (1959): Beiträge zur Siedlungs- und Vegetationsgeschichte in Niedersachsen, I. Südlicher Teil des Kreises Rotenburg-Wümme. – Berichte der naturhistorischen Gesellschaft zu Hannover 104: 41-47.
- SELLE, W. (1962): Beitrag zur Vegetationsgeschichte des Weichselspätglazials und Postglazials im südlichen Randgebiet der Lüneburger Heide. – Berichte der Naturhistorischen Gesellschaft zu Hannover 106: 41-47.
- SERNANDER, R. (1894): Studier öfver den Gotländska vegetationens utvecklingshistoria. – 112 S., Dissertation Universität Upsala.
- SHARPE, Z. (1972): Principles of isotope geochemistry. – 344 S., Prentice Hall, USA.
- SIDORCHUK, A., BORISOVA, O. & PANIN, A. V. (2001): Fluvial response to the Late Valdair/Holocene environmental change on the East European Plain. – Global and Planetary Change 28: 303-318.
- SIDORCHUK, A. Y., PANIN, A. V. & BORISOVA, O. K. (2009): Morphology of river channels and surface runoff in the Volga River basin (East European Plain) during the Late Glacial period. – Geomorphology 113: 137-157.
- SIEGENTHALER, U. & EICHER, U. (1986): Stable oxygen and carbon isotope analyses. – In: BERGLUND, B. E. (ed.): Handbook of Holocene Palaeoecology und Palaeohydrology, John Wiley & Sons, Chichester: 407-422.
- SINGER, C. (2005): Die Vegetation des Nördlichen Hessischen Rieds während der Eisenzeit, der Römischen Kaiserzeit und dem Frühmittelalter. – Dissertation Universität Frankfurt, 114 S.
- SKOGEN, A. (1972): The *Hippophae rhamnoides* alluvial forest at Leinöra, central Norway. A phytosociological and ecological study. – Det Kongelige Norske Videnskabers Selskabs Skrifter 4: 1-115.
- SMITH, D. N., ROSEFF, R., BEVAN, L., BROWN, A. G., BUTLER, S., HUGHES, G. & MONCKTON, A. (2005): Archaeological and environmental investigations of a Late-glacial and Holocene river sedimentary sequence on the River Soar at Croft, Leicestershire, UK. – The Holocene 15: 353-377.
- SPEIER, M. (1994): Vegetationskundliche und paläoökologische Untersuchungen zur Rekonstruktion prähistorischer und historischer Landnutzungen im südlichen Rothaargebirge. – Abhandlungen aus dem Westfälischen Museum für Naturkunde 56 (3/4): 1-174.
- SPEIER, M. (1999a): Holozäne Vegetationsentwicklung von mitteleuropäischen Flusslandschaften und deren heutiger Vegetation. – In: 5. Lenzener Gespräche - Internationale Fachtagung: Möglichkeiten und Grenzen der Landwirtschaft in Naturgroßräumen 13. - 14. Nov. 1998, Rostock: 22-43.
- SPEIER, M. (1999b): Das Ebbegebirge – Vegetationskundliche und paläoökologische Untersuchungen zur Vegetations- und Landschaftsgeschichte des Hochsauerlandes. – Abhandlungen aus dem Westfälischen Museum für Naturkunde 61 (4): 1-175.
- SPEIER, M. (2005): Biogeowissenschaftliche Untersuchung spätglazialer und frühholozäner Seeablagerungen im Westerwald – erste Ergebnisse. – Berichte der Reinhold-Tüxen-Gesellschaft 17: 93-112.
- SPEIER, M. (2006): Holozäne Dynamik der europäischen Rotbuche (*Fagus sylvatica*) in der regionalen Waldentwicklung des Westfälischen Berglandes. – Decheniana 159: 5-22.
- STARKEL, L. (1982-1996): Evolution of the Vistula river valley during the last 15000 years, part I-VI. – Prace Geograficzne IG i PZ PAN, Special Issues, Warsaw.
- STARKEL, L. (1995): The place of the Vistula river valley in the late Vistulian – early Holocene evolution of European valleys. – In: FRENZEL, B. (ed.): European river activity and climatic change during the Lateglacial and early Holocene. – Special issue: ESF Project European Palaeoclimate and Man 9: 75-88.

Literatur- und Kartenverzeichnis

- STARKEL, L. (2000): Chronology of phases of various fluvial activity, of erosion and deposition in the Vistula catchment during Late Quaternary. – *Geochronometria* 19: 53-58.
- STARKEL, L. (2002): Younger Dryas-Preboreal transition documented in the fluvial environment of Polish rivers. – *Global and Planetary Change* 35: 157-167.
- STEBICH, M. (1999): Palynologische Untersuchungen zur Vegetationsgeschichte des Weichsel-Spätglazial und Frühholozän an jährlich geschichteten Sedimenten des Meerfelder Maares (Eifel). – *Dissertationes Botanicae* 320: 1-127.
- STEINBERG, K. (1944): Zur spät- und nacheiszeitlichen Vegetationsgeschichte des Untereichsfelds. – *Hercynia* 3: 529-587.
- STOCKMARR, J. (1971): Tablets with spores used in absolute pollen analyses. – *Pollen et Spores* 13: 615-621.
- STRAHL, J. & ZWIRNER, R. (2002): Lithologische und pollenanalytische Untersuchungen an holstein- bis fuhrzeitlichen Ablagerungen im Gebiet Dömitz-Lenzen. – *Brandenburgische geowissenschaftliche Beiträge* 9: 33-43.
- STUIVER, M. (1970): Oxygen and carbon isotope ratios of freshwater carbonates as climatic indicators. – *Journal of Geophysical Research* 75: 5247-5257.
- STUIVER, M., REIMER, P. J., BARD, E., BECK, J. W., BURR, G. S., HUGHEN, K. A., KROMER, B., MCCORMAC, G., VAN DER PLICHT, J. & SPURK, M. (1998): IntCal98 radiocarbon age calibration, 24,000–0 cal BP. – *Radiocarbon* 40 :1041-1083.
- SUGITA, S. (1994): Pollen representation of vegetation in Quaternary sediments: theory and method in patchy vegetation. – *Journal of Ecology* 82: 881-897.
- TCHEBAKOVA, N. M., REHFELDT, J. & PARFENOVA, E. (2010): From vegetation zones to climatypes: effects of climate warming on Siberian ecosystems. – In: Osawa, A., Zyranova, O. A., Matsuura, Y., Kajimoto, T. & Wein, R. W. (eds.): *Permafrost Ecosystems – Siberian Larch Forests*, Springer: 428-447.
- TELFORD, R. J. & BIRKS, H. J. B. (2009): Evaluation of transfer functions in spatially structured environments. – *Quaternary Science Reviews* 28: 1309-1316.
- TERBERGER, T., DE KLERK, P., HELBIG, H., KAISER, K. & KÜHN, P. (2004): Late Weichselian landscape development and human settlement in Mecklenburg-Vorpommern (NE Germany). – *Eiszeitalter und Gegenwart* 54: 138-175.
- TEUNISSEN, D. (1990): Palynologisch onderzoek in het oostelijk rivierengebied – een overzicht. – *Mededelingen van de Afdeling Biogeologie van de Sectie Biologie van de Katholieke Universiteit van Nijmegen* 16: 1-161.
- THEUERKAUF, M. (2003): Die Vegetation NO-Deutschlands vor und nach dem Ausbruch des Laacher-See-Vulkans (12880 cal. bp). – *Greifswalder Geographische Arbeiten* 29: 131-175.
- 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.
- THEUERKAUF, M. & JOOSTEN, H. (2012): Younger Dryas cold stage vegetation patterns of central Europe – climate, soil and relief controls. – *Boreas* 41: 391-407.
- TIMM, T. (1983): Faunistische Charakterisierung und Bewertung des subkontinentalen Maujahn-Moores in NE-Niedersachsen. – *Abhandlungen des Naturwissenschaftlichen Vereins in Hamburg* 25: 169-186.
- TOBOLSKI, K. (1988): Palaeobotanical study of Bølling sediments at Żabinko in the vicinity of Poznań, Poland. – *Quaestiones Geographicae* 10: 119-124.
- TOBOLSKI, K. & LITT, T. (1994): Vorallerødzeitliche Seeablagerungen in Wielkopolska („Großpolen“). – *Dissertationes Botanicae* 234: 487-496.
- TOLKSDORF, J. (2011): Mesolithisches Landschaftsmanagement oder klimatisch-ökologische Krise? Studie zu den Ursachen früh- und mittelholozäner äolischer Se-

- dimentumlagerungen im nördlichen Mitteleuropa. – Dissertation Universität Marburg, 155 S.
- TOLKSDORF, J. F., TURNER, F., KAISER, K., ECKMEIER, E., STAHLSCHEIDT, M., HOUSLEY, R. A., CULLEN, V. L., BREEST, K. & VEIL, S. (in press): Multiproxy Analyses of Stratigraphy and Palaeoenvironment of the Late Palaeolithic Grabow Flood Plain Site, Northern Germany. – *Geoarchaeology*, in press.
- TURNER, F., TOLKSDORF, J. F., VIEHBERG, F., SCHWALB, A., KAISER, K., BITTMANN, F., VON BRAMANN, U., POTT, R., STAESCHE, U., BREEST, K. & VEIL, S. (in press): Lateglacial/early Holocene fluvial reactions of the Jeetzel river (Elbe valley, northern Germany) to abrupt climatic and environmental changes. – *Quaternary Science Reviews*, doi: 10.1016/j.quascirev.2012.10.037.
- TÜXEN, R. (1962): Der Maujahn. Skizze der Pflanzengesellschaften eines wendländischen Moores. – *Veröffentlichungen des Geobotanischen Institutes der ETH, Stiftung Rübel, Zürich* 37: 267-302.
- TWEDDLE, J. C., EDWARDS, K. J. & FIELLER, N. R. J. (2005): Multivariate statistical and other approaches for the separation of cereal from wild Poaceae pollen using a large Holocene dataset. – *Vegetation History and Archaeobotany* 14: 15-30.
- TYRÁČEK, J. (2001): Upper Cenozoic fluvial history in the Bohemian Massif. – *Quaternary International* 79: 37-53.
- TYRÁČEK, J. & HAVLÍČEK, P. (2009): The fluvial record in the Czech Republic: a review in the context of IGCP 518. – *Global and Planetary Change* 68: 311-325.
- TYSON, R. V. (1995): *Sedimentary Organic Matter: Organic Facies and Palynofacies*. – 615 S., Chapman & Hall, London.
- UJIIÉ, H., HATAKEYAMA, Y., GU, X. X., YAMAMOTO, S., ISHIWATARI, R. & MAEDA, L. (2001): Upward decrease of organic C/N ratios in the Okinawa Trough cores: proxy for tracing the post-glacial retreat of the continental shore line – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 165: 129-140.
- USINGER, H. (1975): Pollenanalytische und stratigraphische Untersuchungen an zwei Spätglazial-Vorkommen in Schleswig-Holstein. – *Mitteilungen der Arbeitsgemeinschaft Geobotanik in Schleswig-Holstein und Hamburg* 25: 1-183.
- USINGER, H. (1978a): Bølling-Interstadial und Laacher Bimstuff in einem neuen Spätglazial-Profil aus dem Vallensgård Mose, Bornholm. – *Danmarks Geologiske Undersøgelse* 1977: 5-29.
- USINGER, H. (1978b): Pollen- und großrestandanalytische Untersuchungen zur Frage des Bølling-Interstadials und der Baumbirken-Einwanderung in Schleswig-Holstein. – *Schriften des Naturwissenschaftlichen Vereins für Schleswig-Holstein* 48: 41-61.
- USINGER, H. (1981a): Zur spät- und frühen postglazialen Vegetationsgeschichte der schleswig-holsteinischen Geest nach einem Pollen- und Pollendichtediagramm aus dem Esinger Moor. – *Pollen et Spores* 23: 389-432.
- USINGER, H. (1981b): Ein verbreiteter Hiatus in spätglazialen Seesedimenten: Mögliche Ursache für Fehlinterpretation von Pollendiagrammen und Hinweis auf klimatisch verursachte Seespiegelbewegungen. – *Eiszeitalter und Gegenwart* 31: 91-107.
- USINGER, H. (1982): Pollenanalytische Untersuchungen an spätglazialen und präborealen Sedimenten aus dem Meerfelder Maar (Eifel). – *Flora* 172: 373-409.
- USINGER, H. (1985): Pollenstratigraphische, vegetations- und klimageschichtliche Gliederung des „Bølling-Allerød-Komplexes“ in Schleswig-Holstein und ihre Bedeutung für die Spätglazial-Stratigraphie in benachbarten Gebieten. – *Flora* 177: 1-43.
- USINGER, H. (1998): Pollenanalytische Datierung spätpaläolithischer Fundschichten bei Ahrenshöft, Kr. Nordfriesland. – *Archäologische Nachrichten aus Schleswig-Holstein* 8: 50-73.
- USINGER, H. (2004): Vegetation and climate of the lowlands of northern Central Europe and adjacent areas around the Younger Dryas-Preboreal transition – with special emphasis on the Preboreal oscillation. – In: TERBERGER, T. & ERIKSEN, B. V. (eds.): Hunt-

- ers in a changing world. Environment and archaeology of the Pleistocene-Holocene transition (ca. 11000-9000 B.C.) in Northern Central Europe, Marie Leidorf, Rhaden/Westfalen: 1-26.
- VAN BALEN, R. T., VANDENBERGHE, J. & KASSE, K. (2003, eds.): Fluvial response to rapid environmental change. – Quaternary Science Reviews 22, issue 20.
- VAN BALEN, R. T., BUSSCHERS, F. S. & TUCKER, G. E. (2010): Modeling the response of the Rhine-Meuse fluvial system to Late Pleistocene climate change. – Geomorphology 114: 440-452.
- VANDENBERGHE, J. (1995): Timescales, climate and river development. – Quaternary science reviews 14: 631-638.
- VANDENBERGHE, J. (2001): A typology of Pleistocene cold-based rivers. – Quaternary International 79: 111-121.
- VANDENBERGHE, J. (2003): Climate forcing of fluvial system development: an evolution of ideas. – Quaternary Science Reviews 22: 2053-2060.
- VANDENBERGHE, J. (2008): The fluvial cycle at cold-warm-cold transitions in lowland regions: A refinement of theory. – Geomorphology 98: 275-284.
- VANDENBERGHE, J., BOHNCKE, S., LAMMERS, W. & ZILVERBERG, L. (1987): Geomorphology and palaeoecology of the Mark valley (southern Netherlands): geomorphological valley development during the Weichselian and Holocene. – Boreas 16: 55-67.
- VANDENBERGHE, J., KASSE, C., BOHNCKE, S. & KOZARSKI, S. (1994): Climate-related river activity at the Weichselian-Holocene transition: a comparative study of the Warta and Maas rivers. – Terra Nova 6: 476-485.
- VAN DEN BOGAARD, P. & SCHMINCKE, H. U. (1985): Laacher See Tephra: A widespread isochronous late Quaternary tephra layer in central and northern Europe. – Geological Society of America Bulletin 96: 1554-1571.
- VAN DER HAMMEN, T. (1951): Late-glacial flora and periglacial phenomena in The Netherlands. – Leidse Geologische Mededelingen 17: 71-183.
- VAN DER HAMMEN, T. (1971): The Upper Quaternary stratigraphy of the Dinkel valley. – In: VAN DER HAMMEN, T. & WIJMSTRA, T. A. (eds): The Upper Quaternary of the Dinkel Valley. Mededelingen Rijks Geologische Dienst Nieuwe Serie 22: 59-72.
- VAN DER MERWE, M., WINFIELD, M. O., ARNOLD, G. M. & PARKER, J. S. (2000): Spatial and temporal aspects of the genetic structure of *Juniperus communis* populations. – Molecular Ecology 9: 379-386.
- VAN DER PLICHT, J., VAN GEEL, B., BOHNCKE, S. J. P., BOS, J. A. A., BLAAUW, M., SPERANZA, A. O. M., MUSCHELER, R. & BJÖRCK, S. (2004): The Preboreal climate reversal and a subsequent solar-forced climate shift. – Journal of Quaternary Science 19: 263-269.
- VAN DINTER, M. & BIRKS, H. H. (1996): Distinguishing fossil *Betula nana* and *B. pubescens* using their wingless fruits: implications for the late-glacial vegetational history of western Norway. – Vegetation History and Archaeobotany 5: 229-240.
- VAN GEEL, B. (1996): Factors influencing changing AP/NAP ratios in NW-Europe during the Late-Glacial period. – Il Quaternario 9: 599-604.
- VAN GEEL, B., BOHNCKE, S. J. P. & DEE, H. (1981): A palaeoecological study of an upper Lateglacial and Holocene sequence from “De Borchert”, The Netherlands. – Review of Palaeobotany and Palynology 31: 367-448.
- VAN GEEL, B., COOPE, G. R. & VAN DER HAMMEN, T. (1989): Palaeoecology and stratigraphy of the Lateglacial type section at Usselo (The Netherlands). – Review of Palaeobotany and Palynology 60: 25-129.
- VEIL, S. & BREEST, K. (1995): Figurenfragmente aus Bernstein vom Federmesser-Fundplatz Weitsche bei Lüchow, Ldkr. Lüchow-Dannenberg (Niedersachsen). (Mit einem Beitrag von Gerfried Caspers). – Archäologisches Korrespondenzblatt 25: 29-47.

- VEIL, S. & BREEST, K. (1997): La figuration animale en ambre du gisement Federmesser de Weitsche, Basse-Saxe (Allemagne) et son contexte archéologique: les résultats de la fouille de 1996. – *Bulletin de la Société Préhistorique Française* 94: 387-392.
- VEIL, S. & BREEST, K. (2006): Origins of Mesolithic Art? A recently discovered Pendant and other Objects of Amber for the Federmesser Site Weitsche, County of Lüchow-Dannenberg (Lower Saxony, Germany). – In: KIND, C. (ed.): *After the Ice Age. Settlements, subsistence and social development in the Mesolithic of Central Europe*, Materialhefte zur Archäologie in Baden-Württemberg 78: 285-295.
- VEIL, S., BREEST, K., GROOTES, P., NADEAU M.-J. & HÜLS, M. (2012): A 14 000-year-old amber elk and the origins of northern European art. – *Antiquity* 86: 660-674.
- VELLE, G., BRODERSEN, K. P., BIRKS, H. J. B. & WILLASSEN, E. (2010): Midges as quantitative temperature indicator species: Lessons for palaeoecology. – *The Holocene* 20: 989-1002.
- VIEHBERG, F. (2006): Freshwater ostracod assemblages and their relationship to environmental variables in waters from northeast Germany. – *Hydrobiologia* 571: 213-224.
- VOIGT, R., GRÜGER, E. & MEISCHNER, D. (2008): Seasonal variability of Holocene climate: a palaeolimnological study on varved sediments in Lake Jues (Harz Mountains, Germany). – *Journal of Paleolimnology* 40: 1012-1052.
- VON DER BRELIE, G., TEICHMÜLLER, M. U. R., THOMSEN, P. W. & WERNER, H. (1953): Das Spät- und Postglazialprofil von Wallensen im Hils. – *Geologisches Jahrbuch* 67: 231-242.
- VON GRAFENSTEIN, U., ERLLENKEUSER, H., BRAUER, A., JOUZEL, J., & JOHNSEN, S. J. (1999): A mid-European decadal isotope-climate record from 15,500 to 5000 years B.P. – *Science* 284: 1654-1657.
- VON GRAFENSTEIN, U., EICHER, U., ERLLENKEUSER, H., RUCH, P., SCHWANDER, J. & AMMANN, B. (2000): Isotope signature of the Younger Dryas and two minor oscillations at Gerzensee (Switzerland): palaeoclimatic and palaeolimnologic interpretation based on bulk and biogenic carbonates. – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 159: 215-229.
- VON PLATO, A.-D. (1973): Burg Grabow. – *Hannoversches Wendland* 4: 95-100.
- VON STEDINGK, H., FYFE, R. M. & ALLARD, A. (2008): Pollen productivity estimates from the forest-tundra ecotone in west-central Sweden: implications for vegetation reconstruction at the limits of the boreal forest. – *The Holocene* 18: 323-332.
- WACHTER, B. (1986): Plate und Grabow - Burgen und Kirche. – In: *ALTERTUMSVERBÄNDE* (Hrsg.): *Hannoversches Wendland. Führer zu archäologischen Denkmälern in Deutschland* 13: 220-222.
- WACHTER, B. (1998): Burgen im Hannoverschen Wendland. *Zeitschrift für Archäologie des Mittelalters* 25/26: 155-172.
- WAGNER-CREMER, F. & LOTTER, A. F. (2011): Spring-season changes during the Late Pleniglacial and Bølling/Allerød interstadial. – *Quaternary Science Reviews* 30: 1825-1828.
- WALKER, M. J. C., JOHNSEN, S., RASMUSSEN, S. O., POPP, T., STEFFENSEN, J.-P., GIBBARD, P., HOEK, W., LOWE, J., ANDREWS, J., BJÖRCK, S., CWYNAR, L. C., HUGHEN, K., KERSHAW, P., KROMER, B., LITT, T., LOWE, D. J., NAKAGAWA, T., NEWNHAM, R. & SCHWANDER, J. (2009): Formal definition and dating of the GSSP (Global Stratotype Section and Point) for the base of the Holocene using the Greenland NGRIP ice core, and selected auxiliary records. – *Journal of Quaternary Science* 24: 3-17.
- WALTHER, K. (1973): Zur Vegetation der Flussniederungen um den Hühbeck. – *Hannoversches Wendland* 4: 31-38.
- WALTHER, K. (1977): Die Vegetation des Elbtales. Die Flussniederung von Elbe und Seege bei Gartow (Kreis Lüchow-Dannenberg). – *Abhandlungen des Naturwissenschaftlichen Vereins in Hamburg* 20 (Supplement): 1-123.

Literatur- und Kartenverzeichnis

- WALTHER, K. (1983): Bemerkenswerte Pflanzengesellschaften um Gorleben (Kreis Lüchow-Dannenberg). – Abhandlungen des Naturwissenschaftlichen Vereins in Hamburg 25: 187-212.
- WALTHER, K. (1986): Die Vegetation des Maujahn 1984. Wiederholung der vegetationskundlichen Untersuchung eines wendländischen Moores. – Tuexenia 6: 145-193.
- WASYLIKOWA, K. (1964): Vegetation and climate of the Late-glacial in Central Poland based on investigations made at Witow near Leczyca (polnisch mit engl. Zusammenfassung). – Biuletyn peryglacjalny 13: 261-417.
- WECKSTRÖM, K., WECKSTRÖM, J., YLINIEMI, L.-M. & KORHOLA, A. (2010): The ecology of *Pediastrum* (Chlorophyceae) in subarctic lakes and their potential as paleobioindicators. – Journal of Paleolimnology 43: 61-73.
- WEIß, C. & RZANY, B. (2008): Basiswissen Medizinische Statistik. – 4. Aufl., 336 S., Springer, Heidelberg.
- WESTAWAY, R. & BRIDGLAND, D. (2010): Causes, consequences and chronology of large-magnitude palaeoflows in Middle and Late Pleistocene river systems of northwest Europe. – Earth Surface Processes and Landforms 35: 1071-1094.
- WIERMANN, R. & SCHULZE, D. (1986): Pollenanalytische Untersuchungen im großen Torfmoor bei Nettelstedt (Kreis Minden-Lübbecke) – Ein Beitrag zur Vegetations- und Siedlungsgeschichte im Vorland des Wiehengebirges. – Abhandlungen aus dem Westfälischen Museum für Naturkunde 48 (2): 481-495.
- WIMSTRA, T. A. & DE VIN, E. (1971): The new Dinkel canal section. – In: VAN DER HAMMEN, T. & WIMSTRA, T. A. (eds.): Upper Quaternary of the Dinkel Valley. Mededelingen Rijks Geologische Dienst NS 22: 101-129.
- WILLERDING, U. (1960): Beiträge zur jüngeren Geschichte der Flora und Vegetation der Flussauen. – Flora 149: 435-476.
- WILLERDING, U. (1979): Vegetation und Ackerbau im Hannoverschen Wendland während des Mittelalters. – In: CHROPOVSKÝ, B. (Hrsg.): Berichte über den III. Internationalen Kongress für Slawische Archäologie, Bd. I, Bratislava: 905-915.
- WILLIS, K. J. & VAN ANDEL, T. H. (2004): Trees or no trees? The environments of central and eastern Europe during the Last Glaciation. – Quaternary Science Reviews 23: 2369-2387.
- WILLUTZKI, H. (1962): Zur Waldgeschichte und Vermoorung sowie über Rekurrenzflächen im Oberharz. – Nova Acta Leopoldina NF. 160: 1-52.
- WITHÖFT, H. (2010): Die Lüneburger Saline: Salz in Nordeuropa und der Hanse vom 12.-19. Jahrhundert; eine Wirtschafts- und Kulturgeschichte langer Dauer. – 502 S., Marie Leidorf, Rahden / Westfalen.
- WOLDSTEDT, P. & DUPHORN, K. (1974): Norddeutschland und angrenzende Gebiete im Eiszeitalter. – 3. Aufl., 500 S., Koehler, Stuttgart.
- WOLTERS, S. (1999): Spät- und postglaziale Vegetationsentwicklung im Bereich der Fercher Berge südwestlich von Potsdam. – Gleditschia 27: 25-44.
- WOLTERS, S. (2002): Vegetationsgeschichtliche Untersuchungen zur spätglazialen und holozänen Landschaftsentwicklung in der Döberitzer Heide (Brandenburg). – Dissertationes Botanicae 366: 1-157.
- WOLTERS, S., BITTMANN, F. & KUMMER, V. (2005): The first subfossil records of *Urtica kioviensis* Rogow. and their consequences for palaeoecological interpretations. – Vegetation history and Archaeobotany 14: 518-527.
- WOOD, T. S. & OKAMURA, B. (2005): A key to the freshwater bryozoans of Europe and the British Isles with ecological notes. – 113 S., Freshwater Biological Association Scientific Publication No. 63, Ambleside, Cumbria, UK.
- ZHAO, Y., SAYER, C. D., BIRKS, H. H., HUGHES, M. & PEGLAR, S. M. (2006): Spatial representation of aquatic vegetation by macrofossils and pollen in small and shallow lakes. – Journal of Paleolimnology 35: 335-350.

Literatur- und Kartenverzeichnis

- ZICHENG, Y. & EICHER, U. (2001): Three amphi-Atlantic century-scale cold events during the Bølling-Allerød warm period. – *Géographie physique et Quaternaire* 55: 171-179.
- ZICKERMANN, F. (1996): Vegetationsgeschichtliche, moorstratigraphische und pflanzensoziologische Untersuchungen zur Entwicklung seltener Moorökosysteme in Nordwestdeutschland. – *Abhandlungen aus dem Westfälischen Museum für Naturkunde* 58: 1-109.
- ZOLLER, H. (1960): Pollenanalytische Untersuchungen zur Vegetationsgeschichte der insubrischen Schweiz. – *Denkschriften Schweizerische Naturforschende Gesellschaft* 83: 45-156.

2. Internetquellen

- BERGEMANN, M. (2011): Gesamtliste der Fließgewässer im Elbeeinzugsgebiet. – http://www.fgg-elbe.de/tl_fgg_neu/veroeffentlichungen.html?page=7, Stand vom 07.02.2011.
- STASINOPOULOS, M., RIGBY, B. & AKANTZILIOTOU, C. (2008): Instructions on how to use the gamlss package in R. – 2. Aufl., <http://gamlss.org/images/stories/papers/gamlss-manual.pdf>, 206 S., Stand vom 03.06.2011.
- WITTORF, D. (2010): Das Hannoversche Wendland vom Mesolithikum bis in die ältere Bronzezeit. – www.uni-goettingen.de/de/document/download/.../PosterDissWittorf2.pdf, Din A0-Poster, Stand vom 12.10.2010.

3. Kartenverzeichnis

- LANDESAMT FÜR GEOINFORMATION UND LANDENTWICKLUNG NIEDERSACHSEN (2008): Topographische Karte 1 : 25000, Blatt 2932 Dannenberg.
- NIBIS® Kartenserver (2010a): Niedersachsen, Bodenübersichtskarte 1 : 50 000. – Landesamt für Bergbau, Energie und Geologie (LBEG), Hannover.
- NIBIS® Kartenserver (2010b): Niedersachsen, Geologische Karte 1:25000, Detailkartierung. – Landesamt für Bergbau, Energie und Geologie (LBEG), Hannover.
- NIBIS® Kartenserver (2010c): Niedersachsen, Geologische Karte 1 : 50 000. – Landesamt für Bergbau, Energie und Geologie (LBEG), Hannover.
- NLFB (1975/1996): Geologische Karte von Niedersachsen 1 : 25.000, Blatt 2932 Dannenberg/Elbe Süd. – Reinzeichnung (Kasch 1996) der geologischen Kartierung (Lepper 1975).

I: ANHANG

Tab. 15: Zeitliche Einordnung pollenanalytisch untersuchter Einzelproben in der Jeetzel-Niederung.

Tab. 16: Liste der zu Vergleichen herangezogenen Pollenanalysen mit spätglazialen Sequenzen aus Niedersachsen und Umgebung.

Tab. 17: Liste aller in Text und Abbildungen verwendeten Abkürzungen.

Abb. 65: Luftbild der Jeetzel-Niederung bei Grabow von 1945 (Kampfmittelräumdienst Niedersachsen)

Faltbeilagen:

Abb. 66: Pollendiagramm des Profils „W II“

Abb. 67: Pollendiagramm des Profils „W IV“

Abb. 68: Pollendiagramm des Profils „W VI“

Abb. 69: Pollendiagramm des Profils „W VII“

Abb. 70: Pollendiagramm des Profils „W VIII“

Abb. 71: Pollendiagramm des Profils „W IX“

Abb. 72: Pollendiagramm des Profils „W III“

Abb. 73: Pollendiagramm des Profils „W V“

Tab. 15: Zeitliche Einordnung pollenanalytisch untersuchter Einzelproben in der Jeetzel-Niederung.

Nr.	Bohrungs-Nr.:	Tiefe	Ungefähres Alter	Rechts-Hoch	Sedimentart, Bemerkung
1	Weitsche Stelle 1	?	Atlantikum	-	Schluff? , Probe aus Ausgrabung 2004, Niedersächsisches Landesmuseum Hannover
2	Weitsche Altarm 285 cm Basisprobe	285 cm	Übergang Boreal/Atlantikum	4441474 5875976	Mudde , weitgehende Übereinstimmung mit entsprechenden Spektren des Profils W IV, Bohrung K.-D. MEYER 1995
3	Weitsche Auelehm Teich	?	Jüngere Dryas	ca. 4441552 5875398	Sediment 2 der Grabung „Grabow 15“ an einem Aufschluss
4	W 007-1	165 cm	(jüngeres ?) Subatlantikum	4441651 5875975	Mudde , vermutlich selektive Erhaltung verschiedener Pollentypen durch zeitweiligen Sauerstoffeinfluss, nur sehr geringer Anteil an Wasserpflanzenpollen, kein rein limnisches Sediment, Nachweis von Besiedlung, vermutlich Probe beim Bohren mitgerissen

Anhang

Tab. 15 Fortsetzung:

Nr.	Bohrungs-Nr.:	Tiefe (cm)	Ungefähres Alter	Rechts-Hoch	Sedimentart, Bemerkung
5	W 009a-3 Basisprobe	86-87 cm	Allerød	4441673 5876023	Kompakte Mudde/Torfschicht , Pollenspektrum ähnlich wie in Sediment 3 der Grabung „Grabow 15“
6	W 009a-6	83-84 cm	Allerød	4441673 5876023	Kompakte Mudde/Torfschicht , Pollenspektrum ähnlich wie in Sediment 3 der Grabung „Grabow 15“
7	W 009a-14	75-76 cm	Allerød	4441673 5876023	Kompakte Mudde/Torfschicht , Pollenspektrum ähnlich wie in Sediment 3 der Grabung „Grabow 15“
8	W 010-1 Basisprobe	76-77 cm	Spätglazial / (Allerød?)	4441644 5876018	Sehr kompakter Ton mit hohem org. Anteil , Pollenspektrum ähnlich wie in Sediment 3a der Grabung „Grabow 15“
9	W 010-14	63-64 cm	Allerød / Boreal ?	4441644 5876018	Sehr kompakter Ton mit hohem org. Anteil , vermutlich gestörtes Spätglazial
10	W 015-1 Basisprobe	75 cm	Jüngeres Subatlantikum , vermutlich nur wenige Jahrhunderte	4441511 5875915	Mudde, Altarmsediment , sehr hohe Anteile an Getreidepollen
11	W 016-V (= W I-V)	ca. 350 cm	(Spät)glazial ?	4441486 5875965	Ton , Pollen vieler verschiedener kraut- und strauchförmiger Spätglazialzeiger, nähere zeitliche Bestimmung ohne Vorhandensein einer Sequenz nicht möglich
12	W 016-1 (= W I-1) Basisprobe	254-255 cm	Boreal	4441486 5875965	Mudde , Pollenniederschlag eines geschlossenen Kiefernwalds, Altarmsediment
13	W 016-11 (= W I-11)	244-245 cm	Boreal	4441486 5875965	Detritusmudde
14	W 016-12 (= W I-12)	173-175 cm	Atlantikum	4441486 5875965	Detritusmudde
15	W 016-26 (= W I-26)	145-147 cm	Atlantikum / Subboreal	4441486 5875965	Detritusmudde
16	W 016-27 (= W I-27)	83-85 cm	Subatlantikum	4441486 5875965	Detritusmudde , immer noch hohe Kiefernwerte in Nähe einer Düne
17	W 020-2	230-235 cm	Subboreal – frühes Subatlantikum	4441714 5875875	Mudde , vermutlich Probe beim Bohren mitgerissen

Anhang

Tab. 15 Fortsetzung:

Nr.	Bohrungs-Nr.:	Tiefe (cm)	Ungefähres Alter	Rechts-Hoch	Sedimentart, Bemerkung
18	W 029-1	50-70 cm	unklar	4441483 5875819	Hochflutlehm , schlechte Pollenerhaltung, im Vergleich vermutlich Spätglazial, allerdings gestört
19	W 030-1 W 030a = „W II“	120 cm siehe Abb.30	Jüngere Dryas Jüngere Dryas bis Boreal	4441446 5875835	Sandmudde , <i>Entnahmestelle des Profils „W II“</i>
20	W 044-03 Basisprobe	95-96 cm	Jüngere Dryas	-	Sandmudde , genaue Position unklar (GPS-Fehler)
21	W 045-03 Basisprobe	93-94 cm	Boreal-Atlantikum	-	Detritusmudde , genaue Position unklar (GPS-Fehler)
22	W 045-09		Atlantikum	-	Detritusmudde , genaue Position unklar (GPS-Fehler)
23	W 049-2	210-212 cm	Subboreal bis Subatlantikum	4441445 5875997	Detritusmudde
24	W 053-1	186-187 cm	Jüngere Dryas	4441392 5875782	Sandmudde
25	W 054-2 Basisprobe	116-117 cm	Jüngere Dryas	4441392 5875782	Sandmudde
26	W 055-2 Basisprobe	110-112 cm	Jüngere Dryas	4441392 5875782	Sandmudde
27	W 055-1	70 cm	Subatlantikum	4441392 5875782	Sand mit organischem Anteil , vermutlich äolisches Sediment?
28	W 056-1 Basisprobe	140 cm	Unklar	4441345 5875744	Sand , vermutlich glaziale Zusammensetzung, aber zu wenige Paly-nomorphen
29	W 058-1 Basisprobe	68-70 cm	Allerød / Boreal	4441538 5876033	Kompakte tonige Mudde/Torf , wegen Verunreinigung keine nähere Zuordnung möglich
30	W 061-1 Basisprobe	70 cm	Boreal (?)	4441522 5876073	Kompakte tonige Mudde/Torf , vermutlich Boreal, eventuell auch allerödzeitliche Stellung möglich, allerdings unwahrscheinlich
31	W 071-4	240 cm	Frühes (?) Atlanti- kum	4441671 5875994	Detritusmudde , eventuell etwas verunreinigt
32	W 075-1 Basisprobe	190 cm	Atlantikum	4441305 5876040	Detritusmudde
33	W 077-1 Basisprobe	170 cm	Jüngere Dryas	4441288 5875967	Sandmudde
34	W 080-2 Basisprobe	52-53 cm	Allerød	4441488 5875849	Sediment 3 der Grabung „Gra- bow 15“
35	W 082-7	160-161 cm	Jüngere Dryas	4441463 5875827	Sandmudde
36	W 082-8 Basisprobe	240-241 cm	Jüngere Dryas	4441463 5875827	Sandmudde

Anhang

Tab. 15 Fortsetzung:

Nr.	Bohrungs-Nr.:	Tiefe (cm)	Ungefähres Alter	Rechts-Hoch	Sedimentart, Bemerkung
37	W 095-5 Basisprobe	108-109 cm	Jüngere Dryas	4441471 5875834	Sandmudde viele Anzeiger einer Ufersituation (<i>Alisma</i> , <i>Valeriana</i> , Poaceae)
38	W 095-6	90-92 cm	Präboreal	4441471 5875834	Detritusmudde
39	W 098-1	151-152 cm	Jüngere Dryas	4441461 5875873	Sandmudde
40	W 098-2	131-132 cm	Atlantikum	4441461 5875873	Detritusmudde , Hiatus zwischen W 098-1 und W 098-2: Erosion?
41	W 098-3	98-99 cm	Subboreal	4441461 5875873	Detritusmudde , weitgehende Übereinstimmung mit entsprechen- den Spektren des Profils W IV
42	W 099 = W IV (Basispro- be)	Siehe Abb. 29	Jüngere Dryas bis Subboreal	4441465 5875860	Entnahmestelle des Pollenprofils „W IV“
43	W 123-4	155-156 cm	Boreal	4441621 5875371	Mudde
44	W 123-6	170-171 cm	Subatlantikum ?	4441621 5875371	Detritusmudde , Spektrum nicht eindeutig, vermutlich stark gestört!
45	W 124-2 Basisprobe	83-84 cm	Allerød	4441647 5875374	Sediment 3 der Grabung „Gra- bow 15“
46	W 125-7	244-245 cm	Boreal (Beginn!)	4441592 5875365	Detritusmudde
47	W 125-8 Basisprobe	258-259 cm	Präboreal	4441592 5875365	Detritusmudde
48	W 126-5 Basisprobe	165-166 cm	Jüngere Dryas	4441550 5875357	Sandmudde
49	W 127-2	69-70 cm	Präboreal	4441520 5875346	Niedermoortorf
50	W 127-5 Basisprobe	150-151 cm	Jüngere Dryas	4441520 5875346	Sandmudde
51	W 130-6 Basisprobe	190-191 cm	Jüngere Dryas	4441434 5875328	Sandmudde
52	W 132-2	138-139 cm	Allerød, Pinus- Phase?	4441386 5875319	Detritusmudde
53	W 132-4 Basisprobe	176-177 cm	Hippophae-Phase	4441386 5875319	Sandmudde , <i>Entnahmestelle des Pollenprofils „W VII“</i>
54	W 132-5	194-195 cm	unklar	4441386 5875319	Sandmudde Sehr geringe Pollenkonzentration, <i>Pediastrum</i> -Algen vorhanden
55	W 134-2 Basisprobe	84-85 cm	Boreal / Allerød?	4441291 5875263	Lehm
56	W 135-1	93-94 cm	Allerød	4441255 5875251	Detritusmudde
57	W 135-2	112-113 cm	Allerød	4441255 5875251	Detritusmudde , <i>Entnahmestelle des Pollenprofils „W VIII“</i>

Anhang

Tab. 15 Fortsetzung:

Nr.	Bohrungs-Nr.:	Tiefe (cm)	Ungefähres Alter	Rechts-Hoch	Sedimentart, Bemerkung
58	W 137-4 Basisprobe	82-83 cm	Allerød	4441185 5875145	Hochflutlehm
59	W 139-2 Basisprobe	161 cm	Jüngere Dryas	4441039 5875882	Sandmudde
60	W 142-4	138-139 cm	Jüngere Dryas	4440814 5875960	Sandmudde
61	W 145-5	158-159 cm	Jüngere Dryas	4440758 5875909	Sandmudde
62	W 148-1 Basisprobe	84-86 cm	Boreal	4440823 5875995	Schluffiger Ton mit hohem org. Anteil
63	W 149-2	85-86 cm	Atlantikum / Sub-boreal	4440830 5878027	Sandige Mudde
64	W 151-5	180-181 cm	Präboreal / Allerød?	4441275 5878998	Sandmudde
65	W 152-4	142-143 cm	Präboreal / Allerød?	4441296 5879596	Detritusmudde
66	W 155-2 Basisprobe	80-82 cm	Boreal oder jünger	4441644 5876947	Schluffiger Ton mit hohem org. Anteil
67	W 156-2	76-77 cm	Boreal	4441629 5876964	Mudde
68	W 160-3 Basisprobe	107-108 cm	Allerød	4441473 5874323	Ähnlich Sediment 3 der Grabung „Grabow 15“, relativ viele Holzkohleflitter
69	W 161-5 Basisprobe	164-165 cm	Spätglazial	4441668 5874160	Hellbrauner Ton mit sehr hohem organischen Anteil
70	W 161-3	135-136 cm	Jüngere Dryas / Präboreal	4441668 5874160	Niedermoortorf
71	W 165-1 Basisprobe	67-68 cm	Holozän (Subboreal?)	4441074 5874495	Tonige Mudde
72	W 167-03	150-151 cm	Jüngere Dryas	4441400 5875325	schluffige Mudde
73	W 168-02	154-155 cm	Jüngere Dryas	4441420 5875327	Detritusmudde
74	W 168-08	256-267 cm	Jüngere Dryas	4441420 5875327	Detritusmudde
75	W 168-14	354-355 cm	Jüngere Dryas	4441420 5875327	Detritusmudde
76	W 168-18	403-404 cm	Jüngere Dryas	4441420 5875327	Detritusmudde
77	W 168-20	428-429 cm	Jüngere Dryas	4441420 5875327	Algenmudde
78	W 168-21 Basisprobe „W VI“ ≈ W168	438-439 cm	Jüngere Dryas	4441420 5875327	Algenmudde <i>Entnahmestelle des Pollenprofils „W VI“</i>
79	W 169-01	174-175 cm	Jüngere Dryas	4441476 5875341	Detritusmudde

Anhang

Tab. 15 Fortsetzung:

Nr.	Bohrungs-Nr.:	Tiefe (cm)	Ungefähres Alter	Rechts-Hoch	Sedimentart, Bemerkung
80	W 173-03	162-163 cm	Präboreal	4441484 5875181	Detritusmudde
81	W 173-04	193-194 cm	Jüngere Dryas / Präboreal	4441484 5875181	Detritusmudde
82	W 173-10 Basisprobe?	330-331 cm	Dryas III	4441484 5875181	Detritusmudde
83	W 174-02	105-106 cm	Boreal-Atlantikum	4441650 5875093	Schluff
84	W 176-04 Basisprobe	133-134 cm	Übergang Jüngere Dryas-Präboreal	4441725 5875113	Sandmudde
85	W 182-03	192-193 cm	Jüngere Dryas	4441227 5878757	Sandmudde
86	W 191-05 Basisprobe	159-160 cm	Jüngere Dryas	4441476 5874741	Sandmudde
87	C 141-1 Basisprobe	81-82 cm	Boreal	4440982 5876138	Detritusmudde
88	C 229-1 Basisprobe	157-158 cm	Jüngere Dryas	4440972 5876172	Sandmudde
89	C 232-2 Basisprobe	183-184 cm	Jüngere Dryas	4440973 5876471	Sandmudde

Tab. 16: Referenz der angeführten Pollendiagramme und Ihrer Autoren.

- 1: Weitsche, TURNER, diese Arbeit
- 2: Siemen, LESEMANN 1969
- 2a: Maujahn, LESEMANN 1969 bzw. BEUG 2011
- 2b: Laase, LESEMANN 1969
- 2c: Heuweg, LESEMANN 1969, CHRISTIANSEN 2008
- 2d: Nienhofer Forst, LESEMANN 1969
- 3: Säulingsee, SCHNEIDER 2006
- 4: Meerfelder Maar, STEBICH 1999 bzw. KUBITZ 2000
- 5: Hämelsee, MERKT & MÜLLER 1999
- 6: Schollene, MATHEWS 1997
- 7: Oestinghausen, BURRICHTER & POTT 1987
- 8: Gülpe I, SCHELSKI 1997
- 9: Weidelbach, SPEIER 1994
- 10: Campemoor bzw. Feldungel-See, DIECKMANN 1998
- 11a: Sinniger Venn, FREUND 1994
- 11b: Belmer Bruch, FREUND 1994
- 11c: Hücker Moor, FREUND 1994
- 11d: Hiller Moor, FREUND 1994
- 12: Schönebusch, CASPERS 1993a
- 13: Hoher Birkengraben, DE KLERK 2002
- 14: Löddigsee, JAHNS 2007
- 15: Arendsee, CHRISTIANSEN 2008
- 15a: Rambow, MERKT et al. 1993, CHRISTIANSEN 2008
- 15b: Boberow, CHRISTIANSEN 2008
- 16: Henningsdorf, DE KLERK 2006
- 17: Döberitzer Heide, WOLTERS 2002

Anhang

Tab. 16 Fortsetzung:

- 17a: Schwanengrabenrinne, WOLTERS 2002
- 17b: Kienfenn, WOLTERS 2002
- 17c: Jungfernfenn, WOLTERS 2002
- 17d: Lindenfenn, WOLTERS 2002
- 17e: Weidenkuhle, WOLTERS 2002
- 17f: Schwarzes Fenn, WOLTERS 2002
- 18: Soven, TOLKSDORF 2011
- 19: Drömling, Profil Ka_{B1}+Ka_{B5}, GOLOMBEK 1980
- 20: Grussendorf, SELLE 1939
- 21: Plauer Stadwald, ROWINSKI & STRAHL 2004
- 22a: Stellmoor, SCHÜTRUMPF 1943
- 22b: Poggenwisch, SCHÜTRUMPF 1955
- 22c: Borneck, SCHÜTRUMPF 1955
- 23: Forstamt Zollhaus, SELLE 1962
- 24a: Dannenberg bei Bremen, OVERBECK 1949
- 24b: Huxfeld bei Bremen, OVERBECK 1949
- 25: Luttersee, Untereichsfeld, STEINBERG 1944, CHEN 1982, 1988
- 26: Westrhauderfehn, BEHRE 1966
- 27: Seckbruch bei Hannover, USINGER 1985 / unpubl.
- 28: Oldendorf bei Zeven, unpubl. / NIEMANN et al. 2010
- 29: Wallensen im Hils, VON DER BRELIE et al. 1953 / FIRBAS 1950
- 30: Düstere Lake bei Havelberg, LANGE & SUCCOW 1985
- 31: Fenn im Wittenmoor, LANGE 1986
- 32: Benthers Salzstock, HEIN 1980
- 33: Hiddeser Bent, POTT 1982, RATHMANN 1996
- 34: Schwarzes Venn, Vehlen, KLÖCKER 1975
- 35: Esinger Moor, USINGER 1981a, 1985
- 36: Vielmoor, AVERDIECK 1957
- 37: Dümmer, SCHWAAR 1979
- 38: Varreler Schlatt, KAPPEL et al. 2005
- 39: Breites Moor, ZICKERMANN 1996
- 40: Waller Moor, ZICKERMANN 1996
- 41: Moor am Heimelberg, ZICKERMANN 1996
- 42: Birkensee, GILDENSTERN & TURNER, in press
- 43: Nettelstedter Moor, WIERMANN & SCHULZE 1986
- 44: oberes Wümmetal bei Tostedt, SCHWAAR 1983
- 45a: Elbaer Moor, KIRLEIS 2002
- 45b: Rullstorfer Osterteich, KIRLEIS 2002
- 46: Eversener See, MITTMANN et al. 2004
- 47: Deinstedt, HEIDER 1995
- 48: Altes Moor, DÖRFLER 1989
- 49: Herrenhof, DÖRFLER 1989
- 50a: Siedlung Bretel, SELLE 1959
- 50b: Hütthof, SELLE 1959
- 51: Deimern, BORNGÄSSER 1941
- 52: Wiekenberg, SELLE 1940
- 53: Hohes Moor Scheeßel, SCHNEEKLOTH 1963
- 54a: Rothenbek, AVERDIECK 1958
- 54b: Stemmenkamp, AVERDIECK 1958
- 55: GATERSLEBENER See, MÜLLER 1953
- 56: Fauler See, RÖHRIG et al. 2004
- 57: Lüderholz, CHEN 1982

Anhang

Tab. 16 Fortsetzung:

- 58: Radauer Born, Henrion 1990, BEUG et al. 1999
- 59: Acker-Vermoorung, WILLUTZKI 1962
- 60: Märchenweg, BEUG et al. 1999
- 61: Hohen Viecheln, SCHMITZ 1961
- 62: Rugensee, DÖRFLER in press
- 63: Wollingster See, MÜLLER & KLEINMANN 1998
- 64: Bad Zwischenahner Meer, GRAHLE & MÜLLER 1967
- 65: Otterstedter See, MÜLLER 1967
- 66: Kloster Barthe, FREUND 1997
- 67: Vögelpohl, MECKE 1995
- 68: Altwarmbüchener Moor, GOLOMBEK 1990
- 69: Leybucht, BARKHAUSEN & MÜLLER 1984
- 70: Feldhausener Moor, OVERBECK & SCHMITZ 1931
- 71: Fiekers Busch, Rinteln, GRÜGER 1980
- 72: Moor bei Moorhausen, MERKT & MÜLLER 2001
- 73: Mekelermeer, Bohncke et al. 1988, BOHNCKE & WIJMSTRA 1988
- 74: Moor am Uptalsboom, FREUND 1995
- 75a: Hastenbeck West, SCHELLMANN & SCHIRMER 1994
- 75b: Tündern Nord, SCHELLMANN & SCHIRMER 1994
- 76: Juessee, VOIGT et al. 2008

Tab. 17: Liste aller in Text und Abbildungen verwendeten Abkürzungen:

AL	Allerød
AP	Summe aller Baumpollen (trockener Standorte)
bp	„before present“, Angabe von unkalibrierten Radiokarbonaten
cal. BP	Angabe kalibrierter Radiokarbonalter vor „heute“ (Festlegung „heute“ = 1950)
DWD	Deutscher Wetterdienst
e. g.	exempli gratia (beispielsweise)
EMW	Laubmischwald, in Pollendiagrammen die Summe der Typen <i>Quercus</i> , <i>Ulmus</i> , <i>Tilia</i> , <i>Fraxinus</i> und <i>Acer</i>
Fr.	Friesland-Phase
GICC 05	Chronologie der Grönland-Eiskerne, siehe RASMUSSEN et al. (2006)
GI-1	„Greenland Interstadial 1“, die letzte in Grönland-Eiskernen nachgewiesene Phase höherer Temperaturen vor dem Holozän
GRIP	Greenland Ice Core Project (auch die Bezeichnung des Projekt-Eisbohrkerns)
GS-1	„Greenland Stadial 1“, die in Grönland-Eiskernen nachgewiesene Kälte-Phase vor dem Holozän, parallelisierbar zur Jüngerer Dryas
ka	Kilojahre
LST	Laacher See Tephra
NAP	Summe aller Nichtbaumpollen (trockener Standorte)
NGRIP	North Greenland Ice Core Project (siehe GRIP)
OV I	Offenvegetationsphase I
OV II	Offenvegetationsphase II
PAZ	„Pollenakkumulationszone“ bei USINGER (1985)

Anhang

Tab. 17 Fortsetzung:

PBO	„Preboreal Oscillation“ = Präboreale Oszillation
$Q_{p/n}$	(Geschätzter) Quotient der mittleren Pollengröße der Arten <i>Betula pubescens</i> und <i>Betula nana</i>
S_p	Schiefemaß nach Pearson, siehe Kap. D.5
SPZ	„Site Pollen Zones“, Profilzonen in Pollendiagrammen



Abb. 65: Luftbild der Jeetzel-Niederung bei Grabow von 1945 (Quelle: Kampfmittelräumdienst Niedersachsen).

Erklärung zur Dissertation

gemäß §6(1) der Promotionsordnung der Naturwissenschaftlichen Fakultät der

Gottfried Wilhelm Leibniz Universität Hannover
für die Promotion zum Dr. rer. nat.

Hierdurch erkläre ich, dass ich meine Dissertation mit dem Titel

**Biogeowissenschaftlich-paläoökologische
Untersuchungen zur spätglazialen und holozänen Entwicklung von
Landschaft und Flusssystem an der Jeetzel im Mittleren Elbetal**

selbständig verfasst und die benutzten Hilfsmittel und Quellen sowie gegebenenfalls die zu Hilfeleistungen herangezogenen Institutionen vollständig angegeben habe.

Die Dissertation wurde nicht schon als Masterarbeit, Diplomarbeit oder andere Prüfungsarbeit verwendet.

(Unterschrift)

Name: **Falko Turner**

Anhang

Lebenslauf

20.05.1980	Geboren als jüngerer von zwei Söhnen des Dipl.-Architekten und der Chemieassistentin Ulrike Turner, geb. Sablotzki, in Rotenburg / Wümme (Niedersachsen)
01.09.1986 – 27.06.1990	Absolvierung der Grundschule in Kirchwalsede (Kreis Rotenburg / Wümme)
01.08.1990 – 22.07.1992	Absolvierung des fünften und sechsten Schuljahres in der Orientierungsstufe an der Freudenthalstraße in Rotenburg / Wümme
01.09.1992 – 22.06.1999	Besuch des Ratsgymnasiums in Rotenburg / Wümme, Erlangen der allgemeinen Hochschulreife im Juni 1999 mit der Durchschnittsnote 1,5
01.11.1999 – 31.08.2000	Ableistung des Grundwehrdienstes in Dörverden (Kreis Verden, Niedersachsen)
15.10.2000 – 20.12.2006	Studium der Fächer Biologie, Mathematik, Pädagogik, Psychologie und Politik im Rahmen des Studienganges Lehramt an Gymnasien an der Gottfried Wilhelm Leibniz Universität Hannover, Abschluss mit der Note „sehr gut“ (1,3)
10.01.2007 – 09.01.2008 01.07.2008 – 30.06.2009	Wissenschaftlicher Mitarbeiter am Niedersächsischen Landesmuseum Hannover
15.01.2008 – 30.06.2008	Lehrkraft für besondere Aufgaben am Institut für Geobotanik der Leibniz-Universität Hannover
Seit 01.07.2009	Wissenschaftlicher Mitarbeiter am Institut für Geobotanik der Leibniz-Universität Hannover
20.06.2012	Promotion zum Dr. rer. nat. mit der Note „sehr gut“ an der Naturwissenschaftlichen Fakultät der Gottfried Wilhelm Leibniz Universität Hannover

Publikationsliste

Peer reviewed Journals:

- Tolksdorf, J. F., Turner, F., Kaiser, K., Eckmeier, E., Stahlschmidt, M., Housley, R. A., Cullen, V. L., Breest, K. & Veil, S. (in press): Multiproxy Analyses of Stratigraphy and Palaeoenvironment of the Late Palaeolithic Grabow Flood Plain Site, Northern Germany. – *Geoarchaeology*, in press.
- Tolksdorf, J. F., Turner, F., Kaiser, K., Eckmeier, E., Bittmann, F. & Veil, S. (in press): Potential of palaeosols, sediments and archaeological features to reconstruct Late Glacial fire regimes in northern Central Europe – case study Grabow site and overview. – *Zeitschrift für Geomorphologie*, in press.
- Turner, F., Tolksdorf, J. F., Viehberg, F., Schwalb, A., Kaiser, K., Bittmann, F., von Bramann, U., Pott, R., Staesche, U., Breest, K. & Veil, S. (in press): Lateglacial/early Holocene fluvial reactions of the Jeetzel river (Elbe valley, northern Germany) to abrupt climatic and environmental changes. – *Quaternary Science Reviews*, <http://dx.doi.org/10.1016/j.quascirev.2012.10.037>

Other Journals:

- Gildenstern, I. V. & Turner, F. (2012): 11 000 Jahre Vegetationsentwicklung in der südlichen Lüneburger Heide. Mit einem Beitrag zur spät- und nacheiszeitlichen Geschichte der *Isoëtes*-Arten in Norddeutschland. – *Berichte der Naturhistorischen Gesellschaft Hannover* 153: 35-54.
- Veil, S., Kelm, H.-J., Schwalb, A. & Turner, F. (im Druck): Ein Bernsteinvorkommen im Elbeurstromtal zwischen Hitzacker und Gartow – eine Rohstoffquelle für die spät-eiszeitlichen Jäger und Sammler von Weitsche und Grabow? – *die Kunde N.F.* 63, im Druck.

Sonstige:

- Turner, F. (2012): Biogeowissenschaftlich-paläoökologische Untersuchungen zur spätglazialen und holozänen Entwicklung von Landschaft und Flusssystem an der Jeetzel im mittleren Elbetal. – Dissertation Leibniz Universität Hannover, 207 S.
- Turner, F. & Pott, R. (im Druck): Naturhistorische Perspektive zu fluviatiler Dynamik in Flusstälern Nordwestdeutschlands – Konsequenzen für den Hochwasserschutz? – In: Tagungsband zum Workshop „Wasser- und Sicherheit“ der Leibniz-Universität Hannover, 13.04.2012.

Abb. 66: Pollendiagramm, Profil W II
 R: 4441446
 H: 5875835
 13,24 m NN.

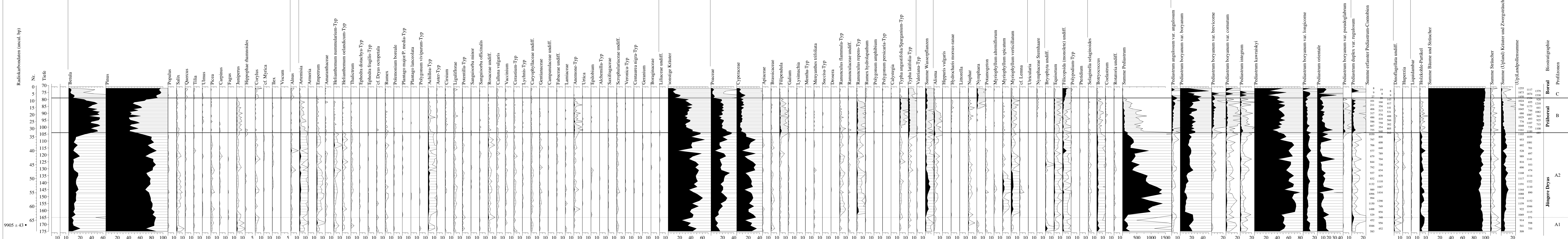
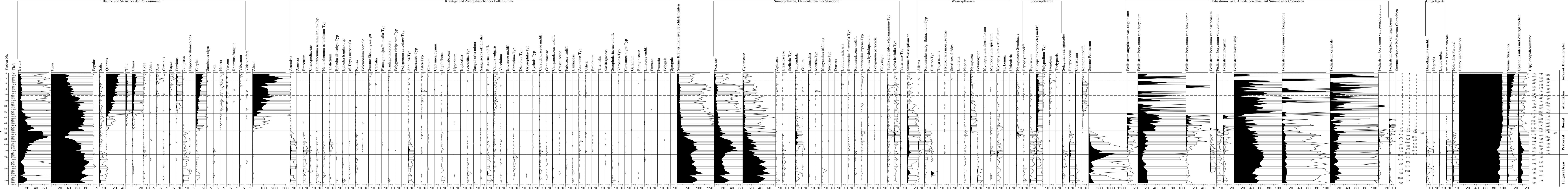


Abb. 67: Pollendiagramm, Profil W IV
 R: 4441465
 H: 5875860
 13, 20 m NN.



Profil	4354 ± 34	9885 ± 50	10065 ± 46	Subboreal	Boreal	Atlantikum	Präboreal	Jüngere Dryas
4354 ± 34	9	5	9	799	753	1037		
2	605	613	249	605	654	580		
3	640	501	639	698	575	599		
4	624	528	637	603	585	599		
5	670	595	1062	674	654	709		
6	671	816	790	874	671	790		
7	674	6	2	118	6	2		
8	674	3	9	1052	906			
9	850	997	1198	1018	884	114		
10	950	1198		1113	627	1052	657	
11	1293	1261	1417	1113	627	1052		
12	1206	1019	1093	1113	627	1052		
13	1206	1350	1093	1113	627	1052		
14	1139	947	1043	1113	627	1052		
15	1139	947	1043	1113	627	1052		
16	1139	947	1043	1113	627	1052		
17	1139	947	1043	1113	627	1052		
18	1139	947	1043	1113	627	1052		
19	1139	947	1043	1113	627	1052		
20	1139	947	1043	1113	627	1052		
21	1139	947	1043	1113	627	1052		
22	1139	947	1043	1113	627	1052		
23	1139	947	1043	1113	627	1052		
24	1139	947	1043	1113	627	1052		
25	1139	947	1043	1113	627	1052		
26	1139	947	1043	1113	627	1052		
27	1139	947	1043	1113	627	1052		
28	1139	947	1043	1113	627	1052		
29	1139	947	1043	1113	627	1052		
30	1139	947	1043	1113	627	1052		
31	1139	947	1043	1113	627	1052		
32	1139	947	1043	1113	627	1052		
33	1139	947	1043	1113	627	1052		
34	1139	947	1043	1113	627	1052		
35	1139	947	1043	1113	627	1052		
36	1139	947	1043	1113	627	1052		
37	1139	947	1043	1113	627	1052		
38	1139	947	1043	1113	627	1052		
39	1139	947	1043	1113	627	1052		
40	1139	947	1043	1113	627	1052		
41	1139	947	1043	1113	627	1052		
42	1139	947	1043	1113	627	1052		
43	1139	947	1043	1113	627	1052		
44	1139	947	1043	1113	627	1052		
45	1139	947	1043	1113	627	1052		
46	1139	947	1043	1113	627	1052		
47	1139	947	1043	1113	627	1052		
48	1139	947	1043	1113	627	1052		
49	1139	947	1043	1113	627	1052		
50	1139	947	1043	1113	627	1052		
51	1139	947	1043	1113	627	1052		
52	1139	947	1043	1113	627	1052		
53	1139	947	1043	1113	627	1052		
54	1139	947	1043	1113	627	1052		
55	1139	947	1043	1113	627	1052		
56	1139	947	1043	1113	627	1052		
57	1139	947	1043	1113	627	1052		
58	1139	947	1043	1113	627	1052		
59	1139	947	1043	1113	627	1052		
60	1139	947	1043	1113	627	1052		
61	1139	947	1043	1113	627	1052		
62	1139	947	1043	1113	627	1052		
63	1139	947	1043	1113	627	1052		
64	1139	947	1043	1113	627	1052		
65	1139	947	1043	1113	627	1052		
66	1139	947	1043	1113	627	1052		
67	1139	947	1043	1113	627	1052		
68	1139	947	1043	1113	627	1052		
69	1139	947	1043	1113	627	1052		
70	1139	947	1043	1113	627	1052		
71	1139	947	1043	1113	627	1052		
72	1139	947	1043	1113	627	1052		
73	1139	947	1043	1113	627	1052		
74	1139	947	1043	1113	627	1052		
75	1139	947	1043	1113	627	1052		
76	1139	947	1043	1113	627	1052		
77	1139	947	1043	1113	627	1052		
78	1139	947	1043	1113	627	1052		
79	1139	947	1043	1113	627	1052		
80	1139	947	1043	1113	627	1052		
81	1139	947	1043	1113	627	1052		
82	1139	947	1043	1113	627	1052		
83	1139	947	1043	1113	627	1052		
84	1139	947	1043	1113	627	1052		
85	1139	947	1043	1113	627	1052		
86	1139	947	1043	1113	627	1052		
87	1139	947	1043	1113	627	1052		
88	1139	947	1043	1113	627	1052		
89	1139	947	1043	1113	627	1052		
90	1139	947	1043	1113	627	1052		
91	1139	947	1043	1113	627	1052		
92	1139	947	1043	1113	627	1052		
93	1139	947	1043	1113	627	1052		
94	1139	947	1043	1113	627	1052		
95	1139	947	1043	1113	627	1052		
96	1139	947	1043	1113	627	1052		
97	1139	947	1043	1113	627	1052		
98	1139	947	1043	1113	627	1052		
99	1139	947	1043	1113	627	1052		
100	1139	947	1043	1113	627	1052		

Abb. 69: Pollendiagramm, Profil W VII (Bezug der Prozentwerte: Gesamtpollensumme)

R: 4441386

H: 5875319

13,67 m NN

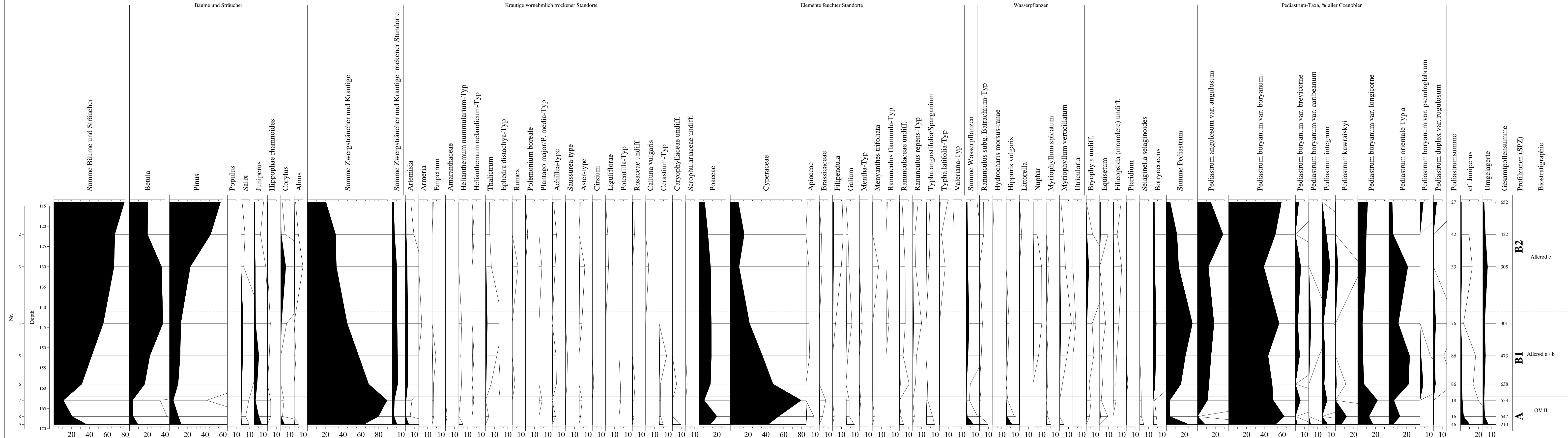


Abb. 70: Pollendiagramm, Profil W VIII

13,45 m NN.
R: 4441255
H: 5875251

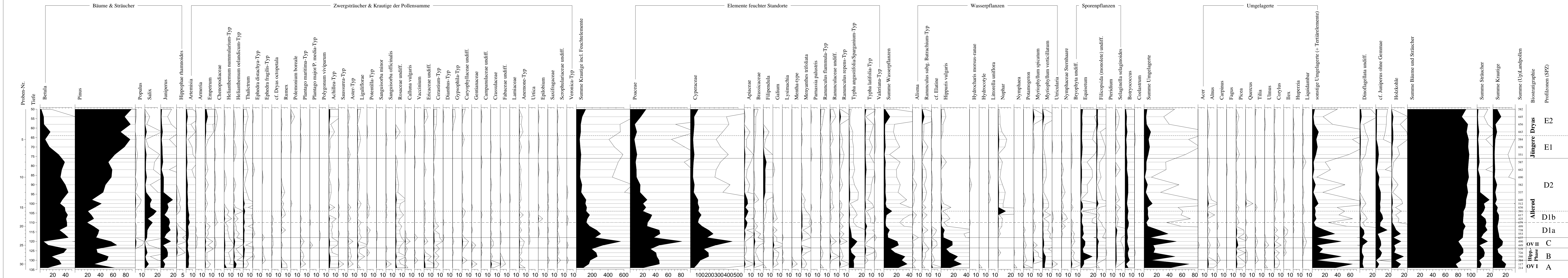


Abb. 72: **Pollendiagramm, Profil W III**
 R: 4441485,4
 H: 5875852,35
 13,40 m NN

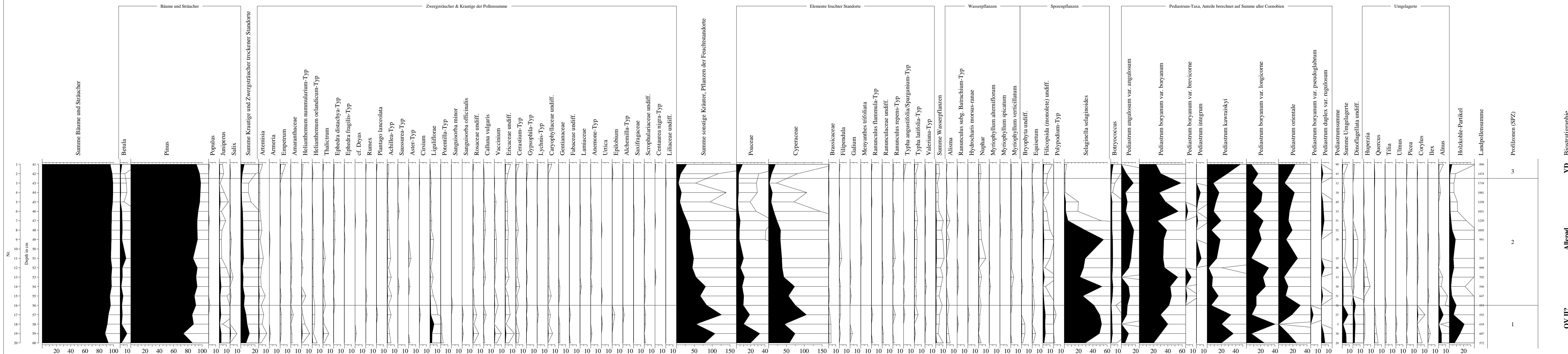


Abb. 73: Pollendiagramm, Profil W V
 R: 4441481,3
 H: 5875851,0
 13,40 m NN

