

# Berliner Geographische Arbeiten

Herausgegeben vom Fachbereich Geographie  
der Humboldt-Universität zu Berlin

Heft 84

Wierd Mathijs de Boer

Äolische Prozesse und Landschafts-  
formen im mittleren Baruther Urstromtal  
seit dem Hochglazial der Weichselkaltzeit

Berlin

1995



Wierd Mathijs de Boer

ÄOLISCHE PROZESSE UND LANDSCHAFTSFORMEN  
IM MITTLEREN BARUTHER URSTROMTAL  
SEIT DEM HOCHGLAZIAL DER WEICHSELKALTZEIT

Berliner Geographische Arbeiten, 84: 1-215, Berlin 1995

## Inhaltsverzeichnis

1.	Einleitung	1
2.	Problemstellung und Ziel der Arbeit	3
3.	Begriffsbestimmungen	6
4.	Das Untersuchungsgebiet und der geomorphologische Kenntnisstand zum Untersuchungsgebiet	13
4.1.	Zur Geomorphologie des Untersuchungsgebietes	13
4.1.1.	Einleitung	13
4.1.2.	Das Jungmoränengebiet in und um das Land Brandenburg	13
4.1.3.	Das Baruther Urstromtal - die Grenze zwischen Jung- und Altmoränengebiet in Brandenburg	15
4.1.4.	Das Altmoränengebiet Brandenburgs	16
4.2.	Geomorphologische Faktoren bei der Dünenbildung in Brandenburg	16
4.2.1.	Liefermaterial und -gebiete	16
4.2.2.	Faktoren, die Verwehungen im Hoch- und Spätglazial der Weichselkaltzeit ermöglichten	18
4.2.3.	Faktoren, die Verwehungen im Holozän ermöglichten	20
4.2.4.	Zur Wirksamkeit des Windes	21
4.2.4.1.	Windstärke	21
4.2.4.2.	Dünenbildende Winde: Richtung	22
4.2.4.3.	Luv- und Lee-Effekte auf Mikro- und Mesoniveau	22
4.3.	Dünen im Jungmoränengebiet Brandenburgs, außer im Baruther Urstromtal	23
4.3.1.	Weichselhoch- bis weichselspätglaziale Dünen	23
4.3.2.	Umbildung der weichselspätglazialen Dünen	24
4.3.3.	Neubildungen im Holozän	25
4.4.	Dünen im Baruther Urstromtal und Umgebung	26
4.4.1.	Dünen im Urstromtal zwischen Luckenwalde und Lübben	26
4.4.1.1.	Topographie der Dünen	26
4.4.1.2.	Baumaterial der Dünen	27
4.4.1.3.	Die Altdünen	27
4.4.1.4.	Die Jungdünen	27
4.4.2.	Dünen im Baruther Urstromtal und Umgebung (nord-)westlich von Luckenwalde	30
4.4.3.	Das Urstromtal östlich von Lübben	31
5.	Methoden	32

5.1.	Einleitung	32
5.2.	Quellenerschließung	32
5.3.	Geländemethoden	33
5.4.	Labormethoden	33
5.4.1.	Korngrößenanalysen	33
5.4.1.1.	Methode	33
5.4.1.2.	Darstellung der Ergebnisse	34
5.4.2.	Herstellung von Dünnschliffen	36
5.4.3.	Längsachseneinregelung	37
5.4.3.1.	Einführung	37
5.4.3.2.	Messungen mit dem Quantimet 970-Gerät	38
5.5.	Datierungsmethoden in der Binnendünenforschung	39
5.5.1.	Einleitung	39
5.5.2.	Historische Quellen	39
5.5.3.	Naturwissenschaftliche Verfahren für indirekte Datierungen	40
5.5.3.1.	Einführung	40
5.5.3.2.	Archäologie	40
5.5.3.3.	Bodentyp	40
5.5.3.4.	Pollenanalysen	42
5.5.3.5.	Binnenwasserkalke und -mergel	43
5.5.3.6.	Geländemethoden	43
5.5.4.	Naturwissenschaftliche Verfahren für direkte Datierun- gen	44
5.5.4.1.	<sup>14</sup> C-Analysen	44
5.5.4.2.	Thermolumineszenz (TL)	44
6.	Kartenarbeit	46
6.1.	Benutzte Karten	46
6.1.1.	Historische Karten	46
6.1.2.	Ältere topographische, geologische und geomorphologische Karten	46
6.1.3.	Neuere topographische, geologische und geomorpholo- gische Karten und Luftbilder	48
6.2.	Neukartierung der Dünen im Untersuchungsgebiet	49
6.2.1.	Form der Dünen	49
6.2.2.	Erläuterung zur Karte	49
6.2.3.	Karteninterpretation	50
6.3.	Synthese der Kartenarbeiten	56
7.	Geländearbeiten	57

7.1.	Regionale Detaildarstellung	57
7.1.1.	Lage der untersuchten Dünenprofile	57
7.1.2.	Geomorphologische Lage der Standardprofile	57
7.1.2.1.	Klein Ziescht <b>I</b>	57
7.1.2.2.	Klasdorf <b>I</b>	58
7.1.2.3.	Schöbendorf <b>I</b>	58
7.2.	Profilaufnahmen	58
7.2.1.	Die drei Standardprofile im Baruther Urstromtal	58
7.2.1.1.	Klein Ziescht <b>I</b>	58
7.2.1.2.	Klasdorf <b>I</b>	59
7.2.1.3.	Schöbendorf <b>I</b>	59
7.2.2.	Sonstige Profile im Baruther Urstromtal	59
7.3.	Geomorphologische Auswertung der Profilaufnahmen	60
7.3.1.	Allgemein	60
7.3.2.	Dünen ohne Bodenbildung an der Basis	60
7.3.3.	Dünen mit Bodenbildung an der Basis	60
8.	Ergebnisse der Labor- und Quantimet 970-Arbeiten	62
8.1.	Korngrößenverteilungen	62
8.1.1.	Profil Klein Ziescht <b>I</b>	62
8.1.2.	Profil Klasdorf <b>I</b>	63
8.1.3.	Profil Schöbendorf <b>I</b>	63
8.1.4.	Profil Horstwalde <b>I</b>	65
8.1.5.	Profil Schöbendorf <b>III</b>	66
8.1.6.	Zusammenfassung	66
8.2.	Dünnschliffbildauswertungen	67
8.2.1.	Einregelung der Längsachsen der Quarzkörner	67
8.2.1.1.	Zur Anpassung der Methode	67
8.2.1.2.	Darstellung der Ergebnisse	68
8.2.1.3.	Auswertung der Messungen	69
8.2.2.	Sonstige Dünnschliffbildauswertungen	76
8.2.2.1.	Profil Klasdorf <b>I</b>	76
8.2.2.2.	Profil Schöbendorf <b>III</b>	77
9.	Datierungen und Daten	78
9.1.	<sup>14</sup> C-Daten	78
9.2.	Thermolumineszenz-Daten	79
9.2.1.	Vorbemerkungen	79
9.2.2.	Ergebnisse der TL-Datierungen	79
9.3.	Archäologische Daten	80
9.3.1.	Profil Klein Ziescht <b>I</b>	80

9.3.2.	Profil Klasdorf <b>I</b>	80
9.3.3.	Profil Schöbendorf <b>I</b>	80
9.3.4.	Profil Paplitz	81
9.4.	Pollenanalytische Daten	81
9.4.1.	Darstellung der Ergebnisse	81
9.4.2.	Profil Klein Ziescht <b>I</b>	81
9.4.3.	Profil Schöbendorf <b>I</b>	82
9.4.4.	Profil Paplitz	82
9.4.5.	Profil Schöbendorf <b>III</b>	83
9.5.	Daten aus Binnenwassermergel	83
9.5.1.	Vorkommen	83
9.5.2.	Zum Alter der Binnenwassermergel	84
9.6.	Aus Bodentypen abgeleitete Daten	84
9.7.	Historische Quellen	85
9.8.	Einbindung der Datierungsergebnisse (Profile)	85
10.	Literatur	86
10.1.	Literatur zu den Dünen im Osten Deutschlands	86
10.2.	Literatur zu den Dünen in den Jungmoränengebieten in sonstigen Teilen des nördlichen Mitteleuropa	86
10.2.1.	Jungmoränengebiet in Nordwestdeutschland	86
10.2.2.	Jungmoränengebiet in Polen	87
10.2.3.	Korngrößenanalysen zu den Dünen in den verschiedenen Jungmoränengebieten aus der Literatur	89
10.3.	Literatur zu den Dünen in den Altmoränengebieten in sonstigen Teilen des nördlichen Mitteleuropa	90
10.3.1.	Altmoränengebiet in Nordwestdeutschland	90
10.3.2.	Altmoränengebiet in Polen	91
10.3.3.	Altmoränengebiet in den Benelux-Ländern	94
10.3.3.1.	Einteilung der sandigen äolischen Ablagerungen	94
10.3.3.2.	Weichselspätglaziale Flugsande	95
10.3.3.3.	"Stuifzanden"	96
10.3.3.4.	Flußdünenablagerungen	97
10.3.4.	Korngrößenanalysen zu den Dünen in den verschiedenen Altmoränengebieten aus der Literatur	97
11.	Auswertung der Ergebnisse	98
11.1.	Diskussion der Daten	98
11.1.1.	Allgemein	98
11.1.2.	Die Profile Klein Ziescht <b>I</b> und <b>II</b>	98

11.1.3.	Profil Klasdorf <b>I</b>	101
11.1.4.	Profil Schöbendorf <b>I</b>	101
11.1.5.	Sonstige Profile	103
11.1.5.1.	Profil Schöbendorf <b>III</b>	103
11.1.5.2.	Profil Paplitz	104
11.1.5.3.	Die Profile Schöbendorf <b>II</b> und Horstmühle (Lange Horst Berge)	104
11.1.5.4.	Die Profile Horstwalde <b>I, II</b> und <b>III</b>	104
11.2.	Ereignisfolge in der Dünenbildung im Untersuchungsgebiet und Umgebung	105
11.3.	Offene Probleme und neue Problemstellungen	107
11.4.	Vorschläge für weitere Forschungen und für Natur(denkmal)schutzmaßnahmen	109
	Zusammenfassung (Thesen)	111
	Summary	125
ANHANG	Anlagen 1 - 10	140
	Literaturverzeichnis	194
	Verzeichnis der geomorphologischen und geologischen Karten	214
	Verzeichnis der Topographischen Urmeßtischblätter	214
	Verzeichnis der Topographischen Meßtischblätter	215
	Verzeichnis der Geologischen Meßtischblätter	215
	Verzeichnis der Topographischen Karten	215
	Verzeichnis der Luftbilder	215



## Verzeichnis der Tabellen

Nr.	Tabelle	Seite
1	Klasseneinteilung der So-Werte (aus KÖSTER, 1964, S. 287)	38
2	Verteilungstypen der Längsachsenausrichtung (nach SCHWAN, 1989)	40
3	Wichtige zu messende Parameter des Quantimet-Geräts (nach JENKINSON, 1989)	41
4	Dünenkomplexe im Untersuchungsgebiet	55
5	Daten zu den Längsachseneinregelmessungen	72
6	Ergebnisse der Auswertungen der Dünnschliffe aus dem Profil Klasdorf <b>I</b>	79
7	Holozäne Phasen starker und schwacher äolischer Aktivität im brandenburgischen Teil des Baruther Urstromtales (nach DE BOER, 1992a und 1994b)	124
8	Weichselspätglaziale Phasen starker und schwacher äolischer Aktivität im brandenburgischen Teil des Baruther Urstromtales (nach DE BOER, 1992a, 1993 und 1994b).	125

## Verzeichnis der Abbildungen

Nr.	Abbildung	Seite
1	Orientierungsverteilung der Längsachsen der Quarzkörner im Dünnschliff Nr. 2 aus dem Profil Klein Ziescht <b>I</b>	73
2	Orientierungsverteilung der Längsachsen der Quarzkörner im Dünnschliff Nr. 5 aus dem Profil Klein Ziescht <b>I</b>	73
3	Orientierungsverteilung der Längsachsen der Quarzkörner im Dünnschliff "KLDbAh" aus dem Profil Klasdorf <b>I</b>	75
4	Orientierungsverteilung der Längsachsen der Quarzkörner im Dünnschliff "KLDBraunerde" aus dem Profil Klasdorf <b>I</b>	75
5	Orientierungsverteilung der Längsachsen der Quarzkörner im Dünnschliff "I" aus dem Profil Schöbendorf <b>I</b>	77
6	Orientierungsverteilung der Längsachsen der Quarzkörner im Dünnschliff "III" aus dem Profil Schöbendorf <b>I</b>	77
7	Orientierungsverteilung der Längsachsen der Quarzkörner im Dünnschliff "V" aus dem Profil Schöbendorf <b>I</b>	78

## Verzeichnis des Anhangs

1	Gliederung des Holozäns in Brandenburg	140
2	Gliederung des Weichselspätglazials in Brandenburg	141
3	Im Untersuchungsgebiet am häufigsten vorkommende Dünenformen	142
4	Verkleinerte Kopie der ÖDER-ZIMMERMANN'schen Karten für das Gebiet der ehem. Herrschaft Baruth	143
5.1.	Geomorphologische Skizze des Gebietes um Baruth mit der Lage der am meisten untersuchten Dünenprofile	144
5.2.	Morphologische Karte des Baruther Urstromtales zwischen Luckenwalde und Lübben	145
6	Morphographische Karte der Dünen im Gebiet zwischen Luckenwalde und Golßen (Niederlausitz)	146
7	Katalog von Dünenprofilen	148
7.1.	Sammellegende zu den Profil(ausschnitts)beschreibungen	148
7.2.	Größere Gruben-Profile ("Standardprofile") im UG	153
7.2.1.	Klein Ziescht <b>I</b>	153
	Lage der Sandgrube Klein Ziescht <b>I</b> (Karte)	153
	Profilwand der Sandgrube Klein Ziescht <b>I</b>	
	Profil Klein Ziescht <b>I</b> (Ausschnittsbeschreibung)	
7.2.2.	Klasdorf <b>I</b>	157
	Lage der Sandgrube Klasdorf <b>I</b> (Karte)	
	Profilwand der Sandgrube Klasdorf <b>I</b> (mit Ausschnittsbeschreibung)	
7.2.3.	Schöbendorf <b>I</b>	159
	Lage der Sandgrube Schöbendorf <b>I</b> (Karte)	
	Profilwand der Sandgrube Schöbendorf <b>I</b>	
	Profil Schöbendorf <b>I</b> - Nordteil (Ausschnittsbeschreibung)	
	Profil Schöbendorf <b>I</b> - Südteil (Ausschnittsbeschreibung)	
7.3.	Kleinere Gruben-Profile im Baruther Urstromtal	165
	Paplitz	
	Schöbendorf <b>II</b>	
	Schöbendorf <b>III</b>	
	Lynow	
	Horstwalde <b>I</b>	
	Klein Ziescht <b>II</b>	
	Klasdorf <b>II</b>	

7.4.	Bohrprofil im Baruther Urstromtal Profildezeichnung des Bohrprofiles Horstwalde <b>II</b> Profil: Horstwalde <b>II</b> (Ausschnittsbeschreibung)	171
7.5.	Verschiedene kleinere Profile im UG	173
8.	Korngrößenanalysen- und Dünnschliffbilddauswertungsergebnisse (zum Kap. 8)	175
Achtung:	Anlage 8.1.1. bis einschließlich Anlage 8.1.4.4.: siehe DE BOER (1992a), Anhang, S. 38 - 53	
8.1.	Korngrößenverteilungen	
8.1.1.	Klein Ziescht <b>I</b>	
8.1.- 1.1.	Probenentnahmestellen für Korngrößenanalysen und Dünnschliffanfertigungen im Profil Klein Ziescht <b>I</b>	
8.1.1.2 .1.4.	Korngrößenverteilungen (Siebung), Kornsummenkenngrößen (aus Kurve) und Kornsummenkenngrößen (berechnet)	
8.1.2.	Klasdorf <b>I</b>	
8.1.- 2.1.	Probenentnahmestellen für Korngrößenanalysen und Dünnschliffanfertigungen im Profil Klasdorf <b>I</b>	
8.1- .2.2.- 2.4.	Korngrößenverteilungen (Siebung), Kornsummenkenngrößen (aus Kurve) und Kornsummenkenngrößen (berechnet)	
8.1.3.	Schöbendorf <b>I</b>	
8.1.- 3.1.	Probenentnahmestellen für Korngrößenanalysen und Dünnschliffanfertigungen im Profil Schöbendorf <b>I</b>	
8.1.3- .2.- 3.4.	Korngrößenverteilungen (Siebung), Kornsummenkenngrößen (aus Kurve) und Kornsummenkenngrößen (berechnet)	
8.1.4.	Horstwalde <b>I</b>	
8.1.- 4.1.	Probenentnahmestellen für Korngrößenanalysen im Profil Horstwalde <b>I</b>	
8.1.4- .2.- 4.4.	Korngrößenverteilungen (Siebung), Kornsummenkenngrößen (aus Kurve) und Kornsummenkenngrößen (berechnet)	
8.1.5.	Schöbendorf <b>III</b>	175
8.1.- 5.1.	Probenentnahmestellen für Korngrößenanalysen, Dünnschliffanfertigungen und Pollenanalyse im Profil Schöbendorf <b>III</b>	

Achtung:	Anlage 8.1.5.2. bis einschließlich 8.1.5.4.: siehe DE BOER (1992a), Anhang, S. 55.	
8.1.5- .2.- 5.4.	Korngrößenverteilungen (Siebung), Kornsummenkenngrößen (aus Kurve), Kornsummenkenngrößen (berechnet)	
8.2.	Dünnschliffbildauswertungen	176
8.2.1.	Klein Ziescht <b>I</b>	176
8.2.- 1.1.	Längsachseneinregelungsmessungen Klein Ziescht <b>I</b>	176
8.2.2.	Längsachseneinregelungsmessungen Klasdorf <b>I</b>	177
8.2.3.	Längsachseneinregelungsmessungen Schöbendorf <b>I</b>	178
9.	Datierungen und Daten (zum Kap. 9)	181
9.1.	Klein Ziescht <b>I</b> Datierungen und Daten im Profil Klein Ziescht <b>I</b> Ergebnisse der Pollenanalysen	181
9.2.1.	Datierungen und Daten im Profil Klasdorf <b>I</b>	183
9.3.	Schöbendorf <b>I</b> Datierungen und Daten im Profil Schöbendorf <b>I</b> (Südteil) Datierungen und Daten im Profil Schöbendorf <b>I</b> (Nordteil) Ergebnisse der Pollenanalysen	184
10.	Literaturstudien (zum Kap. 10)	188
10.1.1.	Publikationen zum Osten Deutschlands unter besonderer Berücksichtigung historischer Quellen	188
10.1.2.	Publikationen zum Osten Deutschlands unter besonderer Berücksichtigung von naturwissenschaftlichen Verfahren für indirekte Datierungen	188
10.1.3.	Publikationen zum Osten Deutschlands unter besonderer Berücksichtigung naturwissenschaftlicher Verfahren für direkte Datierungen	190
10.2.	Korngrößenanalysen von Dünenproben aus dem Jungmoränengebiet Deutschlands und Polens (Literaturangaben)	191
10.3.1.	Stratigraphie der Flugdecksande in den Niederlanden (nach VAN DER HAMMEN, 1951 und MAARLEVELD, 1976)	192
10.3.2.	Korngrößenanalysen von Dünenproben aus dem Altmoränengebiet	

## **Vor- und Dankwort**

Die vorliegende Studie wurde größtenteils in den Jahren 1988-1992 im Rahmen eines Promotionsstudiums am Fachbereich Geographie der Humboldt-Universität zu Berlin erstellt. Zusätzliche Forschungsergebnisse aus den Jahren 1993 und 1994 wurden aufgenommen. Erste Anregungen zu den Themen dieser Forschungsarbeit habe ich von Prof. Dr. G. MARKUSE (Berlin) in den Jahren 1986 und 1987 erhalten. Im Jahre 1988 wurden diese und die Hinweise von Prof. Dr. E.A. KOSTER (Utrecht) in einer ersten Grobkonzeption aufgenommen. Prof. Dr. K.-D. JÄGER (Berlin und Halle) verdanke ich viele Ergänzungen zu dieser Konzeption in den Jahren 1989 und 1990.

Die Geländearbeiten wurden vom Verfasser in den Jahren 1988 bis 1993 durchgeführt. Dabei wurde z. T. selbständig gearbeitet, aber auch mit den Betreuern Prof. Dr. G. MARKUSE (Berlin) und Prof. Dr. K.-D. JÄGER (Berlin und Halle) und den Ortskundigen D. ARNOLD (Baruth), H. ILLIG (Luckau), G. MAETZ (Luckenwalde), R. SCHWARZ (Dabendorf) und L. WALTHER (Lübben) zusammengearbeitet. An dieser Stelle möchte ich genannten Herren für die praktische Unterstützung herzlich danken. Herrn A. SCHMIDT (Berlin) danke ich für durchgeführte Geländefahrten und für die Vielzahl von technischen Arbeiten.

Den Herren Kollegen Dr. S. BUSSEMER, Dr. P. GÄRTNER und Dr. N. SCHLAAK verdanke ich viele Geländefahrten im Land Brandenburg, praktische Unterstützungen und fruchtbare Diskussionen. Die Dünnschliffe sind vom Verfasser in Zusammenarbeit mit Frau R. CZEPLUCH (Berlin) angefertigt worden. Die qualitativen Auswertungen erfolgten vom Verfasser im Labor des Fachbereiches Geographie der Humboldt-Univ. zu Berlin. Die Messungen zur Orientierung der Längsachsenausrichtung der Quarzkörner in den Dünnschliffbildern erfolgte in Wageningen (Niederlande) am Quantimet-Gerät der Stiftung für Bodenkartierung (STIBOKA) durch Herrn D. SCHOONDERBEEK (Wageningen, Niederlande). Die quantitativen Auswertungen dieser Ergebnisse wurden vom Verfasser durchgeführt. Herrn Dr. J. SCHWAN (Freie Universität Amsterdam) wird an dieser Stelle für die Vielzahl von Hinweisen im Hinblick auf die Auswertung der Messungen herzlich gedankt.

Die Aufbereitungen der Proben für die Pollenanalysen wurden etwa zur Hälfte vom Verfasser und zur Hälfte von Frau R. BEKEMEIER (Berlin) im Labor des Fachbereiches Geographie der HUB durchgeführt. Die Pollenanalysen wurden vom Verfasser durchgeführt.

Herrn Dr. J. GÖRSDORF (Berlin) wird herzlich gedankt für die Datierung der Holzkohle-Proben im Berliner <sup>14</sup>C-Labor des Deutschen Archäologischen Institutes.

Den Herren Dr. L. ZÖLLER und Dr. M.M. BARAY (beide Heidelberg) wird an dieser Stelle für neun Thermolumineszenz-Datierungen herzlich gedankt. Einige Siebungen zur Korngrößenanalyse wurden vom Verfasser und von Frau R. BEKEMEIER (Berlin) durchgeführt; die größte Anzahl von Siebanalysen erfolgten jedoch durch Frau R. CZEPLUCH (Berlin).

Die Humusbestimmungen wurden etwa zur Hälfte von Frau R. BEKEMEIER (Berlin) und etwa zur Hälfte von Frau U. KURTH (Berlin) vorgenommen. Die Karten- und Literaturstudien wurden selbständig unter Einbeziehung vieler Hinweise der Betreuer, Herrn Dipl.-Ing.-Kart. G. SCHILLING (Berlin), Prof. Dr. E.A. KOSTER (Utrecht), Prof. Dr. St. KOZARSKI (Poznan), Prof. Dr. J. VANDENBERGHE (Amsterdam) u. a. vom Verfasser durchgeführt.

Das Manuskript wurde sprachlich durchgesehen und korrigiert von den Damen E.-M. TERNITÉ (Utrecht), J.CROMME (Utrecht), W.NEITZEL (Berlin) und Herrn Dr.K.NEITZEL (Berlin). Die technische Fertigstellung wurde vom Verfasser, unter Mitarbeit von Frau U.KURTH (Berlin) und Herrn K.NEITZEL (Berlin) vorgenommen.

Nicht zuletzt möchte ich meinen Eltern danken für ihre lebhafteste Anteilnahme und erhebliche finanzielle Unterstützung. Besonderer Dank gilt das Geographische Institut der Humboldt-Universität zu Berlin und Herrn Prof.Dr. J. MARCINEK für die Druckgenehmigung.

## **1. Einleitung**

Die präholozänen<sup>1</sup> Ausgangsmaterialien der Böden Brandenburgs wurden während der letzten Kaltzeit gebildet bzw. entscheidend überprägt. Meistens lagern geringmächtige - auf den zur Verfügung stehenden geologischen Karten nur selten auskartierte - Deckschichten auf älteren Bildungen. Hierzu gehören Solifluktionsschuttdecken, Lößdecken, Sandlößdecken, Geschiebedecksand und pleistozäne Flugsanddecken. In Brandenburg nehmen sandige Decken den größten Flächenanteil ein (ALTERMANN & FIEDLER, 1978).

Die Lößdecken bilden in der ehemaligen DDR einen zusammenhängenden Gürtel, der z. T. weit bis in die Mittelgebirge reicht und im Norden etwa durch die Orte Haldensleben, Magdeburg, Halle, Wurzen, Riesa, Meißen, Dresden, Kamenz und Görlitz begrenzt wird (ALTERMANN & FIEDLER, 1978). Diesem schließt sich ein mehr oder weniger breiter Sandlößstreifen an. Sandlöße kommen aber auch nördlich des Löß- und Sandlößgürtels in (hochgelegenen) Inseln vor. Eine derartige "Sandlößinsel" findet sich beispielsweise auf dem Fläming.

Die sandigen Deckschichten kennzeichnen den sog. "Sandgürtel" ("sand-belt") im nordwestlichen und zentraleuropäischen Tiefland. Der westlichste Teil des "Sandgürtels" ist in den Niederlanden und dem nördlichen Teil Belgiens zu finden. Der Sandgürtel dehnt sich weiter östlich über Deutschland und Polen bis in die Russische Föderation und in die Baltischen Republiken aus. Die südliche Begrenzung dieser Zone stimmt mehr oder weniger mit der nördlichen Lößgrenze westlich des Rheins, der 200-Meter-Isohypse östlich des Rheins und mit der Maximal-Phase der pleistozänen Vergletscherungen in Polen überein (KOSTER, 1978).

Innerhalb dieses Sandgürtels sind einige Gebiete intensiv erforscht worden; weniger intensiv untersucht wurde das Gebiet zwischen Elbe und Oder. Dieser Teilraum liegt in der Mitte des Sandgürtels. Es ist deshalb zu erwarten, daß Funde in diesem Gebiet auch besonders repräsentativ für die typischen Gegebenheiten im gesamten Sandgürtel sind. Hinzu kommen hinreichende Vorarbeiten über dieses Gebiet, Vorkenntnisse des

---

<sup>1</sup> In dieser Arbeit wird die traditionelle Einteilung des Holozäns und Weichsel(spät)glazials beibehalten, obwohl in letzter Zeit von MENKE (1992) dagegen Einwände eingebracht wurden.

Verfassers, günstige Aufschlußverhältnisse für nähere Untersuchungen und ausreichend geochronologische Anhaltspunkte.

Unter Beachtung der genannten Kriterien bietet sich das Jung- und Altmoränenland zwischen der Oder im Osten und der Elbe im Westen sowie zwischen den Höhenzügen des Flämings im Süden und der Pommerschen Eisrandlage im Norden für eine exemplarische Kennzeichnung des Sandgürtels besonders an, da dieses Gebiet reich an äolischen Bildungen ist. Die äolischen Sande sind meist zu ausgedehnten Dünenzügen aufgeweht, die 20 - 30 m Höhe erreichen können und das Relief der Sanderflächen und der Urstromtäler, die gerade in dem Gebiet zwischen Elbe und Oder große Flächen einnehmen, stark beleben. Die Sander und Urstromtäler sind genetisch mit den Eisrandlagen verknüpft; dadurch wird die geostratigraphische Position des vorwiegenden Teils der Binnendünen auf diesen Raum eingengt.

Unter den Dünen werden nicht selten Windkanterpflaster beobachtet (NITZ, 1965), die bei geringmächtiger Sandbedeckung in einen Geschiebedecksand mit Steinanreicherung übergehen. Feinkörnige äolische Ablagerungen, meist Sandlöße, treten in dem Gürtel zwischen Brandenburger und Pommerscher Eisrandlage in Brandenburg nur in ganz kleinen, wenige Hektar großen, stets hochgelegenen Flächen auf, die beim Niedertauen früh eisfrei wurden (LEMBKE u. a. 1970, S. 254).

## **2. Problemstellung und Ziel der Arbeit**

Zur Genese und Beschaffenheit der Binnendünen Brandenburgs liegen nicht wenige Einzelbefunde vor, obwohl dieser Eindruck beispielsweise durch NIESSEN, KOSTER & GALLOWAY (1984, S. 5, worin für das Gebiet der ehemaligen DDR nur eine Publikation aufgenommen wurde) erweckt wurde. Aber die letzten zusammenfassenden Veröffentlichungen zu dieser Thematik (SOLGER, 1910; LEMBKE, 1939) sind bereits, im Unterschied zum Publikationsstand in benachbarten Räumen (Niedersachsen: PYRITZ, 1972; westliches Polen: NOWACZYK, 1986) schon mehr als ein halbes Jahrhundert alt. Eine zusammenfassende Darstellung wurde seitdem nicht vorgenommen, es fehlt sogar ein Überblick über die existierenden Publikationen, wenschon Beiträge zu einer geomorphologischen Inventur ostdeutscher Dünen auch in dieser Zeitspanne nicht zu übersehen sind (NOACK, 1965; SEELER, 1962). Daraus ergibt sich, daß auch ein Vergleich mit benachbarten Gebieten (Nordwestdeutschland und Polen) nie umfassend erfolgte.

Nach SOLGER (1910a,b) entstanden die Norddeutschen Binnendünen durch Ostwinde, die als Fallwinde am Rande des Inlandeises zu verstehen sind. Es bildeten sich nach dieser "Ostwindtheorie" im norddeutschen Raum echte Wüstenformen der Dünen, die Barchane, heraus, die sich mit ihren Bogenöffnungen den dünenbildenden Winden abkehrten. Erst nachträglich sind die Böschungsverhältnisse dieser Dünen - nach Auffassung SOLGERS - durch Südwestwinde verändert worden.

Die "Ostwindtheorie" SOLGERS wurde durch die "Westwindtheorie" von verschiedenen Autoren (u. a. KEILHACK, 1917; LOUIS, 1928; LEMBKE, 1939; POSER, 1950 und LIEDTKE, 1957/58) bestritten. Zahlreiche Belege liegen nach dieser Theorie dafür vor, daß Binnendünen in Norddeutschland von Winden aus dem westlichen Sektor gebildet und/oder umgestaltet wurden. Allerdings stützen sich diese Belege bisher nur auf morphographische (Dünenformen) und stratigraphische (Schichtungsmessungen) Erscheinungen (LIEDTKE, 1981). Modernere Methoden - wie beispielsweise die Methode der Längsachseneinregelungsmessung an länglichen Quarzkörnern nach SCHWAN (1989) - wurden noch nicht an Dünen in Brandenburg erprobt.



Die Grundrißformen der Binnendünen in Brandenburg sind - durch Publikationen von SOLGER (1910a und 1910b), LOUIS (1928), KÁDÁR (1938), LEMBKE (1939), SEELER (1962), NOACK (1965) u. a. - relativ gut bekannt.

Dem inneren Aufbau der Dünen in Brandenburg wurde bisher relativ wenig Aufmerksamkeit gewidmet. Periglaziärscheinungen und begrabene Böden werden zwar gelegentlich erwähnt, aber seltener ausreichend untersucht und beschrieben.

Generell gehören die Binnendünen im Untersuchungsgebiet<sup>1</sup> in das Jungquartär, genauer in den Zeitraum Weichsel-Pleni(Hoch)glazial bis Holozän<sup>2</sup>. Innerhalb dieses zeitlichen Rahmens bleibt aber die Altersstellung vieler Binnendünen noch immer problematisch. Die meisten Autoren gehen von einer periglaziären Entstehung (periglaziäres Entstehungsmilieu) für die Mehrzahl der Binnendünen aus. Eine Differenzierung der weichselhoch- bis weichselspätglazialen sowie holozänen Dünenbildung in einzelne Phasen liegt für Brandenburg nicht vor. Eine ähnliche Entwicklung wie in Polen (KOZARSKI & NOWACZYK, 1990a) ist zu vermuten.

Nach CHROBOK (1985, S. 93/94) erfolgte in Brandenburg - ähnlich wie in Nordwestdeutschland (PYRITZ, 1972) und Polen (KOZARSKI, 1978) - eine Umbildung von weichselspätglazialen Dünen im Holozän.

Im Holozän kam es auch zu Neubildungen von Binnendünen in Brandenburg. Nur wenige Autoren haben sich jedoch diesen sog. Jungdünen (PYRITZ, 1972 u.a.) gewidmet. Das ist ein Grund dafür, daß eine systematische Differenzierung der Jungdünen für Brandenburg nicht vorliegt. Eine weitere Ursache liegt darin, daß die Jungdünen nicht zuletzt durch menschliche Eingriffe in die Vegetationsdecke entstanden und daß die bisherigen Kenntnisse zur regionalen Siedlungsgeschichte mit der Entwicklungsgeschichte von Dünen in diesem Gebiet (z. B. für geomorphologische Fragestellungen) noch nicht systematisch in Beziehung gebracht worden sind.

---

<sup>1</sup> Für den Begriff Untersuchungsgebiet wird im folgenden die Abkürzung "UG" verwandt.

<sup>2</sup> Im Anhang wird in Anl. 1 die Gliederung des Holozäns und in Anl. 2 die Gliederung des Weichselspätglazials dargestellt.

Nach der Altersstellung kann man drei Haupttypen von Binnendünen unterscheiden (PYRITZ, 1972):

- Typ 1: periglaziär angelegte Dünen, im Holozän nicht überweht, die sog. "Altdünen",
- Typ 2: periglaziär angelegte Dünen, im Holozän überweht, die sog. "Jungdünen mit Altdünenkern" und
- Typ 3: im Holozän angelegte Dünen, die sog. "Jungdünen".

Eines der wichtigsten Kriterien bei der Feststellung des Dünentyps ist das Vorhandensein bzw. Nichtvorhandensein von datierbaren begrabenen Böden. Diese begrabenen Böden sind auf verschiedene Weise zu datieren (s. Kap. 5). Andere Kriterien ergeben sich durch Lagebeziehungen und -verhältnisse zu anderen datierten geologischen/geomorphologischen Objekten und durch periglaziäre Strukturen.

Daraus resultieren für die vorliegende Arbeit folgende konkrete Aufgaben:

1. Aufklärung der an der Dünenbildung im UG beteiligten Bedingungen und Prozesse; d. h. Klärung der Ablagerungsverhältnisse,
2. Ermittlung der geohistorischen Abfolge im Verlauf der Dünenbildung (Altersbestimmung); Versuch einer Differenzierung der weichselhoch- bis weichselspätglazialen Dünenbildung im UG in einzelne Phasen sowie Versuch einer Differenzierung der holozänen Dünenbildung für kleinere Gebiete innerhalb des UG und
3. Feststellungen zu den Folgen der Nutzung der Dünengebiete durch Siedlung und Wirtschaft sowie die anthropogenen Einflüsse auf die Dünenbildung.

Aus dieser Aufgabenstellung ergibt sich der für diese Arbeit in Betracht kommende Begriffsapparat (Kap. 3) und das Methodenspektrum (Kap. 5).

### **3. Begriffsbestimmungen**

Die in dieser Arbeit benutzten Begriffe sind wie folgt definiert:

Löß ist nach ALTERMANN & FIEDLER (1978, S. 158) ein äolisches Sediment mit einem Sandgehalt (2,0 - 0,063 mm) <20 % und einem Grobschluffanteil (0,063 - 0,02 mm) >40 %. Löß weist im Grobschluff ein Maximum auf.

Sandlöß (Synonym: Flottsand) ist nach ALTERMANN & FIEDLER (1978, S. 158) ein äolisches Sediment mit einem Sandgehalt (2,0 - 0,063 mm) >20 % und einem Grobschluffanteil (0,063 - 0,02 mm) >20 %.

Flugsand ist ein äolisches Sediment mit einem Sandanteil von mehr als 20 %, der durch einen Grobschluffanteil von 10 - 20 % (schluffreich) oder weniger als 10 % (schluffarm) gekennzeichnet ist (ALTERMANN & FIEDLER 1978, S. 158). Synonyme für Flugsand sind "Treibsand" (LEMBKE u. a. 1970, S. 213), "drift sand" (engl.), "sable mouvant" (franz.) oder "stuifzand" (niederl.) (KOSTER 1982, S. 122; RUEGG 1981, 1983).

Geschiebedecksand (Begriff "Decksand" eingeführt von BEHRENDT, 1863) bildet eine im Durchschnitt 40 - 60 cm mächtige, ungeschichtete, schlecht sortierte, sandige und lehmige, bevorzugt an der Basis steinhaltige Deckzone. Sie enthält unter 15 - 20 % Grobschluff (0,063 bis 0,02 mm) (LEMBKE u. a., 1970, S. 213). Es gibt fünf verschiedene Hypothesen zur Genese des Geschiebedecksandes:

1. Die Fließerde-Hypothese. Sie sieht den Geschiebedecksand als ehemalige Fließerde (Solifluktsdecke) an (SCHULZ, 1956).
2. Die Deckmoränen-Hypothese (SOLGER, 1935 und 1965).
3. Die zweiphasige Entstehung aus einem Denudationssteinpflaster und nachträglicher Überdeckung mit einer Flugsand- oder Flottsandhaut (DÜCKER, 1954; FIEDLER, ALTERMANN & NEBE, 1963).

4. Die Deutung des Geschiebedecksandes als Umwandlungsprodukt einer Grundmoräne (GRIMMEL, 1973).

5. Die vier oben genannten Deutungsversuche korrespondieren zumindest in einigen Punkten nicht mit den Untersuchungsergebnissen der forstlichen Standortkartierung (KOPP, 1965). Daher wurde von KOPP zur Entstehung des Geschiebedecksandes (von ihm "periglaziäre Deckzone" genannt) eine Deutung als Gefügedestruktion oberflächen-naher Lockersedimente infolge von Frostwechselfvorgängen im Auftaubodenabschnitt des Dauerfrostbodenprofils vorgeschlagen (KOPP, 1965, S. 761 - 764, ders. 1969 und 1970; s. auch KOPP & JÄGER, 1972).

Von ALTERMANN (1968) wurde nach den Untersuchungen im Altmoränengebiet darauf hingewiesen, daß der Geschiebedecksand bei einer Mächtigkeit von über 60 cm häufig dem Flug[deck]sand ähnlich ist und sich durch gute Sortierung und geringen oder fehlenden Skelettanteil ( $> 2,0$  mm) auszeichnet (ALTERMANN in RICHTER u.a. 1970, S. 234).

Flug(deck)sande ("cover sand" (engl.), "dekzand" (niederl.), (ældre) flyvesand" oder "daeksand" (dän.) mit einem weichselzeitlichen Alter wurden unter periglaziären Bedingungen abgelagert. Sie sind meistens (sub-)horizontal geschichtet, in dünne Schichten stratifiziert, haben eine verhältnismäßig gut sortierte Korngrößenverteilung und eine relativ gute "Kornpackung" (grainpacking) (KOSTER, 1982), d. h. ein relativ festes Gefüge (siehe auch GULLENTOPS, 1954, VANDENBERGHE und KROOK, 1981 und VANDENBERGHE, 1991).

Die pleistozänen Flugsanddecken unterscheiden sich vom Geschiebedecksand durch bessere Sortierung und fehlende (oder z. T. nur sehr geringe) Anteile von Kies und Steinen. Ihre Mächtigkeit ist zumeist  $> 60$  cm (LEMBKE u. a. 1970, S. 213).

Der ursprünglichen geomorphologischen Bedeutung folgend, sind "Flug(deck)sandformen" definiert als Formen, die aus äolischem Sand bestehen, der relativ große Flächen mit einer mehr oder weniger gleichförmigen Mächtigkeit bedeckt. Das flachwellige Relief ist grundsätzlich durch Höhenunterschiede von weniger als 5 Metern und einer Hangneigung gewöhnlich weniger als  $5 - 6^\circ$  charakterisiert. Diese

Flug(deck)sandformen kommen manchmal als (meist isolierte) Wälle oder Rücken vor (KOSTER, 1982).

Unter Dünen werden nach SEELER "... alle positiven, durch den Wind und unter Mitwirkung anderer Faktoren bedingten, aus lockerem Sand und anderen Beimengungen aufgebauten regelmäßigen oder unregelmäßigen Reliefformen des Sandbodens - Aufbau- und Zerstörungsformen - mit einer relativen Höhe von 0,5 m und mehr ..." (SEELER, 1962, S. 6/7) begriffen. Das Wort "Düne" geht nach SEELER "... auf das keltische Wort "dun" zurück und bedeutet hier soviel wie "steiler Hügel, Berg". "Dun" hat sich im keltischen Sprachbereich in den Namen einiger Städte erhalten (z. B. Verdun, Loudun, Saverdun, Dünkirchen) und ist in verschiedenen Sprachen mit der gleichen Bedeutung zu finden (vgl. GERHARDT, 1900, S. XVI): lateinisch: dunum, italienisch: duna, spanisch: duna, französisch: dune, holländisch: duin, englisch: dune" (SEELER, 1962, S. 6/7), friesisch: dún, russisch: дюна.

In Deutschland kommen (nach SEELER, 1962) folgende Dünentypen vor: Binnendünen, Flußdünen, Küstendünen sowie Kliffrand- bzw. Talranddünen.

Binnendünen kommen meistens auf den eiszeitlichen Sandern und den eiszeitlichen bzw. nacheiszeitlichen Talsanden<sup>1</sup> in den Urstromtälern und Schmelzwasser-Abflußrinnen sowie in geringer Anzahl auf sandüberdeckten Geschiebemergelflächen und auf den nacheiszeitlichen holozänen Moor-Talböden und vermoorten Senken im Binnenland vor.

Die Flußdünen sind aus den nacheiszeitlichen Talsanden in den Urstromtälern im Postglazial auf Talrandstufen entstanden. Sie werden vielfach als Binnendünen bezeichnet.

Küstendünen sind nach REINHARD (1956, S. 16) vom Wind unter Einwirkung der Dünengräser geschaffene Sandanhäufungen mit Aufbau- und Zerstörungsformen. Ihre Entstehung an der Küste verdanken sie auch der fortdauernden Bereitstellung von Meeresanden.

Die Kliffranddünen stellen Sonderformen unter den Dünen dar. Sie können hinsichtlich ihres Vorkommens zu den Binnen- und Küstendünen gezählt werden. SEELER (1962) schlägt vor, den Begriff der Kliffranddünen auf Kliffrandbildungen an der Küste zu beschränken. Bei Dünen auf Talrändern oder der Böschung einer Kies- oder Sandgrube sollte man nach SEELER (1962) von Talrand- oder Talrandstufen-Dünen sprechen.

Bei den Binnendünen unterscheidet man Jungdünen (Younger inland dunes) und

---

<sup>1</sup> Es sollte berücksichtigt werden, daß die liegenden Sande der Binnendünen - in dieser Arbeit und in der Literatur als "Urstromtalsande", "Talsande" oder "Terrassensande" genannt - in den verschiedenen Urstromtälern oft genetisch schwer einzustufen sind, da sie sowohl aus (glazi-)fluvialen, äolischen als auch Sandersanden - in verschiedenen Mischverhältnissen zueinander - aufgebaut sein können.

Altdünen (Older inland dunes). Jungdünen liegen oft über einem klar entwickelten Bodenprofil in den darunter gelegenen Ablagerungen. Unabhängig davon besteht eine Besonderheit der holländischen Forschung darin, daß zwischen Älteren Flugsanden aus dem Subboreal bis zum Mittelalter und Jüngeren Flugsanden aus dem Mittelalter bis zur Gegenwart unterschieden wird. In den Älteren Flugsanden hat sich in den Niederlanden sehr oft ein Humuspodsol herausgebildet, während in den oberen Teilen der mit Vegetation bedeckten Jüngeren Flugsande nur ein anfängliches Bodenprofil erkannt werden kann (KOSTER, 1978, 1982, 1988; VAN MOURIK, 1988).

Äolische Sande mit einer gleichen Lithologie und einem gleichen Alter wie die Flugdecksande, jedoch mit Dünenrelief, werden zu den Altdünen ("Older inland dunes") gerechnet.

KOSTER hat davor gewarnt, den Begriff Flugdecksand anders als für das Material der Altdünen [und für zeitgleiche äolische Ablagerungen ohne Dünenrelief] zu verwenden, weil dieser Begriff manchmal als Synonym für "Flugsand", bisweilen auch für "Decksand" ("cover sand" (engl.), "sable de couverture" (franz.) oder "dekzand" (niederl.)) benutzt wird (1982, S. 122).

Die Tatsache, daß der Begriff "Flugsand" in der deutschen Literatur sowohl für "cover sands" als auch für "drift sands" Verwendung findet, kann zu Verwirrungen führen (ARENS, 1964; PYRITZ, 1972; MEYER, 1981; BRUNNACKER u. a. 1982).

Von einigen Autoren wurde der Geschiebedecksand auch als "Decksand" bezeichnet (BEHRENDT, 1863; DÜCKER, 1934 u. a.). Das führt jedoch zu Überschneidungen mit dem Begriff "dekzand" (cover sand (engl.)) in der niederländischen und belgischen Literatur, da dieser Begriff dort auch Sedimente anderer Genese erfaßt (LEMBKE u. a., 1970, S. 213).

Der Ausdruck "Flugsand" oder "Wehsand" ("drift deposits" oder "drift sands" (engl.), "stuifzand" (niederl.), "yngre flyvesand" (dän.)) wird ausschließlich für diejenigen äolischen (Inland-)Sande benutzt, die durch Resedimentation aus terrestrischen pleistozänen Ablagerungen entstanden sind. Sie haben meistens ein unregelmäßiges Dünenrelief und werden bisweilen noch aktiv geformt. Flugsande, die hauptsächlich lokalen (und zu einem großen Teil anthropogenen) Ursprungs sind, werden durch ein helles Gelbgrau, eine relativ lockere Kornpackung, das Vorkommen von humusreichen Horizonten und durch das Fehlen von periglaziären Strukturen charakterisiert. Meistens bestehen sie aus

(sub)horizontal geschichteten oder kleinwinklig-quergeschichteten, fein laminierten und gut sortierten Sanden (KOSTER, 1982).

Auch an der Ostseeküste sind Dünen (Küsten- und Kliffranddünen) entstanden (s. z. B. KRETSCHMER, ARNDT & MÜLLER, 1971). Der mehr oder weniger fortgeschrittene Prozeß der Bodenbildung auf den Küstendünen als Podsolierung in den oberflächennächsten Partien der verdünnten Strandwälle hat diesen nach KEILHACK (1912) die Bezeichnungen Braun-, Gelb- und Weißdünen eingebracht. Diese drei Gruppen wurden in letzter Zeit durch die Zwischenschaltung der Graudünen zwischen Gelb- und Weißdünen weiter differenziert (KLIEWE, 1973). Wahrscheinlich bedürfen in Zukunft die Braundünen noch einer Aufgliederung in ältere und jüngere Braundünen (JANKE, 1971). Die subrezent bis rezenten aktiven Küstendünen, die "Weißdünen", werden und wurden durch Anpflanzung von Dünengräsern anthropogen gefördert. Sie besitzen keinen geschlossen humushaltigen Oberboden und weisen somit Rohböden auf. Dadurch unterscheiden sie sich von den fossilen Küstendünen (NIEDERMEYER, KLIEWE & JANKE, 1987).

In Küstennähe kommen aber auch echte Binnendünen vor: in der Rostocker Heide (KOLP, 1957; SCHULZ, 1962), in der Lubminer Heide (JANKE, 1971) und in der Uckermünder Heide (MARKUSE, 1958; BRAMER, 1964 und 1975).

In den beschriebenen Dünen sind Horizonte mit organischem Material selten; kryogene Strukturen kommen vor (z. B. in einem Aufschluß bei Jüdenberg, Kreis Bitterfeld<sup>2</sup>). Bei älteren, noch unter kaltzeitlichen Bedingungen aufgewehten Dünen sind die oberen Teile der Ablagerungen häufig bodenkundlich durch die Ausbildung eines Bv-Horizontes charakterisiert. Außerdem treten weitere begrabene Böden<sup>3</sup> auf.

Besonders im westlichen Teil des "Europäischen Sandgürtels" bilden die Flugsande das dominierende Element der Inlanddünen (KOSTER, 1982). In Niedersachsen, abgesehen

---

<sup>2</sup> Mündliche Mitteilung von Herrn Prof. Dr. K.-D. JÄGER, 1992

<sup>3</sup> Als begrabene Böden werden in dieser Arbeit alle diejenigen Böden bezeichnet, die noch nach ihrer Entstehung eine Überdeckung durch Sedimente geringeren Alters erfahren haben (JÄGER & KOPP, 1969, S. 114). Im Sinne dieser Begriffsbestimmung verwendet LOŽEK (1966, in JÄGER & KOPP, 1969, S. 114) den Begriff des fossilen Bodens. Zutreffend ist dieser Begriff, wenn ein post-pedogen, durch geologische Einwirkungen sekundär veränderter Boden vorliegt (JÄGER, 1973). Nach KUBIENA (1953) müßte man bei Dünen-sanden und anderen Substraten von begrabenen statt fossilen Böden sprechen; also beispielsweise bAh statt fAh (wobei b = begraben, f = fossil), da auch oberflächige Böden "fossil" (geworden) sein können und umgekehrt in diesem Sinne keineswegs alle "begrabenen" Böden wirklich "fossil", d. h. postpedogen im Stoffbestand, Festigkeit bzw. Gefüge verändert sind.

von den ausgebreiteten Decksandablagerungen, kommen auch holozäne Jungdünen und weichselzeitliche Altdünen vor (PYRITZ, 1972). Auch weiter östlich, in Brandenburg und in Polen, sind die Binnendünen größtenteils während wichtiger dünenbildender Phasen in der Weichselkaltzeit herausgebildet worden; holozäne Resedimentation in diesen Gebieten ist ebenfalls von Bedeutung (NOWEL u. a. , 1972; MAGALOWSKI und NOWEL, 1982; NOWEL, 1986; DE BOER, 1989/90, 1990, 1992a, 1993, 1994).

Die Binnendünen sind morphographisch wie folgt zu differenzieren (s. auch Anl. 3): Den Reihen-, Strich-, oder Längsdünen fehlt oft der charakteristische Unterschied zwischen Luv- und Leeseite. Bei einigen von diesen Dünen ist aber das Profil nicht ganz symmetrisch aufgebaut. Sie zeigen den S- bzw. SSW-Hang als Luvhang und den N- bzw. NNW-Hang als Leehang. Die entstandenen maximalen Neigungsunterschiede liegen etwa bei 10° (NOACK, 1965).

Querdünen bilden sich mit ihren Längsachsen quer zur Windrichtung. Sie haben deutliche Lee- und Luvseiten. In der Regel bilden sie keine großen zusammenhängenden Komplexe (NOACK, 1965).

Parabel- oder Bogendünen und Hyperbeldünen bestehen aus zwei nicht immer gleichlangen Ästen, die in der Regel von Westen nach Osten gerichtet streichen und auf der Ostseite durch einen Bogen miteinander verbunden sind. Auf eine Entstehung durch westliche bis südwestliche Winde deutet ihr steiler Abfall nach Osten bis Nordosten hin. Die Entstehung von Bogen- oder Parabeldünen und Hyperbeldünen setzt eine schütterere Grasvegetation voraus, die die niedrigen Flügel bremste und nur den Mittelteil als Bogen vorseilen ließ, da für diesen die lockere oder fleckenhafte Grasvegetation kein Hindernis darstellte. Sie werden mitunter als eine Kampfform zwischen Wind und Vegetation betrachtet und sind z. B. häufig Steppendünenformen (KÁDÁR, 1938).

Unabhängig davon, welches Dünensandrelief Ausgangspunkt der heutigen Parabeldünen war, darf man auf Grund der vorhandenen Dünenformen und deren Beziehungen untereinander feststellen, daß die Parabeldüne keine Endform einer Dünenbildung darstellt. Sie ist vielmehr eine Gleichgewichtsform, die in andere bestimmte Formen übergehen oder gar völlig aufgelöst werden kann (SEELER, 1962).

Nach SOLGER (1910 a,b) kommen im nordostdeutschen Tiefland auch Barchane vor. Der Barchan ist weitverbreitet und eine klassische Dünenform der Wüsten. Er hat eine



Form, bei der er den möglichst kleinsten Widerstand dem Winde entgegensetzt. Seine convexe, sanft steigende Luvseite zerteilt den Wind, der ihn weiterbewegt. Zwischen den kurzen Sicheln seiner steilen Leeseite herrscht beinahe Windstille. Diese und andere Wüstenformen sind im Land Brandenburg nicht nachgewiesen.

## **4. Das Untersuchungsgebiet und der geomorphologische Kenntnisstand zum Untersuchungsgebiet**

### **4.1. Zur Geomorphologie des Untersuchungsgebietes**

#### **4.1.1. Einleitung**

Vorherrschender Landschaftstyp in der Mark Brandenburg ist die ebene bis flachwellige Grundmoräne, oberflächlich aus Geschiebelehm und -mergel bestehend. Mehrere Endmoränenzüge markieren girlandenförmig den Verlauf des jeweiligen Südrandes eines Eisvorstoßes bzw. einer Stillstandslage. Ihnen sind die Sanderflächen als Ablagerungen der Eisschmelzwässer sowie die Niederungen der großen Urstromtäler, die einstigen Abzugsbahnen der gesammelten Schmelzwässer, vorgelagert. Durch ihr verschiedenes Alter unterscheiden sich der nördliche und südliche Teil des Moränenlandes in Brandenburg voneinander. Durch die glaziäre Serie der Brandenburger Eisrandlage wird das Brandenburger Moränenland in Nord/Süd-Richtung in Jung- und Altmoränengebiet gegliedert.

#### **4.1.2. Das Jungmoränengebiet in und um das Land Brandenburg**

Die Jungmoränenlandschaft des Nordens vom Land Brandenburg wurde in der Weichselzeit, der bisher letzten, gebildet. Dabei werden in Brandenburg von Süd nach Nord drei wesentliche Eisrandlagen unterschieden. Sie werden wie folgt zugeordnet:

1. die Brandenburger Eisrandlage, in Polen Leszno-Eisrandlage genannt, etwa 20/21.000 Jahre B. P. (CEPEK, 1965), dem die Erstanlage des Głogów(Glogau)-Baruther Urstromtales

zugeordnet ist<sup>1</sup>,

2. die Frankfurter Eisrandlage (Poznań-Eisrandlage), etwa 18.400 Jahre B. P. (KOZARSKI, 1992) ohne deutliches eigenes Urstromtal - sie dürfte jedoch teilweise das Berliner Urstromtal benutzt haben - und

3. die Pommersche Eisrandlage, etwa 15.200 Jahre B. P. (KOZARSKI, 1992), dem die Erstanlage des Toruń-(Thorn-)-Eberswalder Urstromtales zugeordnet ist (LIEDTKE, 1956/-57).

SCHOLZ (1962), GELLERT & FRANZ (1965), GELLERT & SCHOLZ (1970), MARCINEK & NITZ (1973) und BARSCH U.A. (1989) unterscheiden zwischen Brandenburger und Pommerscher Eisrandlage noch weitere Eisrandlagen.

Für die Jungmoränenlandschaft sind die oft großflächigen formschönen Dünengebiete und die unregelmäßigen kleinen kuppigen Flugsandfelder typisch, die sich vornehmlich auf Sandern und in Urstromtälern entwickelt haben (LIEDTKE, 1981, S. 172; s. auch GÄRTNER, 1992, 1993 und SCHLAAK, 1992, 1993). Im nördlichen Ostdeutschland sind in verschiedenen Becken, beispielsweise der Rostocker Heide, der Lubminer Heide und der Ückermünder Heide, weitere Dünenfelder vorhanden (z. B. KOLP, 1957; SCHULZ, 1962; JANKE, 1971; MARKUSE, 1958; BRAMER, 1964 und 1975).

Auch über feinsandige bis schluffige äolische Ablagerungen in Brandenburg wurde berichtet: LEMBKE (1965) und LEMBKE, MARKUSE & NITZ (1969) beschrieben ein Profil bei Buckow, wo eine etwa 80 cm mächtige Flottsandschicht periglaziäre Bildungen überlagert. CORRENS (1965) machte auf ein Sandlöß-Vorkommen im Jungmoränengebiet bei Joachimstal aufmerksam.

---

<sup>1</sup> Das durchgehende Urstromtal wurde allerdings durch das Schmelzwasser einer späteren Vorstoßphase, der Reicherskreuzer Staffel, nach MARCINEK (1961) gebildet. Auch für die anderen genannten Urstromtäler gilt, daß eine jüngere Phase das vorgeprägte Urstromtal praktisch "durchgängig" machte.

#### 4.1.3. Das Baruther Urstromtal<sup>1</sup> - die Grenze zwischen Jung- und Altmoränengebiet in Brandenburg

Nach MARCINEK (1961) ist eine zweifache Benutzung des Baruther Urstromtales als Schmelzwasserrinne während der Weichsel-Kaltzeit nachgewiesen. Der Talboden des "Älteren Baruther Urstromtales" ist nicht mehr durchgehend zu verfolgen und durch jüngere Schwemmkegelbildungen und Flugsandverwehungen stark verdeckt. Die zu diesem Niveau gehörigen Sander der Brandenburger Eisrandlage zeigen teilweise eine bis zu 10 m hohe Erosionsstufe, die durch einen "Jüngeren Baruther Urstrom" entstanden ist, der die Schmelzwässer des Weichsel-Gletschers nach Aufgabe der Brandenburger Eisrandlage vereinigte.

Im südlichen Bereich des Meßtischblattes Baruth (3947) sind noch Terrassenreste (zwischen ca. 55 und ca. 60 m NN) des "Älteren Baruther Urstromtales" erkennbar (MARCINEK, 1961). Die Talgebiete auf den Meßtischblättern Golßen (4047), Waldow (4048) und auf Teilen der Meßtischblätter Baruth (3947), Paplitz (3946) und Luckenwalde (3945) liegen im Bereich zwischen ca. 50 und ca. 55 m NN und entsprechen dem "Jüngeren Baruther Urstromtal" (MARCINEK, 1961).

Nach Bohrungen im Gebiet Baruth - Golßen - Freiwalde haben die Talsande insgesamt eine Mächtigkeit bis zu 20 m. Im obersten Teil setzen sie sich aus Fein- bis Mittelsanden zusammen. Zum Liegenden hin treten zunehmend Grobsand, Kies und auch Geröllagen auf (MAUDREI, 1968, S. 35/36). Das in nord-südlicher Richtung verlaufende Dahmetal bildet die morphologische Grenze zwischen dem Niederen Fläming und dem Niederlausitzer Grenzwall. Die Entstehung der älteren und jüngeren weichselspätzeitlichen Dahmeterrassen muß in Zusammenhang mit dem phasenhaften Tieftauen von Toteis gesehen werden (MÖHRICKE, 1989, S. 48).

---

<sup>1</sup> In vorliegender Arbeit wird unter dem "Baruther (Urstrom-)Tal" der im UG gelegene Teil des Glogów(Glogau)-Baruther Urstromtales verstanden.

#### 4.1.4. Das Altmoränengebiet Brandenburgs

Die Altmoränenlandschaft im Süden des Landes Brandenburg ist eine Hinterlassenschaft der Saale-Eiszeit, des Eem und der Weichseleiszeit. Die Altmark, das ausgedehnte Plateau des Fläming und der Lausitzer Rücken bilden den südlichen Landrücken, dessen Höhen dem Warthestadium zugeschrieben werden (CEPEK, 1968; MAUDREI, 1968; WEISSE, 1969).

Im Lausitzer Teil des Wrocław(Breslau)-Magdeburg-Bremer Urstromtales befindet sich zwischen Schwarzer Elster und Neiße das größte deutsche Binnendünengebiet, die Muskauer Heide (GOHL, 1986, S. 21).

Weite Teile des Altmoränengebietes werden von Flugdecksanden überzogen. Diese Sande sind meist weniger als 1,5 m mächtig, kaum oder schwach geschichtet und setzen sich aus Fein- und Mittelsanden zusammen (LIEDTKE, 1981, S. 170).

Sandlöß kommt im Altmoränengebiet Brandenburgs vornehmlich auf dem Fläming und in dessen Umgebung vor (FIEDLER & ALTERMANN, 1964).

## **4.2. Geomorphologische Faktoren bei der Dünenbildung in Brandenburg**

### 4.2.1. Liefermaterial und -gebiete

Nach POSER stammt das Liefermaterial für die Binnendünenbildung vorherrschend aus den "diluvialen Talzügen und ihren Verzweigungen sowie aus den mit diesen Talzügen vielfach verknüpften Sanderflächen" (POSER, 1948, S. 272). Dies sind also für Brandenburg:

- a) Sander und Urstromtäler, d. h. in den Bereichen der
- Brandenburger Eisrandlage aus dem Baruther Urstromtal,
  - Frankfurter Eisrandlage aus dem Berliner Urstromtal und
  - Pommerschen Eisrandlage aus dem Eberswalder Urstromtal.

Es sind also deutliche Zusammenhänge mit der glazialen Serie zu beobachten. WILCKENS (1928) hat diese Bindung damit begründet, daß nur die Flüsse durch Aufbereitung und Entkalkung des von ihnen transportierten Materials den Dünensand zu liefern vermocht hätten. Sie leisteten mithin im Binnenland die gleiche Vorarbeit für die Dünenbildung wie an der Küste das Meer.

Das Liefermaterial stammt auch von bzw. aus:

b) den übersandeten oder sandigen Grundmoränenflächen, wofür z. B. die Barnim- und Teltow-Hochflächen, nördlich bzw. südlich von Berlin, repräsentativ sind.

c) dem sandreichen Altmoränengebiet (beispielsweise dem Fläming), wo unter einer meist 30 - 40 cm mächtigen sandigen, ungeschichteten Deckzone, die oft wenige kleine Steine enthält, eine Steinsohle im Profil auftritt (NITZ, 1965). Nach Zählungen von NITZ (1965) liegen die durchschnittlichen Windkanterhäufigkeiten im Altmoränengebiet südlich von Baruth bei 40 - 50 % der Steine in den Steinsohlen. Auf den Sandern der Brandenburger Randlage beträgt ihr Anteil zwischen 10 - 30 Prozent, im Bereich der Randlage selbst sind es bis zu 50 % der Geschiebe. Die Einregelungen der Längsachsen der Windkanter sagen in Hangablagerungen wenig über die ehemalige Windrichtung aus, weil solifluidale Vorgänge und Korrasion gleichzeitig wirksam waren (NITZ, 1965, S. 693). Die Steinsohlen dürften weichselhochglaziales Alter besitzen und sich unter trockenkalten Klimabedingungen herausgebildet haben. Der regelmäßig auftretende Geschiebedecksand muß nach der Deflation entstanden sein.

d) LOŽEK (1965) hat nachgewiesen, daß bei Lößablagerungen die Lokalkomponente von großer Wichtigkeit ist. Die Neubildung von Schluff in situ, als verwehbares Ausgangsmaterial für den Löß, durch mechanische Verwitterung, kennzeichnet er mit dem Begriff "Verlössung"<sup>1</sup>. Bei der Entkalkung von Geschiebemergel entsteht Geschiebelehm. In solchen Bereichen können Fahlerden (Profilaufbau:  $A_h/E_v/C$ ) entstehen und bei weiterer Entwicklung Tieflehm-Fahlerden (Profilaufbau:  $A_h/B_v/E_v/C$ ), wobei durch Tonverarmung in den oberflächennahen Horizonten stark sandige Flächen für einen möglichen äolischen Transport bereitgestellt werden (KOPP, 1965). Dadurch kommen auch solche Gebiete als Liefergebiet in Betracht, die ohne diesen Bodenbildungsvorgang nicht relevant wären.

---

<sup>1</sup> In Anlehnung an die russischen Autoren OBRUČEV und LAVRUŠIN, die in ihrer Sprache den Begriff "oblössovaniye" bereits früher eingeführt haben.

#### 4.2.2. Faktoren, die Verwehungen im Hoch- und Spätglazial der Weichselkaltzeit ermöglichten

Unter den Klimabedingungen des Weichselhochglazials darf die Möglichkeit von Flug(deck)sandverwehungen über den Dauerfrostböden im Altmoränengebiet nicht ausgeschlossen werden, wie beispielweise SEELER 1962 schon erwähnte. ROTNICKI konnte 1970 (zitiert in KOZARSKI, 1978) im südöstlichen Teil Mittelwestpolens (Prosnatal) eine erste Phase äolischer Tätigkeit am Ausgang des Weichsel-Pleniglazials feststellen. Er macht für diesen Zeitraum im genannten Gebiet folgende Klimaangaben: Mittlere Jahrestemperatur von -4 bis -5 °C, die mittlere Julitemperatur von +7 bis +8 °C, jährliche Niederschläge von 250 bis 300 mm. Für diesen Zeitabschnitt waren demnach ein semiarides kaltes Klima, karge Vegetation der subarktischen Tundra und Dauerfrostboden charakteristisch. Unter diesen Bedingungen fanden starke Deflationsvorgänge statt, was zur Entstehung von 4 bis 6 m tiefen Deflationsmulden führte (ROTNICKI, 1970, zitiert in KOZARSKI, 1978).

Nach DÜCKER & MAARLEVELD (1957) und SCHWAN (1988) herrschten in Nordwesteuropa vornehmlich nördliche bis nordwestliche Winde, als der Höchststand des Weichseleises erreicht war. Dabei entstanden nicht nur Längs- und Parabeldünen, sondern auch Querdünen, wie HEYSE (1979, S. XXIV) für einen Teil Flanderns (Belgien) nachgewiesen hat. Löß, Flottsand (Sandlöß) und älterer Flugdecksand gelangten zur Ablagerung. DEWERS (1934) weist auf die Verzahnung der Flugdecksande mit den Flottsanden der Meppen-Nienburger Geest hin. Ähnliches gilt für den Niederen Fläming (MAUDREI, 1968). Da die Flottsande von DEWERS (1934) als Lößfazies angesehen werden, glaubt er, daß auch die Flugdecksande in der Zeit des Höchststandes der Weichselvereisung zur Ablagerung gelangten. LEMBKE u. a. kommen auf Grund von Literaturstudien zu der Schlußfolgerung, daß die Sedimentation der Sandlöße und der mit diesen unmittelbar verzahnten Sanddecken (Geschiebedecksand und pleistozäne Flugdecksande) im Zeitraum vom Hoch- bis Spätglazial der Weichselkaltzeit stattfand und im Alleröd beendet war (LEMBKE, 1970, S. 249).

Zu den Windrichtungen im Zeitraum vom Weichselhoch- bis Weichselspätglazial schreiben LEMBKE u. a.: "Aus den Untersuchungen am Nord- und Südrand der Fläming-Sandlöße

(ALTERMANN, 1968) ist auch für die Akkumulation dieser Sedimente die Herkunft der Winde aus dem Norden anzunehmen. Auf Grund des Luv-Lee-Effektes steigen die Schluffgehalte an der nördlichen Sandlößgrenze allmählich an, bei der südlichen fallen sie dagegen sprunghaft ab. Die schluffreichsten Sandlöße treten außerdem im westlichen Teil des Flämings auf, und sie werden zum Niederen Fläming etwas gröber, was gegen westliche Windrichtungen spricht. MAUDREI (1968) nimmt für die Akkumulation der Sandlöße im Niederen Fläming Ost- bis Nordostwinde an" (LEMBKE, 1970, S. 249). Weiterhin sei bemerkt, daß KOZARSKI & NOWACZYK Lößablagerungen auf der Pommerschen Endmoräne und auf den dazugehörigen Sandern in Nordwestpolen mit Südwestwinden erklären (KOZARSKI & NOWACZYK, 1990c, S. 10).

Dazu sind folgende Bemerkungen von Bedeutung:

1. Windrichtungen (und Windstärken), die im Weichselhochglazial in Brandenburg geherrscht haben, konnten auf Grund fehlender eindeutig datierter Ablagerungen oder windkanterführender Steinsohlen bisher im UG nicht einwandfrei festgestellt werden.

2. Die Zulieferungsgebiete mußten reich an offenem Lockermaterial, d. h. vegetationsarm, sein, um eine Verwehung zu ermöglichen.

3. Die Ablagerungsgebiete müssen eine oder mehrere Arten von Hindernissen für den Flugdecksand bilden, weil sonst nur Barchane entstehen. Solche Anhaltspunkte für die Stilllegung der jeweiligen Dünen sind:

a) Eine wenigstens fleckenhafte Vegetation (s. z. B. KÁDÁR, 1938).

b) Feuchtigkeit kann auch ein Hindernis gewesen sein (CHROBOK, 1985, S. 107; SCHWAN, 1988). Sowohl feuchte Geländeoberflächen als auch wasserführende Schmelzwasser-rinnen können als Hindernisse für den Flugdecksand gewirkt haben.

Bei der Ablagerung der Flugdecksande ist eine Hypothese von KOPP von Wichtigkeit:

"Da die periglaziäre Deckzone über den meisten Sanden der Hochflächen und Sander und über den meisten Geschiebelehmen steinreicher als ihr Liegendes ist, muß viel Feinbodenmaterial abgetragen sein und als Ablagerung ohne oder fast ohne Steine an anderer Stelle nachzuweisen sein. Für die Korngrößen unter 0,06 mm Ø ist das nicht schwierig; denn für sie sind die großen Lößgebiete und das Flottsandgebiet des Flämings seit langem als Absatzort bekannt. Schwieriger ist es mit den Sandkorngrößen (vorwiegend zwischen 1 und 0,1 mm Ø). Sie müssen in geringerer Entfernung vom Abtragungsort zu finden sein. Neben den Dünenfeldern, deren Masse zu gering für die abgetragenen Sandmassen wäre, sind die gleichkörnigen



Sande in den Urstromtälern, besonders die ausgedehnten Schwemmkegel, die einzigen Ablagerungen, in denen die abgetragenen Sandmassen angehäuft sein können. Sie setzen sich vorwiegend aus den Sandkorngrößen zwischen 1 und 0,1 mm Ø zusammen und enthalten in ihrem oberen Teil höchstens vereinzelt Kiese bis Erbsengröße. Die Gesamtmasse der gleichkörnigen Sande in den Urstromtälern liegt etwa in der Größenordnung der als abgetragen zu schätzenden Masse. Da die Sedimentation noch im Periglazial-Klima erfolgte, müssen wir auch auf den gleichkörnigen Sanden der Urstromtäler noch mit einer periglaziären Deckzone rechnen; nur ist sie nicht durch Steine markiert und daher vorerst nicht sicher ansprechbar." (KOPP, 1969, S. 762/763).

#### 4.2.3. Faktoren, die Verwehungen im Holozän ermöglichten

Unter heutigen natürlichen Bedingungen wäre das UG Waldland; es würden kaum Verwehungen auftreten. Verwehungen konnten im Holozän nur durch die Vernichtung des Waldes auf den sandigen Böden stattfinden. Auch das Klima spielte dabei eine Rolle; dies betrifft vor allem die Niederschlagsmengen im Hinblick auf den Grundwasserspiegel.

Das Klima des UG ist in der Gegenwart subkontinental geprägt: Die mittlere Jahrestemperatur beträgt +8,5 °C (Januarmittel: -0,7 °C, Julimittel +18,1 °C (MÜLLER, 1971)). Durch die Station Baruth wurde im 40jährigen Durchschnitt - von 1891 bis 1930 - eine Niederschlagsmenge von 536 mm pro Jahr gemessen (KNOTT, 1956). Durch die Stationen Brück (im Baruther Urstromtal; 44 m NN) und Raben-Rabenstein (im Fläming; 150 m NN) wurden im 50jährigen Durchschnitt - von 1901 bis 1950 - Niederschlagsmengen von 508 mm bzw. 643 mm pro Jahr gemessen (HENDL, 1966).

In Brandenburg sind für das Holozän verschiedene Feucht- und Trockenphasen zu unterscheiden (siehe auch MÜLLER, KOPP & KOHL, 1971). Die feuchteren Phasen ließen sicherlich weniger äolische Aktivität zu als die trockeneren Phasen. Dabei spielte der in Bezug auf die Geländeoberfläche relativ niedrige Grundwasserspiegel auf den Grundmoränenhöhen und der vergleichsweise hohe Grundwasserspiegel in den Niederungen im Brandenburgischen Raum eine große Rolle. Es ist noch eine offene Frage, welche Tiefe des erforderlichen (niedrigen) Standes der Grundwassertafel vorliegen muß, um überhaupt Verwehungen zuzulassen. Die Sandkörner werden wegen der starken Kapillarkwirkung in Richtung Geländeoberfläche hygroscopisch gebunden. Deshalb sollte

die Grundwassertafel in den durchlässigen Sanden des Urstromtales vermutlich mindestens 70 - 80 cm unter der Geländeoberfläche liegen.

CHROBOK schreibt zu den ackerbaulich genutzten Flächen: "Potentiell sind alle nicht dauerndbodenfeuchten Gebiete ... die einer ackerbaulichen Nutzung ausgesetzt werden, durch Winderosion gefährdet, auch heutige Waldgebiete dann, sofern sie in landwirtschaftliche Nutzung überführt würden" (CHROBOK, 1985, S. 93).

Durch natürliche oder anthropogene Ursachen (Blitzschlag und Waldbrände, Rodungen und Ackerbau) konnte der Wald zerstört und die Geländeoberfläche der Deflation ausgesetzt werden.

In Niedersachsen sind Verwehungen im Zuge der Plaggendüngungswirtschaft bewiesen (SCHEFFER & MEIER, 1963; PYRITZ, 1972). Von KÄUBLER (1966) nachgewiesene Plaggenböden in der Altmark legen es nahe, dort ähnliche Ursachen für die Entstehung von jüngeren Jungdünen anzunehmen. Für Brandenburg ist Plaggenwirtschaft nicht nachgewiesen.

Die jungen Verwehungen sind jahreszeitlich gebunden. Günstig sind der Beginn der Vegetationszeit (März und April), besonders aber der Spätsommer und Herbst (August - Oktober) (EBERMANN, 1976). Zu diesen Zeiten bestehen die günstigsten Voraussetzungen für eine äolische Verlagerung: vegetationsfreie Ackerflächen und vielfach kräftige Stürme. Letztere erzielen allerdings nur eine Wirkung, wenn die Bodenoberfläche abgetrocknet ist (CHROBOK, 1985). Sandverwehung ist häufig an der Grenze zwischen Acker und Wald zu erkennen, wo vom Feld Sand in den Wald verweht wurde und 1 - 2 cm Sand je Sturm sedimentiert werden kann (LINKE, 1968; ROSENTRÄGER, 1968; EBERMANN, 1976). LINKE hat für Dünen, die auf diese Weise entstanden sind, 1968 den Begriff Ackerdünen eingeführt. Der Begriff Ackerranddünen wäre m. E. besser geeignet.

#### 4.2.4. Zur Wirksamkeit des Windes

##### 4.2.4.1. Windstärke

Binnendünen bestehen aus Fein- bis Mittelsanden, bei denen die Korngrößen zwischen 0,1 und 0,315 mm Ø überwiegen. Für eine Bewegung hangaufwärts reichen die Windstärken 3 (schwache Brise) und 4 (mäßige Brise) der Beaufortskala aus (SINDOWSKI, 1956

und 1957 und DYLIKOWA, 1969).

#### 4.2.4.2. Dünenbildende Winde: Richtung

Viele Dünen in Brandenburg sind von Winden aus westlicher Richtung aufgeweht worden. Dafür sprechen mehrere Gründe. Zunächst zeigen Querschnitte durch die östlichen Enden vieler Dünen ein Einfallen nach Osten. Ferner sind oft kleine Bogendünen in die nach Westen offenen Bögen größerer Bogendünen hineingeweht worden. Außerdem beobachtet man, daß in diesen nach Westen offenen Teilen einer Bogendüne Ausblasungswannen liegen, die mehrere Meter tief sein können. Auch die Böschungswinkel der Bogendünen weisen auf Westwinde hin. Die Osthänge haben Hangneigungen bis  $34^\circ$ , während in Westhanglage im Durchschnitt Werte zwischen  $18^\circ$  -  $25^\circ$  gemessen werden (LIEDTKE, 1957/58). Im allgemeinen sind die Außenböschungen die steileren. Das ist immer bei den Nordschweifen einer Bogendüne der Fall; dagegen sind die Hänge der Südschweife flacher ( $8^\circ$  -  $13^\circ$ ). Nicht immer ist deren Nordhang der steilere. LOUIS (1928) hat daraus den Schluß gezogen, daß die großen Bogendünen nach ihrer Entstehung durch West-Nordwestwinde anschließend von Südwest-Westwinden überformt wurden.

#### 4.2.4.3. Luv- und Lee-Effekte auf Mikro- und Mesoniveau

Wenn der Wind es einmal geschafft hat, den Sand auf die flache Seite einer Düne hinaufzubewegen, rollen die losen Körner danach vom Scheitel hangabwärts und erzeugen dabei eine schwache Schichtung, weil entsprechend der gerade herrschenden Windgeschwindigkeit einmal etwas gröberes, einmal etwas feineres Material bewegt wird. Durch diesen Prozeß wandern die Dünen. Sie konnten weit auf angrenzende Moränenhochflächen, wie den Niederen Fläming, hinaufgeweht werden. Auch können relativ mächtige Sandpakete an der Leeseite von einmal festgelegten (Alt-)Dünen abgelagert werden, wie bei den Hüttenwällen zwischen Baruth und Glashütte nachgewiesen werden konnte (Profil Klein Ziescht **I**, s. Anl. 7.2.1.2.).

Auf Mesoniveau sind luvseitige Hindernisdünen (windward obstacle dunes sensu VERSTAPPEN, 1972, S. 351) oder Vorstaudünen und leeseitige Hindernisdünen (leeward obstacle dunes, sensu VERSTAPPEN, 1972, S. 351) oder Leeseitenbildungen vornehmlich

an den Luv- bzw. Leeseiten der großen Grundmoränenplatten und Endmoränenzüge in Brandenburg zu beobachten.

### **4.3. Dünen im Jungmoränengebiet Brandenburgs, außer Baruther Urstromtal**

#### **4.3.1. Weichselhoch- bis weichselspätglaziale Dünen**

Die Mehrheit der Autoren geht von einem periglaziären Milieu für die Mehrzahl der Binnendünen aus: die sogenannten Altdünen. Vor allem in der Zeit vor 1945 wurde vielfach versucht, Dünen durch "relative Positionierung" zu datieren, beispielsweise an Hand der Lage zu verschiedenen Toteisseen und -rinnen. So haben WOLFF (1926), SOLGER (verschiedene Publikationen 1900 - 1960) und LEMBKE (1939) die Erstanlage verschiedener Dünen in Brandenburg zeitlich an das Ende des Weichselspätglazials gestellt. Auch WAHNSCHAFFE (1909) versuchte, das Alter der Dünen bei Wilhelmshagen/Woltersdorf, im Raum Berlin, durch das relative Alter der liegenden Berliner Urstromtalterrassen ins Weichselspätglazial zu fixieren (s. a. Anl. 10.1.2.).

LIEDTKE datiert von Westwinden gebildete Parabeldünen bei Liebenwalde im Eberswalder Urstromtal ins Weichselspätglazial: "Die Dünen sind auf die spätglazialen Terrassen aufgeweht worden, jedoch nicht mehr in die postglaziale Aue (außer in den Oberläufen). Folglich müssen sie älter als postglazial sein" (LIEDTKE, 1957/58, S. 447). HOHMANN belegte 1959 durch archäologisches Fundgut, daß eine Düne bei Niederlehme, südöstlich von Berlin, älter als das Subboreal ist.

NOACK (1965) nimmt für die Parabeldünen in Brandenburg als Hauptbildungszeit das Weichselspätglazial an und weist für alle Großformen ihre Umformung durch SW-Winde nach.

MÜLLER, KOPP und KOHL (1971, S. 26/27) wiesen für Schwenow und Hermsdorf südöstlich von Berlin nach, daß die Podsole von Dünen an die älteste Reliefgeneration gebunden sind, für die eine Entstehung im Weichselspätglazial - nach KOPP (1969) -

angenommen wird. Die Datierung eines fossilen Torfes mit Hilfe von Pollenanalysen

und sieben <sup>14</sup>C-Analysen ergab, daß die Schwenower Düne zwischen 11.000 und 7.000 Jahren B. P. entstanden ist (S. 34). Auch konnten sie (durch Pollenanalysen) nachweisen, daß die Düne bei Hermsdorf zwischen 6.000 und 5.000 Jahren alt ist.

KESTNER, LADEMANN & THIEME (1982); CHROBOK (1985) und CHROBOK & NITZ (1987) zeigten, daß einige Dünen bei Biesenthal während und nach dem Bölling-Interstadial geformt wurden. Sie bedecken nämlich einige, u. a. mit Hilfe von <sup>14</sup>C-Analysen datierte, kalkreiche Mergelbildungen des Böllings.

GRAMSCH (1957 und 1959) beschreibt einige Artefakte aus der Swidérien-Gruppe (Alleröd). Sie bilden den bisher westlichsten Fundplatz dieser Kulturgruppe, die wahrscheinlich alleröd-zeitlich eingestuft werden kann (JÄGER, 1970). Sie lagen unter einer äolischen Decke von 20 - 45 cm Mächtigkeit, die von W-NW-Winden bei Münchehofe, östlich von Berlin, abgelagert wurden.

#### 4.3.2. Umbildung der weichselspätglazialen Dünen

Im Holozän ist eine Umbildung einiger weichselspätglazialer Dünen in Brandenburg erfolgt: Es entstanden die sogenannten Jungdünen mit Altdünenkern (PYRITZ, 1972, S. 108).

REINBACHER (1957) entdeckte zwei Pfeilspitzen aus dem Alleröd-Interstadial in einem begrabenen Boden einer Düne in Berlin-Biesdorf. Ein zweiter Paläoboden darüber (Ranker) ist in die Römische Kaiserzeit datiert worden.

SOLGER (1960) wies auf eine Überwehung einer, seines Erachtens nach, weichselspätglazialen Düne in Dabendorf, südlich von Berlin, hin. Den Beweis sieht er in einigen in und unter der Düne angetroffenen überwehten Torfschichten.

### 4.3.3. Neubildungen im Holozän

Im Holozän erfolgten nicht nur Umbildungen von weichselspätglazialen Dünen, sondern auch Neubildungen, nach u. a. PYRITZ (1972) Jungdünen genannt. Nach Erfahrungen aus Polen (KOZARSKI & NOWACZYK, 1990a,b) sind aus der Zeit nach dem Weichselspätglazial folgende Zeiten durch eine relativ dichte Besiedlung gekennzeichnet: im Neolithikum die Zeit der Trichterbecherkultur, die Bronzezeit, die Slawische Zeit und die Neuzeit. In Brandenburg gibt es Hinweise, daß eine mesolithische Phase vorzuschalten ist: "Die meisten mesolithischen Siedlungsplätze Brandenburgs liegen auf Binnendünen und auf sandigen Abhängen am Rande der großen Täler und Niederungen" (KRAUSCH, 1968, S. 72; s. a. Anl. 10.1.1.). So wurden beispielsweise im Fiener Bruch bei Friesack von GRAMSCH & KLOSS (1989) Mittel- bis Jungsteinzeitliche Siedlungen auf einer Düne belegt. Die Dünensande verzahnen sich im unteren Teil der Düne mit Torfschichten.

Jungsteinzeitliche Besiedlungsfundpunkte, teilweise in oder auf Binnendünen, sind aus der Niederlausitz seit längerer Zeit bekannt (LEHMANN, 1963; NOWEL u. a., 1972).

REINBACHER (1963) beschrieb einen Urnenfriedhof aus der älteren Eisenzeit, etwa 600 - 100 v. Chr., in einer Düne bei Börnicke (Havelland). Drei Haupt-Bestattungsphasen wurden in dieser bis 3,5 m hohen Düne unterschieden. Das Besondere an diesem Urnenfriedhof besteht darin, daß die Erhöhung des Geländes durch die äolischen Sande um insgesamt mehr als 3 m allmählich zusammen mit der Benutzung stattfand. Die Bestattungsphasen sind also mit den äolischen Phasen synchronisierbar.

Nur vereinzelt liegen ähnliche Beobachtungen für das Gebiet zwischen Oder und Elbe außerhalb Brandenburgs vor. An Hand von historischen Karten und Archiven konnte KÄUBLER (1974) nachweisen, daß viele Überwehungen zwischen mittlerer Elbe und mittlerer Oder nach dem Mittelalter entstanden. NORMANN & QUICKER (1988) studierten einige Dünen im Naturschutzgebiet "Ostufer der Müritz". Sie weisen einen Korngrößen-Medianwert (D50)<sup>1</sup> von 0,15 mm Ø auf und sind, wenigstens teilweise, vermutlich in der Neuzeit entstanden.

---

<sup>1</sup> D50: Korndiameterwert (Medianwert), wobei der Diameter der Hälfte der Körner aus der Probe größer als der D50-Wert und der Diameter der anderen Hälfte der Körner kleiner als der D50-Wert ist. Dieser Wert kann aus der Kornsummenkurve entnommen werden.

## **4.4. Dünen im Baruther Urstromtal und Umgebung**

### **4.4.1. Dünen im Urstromtal zwischen Luckenwalde und Lübben**

#### **4.4.1.1. Topographie der Dünen**

Als älteste Nachrichten über die brandenburgischen Verwehungen gelten zwei Publikationen von GLEDITSCH (1767 und 1782). VON KLÖDEN (1832, zitiert nach SOLGER, 1910a, S. 32) beschrieb vor allem die Schlageberge bei Paplitz. Außerdem gab er eine Reihe von Daten über Sandverwehungen, die am Ende des 18. Jh. auf mehreren märkischen Flugsandflächen beobachtet worden waren, an.

Der "Binnendünen Großraum" wird durch die Orte Luckenwalde, Kummersdorf, Baruth, Friedrichshof, Golßen und Groß Ziescht begrenzt. Er liegt unmittelbar im und am Rande des Głogów(Glogau)-Baruther Urstromtales. Die W-O-Erstreckung beträgt 40 km, die N-S-Ausdehnung 5 bis 12 km. Die Gesamtbinnendünenfläche kann mit 68 km<sup>2</sup> angegeben werden (NOACK, 1965, S. 60).

Nach LEMBKE überwiegt zwischen Merzdorf und Groß Ziescht die Ausblasung und östlich von Groß Ziescht die Akkumulation: "Ganze Flächen erscheinen mit Windkantern wie gepflastert, da alles feinere Material ausgeblasen wurde. Das sieht man weiter östlich noch deutlicher. Das Gelände senkt sich im Baruther Tal, es ist durch ein System von Trockentälern zerschnitten. Alle Rücken und Kuppen sind Abblasungsgebiete, in den Tälern aber liegt der Flugsand. Er ist hier schon so mächtig, daß 10 m tiefe Täler ganz zugeweht sind. Im untersten Teil der etwa 100 m hohen, sanft gegen Osten geneigten Abdachung überwiegt bereits die Aufschüttung. Hier treten hohe Bogendünen auf, die einen flachen, kaum merklichen Hang nach Westen aufweisen, gegen Osten aber steil und tief abfallen. Erst unten im Tal treten ganz regelmäßige hohe Bogendünen auf. Die angeführten Beobachtungen ergeben, daß das Abblasungsgebiet im wesentlichen auf der sandigen Hochfläche liegt, während das Aufschüttungsgebiet östlich davor, in der Niederung, zu suchen ist, wo sich die Dünen bis Friedrichshof fortsetzen. Die Lagebeziehungen zwischen Aufschüttungs- und Abblasungsgebiet zeigen also deutlich, daß die Dünen von Winden, vorwiegend westlicher Richtung, aufgeschüttet wurden" (LEMBKE, 1939, S. 87/88).



#### 4.4.1.2. Baumaterial der Dünen

Die Dünen­san­de wei­sen in ihrer Korn­grö­ßen­ver­tei­lung vor­wie­gend (zu mehr als 97,6 % nach STÖPEL, 1969) Fein- bis Mit­tel­san­de auf, wobei die D50-Werte von 21 der ins­ge­sam­te 27 Proben zwi­schen 0,20 ... 0,30 mm und alle Werte zwi­schen 0,10 ... 0,315 mm lie­gen. Die Sortie­rung der Dünen­san­de (be­re­chnet nach der TRASK-For­mel; TRASK, 1932) ist nach STÖPEL (1969) bei 25 aus 27 Proben "gut" und bei 2 Proben "sehr gut" zu nen­nen.

Die Bran­den­bur­gischen Bin­nen­dünen be­stehen hin­sicht­lich ihres Ma­te­ri­als im­mer aus fast rei­nem Quarz­sand (GELLERT & SCHOLZ, 1970, S. 22).

#### 4.4.1.3. Die Altdünen

Aus dem Dünen­ge­biet "Gehmlitz" nörd­lich von Golßen (Nieder­lau­sit­z) wur­den von GRAMSCH (1969) Fun­de aus der Feder­mes­ser-Gruppe be­schrie­ben, die zeit­lich dem Aller­öd-Inter­stadial zuge­or­det wur­den und sich in einem be­gra­benen Bo­den zwi­schen zwei äo­li­schen Schichten be­fan­den. Sie be­legen ein min­de­stens weich­sel­spät­glaziales Al­ter der äl­tes­ten (un­te­ren, mehr als 70 cm mächtigen) äo­li­schen Schicht. Die obere von GRAMSCH be­schrie­bene et­wa 60 cm mächtige äo­li­sche Schicht sei erst nach der Jung­bron­zezeit/Frü­heisenzeit auf­ge­weht wor­den.

Ab­ge­sehen von die­sem - von GRAMSCH (1969) be­schrie­benen - Fund­platz sind sonst aus dem Baruther Urstromtal bis­her kei­ne paläo­li­thischen Fund­plätze auf oder in Dünen pub­liziert wor­den.

#### 4.4.1.4. Die Jungdünen

Jung­stein­zeitliche Fund­plätze be­schreibt bei­spiels­weise WETZEL (1979, S. 155) aus der Um­ge­bung von Altgolßen. Die un­terste Düne muß dem­nach älter als das Neolithikum sein, die Über­wehung jün­ger als das Mit­tel­al­ter.

#### Besiedlungsgeschichte seit der Bronzezeit

Einen Höhe­punkt er­reichte die Be­sie­dung wäh­rend der spät­bron­zezeitlichen Lau­sit­zer Kultur (13. - 8. Jh. v. Chr.). Eine we­niger dichte Be­sie­dung kenn­zeich­nete die fol­gende Zeit. Im Zuge der Völ­kerwan­de­rung ver­lie­ßen die meis­ten Ger­manen die Nieder­lau­sit­z.

Aus dem 5. bis 6. Jh. sind kaum Siedlungsfunde aus der Niederlausitz bekannt (LEHMANN, 1963). Während dieser siedlungsarmen Periode setzte im gesamten ostelbischen Raum eine ausgeprägte Wiederbewaldung ein (LANGE u. a., 1978). In dieses Waldgebiet drangen im Laufe des 6. Jh. die ersten slawischen Siedler von Osten her vor, zunächst vor allem die Flußauen rodend (HERRMANN, 1965). Um 650 n. Chr. war nach LEHMANN (1963) die westliche Verbreitung der Slawen beendet.

In der Folgezeit setzte sich in der Niederlausitz die slawische Kultur durch. Sie erreichte ihren Höhepunkt im 7. - 9. Jh., setzte sich jedoch vermutlich bis in das 11. Jh., teilweise darüber hinaus bis in die Gegenwart (Sorben), fort (HERRMANN, 1965). So besaß Luckenwalde im 9. oder 10. Jh. eine Burgwallanlage, die auf einer Düne angelegt war (KRAMER, 1956). Weiterhin existierten wahrscheinlich auch in Sperenberg, Genshagen, Nächstneuendorf und Zossen slawische Burgwallanlagen (HOHMANN, 1957). Nach der Pollenanalyse von Tornow und Vorberg umgaben ausgedehnte Acker- und Wiesenflächen die Burgen. Auf Grund von botanischen Forschungen wurde ein Fruchtwechsel mit einer Brachperiode bereits für das 7. - 9. Jh. als wahrscheinlich angesehen (JÄGER, 1966).

Die Untersuchung botanischer Großreste zeigte, daß bereits in ältester Zeit Roggen (*Secale cereale*), Weizen (*Triticum*), Gerste (*Hordeum*), Hirse (*Panicum*), Lein (*Linum usitatissimum*) und zum Teil Hafer (*Avena*) angebaut wurden (JÄGER, 1966). Der Anbau von Roggen als Winterfrucht - Beleg über Beimengung von Unkrautdiasporen (JÄGER, 1966) - ist u. a. durch offene Felder im Oktober gekennzeichnet, so daß sie besonders anfällig für gerade in dieser Zeit häufige und kräftige Herbststürme sind (vgl. auch EBERMANN, 1976). Der Grad der Bodenbedeckung bestimmt nämlich in hohem Maße die Anfälligkeit gegenüber der äolischen Abtragung.

Ab 929 erfolgte die erste deutsche Ostexpansion (LEHMANN, 1963; HERRMANN, 1965). Die eigentliche mittelalterliche deutsche Ostkolonisation setzte erst im 12. Jh. ein und war durch die Ansiedlung von Bauern sowie durch Städtegründungen gekennzeichnet (GOHL, 1986). So entstand die Herrschaft Baruth mit etwa 14 Dörfern im 12. Jh. (GREBE, 1991). Baruth selbst bestand wohl schon in slawischer Zeit (DEHIO, 1988). Dabei spielten die im 12. Jh. in größerer Zahl gegründeten Klöster, besonders die des Zisterzienser-Ordens (z. B. Kloster Zinna bei Luckenwalde), eine wichtige Rolle.

Die geregelte Dreifelderwirtschaft im Zyklus Wintergetreide - Sommergetreide - Brache wurde bereits Jahrhunderte früher in der Niederlausitz eingeführt (JÄGER, 1966). Vor allem die neu eingesäten Felder konnten vom Winde stark angegriffen werden, ähnlich wie beim bereits genannten slawischen Zyklus.

### Dünenbildung in und nach der Bronzezeit

Die verschiedenen Rodungsphasen, z. B. in der Bronzezeit, in der Slawenzeit, in der Zeit der deutschen Ostkolonisation und nach dem Dreißigjährigen Krieg (1618 - 1648), führten jeweils zu großflächigen Entwaldungen. Dadurch und durch die archivalisch belegte weitverbreitete Streunutzung, durch Schafweide und Wildhege sind die ohnehin wenig befestigten, leichten Sandböden immer wieder freigelegt worden, so daß in und nach den verschiedenen Rodungsphasen erhebliche Um- und Neubildungen von Dünen stattfinden konnten. Auch für die nordwestliche Niederlausitz ist eine Formung von jüngeren Jungdünen (oder Überwehung der Altdünen) in slawischer Zeit, im Hochmittelalter und auch noch in der frühen Neuzeit sehr wohl anzunehmen.

Auf die Auswirkung der Dünenzerstörung und Treibsandbildung in der Niederlausitz hat KRAUSCH hingewiesen: "Interessant ist, daß der östliche Teil des Dünengeländes bei Horstwalde, die heutigen "Tütschenberge", damals (Ende des 16. Jh., Verf.) größtenteils unbestockt war. Wir werden uns dieses Gebiet als ein offenes Flugsandgelände mit Silbergrasfluren und vereinzelt Kiefern- und Birkenanflug vorzustellen haben" (KRAUSCH, 1964, S. 32). Weiterhin leitet KRAUSCH aus den sog. ÖDER-ZIMMERMANNschen Karten im Maßstab 1 : 53.333<sup>1</sup> (Vermessung in den Jahren 1594 und 1595, s. Anl. 4) folgendes ab (S. 34): "Südlich der Langen-Horst-Berge gab es 1594 keine größeren zusammenhängenden Waldbestände mehr, sondern nur kleinere Waldreste", weiterhin auf S. 43: "Auf den Dünenzügen und auf einigen höheren Talsandflächen erfolgte im Urstromtal seit 1595 eine Waldzunahme. Diese Standorte waren im 16. Jh. nur zum Teil bewaldet, zumeist dürften sie damals offene Viehtriften getragen haben". Daran erinnert z. B. der Name "Triftberge" westlich von Lynow. Auch nach dem Dreißigjährigen Krieg dürfte es an einigen Stellen zu einer Wiederbelebung der Flugsande im Gefolge einer erneuten wirtschaftlichen Aktivität gekommen sein (KRAUSCH, 1964).

---

<sup>1</sup> Es betrifft hier einige Sektionen der linear auf ein Viertel reduzierten Konzeptkartierung des sogenannten "Ur-Öder" (im Maßstab 1 : 13.333): Reinzeichnungen im Maßstab 1 : 53.333.

Noch zu Beginn der zwanziger Jahre des 19. Jh. waren Flugsandgebiete in Brandenburg häufig und bildeten ein ernstes landeskulturelles Problem: "Nachdem in der zweiten Hälfte des 18. Jahrhunderts die Entwaldung einen erneuten Höhepunkt erreicht hatte, setzte eine zunächst nur langsam, nach dem ersten Viertel des 19. Jahrhunderts aber sehr rasch vorangehende gegensätzliche Entwicklung ein. Viele Ödländereien und große Teile ertragsschwachen Ackerlandes wurden aufgeforstet" (KRAUSCH, 1968, S. 74). Bei einem Vergleich von älteren mit neueren Karten werden diese vor allem im vorigen Jahrhundert abgelaufenen Wandlungen im Landschaftsbild Brandenburgs überall deutlich (KRAUSCH, 1968, S. 74).

#### 4.4.2. Dünen im Baruther Urstromtal und Umgebung (nord-)westlich von Luckenwalde

WERTH & KLEMM (1936, S. 141) nehmen für den Trebelberg (Havel) eine nachneolithische bzw. historische Dünenbildung an. Dünen in diesem Gebiet wurden von WSW-Winden geformt (RICHTER, 1961). RICHTER entdeckte vier archäologisch datierte Rankerböden in einer Düne bei Fischbeck. Sie stammen aus der Späten Jungsteinzeit (ca. 4800 bis 4200 B. P.), aus der Spätbronzezeit (ca. 3300 bis 2800 B. P.), aus der Früheisenzeit (ca. 2600- bis 2100 B. P.) und aus der Slawenzeit (ca. 1400 bis 750/550 B. P.).

An Hand des relativen Alters der Döberitzer (Toteis-)Rinne nimmt WEISSE (1969) an, daß es im Elbhavelwinkel zwei dünenbildende Phasen im Baruther Urstromtal gegeben hat. Die 1. Phase umfaßte die Zeit, als noch Toteis vorhanden war, die 2. Phase umfaßte die historische Zeit.

MÜCKE & LINKE (1967) und LINKE (1968) beschreiben verschiedene "Ackerdünen" in der südöstlichen Altmark, die in der Zeit des 12. Jh. bis in die zweite Hälfte des 19. Jh. entstanden. Ihre Entstehung erfolgte quasinatürlich, und ihre Höhe liegt zwischen 0,90 bis 2,50 m. WEISSE (1969) berichtet über eine Überformung einiger weichsel-periglaziär angelegter Dünen zwischen Premnitz und Marzahner Fenn.

GRIMM (1953), REUTER (1955), ROTHMALER (1955) und VOIGT (1955 und 1957) weisen in einer Düne bei Wahlitz in der östlichen Elbaue, 15 km südöstlich von Magdeburg, mit Hilfe der Archäologie und der Bodenkunde mehrere dünenbildende Phasen nach: die erste Phase soll älter als das Jüngere Atlantikum sein. Die Untersuchungen

ergaben, daß die Düne vor allem in der Jungsteinzeit besiedelt war, und zwar von der Rössener und der Schönfelder Kultur. Während aller dünenbildenden Phasen sollen südöstliche Winde geherrscht haben. Verschiedene jüngere Phasen sind für das Subboreal und für das Subatlantikum nachgewiesen worden. Als Ursache für die Überwehung in der Bronzezeit kommt nach GRIMM nur die allgemeine Trockenheit der Bronzezeit in Frage (GRIMM, 1953, S. 107).

HOFFMANN & TOEPFER (1963) konnten bei Gerwisch, nordöstlich von Magdeburg drei dünenbildende Phasen archäologisch belegen: 1. Phase: mittelsteinzeitlich oder älter, 2. Phase: mittelsteinzeitlich bis jungsteinzeitlich und 3. Phase: jünger als jungsteinzeitlich. LIES (1956 und 1957) beschreibt einige neuzeitliche Überwehungen bei Menz, Kreis Burg, bei Magdeburg und weist mit Hilfe der Archäologie nach, daß sie nicht älter als 300 Jahre sind.

#### 4.4.3. Das Urstomtal östlich von Lübben

Auf dem Schwemmsandkegel der Spree sind insbesondere nordöstlich von Cottbus Binnendünen vorhanden. Sie sind bis 15 m hoch und aus Fein- bis Mittelsanden mit einem Medianwert (=D50) zwischen 0,20 bis 0,30 mm Ø aufgebaut. Sie wurden von westlichen bis südwestlichen Winden geformt. Ihre primäre Bildung erfolgte im Atlantikum und danach (MAGALOWSKI & NOWEL, 1982). Zu Beginn des 6. Jh. gerieten diese Dünen erneut in Bewegung, vermutlich bedingt durch die Vernichtung des Waldbestandes im Zuge der slawischen Besiedlung der Niederlausitz. Durch palynologische Untersuchungen und eine weitere absolute Altersbestimmung wird außerdem für wahrscheinlich gehalten, daß die Dünen noch im 12. Jh. in Bewegung waren (NOWEL u. a. 1972, S. 417).

## **5. Methoden**

### **5.1. Einleitung**

Da es praktisch unmöglich ist, alle Flugsanddünen in Brandenburg zu untersuchen, mußte eine Auswahl getroffen werden. Dazu wurden zuerst alle verfügbaren Literatur- und Kartenquellen in bezug auf mögliche relevante Dünengebiete und Gruben (Par. 5.2.) erschlossen. Es erfolgte in Zusammenhang mit den Profilaufnahmen (Par. 5.3.) anschließend eine Korngrößenbestimmung (Par. 5.4.1.).

### **5.2. Quellenerschließung**

Forschungen zu den Binnendünen in Brandenburg sind in einer Vielzahl von Büchern, Zeitschriften, Diplomarbeiten und anderen Schriften dargelegt. Dazu kommen noch verschiedene Publikationen über archäologische Funde aus begrabenen Böden in Dünen, über die Geomorphologie, über Vegetation auf Dünen und zu historischen Beobachtungen in bezug auf Sandverwehungen. Das Baruther Urstromtal zwischen Luckenwalde und Golßen ist am häufigsten und intensivsten in der Brandenburgischen Literatur beschrieben worden. Dazu kommt, daß Kartenstudien zeigten, daß dieses Gebiet mehrere gut erreichbare und rezent aufgeschlossene, teilweise auflässige Sandgruben bietet, so daß vor allem in diesem Gebiet gearbeitet wurde.

### **5.3. Geländemethoden**

Nach den Literatur- und Kartenstudien wurden die vermutlich relevanten Gruben im Gelände weiter überprüft. Dabei stellte sich in den ersten Jahren der Untersuchungszeit heraus, daß die Profile Klein Ziescht **I**, Klasdorf **I** und Schöbendorf **I** für die Lösung der Fragestellungen am besten geeignet sind. Neben diesen drei Standardprofilen wurden weitere Profile zwischen Luckenwalde und Golßen aufgenommen. Mit Hilfe von Skizzen, Fotos und vorgedruckten Profilbeschreibungsformularen (s. Anl. 7.3.) wurden Profilaufnahmen erstellt. Die Ergebnisse werden im Anhang dargestellt.

### **5.4. Labormethoden**

#### **5.4.1. Korngrößenanalysen**

##### **5.4.1.1. Methode**

Siebung stellt die gebräuchlichste Methode für Korngrößenanalysen bis zu einer unteren Grenze von etwa 0,050 mm Ø dar (BREWER, 1964, S. 24). Für Dünen ist diese Methode sehr gut geeignet, da diese meistens zu mehr als 90 % aus Fein- bis Mittelsanden bestehen (PYRITZ, 1972, S. 50).

Die Proben wurden an der Luft bei Zimmertemperatur einige Tage bis Wochen getrocknet, organische Grobreste, wie z. B. Wurzeln, entfernt. Es wurden Maschensiebe DIN 4188 mit folgenden Durchmessern (in mm) benutzt: 0,063; 0,1; 0,2; 0,315; 0,63; 1,0; 2,0; 3,15. Die Siebungen wurden mit Hilfe einer Siebmaschine durchgeführt, wenigstens 100 Gramm, meist aber rund 200 Gramm Probengut jeweils mindestens 20 Minuten gesiebt. Abschließend wurden die einzelne Fraktionen gewogen.

#### 5.4.1.2. Darstellung der Ergebnisse

Die Ergebnisse der Siebungen werden tabellarisch dargestellt (s. Anl. 8.1.). Zusätzlich wurden von allen Siebungsergebnissen Kornsummenkurven (BREWER, 1964, S. 29) rechnergestützt gezeichnet. Daraus wurden eine Anzahl Korn(summen)kennwerte abgelesen: D5, D25 (= 1. Quartil = Q1), D50 (= Median), D75 (= 3. Quartil = Q3) und D95. Auch diese Kornsummenkennwerte werden - neben der Anzahl der Proben (n) sowie einer Diffrenzierung nach Alter (A/J/M<sup>1</sup>) - in Anl. 8.1. dargestellt.

Um einen Vergleich mit anderen Autoren zu ermöglichen, wurde in Anlehnung an KOSTER (1978) und CASTEL (1991) von jeder eigenen Probe und von einigen Proben aus der Literatur eine Reihe von Parametern berechnet. Obwohl diese Parameter zum ersten Mal bereits vor einigen Jahrzehnten benutzt wurden, bilden sie noch immer eine Basis für Korngrößenanalysen (CASTEL, 1991, S. 53).

Die nachfolgenden Parameter wurden rechnergestützt ermittelt:

So : Sortierungs-Koeffizient:  $\sqrt{Q3/Q1}$  (TRASK, 1932)

sorting coefficient

SOs: einfaches Sortierungsmaß:  $0,5 (D95-D5)$  (FRIEDMAN, 1967)

simple sorting measure

QDa: Quartil-Abweichung:  $0,5 (Q3-Q1)$  (KRUMBEIN & PETTIJOHN, 1938)

quartile deviation

Ska: Quartil-Schiefheit:  $0,5 (Q3+Q1-2Md)$  (INMAN, 1952)

quartile skewness

as : einfaches Schiefheitsmaß:  $D95+D5-2Md$  (FRIEDMAN, 1967)

simple skewness measure

$\alpha 1$  : inclusive graphic skewness:  $(D95+D5-2Md)/(Q3-Q1)$

(INMAN, 1952; FOLK & WARD, 1957)

Kg : Wölbung  $(D95-D5)/2,44(Q3-Q1)$  (FOLK & WARD, 1957)

graphic curtosis

Mk : Mittelwert, mean  $1/3(Q3+Md+Q1)$  (FOLK & WARD, 1957)

Mk1: Mittelwert, mean  $1/5(D95+Q3+Md+Q1+D5)$  (FRIEDMAN, 1961)

---

<sup>1</sup> A = Altdünensand, J = Jungdünensand, M = Probe aus einer Ablagerung einer mittelalterlichen oder jüngeren Verwehung



Die  $S_0$ -,  $QDa$ - und  $Ska$ - Werte sind ein Maß für die Sortierung bzw. Abweichung und (positive oder negative) Schiefheit des Zentralteiles der Kurven, während die  $S_0s$ -,  $as$ - und  $\alpha_1$ -Werte sich auf die ganze Kurve bzw. Verteilung beziehen.

Der Sortierungs-Koeffizient ( $S_0$ ) ermöglicht Aussagen über die Korngrößenstreuung vom Medianwert zum Gröberen bzw. Feineren. Je größer diese Streuung, desto schlechter die Sortierung, desto flacher und breiter ist die Summenkurve. Während der  $S_0$ -Wert etwas über den zentralen Teil der Kurve aussagt, sagt der  $S_0s$ -Wert etwas über die ganze Kurve bzw. Verteilung aus. Der  $S_0$ -Wert bewegt sich theoretisch auf einer Skala von 1 (bestmögliche Sortierung) bis über 10. Die Bezeichnung der Klassen, nach KÖSTER (1964), wird in nachfolgender Tabelle gegeben:

Tab. 1 Klasseneinteilung der  $S_0$ -Werte (KÖSTER, 1964, S. 287)

So-Wert	Bezeichnung
unter 1,20	sehr gut sortiert
1,20 - 1,50	gut sortiert
1,50 - 2,50	mäßig sortiert
über 2,50	schlecht sortiert

Bei den  $QDa$ -Parametern bedeuten kleinere Werte, daß mehr Körner im Zentralteil der Kurve vorhanden sind, höhere Werte, daß mehr Körner im Kurvenende anzutreffen sind. Schiefheit des Zentralteiles der Kurve wird durch den Parameter  $Ska$  ausgedrückt, Schiefheit der ganzen Kurve wird durch die  $as$ - und  $\alpha_1$ -Werte ausgedrückt. Positive Werte bedeuten einen Schwanz des gröberen Materials, negative Werte einen Schwanz des feineren Materials.

Kurtosis (Schiefheit,  $Kg$ ) ist ein Maß für die Wölbung einer Kurve, in dem Sinne, daß  $Kg$  den Wert 1,00 bei einer Kurve mit Normalverteilung hat. Größere Werte bedeuten große Wölbung, während kleinere Werte eine relativ flache Kurve andeuten. Der  $Mk$ -Wert ist meistens nur wenig größer als der  $D_{50}$  Wert (KOSTER, 1978, S. 49). Der  $Mk_1$ -Wert dagegen ist erheblich größer als der  $D_{50}$ -Wert.

#### 5.4.2. Herstellung von Dünnschliffen

Für die mikroskopischen Analysen der Dünensande wurden insgesamt 80 Dünnschliffe angefertigt, davon 65 Vertikalschnitte, von denen nur die wichtigsten ausgewertet werden konnten, und 15 Horizontalschnitte. Die Horizontalschnitte wurden bei den Längsachsenmessungen benutzt. Die Probenentnahme erfolgte im Gelände mit Hilfe von Stechzylindern aus Stahl, die nach der Probenentnahme an beiden Seiten mit Aluminiumdeckeln abgedeckt wurden.

Die Proben wurden in Serien von je drei durch eine Klemme zusammengehalten und, abgefedert im Karton, ins Labor gebracht. Dort wurden sie, über zwei oder mehr Wochen verteilt, mindestens fünfmal 6 bis 8 Stunden bei ungefähr 90 °C getrocknet. Zur Tränkung wurde "Epilox T 20 - 20" (Epoxydharz aus Leuna), nach der Beschreibung von SCHNEIDER (1963), und "Leuna Härter 3" (Dipropylentriamin) nach Erfahrungen aus dem ehem. Zentralen Geologischen Institut Berlin im Verhältnis 100 : 13 - 14 Gramm (Epilox: Härter), benutzt. Die Tränkung war in den gut durchlässigen Dünensanden ohne Vakuum-Exsikkator, also nur mit Hilfe der Schwerkraft, bei Zimmertemperatur unproblematisch.

Die Dünnschliffe wurden im Labor des Fachbereichs Geographie der Humboldt-Universität vom Verfasser und von Frau R. CZEPLUCH in Anlehnung an die Methoden von REUTER (1962 und 1963), CLAUSNITZER (1963) und SCHNEIDER (1963) hergestellt. Dabei wurde für das Aufkleben und Abdecken der Proben ein Gemisch aus Polyester (Vestopal), Härter (Cyclohexanonperoxid-Paste) und Kobaltbeschleuniger im Verhältnis 20 : 0,5 : 0,5 Gramm benutzt. Beim Schneiden der gehärteten Proben haben sich die auf Empfehlung des Verfassers aus dem ehemaligen Zentralen Geologischen Institut übernommenen Präzisions-Schneidevorrichtungen mit Wasserstrahl-Vakuumpumpe als sehr hilfreich erwiesen. Nach dem Schneiden wurden die Proben mit Schleifpulvern verschiedener Körnungen (F40, F13, F9 und F5) geschliffen, bis eine Dicke von 30 - 35 µm erreicht wurde.

### 5.4.3. Längsachseneinregelung

#### 5.4.3.1. Einführung

"Steine und Körner zeigen unter gewissen Voraussetzungen die Neigung, sich durch ihr Transportmedium in eine bestimmte Achsenstellung bringen zu lassen und in dieser Stellung zu verharren. Die Voraussetzungen dazu sind jedoch nicht immer gegeben, so daß ein klar erkennbares Maximum der Längsachseneinregelung oft erst durch umfangreiche Ermittlungen festzustellen ist, die Zahl der eingemessenen Stücke oder Körner also hoch sein muß. Bei Steinen soll sie keinesfalls unter 100 liegen, bei Mineralen bedeutend höher" (KÖSTER, 1964, S. 199). SCHWAN (1989, S. 214) nahm als Richtzahl 300 Quarzkörner pro Probe.

Über die Ausrichtung bei äolischem Transport liegen erst wenig Erfahrungen vor (KÖSTER, 1964; SCHWAN, 1989). SCHWAN hat 1989 versucht, diese Forschungslücke zu verkleinern. Für seine Arbeit hat er 23 Proben aus weichselzeitlichen Flugdecksanden entnommen und drei, im Windkanal künstlich gebildete, Testproben untersucht. Diese 26 Proben können auf statistischer Basis in drei Verteilungs-Typen untergebracht werden (s. Tab. 2).

Tab. 2 Verteilungstypen der Längsachsenausrichtung (nach SCHWAN, 1989)

Verteilungstyp	Längsachsenausrichtung	Anzahl an Proben aus insgesamt 26
Typ I	eine deutlich vorherrschende Längsachsenausrichtung	16
Typ II	keine, oder nur schwach entwickelte vorherrschende Längsachsenausrichtung	6
Typ III	es sind zwei oder mehrere vorherrschende Längsachsenausrichtungen zu unterscheiden	4

Die Ergebnisse von SCHWANS Längsachseneinregelungsmessungen stehen nicht im Widerspruch zu gewonnenen Daten aus anderen Quellen.

Die Windkanalexperimente führen zu der Annahme, daß die Längsachseneinregelung von Quarzkörnern durch den Wind so gut wie unmittelbar nach dem Aufgreifen in den Luftstrom stattfindet (SCHWAN, 1989, S. 218). Auch die Art und Weise der Ablagerung ("accretion" oder "grainfall") scheint keine Rolle bei der Längsachseneinregelung zu spielen (SCHWAN, 1989, S. 218).

#### 5.4.3.2. Messungen mit dem Quantimet 970-Gerät

Die Messungen unter dem Mikroskop mit der "rotation method" von BONHAM & SPOTTS (1971), mit der SCHWAN (1989) arbeitete, sind sehr zeitaufwendig, da optisch sowohl eine Längsachse ausgemacht, das Länge/Breite-Verhältnis pro Korn optisch geschätzt und die Orientierung optisch festgestellt werden muß. Die Nachteile sind durch den Einsatz des Quantimet-970-Gerätes zu vermeiden. Dieses Gerät, eine Art von Bildverarbeitungssystem mit Rechner, wird an ein Mikroskop angeschlossen. Das Quantimet-Gerät ist in der Lage, verschiedene, vorher eingegebene Parameter (s. Tab. 3) gleichzeitig pro (Mikroskop-)Bildfläche zu messen oder zu berechnen. Die zu messenden Parameter sind in der Tabelle eindeutigheitshalber nach der Originalpublikation von JENKINSON (1989) in englischer Sprache wiedergegeben.

Tab. 3 Wichtige zu messende Parameter des Quantimet-Geräts (nach JENKINSON, 1989)

Symbol	Name	Definition
A	Area	Total number of detected pixels in the feature
L	Length	The maximum of all the user selected ferets
B	Breath	The minimum of all the user selected ferets
O	Orientation	The angle to the horizontal made by the user selected feret diameter which is used as length
SI	Shape I	Length/Breadth

## **5.5. Datierungsmethoden in der Binnendünenforschung**

### **5.5.1. Einleitung**

Datierungen an Binnendünen sind möglich über drei Wege:

1. Historische Quellen (Schriften und Karten)
2. Naturwissenschaftliche Verfahren der Datierung
  - 2.1. Indirekte Datierungen
  - 2.2. Direkte Datierungen

Bei den indirekten und direkten Datierungen sind absolute und relative Datierungsmethoden vertreten<sup>1</sup>. Bei absoluten Datierungsmethoden wird ein "absolutes" Alter in Jahren angegeben; bei relativen Datierungsmethoden werden zeitliche Beziehungen angegeben: Terminus post quem (= älter als ... ), Terminus ante quem (= jünger als ... ) oder Terminus ad quem (= gleichaltrig). Im folgenden werden solche Datierungsmethoden genannt, die, im Zusammenhang mit äolischen Sedimenten, zur Anwendung für Datierungen im Untersuchungsgebiet in Betracht kommen.

### **5.5.2. Historische Quellen**

Bei historischen Quellen muß an veröffentlichte und unveröffentlichte Schriften und Archivalien, weiterhin an Karten, Bilder und Skizzen gedacht werden. Beispiele von Veröffentlichungen, die sich größtenteils auf historische Quellen (vor allem topographische Karten) stützen, sind KÄUBLER (1974) und KRAUSCH (1964).

---

<sup>1</sup> Zur damit verbundenen Problemlage: s. H. JAEGER (1982).

### 5.5.3. Naturwissenschaftliche Verfahren für indirekte Datierungen

#### 5.5.3.1. Einführung

Begrabene Böden stellen einen Terminus post quem, d. h. eine untere Altersbegrenzung für die darüber liegenden Sande, und einen Terminus ante quem, d. h. eine obere Altersbegrenzung für die darunter liegenden Sande, dar. Aber nur, wenn der begrabene Boden oder die begrabenen Böden datiert werden können, ist eine Altersbegrenzung möglich. Zur Datierung können beitragen:

- datierbare Reste der materiellen Kultur (Archäologie),
- Bodentyp: in bestimmten Fällen kann ein Bodentyp (z. B. Sandbraunerde mit B<sub>v</sub>-Horizont) auch Aussagen liefern (JÄGER, 1970)
- ausreichend gut erhaltene Pollen (Pollenanalyse),
- fossilrestführende Binnenwasserkalke oder -mergel
- Radiometrie (an Holzkohleresten, Humus oder Binnenwasserkalken bzw. -mergel) mittels der <sup>14</sup>C-Methode.

#### 5.5.3.2. Archäologie

Die Archäologie wurde als Methode der Boden- und Dünendatierung in vielen Arbeiten angewandt. Das Problem bei bisherigen Veröffentlichungen besteht vor allem darin, daß man bei einer rein archäologischen Beschreibung der Funde stehengeblieben ist, ohne diese Ergebnisse in bezug auf die Siedlungsgeschichte (Siedlungsdauer und -intensität usw.) und den Ablauf der Boden- und Dünenbildung auszuwerten. Eine Ausnahme ist die Ausgrabung von Börnicke, beschrieben von REINBACHER (1963).

#### 5.5.3.3. Bodentyp

Es sind immer mehrere Faktoren für die Ausbildung eines Bodenprofils entscheidend (ohne Abstufung):

- Beschaffenheit des Substrates,
- Relief,
- Exposition,

- Lage im jeweiligen Niederschlagsfeld und andere Klimafaktoren,
- Vegetation,
- verfügbare Zeit
- Zeitlage zu den postglazialen Klimaschwankungen und
- Einwirkungen des Menschen.

Zeit ist also nur ein Faktor in einem Komplex von Faktoren; deshalb liefert diese Methode nur grobe Hinweise zur Datierung der begrabenen Böden.

Junge Dünen tragen meistens nur Ranker (Profilfolge: A/C, karbonatfrei). Es ist eine Entwicklungszeit bis zu einigen Jahrtausenden möglich (z. B. in Farsleben, Kreis Wolmirstedt über 3.000 Jahre, s. SCHMIDT, 1963).

KOPP diskutiert einige Beispiele für den Ablauf der Bodenentwicklung auf holozänem schluffarmen Binnendünensand mit mäßigem oder ziemlich hohem Silikat- und Basengehalt unter verschiedenen bodenbildenden Faktoren: "Auf entsprechendem Sand der Binnendünengebiete verläuft die Bodenentwicklung auf dem, im Holozän abgelagerten oder im Pleistozän abgelagerten aber im Holozän gekappten Substrat, wie folgt:

- Sandrohboden (ca. 100 - 200 Jahre alt)
- Sand-Ranker (= saure Ranker) (ca. 200 - 500 Jahre alt)" (KOPP, 1967, S. 102/103).

Ältere Dünen tragen meist schwache Podsole (Profilfolge: A/E/B/C, karbonatfrei) auf der Nordseite, bzw. Ranker auf der Südseite; Entwicklungszeit nach KOPP (1967):

- Sand-Jungpodsol (ca. 2000 - 3000 Jahre alt)
- Sand-Humusjungpodsol (Alter nicht angegeben in KOPP, 1967)

Auf sehr alten, intensiv entwickelten Dünen bildeten sich meist eisenreiche Podsole, Braunpodsole oder Braunerden (Profilfolge einer Braunerde: A/B/C). Die genetische Interpretation als "Arctic Brownsoil" trifft wahrscheinlich auf die Braunerden im mitteleuropäischen Binnentiefland zu (KOPP, 1969; JÄGER, 1970). Die Braunerden kommen im mitteleuropäischen Binnentiefland, aber nicht auf holozänen Seesanden im Küstengebiet Hollands und Deutschlands vor. Auf die Entstehungsweise der Braunerden geht BUSSEMER (1992 und 1994) ausführlich ein. Die Braunerden auf Sanden im nördlichen Mitteleuropa sind wahrscheinlich im wesentlichen schon im ausgehenden Hoch- und

Spätglazial der Weichselkaltzeit entstanden (EHWALD, 1987).

Besonders anschaulich wird der Entwicklungsablauf, wenn man das Mosaik der Horizontfolgetypen in den Binnendünengebieten jeweils im Schnitt durch eine Düne untersucht: "Bei mäßig trockenem und trockenem Klima trägt die älteste Dünengeneration durchweg einen Braunpodsol oder eine Kette vom mäßigen Rostpodsol mit Bv-Rest zum starken Rostpodsol am Schatt- hang. Auf der mittelalten Dünengeneration findet man eine Kette vom Ranker oder Jungpodsol zum etwas stärker podsolierten Jungpodsol am Schatthang und auf der jüngsten einen Ranker über die ganze Düne hinweg. Bei feuchtem Klima tritt an die Stelle des Rostpodsols der eisenreiche Humuspodsol, und die Entwicklung läuft schneller als oben angegeben ab" (KOPP, 1967, S. 102/103).

Zusammenfassend kann gesagt werden: Braunerden haben im wesentlichen ein weichselspätglaziales Alter, Podsole können sich seit dem Weichselhochglazial entwickelt haben, und Ranker sind bis zu einigen Jahrtausenden alt.

#### 5.5.3.4. Pollenanalysen

Pollenanalysen sind theoretisch möglich:

- a) von Proben aus begrabenen Böden und Binnenwassermergel und
- b) von Proben aus überwehten Torfschichten.

ad a) Diese Methode wurde in einer Reihe von Arbeiten mit Erfolg angewandt, beispielsweise in ENGMANN (1937), HAVINGA (1962), JANKE (1971), KRETSCHMER, ARNDT & MÜLLER (1971), MÜLLER, KOPP & KOHL (1971) und KAISER, MÜHMEL-HORN & WALTHER (1989). Allerdings stößt sie bei begrabenen Böden wegen selektiver Erhaltung durch selektive Pollenkorrosion infolge Durchlüftung und Pollenverlagerung in den durchlässigen Dünensanden auf Kritik (siehe z. B. BEUG, 1963). Je feuchter die untersuchten Böden sind, desto höher ist die Chance, daß die Pollen relativ gut erhalten geblieben sind. Die Ergebnisse von MÜLLER, KOPP & KOHL (1971) sind sehr aufschlußreich hinsichtlich der Zuverlässigkeit von Pollenanalysen an begrabenen Böden:

1. "Die Pollenspektren der untersuchten Böden entsprechen in der Regel der Pollenniederschlagsfolge der Vegetation. Mischspektren scheinen nur selten vorzuliegen. Der Vergleich von Moor- und Bodendiagrammen verweist jedoch darauf, daß die Merkmale einzelner Vegetationsphasen in den Böden fehlen können".



2. "Die Pollenkurven der Bodenprofile sind wesentlich schwankungsreicher als im Moordiagramm. Die Ursache ist bei Böden in dem unmittelbaren Pollenniederschlag ihrer standortseigenen Vegetation zu suchen, lokale Änderungen des Artenbestandes werden nicht ausgeglichen. Bodendiagramme widerspiegeln die Vegetationsentwicklung des jeweiligen Standorts, Moordiagramme zeigen dagegen den Mittelwert der Vegetation eines größeren Einzugsgebietes" (MÜLLER, KOPP & KOHL, 1971, S. 35).

ad b) Pollenanalysen von überwehten Torfschichten sind dagegen viel besser durchzuführen. Sie sind außerdem viel aussagekräftiger, vor allem in Kombination mit <sup>14</sup>C-Analysen.

#### 5.5.3.5. Binnenwasserkalke und -mergel

Binnenwasserkalke und -mergel sensu JÄGER (1965) sind sowohl geeignet für eine zeitliche Einordnung der in der Regel in ihnen enthaltenen Fossilreste als auch, bedingt, für eine Beprobung mit der <sup>14</sup>C-Methode (HILLER & FUHRMANN, 1991). Die Entstehung dieses Sediments fällt, auch im Baruther Urstromtal, nach MAUDREI (1968, S. 36) ins Holozän. Die Möglichkeit einer Datierung mittels <sup>14</sup>C und vielfach auch mit Hilfe von Fossilien besteht auch bei Binnenwassermergeln mit deutlich < 90 % CaCO<sub>3</sub>. Diese konnten jedoch schon im Hoch- und Spätglazial der Weichselkaltzeit entstehen. Ein Beispiel bildet das Biesenthaler Becken, nördlich von Berlin (CHROBOK, NASS & NITZ, 1983).

#### 5.5.3.6. Geländemethoden

Theoretisch sind relative Datierungen mittels Froststrukturen (z. B. in einem Aufschluß bei Jüdenberg, Kreis Bitterfeld<sup>1</sup>) und ebenso mittels relativer Positionierung (z. B. Dünen auf Terrassen) möglich.

---

<sup>1</sup> Mündliche Mitteilung von Herrn Prof. Dr. K.-D. JÄGER, 1992

## 5.5.4. Naturwissenschaftliche Verfahren für direkte Datierungen

### 5.5.4.1. <sup>14</sup>C-Analysen

Die Radiokohlenstoffmethode (<sup>14</sup>C-Datierung) ist wohl das bekannteste und am häufigsten angewandte Datierungsverfahren in der Quartärforschung. Diese Methode wird beispielsweise von GEYH (1983) sowie WAGNER & ZÖLLER (1989a, S. 510) beschrieben.

Dazu folgende Bemerkungen:

a) bei Holzkohle-Resten ergibt die <sup>14</sup>C-Methode relativ genaue Datierungen. Trotzdem gibt es Probleme, wenn die Reste nicht "in situ" geblieben sind oder wenn nicht genug Holzkohle vorhanden ist.

b) bei begrabenen Böden liefert die <sup>14</sup>C-Methode meist ein falsches Alter<sup>1</sup>. Nach LITT u. a. (1987) sind die <sup>14</sup>C-Datierungen am zuverlässigsten, wenn drei Sachverhalte zusammenreffen, und zwar:

1. Zeitraum 40.000 - 10.000 B. P.,
2. schwer durchlässigen Böden und
3. ein Zeitraum, in dem kurzlebige und wasserlösliche Fulvosäuren nicht mehr zu berücksichtigen sind.

### 5.5.4.2. Thermolumineszenz (TL)

"Thermolumineszenz (TL) ist ein zusätzlich zur Temperaturstrahlung (Plancksche Strahlung) auftretendes Leuchten beim Erhitzen eines elektrisch nichtleitenden Festkörpers. Sie wird durch Speicherung von Strahlenschäden angeregt. Strahlenschäden entstehen durch Absorption von ionisierender Strahlung aus radioaktiven Zerfällen (natürliche radioaktive Nuklide sind in mehr oder weniger geringen Konzentrationen überall vorhanden). Die Intensität der TL ist eine Funktion der absorbierten Dosis ionisierender Strahlung und dadurch ein Maß für das Alter einer Probe. Das TL-Alter einer Probe errechnet sich aus der seit der

---

<sup>1</sup> Dies deshalb, weil Humus ein Stoffgemisch ist, dessen Zusammensetzung nicht genau zu rekonstruieren ist, wobei die beteiligte Komponente verschiedene Erhaltungsfähigkeiten haben (GEYH, 1983). Dabei spielt auch eine Rolle, daß Humusaufgaben einen jährlichen Zuwachs erfahren, so daß nicht "ein" Alter vorliegt. Bei Transport durch Sickerwasser ist differenzieller Transport möglich. Fulvosäuren sind in Sandböden im Sickerwasserstrom leicht transportierbar. Auch Kontamination mit rezenten Wurzeln spielt eine bedeutende Rolle (LITT u. a., 1987).

letzten Ausheilung des Strahlenschadens akkumulierten natürlichen Strahlungsdosis (AD) und der jährlichen Dosisleistung (DL):

$TL\text{-Alter} = AD/DL$ " (WAGNER & ZÖLLER, 1989a, S. 510/11). Die Bestimmung der akkumulierten Dosis (AD) und die der Dosisleistung (DL) werden durch WAGNER & ZÖLLER (1987; 1989a; 1989b) und DIJKMANS (1987) ausführlich beschrieben. "Grundlage der Anwendung der TL-Methode in der Quartärforschung ist das "optische Bleichen" der TL: kurzwelliges Sonnenlicht heilt die TL von Quarzen und Feldspäten sehr effektiv bis auf ein nicht ausbleichbares Restsignal aus. Wichtig ist, den Wert des Restsignals zum Zeitpunkt der Ablagerung zu kennen. Ab dem Moment, wo eine Sedimentoberfläche durch eine jüngere Schicht bedeckt und dem direkten Sonnenlicht entzogen wird, beginnt die TL-Uhr erneut zu laufen. Diese Voraussetzung ist i. A. bei äolischen Sedimenten wie Löß oder Dünensand gegeben" (WAGNER & ZÖLLER, 1989a, S. 512). Die Methode ist bei äolisch abgelagerten Sedimenten, die älter als 10.000 Jahre sind, relativ zuverlässig und wird bei höherem Alter (bis etwa 400.000 Jahre B. P.) noch zuverlässiger. Bei weichselspätglazialen und holozänen Flugsanden ist diese Methode noch relativ wenig getestet, aber anscheinend ist eine sinnvolle Anwendung doch möglich (DIJKMANS & WINTLE, 1990, S. 244).

In relativ wenigen Arbeiten wurden bisher Flug(deck-)sande mit Hilfe der TL-Methode datiert. Beispiele bilden: SINGHVI, SHARMA & AGRAWAL (1982), BLUSZCZ & PAZDUR (1985), LUNDQVIST & MEJDAHL (1987) und DIJKMANS, WINTLE & MEJDAHL (1988). Für das Tiefland im nördlichen Mitteleuropa gelangt das Verfahren für Flugsande und ihnen verwandte Ablagerungen erstmals in DE BOER (1992a) zur Anwendung (siehe auch BARAY & ZÖLLER, 1993 und BARAY, 1994).

## **6. Kartenarbeit**

### **6.1. Benutzte Karten**

#### **6.1.1. Historische Karten**

Die Anzahl landschaftskundlich wichtiger historischer brandenburgischer Karten aus der Zeit vor der zweiten Hälfte des 18. Jh. ist sehr klein (KRAUSCH, 1964, S. 22). Die ÖDER-ZIMMERMANNschen Karten aus den Jahren 1594/95 sind schon in Par. 4.4.1.4. erwähnt worden (s. Anl. 4). Für die Dünenforschung ist diese Karte bedeutsam, weil sie die Verteilung von Wald und Freiland im ausgehenden 16. Jh. zeigt. Daraus lassen sich mögliche Liefer- und Ablagerungsgebiete für die äolischen Umlagerungen in einem Teil des UG ableiten. Aus den Urmeßtischblättern (UMTB) 2178 (Paplitze) und 2179 (Baruth), beide aus dem Jahre 1841, kann man ebenfalls die damalige Wald-Freiland-Verteilung feststellen.

Weitere Karten sind in einem kleineren Maßstab als 1 : 50.000 gezeichnet, so daß keine einzelnen Dünen eingetragen werden konnten und, wenn überhaupt, Dünengebiete nur andeutungsweise wiedergegeben wurden. Dadurch ist die Relevanz für die Dünenforschung gering.

#### **6.1.2. Ältere topographische, geologische und geomorphologische Karten**

Die älteren topographischen Karten umfassen hauptsächlich die Meßtischblätter der Preußischen Landesaufnahme. Die Blätter 3945 (Luckenwalde), 3946 (Paplitze) und 3947 (Baruth) wurden 1902 erstmalig herausgegeben, das Blatt 4047 (Golßen) 1904; Nachträge fanden bis 1941 statt. Diese Meßtischblätter veranschaulichen, daß im Vergleich zum heutigen Landschaftsbild die Waldanteile, vor allem im Urstromtal, erheblich größer waren.

Es zeigte sich, daß auf dem MTB 3946 (PaplitZ) kleine Dünen mit kleinen sternförmigen Schraffen dargestellt wurden, daß aber dieses Symbol nicht in die Legende aufgenommen wurde. Auffällig ist auch, daß die Dünengebiete mit diesen kleinen Dünen nicht in die Geologische Übersichtskarte 1 : 200.000 (KEILHACK, 1921) eingetragen wurden.

Viele ältere und einige der neueren geologischen Karten für Brandenburg stützen sich hinsichtlich der Wiedergabe der Dünengebiete oft ganz oder teilweise auf die Geologischen Meßtischblätter (GMTB) im Maßstab 1 : 25.000 oder auf die Geologische Übersichtskarte der Preußischen Geologischen Landesanstalt im Maßstab 1 : 200.000 (KEILHACK, 1921). Einige Beispiele: Geologische Karte der Provinz Brandenburg im Maßstab 1 : 500.000 (KEILHACK, 1921), Geologisch-morphologische Übersichtskarte des norddeutschen Vereisungsgebietes im Maßstab 1 : 500.000 (WOLDSTEDT, 1935), Geomorphologische Übersichtskarte der Bezirke Potsdam, Frankfurt/Oder und Cottbus, 1 : 500.000 (SCHOLZ, 1970). Zuweilen wurden in diese Karten auch Fehler aus den früheren geologischen Karten übernommen.

Das GMTB 3945 (Luckenwalde) wurde herausgegeben; die GMTB 3946 (PaplitZ), 3947 (Baruth) und 4047 (Golßen) jedoch nicht. Demzufolge bleiben für das Gebiet der drei genannten Meßtischblätter (3946, 3947, 4047) nur die Topographischen Karten und die Geologische Übersichtskarte im Maßstab 1 : 200.000 (KEILHACK, 1921) als Quellen. Für die nähere Umgebung des UG sind folgende GMTB vorhanden: 3745 (Trebbin), 3746 (Zossen), 3843 (Buchholz), 3844 (Hennickendorf), 3845 (Schöneweide), 3846 (Sperenberg), 3943 (Treuenbrietzen), 3944 (Zinna) und 4049 (Lübben). Die Wiedergabe der Grenzen der Dünengebiete auf den GMTB erfolgt relativ genau; einzelne Dünen wurden allerdings nicht eingetragen.

Für die "Geologische Übersichtskarte im Maßstab 1 : 200.000", Blätter 89 (Potsdam) und 90 (Berlin-Süd) (KEILHACK, 1921), wurden vorhandene GMTB als Vorlage benutzt. Für solche Kartenteile ist die Wiedergabe der Grenzen der Dünengebiete relativ genau. Für die übrigen Gebiete, so z. B. für die Blätter PaplitZ und Baruth, ist die Wiedergabe der Grenzen oft ungenau. Einige Dünengebiete sind gar nicht eingetragen.

### 6.1.3. Neuere topographische, geologische und geomorphologische Karten und Luftbilder

Für den Norden des Landes Brandenburg ist die Geomorphologische Übersichtskarte 1 : 200.000 (GELLERT & SCHOLZ, 1970) hinsichtlich der Wiedergabe der Dünengebiete wertvoll. Der südliche Teil Brandenburgs wurde allerdings bisher nicht kartographisch erfaßt.

Die Lithofazies-Karte Quartär (Teilkarte: Horizontkarte W-Ho) im Maßstab 1 : 50.000, Blätter Luckenwalde 2267 und Lübben 2268 (CEPEK, HELLWIG UND LOHDE, 1970) ist in der Wiedergabe der Begrenzung der kleineren Dünengebiete recht genau. Bei der Eintragung solcher Dünengebiete wurde die Neue Topographische Karte im Maßstab 1 : 10.000 als Vorlage benutzt. Es werden allerdings die Flug(deck)sandfelder nicht von den Dünen getrennt; sie werden in der Legende nicht gesondert ausgewiesen. Bei der Betrachtung der größeren Dünen- und Flug(deck)sandgebiete tritt deshalb Unklarheit über Vor- oder Nichtvorkommen von Dünen auf. Auf Grund zahlreicher Bohrungen konnten auf den Karten Lösssand("Flottsand")-Vorkommen im Niederen Fläming dargestellt werden.

Ungeachtet einer anders gearteten Zielsetzung ist die Lithofazieskarte insgesamt eine sehr brauchbare Karte für die Dünenforschung, vor allem für die Sandlößgebiete und für die Gebiete, von denen GMTB fehlen. Sie läßt Zusammenhänge mit dem Liegenden der Dünen klar erkennen. Die Lithofazieskarten bildeten die Grundlage für die Geologische Karte der DDR 1 : 500.000, die Karte der quartären Bildungen (CEPEK, 1973).

Nach der Freigabe der Nutzerbeschränkung für die Topographische Karte (AV = Ausgabe Volkswirtschaft) im Maßstab 1 : 10.000 sind erweiterte Möglichkeiten zur wissenschaftlichen Auswertung gegeben. Die Ergebnisse dieser Forschungen werden in Par. 6.2. dargestellt.

Zwei ältere Luftbilder (MTB-Luftfoto 3548, Rüdersdorf und MTB-Luftfoto 3746, Zossen) im Maßstab 1 : 25.000, wurden vom Verfasser in der Deutschen Staatsbibliothek in Berlin(West) ausgewertet; sie boten jedoch keine zusätzlichen Informationen. Bisher konnte von derartigen älteren wie auch aktuellen Luftbildern infolge mangelnder Zugänglichkeit kein Gebrauch gemacht werden.

## **6.2. Neukartierung der Dünen im Untersuchungsgebiet**

### **6.2.1. Form der Dünen**

Die am häufigsten vorkommenden Dünen im UG sind in fünf Formengruppen zu unterteilen: Längs-, Quer-, Bogen- und Kupstendünen (s. Anl. 3) sowie unregelmäßig geformte Dünen. Die unregelmäßig geformten Dünen - vom Verfasser hinzugefügt - sind nicht einer der vier in Anl. 3 abgebildeten Gruppen zuzuteilen; sie stellen Mischformen (Teildünen nicht mehr erkennbar) oder Kombinationen (Teildünen noch erkennbar) dieser vier Formen dar.

### **6.2.2. Erläuterung zur Karte**

Anhand der Topographischen Karte (AV) 1 : 10.000 wurden alle Dünengebiete im UG auf eine Karte im Maßstab 1 : 50.000 eingetragen. Diese Karte wird in Anl. 6 in generalisierter und verkleinerter Form dargestellt. Nur von einem Teil des Niederen Flämings wurden einige Kartenblätter im Maßstab 1 : 10.000 noch nicht freigegeben (Übungsgelände der GUS-Streitkräfte). In diesen Fällen wurden MTB 1 : 25.000, das GMTB Luckenwalde (GMTB 3945) und die Topographische Karte 1 : 25.000 (AS = Ausgabe Staat) ausgewertet.

In der morphographischen Karte wird jedes Dünengebiet durch verschiedene Buchstaben gekennzeichnet. Große Buchstaben weisen auf das Vorkommen von Einzeldünen hin, die länger als 300 m und breiter als 100 m sind. Kleine Buchstaben weisen auf das Vorkommen kleinerer Einzeldünen hin. Diese Buchstabenkombination enthält links die in einem bestimmten Dünengebiet dominante Form und rechts die am wenigsten vorkommende Form. Beispielsweise bedeutet die Kombination Blk: große Bogendünen herrschen in diesem Gebiet vor, Längsdünen sowie Kupstendünen kommen auch vor,

letztere sind aber weniger zahlreich<sup>1</sup>.

### 6.2.3. Karteninterpretation

Auffällig ist das fast völlige Fehlen der Dünen auf den zu den verschiedenen Staffeln des Brandenburger Stadiums gehörigen Sanderwurzeln. Am Sanderende, d. h. am Übergang Sander - Urstromtal, treten Dünen wieder gehäuft auf, wie z. B. zwischen Gottow und Fernneuendorf und zwischen Mückendorf und der Autobahn Berlin - Dresden (Baruther Sander). Eine mögliche Erklärung ist das Körnungsbild der Ablagerungen: an der Sanderwurzel ist es wesentlich grobkörniger als am Sanderende, wo Mittel- und Feinsande überwiegen.

Die mit "B" kartierten Dünengebiete bestehen meistens aus mehreren großen, ineinander geschachtelten Parabeldünen, meist in windoffenen Teilen des Urstromtals. Die großen, nach Westen offenen Bögen (10 bis 25 m hoch) und die Böschungsverhältnisse sprechen für eine Entstehung durch Westwinde.

Nördlich, nordöstlich und östlich der Bogendünengebiete treten oft Dünengebiete mit anderen Formen auf, beispielsweise nördlich von Horstwalde (Umgebung der ehem. Försterei Wunder). Es handelt sich hierbei wahrscheinlich um eine Reaktivierung der weichselspätglazialen Flugsande durch natürliche oder anthropogene Einflüsse.

In der Mitte und am Rande des Urstromtales fallen verschiedene längliche, oft west-ost orientierte Dünengebiete auf: beispielsweise die sog. "Langen Horst Berge". Diese Art von "Dünenkomplex" ist wahrscheinlich an eine Ablagerung am Rande eines Sees, eines (Ur-)stromes oder einer nassen Niederung gebunden (s. Tab. 4)<sup>2</sup>. Sie ist aufgebaut aus

---

<sup>1</sup> Die Querdünen sind nicht immer so klar ausgebildet, wie in Anl. 3 dargestellt wird. Die Unterscheidung von Längs- und Querdünen erfolgt nicht nur nach dem Streichen der Längsachse, sondern vor allem nach den Gefälle-Verhältnissen auf den Luv- und Leeseiten der Dünen. Übergangsformen zwischen Längs- und Querdünen kommen vor und sind vor allem durch wechselnde Windrichtungen in einer oder mehreren Bildungsphasen zu erklären. Deshalb können Längsdünen aus bestimmten Bildungsphasen (kartiert mit "L" oder "I") richtungsgleich mit Querdünen aus anderen Phasen verlaufen. In Einzelfällen kann die Unterscheidung zwischen Längs- und Querdünen schwierig sein; im Zweifelsfall wurde "L" oder "I" kartiert.

<sup>2</sup> Ähnliche Lagebedingungen liegen bei den Dünen im Untereibegebiet (z. B. um Lanz und um Magdeburg) und im Berliner Urstromtal vor.



Quer-, Längs- und kleinen Parabeldünen.

An der Lee-Seite der Äcker konnte äolisches Material von Bäumen, Sträuchern, Steinhaufen oder schon vorhandenen Dünen eingefangen werden. Deshalb bilden solche Ackerranddünen oft längliche Komplexe, die höchstens 100 - 200 m breit sind. Diese Komplexe sind meist aus Längs-, Quer- und Kupstendünen und sehr kleinen Parabeldünen aufgebaut. Auf der Top. Karte 1 : 10.000 sind sie schwer von sonstigen Längs- und Querdünen zu unterscheiden.

Im "Windschatten" der bis zu 130 m über dem Urstromtalniveau gelegenen Grundmoränenplatte des Niederen Fläming, die bei Baruth am weitesten nach Norden ragt, bildeten sich unregelmäßige Dünenformen, Kupsten-, Längs- und Querdünen. Die turbulenten Winde waren nicht in der Lage, regelmäßige Dünenformen, wie z. B. große Parabeldünen, herauszubilden. Die "Leeseitendünen" bleiben relativ niedrig. Aber auch unmittelbar nordöstlich des Kammes dieser Grundmoränenplatte (etwa zwischen dem Golmberg (Höhenpunkt 178 m), Merzdorf und Groß Ziescht) bemerkt man an den großen Dünengebieten schon die Leeseitenwirkung dieses Kammes. In viele Periglaziärtäler ("Trockentäler") im Fläming sind Flugsande eingeweht worden, beispielsweise zwischen Kemnitz und Baruth.

Zusammenfassend kann man feststellen, daß das Gebiet zwischen Luckenwalde und Golßen nicht nur reich an vielen Dünengebieten ist, sondern daß auch alle Dünenformen vertreten sind. Die besondere landschaftsprägende Rolle der Dünen im UG läßt sich der Karte (s. Anl. 6) entnehmen.

Tab. 4 Dünenkomplexe im Untersuchungsgebiet

	Aufbau	Topographische Position	Entstehung	Alter	Beispiel
A. Parabeldünenkomplex	mehrere große ineinander geschachtelte Parabeldünen.	meist am Nordrand, weniger in der Mitte der in Ost-West-Richtung verlaufenden Teile des Urstromtals, oft auf den Sandern.	Große, nach Westen offene Bögen; die Böschungsverhältnisse sprechen für eine Entstehung durch Westwinde und setzen zur Zeit der Ablagerung eine vegetationslose oder -arme Umwelt voraus. Die Voraussetzungen für Parabeldünenbildung sind in den Kaltphasen des Weichselspätglazials (Älteste-, Ältere- und Jüngere Dryas) gegeben. Über im Sommer schnell ausgetrockneten, fein- bis mittelsandigen Oberflächen (z. B. südexponierte Sander), die (wegen der Kälte im Winter) kaum Vegetation trugen, konnten schon mäßig starke Winde Sand aus dem Urstromtal und teilweise aus dem Sander des Brandenburger Stadiums Dünen aufwehen. Hierbei könnte lokal die in Richtung Sanderende zunehmende Feinheit der Körnung eine zusätzliche Rolle gespielt haben. Die meist ineinander geschachtelten Parabeldünen erreichen eine Höhe von 10 bis 20 Metern.	wahrscheinlich Erstanlage in den Kaltphasen des Weichselspätglazials.	Parabeldünenkomplexe südlich von Gottow, nördlich Horstwalde, im Dreieck Klasdorf - Mahlsdorf - Friedrichshof/Rietzneuendorf und nordöstlich Lübben.
B. Streifenförmiger Dünenkomplex					

<p>B.1. Vorwiegend natürlicher streifenförmiger Dünenkomplex<sup>1</sup></p>	<p>meist Längsdünen, manchmal kleine Parabeldünen</p>	<p>In der Mitte des Urstromtales (Lage der Urstromtäler im UG von Ost nach West).</p>	<p>Diese Art von Dünenkomplex ist an eine Ablagerung am Rande eines Sees, eines (Ur-)stromes oder einer nassen Niederung gebunden. Sie liegen dort, wo in den niedrigsten Teilen des Urstromtales im Weichselspätglazial im Sommer die Auftauzone am längsten naß blieb oder dort, wo sogar offenes (Eisschmelz-)Wasser vorhanden war. Letzteres kann auch im Weichselhochglazial der Fall gewesen sein, wobei die Eis- und Schneeschmelzwässer Wärme transportierten (teilweise vom Süden her) und so die Umgebung auftaute<sup>2 3</sup>. Die durch Südwestwinde im Sommer über eine schon ausgetrocknete Oberfläche im Niederen Fläming und im Südteil des Urstromtales transportierten "flugfähigen" Sande wurden durch noch feuchte Oberflächen in den tiefer gelegenen Teilen des Urstromtales eingefangen. Manchmal trifft man am Rande dieser Dünen an der Basis Torf, Torferde oder Wiesenkalk an, so beispielsweise in und bei Horstwalde (Wiesenkalk), zwischen Paplitz und Baruth (Torf und Wiesenkalk) und nordöstlich von Schöbendorf (Torf).</p>	<p>Erstanlage wahrscheinlich im Weichselhoch- bis Weichselspätglazial</p>	<p>Dünen südlich von Luckenwalde, die Langen Horst Berge und die Hüttenwälle.</p>
--	---	---	---	---	---

<sup>1</sup> Als kürzere Bezeichnung wird "Streifendünenkomplex" vorgeschlagen.

<sup>2</sup> Hierbei ist eine Beobachtung von Prof. ŽER aus Moskau für Kamčatka, während eines Vortrags in Weimar erläutert (Mitt. Dr.K.-D. JÄGER, 1992), von Wichtigkeit. Er beobachtete entlang der Fließgewässer in Dauerfrostgebieten einen vegetationsreichen Streifen von etwa 50 m Breite an beiden Seiten des Gewässers. Diese Vegetation bestand aus einer Kräuter-, einer Sträucher- und einer Baumschicht, entspricht also einem richtigen "Galeriewald". Offensichtlich ermöglichte die Anfuhr von Wärme durch das Schmelzwasser ein seitliches begrenztes Auftauen des Dauerfrostbodens, wodurch der Pflanzenwuchs eine Chance erhielt. Solche Waldstreifen und auch die Alas (siehe folgende Fußnote) können durchaus Ansatzpunkte für die Stilllegung von Flugsand gewesen sein. Bei den Alas dürfte es sich um die Anhäufung kleinere Dünen oder Dünenkomplexe handeln, wie beispielsweise westlich von Schöbendorf (mit dem Profil Schöbendorf II).

<sup>3</sup> MARKUSE (1977) schreibt dazu: " Besonders kräftige Auswirkungen an der Oberfläche rufen Abtau- und Austauerscheinungen des Bodeneises (sog. Thermoerosion) hervor. Veränderungen in der Vegetationsdecke führen zu einem veränderten strahlungsbedingten Wärmeangebot in den oberen Schichten des Dauerfrostbodens. Die meist vergesellschaftet in einem Gebiet auftretenden Auftauformen sind rundliche ode ovale Vertiefungen von mehreren Metern Tiefe mit einem ebenen Boden und häufig einem wassererfüllten Zentrum (Alas). An Flußufern wird die normale Seitenerosion des Flusses durch Auftauvorgänge im Schwankungsbereich des Flußwassers verstärkt. Das führt zu tiefen Auftaunischen und zum Nachbrechen der hangenden Massen. Beträchtliche Flußuferverlagerungen sind die Folge".

B.2. Vorwiegend anthropogener streifenförmiger Dünenkomplex <sup>1</sup>	meist Längsdünen, manchmal kleine Parabeldünen.	meist entlang von (ehem.) Äckern und oft in Zusammenhang mit (ehem.) Wäldern oder Waldstreifen.	Offene Ackerflächen ohne Vegetation stellen Angriffsflächen für den Windtransport dar. Sie bieten auch ausreichend transportfähiges Material (überwiegend Fein- bis Mittelsande). An der Leeseite der Äcker konnte der Sand von Bäumen, Sträuchern, Steinhäufen oder schon vorhandenen älteren Dünen eingefangen werden. Deshalb bilden Ackerranddünen oft längliche Komplexe.	Holozän, meist Erstanlage im Zusammenhang mit der Ostkolonisation oder nach längeren kriegerischen Auseinandersetzungen, als viele Ackerflächen wieder gerodet wurden.	1. Triftberge westlich Lynow bilden wahrscheinlich einen Ackerranddünenkomplex auf einigen Altdünen. 2. Dünenkomplex etwa 1 km nördlich von Basdorf (bei Wandlitz, nördlich von Berlin)
C. Leeseiten- und Talverfüllungsdünenkomplex <sup>2</sup>	Meist unregelmäßige Dünenformen und Kupstendünen.	An der Leeseite der größten Grundmoränenplatten, wie der Niedere Fläming, oder Endmoränen der Stadien und Staffeln.	Im "Windschatten" der beispielsweise bis zu 100 m über dem Urstromtalniveau gelegenen Grundmoränenplatte des Niederen Fläming, welche bei Baruth am weitesten nach Norden ragt. Auf dieser Platte sind einige Täler z. T. mit Flugsand aufgefüllt, der Flugsand teilweise Dünen bildete. Derartige, beispielsweise an der Leeseite des Kammes des Niederen Fläming gebildete Dünen, werden von VERSTAPPEN (1972) "Leeward obstacle dunes" und vom Verfasser "Lee-Seitendünen" genannt. Die turbulenten Winde sind nicht in der Lage, regelmäßige Dünenformen wie große Parabeldünen herauszubilden. Die Leeseitendünen bleiben relativ niedrig; bis etwa 10 m.	das Alter kann recht unterschiedlich sein, vom Hoch- und Spätglazial der Weichselkaltzeit bis Jung-Holozän.	Dünenfelder in dem Dreieck Golmberg - Baruth - Mahlsdorf und Dünenfeld nördlich von der ehemaligen Försterei Wunder (nördlich von Horstwalde).

<sup>1</sup> Als kürzere Bezeichnung wird "Ackerranddünenkomplex" vorgeschlagen.

<sup>2</sup> Als kürzere Bezeichnung wird "Leeseitendünenkomplex" vorgeschlagen.

D. Vorstaudünenkomplex	Alle Dünenformen sind in diesem Komplex anzutreffen, mit Ausnahme von großen Parabeldünen.	An der Luvseite von Grundmoränenplatten oder Endmoränen oder auf dem Kamm dieser Bildungen. Solche, beispielsweise an der Luvseite des Kammes des Niederen Flämings gebildete, Dünen werden von VERSTAPPEN (1972) "Windward obstacle dunes" und vom Verfasser "Vorstaudünen" genannt.	Relativ große Höhenunterschiede verursachen eine Abnahme der Windgeschwindigkeit und eine Turbulenz an der Luvseite der Erhebungen. Dadurch wird ein Teil der sich im Transport befindlichen Sandfracht sedimentiert.	das Alter kann recht unterschiedlich sein, vom Hoch- und Spätglazial der Weichselkaltzeit bis Jung-Holozän.	Verschiedene Dünenkomplexe an der Südwestseite des Kammes der Niederen Fläming (der Kamm verfolgt etwa die Linie Golmberg - Merzdorf - Groß Ziescht).
E. Kupstendünenkomplex	Überwiegend Kupstendünen, aber auch alle anderen kleinen Dünenformen (Quer-, Längs- und Parabeldünen) können teilweise vertreten sein.	meist östlich oder nordöstlich von Siedlungen oder ehemaligen Siedlungen und an der Leeseite der Äcker	Diese Kupstendünenkomplexe sind teilweise oder ganz anthropogenen Einflüssen zu verdanken. Darauf deutet schon die überwiegende topographische Position hin. Im Kern können diese Kupstendünenkomplexe schon im Weichselspätglazial geformt worden sein.	Holozän	Dünen bei Radeland und bei Dornewalde

### **6.3. Synthese der Kartenarbeiten**

Die bisherigen Ergebnisse der Kartenarbeit führten zu folgenden Arbeitshypothesen: Aus einer Kombination der bekannten Dünentypen (Parabel-, Längs- oder Strich-, Quer- und Kupstendünen) kann nach Meinung des Verfassers eine Reihe von Dünenkomplexen abgeleitet werden. Diese im UG vertretenen Dünenkomplexe sind aus einem oder mehreren Dünentypen aufgebaut und haben eine unterschiedliche Genese oder Entstehungsfolge, unterschiedliches Alter oder Altersfolge und eine bestimmte topographische Lage. Viele Einzelbefunde sind bestimmten Milieubedingungen und bestimmten paläoklimatischen Verhältnissen zuzuordnen. Zu unterscheidende Dünenkomplexe (hypothetisch) werden in Tab. 4 wiedergegeben.

Zu der Strömungsdynamik, die den verschiedenen Dünenkomplexen unterlagen, ist sehr wenig bekannt. CHROBOK bemerkt dazu: "Es zeigt sich, daß zwar die Phänomenologie der Flugsandanhäufungen, wie wir sie in der geomorphologischen Literatur vorfinden, gut begründet ist, darüber hinaus die Kinematik der Sandpartikeln im Detail und die der Flugsande en masse u. a. von BAGNOLD (1954) sehr gut untersucht wurde, der Brückenschlag zur Strömungsdynamik ... bisher nicht gelungen ist, weil sie ein stark mathematisierter naturwissenschaftlicher Zweig ist, dessen sich vor allem Techniker angenommen haben. Man erkennt bei der Bearbeitung der Flugsandanhäufungen und möglicher Ablagerungsräume die differenzierten Formen, ohne die Dynamik ihrer Bildung zwingend ermitteln zu können" (CHROBOK, 1985, S. 107).

## **7. Geländearbeiten**

### **7.1. Regionale Detaildarstellung**

#### **7.1.1. Lage der untersuchten Dünenprofile**

Eine geomorphographische Skizze eines Teiles des UG ist in Anl. 5 dargestellt. In diesem Teilgebiet liegt die Mehrzahl der untersuchten Dünenprofile. Es wurden drei "Standarddünenprofile" und eine Reihe von anderen Dünenprofilen im Baruther Urstromtal untersucht, die fast alle in dem Gebiet gelegen sind, das in Anl. 5 abgebildet ist. Im Anhang wird die Lage der drei Standardprofile in drei Detailkarten einzeln dargestellt (s. Anl. 7.2.1.1., 7.2.2.1. und 7.2.3.1.) und in Par. 7.2. eingehend beschrieben.

#### **7.1.2. Geomorphologische Lage der Standardprofile**

##### **7.1.2.1. Klein Ziescht I**

Das Profil "Klein Ziescht **I**" liegt im Baruther Urstromtal, ungefähr 1 km nördlich des Übergangs Fläming/Urstromtal. Eine Reihe von Längsdünen und kleinen Parabeldünen erstrecken sich kilometerweit in W-O-Richtung, von Baruth nach Glashütte. Teile dieser sogenannten Hüttenwälle erreichen Höhen von ca. 71 m NN. Die Terrassenreste des "Älteren Baruther Urstromtales" liegen bei Baruth in einer Höhe von ca. 55 bis ca. 60 m NN; die jüngeren Terrassenreste liegen in einer Höhe von ca. 50 bis ca. 55 m NN (MARCINEK, 1961). Klein Ziescht und die Hüttenwälle liegen auf einer Terrasse in einer Höhe von 57 bis 60 m NN, also auf der "älteren Terrasse". In der Klein Zieschter Sandgrube wurden die Urstromtalterrassensande unter den Dünensanden und auch die Dünensande selbst bisher abgebaut<sup>1</sup>.

---

<sup>1</sup> Der Abbau erfolgte bisher ohne Genehmigung der örtlichen Behörden.

#### 7.1.2.2. Klasdorf I

Klasdorf liegt auf einer Terrasse in einer Höhe von ca. 56 m NN; nach Untersuchungen von MARCINEK (1961) auf der "älteren Terrasse". Das Profil "Klasdorf I" liegt im Baruther Urstromtal, ungefähr 0,5 km östlich des Übergangs vom Fläming zum Urstromtal. Eine Reihe von Längsdünen sowie kleineren und größeren Parabeldünen erstreckt sich kilometerweit entlang der Bundesstraße 96 in NW-SO-Richtung, von Baruth nach Golßen. Ein kleiner Ausläufer dieser Dünengebiete springt bei Klasdorf nach Osten vor und erreicht dabei Höhen von ca. 62 bis ca. 65 m NN.

#### 7.1.2.3. Schöbendorf I

Schöbendorf liegt im Baruther Urstromtal am Rande des Niederen Flämings, ungefähr 6 km westlich von Baruth, auf einer Terrasse in einer Höhe von ca. 57 m NN; entsprechend den Untersuchungen von MARCINEK (1961) ebenfalls auf der "älteren Terrasse". Die Picher-Berge bilden die Südachse eines parabelähnlichen Dünenkomplexes, der in das Urstromtal eingeweht ist. Die östliche Ortsbebauung von Schöbendorf liegt auf dem Mittelteil. Ein Teil der westlichen Picher-Berge wurde seit Ende des letzten Jahrhunderts abgegraben. Das Restloch wird heute teilweise als illegale Mülldeponie benutzt.

### 7.2. Profilaufnahmen

#### 7.2.1. Die drei Standardprofile im Baruther Urstromtal

##### 7.2.1.1. Klein Ziescht I

In der Sandgrube Klein Ziescht I wurden 4 begrabene Böden nachgewiesen (s. Anl. 7.2.1.3.). Der heute oberflächige Boden gehört (wie auch die oberen drei begrabenen Böden) zum Bodentyp Ranker. Der vierte begrabene Boden wurde als Braunpodsol angesprochen. Zwischen Dünensand und Terrassensand wurde kein Boden gefunden.



Dieses Profil ist als Beispiel für ein mehrfach gegliedertes Profil einer Jungdüne mit Altdünenkern aufzufassen. Die Überdeckung der Altdüne nimmt mit einer Mächtigkeit von zwei bis vier Metern eine beträchtliche Größenordnung an.

#### 7.2.1.2. Klasdorf I

In der ehemaligen Klasdorfer Sandgrube, die laut Meßtischblatt im Jahre 1902 schon existierte, trifft man die Urstromtalterrassensande unter den Dünensanden schon dicht an der heutigen Geländeoberfläche an, weil ein Teil der Dünen vermutlich als Rohstoff für das Glaswerk in Glashütte abgetragen wurde.

Das Besondere am Profil Klasdorf I ist, daß ein Teil der vormals liegenden Sande mit Braunerde Merkmalen noch im Grubenbereich als "äolisches Kolluvium" über dem noch im Mittelalter als Geländeoberfläche existierenden Ranker abgelagert wurde.

#### 7.2.1.3. Schöbendorf I

In der Sandgrube Schöbendorf sind wenigstens fünf gut ausgebildete begrabene Böden zu erkennen. Dieses Profil stellt bis jetzt das größte und das am meisten gegliederte Dünenprofil im UG dar und wurde deshalb auch am intensivsten untersucht. Es zeigte sich, daß nicht nur der obere, der Jungdünen teil, sondern auch der untere, der Altdünen teil, mehrfach gegliedert ist. Dabei ist an der Basis der Altdüne eine Verzahnung von Flugsand- und Sandlößschichten zu beobachten.

#### 7.2.2. Sonstige Profile im Baruther Urstromtal

Eine Reihe von sonstigen Profilen wurde von 1988 bis 1992 aufgenommen. Die Ergebnisse werden in den Anl. 7.3, 7.4 und 7.5 dargestellt.

### **7.3. Geomorphologische Auswertung der Profilaufnahmen**

#### **7.3.1. Allgemein**

Es ist auffällig, daß einige Dünenprofile in der Mitte des Baruther Urstromtales - in den Langen Horst Bergen, Schöbendorf **II**, Klein Ziescht **I** und Rietzneuendorf-Friedrichshof - keine Böden an der Basis zeigen. Einige Profile südlich und nördlich der Langen Horst Berge zeigen dagegen überwehte Torf- oder Wiesenkalkschichten bzw. wenigstens ein dunkelgraues Sandlößband. Dadurch sind diese Dünen deutlich von den Urstromtalterrassen trennbar.

#### **7.3.2. Dünen ohne Bodenbildung an der Basis**

Diese Dünen sind entweder über den liegenden Sanden abgelagert worden, als noch keine Bodenbildung in den Urstromtalsanden stattgefunden hatte, oder früher existierende Bodenbildungen sind vor der Ablagerung der Dünensande verweht worden. Am Rande einiger dieser Dünen fand in oder nach dem Alleröd bis ins Holozän Torfbildung statt. Ein Teil dieser Torfschichten (entlang den Dünen) wurde - wie im Profil Schöbendorf **II** - später von Flugsanden überdeckt.

#### **7.3.3. Dünen mit Bodenbildung an der Basis**

Viele Dünen zeigen eine Ablagerung von Flugsanden über Ablagerungen, die direkt oder indirekt mit Gewässern zu tun haben, wie Torfe und/oder Wiesenkalke und -mergel. Sie liegen oft am Rande des Urstromtales. Beispiele bilden die Profile Horstwalde **I** und **II** und Paplitz.

Das Profil Paplitz zeigt, daß die Wiesenkalke jünger sind als die Torfe. Es ist jedoch nicht sicher, ob dieser Fakt für das gesamte Urstromtal gilt.

Die Profile Horstwalde **I**, **II** und **III** lassen erkennen, daß die Wiesenkalkschichten in nesterartigen Vorkommen abgelagert sind. Sie können genetisch mit dem Urstromtal zusammenhängen, da sie im UG und in der Umgebung außerhalb des Urstromtales unter den Dünen nicht angetroffen wurden.

Das Profil Horstwalde **II** läßt vermuten, daß dort ein Teil der Ortsteinschicht abgetragen worden ist (z. B. in der Bronzezeit oder im 17. - 19. Jh. für das Hammerwerk bei Gottow), wodurch die Deflation begünstigt wurde. Möglicherweise sind diese Deflationswannen mit Binnenwassermergelbildungen aufgefüllt und später durch Flugsand überdeckt worden. Einen Hinweis auf ein derartig junges Alter der Binnenwassermergelbildungen gibt FUHRMANN (1987) durch eine Datierung einer solchen Bildung aus der Umgebung von Schönwalde. FUHRMANN (1987) ist auf Grund der Molluskenfauna der Auffassung, daß diese Binnenwassermergel aus dem Baruther Urstromtal erst im Jungholozän entstanden sind.

## **8. Ergebnisse der Labor- und Quantimet 970-Arbeiten**

### **8.1. Korngrößenverteilungen**

#### **8.1.1. Profil Klein Ziescht I**

Im Profil Klein Ziescht **I** sind drei Serien zu unterscheiden<sup>1</sup>:

1. In einer oben relativ grobkörnigen Serie ist der Anteil an Mittelsand größer als 60 % (bis 120 cm unter Flur<sup>2</sup>).
2. In einer darunter liegenden Serie beträgt der Anteil der Feinsand mehr als 50 % (120 - 360 cm u. Fl.).
3. Die unterste Serie wird wiederum durch einen Mittelsandanteil von über 60 % (360 - 500 cm u. Fl.) gekennzeichnet.

Alle Kornsummenkenngrößen (außer den nicht zutreffenden Ska-Werten) bestätigen diese Einteilung in drei Serien. Bei 500 cm u. Fl., d. h. bei Probe O, trifft man wahrscheinlich auf Urstromtalsande; bei den Proben M (355 cm u. Fl.) und N (365 cm u. Fl.) jedoch ist dies nicht ohne weiteres festzustellen. Probe O (500 cm u. Fl.) ist am besten sortiert ( $So = 1,436$ ), während die darüberliegenden Dünensande durch einen So-Wert zwischen 1,519 und 1,629 charakterisiert sind.

---

<sup>1</sup> In den folgenden Profilen ist das jeweilige Profil von oben nach unten beschrieben worden.

<sup>2</sup> Für den Begriff "unter Flur" wird im folgenden die Abkürzung "u. Fl." verwandt.

### 8.1.2. Profil Klasdorf I

Bei allen Proben im Profil Klasdorf I herrschen die Mittelsande vor (50 % oder mehr).

Das Profil ist in drei Serien zu untergliedern:

1. Serie: Die Proben 1, 2 und 3 bis in eine Tiefe von 110 cm u. Fl. einschließlich des begrabenen bAh bilden eine relativ grobkörnige Serie. Diese Proben haben einen MS2-Anteil von zwischen 28 und 31 Prozent und einen GS1-Anteil von 2 bis 3 %. Der Kg-Wert ist kleiner als 1.000. Probe 3 fällt durch einen Schluffanteil von 2,20 % auf. Erfahrungsgemäß ist ein Schluffanteil der Dünenande im UG von über 2,00 % kennzeichnend für den Übergang Jungdüne/Altdüne.

2. Serie: Die Proben 4 und 5 in einer Tiefe von 110 - 175 cm u. Fl. bilden eine relativ feinkörnige Serie. Die Proben haben einen MS2-Anteil unter 25 % und einen GS1-Anteil von 1 - 2 %. Der Kg-Wert ist größer als 1.000.

3. Serie: Probe 6 (200 cm u. Fl.) zeigt die beste Sortierung und weicht auch sonst erheblich von den darüber entnommenen 5 Proben ab: sie ist grobkörniger (Beispiel: D50 > 0,300 mm bei der 1. Serie; bei der 2. Serie: D50 < 0,250 mm). Deshalb und auf Grund der Entnahme der Probe im Urstromtalniveau ist sie als "Terrassensand" oder Schuttkegelsand aufzufassen.

Serie 1 ähnelt der Serie 3 mehr als Serie 2, d. h. Serie 1 ist aus Serie 3 als "äolisches Kolluvium" ausgeweht worden und auf Serie 2 abgelagert worden.

### 8.1.3. Profil Schöbendorf I

Das Profil Schöbendorf I wurde in zwei Probenreihen beprobt, und zwar im Nordteil (Proben I - VIII) und im Südteil (Proben 1 - 11).

#### Südteil der Grube:

1. Serie: Probe 1 ist am grobkörnigsten. Sie stammt aus einer nach dem Eröffnen der Sandgrube stattgefundenen rezenten Überwehung.
2. Serie: Proben 2 und 3 (aus einer nachbronzezeitlichen Überwehung) bilden eine relativ feinsandige Serie.
3. Serie: Proben 4, 5, 6, 7 und 8 bilden eine feinsandige Serie, wobei der Feinsandanteil größer als 45 % ist. Probe 4 fällt durch einen Schluffanteil von 2,57 % auf.
4. Serie: Proben 9, 10 und 11 bilden eine relativ grobkörnige Serie, wobei der Mittelsandanteil größer als 50 % ist.

#### Nordteil der Grube:

1. Serie: Proben I, II und III bilden eine relativ feinkörnige Serie; der D50-Wert schwankt um rund 0,225. Probe I fällt durch einen Schluffanteil von 4,11 % auf.
2. Serie: Proben IV und V bilden eine relativ grobkörnige Serie mit einem MS2-Anteil von rund 40 % und einem GS1-Anteil von 2 bis 3 %.
3. Serie: Proben VI und VII bilden eine feinkörnige Serie; dabei sind sie erheblich feiner als Serie 1. Bei Probe VI hat eine Anreicherung von Eisen (wahrscheinlich durch das Regenwasser angeführt) - als orange-rotes Band im Profil zu beobachten - stattgefunden. Dieses fast horizontal verlaufende Band zeichnet damit den Übergang von der 2. zur 3. Serie über mehr als 10 m nach.

4. Serie: Die 3. Serie wird unten von einem Sandlöß-Band<sup>1</sup> (in der Profilzeichnung auch dunkelgraues Band genannt) begrenzt. Die Proben VIII und IX sind diesem Band entnommen und zwar Probe VIII im oberen Teil und Probe IX im unteren Teil. Beide Proben zeigen Ähnlichkeiten mit der Probe aus Öhna (Niederer Fläming, ca. 20 km SSW von Luckenwalde) von der ein Siebergebnis in LEMBKE u. a. dargestellt wird (LEMBKE, 1970, S. 240). Diese Probe hat allerdings einen erheblich höheren Schluffanteil: bis etwa 55 % (gegen 21,8 % bei Probe VIII und 28,0 % bei Probe IX).

5. "Serie": Probe X hat einen relativ hohen Anteil an Schluff (3,89 %) und einen sehr hohen Anteil an FS1 (17,40 %). Damit bildet sie einen Übergangstyp zwischen den reinen Flugsanden und den klaren Sandlößen.

#### 8.1.4. Profil Horstwalde I

Im Profil Horstwalde I können drei Serien unterschieden werden:

1. Serie: Die Proben A und B bilden eine feinsandige Jungdünenreihe. Der Ortstein im Profil Horstwalde bildet wahrscheinlich den Übergang Jung-/Altdüne.

2. Serie: Probe D vertritt wahrscheinlich die Alt-Dünensande; eine etwas gröbere Serie als Serie 1.

3. Serie: Probe E - in einer Tiefe von 95 cm u. Fl. am tiefsten gelegen - ist sehr wahrscheinlich aus der Urstromtalterrasse entnommen. Sie ähnelt stark den untersten Proben in den Profilen Klasdorf I und Klein Ziescht I, ist gröber als die darüber gelegenen Dünensande. Auch hinsichtlich aller anderen Kornsummenkenngößen weicht diese Probe erheblich von den anderen ab.

---

<sup>1</sup> Beide Proben (VIII und IX) haben einen Grobschluff-Anteil von mehr als 20 % und auch einen Sandanteil von über 20 %, so daß sie alle Merkmale eines Sandlößes im Sinne von ALTERMANN & FIEDLER (1978) besitzen.

#### 8.1.5. Profil Schöbendorf **III**

Die Korngrößenanalysen von 6 Proben aus dem Profil Schöbendorf **III** zeigen, daß auch während der Bildung der anmoorigen bis humosen Sandschichten Flugsande mit einem hohem Schluffgehalt eingeweht worden sind. Die Probe 3 ist als schluffreicher, anmooriger Flugsand anzusprechen, an der Nordostseite der Altdüne von Südwest- bis Südwinden in einem flachem Moorgebiet aufgeweht. Die Schluffkomponente stammt, wenn man derartige Winde annimmt, aus dem Niederen Fläming. Dabei haben sich die Liefergebiete und/oder die Windgeschwindigkeiten im Laufe der Ablagerungszeit geändert, da der Schluffgehalt in Probe 4 (unter der Probe 3 gelegen) wesentlich kleiner ist (etwa 6 % in Probe 4; etwa 16 % in der darüber entnommene Probe 3).

#### 8.1.6. Zusammenfassung

Fast alle beprobten liegenden Sande im Baruther Urstromtal sind gekennzeichnet durch:

1. einen So-Wert von ca. 1,400 und
2. einen Schluffanteil von kleiner als 1,10 %.

Auffällig ist, daß diese liegenden Sande im allgemeinen gröber als die Altdünensande und etwas gröber als die Jungdünensande sind. Das gilt für die Profile Klein Ziescht **I**, Klasdorf **I** und Horstwalde **I** und **II**. Nur für das Profil Schöbendorf **I** trifft das Umgekehrte zu: die liegenden Sande sind feiner als die hangenden Alt- und Jungdünensande. Die liegenden Sande können äolischen Ursprungs sein, es wären dann Flugdecksande. Diese Hypothese bedarf aber zu ihrer Absicherung noch weiterer Probenentnahmen, die jedoch außerhalb der Zielstellung vorliegender Arbeit liegen.

Beschreibung der beprobten Dünensande:

1. Die Tatsache, daß die vier Hauptfraktionen (FS1, FS2, MS1 und MS2) immer mehr als 90 % des Dünenmaterials ausmachen und die Kornfraktionen von 0,063 bis 0,315 mm



umfassen, erlaubt den Schluß, daß zu ihrer Verwehung und somit zur Dünenbildung nur relativ geringe Windstärken notwendig waren. Verschiedenen Autoren zufolge reichen für Sandumlagerungen in den erwähnten Korngrößenbereichen schwache bis mäßige Winde mit einer Geschwindigkeit von 4 bis 7 m/sec. aus, was der Windstärke von 3 bis 4 auf der Beaufortskala entspricht (JANKE, 1971, S. 40).

2. Eine Verzahnung der Altdünensande mit wenigstens einer, offensichtlich aber mehreren Sandlößschichten ist im unteren Teil des Profils Schöbendorf **I** zu beobachten.

## **8.2. Dünnschliffbildauswertungen**

### **8.2.1. Einregelung der Längsachsen der Quarzkörner**

#### **8.2.1.1. Zur Anpassung der Methode**

SCHWAN (1989, S. 214) nahm als Richtzahl 300 Quarzkörner pro Probe. Es wurden in dieser Studie (DE BOER, 1992a) mindestens 159, durchschnittlich aber 373 Quarzkörner pro Probe gezählt (s. Tab. 5, Buchstabe "n"). SCHWAN (1989) benutzte bei seinen Forschungen Dünnschliff-Proben, die parallel zur Schichtung entnommen wurden. Vom Verfasser wurde eine horizontale schichtparallele Beprobung vorgenommen. Die untersuchten Proben zeigen makroskopisch eine mehr oder weniger (teilweise schwache) horizontale Parallelschichtung (im Vertikalprofil), so daß die eigenen Dünnschliffproben auch parallel zur Schichtung orientiert sind.

An das Quantimet 970 wurde ein ZEISS-Mikroskop angekoppelt. Mit der Hand wurde pro Bildfläche ein optimaler Kontrast eingeregelt, um ein klar zu detektierendes Bild zu erhalten. Dabei ist entweder mit polarisiertem Licht (mit Hilfe einer drehbaren Vorrichtung mit Analysator und Polarisator) oder mit einem  $1/4\text{-}\lambda$ -Plättchen gearbeitet worden. Falls ein Teil eines Kornes zur Detektion angeboten wird, wird dieses Angebot verweigert; falls verschiedene Körner als ganze im Bild erscheinen, werden die einzelnen Körner

mit Hilfe eines "Bildschreibers" (holl: "beeldpen") optisch voneinander gelöst und anschließend gemessen.

Es wurden 16 Ferets ("Richtungen", s. Tab. 3) gemessen, so daß 16 Klassen von je  $11,25^\circ$  mit den Klassenmitten  $0^\circ$ ;  $11,25^\circ$ ;  $22,5^\circ$  usw. entstanden.

Als Untergrenze der Kornoberfläche (Area) wurden  $3000 \mu\text{m}^2$  (übereinstimmend mit 2999 Bildpunkten, sog. Pixel) genommen. Bei einem Länge-Breite-Verhältnis = 1,0 (d. h. bei einem kreisförmig aussehenden Anschnitt des Kornes im Dünnschliffbild) würde nach der Formel Fläche =  $\pi r^2$  die Länge und Breite dieses Kornes bei etwa  $63 \mu\text{m}$  liegen. Da die D<sub>5</sub>-Werte der untersuchten Dünenproben alle über  $63 \mu\text{m}$  liegen (s. Anl. 8.1.), haben mehr als 95 % der Körner eine Kornoberfläche größer als  $3000 \mu\text{m}^2$ ; dadurch werden mehr als 95 % aller Körner mit dieser Untergrenze erfaßt.

Eine derartige Untergrenze ist wichtig, um die Körner, die schwebend transportiert werden - wobei die Orientierung der Längsachsen parallel zur Windrichtung nicht bewiesen ist -, auszuschließen. Auch die Quarzkörner über ca. 0,5 mm sind theoretisch weniger geeignet, weil sie bei normalen Windgeschwindigkeiten rollend bewegt werden können<sup>1</sup>. Solche Körner bewegen sich mit ihrer Längsachse quer zur Windrichtung. Da der D<sub>95</sub>-Wert bei allen der sieben untersuchten Proben unter 0,6 mm und der D<sub>75</sub>-Wert bei allen Proben unter 0,5 mm liegt, wurde eine solche Obergrenze nicht eingeführt. Insgesamt wurden sieben Proben aus drei Dünenprofilen untersucht. Anl. 8.1. vermittelt die jeweiligen Probenentnahmestellen.

#### 8.2.1.2. Darstellung der Ergebnisse

Vergrößerungen eines Dünnschliffbildes werden in Anl. 8.1.2.2. (Vertikal-Probe aus dem Profil Klasdorf **I**) als Beispiele gezeigt. Die Ergebnisse der Längsachseneinre-

---

<sup>1</sup> Die drei möglichen Transportarten sind (SOKOLOW, 1894): 1. Rollen (Gleiten, Kriechen) auf dem Boden, 2. Springen und 3. Fliegen (Schweben in Suspension). Sie schließen einander bei gegebenen Umständen nicht aus und sind auch nicht scharf voneinander trennbar. SINDOWSKI beschreibt weiterhin: "Größe und Dichte des Kornes, sein Verband im Ein- oder Mehrkorn-Gemisch und der es angreifende Winddruck bestimmen, ob das Korn springt, fliegt oder nur rollt. Unter normalen sandtransportierenden Windgeschwindigkeiten von 6-12 m/sec. in 10 cm Standardhöhe über Erdoberfläche wurden bei den Norderneyer Strand- und Dünensanden Körner von Quarz über 0,5 mm Durchmesser, ... nur rollend transportiert, während Quarzkörner von 0,5 bis 0,1 mm Durchmesser springen und unter 0,06 mm Durchmesser schweben" (SINDOWSKI, 1957, S. 518).

gelungsmessungen werden tabellarisch dargestellt (s. Anl. 8.2.1.1., 8.2.1.2., 8.2.2.1., 8.2.2.2., 8.2.3.1., 8.2.3.2., 8.2.3.3. und Tab. 5). Zusätzlich wurden von allen Messungen rechnergestützt Kurven gezeichnet (Abb. 1 bis 7).

Tab. 5 Daten zu den Längsachseneinregelungsmessungen

Probe	n	x (in Grad)	R	C	S
<b>Profil Klein Ziescht I</b>					
KLZ 2	261	126,0	0,0229	-1,86	-5,69
KLZ 5	232	24,5	0,0807	12,29	14,14
<b>Profil Klasdorf I</b>					
KLD bAh	159	172,0	0,1786	27,31	-7,83
KLD Braunerde	229	2,9	0,0538	12,27	1,23
<b>Profil Schöbendorf I</b>					
SCH I	624	175,2	0,0864	53,18	-9,05
SCH III	760	0,1	0,1252	95,11	0,29
SCH V	344	33,7	0,0561	7,39	17,82
n = Gesamtzahl der gezählten Körner, x = Hauptorientierungsrichtung ("mean orientation"), R = Maß für die Streuung der Orientierungsrichtungen, C = Cosinus, S = Sinus					

### 8.2.1.3. Auswertung der Messungen

#### Profil Klein Ziescht I

Zwei Proben wurden der Altdüne zwischen Podsolboden und älterem Urstromtalniveau entnommen. Die Probenentnahmestellen zeigten keine Anzeichen von Störungen durch Bioturbation, Wurzeln oder Absackungen.

Dünnschliff Nr. 2 (KLZ2) zeigt drei ausgeprägte Orientierungsrichtungen: ONO-WSW, SO-NW und S-N, wobei die ONO-WSW-Richtung sich am deutlichsten von den anderen beiden Richtungen abhebt.

Im tiefer entnommenen Dünnschliff Nr. 5 (KLZ5) ist die Richtung ONO-WSW auch stark vertreten; allerdings wird sie von der NNO-SSW-Richtung als Hauptkomponente abgelöst. An dritter Stelle folgt die SSO-NNW-Richtung. Auffällig ist weiterhin, daß die Richtungen NO-SW und O-W bis OSO-WNW unterrepräsentiert sind. Dabei sei bemerkt, daß das Profil nach allen Richtungen windoffen ist.

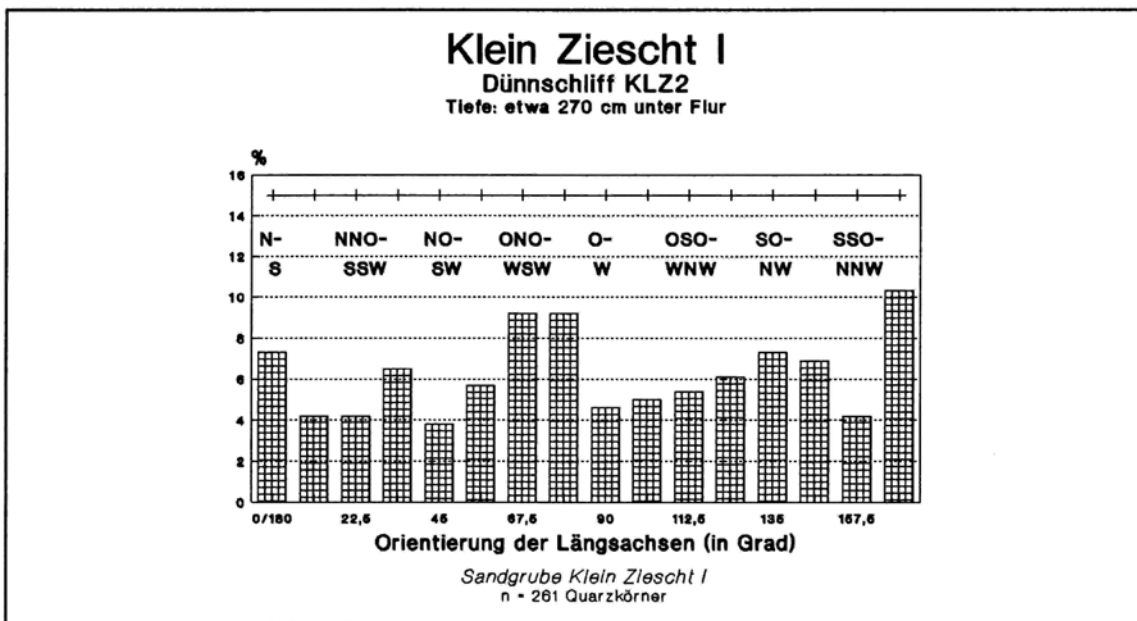


Abb. 1 Orientierungsverteilung der Längsachsen der Quarzkörner im Dünnschliff Nr. 2 aus dem Profil Klein Ziescht I

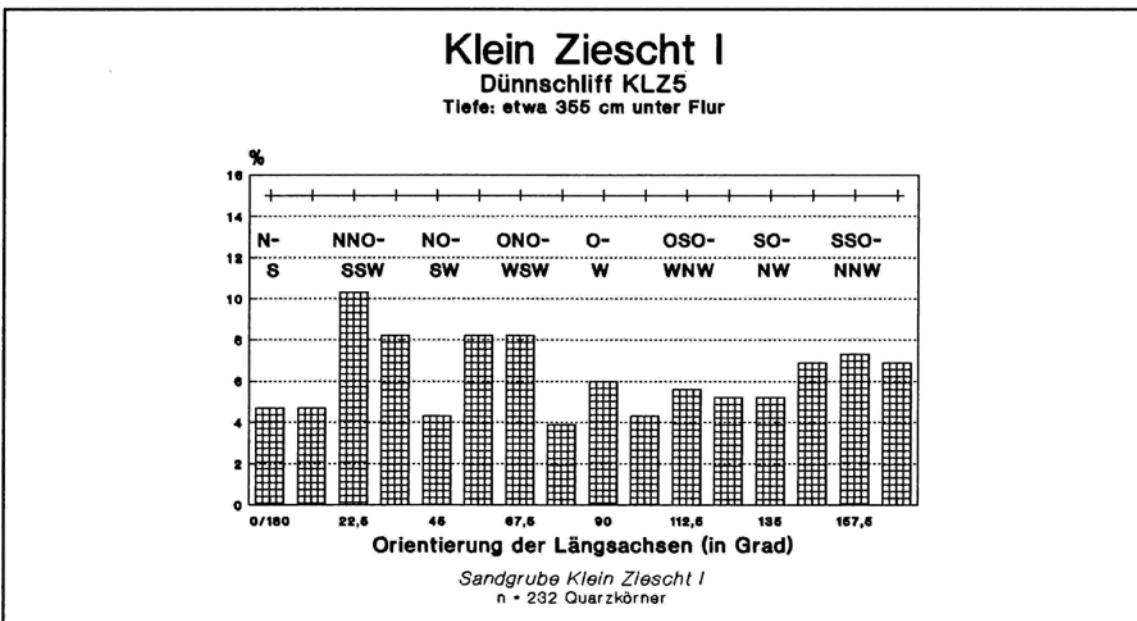


Abb. 2 Orientierungsverteilung der Längsachsen der Quarzkörner im Dünnschliff Nr. 5 aus dem Profil Klein Ziescht I

## Profil Klasdorf I

Dünnschliff KLD<sub>BAh</sub> ist einem Ranker entnommen. Auf Grund von Bioturbationen in einem derartigen Boden erwartet man einen niedrigeren R-Mittelwert als in den darunter liegenden Sanden. Dies ist aber nicht für die darunter liegende Braunerde der Fall (R = 0,1786 für den Ranker, gegen R = 0,0538 für die Braunerde). Das könnte einerseits bedeuten, daß das Ausgangsmaterial des Rankers eine andere Genese gehabt hat als die liegenden Sande - wofür keine Argumente vorliegen - andererseits, daß die Bioturbation einen Teil der Quarzkörner neu orientiert hat. Gegen diese letztere Auffassung spricht, daß in beiden Proben die O-W-Richtung stark unterrepräsentiert ist, was auch in abgeschwächter Form in den Profilen Klein Ziescht I und Schöbendorf I zu beobachten ist<sup>1</sup>. Beide Proben sind also wahrscheinlich aus äolischem Sediment entnommen. In der oberen Probe sind die Richtungen mit starken Süd- oder Nordkomponenten überdurchschnittlich vertreten. In der unteren Probe ist das ebenfalls festzustellen, jedoch sind die Süd- und Nordkomponenten weniger ausgeprägt. Die Gesamtzahl an gezählten Körnern (in beiden Proben unter 230 Körner) läßt weitere Schlußfolgerungen kaum zu.

Dünnschliff KLD-Braunerde ist einer Braunerde entnommen. Die N/NNO - S/SSW-Richtung, die ONO - WSW-Richtung und die (O)SO - (W)NW-Richtung sind im Vergleich zum Durchschnitt der 16 Klassen überrepräsentiert in dieser Probe. Die NO-SW- und die O-W-Richtungen sind deutlich unterrepräsentiert.

---

<sup>1</sup> Das Profil Klasdorf I liegt im "Windschatten" des Niederen Fläming, so daß damit gerechnet werden muß, daß die Westwinde gehemmt worden sind. Winde mit Nord- und Südkomponente dagegen hatten wegen der Topographie der Umgebung wahrscheinlich mehr Einfluß.

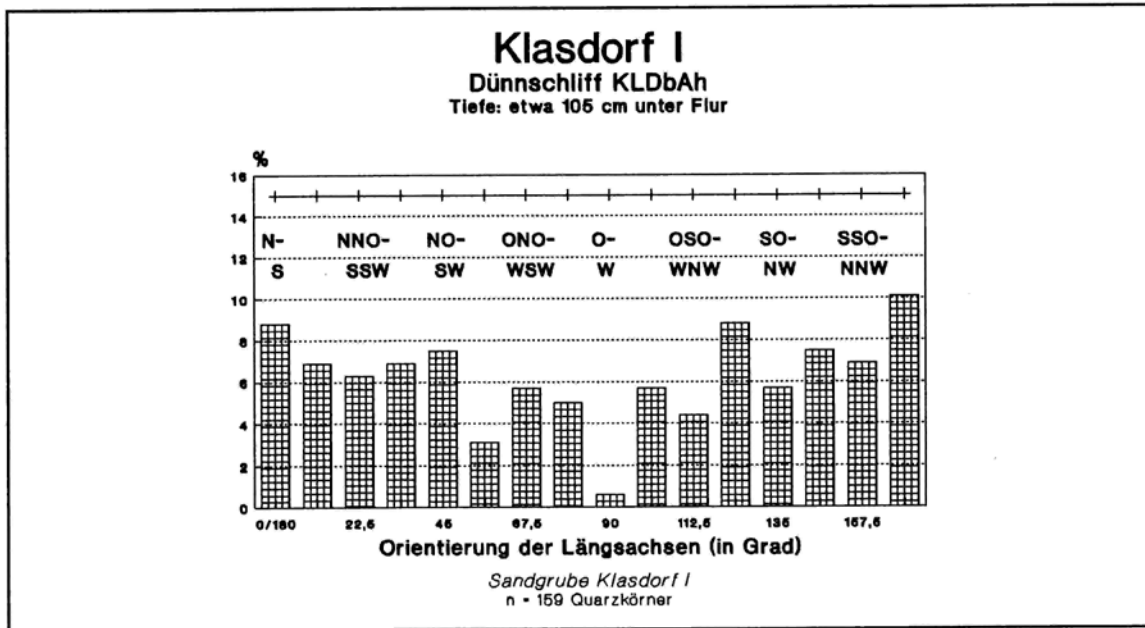


Abb. 3 Orientierungsverteilung der Längsachsen der Quarzkörner im Dünnschliff "KLDbAh" aus dem Profil Klasdorf I

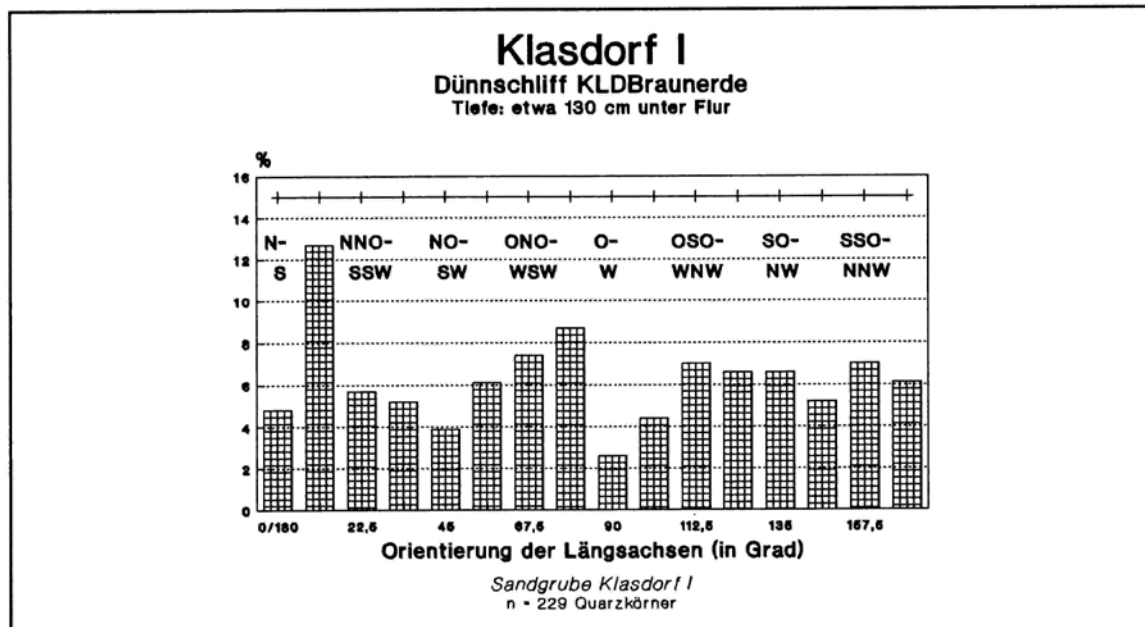


Abb. 4 Orientierungsverteilung der Längsachsen der Quarzkörner im Dünnschliff "Braunerde" aus dem Profil Klasdorf I

## Profil Schöbendorf I

Dem Altdünenkern wurden drei Proben entnommen. Die Probenentnahmestellen zeigten keine Spuren von Bodenbildungen. Die Picherberge, worin die Sandgrube Schöbendorf I liegt, sind windoffen nach allen Himmelsrichtungen.

Die Proben I und III besitzen eine ähnliche Längsachsenorientierungsverteilung wie im Dünnschliff KLDbAh (Klasdorf I - Ranker). Probe V weicht erheblich hiervon ab. Diese Probe besitzt relativ viele Körner, die in ONO-WSW bis O-W-Richtung orientiert sind. Man kann daraus schlußfolgern, daß das Windregime, in dem die Körner von Probe V abgelagert wurden, sich geändert hatte, als die Körner in den Proben I und III (und die Körner im Profil dazwischen) abgelagert wurden. Dies kann eine kurzfristige oder eine langfristige Änderung gewesen sein.

Bei einer kurzfristigen Änderung ist an ein Winter- und an ein Sommerwindregime zu denken. Im Sommer könnten Winde aus den südlichen und westlichen Quadranten (maritime Winde) vorgeherrscht haben, im Winter dagegen vorwiegend Winde aus den nördlichen und östlichen Quadranten (kontinentale Winde).

Wenn im Dünnschliffbild sowohl im Sommer als auch im Winter abgelagerte Schichten<sup>1</sup> erfaßt sind, was nicht ganz auszuschließen ist, weil die Dünnschlifffläche nie völlig schichtparallel anzufertigen ist, ist eine "Mischverteilung" der Längsachsenorientierungen die Folge. Dies könnte im Dünnschliff SCHV der Fall sein.

Eine langfristige Änderung der Windrichtung könnten in diesem Profilausschnitt möglicherweise auch die Übergänge Weichselhochglazial/Älteste Dryas, Älteste Dryas/Böllingzeit und Böllingzeit/Ältere Dryaszeit darstellen. Dann sind die zwei ausgemachten Typen repräsentativ für eine längere Zeitspanne als nur für eine Saison.

---

<sup>1</sup> Man könnte hier von "Windwarven" sprechen.

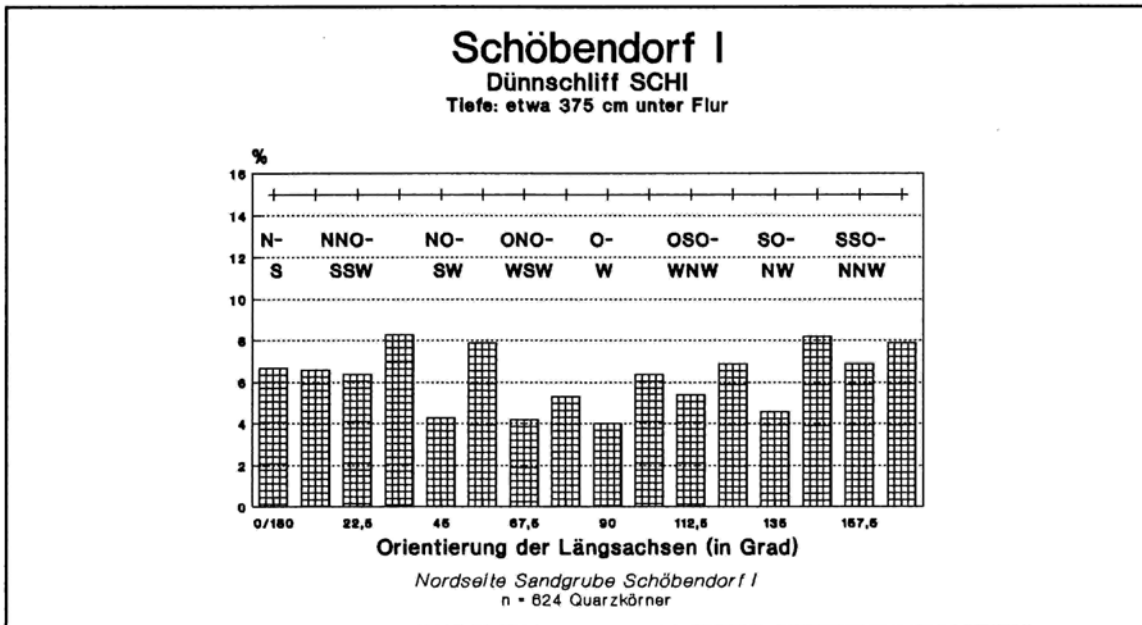


Abb. 5 Orientierungsverteilung der Längsachsen der Quarzkörner im Dünnschliff "I" aus dem Profil Schöbendorf I

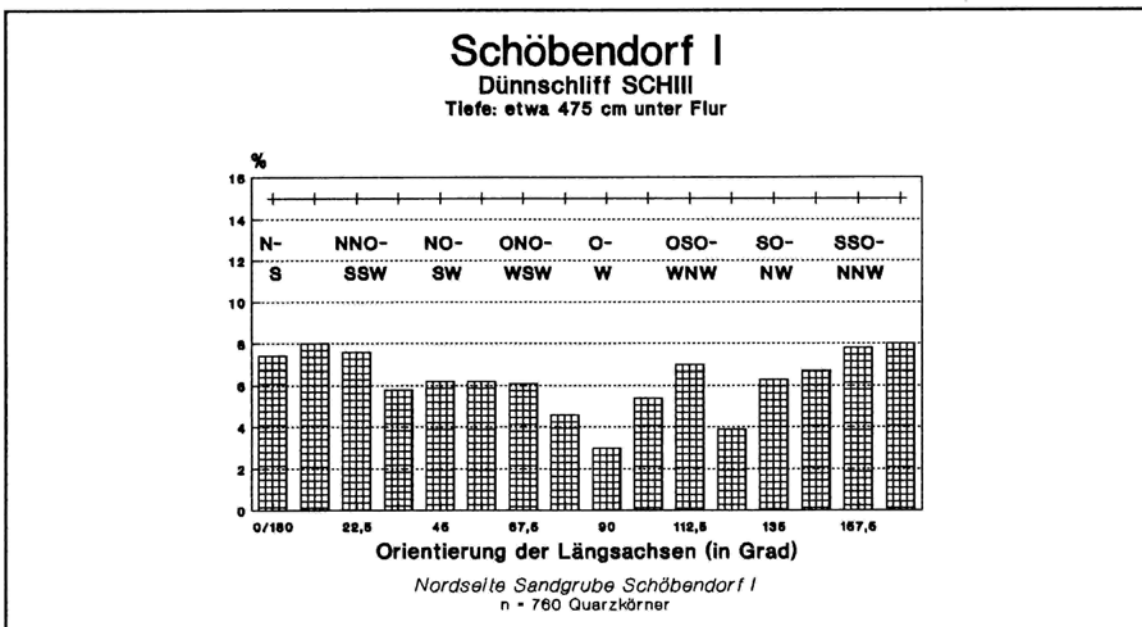


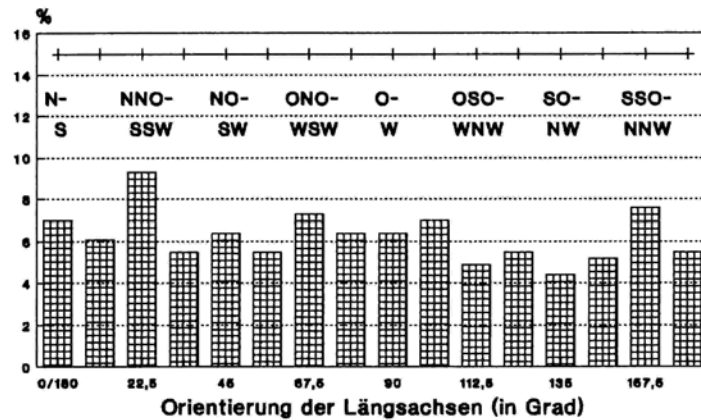
Abb. 6 Orientierungsverteilung der Längsachsen der Quarzkörner im Dünnschliff "III" aus dem Profil Schöbendorf I



# Schöbendorf I

Dünnschliff SCHV

Tiefe: etwa 515 cm unter Flur



Nordselte Sandgrube Schöbendorf I  
n = 344 Quarzkörner

Abb. 7 Orientierungsverteilung der Längsachsen der Quarzkörner im Dünnschliff "V" aus dem Profil Schöbendorf I

## 8.2.2. Sonstige Dünnschliffbildauswertungen

### 8.2.2.1. Profil Klasdorf I

Bei der Auswertung der Dünnschliffe A bis F aus dem Profil Klasdorf I (für die Entnahmestellen: s. Anl. 8.1.2.1.) stellte sich heraus, daß sie sich hinsichtlich des Humusgehaltes, der Häutchen und des Holzkohlegehaltes voneinander unterscheiden. Die Ergebnisse sind in nachfolgender Tabelle dargestellt.

Tab. 6 Ergebnisse der Auswertungen der Dünnschliffe aus dem Profil Klasdorf I.

Dünnschliff	Humusgehalt	Häutchen	Holzkohlepartikel
A	gering <sup>1</sup>	mäßig viele; Teil der Körner besitzt Häutchen, ein Teil nicht	gering
B	mäßig hoch	wie bei A	gering
C	gering	wie bei A	relativ viele
D	gering	viele	gering
E (bAh-Horizont)	hoch	wenige	relativ viele
F (Braunerde)	gering	viele	gering

Die in der Tab. 6 zusammengefaßten Beobachtungen erlauben folgende Schlußfolgerungen:

- Die Sande, aus denen Probe D entnommen ist, sind wahrscheinlich aus einem Teil des Braunerdehorizonts außerhalb der Grube ausgeweht worden. Das gilt auch für die Proben A und C. Die im Gelände beobachteten Farben bestätigen diese Feststellungen.

- Die Sande, aus denen Probe B entnommen ist, entstammen wahrscheinlich dem bAh-Horizont (woher Probe E stammt). Die im Gelände festgestellten Farben bestätigen diese Beobachtung: "Schicht B" ist zwar grau, aber viel heller als "Schicht E".

- Die Probe F zeigt nicht die sonst für Braunerden typisch zusammenhängende braune Masse zwischen den Körnern (z. B. KUBIËNA, 1953, Tafel XIX, 1. Bild). Viele Körner besitzen lediglich ein Eisenhäutchen. Die Häutchen sind übrigens in der Probe F mächtiger als in den Proben A, B, C und D.

---

<sup>1</sup> Zu den Humusgehalten: gering: < ca. 0,3 %;  
mäßig hoch: ca. 0,3 % bis ca. 1,5 %; hoch: > ca. 1,5 %

#### 8.2.2.2. Profil Schöbendorf **III**

Die im Vertikalschnitt entnommenen Dünnschliffproben aus dem Profil Schöbendorf **III** zeigen, daß die anmoorige Schicht und der darüber abgelagerte Flugsand sich nicht miteinander verzahnen. Die Überwehung der anmoorigen Schicht wurde demnach nicht durch Torfwachstum unterbrochen. Daraus läßt sich ableiten, daß die Überwehung relativ schnell erfolgte. Eine umfassende Auswertung dieser Proben steht noch aus.

## **9. Datierungen und Daten**

### **9.1. <sup>14</sup>C-Daten**

Es wurden vier <sup>14</sup>C-Altersbestimmungen im Berliner <sup>14</sup>C-Labor vorgenommen. Bei diesen 4 Proben erfolgte von Herrn Dr. J. GÖRSDORF (1991), Deutsches Archäologisches Institut Berlin, eine Kalibrierung mit dem Computerprogramm "C.I.O. Radiocarbon Calibration Program" (VAN DER PLICHT u. a., 1987). Die Ergebnisse werden in Anl. 9 dargestellt.

Die Datierung der Probe aus dem Profil Klein Ziescht **I** ähnelt stark einer von MAGALOWSKI & NOWEL (1982, S. 840) publizierten Datierung von Holzkohlestücken aus einem begrabenen Horizont in einer Düne im Raum Cottbus. Diese Holzkohlestücke wurden auf  $1440 \pm 100$  B. P. (gleich  $510 \pm 100$  Jahre n. Chr.) datiert und mit einer slawischen Siedlungsphase - mit Brandrodungen einhergehend - in Zusammenhang gebracht.

Ein weitere <sup>14</sup>C-Datierung aus dem Dahme-Flußbereich wird aus der Dissertation von MÖHRICKE (1989) herangezogen. Die Dahme biegt im Baruther Urstromtal oberhalb von Golßen in östlicher Richtung ab. Sie fließt um die Dünen der Gehmlitz und weiter nördlich um die Bogendünen westlich Rietzneuendorf. MARCINEK (1961) vermutet eine Umlenkung der Dahme durch die Einwehung von Flugsanden von Westen her.

Nach Meinung des Verfassers sind aber diese Flugsande - wenigstens teilweise - schon im Weichselhochglazial im Urstromtal angehäuft worden. Intensive Geländearbeiten durch Bohrungen und Geländebeobachtungen sowie Kartenstudien ergaben sowohl im Bereich der Gehmlitz als auch im Bereich Rietzneuendorf keine einzige Stelle, wo Sedimente der Dahme unter Dünensanden anzutreffen wären. Damit wird die These bestätigt, daß beide Dünenfelder schon im Weichselhochglazial geformt wurden. Die Umflutung der Dahme um die Dünenfelder im Urstromtal ist demnach erst später erfolgt. Die Datierung der Dahmesedimente beschreibt MÖHRICKE: "Durch den Fund datierbaren organischen Materials war eine zeitliche Bestimmung durch die Dahme geschaffener morphologischer Formen und geologischer Strukturen im Sinne des Terminus post quem möglich. Die radiometrische Untersuchung nach der <sup>14</sup>C-Methode ergab für das im Bereich einer Kolkbasis in 1,8 bis 2,0 m u. Fl. eingebettete organogen-fluviale Sediment ein absolutes Alter von  $11.800 \pm 400$  Jahre B. P. (Bln 3727; KOHL, 1988). Es muß demnach

in der Älteren Dryas entstanden sein. Die im Dahmetal darauf entstandenen fluvialen Formen stellen entsprechend dieser Datierung spätweichselzeitliche bis frühholozäne Bildungen dar" (MÖHRICKE, 1989, S. 63).

## **9.2. TL-Daten**

### **9.2.1. Vorbemerkungen**

Die Proben zur Thermolumineszenz-Datierung wurden von Herrn Dr. L. ZÖLLER und vom Verfasser im Juli 1990 unter strenger Beachtung der Lichtverhältnisse nach der gleichen Methode entnommen; anschließend wurden sie in lichtdichten Behältern nach Heidelberg transportiert. Die TL-Datierungen wurden von Herrn Dipl.-Geol. M.M. BARAY in der Forschungsstelle Archäometrie der Heidelberger Akademie der Wissenschaften am Max-Planck-Institut für Kernphysik in Heidelberg durchgeführt. Dabei erfolgten die Datierungen in erster Linie an Kalifeldspatkörnern; die Quarzdatierungsergebnisse bedurften weiterer methodischer Untersuchung (BARAY, 1992). Es wurde sowohl mit dem  $\alpha$ - als auch dem  $\beta$ -Spektrometer gearbeitet. Für Einzelheiten zur angewandten Methodik wird auf die Dissertation von BARAY (1994) verwiesen.

### **9.2.2. Ergebnisse der TL-Datierungen**

Die Daten zu den TL-Datierungen - Ergebnisse von BARAY (1992) und Probenentnahmestellen - sind aus Anl. 9 ersichtlich.

## **9.3. Archäologische Daten**

### **9.3.1. Profil Klein Ziescht I**

Es wurden oben auf der Düne umgelagerte Reste von "blau-grauer Ware" und deutscher Bauernkeramik<sup>1</sup> (ab 15. Jh.) und unmittelbar unter dem Bs-Horizont Feuerstein-Abschläge gefunden<sup>2</sup>.

### **9.3.2. Profil Klasdorf I**

In der oberen Hälfte des Rankerbodens wurde blau-graue Ware (12./13. Jh.) gefunden, in der unteren Hälfte wurden bronzezeitliche Scherben ("lederbraune Ware") angetroffen.

### **9.3.3. Profil Schöbendorf I**

Zwischen zwei begrabenen Podsolen wurde ein gerundeter Granitstein von etwa 20 cm Durchmesser gefunden (s. Anl. 7.2.3.2.). Möglicherweise war er als Wärmespeicher an einer Feuerstelle gedacht. Im oberen Podsol-Boden (im bBs-Horizont 2, im südlichen Teil der Grube) befinden sich Scherben, die - in Kombination mit Feuersteinabschlägen, welche einige cm tiefer im Profil vorgefunden wurden, - von JÄGER<sup>3</sup> zur Lausitzer Kultur ("Urnenfelder-Bronzezeit", ca. 3.000 B. P.) gehörig erkannt wurden. Im nördlichen Teil des Aufschlusses sind zwei ehemalige Gruben zu erkennen, die bis auf den Ortstein des unteren Podsols reichen.

---

<sup>1</sup> Herr G. MAETZ, Kreisbodendenkmalpfleger im Kreis Luckenwalde, wird an dieser Stelle gedankt für die Ansprachen und zeitliche Einstufungen der Scherben, die in den verschiedenen Profilen im UG gefunden wurden.

<sup>2</sup> Diese und andere archäologische Reste wurden dem Herrn St. PRATSCH, Kreisbodendenkmalpfleger des Kreises Teltow-Fläming übergeben.

<sup>3</sup> Mündliche Mitteilung von Herrn Prof. Dr. K.-D. JÄGER (Berlin), 1991

#### 9.3.4. Profil Paplitz

Es wurden bronzezeitliche Scherben ("lederbraune Ware") oberhalb der Wiesenkalkschicht gefunden (s. Profilzeichnung Anl. 7.3.1.1.).

### **9.4. Pollenanalytische Daten**

#### 9.4.1. Darstellung der Ergebnisse

Die Ergebnisse der Pollenanalysen<sup>1</sup> werden in den Anl. 9.1.2. und 9.3.2. tabellarisch dargestellt. Sowohl die Art des Probenmaterials (überwehte Dünenoberflächen) als auch die Gesamtzahl der gezählten Pollen pro Probe lassen eine graphische Darstellung mit Hilfe von Pollendiagrammen nicht sinnvoll erscheinen. Außerdem sind nur Spektren vorhanden, keine vollständigen Profile. Wie WOLLENBERG (1975) schon bemerkte, wären weitere Pollenanalysen im UG wünschenswert<sup>2</sup>.

#### 9.4.2. Profil Klein Ziescht I

Der vierte begrabene Boden von oben wird auf Grund des relativ hohen Anteils an Kulturbegleitern im Pollenspektrum als wahrscheinlich jungholozän eingestuft. In Kombination mit einem <sup>14</sup>C-Alter von 1490 ± 70 B. P. (Bln 3599) kommt man auf ein Mindestalter von ca. 1.500 Jahren. Die drei anderen begrabenen Ranker-Böden sind wegen des zu niedrigen Pollengehalts der jeweils aufbereiteten Probe nicht auswertbar.

---

<sup>1</sup> Die Pollenbestimmungen erfolgten hauptsächlich unter Verwendung von BEUG (1963), ERDTMANN (1954), MOORE & WEBB (1978) und STRAKA (1975).

<sup>2</sup> "Zusätzlich durchzuführende pollenanalytische Arbeiten könnten den Beginn der Moorbildung zeitlich genau fixieren sowie die Entwicklung der natürlichen Vegetationsverhältnisse klären helfen. Eine Auswertung käme wieder den Interessen der angewandten Forstwirtschaft zugute" (WOLLENBERG, 1975, S. 4).

#### 9.4.3. Profil Schöbendorf I

Die beiden unteren Podsole im Nordteil der Grube sind pollenanalytisch nicht auswertbar, da sie zu wenig Pollen enthalten. Ein unmittelbar darüber liegender begrabener Podsol kann nicht genauer als warmzeitlich eingestuft werden. In Kombination mit einem  $^{14}\text{C}$ -Alter von  $260 \pm 50$  B. P. und dem Vorkommen von Backsteinresten wird eine mittelalterliche oder noch jüngere Bildung dieses Podsols für wahrscheinlich gehalten.

#### 9.4.4. Profil Paplitz

Pollenanalysen an diesem Profil liegen bisher nicht vor. Eine erste Vordurchsicht der Probe aus dem Torfband (s. Profilzeichnung) erbrachte jedoch folgende Ergebnisse: Eine relativ große Zahl von *Betula*(Birken)- und *Pinus*(Kiefern)-Pollen - wobei *Betula* vorherrscht - konnte festgestellt werden. Weitere Baumpollen waren nicht zu ermitteln. Pollen von Wildgräsern, *Cyperaceae* (u. a. Seggen) und verschiedenartige Sporen (u. a. *Equisetum* = Schachtelhalm) kommen relativ häufig vor. Der Gesamtgehalt an Kräutern (bezogen auf die Baumpollenzahl) bleibt deutlich unter 20 %. Der Gesamtgehalt an Pollen und Sporen würde für eine Pollenanalyse ausreichen. Der bisherige Befund deutet in die Richtung einer alleröd- oder präborealzeitlichen Vegetation.



#### 9.4.5. Profil Schöbendorf **III**

Zu dem Profil Schöbendorf **III** liegen noch keine Pollenanalysen vor. Eine erste Vordurchsicht der Probe aus dem anmoorigen Sandband (s. Anl. 8.1.5.1.) erbrachte jedoch folgende Ergebnisse: Bisher konnten die zehn Baumpollenarten Pinus (Kiefer), Fagus (Buche), Carpinus (Hainbuche), Quercus (Eiche), Tilia (Linde), Ulmus (Ulme), Betula (Birke), Alnus (Erle), Salix (Weide) und Acer (Ahorn) nachgewiesen werden. Dabei erreichen die Fagus- und Carpinus-Anteile zusammen einen Wert von über 10 %; die Erle weist einen Anteil von 20 - 30 % auf. Es konnten auch Pollen von Calluna vulgaris (Heidekraut), Artemisia (u. a. Beifuß) und von Wildgräsern festgestellt werden. Weiterhin wurden viele verschiedene Sporen angetroffen. Der Gesamtgehalt an Pollen und Sporen würde für eine Pollenanalyse ausreichen. Der bisherige Befund zeigt ein Pollenspektrum, das einem slawenzeitlichen Vegetationsbild - vor allem auf Grund des hohen Buchenanteils - ähnelt.

### **9.5. Daten aus Binnenwassermergeln**

#### 9.5.1. Vorkommen

Zur begrifflichen Bestimmung: Die CaCO<sub>3</sub>-Gehalte betragen nach SCHALLON (1956, in MAUDREI, 1968, S. 36) bei sog. "Wiesenkalk" (besser: Binnenwassermergel) bis zu 52,5 % und bei kalkhaltigem Sand bis zu 20,6 %. Bei Horstwalde und zwischen Paplitz und Baruth kommen im Urstromtal unter den Dünen Binnenwassermergel und kalkhaltige Sande vor (s. Anl. 7.3.1. und 7.3.5.).

Auch 1 km südlich von Rietzneuendorf, 3 km östlich Waldow, 0,5 km nordöstlich der Autobahnüberführung von Freiwalde nach Schönwalde und an der Autobahnabfahrt Staakow (Nordostseite) sind im Urstromtal Binnenwassermergel und kalkhaltige Sande festzustellen. In diesen vier Profilen<sup>1</sup> kommen die Binnenwassermergelschichten an oder

---

<sup>1</sup> Aufgenommen von Herrn H. ILLIG (Luckau) am 23.10.1987

dicht unter der Geländeoberfläche (Überdeckung höchstens 60 cm mächtig) vor.

### 9.5.2. Zum Alter der Binnenwassermergel

Das Binnenwassermergelband im Profil Paplitz ist von bronzezeitlichen Scherben überlagert; es ist demnach älter. Eine Probe aus dem in Par. 9.5.1. genannten Binnenwassermergelvorkommen von Schönwalde (0,5 km nordöstlich der Autobahnüberführung) wurde von FUHRMANN (1987) paläontologisch (mit Hilfe von Mollusken) untersucht. Er kam zu dem Ergebnis, daß das Fundmaterial ins Jungholozän zu datieren ist. Eine genauere Einstufung war auf Grund des zu geringen Fundmaterials nicht möglich. Da in der Probe keine Pollen vorgefunden wurden, war eine Pollenanalyse nicht möglich. Die Ursache für das Fehlen von Pollen ist wahrscheinlich ein stark schwankender Grundwasserspiegel, wodurch eine Korrosion der Pollen - durch Lufteinwirkung - stattgefunden hat.

### **9.6. Aus Bodentypen abgeleitete Daten**

Trotz zahlreicher Bohrungen und Schürfe konnte bisher nur in der Sandgrube Schöbendorf **I** ein unter den jeweils ältesten, wahrscheinlich weichselspätglazialen Dünen- oder Flugdecksanden anstehender "Boden" ermittelt werden<sup>1</sup>. Die wahrscheinlich weichselspätglazialen äolischen Sande und die Sande des Liegenden ("Urstromtalsande") unterscheiden sich makroskopisch nicht oder kaum voneinander, so daß eine eventuelle schwache Bodenbildung in den liegenden Sanden makroskopisch nicht auffällt.

In den dem Weichselspätglazial zugeschriebenen Dünen sind an mehreren Stellen

---

<sup>1</sup> In der Schöbendorfer Sandgrube **I** wurde ein etwa 5 cm dickes, dunkles Sandlößband unter der Düne angetroffen, das keine Pollen enthielt. Die Ursache der Verfärbung ist unklar; möglicherweise spielt eine Mangananreicherung eine Rolle. Zeitlich ist sie, nach den TL-Datierungen zu urteilen, in die Ältteste Dryas, die Böllingzeit oder die Ältere Dryas zu stellen. Unter dem Band befinden sich noch einige, bis zu 2 cm mächtige, ähnliche Bändchen, die durch hellere, schluffarme Schichten voneinander getrennt werden.

Braunerden (so im Profil Schöbendorf **I**, im Profil Klasdorf **I** und bei Golßen<sup>1</sup>) oder Braunpodsole (Profil Klein Ziescht **I** und Profil Schöbendorf **I**) nachgewiesen worden.

Insgesamt ist festzustellen, daß die pleistozänen Dünen (Altdünen) im Urstromtal und die pleistozänen Flugsanddecken im Fläming<sup>2</sup> eine Braunerde oder einen bzw. mehrere (Braun-)Podsol(e) tragen. Die holozänen Dünen (Jungdünen) oder die holozänen Überwehungen (Jungdünen mit Altdünenkern) tragen im UG meist Ranker, seltener auch Podsole (wie z. B. im Profil Schöbendorf **I**).

## **9.7. Historische Quellen**

Verschiedene im UG auf den Dünen errichtete Gebäude und durch die Dünen angelegte Ent- und Bewässerungsgräben stellen einen Terminus ante quem für die Dünenbildung dar. Beispiele bilden die Slawische Burg östlich von Luckenwalde, die 1716 errichtete Glashütte im Dorf Glashütte (RICHTER, 1958) und der Durchbruch durch die Langen Horst Berge an der Horstmühle (Anlage vermutlich im 17. Jh., nach der ÖDER-ZIMMERMANNschen Karte von 1595/1596). Weiterhin stellen Karten historische Quellen für die Datierung der Dünenbildung dar (s. Par. 6.1.).

## **9.8. Einbindung der Datierungsergebnisse (Profile)**

Die in den Par. 9.1. bis 9.7 aufgelisteten Datierungsdaten und zusätzlichen relevanten Informationen wurden in den Anl. 9.1.1., 9.2., 9.3.1.1. und 9.3.1.2. zusammengefaßt und an Hand von Eintragungen in die jeweiligen Profile dargestellt.

---

<sup>1</sup> Nördlich von Golßen wurde unter einer Überwehung eine Catena von Paläoböden nachgewiesen; in den höheren Teilen des Altdünenreliefs sind Braunerden entstanden, und in den niedrigeren Teilen haben sich Gley-Böden entwickelt (GRAMSCH, 1969; mündl. Mitt. Prof. Dr. K.-D. JÄGER, 1992).

<sup>2</sup> 500 m nördlich des Ortskerns Groß Ziescht wurde z. B. unter einer Düne ein gut ausgebildeter Podsol angetroffen. Die liegenden Sande bildeten vermutlich eine pleistozäne Flugdecksandschicht.

## **10. Literatur**

### **10.1. Literatur zu den Dünen im Osten Deutschlands**

Den Stand der Forschung zu den Dünen im Osten Deutschlands bis etwa 1965 vermitteln größtenteils die Dissertationen von SEELER (1962) und NOACK (1965). Diese Arbeiten sind vorwiegend kartographisch angelegt und behandeln die Verbreitung und Gestaltung der Binnendünenfelder. Hinsichtlich der Datierung der Binnendünen im Osten Deutschlands brachten sie keine neuen Ergebnisse. Deshalb wurde versucht, diese Lücke hinsichtlich der Datierung der Binnendünen mit einer Übersicht über die vorhandene Literatur zu schließen. Die Publikationen - ein zusammenfassender Überblick wird in Anl. 10 gegeben - wurden nach den Methoden der Datierung (s. Par. 5.5.) gegliedert.

### **10.2. Literatur zu den Dünen in den Jungmoränengebieten in sonstigen Teilen des nördlichen Mitteleuropas**

#### **10.2.1. Jungmoränengebiet in Nordwestdeutschland**

PYRITZ (1972) beschreibt das Vorkommen und die Entstehung von Alt- und Jungdünen sowie Flugsandebenen in Niedersachsen. Außerdem weist er auf die Auswirkungen der Dünenzerstörung und Treibsandbildung hin und wertet die bis 1972 erschienene Literatur aus. Seit dieser Publikation sind meines Wissens keine substantiellen Publikationen zu den Binnendünen im Jungmoränengebiet Nordwestdeutschlands erschienen.

ROESCHMANN u. a. (1982, S. 269) berichten, daß im niedersächsischen Tiefland an vielen Stellen, vor allem unter älteren Flugsanden, Böden aus dem Bölling und aus dem Alleröd konserviert wurden. Dabei wurden Alleröd-Böden häufiger in der Literatur

erwähnt als Bölling-Böden. Mehrere Autoren stellen schluffige bzw. kiesführende Sandschichten zwischen Flugsanden in die Böllingzeit (z. B. VAN DER HAMMEN, 1951 und VIERHUFF, 1967).

#### 10.2.2. Jungmoränengebiet in Polen

Das Schrifttum zu den Binnendünen im Jung- und Altmoränengebiet Polens ist sowohl umfangreich als inhaltlich breit gefächert. Deshalb sind hier lediglich einige, m. E. für das UG wichtige, Publikationen erwähnt. Für weitere Literaturstudien wird auf GALON (1959), KOZARSKI u.a. (1969), KOZARSKI (1978, 1990 und 1991), NOWACZYK (1986) und KOZARSKI & NOWACZYK (1990a und 1990b) verwiesen.

Polen ist nach GALON (1959) ein klassisches Binnendünenland. Das häufige Vorkommen von Binnendünen ist sowohl auf die vorzeitlichen Klimabedingungen als auch auf das Vorhandensein ausgedehnter sandig-kiesiger Terrassen in Urstromtälern und periglaziären Tälern sowie Sanderflächen zurückzuführen. Diese Formen spielen entsprechend eine wesentliche Rolle im Relief (KOZARSKI, 1978).

Die Hauptdünenform in Polen ist die Bogendüne. Daneben befinden sich Längs- und Querdünen. Stark verbreitet sind unregelmäßig gestaltete Dünen, die sich nicht in die gebräuchliche Terminologie einordnen lassen (GALON, 1959). Die Binnendünen sind bis zu 20 m hoch; die größten Dünen liegen im allgemeinen auf Terrassen, während kleinere Dünen auf den Sandern zu finden sind (NOWACZYK, 1986, S. 234).

Überwiegend sind die Dünen von Westwinden gebildet worden. Die nach Westen geöffneten Parabeldünen sowie die West-Ost-Erstreckung der Strichdünen weisen darauf hin. Die schwach nach Westen und stark nach Osten geneigten Dünenhänge, die im Westen gelegenen Deflationsmulden, deren Mineralbestand sie als Nährgebiete der östlich von ihnen liegenden Dünen aufweist, sind weitere Belege (PYRITZ, 1972, S. 104; NOWACZYK, 1986, S. 234).

Die Korngrößenverteilungen der Dünensande sind im Jung- und Altmoränengebiet Polens unterschiedlich: die Dünensande werden progressiv nach Norden feiner (KRYGOWSKI, 1958; NOWACZYK, 1986, S. 237). Auch ist zu beobachten, daß die Dünensande

nach Westen progressiv feiner werden. Übrigens bestehen alle Binnendünen vorwiegend aus Fein- bis Mittelsanden (zwischen 0,09 - 0,50 mm); sie ähneln dabei ihrem Substrat (NOWACZYK, 1986).

Nach Untersuchungen von DYLIKOWA (1969) an einem Aufschluß bei Katarzynow im Warschau-Berliner Urstromtal lassen sich an den Dünen im Jungmoränengebiet Polens bis zu vier Entwicklungsphasen feststellen. Nach einer ersten Anlage instabiler Flugsandfelder im ausgehenden Weichselhochglazial und in der Ältesten Tundrenzeit, in der sich durch Ausblasung Steinanreicherungen und Windkanterhorizonte einstellten (1. Phase), kam es nach dem Bölling-Interstadial in der Älteren Tundrenzeit zur Bildung von ausgeprägten Dünenformen mit zahlreichen Bogendünen (Phase 2). In der jüngeren Tundrenzeit wurden die von Nord-Nordwestwinden gebildeten Dünen von Südwestwinden überformt (3. Phase). Im Holozän erfolgte örtlich eine durch den Menschen ausgelöste Verwehung der Dünensande (4.Phase).

Im Weichseltal, nahe des Ortes Kamion, unweit der Mündung des Flusses Bzura in der Weichsel<sup>1</sup>, wurden von CICHOSZ-KOSTECKA u. a. (1990) zwei Proben aus der Weichselterrasse (aus einer organischen Schicht) mit Hilfe der <sup>14</sup>C-Methode datiert. Das Alter der einen Probe wird mit 14.590 ± 270 B. P. angegeben, das Alter der anderen Probe mit 14.300 ± 300 B. P. Über den Terrassensanden sind weichselspätglaziale äolische Sedimente abgelagert. Damit bilden die datierten Proben einen Terminus post quem für die ersten Dünenbildungen und einen Terminus ante quem für die Terrassenbildung. Mit Hilfe von Schwermineralanalysen und Verwitterungserscheinungen an Quarzkörnern gelang es ihnen außerdem, eine Trennlinie zwischen Dünensanden und Terrassensanden zu ziehen.

KOZARSKI & NOWACZYK stellten 1990 fest, daß es im Nordwesten Polens - zwischen Frankfurter Staffel und Pommerscher Endmoräne -eine Reihe von äolischen Erscheinungen gibt. Sie werden durch Windkanter, Flugdecksande, Binnendünen und Löß gekennzeichnet. Auf Grund von TL- und <sup>14</sup>C-Datierungen, von Pollenanalysen und archäologischen Funden konnten die Ablagerungen zeitlich eingestuft werden. Windkanter wurden

---

<sup>1</sup> Hier liegt eine ähnliche geomorphologische Position vor wie bei den Terrassen im Baruther Urstromtal im UG: zwischen der Brandenburger Endmoräne und der Warthe-Endmoräne gelegen und genetisch zum Jungmoränenland gehörig.

in der Zeit des Pommerschen Stadiums gebildet; Löß in der Ältesten Dryas. Die Flugsanddecken und Binnendünen wurden vorwiegend in der Jüngeren Dryaszeit und zu Beginn des Präboreals gebildet. Nach einer relativ langen Phase der Stabilisierung wurden die letztgenannten Ablagerungen etwa seit 5.000 Jahren B. P. durch menschliche Eingriffe in die Vegetation reaktiviert. Die Trichterbecherkultur (äneolithisch) und die Lausitzer Kultur sind offenbar die wichtigsten Perioden solcher Reaktivierungen in Nordwestpolen gewesen (KOZARSKI & NOWACZYK, 1990).

### 10.2.3. Korngrößenanalysen zu den Dünen in den verschiedenen Jungmoränengebieten aus der Literatur

Vergleiche mit den Ergebnissen anderer Untersuchungen stoßen auf Schwierigkeiten. Selten ist die gleiche Fraktionseinteilung gewählt worden. Als Lösung wurde für alle gefundenen Siebergebnisse aus der Literatur eine Kornsummenkurve gezeichnet und graphisch die D5, D25, D50, D75 und D95-Werte festgestellt. Man muß leider feststellen, daß die Ergebnisse der Siebungen in der Literatur nur generell ohne Beifügung der Siebergebnisse diskutiert werden. Dies ist leider oft in polnischen Publikationen der Fall, so daß die polnischen Ergebnisse in Anl. 10.2. unterrepräsentiert sind.

Bemerkenswert ist ein generelles Feinerwerden der Dünensande im Jungmoränenland Norddeutschlands in Süd-Nord-Richtung. Diese Beobachtung bestätigt die Möglichkeit einer regionalen Verallgemeinerung einer Feststellung von NOWACZYK (1986), wie er sie für ganz Polen beschrieben hat. Eine Erklärung sieht er im Feinerwerden der Urstromtalsande in Süd-Nord-Richtung. Eine Differenzierung der Dünensande in Ost-West-Richtung konnte für Norddeutschland - sowohl für das Alt- als auch für das Jungmoränengebiet - auf Grund der vorliegende Literatur nicht festgestellt werden.



## **10.3. Literatur zu den Dünen in den Altmoränengebieten der sonstigen Teile des nördlichen Mitteleuropas**

### **10.3.1. Altmoränengebiet in Nordwestdeutschland**

Analysen der älteren Flugdecksande für das Niedersächsische Tiefland fehlen fast völlig. Die Anzahl der Analysen von jüngeren Flugdecksanden ist ebenfalls noch relativ gering (PYRITZ, 1972). Die für das Weichselspätglazial der Niederlande gewonnenen Ergebnisse sind aber nach PYRITZ (1972) vermutlich auf das Niedersächsische Tiefland übertragbar.

Frühholozäne Flußdünen konnten in Niedersachsen bisher nur im Südwinsener Jungdünengebiet nachgewiesen werden (PYRITZ, 1972).

Die von KAISER, MÜHMEL-HORN und WALTHER 1989 untersuchten Dünen im Rendsburger Staatsforst, Land Schleswig-Holstein, (vorrangig im Altmoränengebiet liegend) wurden größtenteils in der Jüngeren Dryaszeit geformt. "In den Flug(deck)sandgebieten konnten in den prä-allerödzeitlichen Flugsanden in stark schluffigen Lagen bis zu zwei Bleichungshorizonte nachgewiesen werden, denen dann möglicherweise eine böllingzeitliche oder noch ältere Zeitstellung zuzumessen wäre. Die natürlich aufgewehten Dünensande werden von einem ausgereiften Boden (zumeist einem Orterde-Podsol) überdeckt. Abweichend von den Flugsandgebieten in den Rahmenbereichen der Dünen, wo den anthropogen ausgelösten Flugsandaufwehungen nur ein ganz geringer Anteil zuzumessen ist, kommt diesen in den Dünengebieten eine weitaus höhere Bedeutung mit oft beträchtlichen Mächtigkeiten zu. Solche durch den wirtschaftenden Menschen bewirkte Bildungen waren hauptsächlich Rodungen in den Dünengebieten während der Neuzeit (vor etwa 1800). Ferner muß aber aus solchen Befunden wohl auch abgeleitet werden, daß derartige Dünenneubildungen oder "Aldünen"-Überformungen nicht lediglich kleinräumig-lokaler Natur waren" (KAISER, MÜHMEL-HORN und WALTHER, 1989, S. 99 - 100).

Holozäne Dünengebiete sind im niedersächsischen Geestgebiet (alle höher gelegenen Landschaftsteile des Tieflandes aus vorwiegend oberflächigen, sandigen, meist pleistozänen Sedimenten) weit verbreitet (z. B. Übersichtskarten 1 - 3 bei PYRITZ, 1972). Sie kommen aber auch großflächig im Bereich der großen Flußtäler vor. "Besonders seit dem Mittelalter trat nach großflächiger Entwaldung und Beackerung verstärkte äolische Umlagerung auf. Besonders im westlichen Niedersachsen waren die zum Plaggenstich und zwischendurch als "Schafhude" verwendeten Heideflächen in der weiteren Umgebung der Dörfer z. T. noch bis zur letzten Jahrhundertwende bevorzugte Sandausblasungsgebiete ("Wehsandflächen"). Die dazu gehörenden Dünengebiete

liegen, z. B. im Hümmling, häufig in der direkten Umgebung der Dörfer zwischen den Ausblasungsgebieten und dem Esch" (ROESCHMANN u. a., 1982, S. 263; s. a. SCHEFFER & MEIER, 1963). Aber auch in Schleswig-Holstein, in Jütland und in der Altmark sind Plaggenböden nachgewiesen worden (NIEMEIER, 1972; ECKELMANN, 1980). Da die <sup>14</sup>C-Datierungen von solchen Böden noch immer problematisch sind (MÜCKENHAUSEN u. a., 1968; ECKELMANN, 1980), ist der zeitliche Beginn der Plaggenwirtschaft umstritten. Die generelle Umstellung vom "Waldviehbauerntum" zum "Heideviehbauerntum" ist wohl zwischen 800 - 1200 vor heute anzunehmen (MÜCKENHAUSEN, u. a. 1968, S. 196). Erste Vorstadien aus der Zeit vor 800 v. h. sind für Dobbrun (Kreis Osterburg) in der Altmark nachgewiesen<sup>1</sup>.

HAARNAGEL (1964) beschreibt für den Kreis Wesermünde ein - durch archäologische Funde gut datiertes - Dünenprofil, in dem in einem Zeitraum von höchstens 150 Jahren in einer Überwehung ein Podsol entstand. Diese relativ kurze Zeit hat offenbar für den Überwehungsvorgang, die Verfestigung und die Podsolierung ausgereicht.

### 10.3.2. Altmoränengebiet in Polen

Im Altmoränengebiet Mittelpolens begann nach GOŹDZIK (1990) eine Phase starker äolischer Tätigkeit, ungefähr vor 23.000 - 21.000 Jahren B. P.; sie dauerte bis einschließlich Weichselspätglazial an. Im Spätweichselhochglazial entstanden demnach Steinsohlen und vereinzelt Flugsanddecken. Die Ausblasungsprodukte gelangten in die (glacio-)fluvialen Systeme und wurden mit (glacio-)fluvialen Sedimenten gemischt. In der Ältesten Dryas wurden weniger derartige Mischsedimente geformt, und die Intensität des äolischen Transports nahm ab. Es bildeten sich häufiger Flugsanddecken als in der Zeit vorher. Im Prosnatal sind die weichselspätglazialen Binnendünen hinsichtlich ihres Alters gut bearbeitet worden (ROTNICKI, 1970 zitiert nach KOZARSKI, 1978). Zwischen 13.500 - 14.500 B. P. wurden Sandlöße mit einer zweigipfeligen Korngrößenverteilung in Mittelpolen abgelagert, wobei das Verhältnis zwischen Sand und Schluff variiert. Ein Nährgebiet für die Schluffanteile in den Sandlößen auszuweisen ist schwierig. In der spät-

---

<sup>1</sup> Mündliche Mitteilung von Herrn Prof. Dr. K.-D. JÄGER, 1992.

weichselglazialen Zeit nach der Sandlößakkumulation herrschte wieder die Ablagerung von grobkörnigeren Flugsanden vor (GOŹDZIK, 1990).

In der Zeit vor dem Bölling-Interstadial sind in Mittelpolen vereinzelt bis zu 3 m hohe Dünen erhalten geblieben<sup>1</sup>. Jedoch sind aus dieser Zeit häufig Flugsanddecken mit einer Mächtigkeit von zwischen 1,0 - 1,5 m zu beobachten, die an ihren Oberflächen unter Dünensanden begrabene böllingzeitliche Böden aufweisen (MANIKOWSKA, 1990)<sup>2</sup>. Zwischen dem Bölling und dem Alleröd wurden die bis zu 15 m hohen und kilometerlangen Parabeldünen Mittelpolens gebildet. Auf den äolischen Ablagerungen bildeten sich im Alleröd schwach entwickelte Podsole heraus. Die Flugdecksandablagerung endete mit dem Alleröd. Nach dem Alleröd wurden manche Dünen umgebildet, und in der Zeit des Präboreals bis ins Atlantikum stabilisierten sie sich, wobei sich teilweise mächtige Podsole herausbildeten (MANIKOWSKA, 1990).

Im Warschauer Becken wurde an mehreren Stellen ein Boden auf den Weichselterrassen, im Liegenden der Dünen, von KONECKA-BETLEY (1990) als böllingzeitlich datiert. In einer Düne bei Cieciva wurden vier Böden datiert, und zwar aus dem Bölling, aus dem Alleröd, aus dem Boreal und aus dem Anfang des Atlantikums (KONECKA-BETLEY, 1990).

Wie im polnischen Jungmoränengebiet sind auch die Dünen im polnischen Altmoränengebiet seit der Älteren Tundrenzeit vorwiegend von Westwinden gebildet worden (NOWACZYK, 1986, S. 245). Daneben wird jedoch durch Beobachtungen von PERNAROWSKI (1958) unterstellt, daß im Periglazialbereich der Weichselvereisung auch Ostwinde zur Dünenbildung führten. Er stellte im Gebiet zwischen Brandenburger- und Warthe-Endmoräne nördlich von Olsa (Öls), bei Sulow (Sulau) und Budkowice (Budkowitz) zwei Dünengenerationen fest. Die Dünen der älteren Generation - weniger zahlreich und schlechter erhalten - werden auf Ostwinde zurückgeführt. Barchane als

---

<sup>1</sup> Dazu sei bemerkt, daß TL-Probe 3 ( $14.200 \pm 2.800$  B.P., also wahrscheinlich präböllingzeitlich) im Profil Schöbendorf I in einer Höhe von  $\pm 3$  Meter über dem Urstromtalniveau und im Bv-Horizont der Braunerde entnommen worden ist.

<sup>2</sup> Auch B. NOWACZYK (mündliche Mitt., 1992) berichtete über eine böllingzeitliche Torfschicht (<sup>14</sup>C-Alter: ca. 12.500 Jahre B. P.) über dem Terrassensand im Głogów(Glogau)-Baruther Urstromtal, südlich von Lubsko (Mittelwestpolen). Diese Torfschicht wird von Flug(deck)sanden überdeckt, in denen sich ein Allerödboden (<sup>14</sup>C-Alter: ca. 11.400 Jahre B. P.) befindet.

Einzelformen und Schichtmessungen gibt PERNAROWSKI (1958) als Belege an. Die Dünen der jüngeren Generation, von Winden westlicher Richtung gebildet, treten als Parabel- und Strichdünen auf.

K. ROTNICKI beschreibt 1970 die von ihm und von K. TOBOLSKI (1966) untersuchte Düne in Węglewice (Prosnatal im Saale-Vereisungsgebiet Mittelwestpolens). Er hat vier Phasen der äolischen Tätigkeit im Prosnatal ausgegliedert:

1. Ende des Weichsel-Pleniglazials, gekennzeichnet durch eine starke Deflation, die Entstehung von bis zu 6 m tiefen Deflationswannen, sowie durch die Bildung eines Deflationspflasters und Entstehung von ersten Dünen<sup>1</sup>,
2. Entwicklung der 4 m hohen Düne in Węglewice in der Älteren Dryaszeit
3. Bildung der sie bedeckenden 11 m hohen Düne in der Jüngeren Dryaszeit und
4. lokale Verwehung mit lokalem Charakter ab dem Atlantikum.

Im Dünengebiet an der Prosnamündung stellten NOWACZYK und ROTNICKI 1972 fest, daß eine der Parabeldünen in der zweiten Hälfte der Jüngeren Dryaszeit seine Erstanlage hatte. Weitere dünenbildende Phasen sind der Beginn des Präboreals und die historische Zeit gewesen.

"Die in beiden Düneneefeldern (im Prosnatal, Verf.) durchgeführten Untersuchungen beweisen, daß die Jüngere Dryaszeit im Prosnatal eine Periode der markantesten äolischen Tätigkeit war, denn gerade damals sind die morphologisch am besten ausgebildeten und höchsten Dünen entstanden" (KOZARSKI, 1978, S. 293). NOWACZYK schließt sich auf Grund intensiver Gelände- und Literaturforschungen dieser Schlußfolgerung an, erweitert die Zeit der intensiven äolischen Tätigkeit auf das Präboreal und bezieht sie auf ganz Polen (NOWACZYK, 1986, S. 242).

Dagegen schreibt DYLIKOWA (1969) die Entstehung der Mehrzahl der Dünen in Mittelpolen der Älteren Tundrenzeit zu. Nach LIEDTKE (1981) sprechen auch die großen brandenburgischen Dünen für diese Annahme. Als einziges Argument führt er an, daß sie nachträglich noch eine äußere Überprägung durch Südwestwinde erfahren haben sollen.

Die Dünen wurden im polnischen Jungmoränengebiet überall etwa gleichzeitig gebildet; eine zonale Nordwärtsverlagerung entsprechend dem Abschmelzen des

---

<sup>1</sup> Nach NOWACZYK sind bisher nur in drei weiteren Dünen (Annopol, Kamionna und Rosle Nowe im Altmoränengebiet Polens) äolische Ablagerungen aus der Ältesten Dryaszeit festgestellt worden (NOWACZYK, 1986, S. 241).

Inlandeises konnte nicht nachgewiesen werden (KOZARSKI, 1978, S. 302).

Neubildungen kommen in Polen relativ wenig vor, Umbildungen von weichselspät-glazialen Dünen desto mehr. Dabei sind keine überregionalen Phasen auszumachen, sondern es sind im ganzen Holozän örtliche Verwehungen aufgetreten (NOWACZYK, 1986, S. 242).

### 10.3.3. Altmoränengebiet in den Benelux-Ländern

#### 10.3.3.1. Einteilung der sandigen äolischen Ablagerungen

Die sandigen äolischen Ablagerungen in den Niederlanden werden auf Grund der Materialeigenschaften von KOSTER (1978) geomorphologisch wie folgt eingeteilt:

1. "Dekzanden" (Flugdecksande) sind spätpleistozäne sandige äolische Ablagerungen, die ein klar entwickeltes Bodenprofil an ihrer Oberfläche haben und ein Gefüge, das weniger locker ist als das der "Stuifzanden" (s. Punkt 3., "Stuifzanden"). Die Ablagerungen weisen keine begrabenen Humusstreifen auf und zeigen ein welliges bis flaches Relief. In "Dekzanden" werden oft periglaziäre Erscheinungen festgestellt.

2. "Landduinafzettingen" (Binnendünenablagerungen) sind durch die gleichen Materialeigenschaften wie die "Dekzanden" gekennzeichnet, besitzen aber ein Dünenrelief (und werden deshalb oft "dekzandruggen" [Rücken aus Flugdecksand] genannt; PYRITZ würde von Altdünen sprechen).

3. "Stuifzanden" (holozäne Flugsande) sind aus terrestrischen pleistozänen Ablagerungen hervorgegangene sandige äolische Ablagerungen (SCHELLING, 1957, S. 129), die überwiegend durch eine helle graugelbe Farbe, ein sehr lockeres Gefüge und durch humusreiche Streifen charakterisiert sind. Die "Stuifzanden" besitzen oft ein Dünenrelief.

4. Küstendünenablagerungen sind an den heutigen oder früheren Verlauf der Küste gebunden. Auf Küstendünenablagerungen wird hier nicht weiter eingegangen, da sie nicht im UG vorhanden sind. Es wird bezüglich der niederländischen Küstendünen lediglich auf die folgenden Arbeiten hingewiesen: VAN DIEREN (1934), VAN HOUTEN (1939), WESTHOFF (1947), KLIJN (1981), RUTIN (1983), JUNGERIUS (1986) und ZAGWIJN (1984).

5. Rivierduinafzettingen (Flußdünenablagerungen) sind an heutige oder frühere Flußläufe gebunden. Ihr Material ähnelt stark dem Material der Flußbauen (EDELMAAN & MAARLEVELD, 1958, S. 676).

#### 10.3.3.2. Weichselspätglaziale Flugsande

Die äolischen Sande nehmen mehr als 50 % der niederländischen Landesfläche ein (PYRITZ, 1972; KOSTER, 1982). Die Untersuchung der "Korngrößenzusammensetzung von tausenden niederländischen Flugdecksandproben" durch EDELMAAN & MAARLEVELD (1958, S. 665) ergab bei der Mehrzahl der Proben ein ausgesprochenes Maximum zwischen 105 und 210  $\mu$ . Die gesicherten Ergebnisse dieser großen Anzahl von Untersuchungen ermöglichen es für die Niederlande, Flugdecksande mit charakteristischen Korngrößenspektren mit Hilfe von Korngrößenanalysen den einzelnen Phasen des Weichselspätglazials zuzuordnen (MAARLEVELD, 1960 u. a. in PYRITZ, 1972).

Die Stratigraphie der Flugdecksande in den Niederlanden wird in Anl. 10.3. wiedergegeben. Sie darf im allgemeinen auch auf derartige Ablagerungen in Belgien übertragen werden (VANDENBERGHE & GULLENTOPS, 1977; VANDENBERGHE, 1985).

Im Jüngeren Weichselhochglazial (engl.: Upper Pleniglacial; etwa 29.000 B. P. bis zum Bölling-Interstadial) herrschten - nach verschiedenen Autoren (zitiert in SCHWAN, 1988, S. 38) - nordwestliche bis nordöstliche Winde in Westeuropa vor. RUTTEN (1954, in SCHWAN, 1988, S. 39 - 40) schlägt ein System vor, um Flugdecksand- und Lößablagerung miteinander in Einklang zu bringen:

1. einerseits heftige Stürme mit westlichen Winden, die eine Deflation des trockenen Nordseebeckens und eine Ablagerung von Sanden in Nordwesteuropa verursachen und andererseits

2. antizyklonale Strömungen mit sonnigem Wetter oder katabatischen Winden; dabei Deflation am Rande des Weichseises und Ablagerung des Lösses weiter vom Eisrand entfernt. Auch VIERHUFF (1967) kam bei seinen Studien zur Decksand-Sandlöß-Flugsand-Problematik in Niedersachsen zu ähnlichen Annahmen.

MAARLEVELD & VAN DER SCHANS (1961) kamen auf Grund von Studien zu den Altdünenformen zu den Schlußfolgerungen, daß in der älteren Dryaszeit der Wind in den Niederlanden vorherrschend aus Nordwest kam, während die Hauptwindrichtung in der Jüngeren Dryaszeit auf Südwest wechselte.

#### 10.3.3.3. "Stuifzanden"

"Stuifzanden" bedecken in den Niederlanden ein Areal von etwa 800 km<sup>2</sup>; davon etwa 230 km<sup>2</sup> im Gebiet der Veluwe (zentrale Niederlande) (KOSTER, 1978) und etwa 85 km<sup>2</sup> auf den Grundmoränenplatten in der nördlichen Provinz Drenthe (CASTEL, 1991). Die Verbreitung der "Stuifzanden" beschränkt sich in den Niederlanden weitgehend auf die höher gelegenen Landesteile (KOSTER, 1978).

Vom Beginn des Neolithikums und in verstärktem Maße ab dem späten Mittelalter sind im Gebiet der Veluwe durch menschliche Eingriffe ausgelöste ausgedehnte Verwehungen entstanden (KOSTER, 1978). Diese Verwehungen zeigen auf den Blättern der "Topografische Kaart 1 : 10.000" oft eine Südwest-Nordost-Orientierung ihrer Längsachsen. Südwestwinde werden deshalb und auf Grund von Publikationen verschiedener Autoren von KOSTER (1978, S. 44) als vorherrschende dünenbildende Winde im Holozän aufgefaßt.

Nach KOSTER (1978, S. 168) ist es nicht möglich, mit Hilfe von Korngrößenanalysen die "Stuifzanden" von den Flugdecksanden in den Niederlanden zu trennen. Zu den "Stuifzanden" im Süden der Niederlande publizierten VAN MOURIK (z. B. 1985, 1987, 1988) und VAN MOURIK & LIGTENDAG (1988).

#### 10.3.3.4. Flußdünenablagerungen ("Rivierduinafzettingen")

Die Flußdünenablagerungen an Rhein, Maas und Ijssel sind teilweise in der Jüngerer Dryaszeit entstanden. Diese Dünen ("Donken") sind annähernd parallel zu den Flüssen angeordnet. Da an vielen Stellen die Genese der Flußdünen im Präboreal und im Boreal noch nicht abgeschlossen war, wird auch der zu dieser Zeit schon dichteren Vegetation ein bedeutender Einfluß beigemessen. Durch diesen hemmenden Einfluß der Vegetation während der Bildungsphase wird vor allem der heutige geringe Abstand von den Flüssen und die flußorientierte Lage der Dünen erklärt (VAN DEN AKKER, KNIBBE UND MAARLEVELD, 1964).

Auch in Zentral-Belgien kommen im Tal der "Grote Nete" derartige Dünen vor, die von VANDENBERGHE beschrieben wurden: "Die lithologische Zusammensetzung, die Lage und Orientierung der Dünen (max. 5 m hoch) stehen in engem Bezug zur lithologischen Zusammensetzung des einstigen Talbodens, zur Talausrichtung und der früheren Windrichtung. Die ältesten äolischen Formen bestehen aus typischen geschichteten Decksanden und stammen vom Ende des Weichsel-Pleniglazials. Während der Älteren Dryas wurden W(NW)-E(SE)-orientierte Dünen aufgeweht. Schließlich schufen die (W)SW-Winde während der jüngeren Dryas nicht nur gutausgebildete geradlinige Rücken, sondern auch Parabeldünen. Sie sind aus aufgearbeiteten pleniglazialen Decksanden aufgebaut" (VANDENBERGHE, 1983, S. 251).

#### 10.3.4. Korngrößenanalysen zu den Dünen in den verschiedenen Altmoränengebieten aus der Literatur

Korngrößenanalysen von Binnendünenproben aus dem Altmoränengebiet wurden nach Literaturangaben in Anl. 10.4. zusammengetragen. Ähnlich wie bei den Dünensanden im Jungmoränengebiet (s. Par. 10.2.3.) ist ein generelles Feinerwerden der Dünensande in Nordostdeutschland in Süd-Nord-Richtung zu beobachten. Eine Differenzierung der Dünensande in Ost-West-Richtung konnte für das Altmoränengebiet Nordostdeutschlands nicht festgestellt werden.

Für Nordwest- und Süddeutschland liegen zu diesem Thema von VOSSMERBÄUMER (1976) ähnliche Ergebnisse vor; gleichzeitig gibt er einen Überblick über die bis 1976 erschienene Literatur zum mitteleuropäischen Gebiet.



## **11. Auswertung der Ergebnisse**

### **11.1. Diskussion der Daten**

#### **11.1.1. Allgemein**

In den Kap. 6 bis 10 wurden die das Untersuchungsgebiet betreffenden relevanten Daten in analytischer Weise dargestellt. Kap. 11 soll dazu beitragen, die Daten zu ordnen, so daß eine Synthese der Ergebnisse möglich wird.

#### **11.1.2. Die Profile Klein Ziescht **I** und **II****

In den von STÖPEL (1969) erfaßten Querprofilen (s. Anl. 7.5.; Profil Klein Ziescht **II**) ist, vor allem im Querprofil II<sup>1</sup>, klar zu erkennen, daß die von einem Braunpodsol bedeckte Altdüne nördlich Klein Ziescht ihre Luvseite an der Südsüdwestseite und ihre Leeseite an der Nordnordostseite hat. Das bedeutet eine starke Südkomponente der dünenbildenden Winde. Ähnliches gilt für die heutige Oberfläche der Düne. In Kombination mit den Längsachsenorientierungen der Quarzkörner im Altdünenteil des Profils Klein Ziescht **I** kommt man zu der Schlußfolgerung, daß die dünenbildenden Winde der Altdüne vor allem SSW- bis WSW-Winde, weniger häufig auch NW- bis NNW-Winde gewesen sind. Die Topographie des Geländes um Klein Ziescht, mit dem Niederen Fläming weniger als 1,5 km südwestlich des Aufschlusses, erschwert zwar die Annahme von SW-Winden, schließt sie jedoch nicht aus.

Nach den Ergebnissen der Datierungen (Par. 9.8.1.) sind die Altdünensande um Klein Ziescht im Weichselspätglazial abgelagert worden. Die oben genannten Windrichtungen waren also - wenigstens in einem Abschnitt des Weichselspätglazials (eine genauere Ein-

---

<sup>1</sup> Etwa 300 m westlich vom Profil Klein Ziescht **I** gelegen.

stufung ist in Hinblick auf die Auflösung der TL-Datierung nicht möglich) - in der Umgebung von Klein Ziescht vorherrschend. Die Ergebnisse der Korngrößenanalysen deuten auf eine Dreiteilung des Profils hin: die oberen Altdünensande und die unmittelbar darüber liegenden Jungdünensande sind feinsandiger als die darunter und darüber liegenden Sande.

Nach der Entstehung der Altdüne bildete sich in den oberen Partien eine Braunerde heraus. Es herrschten demnach (s. Kap. 5) noch kaltzeitliche Klimabedingungen vor. Die Bildung der Braunerde in der Ältesten oder in der Älteren Dryas wird für wahrscheinlich gehalten, da eine allerödzeitliche Bodenbildung innerhalb der Altdüne fehlt. Zudem wird eine jünger-dryaszeitliche Bildung auf Grund der geringen Zeitspanne vom Jüngeren Dryas bis zum Präboreal als weniger wahrscheinlich betrachtet. Fraglich bleibt dabei, weshalb keine Periglaziärscheinungen (Frostkeile usw.) in den Altdünensanden zu beobachten sind. Es sind m. E. zwei Deutungen möglich:

1. Die Flugsande sind am Ende der Jüngeren Dryas geformt worden. Das Klima war für die Herausbildung solcher Erscheinungen nicht kalt genug, und/oder die Zeit bis zum Holozän reichte für derartige Bildungen nicht aus.

2. Das Klima war extrem trocken (im Vorfeld des Inlandeises?) und/oder der Dünensand war lokal sehr trocken, so daß niedrige Temperaturen kaum Einfluß auf die Prozesse in den Dünensanden nehmen konnten. Hier liegt möglicherweise ein Analogon zum "Xeroperiglaziär" (JÄGER, 1979, S. 53) vor: eine sehr trockene Zone im Periglaziärbereich des Inlandeises.

Erstgenannte Deutung scheint nicht sehr wahrscheinlich, da sich in einer derart kurzen Zeit vermutlich keine Braunerde herausgebildet haben kann. Glaubwürdiger ist die zweite Erklärung, da in keiner der durch die TL-Datierungen ins Weichselspätglazial gestellten Altdünen periglaziäre Strukturen vorgefunden wurden. Diese Beobachtungen werden von Befunden aus Polen erhärtet: SZCZYPEK (1986, zitiert bei KOZARSKI, 1990) konnte erst 100 km südlich der Brandenburger Endmoräne periglaziäre Strukturen in den Altdünen feststellen. Die Xeroperiglaziärzone ist, südlich der Brandenburger Eisrandlage, dort

demnach bis zu 100 km breit gewesen.

Studien zu den Primärstrukturen (bei der Ablagerung des Sandes entstandene Strukturen wie z. B. "foresets", "slip faces" und "planebed lamination") können auch Anhaltspunkte zur Paläowindrichtung geben<sup>1</sup>. In diesem Zusammenhang wird auf Publikationen von BAGNOLD (1954), HUNTER (1977), RUEGG (1983), SCHWAN (1990) und der in ihnen enthaltenen Literatur verwiesen. Da solche Studien anfangs nicht relevant erschienen, wurden keine Spezialstudien in dieser Richtung betrieben. Sie wären aber hinsichtlich der vorliegenden Befunde für weitere Forschungen geeignet.

Betrachtet man die Ergebnisse der TL-Datierung, blieb im Holozän die Braunerde im Profil Klein Ziescht **I** etwa bis ins Atlantikum an der Geländeoberfläche. In dieser Braunerde entwickelte sich bis zur Slawenzeit ein Braunpodsol. Danach wurde sie vielfach von neuen, etwa 10 bis 90 cm mächtigen Flugsanden überdeckt. In den jeweiligen Schichten entwickelten sich Ranker-Böden.

Die Flugsande sind in der Slawenzeit erneut in Bewegung gekommen, wahrscheinlich infolge von Brandrodung auf den Dünen (Holzkohle!). Spätestens in der Zeit nach ca. 1350 (TL-Probe 2) konnte sich in diesen Flugsanden "nur" ein Ranker herausbilden. In historischer Zeit erfolgten noch drei Überwehungen mit Ruhephasen und damit zusammenhängende Ranker-Bodenbildungen zwischen den Überwehungen.

Im Jungholozän (Jüngeres Atlantikum und danach) dürften wieder SSW- bis WSW-Winde vorgeherrscht haben, da in den Querprofilen von STÖPEL (1969) und in der Profilzeichnung Klein Ziescht **I** (Anl. 7.2.1.2.) klar zu erkennen ist, daß die Südsüdwestseite der Dünen relativ flach und die Nordnordostseite relativ steil ist. Außerdem befinden sich an der Nordseite (auf der Altdüne) die mächtigsten jungholozänen Flugsandablagerungen.

---

<sup>1</sup> Diesen Hinweis verdanke ich Herrn Dr. J. SCHWAN, Amsterdam.

### 11.1.3. Profil Klasdorf I

Die im Profil Klasdorf I auf den Urstromtalsanden aufgewehten, bis zu 1 m mächtigen Flugdecksandschichten sind zeitlich ins Weichselspätglazial zu stellen. Eine genauere Fixierung des Alters läßt die TL-Datierung der Probe 2 nicht zu. Nach der Längsachsenorientierungsverteilung der unteren Dünnschliffprobe zu urteilen, dürften in dieser Zeit SSW-, WSW- und WSW- bis NNW-Winde vorgeherrscht haben.

In den Flugdecksanden hat sich in den oberen Partien eine Braunerde ausgebildet. Sie fällt durch ihre hellrote Farbe im  $bB_v$ -Abschnitt des Profils deutlich auf. Auf dieser Braunerde entwickelte sich im Holozän ein Ranker. Dieser Boden blieb - nach der TL-Datierung von Probe 1 (Ergebnis:  $1.800 \pm 200$  Jahre B. P.), nach der  $^{14}C$ -Datierung von Holzkohleresten aus dem  $bAh$ -Horizont (Ergebnis:  $2510 \pm 50$  Jahre B. P.) und den archäologischen Funden zu urteilen - bis mindestens zur deutschen Ostkolonisationszeit an der Geländeoberfläche.

Erst nach dem 12. oder 13. Jh. wurde dieser Boden überweht. Dabei wurden Teile der Braunerde aus dem nördlichen Teil der Sandgrube über den Ranker im südlichen Teil der Grube als eine Art von "äolischem Kolluvium" geweht. Man kann hierbei m. E. von einem "Äoluvium" oder "Wind(braun)erde" sprechen: eine Flug(deck-)sandschicht mit z. T. abgeschwächten Merkmalen der umgelagerten Bodenschicht (Farbe und Häutchen, die einen Teil der Körner umgeben usw.). Im Profil kann man an Hand der Farben deutlich unterschiedliche Ablagerungsphasen ausmachen. In diesen Phasen herrschten auch die SSW-, und WSW- bis NNW-Winde vor.

### 11.1.4. Profil Schöbendorf I

Im unteren Teil des Profils Schöbendorf I (Südteil und Nordteil) fällt ein schluffreiches, dunkelgraues Band<sup>1</sup> auf, das nach den Korngrößenanalysen als Sandlöß aufgefaßt wird.

---

<sup>1</sup> Ein solches Band wird auch von E. ROCHOW beschrieben: "An einigen Stellen liegt über dem Talsand einige wenige Zentimeter starke Schlickschicht mit tonigen Beimengungen." (ROCHOW, 1960, S. 131). Weiterhin werden von MARKUSE & NITZ aus der Wolfsschlucht, südlich Baruth, ähnliche Beobachtungen erörtert: "Unter

(Fortsetzung...)

Da die Sandlößakkumulation spätestens bereits mit dem Beginn des Alleröds abgeschlossen sein soll (LEMBKE u. a., 1970; s. Par. 4.2.), müßten, der Körnung nach zu urteilen, die liegenden Sande wahrscheinlich äolischen Ursprungs und demnach älter sein. Nach den TL-Datierungen ist am ehesten eine zeitliche Einordnung dieser Sande in die Älteste Dryaszeit zu vermuten<sup>1</sup>.

Die Sandlößschichten, die sich mit den Flugdecksanden im Profil verzahnen und die darüber liegenden - bis zu drei Metern mächtigen - Dünenande sind in der Zeitspanne Älteste Dryaszeit - Bölling - Ältere Dryaszeit angehäuft worden. Aus diesen Flugsanden entnommene Proben zeigen in den Längsachsenverteilungsdiagrammen zwei Idealtypen: einen Typ, der vorherrschende Ost- bis Nordwestwinde vermuten läßt und einen Typ, bei dem vorherrschende Süd- bis Westwinde wahrscheinlich sind. Möglicherweise handelt es sich hier um einen Wechsel von Sommer- und Winterwindregimes<sup>2</sup>. In diesem Fall kann man m. E. von "Windwarven" sprechen. Die mittleren Partien dieser Dünenande zeigen im südlichen Teil der Grube ein starkes Einfallen der Schichten nach Nordost und lassen so eine Bildung durch Südwestwinde erkennen.

In den oberen Partien der Altdünenande hat sich in dieser Zeit eine Braunerde herausgebildet. Wahrscheinlich entstand im Alleröd im und auf dem oberen Teil der Braunerde ein Ranker. In der Jüngeren Dryaszeit oder am Beginn des Holozäns ist diese Serie erneut überweht worden. In diesen letzteren Dünenanden entstand im Altholozän

---

<sup>1</sup>(...Fortsetzung)

dem Geschiebedecksand ... folgt ein Profilausschnitt von wechselnder Mächtigkeit (etwa 1 bis 2 m) aus sandigem bis feinsandig-schluffigem Material, der seine spezielle Formung durch kryogene Prozesse erfahren hat. ... An dem kryogenen Profilabschnitt schließt sich im Liegenden eine kryogen unbeeinflusste Schichtenfolge an. Das dominierende Merkmal dieses Abschnittes sind die am Oberhang einsetzenden Schluffe, die bereits in den mittleren Hangpositionen zwei klar erkennbare Horizonte bilden" (MARKUSE & NITZ, 1970, S. 230/231).

<sup>1</sup> Diese Vermutung wird durch folgende Daten erhärtet: KOZARSKI & NOWACZYK (1990a, S. 9) beschreiben TL-Datierungen einiger Lößablagerungen, die teilweise auf der Pommerschen Endmoräne in Nordwestpolen liegen und von Südwestwinden abgelagert wurden. Die Proben wurden von Dr. BLUSZCZ (Schlesisches Polytechnisches Institut, Gliwice) datiert auf: 12.500 ± 1.000 B. P. (Klępicz 4), 15.000 ± 3.000 (Klępicz 5) und 17.000 ± 4.000 B. P. (Golice).

<sup>2</sup> HAASE u. a. kamen zu einer ähnliche Schlußfolgerung zur Erklärung der Sandstreifigkeit im Löß am Westhang des Elbtales bei Magdeburg: "Winde aus westlichen Richtungen waren jeweils nur die vorherrschenden Strömungen, denen zeitweilig ebenso Winde aus östlichen Richtungen gegenüber standen. Infolge ihrer Trockenheit waren diese für Auswehungen unter Umständen besonders geeignet" (HAASE u. a., 1970, S. 131).

ein Podsol.

Vermutlich wurde obengenannter Podsol infolge der bronzezeitlichen Rodungen überweht. In den dadurch abgelagerten Sanden entstand innerhalb ungefähr eines Jahrtausends (laut TL-Proben 2 und 3) ein Podsol. Seit der Bronzezeit haben verschiedene Überwehungsphasen und (Ranker-)Bodenbildungsphasen bis in die historische Zeit hinein miteinander gewechselt.

Seit der Anlage der Sandgrube - laut Meßtischblatt am Beginn dieses Jahrhunderts - sind oben auf der Grubenkante Randdünen aufgeweht worden.

#### 11.1.5. Sonstige Profile

##### 11.1.5.1. Profil Schöbendorf **III**

Im Profil Schöbendorf **III** ist am Nordostrand der Düne ein anmooriges Sandband (mit "T3" im Profil angegeben) überweht worden. Für die Dünensande über dem "T3"-Band darf man daraus auf Südwestwinde als dünenbildende Winde schließen. Die Flugsande über dem "T3"-Band verzahnen sich nicht mit dem Band. Dies ist sowohl makroskopisch als auch im Dünnschliffbild klar zu erkennen. Die Überwehung fand also relativ schnell und "massiv" statt. Das läßt eine Auslösung der Verwehung im Holozän durch anthropogene Faktoren vermuten. Die Pollenzusammensetzung des "T3"-Bandes deutet bedingt durch den hohen Buchen- und Hainbuchenanteil auf eine slawenzeitliche Entstehungszeit hin.

Die Holzkohle im Flugsand unmittelbar über dem "T3"-Band läßt einen Waldbrand (auf den Dünen) vermuten; möglicherweise infolge einer Brandrodung. Die anmoorigen und humosen Sande - den Hauptkomponenten nach zu urteilen, wahrscheinlich äolischen Ursprungs - weisen einen relativ hohen Schluffanteil auf (s. Anl. 8.1.5.2.: 10 - 20 % Schluff, also "schluffreiche Flugsande"). Es dürfte sich hier um verlagerte Sandlöbe aus dem Fläming handeln, wobei zur Erklärung der Lage dieser Ablagerungen südliche und südwestliche Winde angenommen werden können.

Falls die breite, überwehte und anmoorige Senke am Nordrand der Düne als Auswehungsmulde aufgefaßt werden kann, schließt man für die dünenbildenden Winde aus

der Zeit vor der Torfbildung demzufolge auf Winde aus dem nördlichen Quadranten. Ähnliches gilt für die Senke nördlich der Langen Horst Berge; hier befinden sich mächtigere Torflagen als südlich der Langen Horst Berge.

#### 11.1.5.2. Profil Paplitz

Das Profil Paplitz deutet auf mindestens drei Phasen äolischer Aktivität hin:

1. eine Phase vor dem Entstehen des Torfbandes,
2. eine Phase zwischen dem Entstehen des Torfbandes und der Erstanlage des Binnenwassermergelvorkommens und
3. eine Phase nach dem Abschluß der Bildung des Binnenwassermergelvorkommens. Die bronzezeitlichen Scherben im oberen Teil des Profils bilden einen Terminus ante quem für diese Phase.

Auffallend ist, daß die äolischen Schichten mit Schichten, die unter hydromorphen Bedingungen geformt worden sind, wechseln.

#### 11.1.5.3. Die Profile Schöbendorf **II** und Horstmühle (Lange Horst Berge)

In diesen Profilen ist keine Bodenbildung unter den Dünensanden festzustellen. Eine Erstanlage im Weichselhochglazial wird deshalb nicht ausgeschlossen. Dabei werden Winde aus den südlichen bis westlichen Quadranten angenommen. Die Langen Horst Berge bekamen ihre äußere Form (flache Südwesthänge, steile Nordosthänge) durch Südwestwinde.

#### 11.1.5.4. Die Profile Horstwalde **I**, **II** und **III**

Die Profile in und um Horstwalde zeigen, daß eine ältere Dünengeneration mit einer kräftigen Podsolbildung in den oberen Partien und eine jüngere Dünengeneration, teilweise über Binnenwassermergelbildungen abgelagert, unterschieden werden können. Die unteren Flug(deck)sande sind grobkörniger als die über dem Podsolboden abgelagerten Flugsande.

## 11.2. Ereignisfolge in der Dünenbildung im Untersuchungsgebiet und Umgebung

Verschiedene Phasen in der Dünenbildung im UG werden unterschieden:

1. Phase: Weichselhochglaziale Phase "I" mit folgenden Charakteristiken:

a) Durch relativ starke Winde (wahrscheinlich vorherrschend aus dem westlichen und dem südlichen Quadranten) bedingte Bildung der windkanterführenden Steinsohlen im Altmoränengebiet.

b) Ablagerung des Ausblasungsproduktes, übergreifend auf das Ältere Baruther Urstromtal, unter

c) gleichzeitigem Abtransport eines Teiles des Ausblasungsproduktes durch den "Älteren Baruther Urstrom", im 57...60 m - Niveau.

2. Phase: Weichselhochglaziale Phase "II":

a) Abschmelzen des Inlandeises bis zur Reicherskreuzer Staffel als neuen nördlicher gelegenen Eishalt und dabei

b) fluvioglaziale Erosion im 50...52 m - Niveau durch den "Jüngeren Baruther Urstrom" und Unterschneidung der Baruther Sander und des 60 m - Niveaus.

c) Bildung der "Streifenförmigen Dünenkomplexe" (z. B. Lange Horst Berge) durch Winde aus dem südlichen und aus dem westlichen Quadranten im Urstromtal entlang der Schmelzwasserbahnen, möglicherweise unterstützt von schmalen Gehölzstreifen entlang dieser Entwässerungsbahnen.

d) Das Urstromtal wird durch die Süd- bis (Nord-)Westwinde mit einer Flugsanddecke überdeckt.

e) Die Bildung der windkanterführenden Steinsohlen geht weiter.

3. Phase: Weichselspätglaziale Phase, nach dem Weichselhochglazial bis zum Alleröd-Insterstadial:

a) Im Altmoränengebiet wird im Niederen Fläming, unter Mitwirkung einer spärlichen Vegetation, Sandlöß abgelagert.



b) In den Randbereichen Altmoränengebiet-Urstromtal ist eine Verzahnung zwischen Sandlöß und Flugsand zu beobachten (Beispiel: Profil Schöbendorf **I**): sie sind also, zumindest teilweise, zeitgleich abgelagert worden.

c) Das Urstromtal wird weiterhin mit einer Flugsanddecke, die nördlich des Niederen Fläming mindestens 1...4 m mächtig erscheint und östlich dieser Erhebung vermutlich mindestens 3...6 m mächtig wird, überdeckt. Dadurch wird eine neue Wasserscheide im Urstromtal bei Baruth gebildet.

d) Die Bildung der Bogendünenkomplexe, wie beispielsweise südlich von Gottow, bei Horstwalde und westlich von Rietzneuendorf/Friedrichshof, durch West- bis Westsüdwestwinde nimmt ihren Anfang. Sie werden vor allem dort ausgebildet, wo ausreichend Sand vorhanden war und sich schon eine (schütterere und fleckenhafte) Vegetationsdecke bilden konnte.

e) Zwischen Luckenwalde und dem Bogendünenkomplex bei Gottow entstand eine Deflationswanne, die mehrere Meter in die 50 m - Terrasse ausgeblasen wurde.

f) Die unter a), b), c), d) und e) genannten Prozesse kamen wahrscheinlich im Bölling kurzfristig und teilweise zum Erliegen, da sich in dieser Zeit eine etwas dichtere Vegetation ausbreiten konnte.

g) Wahrscheinlich war die Aufschüttung der Schüttkegel der Periglaziär-Täler am Nordhang des Niederen Flämings noch im vollem Gange, so daß die Ausbildung von Dünen auf ihren Oberflächen behindert wurde.

#### 4. Phase: Alleröd

a) Festlegung der Dünen durch eine Vegetationsdecke.

b) Bildung von Humushorizonten auf den existierenden Altdünen.

c) Beginn der Bildung von Torfen in den tiefen Stellen des Urstromtales, möglicherweise in den noch nicht ganz zugewehten Restläufen der Urströme oder in den Auswehungswannen, z. B. im Profil Paplitz.

d) Besiedlung von verschiedenen Dünen durch den paläolithischen Menschen, u. a. die der Gehmlitz bei Golßen.

5. Phase: Weichselspätglaziale/Frühholozäne Phase, nach dem Alleröd, bis einschließlich dem Präboreal, mit

a) Weiterbildung der Parabeldünen (?) und Neubildung von anderen Dünen, wie beispielsweise bei Schöbendorf, Klein Ziescht und Klasdorf.

b) Weiterhin Umformung von Dünen aus vorherigen Phasen durch Winde aus dem südwestlichen und aus dem nordwestlichen Quadranten.

c) Festlegung der Dünen am Ende dieser Phase.

6. Phase: Holozäne Phase I (Boreal und Atlantikum)

In dieser Phase sind die Dünen weitgehend bewaldet und dadurch festgelegt. Es bilden sich mächtige Podsole auf den Altdünen heraus. Die Siedlungsdichte ist nicht sehr hoch - es wurden nur in den Profilen Klein Ziescht **I** und Schöbendorf **I** Feuersteinabschläge gefunden, und lokale Verwehungen treten nur vereinzelt auf. Diese wären dann zeitlich in das Mesolithikum oder Neolithikum einzuordnen. Als Unterschied zu polnischen Beobachtungen (KOZARSKI & NOWACZYK, 1990) fällt das Zurücktreten anthropogener Einflüsse auf die Dünenbildung im Neolithikum des Untersuchungsraumes auf.

7. Phase: Holozäne Phase II (Subboreal und Subatlantikum)

In dieser Phase tritt der Mensch in den Dünengebieten geomorphologisch gesehen in den Vordergrund. Er entblößt die Altdünen in verschiedenen Rodungsphasen, wodurch eine Deflation der Altdünensande möglich wird. Dabei wechseln Phasen von großen Rodungsaktivitäten mit Ruhephasen ab:

7a: Späte Bronzezeit: In dieser Zeit kommen lokale Verwehungen in großem Umfang vor. In diesem Zusammenhang wird auf die sogenannte "Fläming-Gruppe" verwiesen (HORST, 1978).

7b: Vorrömische Eisenzeit, römische Kaiserzeit und Völkerwanderungszeit: diese Zeiten werden durch eine relativ geringe äolische Aktivität gekennzeichnet.

7c: Slawische Zeit: Es werden wieder mehr Rodungen vorgenommen; die äolische Aktivität nimmt dadurch zu.

7d: In der Zeit der deutschen Ostkolonisation (10. - 13. Jh.) erreicht die Rodungsaktivität einen großen Umfang. Dadurch werden viele Dünen überweht und einige neu

geformt. Auch die Einführung der Dreifelderwirtschaft, in der jedes Jahr ein Drittel des Areals brach liegt, begünstigte eine flächenhafte Deflation.

7e: Während verschiedener Kriege und Unruhen (Dreißigjähriger Krieg, Siebenjähriger Krieg usw.) werden große Ackerareale vernachlässigt; es kommen kaum Verwehungen vor. Erst nachdem die Bevölkerung sich, demographisch gesehen, erholt hatte und die Landwirtschaft wieder an Bedeutung gewann, traten wieder mehr Verwehungen auf (vgl. KRAUSCH, 1964).

7f: Industriezeitalter: für verschiedene Zwecke werden in den Dünenfeldern Sandgruben angelegt (z. B. für die Glaswerke<sup>1</sup>), einzelne Dünen durchgraben (für die Schaffung von Eisenbahnlinien) oder ganz und gar planiert für die Landwirtschaft (z. B. das ehemalige Dünengelände unmittelbar westlich von Paplitz). Dadurch konnten sekundäre Verwehungen und die Bildung von Talranddünen auftreten. Außerdem wurden von den Glashütten, den Köhlereien und bei Pechsiedereien derart große Mengen Holz benötigt, daß dadurch größere Flächen entwaldet wurden und der Wind neue Angriffsmöglichkeiten bekam.

Auch noch nach 1945 wurden durch die Nutzung von Binnendünenarealen - beispielsweise durch die Streitkräfte der GUS - lokale Sandverwehungen ausgelöst. So entstand beispielsweise westlich von Luckenwalde eine - bis etwa 10 m hohe - Wanderdüne mit einem flachen Westhang und einem steilen Osthang. Diese Wanderdüne hat nicht nur für Brandenburg Seltenheitswert.

Im Zuge der Technisierung der Landwirtschaft wurden, vor allem nach dem Zweiten Weltkrieg, viele Baumreihen gerodet, um große Areale zu schaffen. Dadurch erhielt der Wind auf den neu eingesäten Feldern eine noch höhere Wirksamkeit als vorher.

---

<sup>1</sup> Während einer Sonderausstellung im Märkischen Museum zu Berlin 1989 wurden verschiedene Produkte dieser Glashütten gezeigt. Der Ausstellung ist folgender Text entnommen: "Seit dem Beginn des 17. Jahrhunderts wurden in der Mark Brandenburg zahlreiche Glashütten gegründet. Am Ende des 17. Jahrhunderts besaß die Mark 20 Anlagen, im 18. Jh. stieg die Zahl auf 33, für das 19. Jh. konnten 23 nachgewiesen werden. In fast allen diesen Manufakturen - man nannte sie "grüne" Hütten - wurde das ungereinigte Waldglas hergestellt, das je nach dem Anteil des Eisenoxydes im Rohstoff Sand verschiedene Grünfärbungen aufwies. Im Jahre 1736 mußte die Potsdamer Hütte (1678 errichtet) nach Zechlin verlegt werden, da der hohe Holzverbrauch die Wälder stark dezimiert hatte".

### **11.3. Offene Probleme und neue Problemstellungen**

Es ist eine offene Frage, ob Dünen im Niederen Fläming in der Weichselkaltzeit oder in einer früheren Phase des Pleistozäns gebildet worden sind. Eine Bildung von Binnendünen im Eem-Interglazial oder in einem Interglazial überhaupt darf wegen der natürlichen Vegetationsdichte als unwahrscheinlich gelten. Die Bildung einiger Dünen in der Zeit nach dem Warthe-Stadial (der Saale-Kaltzeit) und vor dem Eem-Interglazial sowie auch im Weichsel-Anaglazial ist für das Gebiet zwischen Warthe-Moränen und Baruther Urstromtal sehr wohl möglich. Solche Dünen von den weichselzeitlichen und holozänen Dünen zu trennen dürfte eine Aufgabe sein, für die die TL-Methode Hilfe leisten könnte.

### **11.4. Vorschläge für weitere Forschungen und für Natur(denkmal-) schutzmaßnahmen**

Weitere Forschungen könnten folgende Schwerpunkte haben:

- Eine Arealbestimmung und ein Versuch einer zeitlichen Fixierung der Sandlößschichten im Baruther Urstromtal. Dazu ist die Beobachtung, daß Löß- und Sandlößschichten oft in der unmittelbaren Umgebung der ehemaligen Eisrandlagen liegen, von Bedeutung. Inwieweit die "Verlössung" im Sinne von LOŽEK (1965) dabei eine Rolle gespielt hat, sollte ebenfalls untersucht werden.

- Datierungen der Torfschicht und der Wiesenkalkschicht im Profil Paplitz mittels mehrerer <sup>14</sup>C-Datierungen und mittels mehrerer Pollenanalysen. Ein solches datiertes Profil könnte als Standardprofil für die von Torf und/oder Wiesenkalk über- oder unterlagerten Dünenprofile im Urstromtal dienen (z. B. Schöbendorf **III** oder Horstwalde **I** und **II**).

- Um Paläowindrichtungen besser feststellen zu können, ist es notwendig, Forschungen zu den Primärstrukturen in den Flug(deck)sanden und Sandlößablagerungen im UG, d. h. zu den Strukturen, die bei der Ablagerung gebildet wurden, durchzuführen.

- Die Wanderdüne westlich Luckenwalde sollte unbedingt als Geologisches Naturdenkmal unter Schutz gestellt werden. Sie hat, ebenso wie die schon unter Naturschutz gestellte Wanderdüne bei Stixe (Neuhauser Elbdünen, Kreis Hagenow, SCHÖNEICH, 1979), nicht nur für die östlichen Bundesländer Seltenheitswert.

## **Zusammenfassung (Thesen)**

### Einleitung

Sandige Deckschichten - hierzu gehören Solifluktionsschuttdecken, Lößdecken, Sandlößdecken, Geschiebedecksand und pleistozäne Flugsanddecken - kennzeichnen den sog. "Sandgürtel" ("sand-belt") im nordwestlichen und zentraleuropäischen Tiefland. Der westlichste Teil des "Sandgürtels" ist in den Niederlanden und im nördlichen Teil Belgiens zu finden. Der Sandgürtel dehnt sich weiter östlich über Deutschland und Polen bis in die Russische Föderation und in die Baltischen Republiken aus.

Innerhalb dieses Sandgürtels sind einige Gebiete intensiv erforscht worden; weniger intensiv untersucht wurde das Gebiet zwischen der Elbe und der Oder. Dieser Teilraum liegt in der Mitte des Sandgürtels. Es ist deshalb zu erwarten, daß Funde in diesem Gebiet auch besonders repräsentativ für die typischen Gegebenheiten im gesamten Sandgürtel sind.

### Problemstellung und Ziel der Arbeit

Es ist das Ziel der Untersuchung, den Kenntnis- und Veröffentlichungsrückstand hinsichtlich der äolischen Prozesse und Landschaftsformen im Gebiet zwischen der Elbe und der Oder im Vergleich zu den Nachbarräumen Beneluxländer, Nordwestdeutschland und Polen zu verringern. Dieser Kenntnis- und Veröffentlichungsrückstand offenbart sich darin, daß

- ein Überblick über die existierenden Publikationen fehlt, obwohl zur Genese und Beschaffenheit der Binnendünen Brandenburgs nicht wenige Einzelbefunde vorliegen,
- dem inneren Aufbau der Binnendünen in Brandenburg bisher relativ wenig Aufmerksamkeit gewidmet wurde,
- die Altersstellung vieler Binnendünen noch immer problematisch ist und eine Differenzierung der weichselhoch- bis weichselspätglazialen sowie holozänen Dünenbildung in

einzelne Phasen für Brandenburg nicht vorliegt,

- Feststellungen zu den Ablagerungsverhältnissen sich bisher fast ausschließlich auf die äußere Form der Dünen stützen.

In Hinblick auf die Zielstellung bieten sich das mittlere Baruther Urstromtal und Umgebung - zwischen Luckenwalde im Westen und Golßen im Osten - als Untersuchungsgebiet und die äolischen Bildungen in diesem Gebiet als Forschungsgegenstand besonders an. Erstens ist dieses Untersuchungsgebiet (UG) reich an äolischen Bildungen, vor allem Binnendünen; zweitens bietet er durch den Übergang Jungmoränenland/Altmoränenland eine differenzierte geostratigraphische Position der Sandlößablagerungen und der verschiedenen Flug(deck)sand- und Dünenfelder. Hinzu kommen die im Schrifttum belegten hinreichenden Vorkenntnisse, günstige Aufschlußverhältnisse für nähere Untersuchungen und ausreichend geochronologische Anhaltspunkte.

### Literaturauswertung

Der bisherige Forschungsstand zu den Binnendünen läßt sich folgendermaßen zusammenfassen: Einen Überblick über die vorhandene Literatur zu den Dünen im Untersuchungsgebiet (UG) vermittelt DE BOER (1990) und zu den Dünen in Brandenburg DE BOER (1989/90). Daraus läßt sich entnehmen, daß die Grundrißformen der Binnendünen in Brandenburg durch eine Vielzahl von Publikationen relativ gut bekannt sind. Danach lassen sich Reihen-, Strich-, oder Längsdünen, Querdünen, Parabel- oder Bogendünen und Hyperbeldünen unterscheiden. Diese Dünenformen sind von Winden, vorwiegend aus dem westlichen Quadranten, gebildet worden. Von Ostwinden gebildete Barchane und weitere Wüstenformen sind im Land Brandenburg bisher nicht nachgewiesen. Generell gehören die Binnendünen im Untersuchungsgebiet in das Jungquartär, genauer in den Zeitraum Weichsel-Pleni(Hoch)glazial bis Holozän. Innerhalb dieses zeitlichen Rahmens bleibt aber die Altersstellung vieler Binnendünen noch immer problematisch. Die meisten Autoren gehen von einem periglaziären Entstehungsmilieu bei der Erstanlage der Mehrzahl der Binnendünen aus. Eine ähnliche Entwicklung wie in Polen ist zu vermuten. In Brandenburg erfolgte - ähnlich wie in Nordwestdeutschland und Polen -

infolge anthropogener Einflüsse, insbesondere der Rodungsphasen, eine Umbildung von weichselspätglazialen Dünen im Holozän.

### Konkrete Arbeitsaufgaben

Für vorliegende Arbeit ergeben sich daraus konkrete Aufgaben: Eine Aufgabe besteht in der Aufklärung der an der Dünenbildung im Untersuchungsgebiet beteiligten Bedingungen und Prozesse, d. h. Klärung der Deflations- und Akkumulationsvorgänge. Dazu werden Korngrößenanalysen und die Methode der Längsachseneinregelmessung an länglichen Quarzkörnern nach SCHWAN (1989) herangezogen. Weiterhin besteht die Aufgabe, die geohistorische Abfolge im Verlauf der Dünenbildung (Altersbestimmung) zu ermitteln. Dabei wurde der Versuch einer Differenzierung der weichselhoch- bis weichselspätglazialen Dünenbildung im UG in einzelne Phasen sowie der Versuch einer Differenzierung der holozänen Dünenbildung für kleinere Gebiete innerhalb des UG unternommen. Gegenstand der Untersuchung waren ebenfalls die Folgen der Nutzung der Dünengebiete durch Siedlung und Wirtschaft sowie die anthropogenen Einflüsse auf die Dünenbildung.

### Kartenarbeit

Die Kartenarbeit ergab, daß aus einer Kombination der bekannten Dünentypen (Parabel-, Längs- oder Strich-, Quer- und Kupstendünen) eine Reihe von Dünenkomplexen abgeleitet werden kann. Diese im UG vertretenen Dünenkomplexe sind aus einem oder mehreren Dünentypen aufgebaut und haben eine unterschiedliche Genese oder Entstehungsfolge, Unterschiede in Alter oder Altersfolge sowie eine bestimmte topographische Lage. Zu unterscheidende Dünenkomplexe sind hypothetisch:

1. Der Parabeldünenkomplex besteht aus mehreren großen, bis zu 25 m hohen, ineinander geschachtelten Parabeldünen, die meist am Nordrand, weniger in der Mitte der



in Ost-West-Richtung verlaufenden Teile des Urstromtals (Lage der Urstromtäler im UG von Ost nach West) und oft auf den Sandern gelegen sind. Ihre großen nach Westen offenen Bögen und die Böschungsverhältnisse sprechen für eine Entstehung durch Westwinde und setzen zur Zeit der Ablagerung eine vegetationslose oder -arme Umwelt voraus, wie sie in den Kaltphasen des Weichselspätglazials (Älteste-, Ältere- und Jüngere Dryas) existiert hat.

2. Der Streifenförmige Dünenkomplex besteht aus zwei unterschiedlichen Gruppen.

2.1.: Der Vorwiegend natürliche streifenförmige Dünenkomplex ("Streifendünenkomplex"), der aus Längsdünen - oft auch aus kleine Parabeldünen - aufgebaut ist, befindet sich in der Mitte des Urstromtales und ist bis zu 10 km lang. Die Erstanlage erfolgte wahrscheinlich im Weichselhoch- bis Weichselspätglazial.

2.2.: Der Vorwiegend anthropogen beeinflusste streifenförmige Dünenkomplex ("Acker-  
randdünenkomplex") besteht meist aus Längsdünen, oft auch aus kleinen Parabeldünen. Er ist durch seine Lage entlang von (ehem.) Äckern charakterisiert und steht oft im Zusammenhang mit (ehem.) Wäldern oder Waldstreifen. Die Entstehung wird dadurch erklärt, daß an der Leeseite der Äcker Flugsand von Bäumen, Sträuchern, Steinhäufen oder schon vorhandenen älteren Dünen eingefangen wurde. Deshalb bilden Ackerranddünen oft längliche Komplexe. Sie haben ein holozänes Alter; vermutlich erfolgte die Erstanlage oft im Zusammenhang mit der Ostkolonisation oder nach längeren kriegerischen Auseinandersetzungen, als viele Ackerflächen wieder gerodet wurden.

3. Der Leeseiten- und Talverfüllungsdünenkomplex ("Leeseitendünenkomplex") ist meist aus relativ niedrigen - bis etwa 10 m hohen - unregelmäßigen Dünenformen und Kupstendünen, an der Leeseite der größeren Grundmoränenplatten (z. B. Niederer Fläming) oder End- und Zwischenmoränen gelegen, aufgebaut. Sie entstanden im "Wind-schatten" des Niederen Fläming. Auf dieser Platte sind einige Täler ganz oder teilweise mit Flugsand aufgefüllt. Das Alter kann recht unterschiedlich sein (Weichselhoch- und Weichselspätglazial bis Jung-Holozän).

4. Im Vorstaudünenkomplex sind mit Ausnahme der großen Parabeldünen alle Dünenformen anzutreffen. Dieser Komplex ist an der Luvseite von Grundmoränenplatten, End- und Zwischenmoränen oder/und auf dem Kamm dieser Bildungen anzutreffen. Das Alter kann recht unterschiedlich sein: Weichselhoch- und Weichselspätglazial bis Jung-Holozän.

5. Der Kupstendünenkomplex besteht überwiegend aus Kupstendünen, aber auch aus allen anderen kleinen Dünenformen (Quer-, Längs- und Parabeldünen). Dieser Komplex ist meist östlich oder nordöstlich von Siedlungen oder ehemaligen Siedlungen und an der Leeseite der Äcker anzutreffen und teilweise oder ganz auf Grund anthropogener Einflüsse entstanden. Darauf deutet schon die überwiegende topographische Position hin. Im Kern können diese Kupstendünenkomplexe schon im Spätglazial geformt worden sein.

### Korngrößenanalysen

Die Bedeutung der Korngrößenanalysen widerspiegelt sich in ihren Ergebnissen:

- Die (oberflächigen) Talsande/Flug(deck)sande, die Altdünensande und die Jungdünensande werden von Fein- bis Mittelsanden gebildet.
- In den jeweiligen Vertikalprofilen ist nach dem Körnungsbild eine Dreiteilung - wenn auch schwach ausgeprägt - zu erkennen: die "liegenden" ("Urstromtalterrassen-")Sande, die Altdünensande und die "hangenden" Jungdünensande. Dabei sind die Talsande und die Jungdünensande einander im allgemeinen ähnlich. Wenn der Talsand relativ grobkörnig ist, ist auch der Jungdünensand relativ grobkörnig (z. B. in den Profilen Klein Ziescht **I** (KLZ**I**) und Klasdorf **I** (KLD**I**)). Wenn der Talsand relativ feinsandig ist, ist auch der Jungdünensand relativ feinsandig (z. B. im Profil Schöbendorf **I** (SCH**I**)). Das deutet wahrscheinlich darauf hin, daß die Quellgebiete und/oder die grundlegenden Prozesse zur Zeit der jeweiligen Ablagerungsphase(n) ähnlich gewesen sein können.
- Das Liegende der ältesten Binnendünen im UG ähnelt den Terrassensanden so sehr, daß sie, wenn überhaupt, nur mit einer Korngrößenanalyse voneinander zu trennen sind. Auf Grund dieser Feststellung und der Tatsache, daß die Talsande im Gelände makros-

kopisch (z. B. durch Farbunterschiede, Festigkeit, Humusgehalt usw.) nicht von den Flug(deck)sanden zu unterscheiden sind, wird angenommen, daß die oberen Partien der Talsande möglicherweise bis zu einigen Metern unter dem heutigen Urstromtalniveau eine starke äolische Komponente besitzen.

- Die schluffigen Schichten zwischen den Flugsandschichten im Profil Schöbendorf **I** enthalten mehr als 20 % Schluff und mehr als 20 % Sand und sind damit nach ALTERMANN & FIEDLER (1978) als Sandlößschichten anzusprechen. Damit wurde im Bereich des Meßtischblattes Paplitz erstmalig eine Flugsand-Sandlöß-Flugsand-Folge festgestellt. Da diese grauen bis dunkelgrauen Sandlößschichten farblich stark mit den angrenzenden Schichten kontrastieren, sind sie als Leithorizonte geeignet.

- Diese Sandlößschichten liegen etwa eine halben Meter unter dem heutigen Urstromtalniveau. Daher darf angenommen werden, daß die oberen Urstromtalsande (auch wenn sie an anderen Stellen anmoorig sind) eine starke äolische Komponente besitzen.

### Chronostratigraphie

Durch intensive Geländearbeiten in den Jahren 1988 bis 1992 wurde versucht, eventuelle unter den Dünen anstehende organogene Bildungen oder farblich und/oder lithologisch abweichende Ablagerungen, die auch für eine Datierung herangezogen können, festzustellen. Dies gelang erst im Sommer 1991. Im Profil Schöbendorf **I** wurden verschiedene dunkelgraue Bänder unter der Düne angetroffen. Etwa in der Mitte des Urstromtales konnten in den Profilen Paplitz und Schöbendorf **III** anmoorige Sandschichten festgestellt werden.

Altersbestimmungen zu den jeweiligen dünenbildenden Phasen wurden durch relative Positionierung, Feststellungen zur Art der Bodenbildungen, archäologische Funde, Pollenanalysen sowie Karten- und Literaturstudien vorgenommen. Durch Datierungen mit den Radiokarbon- ( $^{14}\text{C}$ -) und Thermolumineszenzverfahren wurden obengenannte Methoden ergänzt. Wichtige Teile der Ergebnisse werden in Anlage 9 dargestellt.

- Die relative Position der Binnendünen im mittleren Baruther Urstromtal - sowohl auf der Älteren als auch auf der Jüngeren Terrasse (Benennung der Terrassen nach MARCINEK,

1961) - zeigt, daß die Dünen nicht älter als der Anfang der Urstromalter-

rassenbildung sein können. Die äolischen Prozesse - Deflation und Akkumulation - können aber schon zur Zeit des Weichselhochglazials, eventuell sogar eher, im Vorfeld des Inlandeisrandes eine Rolle gespielt haben. Eine erste Flugdecksandbildung im mittleren Baruther Urstromtal, möglicherweise durch Winde aus dem östlichen und dem nördlichen Quadranten (katabatische Winde), unter trocken-periglazialen Bedingungen im Weichselhochglazial bis einschließlich der Ältesten Dryas, darf nicht ausgeschlossen werden. Es wird vermutet, daß die Basis der Langen Horst Berge und die der Hüttenwälle solche Flugdecksandbildungen aus dieser Zeit sind. Diese These wird dadurch unterstützt, daß weder Bodenbildung noch Sandlößschichten im etwaigen Urstromtalniveau unter den Langen Horst Bergen und den Hüttenwällen gefunden wurden.

- Im Niederen Fläming wird zu dieser Zeit eine windkanterführende Steinsohle ausgebildet. Für das Urstromtal wird ein ständiger Wechsel von äolischen und glazifluvialen Prozessen in dieser Zeit angenommen. Nach dem Beginn des Eisrückganges durch Abschmelzprozesse wird diese Wechselwirkung noch verstärkt bis weit in die Weichselspätglazialzeit stattgefunden haben.

- Nach den TL-datierten Proben 3 und 4 aus dem Profil Schöbendorf **I** und nach Erfahrungen aus Nordwestdeutschland wird die Bildung der Sandlößschichten zwischen den Flug(deck)sandschichten im Profil Schöbendorf **I** bis in die Böllingzeit für möglich gehalten.

- Ebenfalls dürften die Ältere Dryas und die Jüngere Dryas wichtige äolische Phasen gewesen sein, wobei erstere wahrscheinlich die wichtigste war. Ein Grund für diese Annahme ist das Vorhandensein von Braunerden und Braunpodsole in den Altdünen, die eine gewisse Ausbildungszeit und wahrscheinlich periglaziäre Bedingungen brauchten. Nicht in allen Dünen sind beide obengenannten Dryaszeiten durch zwischengelagerten Alleröd-Boden nachzuweisen; wohl aber im Profil Schöbendorf **I**. Im Alleröd und nach der Jüngeren Dryaszeit wurden die Altdünen durch eine Vegetationsdecke festgelegt. Es bildeten sich z. T. kräftige Podsole (s. Profile Schöbendorf **I** und Horstwalde **II**), Braunpodsole (s. Profile Schöbendorf **I** und Klein Ziescht **I**) und Ranker (s. Profil Klasdorf **I**) heraus.

## Ereignisfolge in der Dünenbildung im brandenburgischen Teil des Baruther Urstromtales

Auf Grund der Forschungsergebnissen aus den Jahren 1988-1993 werden verschiedene Phasen in der Dünenbildung unterschieden, und in den Tabellen 1 und 2 dargestellt:

1: Eine Weichselhochglaziale Phase "I" worin eine, durch relativ starke Süd- bis Westwinde bedingte Bildung der windkanterführenden Steinsohlen im Altmoränengebiet und eine Ablagerung des Ausblasungsproduktes, übergreifend auf das Ältere Baruther Urstromtal stattfand. Dabei fand gleichzeitig ein Abtransport eines Teiles des Ausblasungsproduktes durch den "Älteren Baruther Urstrom" (MARCINEK, 1961) im 57...60 m - Niveau statt.

2: Eine Weichselhochglaziale Phase "II", worin ein Abschmelzen des Inlandeises bis zur Reicherskreuzer Staffel als neuen nördlicher gelegenen Eishalt und dabei fluvioglaziale Erosion im 50...52 m - Niveau durch den "Jüngeren Baruther Urstrom" und Unterschneidung der Baruther Sander und des 60 m - Niveaus stattfand. Zweitens trat die Bildung der "Streifenförmigen Dünenkomplexe" (z. B. Lange Horst Berge) im Urstromtal entlang der Schmelzwasserbahnen, auf. Das Urstromtal wurde durch die Süd- bis Nord-westwinde mit einer Flugsanddecke überdeckt. Die Bildung der windkanterführenden Steinsohlen ging in dieser Phase weiter.

3: Eine Weichselspätglaziale Phase. In dieser 3. Phase wurde im Altmoränengebiet des Niederen Flämings, unter Mitwirkung einer spärlichen Vegetation, Sandlöß abgelagert. In den Randbereichen Altmoränengebiet-Urstromtal ist eine Verzahnung zwischen Sandlöß und Flugsand zu beobachten. Das Urstromtal wurde weiterhin mit einer Flugsanddecke überdeckt. Die Bildung der Bogendünenkomplexe durch West- bis Westsüdwestwinde, wie beispielsweise bei Horstwalde und westlich von Rietzneuendorf, nahm in dieser Phase ihren Anfang (s. auch DE BOER, 1994).

Die äolischen Prozesse kamen wahrscheinlich im Bölling kurzfristig und teilweise zum Erliegen, da sich in dieser Zeit eine etwas dichtere Vegetation ausbreiten konnte. Auch die Bildung von Torfen in den tiefen Stellen des Urstromtales begann wahrscheinlich im Bölling. Ein Beispiel bildet ein im Profil Paplitz (siehe DE BOER, 1993), etwa 30 cm unter dem eingetragenen Torfband, etwa 5 cm mächtiges, zweites Torfband, daß im Juni

1993 erstmalig angetroffen wurde<sup>1</sup>. Dieses Torfband hat einen Schluffgehalt von etwa 15 %<sup>2</sup>, ist etwas "schmierig" und hat dadurch Ähnlichkeiten mit den Sandlößschichten im Profil Schöbendorf I, welche in die Böllingzeit datiert wurden (DE BOER, 1992a).

4: Im Alleröd wurden die Dünen durch eine Vegetationsdecke und Bildung von Humushorizonten festgelegt. Die Bildung von Torfen in den tiefen Stellen des Urstromtales konnte wiederholt stattfinden, z. B. im Profil Paplitz (oberes Torfband). Die beiden Torfschichten wurden nicht in den erbohrten Profilen im zentralen Teil der Paplitzer Düne angetroffen, so daß die Düne im Kern schon in der Zeit vor dem Bölling geformt sein muß. Verschiedene Dünen wurden durch den paläolithischen Menschen besiedelt, u. a. die der Gehmlitz bei Golßen (GRAMSCH, 1969).

5: In der Weichselspätglazialen/Frühholozänen Phase wurden die Parabeldünen weitergebildet und fand die Neubildung von anderen Dünen statt. Weiterhin trat die Umformung von Dünen aus vorherigen Phasen durch Südwest- bis Nordwestwinde auf. Die Dünen wurden am Ende dieser Phase durch die Vegetation festgelegt.

6: Holozäne Phase I (Boreal, Atlantikum und das Frühe Subboreal; siehe Tabelle 1). In dieser Phase sind die Dünen weitgehend bewaldet und dadurch festgelegt. Die Siedlungsdichte ist nicht sehr hoch und lokale Verwehungen treten nur vereinzelt auf.

7.-12. Phase: In dieser Holozänen Phase II (Späte Subboreal und Subatlantikum) entblößt der Mensch die Altdünen in verschiedenen Rodungsphasen, wodurch eine Deflation der Altdünensande möglich wird. Dabei wechseln Phasen von großen Rodungsaktivitäten mit Ruhephasen ab.

7: In der Späten Bronzezeit kommen lokale Verwehungen in großem Umfang vor. In diesem Zusammenhang wird auf die sogenannte "Fläming-Gruppe" verwiesen (HORST, 1978).

8: Die Vorrömische Eisenzeit, die römische Kaiserzeit und die Völkerwanderungszeit werden durch eine relativ geringe äolische Aktivität gekennzeichnet.

---

<sup>1</sup> An dieser Stelle möchte ich den Herren D. ARNOLD (Baruth), G. MAETZ (Luckenwalde), St. PRATSCH (Potsdam) und L. WALTHER (Lübben) herzlich für ihre Unterstützung bei den Geländearbeiten im Juni 1993 danken.

<sup>2</sup> An dieser Stelle danke ich Frau R. CZEPLUCH für zwei Korngrößenanalysen im Labor der Berliner Humboldt-Universität.

9: In der Slawischen Zeit werden wieder mehr Rodungen vorgenommen; die äolische Aktivität nimmt dadurch zu.

10: In der Zeit der deutschen Ostkolonisation (10. - 13. Jh.) erreicht die Rodungsaktivität einen großen Umfang. Dadurch werden viele Dünen überweht und einige neu geformt. Auch die Einführung der Dreifelderwirtschaft, in der jedes Jahr ein Drittel des Areals brach liegt, begünstigte eine flächenhafte Deflation.

11: Während verschiedener Kriege und Unruhen (Dreißigjähriger Krieg, Siebenjähriger Krieg usw.) werden große Ackerareale vernachlässigt; es kommen kaum Verwehungen vor. Erst nachdem die Landwirtschaft wieder an Bedeutung gewann, traten wieder mehr Verwehungen auf.

12: Industriezeitalter: für verschiedene Zwecke werden in den Dünenfeldern Sandgruben angelegt, einzelne Dünen durchgraben, oder ganz und gar planiert für die Landwirtschaft. Dadurch konnten sekundäre Verwehungen und die Bildung von Talranddünen auftreten. Außerdem wurden von den Glashütten, den Köhlereien und bei Pechsiedereien derart große Mengen Holz benötigt, daß dadurch größere Flächen entwaldet wurden und der Wind neue Angriffsmöglichkeiten bekam. Auch nach 1945 wurden durch die Nutzung von Binnendünenarealen - beispielsweise durch die Streitkräfte der GUS - noch lokale Sandverwehungen ausgelöst.

- Die wichtigsten oder beispielhaftesten, in meiner Dissertation (DE BOER, 1992a) enthaltenen, Datierungsdaten, sowohl von absoluten als relativen Datierungsmethoden werden in den Tabellen 7 und 8 zusammengefaßt und dargestellt. Die Tabellen vermitteln ein Bild, welches größtenteils übereinstimmt mit Daten aus Niedersachsen (PYRITZ, 1972) und West-Polen (KOZARSKI & NOWACZYK, 1991).



Tab. 7 Holozäne Phasen starker und schwacher äolischer Aktivität im brandenburgischen Teil des Baruther Urstromtales (nach DE BOER, 1992a).

Jahre B. P. (vor 1950)	Chronostratigraphie	Kulturstufen	Dünenprofil und <sup>1</sup> /Horizont	Datierungsmethode	Äolische Aktivität	Phase (s. Text)
800	Jüngerer Subatlantik	Deutsche Zeit	Schöbendorf I/bAh3	<sup>14</sup> C, Pollenanalyse, Archäologie, Archivalien	örtlich stark	12
		-----	-----	-----	örtlich schwach	11
		Slawische Zeit	Klein Ziescht I/dünne Schicht Schöbendorf II-I/"T3"	TL	örtlich stark	10
1.200		-----		Pollenanalyse	-----	9
1.500		VWZ <sup>2</sup>	Klein Ziescht I/bAh	<sup>14</sup> C und Pollenanalyse	schwach	8
2.800	Älteres Subatlantik	RKZ	-----	-----	schwach	8
		VREZ	Klasdorf I/bAh-----	<sup>14</sup> C, TL, Archäologie	schwach	8
3.300	Subboreal	Bronzezeit	Schöbendorf I-C1,bAh2 und C2 Paplitz I/Ap2	TL (zwei Proben) und <sup>14</sup> C	örtlich stark	7
		-----	-----	Archäologie	-----	-----
4.500		Neolithikum		-----	sehr schwach	6
6.000	Jüngerer Atlantikum	-----	-----	-----	-----	-----
7.500	Älteres Atlantikum	Mesolithikum	Klein-Ziescht I/bBv	TL und Archäologie	sehr schwach	6
8.800	Boreal				sehr schwach	6
10000	Präboreal				örtlich stark	5

<sup>1</sup> Angaben zur Lage der Dünenprofilen: Schöbendorf I: Rechtswert <sup>49</sup>98.255, Hochwert <sup>57</sup>70.190, Klein Ziescht I: R. <sup>59</sup>99.550, H. <sup>57</sup>68.320, Klasdorf I: R. <sup>54</sup>01.050, H. <sup>57</sup>66.080, Paplitz R. <sup>46</sup>01.800, H. <sup>57</sup>70.280.

<sup>2</sup> VWZ= Völkerwanderungszeit, RKZ= Römische Kaiserzeit, VREZ= Vorrömische Eisenzeit.

Tab. 8. Weichselspätglaziale Phasen starker und schwacher äolischer Aktivität im brandenburgischen Teil des Baruther Urstromtales (nach DE BOER, 1992a und 1993).

Jahre B. P. (vor 1950)	Chronostratigraphie	Kulturstufen	Dünenprofil und /Horizont	Datierungsmethoden	Äolische Aktivität	Phasen (s. Text)
10.800	Jüngeres Dryas-Stadial	Jung-			generell stark: Dünenbildung	5
11.600	Alleröd-Interstadial	paläo-	Paplit/oberes Torfband Gehmlitz/bBv <sup>1</sup>	Pollenanalyse <sup>2</sup> Archäologie, Bodenkunde	sehr schwach	4
12.000	Älteres Dryas-Stadial	li-	Klein Ziescht I/C Klasdorf I/bBv Schöbendorf I/b(Bv) <sup>5</sup>	TL und Bodenkunde TL und Bodenkunde TL und Bodenkunde	generell sehr stark: Dünenbildung	3
12.400	Bölling-Interstadial	thi-	vermutlich überwehtes Dahme-Sediment <sup>3</sup> Paplit/unteres Torfband	<sup>14</sup> C relative Positionierung (siehe Text)	schwach	3
	Ältestes Dryas-Stadial	kum			generell stark:	
15.200	Pommersches Stadium	(Alt-	Schöbendorf I /Probe unter Sandlößschicht	TL und relative Positionierung	Flugdecksand und	3
18.400	Frankfurter Staffel	stein-			Sandlößbildung	
20.000	Rückzugstaffeln des Brandenburger Stadium	zeit)			örtlich stark	2
29000?	Brandenburger Stadium				örtlich stark im Altmoränengebiet	1

<sup>1</sup> Nach GRAMSCH (1969).

<sup>2</sup> Siehe DE BOER, 1993, S.44.

<sup>3</sup> Erneute Auswertung von Daten aus MÖHRICKE, 1989, S. 63.

## Anthropogene Einflüsse

Verwehungen durch anthropogene Tätigkeit - wie z. B. Brandrodung oder Kahlschlag - in den Wäldern auf sandigen Substraten konnten im UG für das Spätpaläolithikum nicht nachgewiesen werden. Eine derzeitige Besiedlung des inmitten des Urstromtales gelegenen Dünenzugs "Gehmlitz", nördlich Golßen, wurde von GRAMSCH (1969) belegt. Lokal traten im Holozän erhebliche Verwehungen und Resedimentationen der Altdünensande auf. Durch den Menschen verursachte Verwehungen im Mesolithikum und im Neolithikum werden für das UG nicht ausgeschlossen, konnten aber bisher nicht bewiesen werden. Erhebliche Verwehungen sind vor allem für Rodungsphasen in der Bronzezeit, der Slawenzeit, der deutschen Ostkolonisationszeit und des 16. bis Mitte des 19. Jahrhunderts kennzeichnend. Danach erfolgte eine massive Aufforstung der offenen Dünen- und Flug(-deck-)sandgelände; die Sande wurden also festgelegt.

## Längsachseneinregelungsmessungen

Die Methode der Längsachseneinregelungsmessung an länglichen Quarzkörnern nach SCHWAN (1989) kam erstmalig im Osten Deutschlands zur Anwendung. SCHWAN benutzte bei seinen Forschungen Dünnschliffproben, die parallel zur Schichtung entnommen wurden. Vom Verfasser wurden horizontale schichtparallele Beprobungen vorgenommen. Die untersuchten Proben zeigen makroskopisch eine mehr oder weniger (teilweise schwache) horizontale Parallelschichtung (im Vertikalprofil), so daß die eigenen Dünnschliffproben auch parallel zur Schichtung orientiert sind. Als eine methodische Neuerung kann die Bearbeitung der Dünnschliffbilder hinsichtlich der Einregelung der Längsachsen von Quarzkörnern mit dem Quantimet-970-Gerät genannt werden. Die statistische Auswertung der Messungen ergab, daß die (N)NO-(S)SW-, die ONO-WSW- und die SSO-NNW-Richtungen in sechs der sieben Proben - alle aus weichselspätglazialen Substraten entnommen - vorherrschen. Es ist zu vermuten, daß die wichtigsten dünenbildende Winde im UG im Weichselspätglazial Winde aus den westlichen und südlichen Quadranten gewesen sind, wobei Südwestwinde vorgeherrscht haben dürften. Dieses Ergebnis

wird durch die Schichtungsaufzeichnungen im Südteil des Profils Schöbendorf **I** bestätigt; hierin ist ein relativ starkes Fallen der Schichten in Richtung Nordost klar erkennbar. Daß diese Windrichtungen sehr wahrscheinlich auch für das Holozän angenommen werden können, wird aus den äußeren Formen der holozänen Dünen und holozänen Überwehungen ersichtlich.

### Ausblick

Aus geowissenschaftlicher Sicht wird empfohlen, daß das Profil Schöbendorf **I** und die Wanderdüne westlich von Luckenwalde unter Naturschutz zu stellen ist. Der Verfasser ist weiterhin der Auffassung, daß das Bestreben einiger Naturschützer, im Niederen Fläming und im angrenzenden Teil des Baruther Urstromtales einen Naturpark einzurichten, auch die Unterstützung von Geowissenschaftlern verdient. Diese Arbeit möge als ein Beitrag dazu angesehen werden.

## **Summary**

# **Eolian processes and land forms in the Central Baruth Ice-Marginal Valley (Brandenburg, Germany) since the Weichselian Pleniglacial**

## **Introduction**

Sandy deposits - including solifluction covers, loess covers, sand-loess covers, cover sand ("Geschiebedecksand") and Pleistocene wind-blown coversands - are typical for the so-called "sand-belt" in the north-west and central European lowlands. The western part of the "sand-belt" is located in the Netherlands and the northern part of Belgium. To the east the sand belt stretches further from Germany and Poland to Russia and the Baltic Republics.

The middle region of the European sandbelt, positioned between the Elbe and the Oder, has been less intensively studied than other areas. Due to its central position it is expected that research results in this area are representative for the typical conditions in the whole of the sand belt.

## **Research aims**

Aim of this study is to improve understanding of the eolian processes and landforms in the area between Elbe and Oder. Compared to the neighbouring regions of the Benelux countries, northwest Germany and Poland, the following notable gaps in information are present:

- an overview of the existing literature is absent, despite the presence of a considerable number of contributions on the genesis and morphology of the inland dunes in Branden-

burg;

- until now little attention has been given to the stratigraphy of the inland dunes in Brandenburg;

- the dating of many inland dunes in Brandenburg is still problematic or even absent as well as a differentiation between phases of dune formation in the Pleni- to Late Weichselian and the Holocene;

- to date establishment of the depositional conditions are, virtually entirely, based on the outer dune forms.

The central Baruth ice-marginal valley and surroundings - between Luckenwalde in the west and Golßen in the east - is very well positioned as the study area for this research.

First, the research area is rich in eolian forms, especially inland dunes. Second, this area is positioned on the border between the young moraine and old moraine landscape and provides a differentiated geostratigraphical basis to the sandloess deposits and the different coversand-, driftsand- and dunesand fields. In addition available background information, availability of exposures for detailed investigations and sufficient geochronological clues, provide a sound basis for this study.

### **Geomorphology of the research area**

The Brandenburg **young moraine landscape** ('Jungmoränenland') was formed during the Weichsel glacial stage. The southernmost zone of the young moraine landscape, the zone of till plains and ice-marginal valleys, is situated between the Eberswalde and Baruth ice-marginal valleys in the north and south, respectively. The Brandenburg ice-margin, about 20/21.000 Jahre B.P. (CEPEK, 1965), with the Głogów(Glogau)-Baruth melt-water valley in front of it, is between Luckenwalde and Lübben not or not well discerned morphologically. MARCINEK (1961) showed that the Baruth valley was a meltwater course in its whole length only twice; at other times the meltwater only occupied sections of the valley. The loess-free **old moraine landscape** ('Altmoränenland') is bordered in the north by the Baruth ice-marginal valley and in the south by the northern edge of the

continuous loess region. This old moraine area was formed during the Saale ice age.

It includes - among other regions - the Fläming Plateau as a part of the Southern Ridge which received its basic shape from the Warthe ice sheet (MAUDREI, 1968). Large areas of the old moraine landscape are covered by **wind-blown loessy sands and coversands**. Loessy sands ('Sandlöß'), about 50 to 80 cm thick on average, are to be found in a relatively narrow strip between Belzig and Luckau (NITZ, 1991). The Sandlöß is of Late Weichselian age, according to MAUDREI (1968) and DE BOER (1992a). Both the old and the young moraine landscape show many - up to 25 m high - **inland dunes**. The **accumulation of Late Weichsel glacial eolian sheets (coversands) and dunes**, as well as the **deflation** of a part of these sands **during the Holocene**, the **composition**, the **dune forms**, dune building **wind directions** and distinction of **phases in the dune formation** are subjects of this study.

### Literature review

An overview of the available literature about the inland dunes in the research area is provided by DE BOER (1990) and about the dunes in Brandenburg by DE BOER (1989/90). From these publications it is evident that the huge dune forms ("Grundrißformen") in Brandenburg are relatively well known (SOLGER, 1910a,b; LOUIS, 1928; KÁDÁR, 1938; LEMBKE, 1939; SEELER, 1962; NOACK, 1965 and others). In the literature the following dune forms are distinguished: longitudinal dunes, transverse dunes and parabolic dunes. These dune forms were built by winds from the westerly quadrants predominantly. There is no evidence for barchan and other desert dune forms in Brandenburg built by easterly winds. All of the inland dunes in the research area had their genesis in the Late Quaternary, more specifically in the Weichselian, from the (Pleni-)Glacial until the Holocene. Within these borders however, the exact dating of many inland dunes still remains a problem. Most authors accept a periglacial environment during the first accumulation of most of the inland dunes. A similar development as in Poland is to be expected. In Brandenburg, like in northwestern Germany and in Poland, a reworking of Weichselian Late Glacial dunes took place in the Holocene, due to human impact, especially due to phases of clearings.



## **Research components**

This research is comprised of the following components:

The identification of the processes and environments under which dune formation has taken place, i.e. identification of the deflation and accumulation mechanisms. To this end grain size analysis and the method of orientation measurements on long axes of quartz grains by SCHWAN (1989) were used.

Further, the geohistorical development of dune formation needs to be established (dune dating). An attempt was made to differentiate the Pleni- to Late-Weichselian dune formation in the research area into various phases, as well as to identify phases of Holocene dune formation for smaller areas in the research area.

Also part of the research were studies into the consequences of the impact on the dune areas by settlement and economical activities (deflation) and also the anthropogenic impacts on dune formation (accumulation).

## **Cartographic analysis of dune complexes**

Cartographic research revealed that a series of dune complexes can be identified, composed of the well known dune types (parabolic, longitudinal, transverse, and hummocky dunes). These dune complexes are build by one or several dune types and differ in genesis or building sequence, in age or age sequence as well as topographic position. The dune complexes are hypothetically distinguished into (1) parabolic dune complexes, (2) longitudinal/linear dune complexes (natural or anthropogenically-influenced), (3) lee-side or valley infill complexes, (4) windward obstacle dune complexes and (5) hummocky dune complexes.

ad. (1): The parabolic dune complex is formed by big, up to 25 m high parabolic dunes, arranged en echelon, mostly lying at the northern edge of the east-west orientated ice-marginal valley and often lying on the sandurs. Their big curves are open to the west and the inclinations of the slopes suggest a genesis by westerly winds and presume a poor or lacking vegetation cover, like there was during the cold spells of the Weichselian

Pleniglacial (Oldest, Older and Younger Dryas).

ad. (2): The strip-like or longitudinal dune complex consists of two different groups.

- The predominantly natural strip-like dune complex ("strip dune complex") which consists of longitudinal dunes - often also incorporating small parabolic dunes - is laying in the middle of the ice-marginal valley and up to 10 km long. The first dune forming phase was supposed to be in the Weichselian Pleni- to Late Glacial based on datings from the profile between Paplitz and Baruth and the absence of buried soils between dune sands and substratum.

- The mainly anthropogenically influenced strip-like dune complex ("arable-land dune complex") consists mostly of longitudinal dunes, often also of small parabolic dunes. They are characterised by their position alongside (former) arable lands and has often a connection with (former) forests or strips of forests.

The genesis has its explanation by the fact that eolian sand is being trapped on the leeward side of trees, shrubs, piles of stones or already existing older dunes. Therefore, the arable land dunes show often strip-like complexes. They have a Holocene age; presumably the first dune-forming phase occurred in relationship with the eastward colonisation of German tribes (Ostkolonisation) or after long lasting wars or war-like situations, when much formerly arable land was cleared again.

ad. (3): The lee side- and valley infill dune complex ("lee side dune complex") is mostly comprised of relatively low - up to about 10 m - irregular dune forms and hummocky dunes, and is lying on the lee-side of the bigger moraine plates (e.g. Niederer Fläming) or endmoraines. They developed in the "wind shade" of the Niedere Fläming. On this moraine plate some valleys are completely or partly filled with eolian sand. The age is variable: from Weichselian Pleniglacial and -Late glacial up to Late Holocene.

ad. (4). In the windward obstacle dune complex (terminology after VERSTAPPEN, 1972) all dune forms can be found, except for the large parabolic dunes. This kind of dune complex occurs on the windward side of (ground) moraine plates, endmoraines and/or on the crest of these landforms. The age can differ considerably: from Weichselian Pleniglacial and -Late Glacial up to Late Holocene.

ad. (5). The hummocky dune complex is mainly composed of hummocky dunes, but may also contain any other type of small dune form (transverse, longitudinal and

parabolic dunes). This complex is mostly found on the east or the northeast side of settlements or former settlements and on the leeward side of arable land. They were formed partly or wholly under anthropogenic influences as indicated by their topographic position. It is possible that the hummocky dune complexes are of Late Weichsel Glacial age in their central parts.

## **Granulometry**

The importance of the grain-size analysis is shown by the results:

- The (surficial) valley/eolian sands, the cover sands and the drift sands are mainly composed of fine to medium-grained fractions ("fine sand": from 0.063 mm to 0.2 mm; "medium sand": from 0.2 to 0.63 mm).
- Based on grain-size analysis three units can be distinguished in the studied profiles: the underlying (valley terrace-)sands, the coversands ("Altdünensande") and the overlying drift sands ("Jungdünensande"). The valley sands and the drift sands show similar trends, e.g. when the valley sand is relative coarse, then the drift sand is also relative coarse (for example in the profiles Klein Ziescht **I** (KLZI) and Klasdorf **I** (KLDI)). When the valley sand is relative fine, then the drift sand is also relative fine (for example in the profile Schöbendorf **I** (SCHI)). This points to the possibility that the source areas and/or the mechanisms at the time(s) of their respective accumulation could have been similar.
- The sands of the substratum of the oldest inland dunes in the research area are so similar to these dune sands that they, if at all, can only be distinguished with the help of grain-size analysis. For this reason and the fact that the valley sands are not to be distinguished macroscopically in the field (e.g. by color differences, strength, humus content, etc.), it is accepted that the upper parts of the valley sands contain a strong eolian component, possibly up to several meters below the present-day ice-marginal valley level.
- The silt-containing strata between the eolian layers in the profile Schöbendorf **I** contain more than 20 % silt and more than 20 % sand and are therefore to be classified as sandy loess layers (ALTERMANN & FIEDLER (1978)). For the first time an eolian sand - sandy

loess - eolian sand series has thus been established for the Meßtisch-sheet Paplitz area. Because these grey to dark-grey sandy loess layers are strongly contrasting in color with the neighbouring layers, they are suited as marker layers for at least the research area.

- The sandy loess layers are positioned about half a meter below the ice-marginal valley level of today. Therefore, it is allowed to suppose that the upper ice-marginal valley sands (even if they are peaty at other places) have a strong eolian component.

### **Chronostratigraphy**

Intensive field work in the years from 1988 to 1992 was carried out in order to find possible organic layers beneath the dunes or to find other deviating (in color and/or lithology) deposits which can be used for dating purposes. This was achieved as late as the summer of 1991. In the profile Schöbendorf **I** some dark grey layers were found beneath a dune. Also, in the middle of the ice-marginal valley some humic sand layers were found in the profiles Paplitz and Schöbendorf **III**.

Dating of the respective phases of dune formation were done by means of relative positioning, paleosols, archeological finds, pollenanalysis and cartographic and literature research. The above mentioned methods were complemented by means of the <sup>14</sup>C- and thermoluminescence dating methods. Important findings are illustrated in Tables 1 to 4. Table 5 shows the most important dating results.

The relative position of the inland dunes in the central Baruth ice-marginal valley - both on the Older and Younger Terrace (c.f. MARCINEK, 1961) - relates the maximum age of the dunes to the beginning of the formation of the ice-marginal valley terraces. The eolian processes - deflation and accumulation - however, may have played a role as early as the Weichselian Pleniglacial, possibly even before that, in front of the inland ice margin. Initial coversand deposition in the Central Baruth Ice-marginal Valley, supposedly by winds from the eastern and northern quadrants (catabatic winds), could have taken place under arid-periglacial conditions from the Weichselian Pleniglacial to the Oldest Dryas. It is suggested that the substratum of the Lange Horst Berge and of the Hüttenwälle are such coversand formations. This hypothesis is supported by the fact that neither

soil formation nor sandy loess layers have been found beneath these dunes at or around the level of the present ice-marginal valley floor.

- In the Nedere Fläming area a desert pavement with ventifacts ("Windkanter") is being build during the Weichselian time. For the ice-marginal valley it is supposed that eolian and fluvio-glacial processes interact constantly in this time. Following the beginning of the retreat of the inland ice this interaction is even more pronounced until late in the Weichselian Late Glacial Period.

- Judging from samples 3 and 4 from the profile Schöbendorf **I** and after experiences from northwest Germany the accumulation of the sandy loess layers, which are situated between the coversand strata in the profile Schöbendorf **I**, are associated with the Bölling Interstadial.

- The Older Dryas and the Younger Dryas may also have been important eolian phases, whereby the Older Dryas is likely to have been the most important. A reason for this assumption is the existence of "Braunerden" and "Braunpodsolen" in the old inland dunes, which needed a certain timespan to develop, most likely under periglacial circumstances.

Not in all dunes can the Older and Younger Dryas periods be separated by the existence of interfering Alleröd-soil; but in the profile Schöbendorf **I** such an Alleröd-soil exists. During the Alleröd Interstadial and after the Younger Dryas the old inland dunes were covered and stabilized by a vegetation cover. Several soil-types were formed on the dune surfaces. At some sites these show advanced development. For example strong Podsol-soils (profiles Schöbendorf **I** and Horstwalde **II**), Braunpodsol-soils (profiles Schöbendorf **I** and Klein Ziescht **I**) and Ranker-soils (an initial soil-type, profile Klasdorf **I**).

- These and other information related to the datings in the profiles Klein Ziescht **I** (KLZI), Klasdorf **I** (KLDI), and Schöbendorf **I** (SCHI) are shown in Tables 9.1.1., 9.2.1., 9.3.1.1 and 9.3.1.2.

## **Anthropogenic impact**

Deflation through anthropogenic activities, such as associated with fire clearing or clear-cutting, which have a strong impact in the woods on sandy substrata, could not be shown for the Late Paleolithicum. A colonization of the dune-ridge called "Gehmlitz", north of Golßen, in the middle of the Baruth Ice-marginal Valley, was proven by GRAMSCH (1969). However, considerable local deflation and re-sedimentation of old dune sands took place during the Holocene.

Deflation caused by man during mesolithic and neolithic times are not ruled out for the research area, but could not be proven. Considerable deflations are especially typical for clearing phases in the Bronze Age, the Slavonic Time, the German East Colonization Time and from the 16th up to the middle of the 19th century. After that a vast reforestation of the open dune- and cover- and driftsand areas took place in order to stabilise these mobile sands.

## **Long axes orientation measurements - methods**

The method of long axes orientation measurements on elongated quartz grains by SCHWAN (1989) was used for the first time in eastern Germany. Based on the findings of SCHWAN (1989) a similar study on well-dated eolian deposits in the Baruth-Glogau-Ice Marginal Valley was carried out (DE BOER, 1992a). This study had three aims: first to improve the method of measuring grain orientations; second to test the method of SCHWAN (1989) in a different area (Middle- vs. Western Europe) and, third, to obtain independent information on paleo-wind directions in the study area.

Seven samples were taken from three sandpits in three different dune-complexes (see the "Anhang", "Anlage" 8). The stratigraphic context of the three sample sites, as well as the established ages of the various dune-strata, is shown in the "Anhang" ("Anlage" 7 and 9).

SCHWAN (1989) used thin section samples which were taken parallel to the inclined bedding. In our research area however, all samples were collected from sites with a

macroscopic near-horizontal and parallel bedding. In accordance with SCHWAN (1989) thin sections samples were taken horizontally, i.e. parallel to the bedding.

From each sample site at least two thin sections were made (15 in total), which were prepared in the micromorphological laboratory of the Humboldt-University in Berlin (Germany).

The main steps in preparing thin sections are described by REUTER (1962 and 1963), CLAUSNITZER (1963), SCHNEIDER (1963) and FITZPATRICK (1980, p. 4-26). Some practical improvements were carried out, as described in DE BOER (1992a, p.43-44).

SCHWAN (1989, p. 214) counted on average about 300 quartz grains per sample. In this study on average 373 quartz grains per sample were counted with a minimum of 159 ("n" in Table 5).

Individual measurement and counting of grains under the microscope applied by SCHWAN (1989) is very time consuming. First, for each sample the apparent long-dimension elongation of, on average, 305 grains had to be measured per sample using the rotation method by BONHAM & SPOTTS (1971). Selection of grains was on the basis of an axial ratio of  $a:b \geq 1.5$ . Second, the orientation of each selected grain was measured optically.

The disadvantages of the method described above can be avoided by the use of the Cambridge Instruments' Quantimet 970. This image analyzer consists of a video camera and a personal computer with special-purpose hard- and software (c.f. JENKINSON, 1989). The device is connected with a Zeiss light microscope. The Quantimet is capable of counting or measuring several selected parameters (Table Sum.1) of all grains in a microscope image display almost instantaneously.

Table Sum.1 Important measurable parameters of the Quantimet-970 device (after JENKINSON, 1989).

Sym- bol	Name	Definition
A	Area	Total number of detected pixels in the feature
L	Length	The maximum of all the user selected ferets
B	Breath (Width)	The minimum of all the user selected ferets
O	Orientation	The angle to the horizontal made by the user selected feret diameter which is used as length
SI	Shape I	Length/Breadth

In order to arrive at an optimal image for detection maximum contrast is established by manual manipulation. To this purpose crossed polarized and sometimes circular polarized light was used. The analyzer and the polarizer (part of an extra turnable device on the microscope) was turned 7 times so that 8 positions of the grains were detected. The total amount of light per grain that was detected in this way created the image that could be measured. In this way only a few grains that are cut vertically or near vertically to the optical axe cannot be examined. This is the case because they continuously appear black in all positions in crossed polarized light (FITZPATRICK, 1980, p. 34-35).

In the event that a grain is only partly visible this grain will be rejected. When several visible grains are grouped together (clustered), these can optically be separated with the help of an "image pen" and then seperately be measured and counted. The image pencil can also be used if the boundaries of a grain produces not enough contrast with the matrix to be detected. The boundaries are then redrawn by hand.

Sixteen ferets (that is 16 axes of every grain) were measured. For each sample therefore, the orientation values were grouped into 16 class intervals with widths of  $11,25^\circ$  and with class midpoints of  $0^\circ$ ;  $11,25^\circ$ ;  $22,5^\circ$  and so on.

The size (area) to which the smallest grains were accepted, was set at  $3000 \mu\text{m}^2$  (corresponding to 2999 pixels). In case of a length/breadth ratio = 1,0 (a circular cut through the grain) and an area of  $3000 \mu\text{m}^2$ , the length and breadth of this grain would be about  $63 \mu\text{m}$ , according to the formula,  $\text{area} = \pi r^2$ . In this way the silt and clay fractions (= particles smaller than  $63\mu\text{m}$  according to the german DIN-standards) were



almost completely excluded from counting.

Such a smallest size level of acceptance is necessary to exclude those grains smaller than 63  $\mu\text{m}$  that are being transported in suspension. For those small grains the alignment by wind is not proven.

In each of the seven dune samples, more than 95 % of the quartz grains have a diameter greater than 63 $\mu\text{m}$ . Therefore, these grains have an area of at least 3000  $\mu\text{m}^2$ . Thus with respect to the lower limit more than 95 % of all quartz grains per sample are accepted.

The quartz grains over about 0.5 mm in diameter are subjected to rolling transport under normal middle-European windspeeds (SINDOWSKI, 1957, p. 518). Consequently, these grains are transported with their long axes transverse to the wind direction and are therefore not suited for our investigations. In each of the seven dune samples studied, more than 75 % of the quartz grains have a diameter smaller than 500  $\mu\text{m}$  and more than 95 % of the quartz grains have a diameter smaller than 600  $\mu\text{m}$ . Therefore, such a maximum size was not introduced. Needle-like grains with a length/breadth ratio of over 10.0 were refused.

In total seven samples from three sandpits in three different dunes were studied. Anlage 8.1. shows the sample sites.

Results of the measurements are presented in Figs. (=Abb.) 1 - 7. In addition some parameters that were introduced by SCHWAN (1989) were calculated (Table Sum.2).

Table Sum.2 Grain-orientation data of 26 samples. n = sample size. Other symbols explained in text.

Sample	n	$\bar{x}$ (in degrees)	R	C(os)	S(inus)
<b>Profile Klein Ziescht I</b>					
KLZ 2	261	126,0	0,0229	-1,86	-5,69
KLZ 5	232	24,5	0,0807	12,29	14,14
<b>Profile Klasdorf I</b>					
KLD bAh	159	172,0	0,1786	27,31	-7,83
KLD Braunerde	229	2,9	0,0538	12,27	1,23
<b>Profile Schöbendorf I</b>					
SCH I	624	175,2	0,0864	53,18	-9,05
SCH III	760	0,1	0,1252	95,11	0,29
SCH V	344	33,7	0,0561	7,39	17,82

Mean direction in degrees =  $x$  is shown as deviation from north. For natural samples  $x = 0$  refers to the north and for experimental samples it refers to the down-wind tunnel-axis direction. Full definition of  $x$  is given in SCHWAN (1989, p. 212-213).

Strength of a fabric is the degree of preferred orientation of the measured element (e.g. trend of A-axes or dip direction of AB-planes). Mean resultant length (R) is a measure of concentration about the mean direction and as such it represents fabric strength. The higher the concentration, the closer is R to the value 1 (SCHWAN, 1989, p. 213).

## **Paleowind directions - results of the long axes orientation measurements**

The results of the statistical evaluation showed that the (N)NE-(S)SW-, the ENE-WSW- and the SSE-NNW-directions dominated in six out of the seven samples (see Fig. 1 - 7). These were all derived from Weichselian Late Glacial substrata.

It is to be expected that the most important dune building winds in the research area during the Weichselian Late Glacial were winds from the western and southern quadrants, whereby Southwest winds most likely have been the most important. This result corresponds with the inclination of the bedding in the southern part of the profile Schöbendorf **I**. In this profile the bedding clearly shows a distinct dip to the Northeast. It is most likely that these wind directions were also dominant during the Holocene as suggested by the outer forms of the holocene dunes and holocene drift sands (overlying older deposits).

## **Dune conservation**

A reactivated 'old dune' is situated on the former army area Jüterbog-West (Topographische Karte 1:25.000: 3944 Zinna, Rechtswert 53 69 90, Hochwert 57 72 50). This 'wandering dune' is about 825 m long (E - W), between 80 and 225 m broad (BEUTLER, 1993) and 12-14 m high. The 'old dune' shows signs of substantial deflation. In comparison with the geological map of 1922 the front part of the dune hasn't moved demonstrably in eastward direction, because the road in front of the dune was regularly kept free from blown-over sand.

From an earth science conservation point of view it is recommended that the profile Schöbendorf **I** and the active drifting dune West of Luckenwalde are to be established as nature reserves. DE BOER (1992a) is also of the opinion that the effort of some nature conservation agencies to establish a nature reserve ("Naturpark") in the area of the Nedere Fläming and in the adjacent part of the Baruth Ice Marginal Valley deserves the support of geoscientists. The publications of DE BOER (1989/90, 1990, 1992a,b, 1993, 1994 and this publication) may be viewed as a contribution to this effort.

Table Sum.3 Phases of strong and weak aeolian activity in the Baruth Ice-Marginal Valley, Brandenburg, Germany (according to DE BOER, 1992a, 1993, 1994).

**Dating methods:** 1=<sup>14</sup>C, 2=thermoluminescence, 3=pollen analyses, 4=Archaeology, 5=soil sciences, 6=stratigraphical position, 7=Archives.

**Aeolian activity:** --= very weak, -= weak, +=locally strong, ++=generally strong. Schöbend.=Schöbendorf, Kl.Zscht=Klein Ziescht

Years B. P.	Chronostratigraphy	Cultural level	Dune profile	Dating method	Aeolian activity	Phase (DE BOER 1994)
800	Younger Subatlantic	German time	Schöbend.	1,3,4,7	+, -, +	12,11 10
1.200		Slav. time	Kl.Zscht. Schöbend.	2 3	+	9
1.500		VWZ <sup>1</sup>	Kl.Zscht.	1,3	-	8
2.800	Older Subatlantic	RKZ VREZ	Klasdorf	1,2,4	-	8 8
3.300 4.500	Sub-boreal	Br. Age Neol.	Schöbend. Papplitz	1,2,4	+	7 6
6.000	Younger Atlantic	-----	-----	-----	-----	-----
7.500	Older Atlantic	Meso-lith.	Kl.Zscht	2,4	--	6
8.800	Boreal				--	6
10000	Preboreal				+	5
10.800	Younger Dryas	Young			++	5
11.600	Allerod		Papplitz Gehmlitz	PA, Arch.		
12.000	Older Dryas	Paleo-	Kl.Zscht. Klasdorf Schöbend.	2,soils 2,soils 2,soils	++	3
12.400	Bolling					
	Oldest Dryas	li-			++	
15.200	Pomeranian phase		Schöbend.	2,6	coversands and loessy sands	3
18.400	Frankfurt moraine	thic				3
20.000	moraines N of the Brandenburg moraine				+	2
29000?	Brandenburg Stadium				+	1

<sup>1</sup> VWZ= Völkerwanderungszeit, RKZ= Römische Kaiserzeit, VREZ= Vorrömische Eisenzeit.

## ANHANG

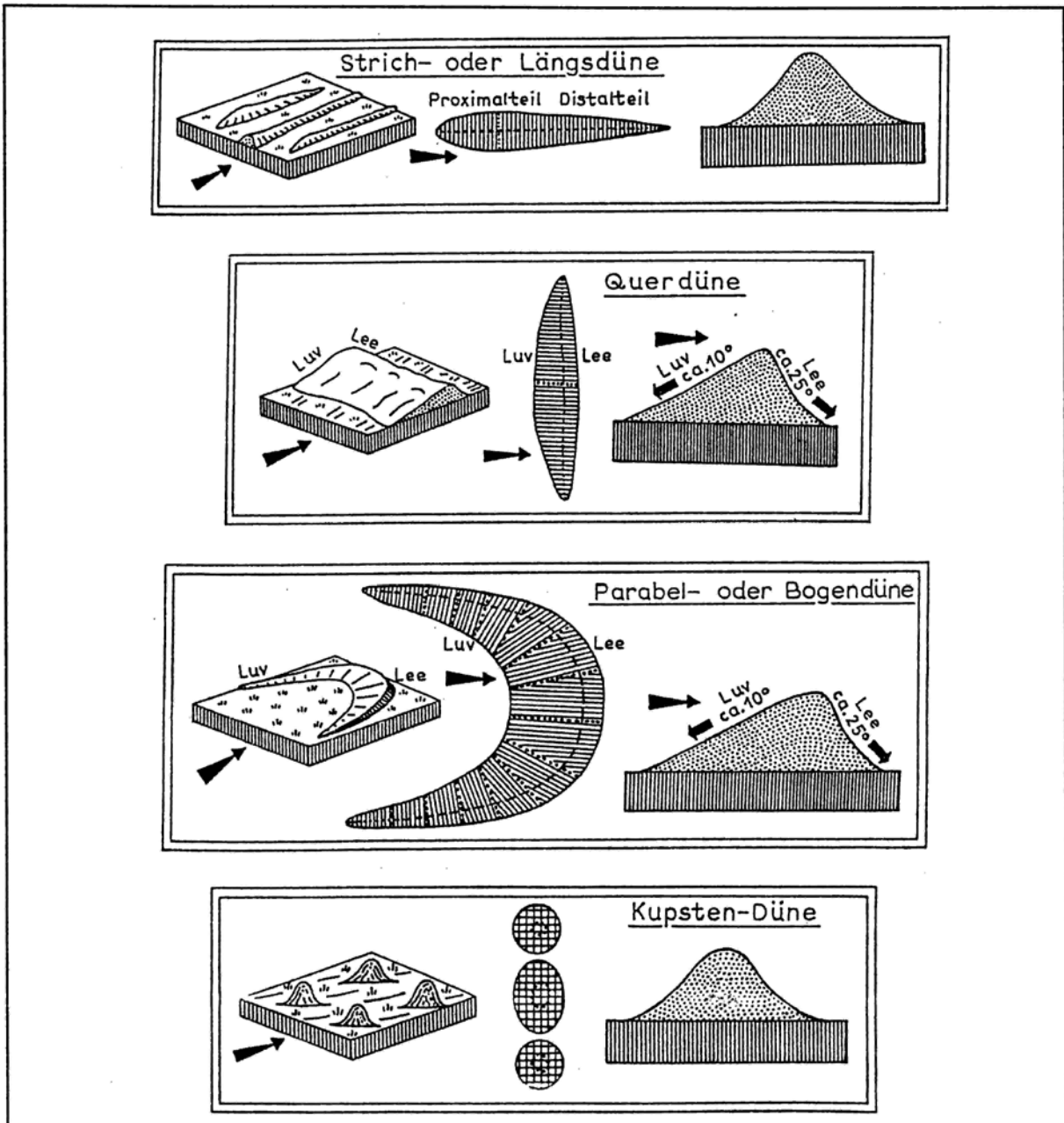
### Anlage 1: Gliederung des Holozäns in Brandenburg (nach FIRBAS, 1939; NOWEL, 1984 und HEINRICH/JÄGER, 1982)

Jahre B.P.	Chronostratigraphie	Symbol FIRBAS 1939	Vegetation in Mitteleuropa	Kulturstufen
12.Jh. 8.Jh. 5./6.Jh.	Jüngeres Subatlantikum	X	Anthrop. Veg. zunehmend; naturnahe Veg. wie zuvor Sommergrüne Laubmischwälder mit zunehmender	Deutsche Zeit Slawische Zeit Völkerwanderungszeit
2.800	Älteres Subatlantikum	IX	Anteil von Buche -----	Römische Kaiserzeit ----- Vorrömische Eisenzeit -----
3.300 4.500	Subboreal	VIII	Übergang von der Eichenmischwaldzeit zur Buchenzeit (Eiche, Buche, Fichte)	Bronzezeit ----- Neolithikum
6.000	Jüngeres Atlantikum	VII	Eichenmischwaldzeit -Wärmemaximum-	(Jungsteinzeit) -----
7.500	Älteres Atlantikum	VI	(Eiche, Ulme, Linde)	Mesolithikum
8.800	Boreal	V	Haselzeit und frühe Eichenmischwaldzeit	(Mittelsteinzeit)
10.000	Präboreal	IV	(Kiefer, Hasel, Eiche)	

**Anlage 2: Gliederung des Weichselspätglazials in Brandenburg  
(nach FIRBAS, 1939; NOWEL, 1984; HEINRICH/JÄGER, 1982 und KOZARSKI, 1990)**

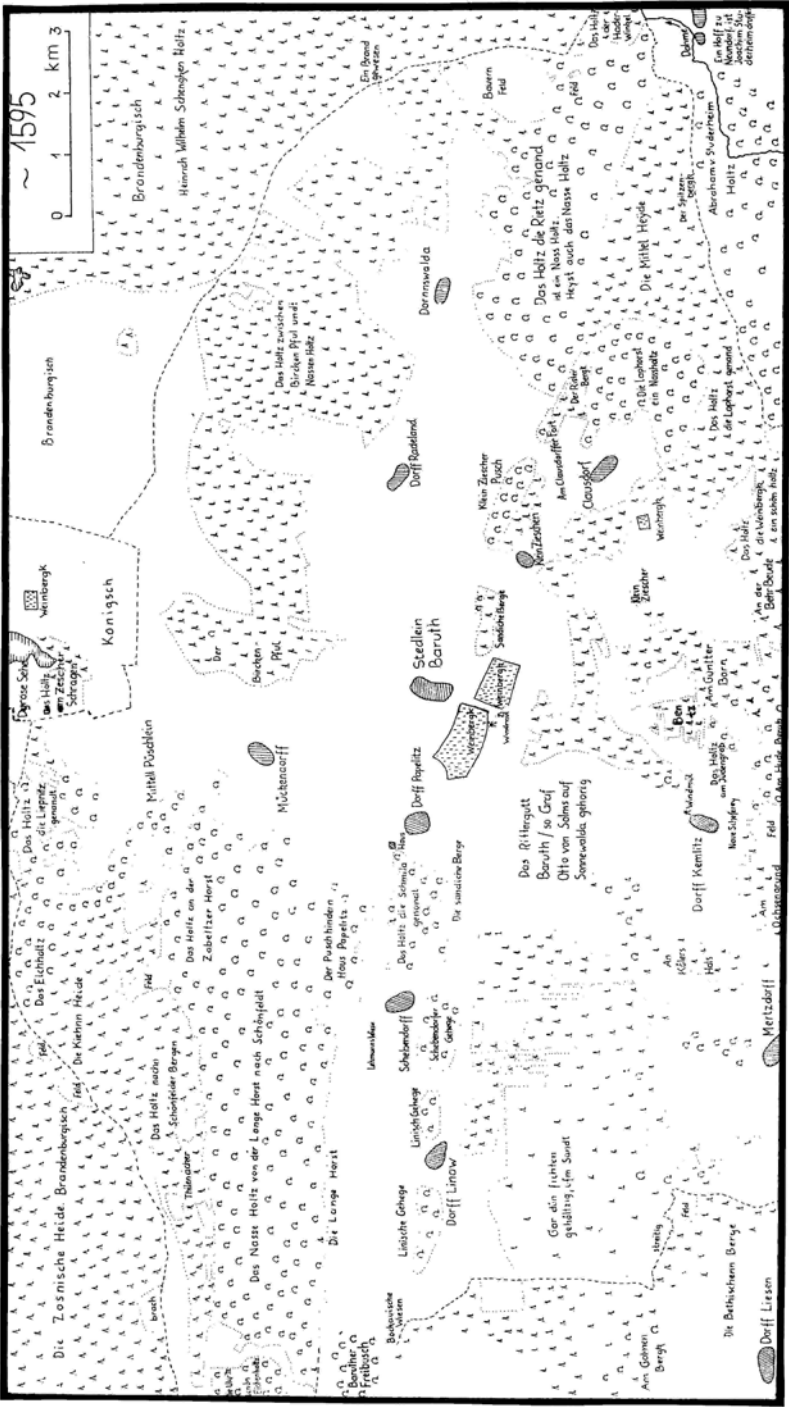
Jahre B.P. (=vor 1950)	Chronostratigraphie	Symbol nach FIRBAS 1939	Vegetation in Mitteleuropa	Kulturstufen
10.800	Jüngere Dryas-Stadial	III	Birken-Kiefernwald	Jungpaläolithikum  (Jüngere Altsteinzeit)
11.600	Alleröd-Interstadial	II	Kiefernwald ----- Birkenwald	
12.000	Ältere Dryas-Stadial	Ic	tundraähnliche, waldfreie Vegetation	
12.400	Bölling-Interstadial	Ib	Birkenwald und tundraähnliche Vegetation	
	Älteste Dryas-Stadial	Ia	tundraähnliche, waldfreie Vegetation	
15.200	Pommersches Stadium		Tundra	
18.400	Frankfurter Staffel		Tundra	
20.000	Rückzugsstaffeln des Brandenb.St.		Tundra	
29.000 ?	Brandenburger Stadium		südlich der Eisrandlage:Tundra	

Anlage 3: Im Untersuchungsgebiet am häufigsten vorkommenden Dünenformen



Im Gebiet zwischen Luckenwalde und Golßen am häufigsten vorkommenden Dünenformen sind Längs-, Bogen-, Quer- oder Parabel- und Kupstendünen. Sie sind jeweils als Blockbildansicht, Aufrißdarstellung und Querschnitt dargestellt. Die Pfeile markieren die in Brandenburg vorherrschenden Winde aus dem westlichen Quadranten. Abbildungen aus KAISER, MÜHMEL-HORN & WALTHER (1989).

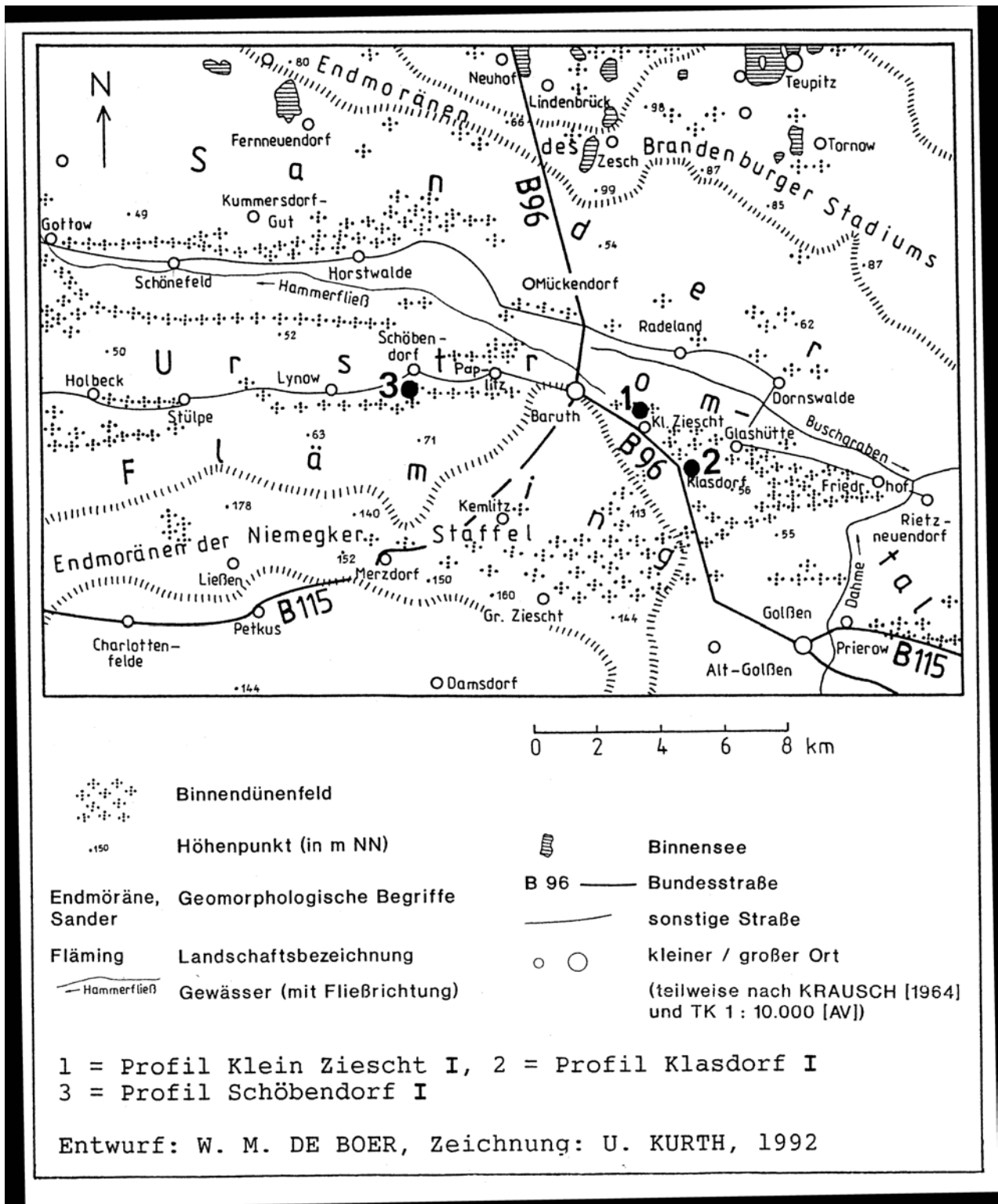
Anlage 4: Verkleinerte Kopie der ÖDER-ZIMMERMANN'schen Karten für das Gebiet der ehem. Herrschaft Baruth



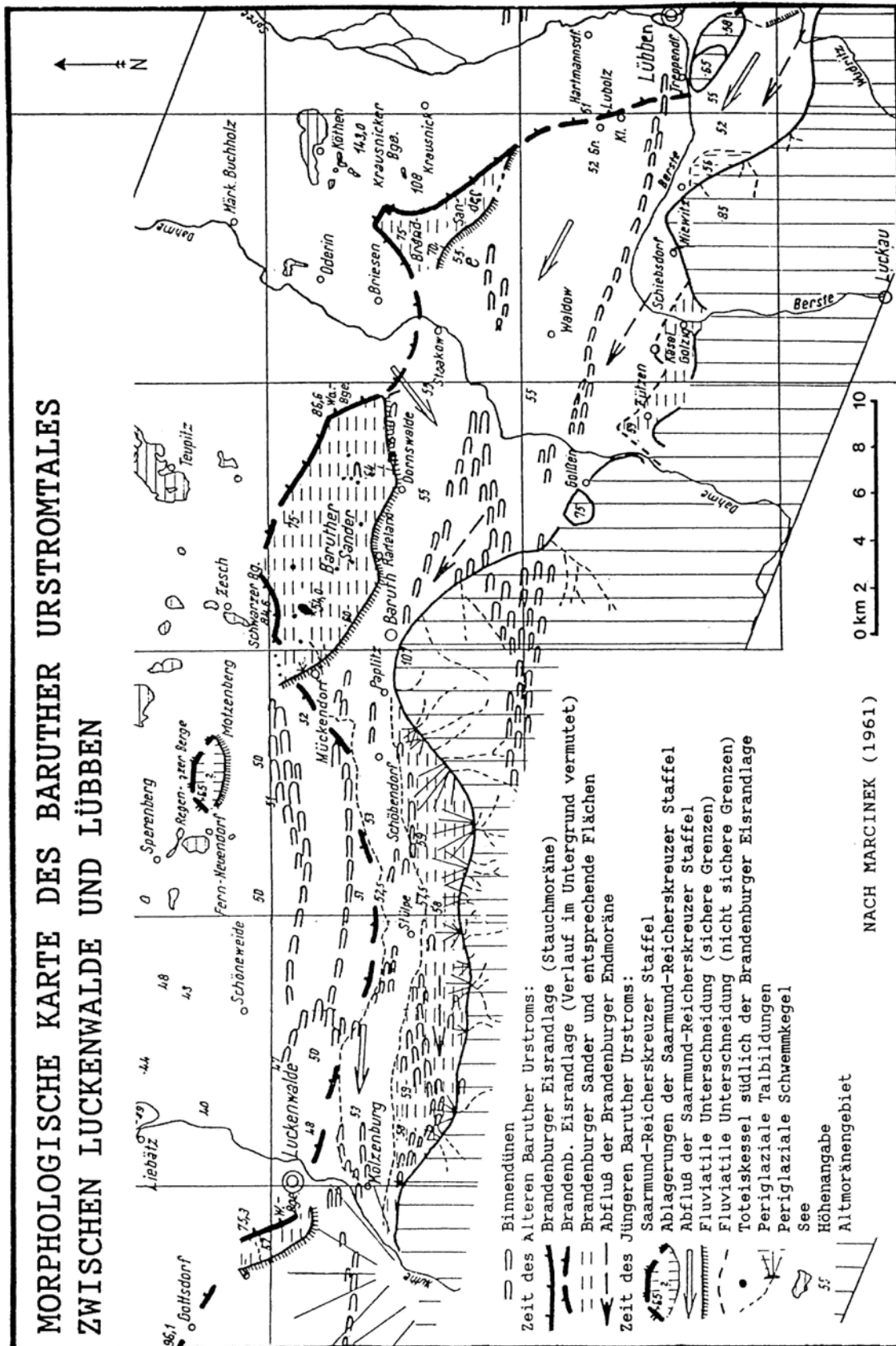
Vermessung in den Jahren 1594 und 1595, ursprünglich im Maßstab 1:53.333, aus: KRAUSCH (1964)



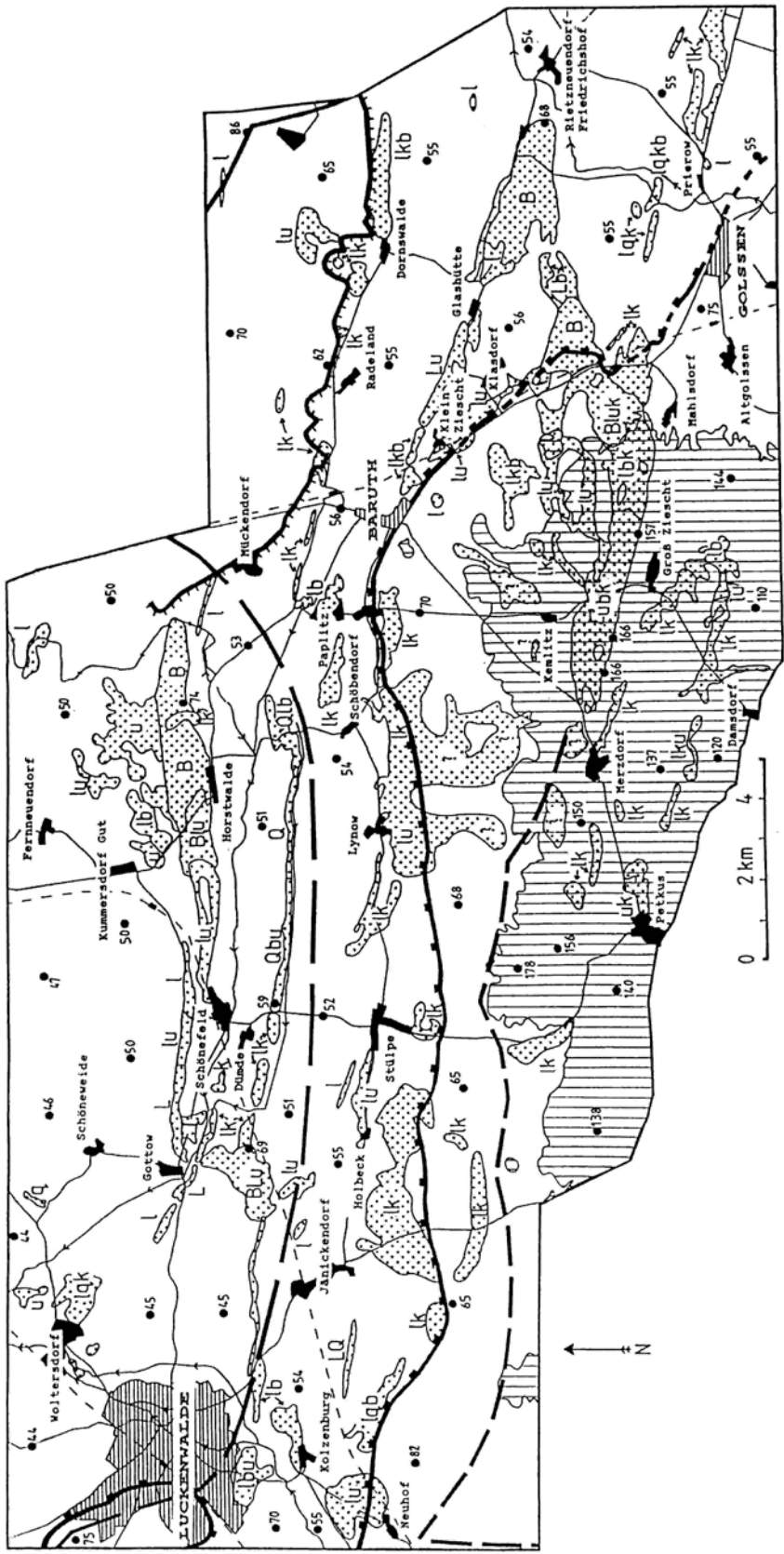
Anlage 5.1.: Geomorphographische Skizze des Gebietes um Baruth


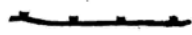





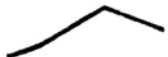

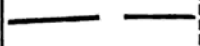





Anlage 5.2.: Morphologische Karte des Baruther Urstromtales zwischen Luckenwalde und Lübben (Spreewald). Nach MARCINEK (1961).



Anlage 6 (zum Kap. 6): Morphographische Karte der Dünen im Gebiet zwischen Luckenwalde und Golßen (Niederlausitz). Legende: siehe S. 147.



Legende zur Anlage 6			
	Dünengebiet		Begrenzung des Urstromtales (Akkumulation begrenzt durch morphologische Erhebungen)[Blocksymbole in Richtung Sediment], nach CEPEK u. a., 1973
Qbu	vorherrschende Dünentypen innerhalb eines Dünengebietes; von links nach rechts abnehmende Anteile; große Buchstaben: Einzeldünen sind länger als 300 m und breiter als 100 m		desgl., Verzahnung mit anderen Sedimenten, nach CEPEK u. a., 1973
L oder l Q oder q B oder b K oder k U oder u ?	<u>Dünenform</u> Längsdüne Querdüne Bogendüne Kupstendüne unregelmäßig geformte Düne Dünenform nicht bekannt (Truppenübungsgelände o. ä.)		Terrassenkante am Rande des Urstromtales, nach CEPEK u. a., 1973
	Gebiet, mehr als 100 m ü. NN (gestaucht)		Gewässer (mit Fließrichtung)
•50	Höhe (in m NN)		Stadt
	Brandenburger Eisrandlage (Stauchmoräne), nach MARCINEK, 1961		Dorf
	Brandenburger Eisrandlage (Verlauf im Untergrund vermutet), nach MARCINEK, 1961		Straße
	Staffel de Lausitzer Kaltzeit ("Saale III"), vermuteter Verlauf, nach CEPEK u. a., 1973		Eisenbahn (mit Bahnhof)
Entwurf und Zeichnung: W.M. DE BOER, 1992a (unter Verwendung von MARCINEK, 1961; CEPEK u. a., 1973 und der Top. Karte 1 : 10.000)			

Anlage 7 (zum Kap.7): Katalog von Dünenprofilen

7.1. Sammellegende zu den Profil(ausschnitts)beschreibungen

Nach BILLWITZ u.a., 1984

- = schwarze bis dunkelgraue Verfärbungen
- ▒▒▒▒▒ = dunkelgraue bis graue Verfärbungen
- ░░░░░ = graue bis dunkelrote Verfärbungen
- ░░░░░ = hellgraue/hellrote bis gelbe/gelblich-weiße Verf.
- \* \* = Flecken
- \_\_\_\_\_ = deutliche Grenze, Übergangsgrenze 1 - 5 cm breit
- - - - - = diffuse Grenze, Übergangsgrenze 5 - 15 cm breit
- +++++ = nicht dargestellter Teil des Profils; Horizont-  
beschreibung ist gleich dem darüberliegenden
- bAh = Bodenhorizontkode (Geländeansprache), b = begraben
- ↓
- Podsol = Bodentyp (Geländeansprache)
- ↑

Bezeichnung/Abkürzung (S.: Seitenangabe in BILLWITZ u.a., 1984)	Symbol/Abkürzung	Merkmale/Bedeutung
Tfe = Tiefe	Tfe und Zahl	in Zentimetern unter Flur
Krn = Körnungsart (des Feinbodens) S. 43	S = Sand  FS = Feinsand MS = Mittelsand GS = Grobsand  uS = schluffiger Sand	trocken streufähig, feucht etwas zusam- mendrückbar, zerfällt aber bei Berüh- rung; nicht bindig, kaum schmutzend; Gliederung in:  0,06 - 0,2 mm Ø 0,2 - 0,6 mm Ø 0,6 - 2,0 mm Ø  schwach bindig, deutlich mehlig
Farbe	gr. br. schw.	grau braun schwarz
Munsell = Farbzahl nach dem Munsell Soil Color Charts-Sy- stem	z. B. 10 YR 6/2	Zahl - Buchstabe(n) - Zahl/Zahl
Hor = Horizontsymbol (S. 30 - 40)	Ah = Humushorizont Ap = Pflughorizont	nicht bearbeiteter humoser Horizont durch ständige Bearbeitung homogenisierter Oberbodenhorizont

	Es = Aschhorizont = Sesquioxideluvialhorizont	hellgrau; gegenüber dem darunter liegenden Horizont sesquioxid- und/oder humusärmer; Rostflecke < 5%; typisch für Podsole
	Bv = Verbraunungshorizont	braune B-Horizont; im wesentlichen ohne Ton- und Humushüllen; Rostflecke < 5 %
	Bs = Sesquioxid-Orthorizont	dunkelbraun bis rostfarbig; durch Sesquioxide Hüllen- bis Verkittungsgefüge
	Ortstein	knollen- oder bankartige Verfestigung eines Bs-Horizontes
	Bh = Humuseinwaschungshorizont	Humuseinwaschungshorizont
	Bsh = Sesquioxid-humus-Orthorizont	Mischhorizont mit Bs- und Bh-Merkmalen durch Anreicherung sowohl von Sesquioxiden als auch von Humus
	T = Torfhorizont	mehr oder weniger zersetzter Torf
	Go = Oxidationshorizont = Rostabsatzhorizont	rostbraun bis rostrot; rötliche Färbung durchgehend oder als starke Fleckung; kennzeichnet Schwankungsbereich der Grundwasseroberfläche
	Gr = grauer Gleyhorizont = Reduktionshorizont	hell-, blau- bis grüngrau, auch dunkelgrau; Rostflecken fehlen weitgehend; kennzeichnet den Bereich des Bodens, der im allgemeinen ständig unter Grundwassereinfluß steht
	Gor = Oxidations-Reduktions-Horizont	Mischhorizont mit Go- und Gr-Merkmalen
	C = Untergrundhorizont	wenig oder nicht von der Bodenbildung erfaßtes - und daher weitgehend unverändertes Material im tieferen Teil des Profils
Gef = Gefügeform S. 50/51	1.1. = Einzelkorngef. (EKG) 1.2. = Hüllengefüge (HÜG)  1.3. = Kohärentgefüge (KOG)	Primärteilchen liegen lose nebeneinander; Aggregatbildung fehlt. Sandkörner sind mit Fe-, Mn-, Al- oder Humushüllen überzogen und an Berührungsstellen miteinander verbunden; Verfestigung kann bis zur Verkittung führen (Ortsteinbildung) zusammenhaftende Bodenmasse, deren Körner durch feinste Substanzen miteinander verklebt sind; Verkittung wie Beton

<p>Fes = Festigkeit S. 51</p>	<p>sl = sehr locker</p> <p>l = locker</p> <p>f = fest</p>	<p>Bodenmaterial haftet nicht zusammen; alle Geräte dringen mühelos und vollständig ein</p> <p>Bodenm. zerfällt bei leichtem Druck vollständig; Geräte dringen noch leicht ein</p> <p>Bodenm. zerfällt erst bei mäßigem Druck; Messer dringt bei mäßigem Druck gut ein; Eindringen mit dem Spaten nur mit großer Anstrengung möglich; beim Hacken ist mäßiges Ausholen erforderlich</p>
<p>Fes = Festigkeit S. 51</p>	<p>sf = sehr fest</p> <p>ef = extrem fest</p>	<p>Bodenm. kaum zerdrückbar, aber in Stücke zerbrechbar; Messer dringt unter größerer Druckerwendung bei trockenem Zustand kaum, bei feuchtem Zustand etwas ein; Eindringen mit dem Spaten nicht mehr möglich.</p> <p>Bodenm. ist nicht mehr in Stücke zerbrechbar; Messer dringt auch bei größerer Druckerwendung nicht ein</p>
<p>Feu = Feuchtigkeit (Aktuelle Bodenfeuchte) S. 46</p>	<p>1 = trocken</p> <p>2 = frisch</p> <p>3 = feucht</p> <p>4 = naß</p> <p>5 = sehr naß</p>	<p>Substrat wird bei Befeuchtung dunkler und staubt bei Schluffanteilen</p> <p>Substrat wird bei Befeuchtung nicht nennenswert dunkler, staubt nicht, wird bei Trocknung wesentlich heller</p> <p>Substrat läßt sich in Klumpen zusammendrücken, Papier wird bei Berührung feucht</p> <p>Substrat benetzt beim Zusammendrücken die Hand, gibt tropfenweise Wasser ab und schmiert</p> <p>Aus dem Substrat sickert Wasser heraus</p>

<p>Hdr = Hydromorphiegrade S. 47</p>	<p>0 = nicht hydro- morph 1 = schwach hydro- morph 2 = mäßig hydro- morph  3 = stark hydro- morph 4 = sehr stark hydro- morph  5 = extrem hydro- morph</p>	<p>ohne nässebedingte Merkmale; Eisenan- reicherungen fehlen einzelne bis wenige Konkretionen; Rost- flecken fehlen oder maximal 5 % Eisenanreicherungen vorhanden (max. 5 %); nur sehr geringer Farbkontrast zur Braunmatrix anhydromorphe Teilbereiche vorhanden; Eisenanreicherungen vorherrschend durchgehend hydromorph; mit deutli- cher Differenzierung in Graumatrix und Eisenanr., ohne anhydromorphe Teil- bereiche Eisenanr. &lt; 10 %; Braunma- trix fehlt durchgehend hydromorph; ohne anhydromorphe Teilbereiche, Braunma- trix fehlt, Graumatrix durchgehend, Eisenanreicher. &lt; 5 %</p>
<p>Hum = Humusgehalt S. 40</p>	<p>1 = humusfrei 2 = sehr schwach humos 3 = schwach humos 4 = (mäßig) humos  5 = stark humos 6 = sehr stark hu- mos 7 = anmoorig 8 = torfig</p>	<p>Prozentanteil bei Laborbestimmung: &lt; 0,3 % &lt; 0,8 % &lt; 1,5 % &lt; 2,5 %  &lt; 5,0 % &lt; 15 % &lt; 30 % &gt; 30 %</p>
<p>Dwu = (Fein-)Durchwurzelung S. 52</p>	<p>1 = schwach durch- wurzelt. 2 = mäßig durchw. 3 = stark durchw. 4 = sehr stark durch- wurzelt 5 = extrem stark durchwurzelt (Wur- zelfilz)</p>	<p>Anzahl der Feinwurzeln/dm<sup>2</sup> &lt; 5 6 - 10 11 - 25 26 - 50 &gt; 50</p>

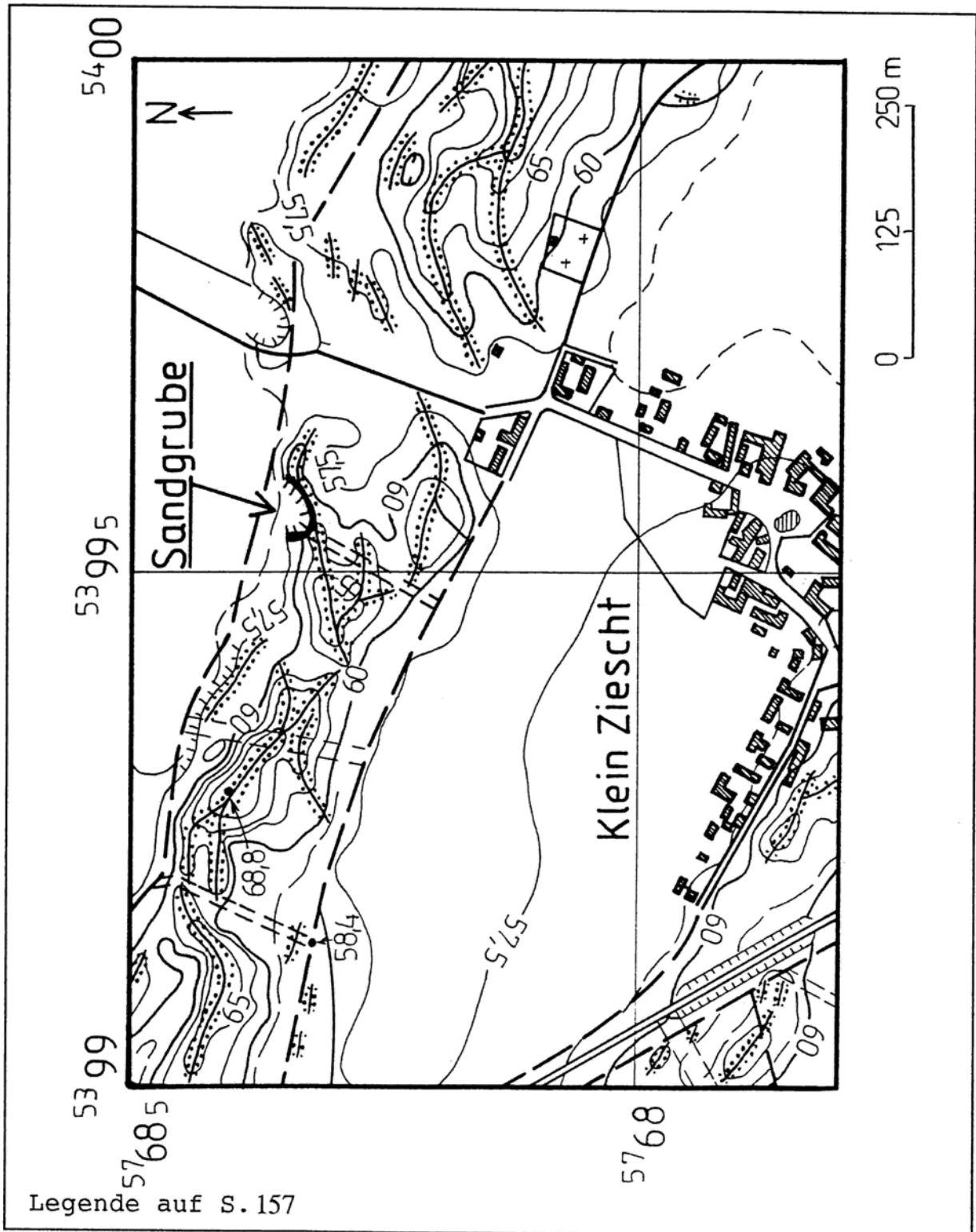


<p>Ca = Kalkgehalt S. 41</p>	<p>1 = karbonatfrei 2 = schwach karbonathaltig 3 = mäßig karbonath. 4 = stark karbonath. 5 = sehr stark und extrem karbonath.</p>	<p>CO<sub>2</sub>-Entwicklung durch Bespritzen des Bodens mit 10%iger Salzsäure; in Klammern: Prozentanteil von CaCO<sub>3</sub> bei Laborbestimmung</p> <p>nicht aufbrausend (&lt; 0,3 %) langsam und schwach aufbrausend, Bildung kleiner Blasen (&gt; 0,3...2 %) schnell, mittel bis stark, aber nicht anhaltend aufbrausend; Bildung mittlerer bis großer Blasen (&gt; 2...5 %) heftig, stark und langanhaltend aufbrausend; Bildung großer Blasen (&gt; 5...15 %) sehr heftig und sehr stark sowie langanhaltend aufbrausend (&gt; 15...30 % und &gt; 30 %)</p>
<p>Nr = Nummer eines unter der jeweilige Profil(ausschnitts)beschreibung beschriebenen, weiteren diagnostischen Merkmals S. 52 - 56</p>	<p>1 2 usw.</p>	<p>Beispiele: Flecken, Bänder, Konkretionen</p>
<p>Bezeichnung/Abkürzung (S.: Seitenangabe in BILLWITZ u.a., 1984)</p>	<p>Symbol/Abkürzung</p>	<p>Merkmale/Bedeutung</p>

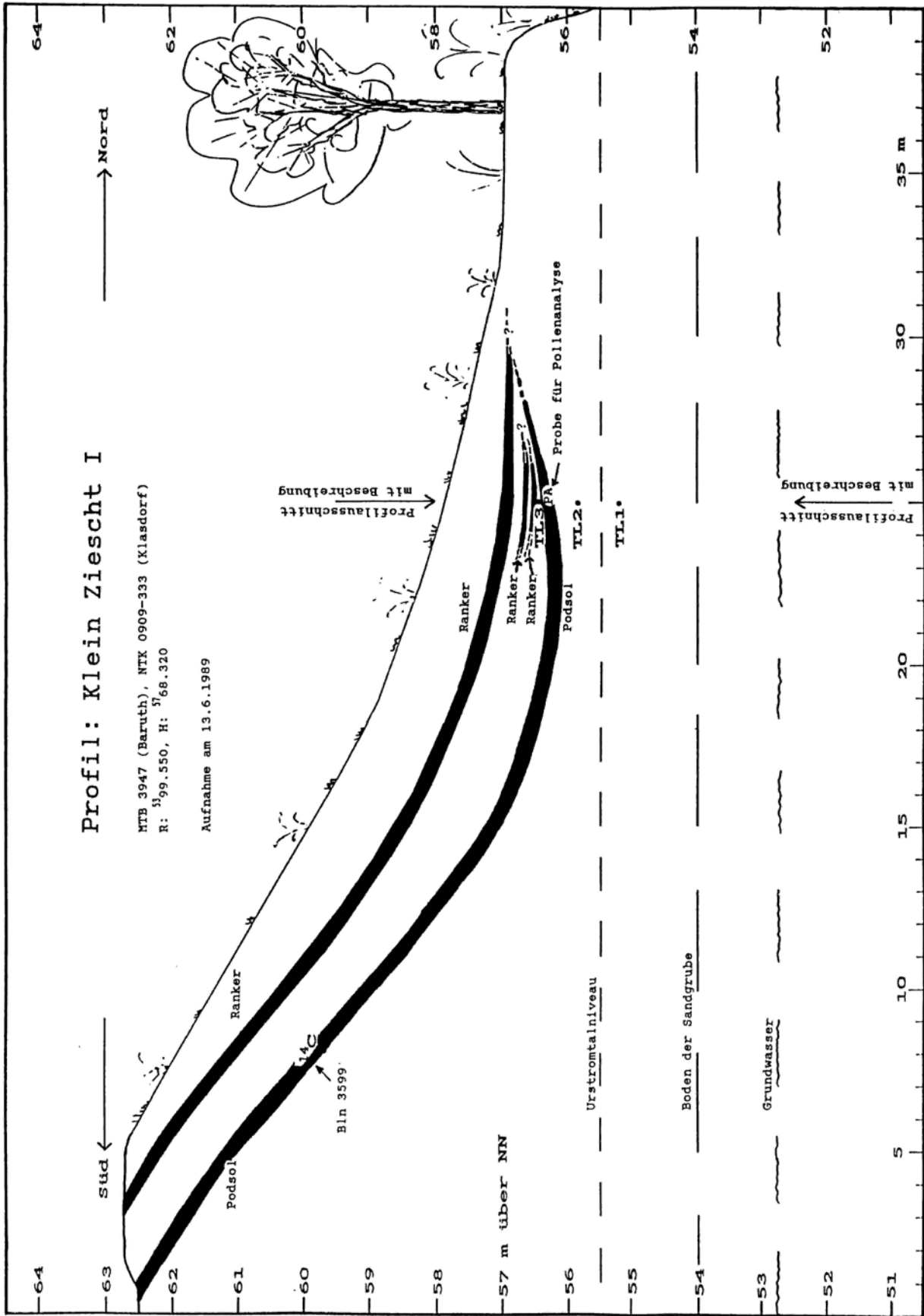
Anlage 7.2. Größere Gruben-Profile ("Standardprofile") im UG

7.2.1. Klein Ziescht I

7.2.1.1. Lage der Sandgrube Klein Ziescht I (Karte)



7.2.1.2. Profilwand der Sandgrube Klein Ziescht I



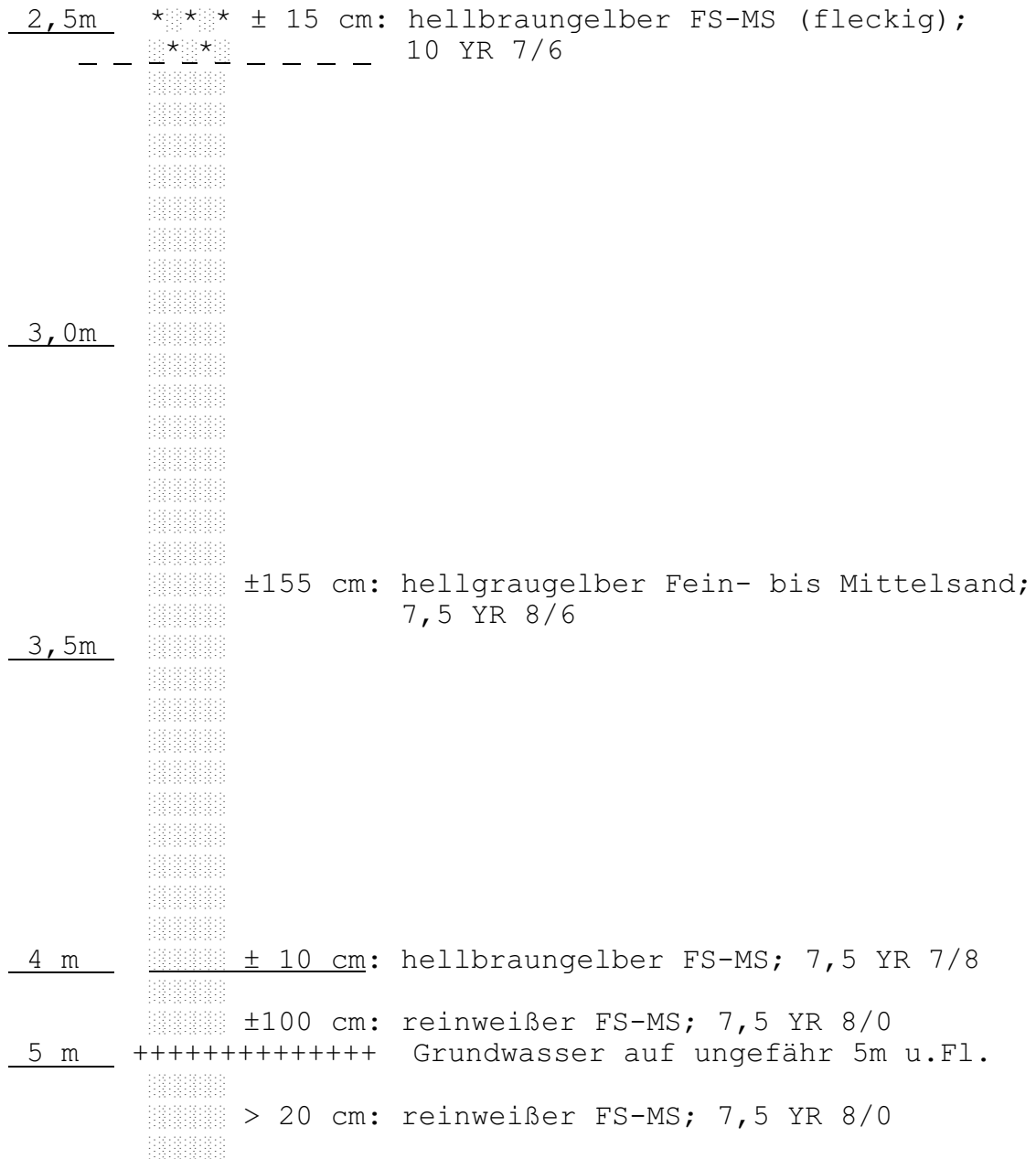
**7.2.1.3. Profil Klein Ziescht I (Ausschnittsbeschreibung)**

Top. Lage: MTB 3947 (Baruth), NTK 0909-333 (Klasdorf);

Rechtswert: <sup>53</sup>99.550, Hochwert: <sup>57</sup>68.320

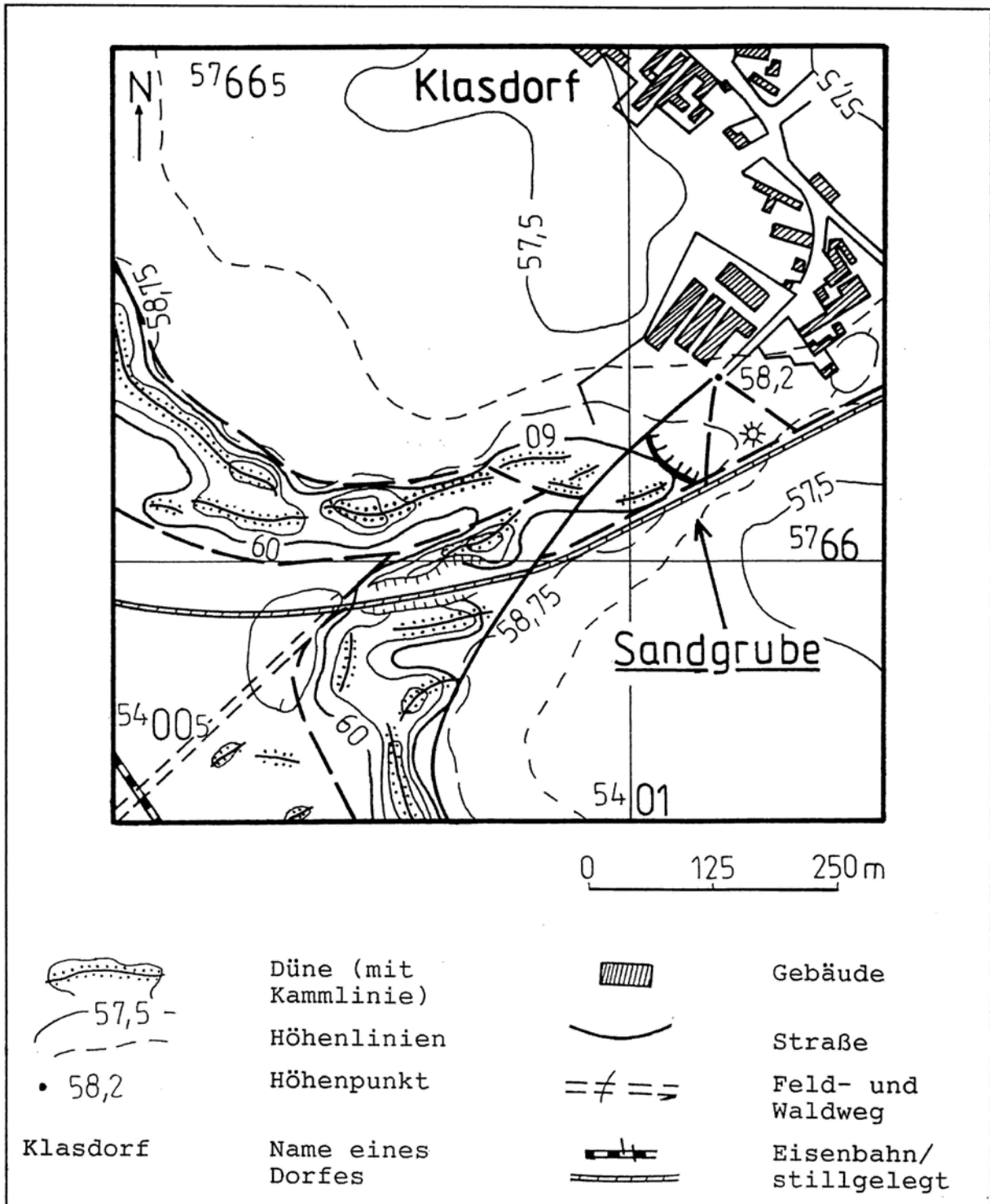
Flur: ± 65 m über NN (= ± 4 m über Urstromtalniveau)

	.....	Teil weggenommen: gekapptes Profil !
	.....	± 20 cm: hellgraugelber Fein- bis Mittelsand;
	.....	7,5 YR 8/1; stark durchwurzelt
	-----	
	.....	± 30 cm: hellgraugelber Fein- bis Mittelsand;
	.....	7,5 YR 8/1; mit dunklen Bändern
	.....	und Streifen; schwach durchwurzelt
<u>0,5m</u>	-----	
	.....	± 20 cm: hellgraugelber Fein- bis Mittelsand;
	.....	10 YR 8/6
	-----	
	.....	± 15 cm: hellbraugelber Fein- bis Mittelsand;
	.....	10 YR 8/7
	-----	
Ranker1	.....	± 20 cm: hellgrauer Fein- bis Mittelsand
<u>1 m</u>	.....	10 YR 7/1
	.....	mit Humusflecken
	.....	± 15 cm: graugelber Fein- bis Mittelsand;
	.....	2,5 YR 7/3
	-----	
Ranker2	.....	± 5 cm: graubrauner FS-MS; 2,5 YR 4/2
	.....	± 10 cm: hellgraugelber Fein- bis Mittelsand;
	.....	2,5 YR 7/3
	-----	
Ranker3	.....	± 5 cm: graubrauner FS-MS; 2,5 YR 3/2
	.....	± 10 cm: graugelber Fein- bis Mittelsand
<u>1,5m</u>	.....	2,5 YR 7/3
↓B↓ bAh	.....	± 10 cm (5-15 cm): grauer Fein- bis Mittelsand;
	.....	2,5 YR 3/0
	-----	
R	.....	
bEs	.....	± 15 cm: hellgrauer Fein- bis Mittelsand;
A	.....	7,5 YR 8/0
	-----	
U	bBs	± 15 cm: brauner Fein- bis Mittelsand
	.....	(verfestigt; Ortstein); 5 YR 4/5
	-----	
N	↓	
<u>2m</u>	.....	± 20 cm: hellbraugelber FS-MS (unverfestigt);
-	bBv	10 YR 7/6
-		
P	↑	
O	↓	± 10 cm: hellbraugelber FS-MS (verfestigt);
D	.....	10 YR 7/4
	-----	
S	b(Bv)	
O	.....	± 15 cm: braugelber FS-MS (unverfestigt);
<u>↑L↑</u>	↑	7,5 YR 6/8
	-----	
	.....	* *

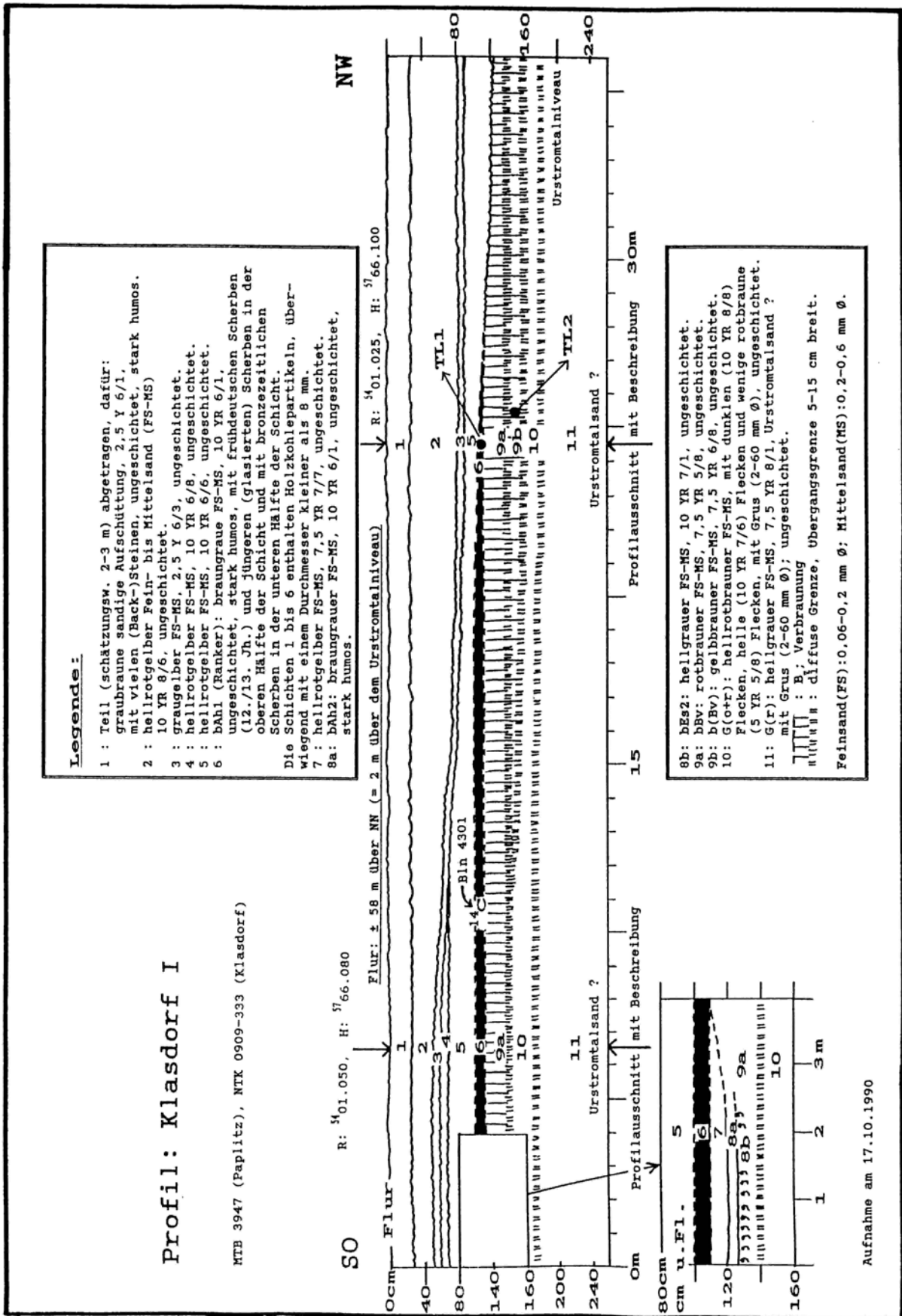


## 7.2.2. Klasdorf I

### 7.2.2.1. Lage der Sandgrube KLASDORF I (Karte)

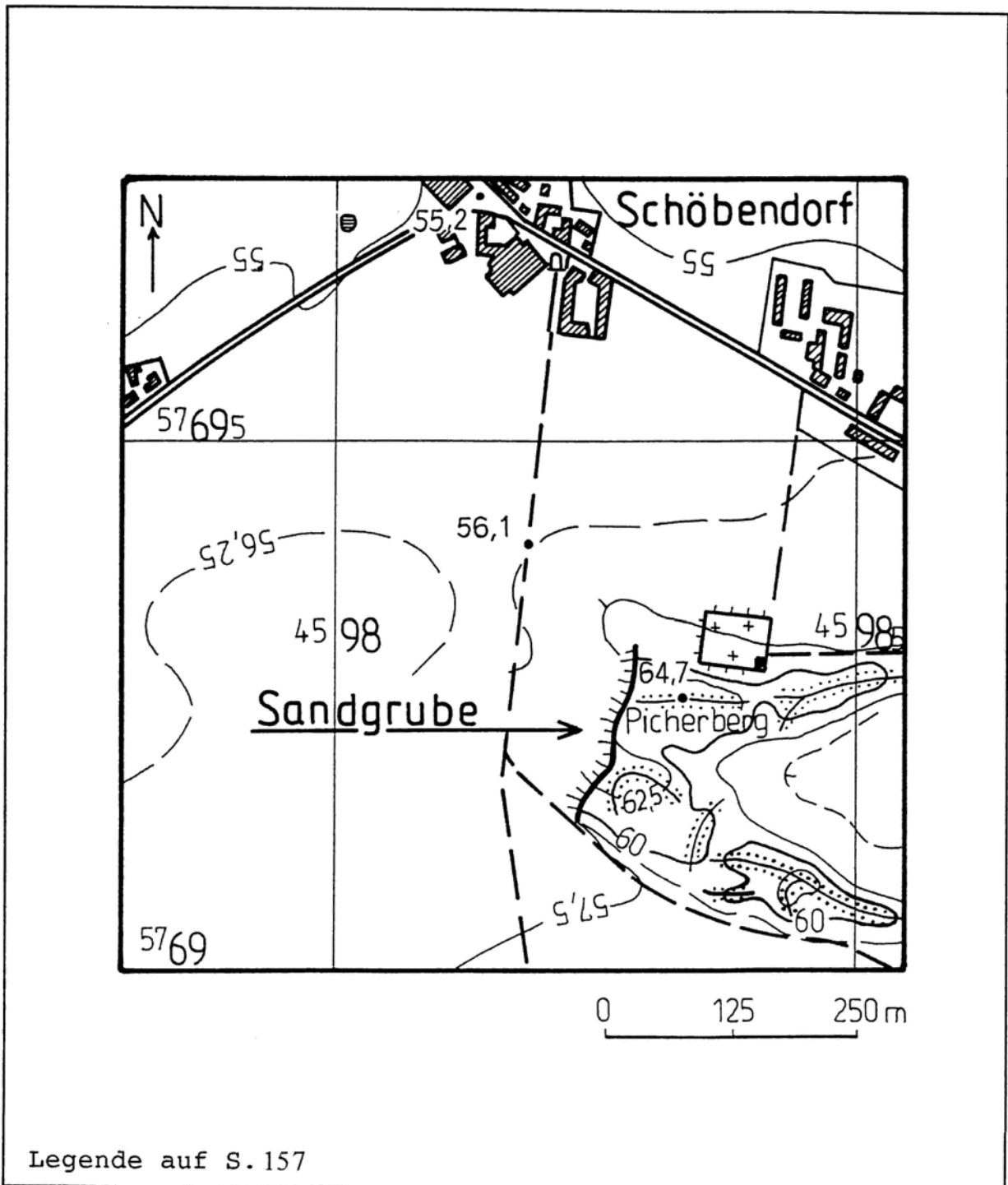


## 7.2.2.2. Profilwand der Sandgrube Kladorf I (mit Ausschnittsbeschreibung)



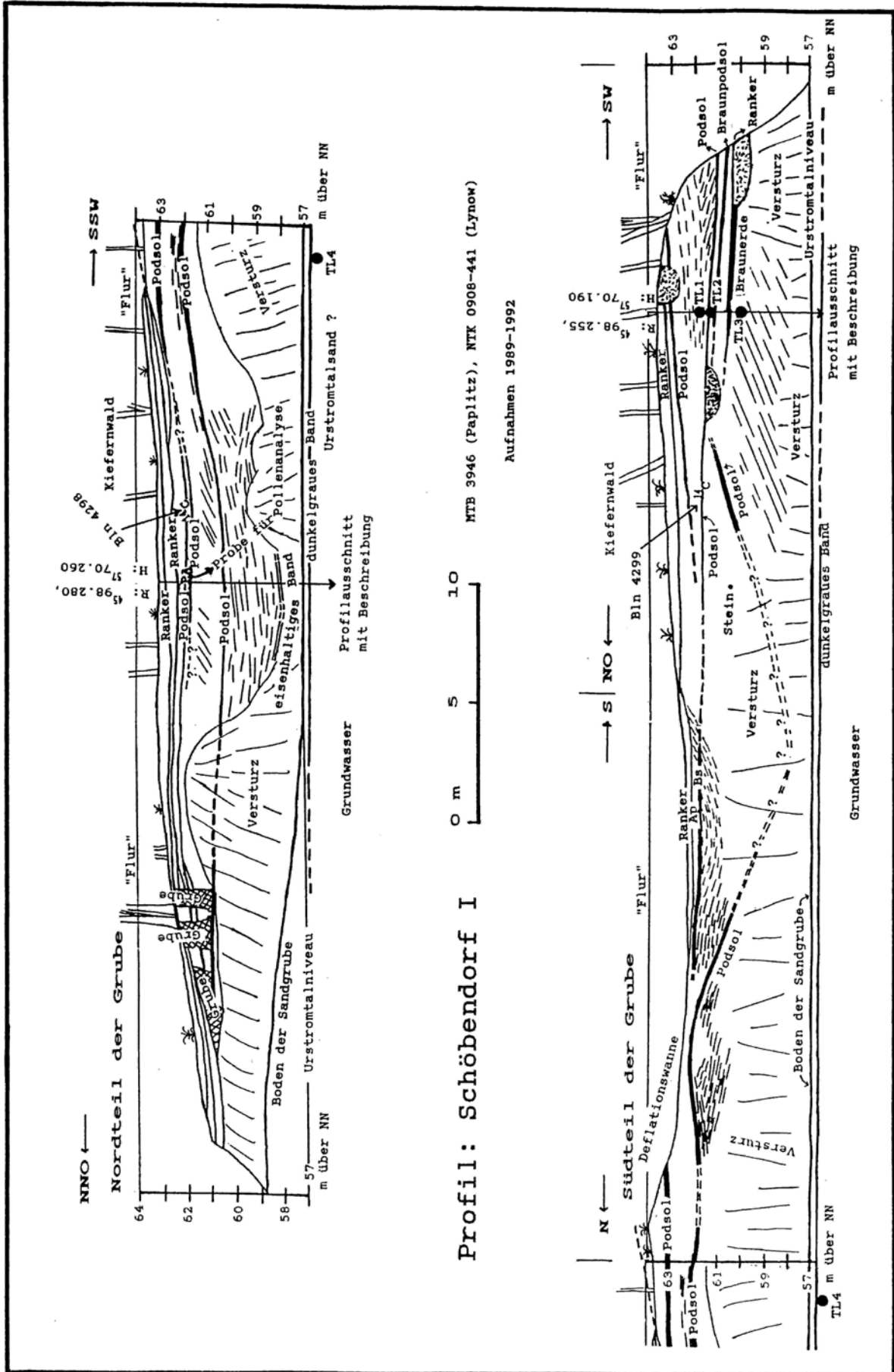
### 7.2.3. Schöbendorf I

#### 7.2.3.1. Lage der Sandgrube Schöbendorf I (Karte)






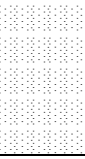





















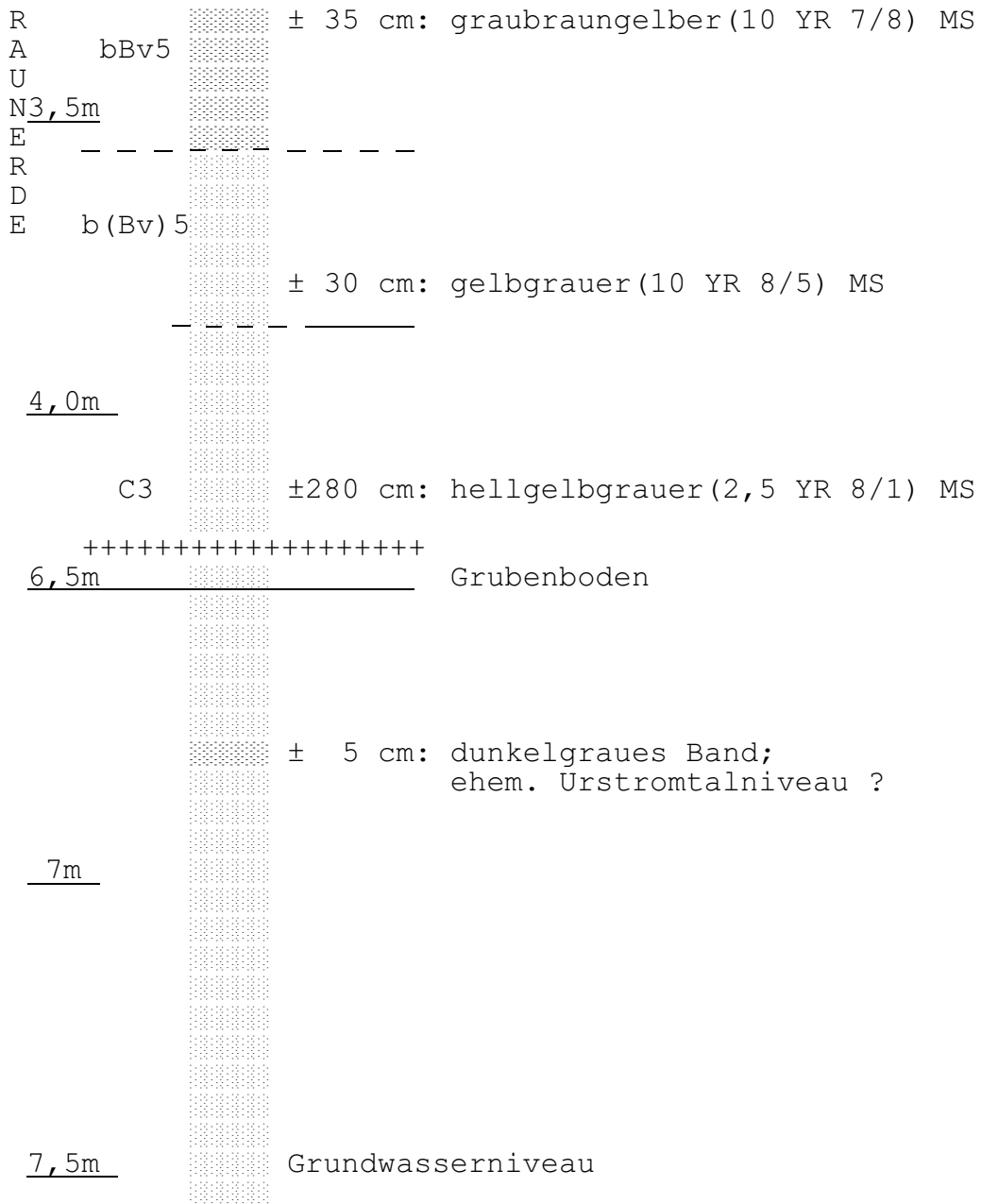
7.2.3.2. Profilwand der Sandgrube Schöbendorf I



### 7.2.3.3. Profil Schöbendorf I - Südteil (Ausschnittsbeschreibung)

Flur: ± 63,5 m über NN (= ± 7,5 m über Urstromtalniveau)

		± 5 cm:	Nadelstreu
"Tal- rand- düne 1"		± 30 cm:	hellgelber(7,5 YR 8/20) FS-MS EKG; Festigkeit: sehr locker mäßig/st. durchwurzelt, schwach humos
bAh0		± 5 cm:	grauer(7,5 YR 4/0) FS-MS, humos
"Tal- rand- düne 2"		± 30 cm:	hellgelber(7,5 YR 8/20) FS-MS EKG; Festigkeit: sehr locker mäßig/st. durchwurzelt, schwach humos
Pod- bAh1		± 10 cm:	grauer(7,5 YR 4/0) FS-MS, humos
sol- bEs1		± 10 cm:	hellgrauer(7,5 YR 8/0) FS-MS
bBs1		± 10 cm:	hellgraubrauner(10 YR 7/7) FS-MS
<u>1,0m</u>			
	+++++		
<u>1,5m</u>		±110 cm:	hellgraugelber(7,5 YR 7/4) FS-MS geschichtet
C1			
	+++++		
<u>2,0m</u>			
Pod- bAh2		± 5 cm:	grauer(7,5 YR 5/0) FS-MS, humos
sol- bEs2		± 5 cm:	hellgrauer(10 YR 7/1) FS-MS
bBs2		± 10 cm:	rotgelber(10 YR 6/8) FS-MS mit bronzezeitl. Scherben
C2		± 10 cm:	gelblich-grauer(10 YR 8/5) FS-MS
bAh3		± 15 cm:	grauer(7,5 YR 5/0) FS-MS; schwach humos
<u>2,5m</u> Braun-		± 10 cm:	desgl.; leichte Bleichung (2,5 YR 7/0)
bEs3			
pod-			
bBv3		± 20 cm:	hellbraungelber(2,5 Y 7/6) FS-MS
sol			
Ran-			
<u>3,0m</u> ker bAh4		± 35 cm:	graubrauner(10 YR 5/5) FS-MS; mit Flecken(10YR 7/3)="Pantherung"
			
			
	-----		
B			



### 7.2.3.4. Profil Schöbendorf I - Nordteil (Ausschnittsbeschreibung)

Flur: ± 63 m über NN (= ± 6 m über dem Urstromtalniveau)

"Tal-  
rand-  
düne 1" ± 20 cm: ungeschichteter,  
hellgelber (7,5YR 8/20) FS-MS,  
Einzelkorngefüge (EKG), sehr locker  
mäßig/st. durchwurzelt, schwach humos

Ran- bAh1 ± 10 cm: grauer (7,5 YR 5/0) FS-MS, humos  
ker

"Tal-  
rand-  
düne 2"  
0,5 m ± 40 cm: ungeschichteter,  
hellgelber (7,5YR 8/20) FS-MS,  
Einzelkorngefüge (EKG), sehr locker  
mäßig/st. durchwurzelt, schwach humos

Ran- bAh2 ± 10 cm: grauer (7,5 YR 5/0) FS-MS, humos,  
ker mäßig durchwurzelt, ungeschichtet  
hellgelber (7,5YR 8/20) FS-MS,  
± 20 cm: EKG, locker,  
mäßig/st. durchwurzelt, schwach humos  
1,0 m ungeschichtet

Pod- bAh3 ± 3 cm: grauer (7,5 YR 5/0) FS-MS, stark humos  
bEs3 ± 2 cm: hellgrauer (10 YR 7/1) FS-MS  
sol bBs3 ± 5 cm: rotgelber (10 YR 6/8) FS-MS  
hellgelber (7,5YR 8/20) FS-MS,  
± 20 cm: EKG, locker,  
ungeschichtet

Pod- bAh4 ± 3 cm: grauer (7,5 YR 5/0) FS-MS, stark humos  
bEs4 ± 2 cm: hellgrauer (10 YR 7/1) FS-MS  
sol bBs4 ± 5 cm: rotgelber (10 YR 6/8) FS-MS

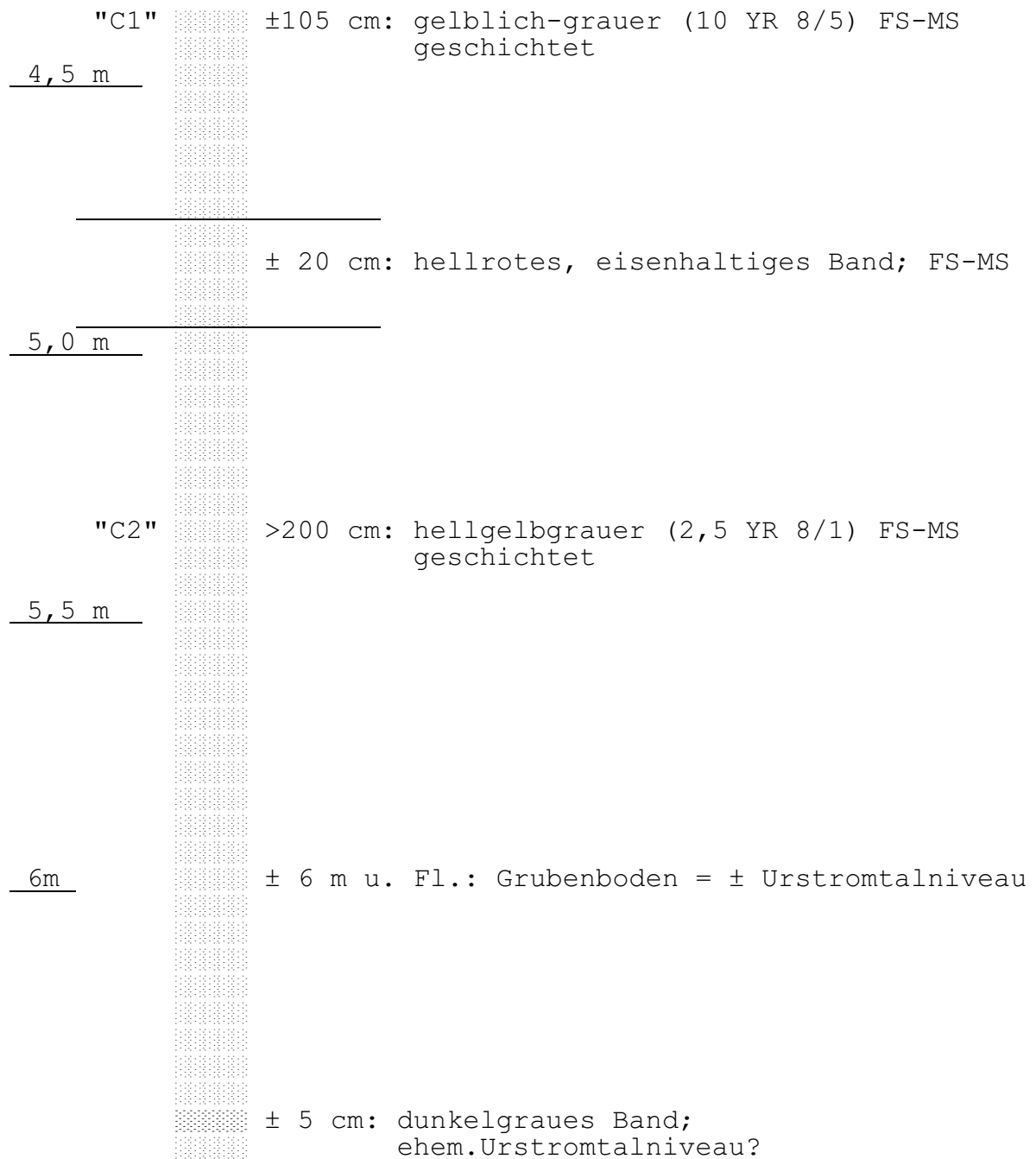
1,5 m  
±110 cm: hellgraugelber (7,5 YR 7/4) FS-MS  
geschichtet

+++++

2,5 m  
Pod- bAh5 ± 5 cm: grauer (7,5 YR 5/0) FS-MS, stark humos  
bEs5 ± 5 cm: hellgrauer (10 YR 7/1) FS-MS  
sol ± 10 cm: rotgelber (10 YR 6/8) FS-MS

bBs5  
+++++

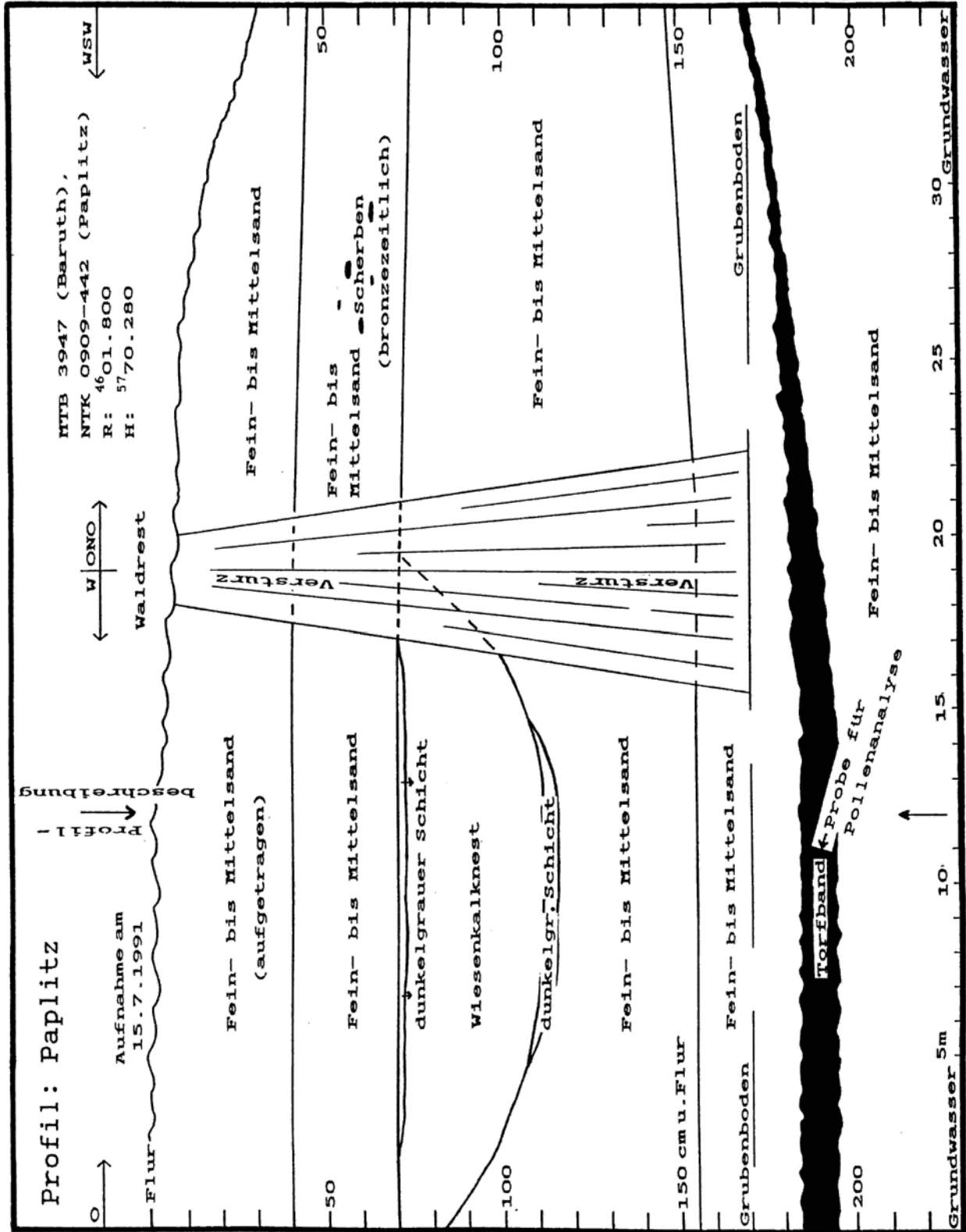
3,5 m  
+++++



Anlage 7.3. Kleinere Gruben-Profile im Baruther Urstromtal

7.3.1. Paplitz

7.3.1.1. Profilzeichnung des Aufschlusses Paplitz



### 7.3.1.2. Profil Paplitz (Ausschnittsbeschreibung)

Profil: Paplitz											
Top. Lage: MTB 3946 (Paplitz), NTK 0908-442 (Paplitz)											
Rechtswert: <sup>46</sup> 01.800, Hochwert: <sup>57</sup> 70.280											
Geom. Lage: In der südlichen Hälfte des Urstromtales											
Nutzung: Waldbestandener Dünenrest (Höchster Punkt: 57,7 m über NN)											
Flur: etwa 170 cm über Urstromtalniveau											
Urstromtalniveau in der Nähe: etwa 54 m über NN											
Tfe	Krn	Farbe	Hor	Gef	Fes	Feu	Hdr	Hum	Dwu	Ca	Nr
cm u.Fl	S43	Munsell	S31	S50 123	S51 slf	S46 1-5	S47 0-5	S40 1-8	S52 1-5	S4 1 1- 5	
40	FS- MS	10YR 6/2	Ap	1.1	sl	1	0	4	3	1	
70	"	7,5YR 5/7	"	1.1	"	"	3	3	2	"	1
72-73	"	dunkel- grau	?	1.1	l	"	1	2	1	"	
110	"	10YR 8/1	C1	1.3	sf	"	2	1	"	4	2
115	"	dunkel- grau	?	1.1	l	"	"	2	"	2	
155	FS	10YR 8/2	"	"	"	"	"	1	"	1	
185	"	10YR 8/3	"	"	"	"	3	"	"	"	
195	Torf	br.sc- hw.	"	--	l	3	--	8	"	"	3 4
225	FS- MS	2,5Y 6/3	C2	1.1	"	4	5	1	"	"	
Tfe	Krn	Farbe	Hor	Gef	Fes	Feu	Hdr	Hum	Dwu	Ca	Nr

#### Weitere diagnostische Merkmale oder Bemerkungen:

Nr.1: mit Kies und Steine (Ø max. 5-10 cm); aufgefahren ?

Nr.2: mit Eisenflecken

Nr.3: Obere und untere Begrenzung des Torfhorizontes unregelmäßig-wellig ausgebildet

Nr.4: Grundwasser: ± 220 cm. u. Fl.

### 7.3.2. Schöbendorf **II**

#### 7.3.2.1. Profilausschnittsbeschreibung des Aufschlusses Schöbendorf **II**

Profil: Schöbendorf <b>II</b>											
Top. Lage: MTB 3946 (Papltitz), NTK 0908-441 (Lynow)											
Rechtswert: <sup>45</sup> 96.980, Hochwert: <sup>57</sup> 70.100											
Geom Lage: In der südlichen Hälfte des Baruther Urstromtales											
Flur: etwa 1 m unter Kamm der Düne (Kamm: ± 56 m ü.NN)											
Urstromtalniveau: ± 53 m ü.NN											
Nutzung: Kleine Sandgrube in einem Waldrest											
Tfe	Krn	Farbe	Hor	Gef	Fes	Feu	Hdr	Hum	Dwu	Ca	Nr
cm u.Fl	S43	Mun- sell	S31	S50 123	S51 slf	S46 1-5	S47 0-5	S40 1-8	S52 1-5	S41 1-5	
20	FS- MS	7,5YR 7/0	A1	1.1	sl	1	0	2	2	1	
50	"	7,5YR 7/5	"	"	"	"	"	2	"	"	
80	"	7,5YR 5/7	C	"	"	"	"	1	1	"	
95	"	7,5YR 8/5	"	"	l	2	1	"	"	"	
125	"	7,5YR 8/5	"	"	"	"	2	"	"	"	1
205	"	7,5YR 8/5	"	"	"	"	"	"	"	"	
210	"	7,5YR 7/7	"	"	"	"	3	"	"	"	2
270	"	7,5YR 8/1	"	"	"	3	4	"	"	"	3
330	"	10YR 7/1	"	"	"	5	5	"	"	"	
Tfe	Krn	Farbe	Hor	Gef	Fes	Feu	Hdr	Hum	Dwu	Ca	Nr

#### Weitere diagnostische Merkmale oder Bemerkungen:

- Nr.1: Art&Ausprägung: Flecken, Größenordnung: mäßig, Häufigkeit:  
sehr viele, Farbe: 7,5YR 6/7 mit Rostbänder (7,5YR 5/5)
- Nr.2: teilweise dunkler
- Nr.3: Grundwasser: ± 320 cm u. Flur



### 7.3.3. Schöbendorf **III**

#### 7.3.3.1. Profil Schöbendorf **III** (Ausschnittsbeschreibung)

Profil: Schöbendorf <b>III</b>											
Top. Lage: MTB 3946 (Papltitz), NTK: 0908-442 (Papltitz) Rechtswert: <sup>45</sup> 99.180, Hochwert: <sup>57</sup> 70.470 Geom. Lage: Etwa in der Mitte der südlichen Hälfte des Baruther Urstromtales											
Nutzung: Sandgrube am Rande eines Waldstückes Flur: etwa 61,2 m über NN (= höchste Punkt des Kammes) Urstromtalniveau in der Nähe: ± 52 m über NN											
Tfe	Krn	Farbe	Hor	Gef	Fes	Feu	Hdr	Hum	Dwu	Ca	Nr
cm u.Fl	S43	Munsell	S31	S50 123	S51 slf	S46 1-5	S47 0-5	S40 1-8	S52 1-5	S41 1-5	
10	FS-MS	grau	Ah	1.1	sl	1	0	2	3	1	
800	"	10YR 8/5-7/3	"C3"	"	"	"	"	1	1	"	1/2
815	"	10YR 7/3	"C2"	"	l	2	1	"	"	"	3/4
830	an-moo-riger FS-MS	7,5YR 2/0	"T3"	-	l/f	3	-	7	"	-	5,7
845	hu-mo-ser FS-MS	7,5YR 8/0	"T2"	-	"	"	-	4	"	"	7,8
875	FS-MS	7,5YR 3/1	"T1"	1.1	l	"	4	2	"	"	6,9
910	"	7,5YR 5/5	"C1"	1.1	"	"	5	1	"	"	
Tfe	Krn	Farbe	Hor	Gef	Fes	Feu	Hdr	Hum	Dwu	Ca	Nr

#### Weitere diagnostische Merkmale oder Bemerkungen:

Nr.1: geschichtet, Nr.2: Grubenboden etwa 7m u.Fl.= etwa 1m über Urstromtalniveau  
 Nr.3: Holzkohlepartikel, Größenordnung:m/gr, Häufigkeit: sehr viele Nr.4: mit eisenreiches Band (etwa 2 cm mächtig), Farbe: 7,5YR 6/7 Nr.5: Pollenanalyse-Probe 820-825 cm u.Fl. Nr.6: ähnelt dunkles Band im Profil Schöbendorf **I**  
 Nr.7-9: Humusgehalt bei Laborbestimmung (von Frau R. BEKEMEIER im April 1992); Mittelwert aus 5 Teilproben:  
 Nr.7: 18,5 % (=Korngrößenanalyse-Probe 3)  
 Nr.8: 2,0 % (= Korngrößenanalyse-Probe 4)  
 Nr.9: 0,37 % (= Korngrößenanalyse-Probe 5)

### 7.3.4. Lynow (Triftberge)

#### 7.3.4.1. Profil Lynow (Ausschnittsbeschreibung)

Profil: Lynow (Triftberge)											
Top. Lage: MTB 3946 (Papltitz), NTK 0908-432 (Stülpe)											
Rechtswert: <sup>45</sup> 94.020 Hochwert: <sup>57</sup> 69.050											
Geom. Lage: am Rande des Urstromtales in der Nähe des Flämings											
Nutzung: Sandgrube in einem Waldstreifen (Weißbirken und Kiefern); Streifen ± 50 m breit											
Flur: etwa 2 m über dem Urstromtalniveau											
Urstromtalniveau in der Nähe: ± 54 m ü.NN											
Tfe	Krn	Farbe	Hor	Gef	Fes	Feu	Hdr	Hum	Dwu	Ca	Nr
cm u.Fl	S43		S31	S50 123	S51 slf	S46 1-5	S47 0-5	S40 1-8	S52 1-5	S41 1-5	
20	FS-MS	grau	Ah	1.1	sl	1	0	4	3	1	
80	"	grau-gelb	C1	"	"	"	"	1	1	"	
85	"	dunkelbraun	bAh	"	"	"	"	3	3	"	1
90	"	schwarzbraun	bAh	"	"	"	"	3	3	"	1
105	"	hellgrau	Es	"		"	"	"	1	"	1
108	"	dunkelbraun	Bir	"	sf	"	"	"	"	"	1
115	"	gelbbraun	Bir	"	f	"	"	"	"	"	1
120	"	br.gelb	C2	"	"	"	"	"	"	"	
140	"	gelb	"	"	"	"	"	"	"	"	
Tfe	Krn	Farbe	Hor	Gef	Fes	Feu	Hdr	Hum	Dwu	Ca	Nr

Weitere diagnostische Merkmale oder Bemerkungen:

Nr.1: begr. Podsol, wie im Profil Klein Ziescht I und im Profil Schöbendorf I

### 7.3.5. Horstwalde I

#### 7.3.5.1. Profil Horstwalde I (Ausschnittsbeschreibung)

Profil: Horstwalde I											
Top. Lage: MTB 3946 (Paplitz), NTK 0908-441 (Lynow)											
Rechtswert: <sup>45</sup> 95.820 Hochwert: <sup>57</sup> 73.060											
Geom. Lage: am Nordrand des Baruther Urstromtales											
Nutzung: ehem. Sandgrube Flur: ± 1 m über Urstromtalniveau Urstromtalniveau in der Nähe: etwa 51,2 m ü.NN Bemerkung: Eine detaillierte Grubenwandaufnahme konnte leider nicht vorgenommen werden, da im Winter 1988/89 die Grube zugekippt wurde. Nur eine Ausschnittsbeschreibung eines Tagesaufschlusses war im Sommer 1989 noch möglich.											
Tfe	Krn	Farbe	Hor	Gef	Fes	Feu	Hdr	Hum	Dwu	Ca	Nr
cm	S43	Munsell	S31	S50	S51	S46	S47	S40	S52	S41	
u.Fl				123	slf	1-5	0-5	1-8			
10	FS-MS	7,5YR 4/2	Stre u	1.1	sl	1	1	4	3	1	
13	"	7,5YR 3/0	Ap	"	"	"	"	"	2	"	
35	"	7,5YR 7/0	"	"	"	"	"	2	"	"	1
60	"	7,5YR 7/8	"	1	"	"	"	"	"	"	
100	"	7,5YR 8/5	?	1	l	"	"	"	"	"	
120	"	7,5YR 8/0 und 7/0	?	1	"	2	"	-	3	"	
123	"	10YR 6/1	?	1	"	"	"	-	1	"	
160	"	weiß bis 5YR 7/1	C1	1.3	f	-	0	-	-	3/4	
200	"	weiß	C2	1.1	l	-	0	-	-	1	2
230	"	weiß	"	"	sl	-	0	-	-	1	3
Tfe	Krn	Farbe	Hor	Gef	Fes	Feu	Hdr	Hum	Dwu	Ca	Nr

#### Weitere diagnostische Merkmale oder Bemerkungen:

Nr.1: kleine Tonstreifen, klein, Häufigkeit: 1 bis 5 auf 25 cm

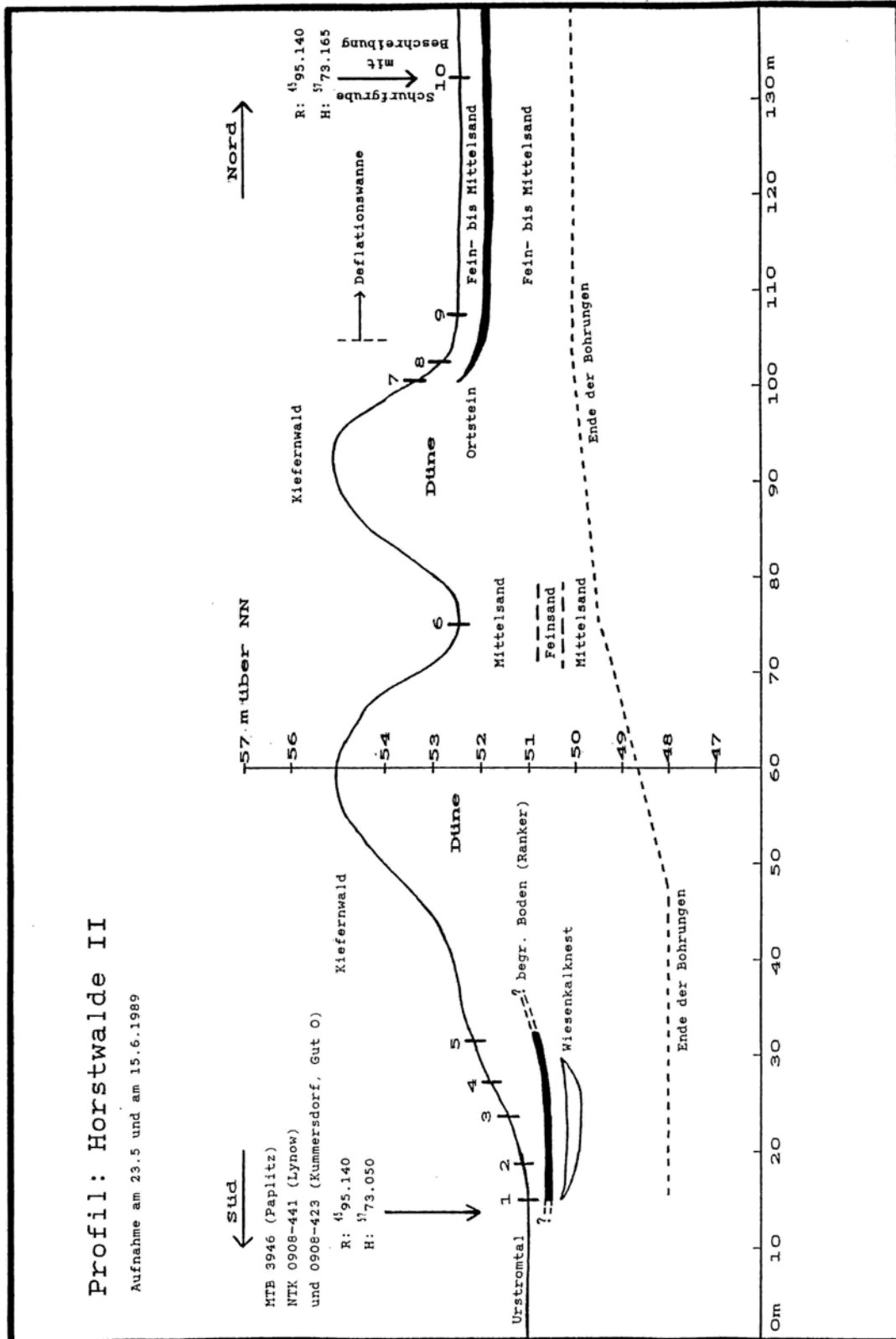
Nr.2: wahrscheinlich Urstromtalsand

Nr.3: Grundwassertafel: ± 260 cm u.Fl.

# Anlage 7.4. Bohrprofil im Baruther Urstromtal

## 7.4.1. Horstwalde II

### 7.4.1.1. Profilzeichnung des Bohrprofiles Horstwalde II



### 7.4.1.2. Profil: Horstwalde II (Ausschnittsbeschreibung)

Profil: Horstwalde II (Schurfgrube am 15.06.1989)											
Top. Lage: MTB 3946 (Papltitz), NTK 0908-423 (Kummersdorf, Gut O)											
Rechtswert: <sup>45</sup> 95.140 Hochwert: <sup>57</sup> 73.165 (Rest der Profilreihe bis R: <sup>45</sup> 95.140 und H: <sup>57</sup> 73.050)											
Geom. Lage: In einer Deflationswanne, nördlich von zwei Dünenrücken, am Rande des Baruther Urstromtales und am Sanderende											
Nutzung: Kiefernwald Flur: ± 1,5 m über dem Urstromtalniveau Urstromtalniveau in der Nähe: ± 51 m über NN											
Tfe	Krn	Farbe	Hor	Gef	Fes	Feu	Hdr	Hum	Dwu	Ca	Nr
cm u.Fl	S43	Munsell	S31	S50 123	S51 slf	S46 1-5	S47 0-5	S40 1-8	S52 1-5	S41 1-5	
10	FS- MS	7,5YR 5/1	Ah	1.1	sl	1	0	3	2	1	
15	"	7,5YR 6/1	"	"	"	"	"	2	"	"	1
40	"	7,5YR 8/0	Es	"	"	"	"	1	"	"	2
50	"	7,5YR 4/1	Bs	1.2	sf	"	"	2	"	"	3
60	"	7,5YR 5/6	C1	"	"	"	3	1	"	"	4
75	"	7,5YR 7/6	"	"	"	"	4	"	"	"	6
95	"	2,5YR 2/3	"	"	"	"	"	"	"	"	5
110	"	2,5YR 2/3	"	"	"	"	"	"	"	"	7
Tfe	Krn	Farbe	Hor	Gef	Fes	Feu	Hdr	Hum	Dwu	Ca	Nr

Weitere diagnostische Merkmale oder Bemerkungen:

Nr.1-5: Proben für Korngrößenanalysen:  
 Nr.1: HowA15; Nr.2: HowB40; Nr.3: HowC50 (=Ortstein);  
 Nr.4: HowD60; Nr.5: HowE95;  
 Nr.6: viel Flecken, groß; Nr.7: weniger Flecken, groß

## Anlage 7.5. Verschiedene kleinere Profile im Untersuchungsgebiet

<p>Profil: Klein Ziescht <b>II</b></p>
<p>Top. Lage: MTB 3947 (Baruth), NTK 0909-333 (Klasdorf)</p> <p>Rechtswert: <sup>53</sup>99.140-<sup>53</sup>99.200, Hochwert: <sup>57</sup>68.320-<sup>57</sup>68.460</p> <p>Bemerkung: der Aufschluß befindet sich da, wo eine Erdölleitung durch die Hüttenwälle angelegt wurde.</p> <p>Geom. Lage: etwa 1 km ostnordöstlich der östliche Begrenzung des Niederen Flämings</p>
<p>Nutzung: Kiefern- und Birkenwald</p> <p>Flur: ± 58,5 m bis ± 62,5 m ü.NN</p> <p>Urstromtalniveau in der Nähe: ± 57 m über NN</p>
<p>Kurze Kennzeichnung des Profiles: Ein klar erkennbarer Podsol, ähnlich an dem aus dem Profil Klein Ziescht <b>I</b>, ist im heutzutage noch offenem Teil der längliche Grube gut zu verfolgen. Darüber befinden sich 2 begrabene Ranker, die in den beide Grubenwände nicht überall klar ausgebildet sind. Den heutigen Boden bildet ein Ranker. Dieses und drei weitere Profile im Bereich zwischen den Profilen Klein Ziescht <b>I</b> und <b>II</b> werden von STÖPEL (1969) beschrieben. Außerdem werden in dieser Diplomarbeit eine Reihe von Korngrößenanalysen von Proben aus diesen Profilen beschrieben.</p>
<p>Profil: Horstmühle (Lange Horst Berge)</p>
<p>Top. Lage: MTB 3946 (Paplitz), NTK 0908-441 (Lynow)</p> <p>Rechtswert: <sup>45</sup>94.810 Hochwert: <sup>57</sup>71.130</p> <p>Geom. Lage: In der Mitte des Baruther Urstromtales</p>
<p>Nutzung: Sandgrube im Wald</p> <p>Flur: ± 58 m ü.NN (= Kamm der hier angeschnittene Düne)</p> <p>Urstromtalniveau in der Nähe: ± 51 m ü.NN</p>
<p>Kurze Kennzeichnung des Profiles: In der Sandgrube sind bis 6 m unter Flur Dünensande aufgeschlossen. Es sind keine begrabenen Bodenbildungen in diesem Abschnitt zu erkennen. In einer Bohrung in der Mitte des Sandgrabes wurden ebenfalls keine Bodenbildungen angetroffen. Der heutige Boden ist ein Ranker.</p>
<p>Profil: Klasdorf <b>II</b></p>
<p>Top. Lage: MTB 3947 (Baruth), NTK 0909 (Klasdorf)</p> <p>Rechtswert: <sup>54</sup>00.800 Hochwert: <sup>57</sup>65.990</p> <p>Geom. Lage: Im Baruther Urstromtal, am Ostrand des Niederen Flämings</p>
<p>Nutzung: Sandgrube</p> <p>Flur: ± 63 m über NN (= Kamm der hier angeschnittenen Düne)</p> <p>Urstromtalniveau in der Nähe: ± 57 m über NN</p>
<p>Kurze Kennzeichnung des Profiles: In etwa 3,5 m u.Fl. befindet sich unter den Dünensanden ein kräftig entwickelter Podsol, ähnlich wie im Profil Klein Ziescht <b>I</b>. Dies im Gegensatz zum Profil Klasdorf <b>I</b>, wo unter den Dünensanden ein Ranker anzutreffen ist. Ob diese Böden das gleiche Alter besitzen ist eine offene Frage.</p>

Profil: Kupstendüne an der Eisenbahnbrücke über den Hollertgraben
<p>Top. Lage: MTB 3945 (Luckenwalde), NTK 0908-431 (Holbeck)</p> <p>Rechtswert: <sup>45</sup>88.300, Hochwert: <sup>57</sup>71.940</p> <p>Geom. Lage: In der Mitte des Baruther Urstromtales, im Übergangsbereich Dünenfeld/Acker- und Wiesengelände</p>
<p>Nutzung: kleine Sandgrube</p> <p>Flur: ± 53 m ü.NN (= Kamm der Kupstendüne)</p> <p>Urstromtalniveau in der Nähe: ± 50 m ü.NN</p>
<p>Kurze Kennzeichnung des Profiles: Unter diese kleine Düne befindet sich in einer Tiefe von etwa 40 cm unter Flur eine bis zu 30 cm mächtige Torfschicht.</p>

Profil: Horstwalde <b>III</b>
<p>Top. Lage: MTB 3946 (Paplitze), NTK 0908-423 (Kummersdorf Gut, O)</p> <p>Rechtswert: <sup>45</sup>96.940, Hochwert: <sup>57</sup>73.195</p> <p>Geom. Lage: am Nordrand des Baruther Urstromtales</p>
<p>Nutzung: Baugrube (1990)</p> <p>Flur: ± 54 m ü.NN</p> <p>Urstromtalniveau in der Nähe: ± 51 m ü.NN</p>
<p>Kurze Kennzeichnung des Profiles: Ein etwa 40 cm mächtiges, festes, grau-weißes Wiesenalkband wird von einer mehr als 30 cm mächtiger Flugsandschicht überlagert. Das Profil ist gekappt. Das Wiesenalkband wird von Fein- bis Mittelsanden unterlagert. Die Genese dieser Sande ist nicht ohne weiteres festzustellen.</p>

## Anlage 8

Anlage 8.1.1. bis einschließlich Anlage 8.1.4.4.: Siehe DE BOER (1992a), Anhang, S. 38 - 53.

### 8.1.5. Schöbendorf **III**

#### 8.1.5.1. Probenentnahmestellen für Korngrößenanalysen, Dünnschliffanfertigungen und Pollenanalyse im Profil Schöbendorf **III**

Profil: Schöbendorf <b>III</b>						
Top. Lage: MTB 3946 (PaplitZ), NTK: 0908-442 (PaplitZ) Rechtswert: <sup>46</sup> 99.180, Hochwert: <sup>57</sup> 70.470						
Flur: etwa 61,2 m über NN (= höchste Punkt des Kammes) Urstromtalniveau in der Nähe: ± 52 m über NN						
Tfe cm u.Fl.	Krn S43	Farbe Munsell	Hor S31	Proben für Korngrößenanalysen Datei	Dünnschliffproben Datei	Nr
10	FS-MS	grau	Ah			
800	"	10YR 8/5- 7/3	"C3"	S1 <b>III</b> 780 (780 cm unter Flur)		1 2
815	"	10YR 7/3	"C2"	S2 <b>III</b> 810 (810 cm unter Flur)		3 4
830	anmoor- riger FS-MS	7,5YR 2/0	"T3"	S3 <b>III</b> 820 (820 cm unter Flur)	Übergang "C2"/"T3": Proben 1, 2 und 3	5
845	humoser FS-MS	7,5YR 8/0	"T2"	S4 <b>III</b> 840 (840 cm unter Flur)		
875	FS-MS	7,5YR 3/1	"T1"	S5 <b>III</b> 860 (860 cm unter Flur)		6
910	"	7,5YR 5/5	"C1"	S6 <b>III</b> 900 (900 cm unter Flur)		

Weitere diagnostische Merkmale oder Bemerkungen:

- Nr.1: geschichtet
- Nr.2: Grubenboden etwa 7m u.Fl.= etwa 1m über dem Urstromtalniveau
- Nr.3: sehr viel kleine Holzkohlepartikel
- Nr.4: mit eisenreiches Band (etwa 2 cm mächtig), Farbe: 7,5YR 6/7
- Nr.5: Pollenanalyse-Probe 820-825 cm u.Fl.
- Nr.6: ähnelt dunkles Band im Profil Schöbendorf **I**

Anlage 8.1.5.2. bis einschließlich Anlage 8.1.5.4.: Siehe DE BOER (1992a), Anhang, S. 55.



## 8.2. Dünnschliffbildauswertungen

### 8.2.1. Klein Ziescht I

Für Probenentnahmestellen im Profil Klein-Ziescht I: siehe Par. 8.1.1.1.

#### 8.2.1.1. Längsachseneinregelmessungen

KleinZiescht KLZ2	L/B1,5- 1,7	L/B 1,7-10,0	L/B 1,5- 10,0	% L/B 1,510,0	Rmean= Rmittelwert	S(in)	C(os)	xmean: Hauptaus- richtung
Klassenmitte (in Grad)								
11,25	2	9	11	4,2		4,21	10,16	
22,50	2	9	11	4,2		7,78	7,78	
33,75	7	10	17	6,5		15,71	6,51	
45,00	6	4	10	3,8		10,00	0,00	
56,25	9	6	15	5,7		13,86	-5,74	
67,50	11	13	24	9,2		16,97	-16,97	
78,75	9	15	24	9,2		9,18	-22,17	
90,00	3	9	12	4,6		0,00	-12,00	
101,25	3	10	13	5,0		-4,97	-12,01	
112,50	3	11	14	5,4		-9,90	-9,90	
123,75	5	11	16	6,1		-14,78	-6,12	
135,00	8	11	19	7,3		-19,00	0,00	
146,25	11	7	18	6,9		-16,63	6,89	
157,50	5	6	11	4,2		-7,78	7,78	
168,75	9	18	27	10,3		-10,33	24,94	
180,00/0,00	6	13	19	7,3		0,00	19,00	
Total	99	162	261	100	0,0229	-5,69	-1,86	126,0

KleinZiescht KLZ5	L/B1,5- 1,7	L/B 1,7-10,0	L/B 1,5- 10,0	% L/B 1,510,0	Rmean= Rmittelwert	S(in)	C(os)	xmean: Hauptaus- richtung
Klassenmitte (in Grad)								
11,25	3	8	11	4,7		4,21	10,16	
22,50	5	19	24	10,3		16,97	16,97	
33,75	11	8	19	8,2		17,55	7,27	
45,00	6	4	10	4,3		10,00	0,00	
56,25	12	7	19	8,2		17,55	-7,27	
67,50	8	11	19	8,2		13,44	-13,44	
78,75	6	3	9	3,9		3,44	-8,31	

90,00	5	9	14	6,0		0,00	-14,00	
101,25	2	8	10	4,3		-3,83	-9,24	
112,50	6	7	13	5,6		-9,19	-9,19	
123,75	3	9	12	5,2		-11,09	-4,59	
135,00	6	6	12	5,2		-12,00	0,00	
146,25	4	12	16	6,9		-14,78	6,12	
157,50	6	11	17	7,3		-12,02	12,02	
168,75	5	11	16	6,9		-6,12	14,78	
180,00/0,00	5	6	11	4,7		0,00	11,00	
Total	93	139	232	100	0,0807	14,14	12,29	24,5

## 8.2.2. Kladorf I

Für Probenentnahmestellen für Dünnschliffen im Profil Kladorf I: siehe Par. 8.1.2.1.

### 8.2.2.1. Längsachseneinregelungsmessungen

Kladorf KLDbAh	L/B1,5- 1,7	L/B 1,7-10,0	L/B 1,5- 10,0	% L/B 1,5/10,0	Rmean= Rmittelwert	S(in)	C(os)	xmean: Hauptaus- richtung
Klassenmitte (in Grad)								
11,25	5	6	11	6,9		4,21	10,16	
22,50	4	6	10	6,3		7,07	7,07	
33,75	6	5	11	6,9		10,16	4,21	
45,00	6	6	12	7,5		12,00	0,00	
56,25	2	3	5	3,1		4,62	-1,91	
67,50	2	7	9	5,7		6,36	-6,36	
78,75	4	4	8	5,0		3,06	-7,39	
90,00	1	0	1	0,6		0,00	-1,00	
101,25	3	6	9	5,7		-3,44	-8,31	
112,50	1	6	7	4,4		-4,95	-4,95	
123,75	3	11	14	8,8		-12,93	-5,36	
135,00	6	3	9	5,7		-9,00	0,00	
146,25	4	8	12	7,5		-11,09	4,59	
157,50	5	6	11	6,9		-7,78	7,78	
168,75	5	11	16	10,1		-6,12	14,78	
180,00/0,00	1	13	14	8,8		0,00	14,00	
Total	58	101	159	100	0,1786	-7,83	27,31	172,0

Klasdorf KLDBraunerde	L/B1,5- 1,7	L/B 1,7-10,0	L/B 1,5- 10,0	% L/B 1,510,0	Rmean= Rmittelwert	S(in)	C(os)	xmean: Hauptaus- richtung
Klassenmitte (in Grad)								
11,25	11	18	29	12,7		11,10	26,79	
22,50	5	8	13	5,7		9,19	9,19	
33,75	3	9	12	5,2		11,09	4,59	
45,00	7	2	9	3,9		9,00	0,00	
56,25	4	10	14	6,1		12,93	-5,36	
67,50	7	10	17	7,4		12,02	-12,02	
78,75	11	9	20	8,7		7,65	-18,48	
90,00	2	4	6	2,6		0,00	-6,00	
101,25	4	6	10	4,4		-3,83	-9,24	
112,50	6	10	16	7,0		-11,31	-11,31	
123,75	5	10	15	6,6		-13,86	-5,74	
135,00	7	8	15	6,6		-15,00	0,00	
146,25	6	6	12	5,2		-11,09	4,59	
157,50	7	9	16	7,0		-11,31	11,31	
168,75	3	11	14	6,1		-5,36	12,93	
180,00/0,00	4	7	11	4,8		0,00	11,00	
Total	92	137	229	100	0,0538	1,23	12,27	2,9

### 8.2.3. Schöbendorf I

Für Probenentnahmestellen im Profil Schöbendorf I: siehe Par. 8.1.3.1.

#### 8.2.3.2. Längsachseneinregelmessungen

Schöbendorf SCHI	L/B1,5- 1,7	L/B 1,7-10,0	L/B 1,5- 10,0	% L/B 1,510,0	Rmean= Rmittelwert	S(in)	C(os)	xmean: Hauptaus- richtung
Klassenmitte (in Grad)								
11,25	15	26	41	6,6		15,69	37,88	
22,50	15	25	40	6,4		28,28	28,28	
33,75	27	25	52	8,3		48,04	19,90	
45,00	14	13	27	4,3		27,00	0,00	
56,25	27	22	49	7,9		45,27	-18,75	
67,50	10	16	26	4,2		18,38	-18,38	
78,75	12	21	33	5,3		12,63	-30,49	

90,00	5	20	25	4,0		0,00	-25,00	
101,25	13	27	40	6,4		-15,31	-36,96	
112,50	14	20	34	5,4		-24,04	-24,04	
123,75	20	23	43	6,9		-39,73	-16,46	
135,00	15	14	29	4,6		-29,00	0,00	
146,25	21	30	51	8,2		-47,12	19,52	
157,50	18	25	43	6,9		-30,41	30,41	
168,75	18	31	49	7,9		-18,75	45,27	
180,00/0,00	5	37	42	6,7		0,00	42,00	
Total	249	375	624	100,0	0,0864	-9,05	53,18	175,2

Schöbendorf SCHIII	L/B1,5- 1,7	L/B 1,7-10,0	L/B 1,5- 10,0	% L/B 1,510,0	Rmean= Rmittelwert	S(in)	C(os)	xmean: Hauptaus- richtung
Klassenmitte (in Grad)								
11,25	18	43	61	8,0		23,34	56,36	
22,50	24	34	58	7,6		41,01	41,01	
33,75	21	23	44	5,8		40,65	16,84	
45,00	18	29	47	6,2		47,00	0,00	
56,25	22	25	47	6,2		43,42	-17,99	
67,50	26	20	46	6,1		32,53	-32,53	
78,75	16	19	35	4,6		13,39	-32,34	
90,00	8	15	23	3,0		0,00	-23,00	
101,25	13	28	41	5,4		-15,69	-37,88	
112,50	23	30	53	7,0		-37,48	-37,48	
123,75	15	15	30	3,9		-27,72	-11,48	
135,00	20	28	48	6,3		-48,00	0,00	
146,25	17	34	51	6,7		-47,12	19,52	
157,50	27	32	59	7,8		-41,72	41,72	
168,75	19	42	61	8,0		-23,34	56,36	
180,00/0,00	17	39	56	7,4		0,00	56,00	
Total	304	456	760	100	0,1252	0,29	95,11	0,1

Schöbendorf SCHV	L/B1,5- 1,7	L/B 1,7-10,0	L/B 1,5- 10,0	% L/B 1,510,0	Rmean= Rmittelwert	S(in)	C(os)	xmean: Hauptaus- richtung
Klassenmitte (in Grad)								
11,25	7	14	21	6,1		8,04	19,40	
22,50	10	22	32	9,3		22,63	22,63	
33,75	7	12	19	5,5		17,55	7,27	
45,00	13	9	22	6,4		22,00	0,00	
56,25	9	10	19	5,5		17,55	-7,27	
67,50	11	14	25	7,3		17,68	-17,68	
78,75	9	13	22	6,4		8,42	-20,33	
90,00	5	17	22	6,4		0,00	-22,00	
101,25	7	17	24	7,0		-9,18	-22,17	
112,50	9	8	17	4,9		-12,02	-12,02	
123,75	11	8	19	5,5		-17,55	-7,27	
135,00	9	6	15	4,4		-15,00	0,00	
146,25	7	11	18	5,2		-16,63	6,89	
157,50	8	18	26	7,6		-18,38	18,38	
168,75	5	14	19	5,5		-7,27	17,55	
180,00/0,00	4	20	24	7,0		0,00	24,00	
Total	131	213	344	100	0,0561	17,82	7,39	33,7

## Anlage 9. Einbindung der Datierungsergebnisse (Profilen)

### 9.1. Klein Ziescht I

#### 9.1.1. Datierungen und Daten im Profil Klein Ziescht I

Lithologie (andeutungsweise) Profil Klein Ziescht I	Methode/Funde	Zeitstellung
<p>Flur: ± 65 m über NN (= ± 4 m über dem Urstromtalniveau) Teil weggenommen</p> <p>± 85 cm: FS-MS</p> <p>+++++ ± 15 cm: FS-MS</p> <p>Ranker1 ± 20 cm: FS-MS 1 m ± 15 cm: FS-MS</p> <p>Ranker2 ± 5 cm: FS-MS ± 10 cm: FS-MS</p> <p>Ranker3 ± 5 cm: FS-MS 1,5m TL3 ± 10 cm: FS-MS</p> <p>1,5m TB1 bAh <sup>14</sup>C ± 10 cm: FS-MS</p> <p>R bEs ± 15 cm: FS-MS</p> <p>A</p> <p>U bBs</p> <p>N TL2 2m ± 20 cm: FS-MS</p> <p>P bBv</p> <p>O</p> <p>D ± 10 cm: FS-MS</p> <p>S b(Bv) ± 15 cm: FS-MS</p> <p>O</p> <p>1,5m ± 15 cm: FS-MS</p> <p>2,5m * * * ± 15 cm: FS-MS</p> <p>TL1</p>	<p>TL-Probe 3</p> <p>Pollenanalyse und <sup>14</sup>C</p> <p>TL-Probe 2</p> <p>Feuerstein-Abschläge</p> <p>TL-Probe 1</p>	<p>1.100 ± 500 B.P. (350 - 1350 n. Chr. Jungholozän <sup>14</sup>C: 1490 ± 70 B.P. cal. 420 - 660 n. Chr.</p> <p>6.200 ± 700 B.P. (Atlantikum) mittel- bis jungsteinzeitlich</p> <p>12.400 ± 2.600 B.P. (Ältere Dryas ?)</p>

## 9.1.2. Ergebnisse der Pollenanalysen

Profil: Klein Ziescht I Probe aus der bAh4-Horizont (des Podsoles)					
Baumpollen (BP=AP)	Anzahl 346	% 100	Nichtbaumpollen (NBP=NAP) (auf die Gesamtheit der Baumpollen = 100% bezogen)	Anzahl 274	% 79,2
Pinus (Kiefer)	80	23,1	Wildgräser	8	2,3
Picea (Fichte)	--	--	Kulturgräser (nicht näher bestimmbar)	3	0,9
Fagus (F.sylv.=Rot-Buche)	9	2,6	Cyperaceae (Riedgräser)	10	2,9
Carpinus (C.betulus=Hain- oder Weißbuche)	6	1,7	Calluna vulgaris (Heidekraut)	235	67,9
Quercus (Eiche)	12	3,5	Ericaceae (sonstige H.krautgew.)	4	1,2
Tilia (Linde)	1	0,3	Caryophyllaceae (Nelkengewächse)	--	--
Ulmus (Ulme)	1	0,3	Chenopodiaceae (Gänsefußgew.)	1	0,3
Fraxinus (Esche)	--	--	Artemisia (u.a. Beifuß)	7	2,0
Betula (Birke)	74	21,4	Plantago (Wegerich)	--	--
Alnus (Erle)	133	38,4	Rumex (Ampfer)	--	--
Salix (Weide)	5	1,5	Cruciferae (u.a. Hederich)	--	--
Corylus (Haselstrauch)	25	7,2	Leguminosa (Hülsenfrüchtler)	1	0,3
Myrica gale (Gagel)	--	--	Rosaceae (Rosengewächse)	1	0,3
Sporen (auf die Gesamtheit der Baumpollen = 100% bezogen)	34	9,8	Tubiflorae (Röhrenblütige)	1	0,3
Sphagnum (Torfmoos)	10	2,9	Varia	3	0,9
Braunmoose	15	4,3	Wasserpflanzen		
Polypodiaceae (Farne)	5	1,4	Characeae (Armleuchtergewächse)	--	--
Equisetum (Schachtelhalm)	4	1,2	Pediastrum (Algenart)	--	--

### 9.2.1. Datierungen und Daten im Profil Klasdorf I

Lithologie (andeutungsweise) Profil Klasdorf I	Methode/Funde	Zeitstellung
<p><u>Flur: ± 58 m über NN (= ± 2 über dem Urstromtalniveau)</u></p> <p>Teil abgetragen ± 40 cm: FS-MS (Aufschüttung)</p> <hr/> <p><u>0,5m</u></p> <p>± 60 cm: FS-MS</p> <hr/> <p><u>1 m</u></p> <p>bAh TL1 ± 10 cm: FS-MS <sup>14</sup>C</p> <p>bBv ± 30 cm: FS-MS</p> <p>-----</p> <p><u>1,5m</u></p> <p>b(Bv) TL2 ± 30 cm: FS-MS</p> <p>-----</p> <p>&gt; 30 cm: FS-MS</p> <hr/> <p><u>2 m</u></p> <p>Ende der Grabung</p>	<p>TL-Probe 1 <sup>14</sup>C-Probe Obere Hälfte: blau-graue Ware Untere Hälfte: lederbraune Scherben</p> <p>TL-Probe 2</p>	<p>TL: 1.800 ± 200 B.P. (50 v. Chr. - 350 n. Chr.) <sup>14</sup>C: Bln 4301: 2510 ± 50 B.P. cal. 770 bis 556 v.Chr. 12./13. Jh. bronzezeitlich</p> <p>12.000 ± 2.000 B.P. (Ältere Dryas ?)</p>



### 9.3. Schöbendorf I

#### 9.3.1. Datierungen und Daten im Profil Schöbendorf I (Südteil und Nordteil)

##### 9.3.1.1. Datierungen und Daten im Profil Schöbendorf I (Südteil)

Lithologie (andeutungsweise) Profil Schöbendorf I (Südteil der Grube)	Methode/Funde	Zeitstellung
<p>Flur: ± 63,5 m über NN (= ± 7,5 m über Urstromtalniveau)</p> <p>± 5 cm: Nadelstreu</p> <p>"Talranddüne 1" ± 30 cm: FS-MS</p> <p>bAh0 ± 10 cm: FS-MS</p> <p>"Talranddüne 2" ± 30 cm: FS-MS</p> <p>Pod- bAh1 ± 10 cm: FS-MS</p> <p>sol- bEs1 ± 10 cm: FS-MS</p> <p>bBs1 ± 10 cm: FS-MS</p> <p><u>1,0m</u></p> <p>+++++</p> <p><u>1,5m</u> ±110 cm: FS-MS geschichtet</p> <p>C1</p> <p>TL1</p> <p><u>2,0m</u></p>	<p>TL-Probe 1</p>	<p>TL-Probe 1: 3.200 ± 400 B.P.</p>



### 9.3.1.2. Datierungen und Daten im Profil Schöbendorf I (Nordteil)

Lithologie (andeutungsweise) Profil Schöbendorf I - Nordteil	Methode/Funde	Zeitstellung
<p>Flur: ± 63 m über NN (= ± 6 m über dem Urstromtalniveau)</p> <p>"Tal- rand- düne 1" ungeschicht. ± 20 cm: FS-MS,</p> <hr/> <p>Ran- bAh1 ker ± 10 cm: FS-MS</p> <p>"Tal- rand- düne 2" 0,5 m ± 40 cm: FS-MS</p> <hr/> <p>Ran- bAh2 ker ± 10 cm: FS-MS</p> <p>± 20 cm: FS-MS</p> <hr/> <p>1,0 m</p> <p>Pod- bAh3 sol ± 3 cm: FS-MS</p> <p>bEs3 ± 2 cm: FS-MS</p> <p>sol bBs3 ± 5 cm: FS-MS</p> <p>± 20 cm: FS-MS</p> <hr/> <p>Pod- bAh4 sol ± 3 cm: FS-MS</p> <p>bEs4 ± 2 cm: FS-MS</p> <p>sol bBs4 ± 5 cm: FS-MS</p> <hr/> <p>1,5 m</p> <p>±110 cm: FS-MS</p> <p>+++++</p> <hr/> <p>2,5 m</p> <p>bAh5 Pod- bEs5 sol ± 5 cm: FS-MS</p> <p>± 5 cm: FS-MS</p> <p>± 10 cm: FS-MS</p> <p>bBs5</p> <p>+++++</p>	<p>Pollenanalyse und <sup>14</sup>C-Altersbestimmung</p> <p>Backsteinreste</p>	<p>warmzeitlich</p> <p>Bln 4298: 260 ± 50 B.P.</p> <p>cal. 1556 bis 1812 n.Chr.</p>

### 9.3.2. Ergebnisse der Pollenanalysen

Profil: Schöbendorf I (nordteil der Grube, siehe Profilzeichnung) Probe aus einem begrabenen Podsol; Tiefe: ± 140 cm u.Fl.					
Baumpollen (BP=AP)	Anzahl 822	% 100	Nichtbaumpollen (NBP=NAP) (auf die Gesamtheit der Baumpollen = 100 % bezogen)	Anzahl 70	% 8,5
Pinus (Kiefer)	633	77	Wildgräser	25	3,0
Picea (Fichte)	1	0,1	Kulturgräser (näher bestimmbar: Roggen:1 und Weizen:1 und Fagopyrum = Buchweizen:2)	11	1,3
Fagus (F.sylv.=Rot-Buche)	--	--	Cyperaceae (Riedgräser)	6	0,7
Carpinus (C.betulus=Hain- oder Weißbuche)	--	--	Calluna vulgaris (Heidekraut)	12	1,5
Quercus (Eiche)	46	5,6	Ericaceae (sonstige H.krautgew.)	--	--
Tilia (Linde)	1	0,1	Caryophyllaceae (Nelkengewächse)	--	--
Ulmus (Ulme)	2	0,2	Chenopodiaceae (Gänsefußgew.)	4	0,5
Fraxinus (Esche)	--	--	Artemisia (u.a. Beifuß)	6	0,7
Betula (Birke)	14	1,7	Plantago (Wegerich)	--	--
Alnus (Erle)	90	10,9	Rumex acetosella Typ (Kl.Sauer- Ampfer)	3	0,4
Salix (Weide)	14	1,7	Cruciferae (u.a. Hederich)	1	0,1
Populus (Pappel)	1	0,1	Urtica (Brennessel)	1	0,1
Corylus (Haselstrauch)	21	2,6	Leguminosa (Hülsenfrüchtler)	--	--
Myrica	--	--	Rosaceae (Rosengewächse)	--	--
			Tubiflorae (Röhrenblütige)	--	--
Sporen (auf die Gesamtheit der Baumpollen = 100 % bezogen)	30	3,6	Varia	1	0,1
Sphagnum (Torfmoos)	7	0,9			
Braunmoose	9	1,1	Wasserpflanzen		
Polypodiaceae (Farne)	13	1,6	Characeae (Armeleuchtergewächse)	--	--
Lycopodium clavatum	1	0,1	Pediastrum (Algenart)	--	--

## **Anlage 10** (zum Kap. 10)

### 10.1.1. Publikationen zum Osten Deutschlands unter besonderer Berücksichtigung historischer Quellen

Publikation	Methode oder Quelle	Alter der Aufwehung(en)	Gebiet
KÄUBLER (1974)	Historische Karten und Archive	17. - 20. Jh.	zwischen mittlerer Elbe und mittlerer Oder
KRAUSCH (1964)	Karten (insbesondere ÖDER-ZIMMERMANN'sche Karten, 1594/1595)	Offene Flugsandgelände im 16. und 17.Jh.	Ehemalige Herrschaft Baruth (Teil des Urstromtales und Umgebung)

Erklärung der Symbole: >: älter als, =: zeitgleich, <: jünger als

Abkürzungen: JSZ=Jungsteinzeit, MSZ=Mittelsteinzeit, JASZ=Jüngere Altsteinzeit, ASZ=Altsteinzeit

Pollenzonen I - X nach FIRBAS (1949 und 1952):

Ia=Älteste Dryaszeit, Ib=Bölling-Interstadial, Ic=Ältere Dryaszeit, II=Alleröd-Interstadial, III=Jüngere Dryas-Stadial, IV=Präboreal, V=Boreal, VI=Älteres Atlantikum, VII=Jüngeres Atlantikum, VIII=Subboreal, IX=Älteres Subatlantikum, X=Jüngeres Subatlantikum

### 10.1.2. Publikationen zum Osten Deutschlands unter besonderer Berücksichtigung von naturwissenschaftlichen Verfahren für indirekte Datierungen

Publikation	Methode	Alter der Überwehung(en)	Gebiet
ENGMANN (1937) und DRESCHKE (1958)	Pollenanalysen an überwehten Flugsandschichten	verschiedene Phasen seit dem Jüng. Atlantikum (VII)	Südwestliche Heide Mecklenburgs
ENGMANN (1938/39), KOLP (1957), BRINKMANN (1958) und SCHULZ (1961)	Pollenanalysen an Torflagen und relatives Alter der liegenden Staubeckensande	> Präboreal (IV) und teilweise < Boreal (V)	Rostocker Heide (Nordöstliche Heide Mecklenburgs)
FRENZEL (1930) und PIETZSCH (1962)	Pollenanalysen an Moorbildungen und Archäologie	teilweise > Präboreal (IV) und teilweise < Boreal (V)	Sachsen: Dresdner Heide, Elbtal und "Lausitzer Urstromtal"
GRAHMANN (1932)	Pollenanalysen an verschiedenen Mooren und Archäologie	meist > Präboreal (IV) und teilweise < Präboreal (IV)	Dresdner Heide
GRAMSCH (1957) und GRAMSCH (1959)	Archäologie	3 Phasen seit der Jüngeren Altsteinzeit	Münchehofe, Kreis Strausberg (bei Berlin)
GRIMM (1953) REUTER (1955) ROTHMALER (1955) VOIGT (1955 und 1957)	Archäologie	= Neuzeit, = römische Kaiserzeit, = Eisen- und Bronzezeit, = JSZ und Übergang zur Bronzezeit	Wahlitz, östliche Elbaue (15 km SO von Magdeburg)
HOFFMANN & TOEPFER (1963)	Archäologie	1. Phase: > MSZ, 2. Phase: MSZ bis JSZ, 3. Phase: < JSZ	Gerwisch, nordöstlich von Magdeburg
HOHMANN (1959)	Archäologie	> Bronzezeit	Niederlehme, SO von Berlin
JANKE (1971)	Pollenanalysen an begrabenen Böden und Historische Geographie	1. Phase: = Weichselspätglazial, 2. Phase: < 13. Jh.	Lubminer Heide bei Greifswald

Publikation	Methode	Alter der Überwehung(en)	Gebiet
ENGMANN (1937) und DRESCHKE (1958)	Pollenanalysen an überwehten Flugsandschichten	verschiedene Phasen seit dem Jüng. Atlantikum (VII)	Südwestliche Heide Mecklenburgs
KEILING, (1961) und WETZEL (1969)	Archäologie	1. Phase: > JSZ 2. - 5. Phase: = Bronzezeit/-Früheisenzeit 6. Phase: = Früheisenzeit-Völkerwanderungszeit	Lanz, Kreis Ludwigslust, Land Mecklenburg
KRAMER (1956)	Archäologie	> 9./10. Jh.	Luckenwalde
KÜHNE (1927)	relatives Alter von Seen und Mooren	= Weichselspätglazial	zwischen Randow- und Odermündung
LIEDTKE (1957)	relatives Alter von Terrassen und Auen	= Ältere Dryas und = Jüngere Dryas	Eberswalder Urstromtal bei Eberswalde
LIES (1955/56)	Archäologie	< 18. Jh.	Menz (bei Magdeburg)
LINKE (1968 und 1969)	Überwehte Wölbäcker und Historische Geographie	ab 12. Jh.	südwestliches Havelland
MARKUSE (1958)	relatives Alter von Terrassen und Auen	= Weichselspätglazial	Randow-Bruch im Bereich Borken - Rothenklempenow
MÜCKE & LINKE (1967)	Art der Bodenbildungen und Historische Geographie	erste Phase: = Weichselspätglazial, spätere Phasen im Holozän	südöstliche Altmark, Land Sachsen-Anhalt
REINBACHER (1957) und JÄGER (1991, mündl. Mitteilung)	Archäologie	1. Phase: > Alleröd 2. Phase: < römische Kaiserzeit	Berlin-Biesdorf
REINBACHER (1963)	Archäologie	Verschiedene Phasen < Vorrömische Eisenzeit <sup>1</sup>	Börnicke/Havelland, Kreis Nauen
RICHTER (1961) und JÄGER (1991, mündl. Mitteilung)	Archäologie	1. Phase: < JSZ 2. Phase: < späte Bronzezeit, 3. Phase: < frühe Eisenzeit	Fischbeck, nördlich von Magdeburg
SCHMIDT (1963)	Archäologie	< spätrömische Kaiserzeit	Farsleben, nördlich von Magdeburg
SCHULDT (1959)	Archäologie	> und < Übergang Jungbronzezeit/Früheisenzeit	Haar, südwestliche Heide Mecklenburgs
SCHULZ (1959)	Archäologie	< 13. Jh.	Recknitzufer bei Laage, südlich von Rostock
SCHULZE (1954) und SCHULZE & GLOTZ (1955)	Pollenanalysen an Moorprofilen	> Präboreal (IV)	Tränke, Oberlausitzer Heide

<sup>1</sup> "Börnicks Sonderstellung unter den norddeutschen Urnenfriedhöfen beruht auf seiner Lage in einer Düne, deren Oberfläche während der Bestattungszeit durch Flugsandaufwehung allmählich um dreieinhalb Meter angestiegen ist, so daß zeitlich nicht allzu dicht aufeinanderfolgende Gräber ... zwangsläufig immer etwas höher angelegt werden mußten als die vorangehenden älteren" (REINBACHER, 1956, S. 26).

Publikation	Methode	Alter der Überwehung(en)	Gebiet
ENGMANN (1937) und DRESCHKE (1958)	Pollenanalysen an überwehten Flugsandschichten	verschiedene Phasen seit dem Jüng. Atlantikum (VII)	Südwestliche Heide Mecklenburgs
SOLGER (verschiedene Publikationen zwischen 1900 - 1960)	relatives Alter des Untergrundes der Dünen	Weichselspätglazial, vereinzelt im Holozän	Land Brandenburg
WAHNSCHAFFE (1909)	relatives Alter der Berliner Urstromalterrassen	Weichselspätglazial	Wilhelmshagen (bei Berlin)
WEISSE (1969)	relatives Alter der Döberitzer (Toteis-)Rinne	Weichselspätglazial	Elbhavelwinkel
WETZEL (1974)	Archäologie	1. Phase: > Spätmesolithikum 2. Phase: zwischen Jungsteinzeit und dem Mittelalter	Polkern, nördliche Altmark
WETZEL (1989)	Archäologie	> frühe Jungsteinzeit	Spreeaue im Südosten des Landes Brandenburgs
WOLFF (1926) und LEMBKE (1939)	relatives Alter von Toteisseen und -rinnen	Weichselspätglazial	Land Brandenburg

### 10.1.3. Publikationen zum Osten Deutschlands unter besonderer Berücksichtigung naturwissenschaftlicher Verfahren für direkte Datierungen

Publikation	Methode oder Quelle	Alter der Aufwehung(en)	Gebiet
BRAMER (1964) und BRAMER (1975)	C-14-Datierungen und Pollenanalysen an Torfschichten	< Alleröd (II)	Uckerländer Heide (Vorpommern)
CHROBOK, NASS & NITZ (1983) CHROBOK & NITZ (1987)	C-14-Datierungen und relative Positionierungen	< Bölling (Ib)	Biesenthaler Becken, Land Brandenburg
MÜLLER, KOPP und KOHL (1971)	Hermsdorf: Pollenanalysen an einem Podsol und <sup>14</sup> C-Datierungen, Schwenow: Pollenanalysen an Torfschichten und <sup>14</sup> C-Dat.	Hermsdorf: = Weichselspätglazial, Schwenow: = Übergang III/IV (Pl./Hol.)	Hermsdorf und Schwenow, südöstlich von Berlin, Land Brandenburg
NOWEL u. a. (1972) und MAGALOWSKI & NOWEL (1982)	C-14-Datierungen und Pollenanalysen an Torfschichten und Archäologie	meist im Atlantikum (VI und VII); auch im Mittelalter	Raum Cottbus, Land Brandenburg

## 10.2. Korngrößenanalysen von Dünenproben aus dem Jungmoränengebiet Deutschlands und Polens (Literaturangaben)

Autor	Gebiet	n	A/J/M	D5	D25	D50	D75	D95	So
Deutschland (Land Brandenburg)									
KESTNER, LADE- MANN & THIEME (1982)	Biesenthaler Becken (N der Wehrmühle)	2	A	0,078	0,123	0,176	0,245	0,374	1,411
STÖPEL (1969)	Klein Ziescht <sup>1</sup> (Barut- her UST <sup>2</sup> )	19	J	0,100	0,149	0,229	0,312	0,542	1,447
STÖPEL (1969)	Klein Ziescht	8	A	0,100	0,141	0,210	0,295	0,499	1,446
NOWEL u. a. (19- 72)	Dissenchen (bei Cott- bus)	1	J/M	0,065	0,211	0,317	0,465	0,732	1,485
MAGALOWSKI & NOWEL (1982)	Groß Lieskow (25 km NNO Cottbus)	18	M	0,127	0,209	0,290	0,428	0,710	1,431
SOLGER (1910, S. 62)	Linum (15 km N von Nauen)	3	?	0,053	0,100	0,133	0,178	0,498	
SOLGER (1910, S. 62)	1,5 km NO Roddahn (Elbegebiet)	1	?	0,078	0,126	0,169	0,270	0,464	
SOLGER (1910, S. 62)	Woltersdorfer Kietz (MTB Rüdersdorf)	1	?	0,012	0,055	0,075	0,101	0,182	
Deutschland (außerhalb des Landes Brandenburg)									
NORMANN & QUIC- KER (1989)	NSG "Ostufer der Müritz"	39	J/M	0,100	0,119	0,129	0,221	0,385	1,363
SCHULZ (1959)	Laage (bei Rostock)	1	M	0,059	0,101	0,103	0,105	0,140	1,020
Polen									
KOZARSKI (1962)	Nord-West-Polen	28	A/J	0,095	0,140	0,218	0,336	0,470	1,549
KOZARSKI (1969)	Czarnkow (im Notec- Eberswalder UST)	1	A <sup>3</sup>	0,070	0,100	0,125	0,225	0,903	1,500
KOZARSKI (1969) Czarnow	Czarnkow (60 km NNW von Poznan)	1	A <sup>4</sup>	0,077	0,108	0,155	0,292	0,905	1,644

<sup>1</sup> Westwand Ölleitungsgraben (Profil Klein Ziescht II)

<sup>2</sup> UST = Urstromtal

<sup>3</sup> Auffüllung einer Eisspalte, Probe in einem Meter Tiefe

<sup>4</sup> Auffüllung einer Eisspalte, Probe in zwei Meter Tiefe



### 10.3.1. Stratigraphie der Flugdecksande in den Niederlanden (nach VAN DER HAMMEN, 1951 und MAARLEVELD, 1976)

Holozän	Präboreal	Ende der Flugdecksand-Akkumulation
Weichselspätglazial	Jüngere Dryaszeit	Jüngerer (oberer) Flugdecksand II
	Alleröd-Interstadial	Unterbrechung der jüngeren Flugdecksand-Akkumulation; Bildung des Usselo-Bodens <sup>1</sup> (Oberes Lehmband)
	Ältere Dryaszeit	Jüngerer (unterer) Flugdecksand I
	Bölling-Interstadial	Unterbrechung der Flugdecksand-Akkumulation; Bildung des Unteren Lehmbandes
	Älteste Dryaszeit	Älterer (oberer), lehmiger Flugdecksand II; Kiese von Beuningen; Älterer (unterer), nicht lehmiger Flugdecksand I
Weichselhochglazial	Pleniglazial der Weichselvereisung	

### 10.3.2. Korngrößenanalysen von Dünenproben aus dem Altmoränengebiet

Autor	Gebiet	n	A/J/M	D5	D25	D50	D75	D95	So
Deutschland (neue Bundesländer)									
SCHMIDT (1966)	Düne Vorwerk Göhlis (bei Riesa an der Elbe)	1	?	0,085	0,142	0,232	0,366	1,000	1,605
VON RAUPACH & UTSCHER (1952, S. 150)	Proben aus dem A-Horizont von 2 Dünen aus der Dresdner Heide	6	J	0,073	0,271	0,508	0,849	1,955	1,770
VON RAUPACH & UTSCHER (1952, S. 150)	Proben aus dem C-Horizont von 2 Dünen aus der Dresdner Heide	3	J	0,114	0,233	0,352	0,558	0,949	1,548

<sup>1</sup> "Im Jüngeren Flugdecksand liegt oft ein winziger humoser Horizont (Usselo-Boden), der dem Alleröd entstammt. Er enthält häufig Laacher See-Tuff, der als ein noch auf Bornholm und Rügen und in Mecklenburg, Brandenburg, Sachsen-Anhalt und im Schwarzwald deutliches, mehrere Millimeter breites Band erkennbar ist. Diese Tufflage geht auf einen Vulkanausbruch im Laacher See zurück, der vor ca. 11.000 Jahren während des Alleröds erfolgte und der einen ausgezeichneten Leithorizont darstellt" (LIEDTKE, 1981, S.171).

Autor	Gebiet	n	A/J/M	D5	D25	D50	D75	D95	So
Deutschland (neue Bundesländer)									
Deutschland (alte Bundesländer)									
PYRITZ (1972)	Ems-Einzugsgebiet	4	J	0,062	0,128	0,180	0,248	0,391	1,392
PYRITZ (1972)	Ems-Einzugsgebiet	4	A	0,063	0,140	0,194	0,269	0,440	1,386
PYRITZ (1972)	Aller-Einzugsgebiet	3	J	0,119	0,191	0,239	0,298	0,499	1,249
PYRITZ (1972)	Aller-Einzugsgebiet	6	A	0,131	0,204	0,259	0,352	0,565	1,314
PYRITZ (1972)	Wümmegebiet (Unterweser-Einzugsgebiet)	14	J	0,073	0,135	0,188	0,264	0,499	1,398
PYRITZ (1972)	Wümmegebiet (Unterweser-Einzugsgebiet)	8	A	0,083	0,148	0,198	0,272	0,509	1,356
PYRITZ (1972)	Wendland (Elbe-Einzugsgebiet)	4	J	0,062	0,104	0,135	0,180	0,339	1,316
PYRITZ (1972)	Wendland (Elbe-Einzugsgebiet)	6	A	0,060	0,103	0,151	0,222	0,574	1,468
Niederlande									
CASTEL (1991)	Provinz Drenthe	19	M	0,067	0,108	0,139	0,179	0,260	1,289
KOSTER (1978)	Veluwe (zentraler Teil der Niederlande)	36	A	0,090	0,132	0,169	0,230	0,447	1,32
KOSTER (1978)	Veluwe	225	J/M	0,097	0,138	0,173	0,223	0,355	1,27

## Literatur

AKKER, A. M. VAN DEN; KNIBBE, M.; MAARLEVELD, G. C. 1964: Het Sallandse Dekzandlandschap. - In: Tijdschrift van het Koninklijk Aardrijkskundig Genootschap. - Amsterdam, 81. - S. 187 - 196

ALTERMANN, MANFRED 1968: Quartärgeologische und bodenkundliche Untersuchungen an weichselzeitlichen äolischen Deckschichten im Gebiet Sachsen-Anhalt. - 203 S., 18 gez. Bl. - Dresden, TU, Fakultät für Forstwissenschaft, Tharandt, Diss. A.

ALTERMANN, MANFRED; FIEDLER, HANS-JOACHIM 1978: Die Kennzeichnung der Böden in den Sandlößgebieten außerhalb des Lößgürtels der DDR unter besonderer Berücksichtigung des Substrataufbaues. - In: Arbeiten zur Bodengeographie = Beiträge zur Geographie, 29. - Berlin. - S. 157 - 199

Anleitung zur Profilbeschreibung mit Farbtafeln. - Eberswalde, 1966. - 22 S., 6 Bodenfarbtafeln

ARENS, HILDEGARD 1964: Zur Altersdatierung der Flugsande am Westrand des Münsterschen Kreidebeckens. - In: Decheniana. - Bonn 117, 1/2. - S. 133 - 140

BAGNOLD, RALPH 1954: The physics of blown sand and desert dunes. - London.- 265 S.

BARAY, MUSA M. 1992: Ergebnisse der TL-Altersbestimmung in der Forschungsstelle Archäometrie der Heidelberger Akademie der Wissenschaften am Max-Planck-Institut für Kernphysik in Heidelberg. - Proben aus Klein Ziescht, Klasdorf und Schöbendorf. - Briefliche Mitteilung vom 30.6.1992. - Heidelberg.

BARAY, MUSA M. 1994: Thermolumineszenz-Datierung an Quarzen und Kalifeldspäten der spätglazial-holozänen Dünen im Oberrheingraben und in Brandenburg. - 142 S. - Heidelberg, Ruprecht-Karls-Universität, Nat.-Math. Gesamtfakultät. - Inaugural-Dissertation.

BARAY, MUSA M. UND ZÖLLER, LUDWIG 1993: Aspekte der Thermolumineszenz-Datierung an spätglazial-holozänen Dünen im Oberrheingraben und in Brandenburg. - Berliner Geographische Arbeiten. - Fachbereich Geographie der Humboldt-Universität zu Berlin. - Berlin 78. - 1 - 33

BARSCH, HEINER; FISCHER, WOLFGANG; KRÜGER, WOLFGANG; SCHOLZ, EBERHARD; WEISSE, ROLAND 1989: Reliefgestalt, Reliefgenese und Landnutzung im westlichen Teil des zentralen Tieflandes der DDR. - In: Geomorphologische und geoökologische Probleme in den sächsischen und brandenburgischen Gebieten der DDR. - Leipzig. - S. 143 - 173. (Exkursionsmaterial zur Exkursion D 1/D 2 in der DDR zur 2. Int. Konferenz für Geomorphologie in Frankfurt/Main.

BEHRENDT, G. 1863: Die Diluvialablagerungen in der Mark Brandenburg. - In: Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft. - Berlin 15. - S. 640 - 642

BEUG, HANS-JÜRGEN 1963: Leitfaden der Pollenbestimmung für Mitteleuropa und angrenzende Gebiete. - Jena. - 63 S.

BEUTLER, HORST 1993: Die Wanderdüne auf dem Truppenübungsplatz Jüterbog. - In: Naturschutz und Landschaftspflege in Brandenburg. - Berlin 2. - S. 12 - 15

BILLWITZ, KONRAD; DIEMANN, ROLF; SLOBODDA, SIEGFRIED 1984: Methodik der Bodenprofilaufnahme und Vegetationsanalyse. - Berlin. - 105 S. (Manuskriptdruck Ministerium für Volksbildung)

BLUSZCZ, A. UND PAZDUR, M. F. 1985: Comparison of TL and <sup>14</sup>C dates of young eolian sediments - a check of the zeroing assumption. - In: Nuclear Tracks. - 10, S. 703 - 710

BOER, WIERD MATHIJS DE 1990: Dünen im Baruther Urstromtal (Raum Luckenwalde - Baruth - Lübben) - Stand der Forschungsliteratur. - In: Biologische Studien. - Luckau 19, S. 3 - 10

BOER, WIERD MATHIJS DE 1989/90: Late Vistulian and Holocene inland dunes in the central part of the former GDR; an overview of post-war research. - In: Quaestiones Geographicae. - Poznan 1993, 15/16(1989/1990)

BOER, WIERD MATHIJS DE 1992A: Äolische Prozesse und Landschaftsformen im mittleren Baruther Urstromtal seit dem Hochglazial der Weichselkaltzeit. Berlin, Humboldt-Universität, Fachbereich 21 - Geographie, Dissertation A., 144 S.

BOER, WIERD MATHIJS DE 1992B: Form und Verbreitung der Dünen im Gebiet zwischen Luckenwalde und Golßen (Niederlausitz) - In: Biologische Studien. - Luckau 21, S. 5 - 9

BOER, WIERD MATHIJS DE 1993: Feststellungen zum Alter der Dünen im mittleren Baruther Urstromtal mit Hilfe der Pollenanalyse und anderer relativer Datierungsmethoden. - In: Biologische Studien. - Luckau 22, S.41 - 45

BOER, WIERD MATHIJS DE 1994: Dünen im Gebiet Zossen-Baruth-Jüterbog. Erhaltenswerte Denkmale der Natur. - In: Heimatjahrbuch Teltow-Fläming. - Berlin 1, S. 118 - 120

BOER, WIERD MATHIJS DE (IN VORBEREITUNG): Die Dünen in und um Dabendorf (Brandenburg). - In: Heimatjahrbuch Teltow-Fläming. - Berlin.

BOER, WIERD MATHIJS DE UND SCHOONDERBEEK, DIK (IN VORBEREITUNG): Grain orientation in thin sections of some fluvioglacial to eolian succesions in the Baruth and Eberswalde Ice Marginal Valleys.

BONHAM, L. C.; SPOTTS, J. H. 1971: Measurement of grain orientation. - In: Carver, R.E. (editor): Procedures in sedimentary petrology. - New York, S. 285 - 312

BRAMER, HORST 1964: Das Haffstausee-Gebiet. Untersuchungen zur Entwicklungsgeschichte im Spät- und Postglazial. -Greifswald. - Unveröff. Habil. Schr.

BRAMER, HORST 1975: Über ein Vorkommen von Allerödrtorf in Sedimenten der Ueckermünder Heide. - Wiss. Zeitschr. der Ernst-Moritz-Arndt-Univ. Greifswald. - Greifswald 2/4. - S. 183 - 187

BREWER, ROY 1964: Fabric and mineral analysis of soils. - New York.

BRINKMANN, ROLAND 1958: Zur Entstehung der Nordöstlichen Heide Mecklenburgs. - In: Geologie. - Berlin 7, 3-6. -S. 751 - 756

BRUNNACKER, K. U. A. 1982: Paläoböden in Nordrhein-Westfalen. - In: Geol. Jahrbuch. - Hannover F14. -S. 165 - 253

BUSSEMER, SIXTEN 1992: Genese, Verteilungsmuster und Stoffbestand periglaziärer Deckserien auf dem Barnim - Ein Beitrag zur weichselspätglazialen Landschaftsentwicklung im älteren Jungmoränengebiet Norddeutschlands. - Berlin, Humboldt-Universität, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Fakultät. - Dissertation (A).

BUSSEMER, SIXTEN 1994: Geomorphologische und bodenkundliche Untersuchungen an periglaziären Deckserien des Mittleren und Östlichen Barnim. - Berliner Geographische Arbeiten. - Fachbereich Geographie der Humboldt-Universität zu Berlin. - Berlin 80. - S. 1 - 150

CASTEL, ILONA; KOSTER, EDUARD 1987: Stuifzanden, een probleem voor het natuurbeheer. - In: De Levende Natuur. - Amsterdam 88, 4. - S. 146 - 152

CASTEL, ILONA 1991: Late Holocene eolian drift sands in Drenthe (The Netherlands). - Dissertation Universität Utrecht, 157 S.

CATT, JOHN A. 1977: Loess and cover sands. - In: British Quaternary Studies: recent advances (editor Frederick Shotton). - Oxford. - S. 221 - 229

CEPEK, ALEXANDER GEORG 1965: Geologische Ergebnisse der ersten Radiokarbondatierungen von Interstadialen im Lausitzer Urstromtal. - In: Geologie. - Berlin 14, 5/6. - S. 648 - 651

CEPEK, ALEXANDER GEORG 1968: Quartär. - In: Grundriß der Geologie der DDR. - Berlin (Band 1: Geologische Entwicklung des Gesamtgebietes). - S. 385 - 420

CHMIELEWSKA, K.; WASYLIKOWA, K. 1961: Description of the Locality of Witów. - In: Dylik, Jan (Hrsg.): Guide-Book of Excursion C at the VIth Congress of the INQUA; The Lodz Region in Poland. - S. 75 - 84

CHROBOK, SIEGFRIED M.; NAß, ANGELIKA; NITZ, BERNHARD 1983: Allgemeine Aspekte festländischer Kalkbildung periglaziär überformter Räume am Beispiel der Rüdnitz-Melchower Rücklandzone (Barnim). - In: Zeitschrift für geologische Wissenschaften. - Berlin 11, 2. - S. 179 - 191

CHROBOK, SIEGFRIED M. 1985: Deflation, Winderosion, Windschadensfälle und äolische Akkumulation. - In: G-3 Forschungsbericht der Forschungsgruppe "Lateraler Stofftransport". - Berlin, Humboldt-Univ., Sektion Geogr., S. 90 - 122

CHROBOK, SIEGFRIED M.; NITZ, BERNHARD 1987: Die Entwicklung des Gewässernetzes der Oberen Finow vom Blankenberg-Interstadial bis heute. - In: Wiss. Zeitschrift der Univ. Greifswald. - Greifswald, Math.-Nat. Reihe 36, 2-3, S. 23

CICHOSZ-KOSTECKA, ANNE; MANIKOWSKA, BARBARA; MYCIELSKA-DOWGIAŁŁO 1990: Mineralogical properties and quartz grain abrasion of fluvial and aeolian deposits in Kamion profile and their significance in sedimentary processes reconstruction. - In: Abstracts of papers for the International Symposium (vom 14.-18.5.1990 in Rogi, Polen): Late Vistulian and Holocene Aeolian Phenomena in Central and Northern Europe. - Univ. Poznan, S. 8

CLAUSNITZER, H. 1963: Entwicklung der An- und Dünnschliffherstellung. - In: Wissenschaftlich-Technischer Informationsdienst des Zentralen Geologischen Institutes. - Berlin, 4 Sonderheft 10. - S. 4 - 21

CORRENS, MICHAEL 1965: Untersuchungen über eine äolische Ablagerung im Jungmoränengebiet bei Joachimstal als Beitrag zum "Sandlöß"-Problem. - 91 S., 19 Anl. - Berlin, Humboldt-Univ., Sektion Geographie, Wiss. Bereich Physische Geographie, Diplom-Arbeit.

DEHIO, GEORG 1987: Handbuch der deutschen Kunstdenkmäler. Die Bezirke Cottbus und Frankfurt/Oder. Neubearbeitung im Institut für Denkmalpflege. - Berlin. - 435 S.

DEHIO, GEORG 1988: Handbuch der deutschen Kunstdenkmäler. Die Bezirke Berlin/DDR und Potsdam. Neubearbeitet durch die Abteilung Forschung des Instituts für Denkmalpflege. - Berlin. - 531 S.

DEWERS, F. 1934/35: Probleme der Flugsandbildung in Nordwestdeutschland. - In: Abhandlungen des Naturwiss. Vereins zu Bremen. - Bremen 29, 3/4. - S. 324 - 366

DIEREN, J. VAN 1934: Organogene Dünenbildung. - Den Haag.

DRIESCHER, EVA 1983: Historisch-geographische Veränderungen von Gewässereinzugsgebieten im Jungmoränengebiet der DDR. - In: Geogr. Ber. - Gotha 28, 2. - S. 103 - 118

DÜCKER, ALFRED 1934: Die Windkanter des Norddeutschen Diluviums in ihren Beziehungen zu periglazialen Erscheinungen und zum Decksand. - In: Jahrbuch der Preußisches Geol. Landesanstalt. - Berlin 54. - S. 487 - 530

DÜCKER, ALFRED 1954: Die Periglazialerscheinungen im holsteinischen Pleistozän. - In: Göttinger Geogr. Abhandlungen. - Göttingen 16. - S. 5 - 54

DÜCKER, ALFRED; MAARLEVELD, GERARDUS 1958: Hoch- und spätglaziale äolische Sande in Nordwestdeutschland und in den Niederlanden. - In: Geologisches Jahrbuch. - Hannover 73. - S. 215 - 234

DIJKMANS, JOS 1987: Thermoluminescentie: een dateringsmethode voor sedimenten. - In: K.N.A.G. Geografisch Tijdschrift. - Amsterdam, 21, 5, S. 441 - 451

DIJKMANS, JOS; WINTLE, ANN; MEJDAHL, VIKTOR 1988: Some thermoluminescence properties and dating of eolian sands from The Netherlands. - In: Quaternary Science Reviews. - Oxford 7(1988)3/4 - S. 349 - 355

DIJKMANS, JOS, W.A. UND WINTLE, ANN, G. 1990: Methodological problems in thermoluminescence dating of weichselian cover sand and young holocene drift sand from the Lutterzand area, East Netherlands. - In: Aspects of geomorphology and thermoluminescence dating of cold-climate eolian sands. - Dissertation, Universität Utrecht, S. 231 - 246

DYLIKOWA, A. 1969: Problematyka wydm srodladowych w Polsce w swietle badan strukturalnych. Zusammenfassung: Problematics of inland dunes in Poland in the light of structural examinations. - In: Prace Geograficzne IG PAN, 75(1969). - S. 39 - 74

EBERMANN, FRANK 1976: Die Winderosion auf Ackerflächen im nördlichen Kreisgebiet von Eberswalde unter besonderer Berücksichtigung grundlegender Nachweisprobleme von Langzeitwirkungen. -130, 28 Abb., 17 Tabellen - Berlin, Humboldt-Univ., Math.-Nat. Fakultät, Sektion Geographie, Dissertation A.

ECKELMANN, W. 1980: Plaggenesche aus Sanden, Schluffen und Lehmen sowie Oberflächenveränderungen als Folge der Plaggenwirtschaft in den Landschaften des Landkreises Osnabrück. - In: Geol. Jahrbuch. - Hannover, 10, 95 S.

EDELMANN, C.H.; MAARLEVELD, G.C. 1958: Pleistozän-geologische Ergebnisse der Bodenkartierung in den Niederlanden. -In: Geol. Jahrbuch. - Hannover, 73. - S. 639 - 684

EHWALD, ERNST 1987: Zur Problematik der Bodenentwicklung im Gebiet der Weichselvereisung in der Deutschen Demokratischen Republik. - In: Wiss. Zeitschrift der Univ. Greifswald. - Greifswald, Math.-Nat. Reihe 36, 2-3, S. 55 - 58

EHWALD, ERNST 1991: Bodenhorizonte und bodensystematische Einheiten Mitteleuropas im internationalen Vergleich. -In: Petermanns Geogr. Mitt. - Gotha, 135, 1. - S. 61

ENGMANN, KARL FRIEDRICH 1937: Pollenanalytische Untersuchungen fossiler Böden im Flugsandgebiet von Leussow (Südwestmecklenburg). - In: Mitteilungen an der Mecklenburgischen Geologische Landesanstalt. - Rostock, 45 Neue Folge 10. - S. 1 - 24

ERDTMANN, GUNNAR 1954: An introduction to pollen analysis. - Stockholm - 239 S. (a new series of plant science books, Volume XII, edited by Frans Verdoorn)

FAEGRI, K. (HRSG.) 1989: Textbook of pollenanalysis. - Verlag Wiley, - 344 S.

FIEDLER, REGINA 1955: Die Entwicklung der Oberflächenformen im Gebiet zwischen Sperenberg, Niederem Fläming und Dahme. - 66 S., 1 Karte (S.41: Sandgrube nördlich von Radeland, S. 52 - 60: "D. Die Dünen") - Berlin, Humboldt-Universität, Math.-Nat. Fakultät, Abteilung Physische Geographie des Geographischen Instituts

FIEDLER, HANS-JOACHIM; ALTERMANN, MANFRED; NEBE, W. 1963: Bemerkungen zum Geschiebedecksand, Teil II. - In: Wissenschaftliche Zeitschr. der Technischen Universität Dresden. - Dresden 12, 3. - S. 13 - 14

FIEDLER, HANS-JOACHIM; ALTERMANN, MANFRED 1964: Verbreitung, Entstehung und Eigenschaften von Sandlöß ("Flottsand") im Norddeutschen Flachland und angrenzenden Gebieten. - In: Geologie. - Berlin 13, II.10. - S. 1199 - 1228

FIRBAS, FRANZ 1949 UND 1952: Spät- und nacheiszeitliche Waldgeschichte Mitteleuropas nördlich der Alpen. Band 1: Allgemeine Waldgeschichte. Band 2: Waldgeschichte der einzelnen Landschaften. - Jena, 1949 (Band 1, 480 S.), 1952 (Band 2, 256 S.), - aus Band 2: S. 183 - 192 und S. 192 - 201

FOLK, R.L.; WARD, W.C. 1957: Brazos River Bar: A study in the significance of grain-size parameters. - In: Journal of Sedimentary Petrology. - Tulsa 27, S. 3 - 26

FRIEDMAN, G. M. 1961: Distinction between dune, beach and river sands from their textural characteristics. - In: Journal of Sedimentary Petrology. - Tulsa 31, S. 514 - 529

FRIEDMAN, G. M. 1967: Dynamic processes and statistical parameters compared for size frequency distribution of beach and river sands. - In: Journal of Sedimentary Petrology. - Tulsa 37, S. 327 - 354

FUHRMANN, ROLAND 1987: Bericht über die paläontologische Untersuchung des Wiesenkalkvorkommens Schönwalde (Kreis Lübben, Meßtischblatt 4048). - Leipzig, Briefliche Mitteilungen an Herrn Hubert Illig (Luckau) vom 3.11.1987 und vom 21.12.1987

GÄRTNER, PETER 1992: Beiträge zur Landschaftsgenese des westlichen Barnim. - Berlin, Humboldt-Univ., Math.-Nat. Fakultät, Diss A.

GÄRTNER, PETER 1993: Beiträge zur Landschaftsgenese des westlichen Barnim. - Berliner Geographische Arbeiten. - Fachbereich Geographie der Humboldt-Universität zu Berlin. - Berlin 77 - S. 1 - 89

GALON, RAJMUND 1959: New Investigations of the Inland Dunes in Poland. - In: Przegląd Geograficzny. - Warschau 31, Supplement. - S. 93 - 110

GELLERT, JOHANNES F.; FRANZ, H.J. 1965: Die Weichsel-Eiszeit im Gebiet der Deutschen Demokratischen Republik. -Berlin. - 261 S.

GELLERT, JOHANNES; SCHOLZ, EBERHARD (HRSG.) 1970: Geomorphologische Übersichtskarte 1 : 200.000. Kartenblätter Berlin-Potsdam und Frankfurt-Eberswalde. Mit Erläuterungen für diesen Kartenblätter. - Gotha/Leipzig -S. 22

GERHARDT, PAUL 1900: Handbuch des deutschen Dünenbaues. - Berlin, S. 16.

GEYH, M. A. 1983: Physikalische und chemische Datierungsmethoden in der Quartär-Forschung. - Clausthal-Zellerfeld (Clausthaler Tekt. Hefte, 19)

GLEDITSCH, J. G. 1767: Betrachtung der Sandschellen in der Mark Brandenburg nach ihrem Ursprunge, Unterschiede, Schädlichkeit und nöthigen Verminderung. - In: Vermischte physikalisch-botanisch-oconomische Abhandlungen. -Halle - Dritter Theil: S. 45 - 143

GLEDITSCH, J. G. 1782: Physikalisch-ökonomische Betrachtung über den Heideboden in der Mark Brandenburg, dessen Erzeugung, Zerstörung und Entblösung des darunter stehenden Flugsandes, nebst einigen darauf gegründeten Gedanken, einen dergleichen Flugsand durch Wiederherstellung seiner natürlichen Erd- und Rasendecke feste oder stehend zu machen. - Berlin und Leipzig - XVI und 78 S.

GOHL, DIETMAR 1986: Deutsche Demokratische Republik. Eine aktuelle Landeskunde. - Frankfurt am Main. S. 16 - 58

GÖRSDORF, JOCHEN 1991: Ergebnisse der <sup>14</sup>C-Altersbestimmung im Berliner <sup>14</sup>C-Labor, Proben aus Schöbendorf und Klasdorf. - Briefliche Mitteilung vom 14.8.1991. - Berlin.

GOŹDZIK, JAN S. 1990: Aeolian processes and deposits at the turn of Upper Plenivistulian and the beginning of late Vistulian in Central Poland - In: Abstracts of papers for the International Symposium (vom 14.-18.5.1990 in Rogi, Polen): Late Vistulian and Holocene Aeolian Phenomena in Central and Northern Europe. - Univ. Poznan, S. 12

GRAHMANN, RUDOLF 1932: Das Alter der "Hellerterrasse" und der Dünen bei Dresden. Ein Beitrag zur Geschichte des sächsischen Elbtales - In: Mitteilungen des Vereins für Erdkunde für 1931/32. - Dresden. - S. 85 - 97 + Abb. 1 - 6

GRAMSCH, BERNHARD 1957: Neufunde von Feuersteingeräten bei Münchehofe, Kreis Strausberg. - In: Ausgrabungen und Funde. - Berlin, 2, 4. - S. 158 - 162

GRAMSCH, BERNHARD 1959: Probegrabung auf dem spätpaläolithischen Rastplatz bei Münchehofe, Kreis Strausberg. - In: Ausgrabungen und Funde. - Berlin 4. - S. 67 - 70

GRAMSCH, BERNHARD 1969: Ein Lagerplatz der Federmesser-Gruppe bei Golßen, Kreis Luckau. - In: Ausgrabungen und Funde. - Berlin, 14, 3. - S. 121 - 128

GRAMSCH, BERNHARD; KLOSS, KLAUS 1989: Archäologische Kulturen des Mesolithikums. - In: Herrmann, Joachim (Hrsg.): Archäologie in der DDR, Denkmale und Funde. - Leipzig/Jena/Berlin, Band I. - S. 55 -64

GREBE, KLAUS 1991: Die Ausgrabungen in Baruth im Jahre 1988. - In: Heimatkalender für den Kreis Zossen. - Königs Wusterhausen 34 - S. 8 - 12

GRIMM, PAUL 1953: Die Grabungen bei Wahlitz, Kreis Burg, im November 1950. - In: Beiträge zur Frühgeschichte der Landwirtschaft I. - Zusammengestellt von Werner Rothmaler und Wolfgang Padberg. - Berlin (Wiss. Abh. der Deutschen Akademie der Landwirtschaftswiss. zu Berlin, Band 6/I). - S. 95 - 117



GRIMMEL, H. 1973: Bemerkungen zum Geschiebedecksand. - In: Eiszeitalter und Gegenwart. - Öhringen/Württemb. 23/24 - S. 16 - 25

GULLENTOPS, F. 1954: Contributions à la chronologie du Pleistocène et des formes du relief en Belgique. - In: Mém. Inst. Géol. Univ. Louvain. - Louvain 18 - S. 123 - 352

GULLENTOPS, F.; PAULISSEN, E.; VANDENBERGHE, SJEF 1981: Fossil periglacial phenomena in NE-Belgium. - In: Biuletyn Peryglacialny. - Warschau 28, - S. 345 - 365

HAARNAGEL, WERNER 1964: Die spätlatene- und kaiserzeitlichen Siedlungen am westlichen Geestrände der Hohen Lieth im Wesergebiet zwischen den Ortschaften Midlum und Langen, Kr. Wesermünde. - In: Grimm, Paul (Hrsg.): Varia Archaeologica. - Berlin, 1964. - S. 111 - 147 (Schriften der Sektion für Vor- und Frühgeschichte der Deutschen Akademie der Wissenschaften zu Berlin, Band 16).

HAASE, GÜNTER; LIEBEROTH, IMMO; RUSKE, RALF 1970: Sedimente und Paläoböden im Lößgebiet. - In: Periglazial-Löß-Paläolithikum im Jungpleistozän der DDR. = Ergänzungsheft Nr. 274 zu Petermanns Geographischen Mitteilungen. -Gotha/Leipzig - S. 99 - 212

HAGEMAN, BOB PIETER; JÄGER, KLAUS-DIETER 1992: Zur stratigraphischen Verknüpfung holozäner Meeresspiegelbewegungen im Küstenraum der Nordsee mit Klimaschwankungen im mitteleuropäischen Binnenland. - In: BILLWITZ, KONRAD; JÄGER, KLAUS-DIETER; JANKE, WOLFGANG (HRSG.): Jungquartäre Landschaftsräume zwischen Atlantik und Tienschan. - Berlin. - S. 157 - 169 (Festschrift Heinz Kliewe).

HAMBLOCH, HERMANN 1958: Das Alter einiger Dünen an der Oberen Ems. - In: Erdkunde. Archiv für wissenschaftliche Geographie - Bonn 12. - S. 128 - 132

HAMMEN, TH. VAN DER 1951: Late-Glacial flora and periglacial phenomena in the Netherlands. - In: Leidse Geol. Mededelingen. - Leiden, 17, S.71 - 183

HAVINGA, ALBERT JAN 1962: Een palynologisch onderzoek van in dekzand ontwikkelde bodemprofielen. (A palynological investigation of soil profiles developed in cover sand) - 165 S., Wageningen, Landbouwhogeschool. Dissertation.

HENDL, MANFRED 1966: Einführung in die Klimaverhältnisse der Deutschen Demokratischen Republik. - In: Zeitschrift für den Erdkundeunterricht. - 18, 7.

HERRMANN, JOACHIM 1965: Kultur und Kunst der Slawen in Deutschland vom 7. bis 13. Jahrhundert. - Berlin, Institut für Vor- und Frühgeschichte deutsche Akademie der Wissenschaften.

HERRMANN, JOACHIM 1966: Tornow und Vorberg. Ein Beitrag zur Frühgeschichte der Lausitz. - Deutsche Akademie der Wissenschaften zu Berlin. - Berlin (Schriften der Sektion für Vor- und Frühgeschichte, Band 21)

HERRMANN, JOACHIM (HRSG.) 1989: Archäologie in der DDR, Denkmale und Funde. - Leipzig/Jena/Berlin, Band I: Archäologisch Kulturen, geschichtliche Perioden und Volksstämme. - 343 S., Band II: Fundorte und Funde. -880 S.

HEYSE, I. 1979: Bijdrage tot de kennis van het Noordwesten van Oost-Vlaanderen (België). - In: Verhandelingen van de koninklijke Academie voor wetenschappen, letteren en schone kunsten van België. - Brussel, Klasse der Wetenschappen 41,155

HILLER, ACHIM; FUHRMANN, ROLAND 1991: Radiokarbondatierungen an koexistenten Kohlenstoffträgern aus Binnenwasserkalkvorkommen Sachsens und Thüringens. - In: Zeitschrift für geol. Wissenschaften. - Berlin,

19, 5. - S. 569 - 584

HOFFMANN, WILHELM; TOEPFER, VOLKER 1963: Eine mittelsteinzeitliche Siedlungsschicht in der Elbdüne bei Gerwisch, Kreis Burg - Jahresschrift für mitteldeutsche Vorgeschichte - Halle(Saale) 47 - S. 81 - 99

HOHMANN, KARL: SLAWISCHE SCHERBEN VOM ZOSSENER BURGHÜGEL 1957 - In: Ausgrabungen und Funde. - Berlin, 2, 4. -S. 187 - 191

HOHMANN, KARL 1959: Frühbronzezeitliche Funde von der unteren Dahme südöstlich Berlins. - In: Ausgrabungen und Funde. - Berlin, 4(1959)6. - S. 264 - 267

HORST, FRITZ 1978: Die jungbronzezeitlichen Stämme im nördlichen Teil der DDR. - In: Coblenz, Werner; Horst, Fritz (Hrsg.): Mitteleuropäische Bronzezeit. Beiträge zur Archäologie und Geschichte. - Berlin, - S. 137 -194 ("Fläming-Gruppe: S. 153 - 155)

HOUTEN, J. VAN 1939: De oppervlaktevormen van het Haagse duinlandschap. Tijdschrift van het koninklijk Aardrijkskundig Genootschap.

HUNTER, R.E. 1977: Basic types of stratification in small eolian dunes. - In: Sedimentology. - 24, S. 361 -387

INMAN, D.L. 1952: Measures for describing the size distribution of sediments. - In: Journal of Sedimentary Petrology. - 22, S. 125 - 145

JAEGER, HERMANN 1981: Trends in stratigraphischer Methodik und Terminologie. - In: Zeitschrift für geol. Wissenschaften. - Berlin, 9 - S. 309 - 332

JÄGER, KLAUS-DIETER 1965: Holozäne Binnenwasserkalke und ihre Aussage für die nacheiszeitliche Klima- und Landschaftsentwicklung im südlichen Mitteleuropa (Grundlagen und Grundzüge einer vergleichenden Stratigraphie unter besonderer Berücksichtigung Thüringens). - Ungedr. geogr. Diss., Univ. Jena, Math.-Nat. Fakultät

JÄGER, KLAUS-DIETER 1966: Die pflanzlichen Großreste aus der Burgwallgrabung Tornow, Kreis Calau. - In: Herrmann, Joachim (Hrsg.): Tornow und Vorberg. Ein Beitrag zur Frühgeschichte der Lausitz. - Berlin, - S. 164 -189

JÄGER, KLAUS-DIETER; KOPP, DIETRICH 1969: zur archäologischen Aussage von Profilaufschlüssen norddeutscher Sandböden. - In: Ausgrabungen und Funde. - Berlin 14, 3. - S. 111 - 122

JÄGER, KLAUS-DIETER 1970: Methodische Probleme der Erkennung und Datierung reliktscher Bodenmerkmale am Beispiel der sandigen Böden im nördlichen Mitteleuropa. - In: Beiträge zur Bodensystematik unter besonderer Berücksichtigung reliktscher und rezenter Merkmale. - Berlin, 1970. - S. 109 - 122 (Tagungsber. der Deutschen Akad. der Landwirtschaftswiss. zu Berlin, Nr. 102)

JÄGER, KLAUS-DIETER 1973: Holozänstratigraphische Befunde als Zeugnisse für den Landausbau im slawischen und deutschen Mittelalter. - In: Geneza i typologia gleb Polski - Referaty uczestrúków zagranicznych - S. 25 - 50

JÄGER, KLAUS-DIETER 1979: Aktuelle Fragen Fachterminologie in der Periglazialforschung des nördlichen Mitteleuropa. - In: Acta universitatis Nicolai Copernici. - Torun, S. 45 - 57

JÄGER, KLAUS-DIETER 1982: Stratigraphische Belege für Klimawandlungen im mitteleuropäischen Holozän. In: Z. geol. Wiss. - Berlin 10, 6. - S. 799 - 809

JÄGER, KLAUS-DIETER 1982: On the chronostratigraphical subdivision of the Holocene in Central Europe - A

review of actual problems. - In: Striae. - Uppsala 16 - S. 80 - 83

JÄGER, KLAUS-DIETER 1991: Äolische Erscheinungen im Jungquartär Mittel- und Nordeuropas - Anmerkungen zu einem internationalen Symposium in Polen, Mai 1990. - In: Petermanns Geogr. Mitt. - Gotha/Leipzig, 135, S. 62 - 64

JANKE, WOLFGANG 1971: Beitrag zur Entstehung und Alter der Dünen der Lubminer Heide. - In: Wiss. Zeitschr. der Univ. Greifswald. - Greifswald 20, Math.-Nat.Reihe 1/2 - S. 39 - 54

JENKINSON, GEOFF 1989: An introduction to the operation and capabilities of image analysis systems. - Sonderdruck aus: International Labmate. - London, 12, 3/4. - 12 S.

JUNGERIUS, PETER 1986: Geomorfologische processen in het Nederlandse duinlandschap: erosie door water, wind en konijnen. - In: Duin. - 9, S.123 - 125.

KÁDÁR, L. 1938: Die periglazialen Binnendünen des Norddeutschen und Polnischen Flachlandes. - In: Comptes-Rendus du Congr. Int. de Géographie. - Amsterdam 1. - S. 167 - 183

KAISER, K.; MÜHMEL-HORN, H.-P.; WALTHER, M. 1989: Spätglaziale und holozäne Dünen im Rendsburger Staatsforst beiderseits des mittleren Sorgetales zwischen Tetenhusen/Förhden und Krummenort (Schleswig-Holstein). - In: Meyniana. - Kiel 41, S.97 - 152

KÄUBLER, RUDOLF 1966: Plaggenböden und Plaggenmatteböden in der Altmark. - In: Hercynia. - Neue Folge 3, S. 333 - 339

KÄUBLER, RUDOLF 1974: Rezente äolische Prozesse zwischen mittlerer Elbe und mittlerer Oder, ein Kurzbericht. - In: Geomorphologische Prozessen, etc. - Göttingen

KEILHACK, KONRAD 1912: Die Verlandung der Swinepforte. - In: Jahrbuch der Königl. Preußischen Geologischen Landesanstalt für 1911. - Berlin, Band 32, Teil 2, 2, S. 209 - 244

KEILHACK, KONRAD 1917: Die großen Dünengebiete Norddeutschlands. - In: Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft. - Stuttgart 69. - S. 2 - 19

KEILING, HORST 1961: Vorbericht über die Ausgrabung des Gräberfeldes der vorrömischen Eisenzeit von Lanz, Kreis Ludwigslust. - In: Ausgrabungen und Funde. - Berlin, 6, S. 194 - 202

KESTNER, SIEGFRIED; LADEMANN, PETER; THIEME, MICHAEL 1982: Untersuchungen spätpleistozäner Prozesse und Sedimente nördlich der Wehrmühle bei Biesenthal. - 55 S., 13 Anl. - Berlin, Humboldt-Univ., Sektion Geogr., Bereich Phys. Geogr., Diplomarbeit.

KLIEWE, HEINZ 1973: Zur Genese der Dünen im Küstenraum der DDR. - In: Petermanns Geographische Mitteilungen. - Gotha/Leipzig 117, 3. - S. 161 - 168

KLÖDEN, VON 1832: Beiträge zur mineralogischen und geognostischen Kenntnis der Mark Brandenburg, V. Stück, S. 22 - 24

KLIJN, J. A. 1981: Nederlandse kustduinen, geomorfologie en bodems. Dissertatie Landbouwhogeschool Wageningen, Pudoc, 188 S.

KNOTT, KURT 1956: Das Baruther Urstromtal. - Kapitel 7 der Erläuterungen zur Bodenkarte der Bezirke Potsdam und Frankfurt. - Bodenkunde und Bodenkultur 5 - Herausgegeben vom Institut für Bodenkartierung. - Leipzig, S. 50 - 53

KOHL, G. 1988: Bln 3727 - Radiometrische Untersuchung der Probe Buschwiesen westlich Brand. - Berlin, <sup>14</sup>C-Labor des Zentralinstituts für Alte Geschichte und Archäologie der AdW der DDR, unveröffentlichtes

Arbeitsmaterial.

KOLP, OTTO 1957: Die nordöstliche Heide Mecklenburgs. - Berlin, S. 11 - 38

KONECKA-BETLEY, KRYSZYNA 1990: Late Pleistocene and holocene fossil soils developed from aeolian and alluvial sediments of the Warsaw basin. - In: Abstracts of papers for the International Symposium (vom 14.-18.5.1990 in Rogi, Polen): Late Vistulian and Holocene Aeolian Phenomena in Central and Northern Europe. - Univ. Poznan, S. 14.

KOPP, DIETRICH 1965: Die periglaziäre Deckzone (Geschiebedecksand) im nordostdeutschen Tiefland und ihre bodenkundliche Bedeutung. - In: Berichte der Geol. Gesellschaft in der DDR. - Berlin 10, 6. - S. 739 -771

KOPP, DIETRICH 1967: Die Bodenformen in den Wäldern des nordostdeutschen Tieflandes. - Tharandt, Technische Universität, Fakultät für Forstwirtschaft, Dissertation, Teil I(Textband): 228 S.

KOPP, DIETRICH U.A. 1969 UND 1973: Ergebnisse der forstlichen Standortserkundung in der DDR. Die Waldstandorte des Tieflandes. - Potsdam, 315 S.

KOPP, DIETRICH 1970: Periglaziäre Umlagerungs- (Perstruktions)zonen im nordmitteleuropäischen Tiefland und ihre bodengenetische Bedeutung. - In: Tagungsberichte der DAL zu Berlin. - Berlin 102 - S. 55 - 81

KOPP, DIETRICH; JÄGER, KLAUS-DIETER 1972: Das Perstruktions- und Horizontprofil als Trennmerkmal periglaziärer und extraperiglaziärer Oberflächen im nordmitteleuropäischen Tiefland. - In: Wiss. Zeitschr. der Univ. Greifswald. - Greifswald 21, Math.-Nat. Reihe Heft 1, S. 77 - 84

KÖSTER, ERHARD 1964: Granulometrische und morphometrische Meßmethoden an Mineralkörnern, Steinen und sonstigen Stoffen. - Stuttgart, 336 S.

KOSTER, EDUARD 1978: De stuifduinen van de Veluwe; een fysisch-geografische studie, 195 S. , 9 Bl. - Amsterdam, Univ. van Amsterdam, Publicaties van het Fysisch Geografisch en Bodemkundig Laboratorium van de Universiteit van Amsterdam 27, Diss.

KOSTER, EDUARD 1982: Terminology and lithostratigraphic division of (surficial) sandy eolian deposits in The Netherlands: an evaluation. - In: Geologie en Mijnbouw. - Haarlem 61. - S. 121 - 129

KOSTER, EDUARD; CASTEL, ILONA 1987: Dynamik von Flugsandgebieten - Ein Problem für den Naturschutz. - In: Kurzfassungen der Vorträge auf der 54. Tagung der Arbeitsgemeinschaft Nordwestdeutscher Geologen. - Norderney - S. 17 - 20

KOSTER, EDUARD 1988: Ancient and modern cold-climate aeolian sand deposition: a review. - In: Journal of Quaternary Science. - London 3, 1. - S. 69 - 83

KOZARSKI, STEFAN 1978: Das Alter der Binnendünen in Mittelwestpolen. - In: Nagl, H.: Beiträge zur Quartär- und Landschaftsforschung; Festschrift zum 60. Geburtstag von Julius Fink. - Wien. - S. 291 - 305

KOZARSKI, STEFAN 1990: Pleni- and Late Vistulian Aeolian Phenomena in Poland: new data and interpretations. - In: Acta Geogr. Debrecina

KOZARSKI, STEFAN 1991: Late Vistulian (= Weichselian) and Holocene Aeolian Phenomena in Central and Northern Europe. - In: Zeitschrift für Geomorphologie. - Berlin und Stuttgart, Neue Folge, Supplement Band 68.



KOZARSKI, STEFAN 1992: Eine auf der Radiokarbonmethode basierende Abschätzung der Rückzugschronologie des letzten Inlandeises in Nordpolen. - In: Billwitz, Konrad; Jäger, Klaus-Dieter; JANKE, Wolfgang (Hrsg.): Jungquartäre Landschaftsräume zwischen Atlantik und Tienschan. - Berlin. - S. 16 - 21 (Festschrift Heinz Kliewe)

KOZARSKI, STEFAN; NOWACZYK, BOLESŁAW; ROTNICKI, KAROL; TOBOLSKI, KAZIMIERZ 1969: The eolian phenomena in west-central Poland with special reference to the chronology of phases of eolian activity. - In: Geographia Polonica. - Warszawa 17. - S. 231 - 248

KOZARSKI, STEFAN; NOWACZYK, BOLESŁAW 1990A: Lithofacies variation and chronostratigraphy of late vistulian and holocene aeolian phenomena in northwestern Poland. - In: Abstracts of papers for the International Symposium (vom 14.-18.5.1990 in Rogi, Polen): Late Vistulian and Holocene Aeolian Phenomena in Central and Northern Europe. - Univ. Poznan, S. 17

KOZARSKI, STEFAN; NOWACZYK, BOLESŁAW 1990B: Late Vistulian and Holocene Aeolian Phenomena in Central and Northern Europe. - Guide-book of excursions for the International Symposium (vom 14.-18.5.1990 in Rogi, Polen). - Univ. Poznan, 21 S.

KOZARSKI, STEFAN; NOWACZYK, BOLESŁAW: The late quaternary climate and human impact on aeolian processes in Poland. - In: Zeitschrift für Geomorphologie N.F., Berlin/Stuttgart (1991), Suppl.-Bd. 83, S. 29 - 37

KRAMER, SIEGLIND 1956: Eine Riemenzunge vom Burgwall bei Luckenwalde, Bezirk Potsdam. - In: Ausgrabungen und Funde. - Berlin 1, 1. - S. 31 - 32

KRAUSCH, HEINZ-DIETER 1964: Die Wälder der früheren Herrschaft Baruth gegen Ende des 16. Jahrhunderts. - In: Jahrbuch für brandenburgische Landesgeschichte. - Berlin 15. - S. 22 - 49

KRAUSCH, HEINZ-DIETER 1968: Die Sandtrockenrasen (Sedo-Scleranthetea) in Brandenburg. - In: Mitteilungen der Floristisch-soziologischen Arbeitsgemeinschaft. - Todenmann/Rinteln N.F.Heft 13. - S. 71 - 100

KRETSCHMER, HERMANN; ARNDT, KONRAD; MÜLLER, HANNA M. 1971: Untersuchungen an Dünen im Gebiet des Dänengrunds bei Zempin (Usedom). - In: Petermanns Geogr. Mitt. - Gotha 115, 1. - S. 9 - 15

KRUMBEIN, W.C.; PETTIJOHN, F.J.: Manual of sedimentary petrology. - New York

KRYGOWSKI, B. 1958: Niektóre dane o piaskach wydmy srodladowych na terenie Polski i obszarow Przyleglych. (Zusammenfassung: Quelques données sur les sables de dunes continentales.). - In: Galon, R.: Wydmy srodladowe Polski, Polski towarzystwo Geograficzne. - Warszawa, S. 73 - 86

KUBIĚNA, W. L. 1953: Bestimmungsbuch und Systematik der Böden Europas. - Stuttgart - Tafel XIX, 1. Bild und S. 267

KÜHNE, F. 1927/28: Terrassen und Dünen des Stausee-Gebietes zwischen Randow- und Odermündung. - In: Jahrbuch der Preußischen Geologischen Landesanstalt. - Berlin 48(1927/28). - S. 285 - 293

LANGE, ELSBETH; İLLIG, HUBERT; İLLIG, JÜRGEN; WETZEL, GÜNTER 1978: Beiträge zur Vegetations- und Siedlungsgeschichte der nordwestlichen Niederlausitz. - In: Abhandlungen und Berichte des Naturkundemuseums Görlitz. -Leipzig 52, 3. - S. 1 - 80

LEHMANN, RICHARD 1963: Die Geschichte der Niederlausitz. - Berlin.

- LEMBKE, HERBERT 1939: Das Alter der norddeutschen Binnendünen. - In: Deutsche Geographische Blätter. - Bremen 42, 1/4. - S. 87 - 96
- LEMBKE, HERBERT 1965: Probleme des Geschiebedecksandes im Jung- und Altmoränengebiet. - In: Berichte der Geol. Gesellschaft der DDR. - Berlin 10. - S. 721 - 726
- LEMBKE, HERBERT; MARKUSE, GERHARD; NITZ, BERNHARD 1969: Periglaziäre Decken. Exkursion 6, 3. Punkt: Bereich Buckow (Pritzhagener Forst) - In: Exkursionsführer der 9. Hauptversammlung der Geogr. Gesellschaft der DDR. - Berlin, S. 46 - 48
- LEMBKE, HERBERT; ALTERMANN, MANFRED; MARKUSE, GERHARD; NITZ, BERNHARD 1970: Die periglaziäre Fazies im Alt- und Jungmoränengebiet nördlich des Lößgürtels. - In: Periglazial-Löß-Paläolithikum im Jungpleistozän der DDR. = Ergänzungsheft Nr. 274 zu Petermanns Geogr. Mitt. - Gotha/Leipzig. - S. 213 - 268
- LIEDTKE, HERBERT 1956/57: Beiträge zur geomorphologischen Entwicklung des Thorn-Eberswalder Urstromtales zwischen Oder und Havel. - In: Wissenschaftliche Zeitschrift der Humboldt-Universität. - Berlin, Math.-nat.Reihe VII, 6. - S. 3 - 49
- LIEDTKE, HERBERT 1957/58: Einige Beobachtungen an norddeutschen Dünen. - In: Wissenschaftliche Zeitschrift der Humboldt-Universität. - Berlin, Math.-nat.Reihe VII, 4. - S. 445 - 448
- LIEDTKE, HERBERT 1981: Die nordischen Vereisungen in Mitteleuropa. - Trier, 1981. - 307 S. (Forschungen zur deutschen Landeskunde, Band 204).
- LIES, H. 1956: Ein bronzezeitlicher Totenhügel in Menz, Kreis Burg. - In: Jahresschrift für mitteldeutsche Vorgeschichte. - Berlin, 39. - S. 115 - 162 und 40(1957). - S. 128 - 160
- LINKE, MAX: Ein weiterer Beitrag zur Frage der Altersstellung der Binnendünen. - In: Hercynia. - Leipzig 5(1968). - S. 420 - 436
- LITT, THOMAS; KOHL, GÜNTHER; GÖRSDORF, JOCHEN; JÄGER, KLAUS-DIETER 1987: Zur Datierung begrabener Böden in holozänen Ablagerungsfolgen. - In: Jahresschrift für mitteldeutsche Vorgeschichte. - Berlin 70. - S. 177 - 191
- LÖSCHER, MANFRED; HAAG, THOMAS 1989: Zum Alter der Dünen im nördlichen Oberrheingraben bei Heidelberg und zur Genese ihrer Bänderparabraunerden. - In: Eiszeitalter und Gegenwart. - Hannover 39, S. 98 - 108
- LOŽEK, VOJEN 1965: Das Problem der Lößbildung und die Lößmollusken. - In: Eiszeitalter und Gegenwart. - 16, S. 61 - 75
- LOŽEK, VOJEN 1966: Boden. - In: Filip, J. (Hrsg.): Enzyklopädisches Handbuch zur Ur- und Frühgeschichte Europas. -Prag und Stuttgart, Band 1 (1966). - S. 134
- LOUIS, HERBERT 1928/29: Die Form der norddeutschen Bogendünen. - In: Zeitschr. für Geom. - Berlin und Stuttgart 4(1928/29). - S. 7 - 32
- LUNDQVIST, J.; MEJDAHL, V. 1987: Thermoluminescence dating of eolian sediments in central Sweden. - In: Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar. - Stockholm 109(1987). - S. 147 - 158
- MAARLEVELD, G. C. 1960: Wind directions and cover sands in the Netherlands. - In: Biul.Peryglacj. - 8(1960). - S.49 - 58



MAARLEVELD, G. C. 1976: Periglacial phenomena and the mean annual temperature during the Last Glacial Time in the Netherlands. - In: Biul. Peryglacj. - Warschau, 26(1976). - S. 57 - 78

MAARLEVELD, G. C.; SCHANS, R. P. VAN DER 1961: De dekzandmorfologie van de Gelderse Vallei. - In: Tijdschrift van het Koninklijk Nederlands Aardrijkskundig Genootschap. - 78(1961), S. 22 - 34

MAAS, H. 1952: Die geologische Geschichte der westfälischen Dünen auf Grund der Bodenbildungen. Münster, Univ., Dissertation.

MAGALOWSKI, GEORG; NOWEL, WERNER 1982: Untersuchungen an Binnendünen in der Umgebung von Cottbus und Beziehungen zur Besiedlungsgeschichte dieses Raumes. - In: Zeitschrift für geologische Wissenschaften. - Berlin 10, 6. - S. 829 - 843

MANIKOWSKA, BARBARA: Late vistulian and holocene aeolian pedostratigraphy and relief evolution in central Poland. - In: Abstracts of papers for the International Symposium (vom 14.-18.5.1990 in Rogi, Polen): Late Vistulian and Holocene Aeolian Phenomena in Central and Northern Europe. - Univ. Poznan, , S. 19

MARCINEK, JOACHIM 1961: Über die Entwicklung des Baruther Urstromtales zwischen Neiße und Fiener Bruch. Ein Beitrag zur Urstromtaltheorie. - In: Wiss. Zeitschr. der Humboldt-Universität zu Berlin. - Math.-Nat. Reihe 10, 1. - S. 13 - 46

MARCINEK, JOACHIM; NITZ, BERNHARD 1973: Das Tiefland der Deutschen Demokratischen Republik - Leitlinien seiner Oberflächengestaltung. - Gotha und Leipzig.

MARKUSE, GERHARD 1958: Das Randow-Bruch. - Universität Greifswald, Diplomarbeit. - Greifswald, S. 7 - 18

MARKUSE, GERHARD 1984: Reliefformen, Bodeneisbildungen, Thermokarst und Thermoerosion. - In: MARKUSE, G. UND ZIMM, A.: Geographie der Sowjetunion. - Gotha. - S. 38 (Studienbücherei Geographie, Band 8).

MARKUSE, GERHARD; NITZ, BERNHARD 1970: Weichselzeitliche Periglazialserien an Talhängen [südlich von Baruth]. -In: Periglazial-Löß-Paläolithikum im Jungpleistozän der DDR. = Ergänzungsheft Nr. 274 zu Petermanns Geogr. Mitt. - Gotha/Leipzig. - S. 223 - 232

MAUDREI, FRANZ 1968: Geomorphologische, stratigraphische und paläogeographische Untersuchungen im Pleistozän des Niederen Fläming. - 82 S., 26 Anl. - Berlin, Humboldt-Univ., Math.-Nat. Fakultät, Diss A.

MENKE, BURCHARD 1992: Jungpleistozäne Bistratotypen in Norddeutschland. - Manuskriptdruck.

MEYER, H. 1981: Zur Klimastratigraphischen und morphogenetischen Auswertbarkeit von Flugdecksandprofilen im Norddeutschen Altmoränengebiet - Erläutert an Beispielen aus der Kellenberg Endmoräne (Landkreis Diepholz). -In: LIEDTKE, HERBERT (Hrsg): Beiträge zur Glazialmorphologie und zum periglaziären Formenschatz. - Paderborn. - S. 21 - 30

MÖHRICKE, MICHAEL 1989: Beiträge zu Problemen jungquartärer Talgenese im Dahme-Einzugsgebiet oberhalb von Märkisch Buchholz. - Eine Untersuchung zur Landschafts- und Gewässerentwicklung im Übergangsbereich zwischen Alt- und Jungmoränenlandschaft im Tiefland der DDR. - Berlin, Humboldt-Universität, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Fakultät. - Dissertation (A), 87 S.

MOORE, P. D.; WEBB, J. A. 1978: An illustrated guide to Pollen Analysis. - London. - 133 S.

- MOURIK, JAN VAN 1985: Een eeuwen jong podzolprofiel op de Schaijksche Heide palynologisch bekeken. - In: KNAG Geografisch Tijdschrift. - Amsterdam 19. - S. 105 - 112
- MOURIK, JAN VAN 1987: Het stuifzand van Heeswijk-Dinther. - In: Geografisch Tijdschrift. - 21, S. 327 - 337
- MOURIK, JAN VAN (HRSG.) 1988: Landschap in beweging. Ontwikkeling en bewoning van een stuifzandgebied in de Kempen. - Amsterdam - 191 S.
- MOURIK, JAN VAN; LIGTENDAG, W.A. 1988: De overstoven enk van Nabbegat (gemeente Zeeland). - In: K.N.A.G. Geografisch Tijdschrift 22, 5. - S. 412 - 420
- MÜCKE, ERWIN; LINKE, MAX 1967: Zur Dünenbildung in der südöstlichen Altmark. - In: Hercynia. - Leipzig 4, S. 426 - 438
- MÜCKENHAUSEN, EDUARD; SCHARPENSEEL, H. W.; PIETIG, F. 1968: Zum Alter des Plaggeneschs. - In: Eiszeitalter und Gegenwart. - Öhringen/Württemberg 19, S. 190 - 196
- MÜLLER, HANNA 1971: Untersuchungen zur holozänen Vegetationsentwicklung südlich von Berlin. - In: Petermanns Geographische Mitteilungen. - Gotha 115, - S. 37 - 45
- MÜLLER, HANNA; KOPP, DIETRICH; KOHL, GÜNTHER 1971: Pollenanalytische Untersuchungen zur Altersbestimmung von Humusaufgaben einiger Bodenprofile im subkontinentalen Tieflandgebiet der DDR. - In: Petermanns Geographische Mitteilungen. - Gotha 115. - S. 25 - 36
- MYCIELSKA-DOWGIALLO, ELZBIETA; KRZYWOBLOCKA-LAUROW, ROZA 1974: The microrelief of quartz grain surface from fluvial and dune sands. - In: Annales de la société géologique de pologne. - Krakow, 44, 2/3, S. 238 - 254
- MUNSELL SOIL COLOR CHARTS 1954. - Baltimore, Maryland/U.S.A., 14 Farb-Aufnahmen
- NIEDERMEYER, RALF-OTTO; KLIEWE, HEINZ; JANKE, WOLFGANG 1987: Die Ostseeküste zwischen Boltenhagen und Ahlbeck. -Gotha, S. 23 - 24
- NIEMEIER, G. 1972: Die Problematik der Altersbestimmung von Plaggenböden. - In: Erdkunde. - Bonn 26, S. 196 - 208
- NIESSEN, AUGUSTA; KOSTER, EDUARD; GALLOWAY, JOHN 1984: Periglacial sand dunes and eolian sand sheets; an annotated bibliography. - Menlo Park, California, United States Geological Survey -Department of the interior, open-file report 84-167, - 61 S.
- NITZ, BERNHARD 1965: Windgeschliffene Geschiebe und Steinsohlen zwischen Fläming und Pommerscher Eisrandlage. -In: Geologie. - Berlin 14, 5/6. - S. 686 - 698
- NITZ, BERNHARD; MARKUSE, GERHARD 1967: Periglaziale Hangablagerungen bei Klein-Ziescht. - In: Kurzreferate und Exkursionsführer 6.-9. 9. 1967 der Dt. Gesellschaft Geol. Wiss., Sektion Quartärgeologie. - Berlin -unveröffentlicht
- NITZ, BERNHARD 1969: Geomorphologische Verhältnisse im Bereich der Brandenburger Eisrandlage bei Teupitz und Baruth. - In: Berlin - Die Hauptstadt der DDR und ihr Umland. - Gotha/Leipzig 10. - S. 152
- NOACK, STEFAN 1965: Geomorphologische Kartierung der Binnendünen des Südostraumes der DDR. - 103, 1 Bl. - Halle, Martin-Luther-Univ., Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät, Diss. A.



NOACK, STEFAN 1966: Zu Fragen der Formgestaltung Norddeutscher Binnendünen. - In: Wissenschaftliche Zeitschrift Univ. Halle. - Halle 15. - S. 67 - 73

NORMANN, OLAF.; QUICKER, RALF 1988: Äolische Akkumulationskörper im Bereich des NSG "Ostufer der Müritz". - 72 S., 14 Bl. - Berlin, Humboldt-Universität, Sektion Geographie, Bereich Physische Geographie, Diplomarbeit.

NOWACZYK, BOLESŁAW 1976: Eolian cover sands in Central-West Poland. - In: Quaestiones Geographicae. - Poznan 3. - S. 57 - 77

NOWACZYK, BOLESŁAW 1986: Wiek wydm, ich cechy granulometryczne i strukturalne a schemat cyrkulacji atmosferycznej w Polsce w poznym Vistulianie i Holocene (The age of dunes, their textural and structural properties against atmospheric circulation pattern of Poland during the Late Vistulian and Holocene). - Dissertation Universität Poznan. - Poznan, - 245 S.

NOWEL, WERNER; ATANASOW, OGNJAN; ERD, KLAUS 1972: Neue Ergebnisse zur Dünenbewegung im Baruther Urstromtal. Geologische Untersuchung einer Sandlagerstätte im Raume Cottbus. - In: Zeitschrift für angewandte Geologie. -Berlin 18, 9. - S. 410 - 418

NOWEL, WERNER 1982: Die geologische Entwicklung des Bezirkes Cottbus, Teil III: Das Quartär. - Natur und Landschaft im Bezirk Cottbus. - Cottbus 4. - S. 3 - 38; 5. - S. 3 - 26: 1 Faltbeilage

NOWEL, WERNER 1986: Geologische Geschichte der "Merzdorfer Alpen". - In: Natur und Landschaft im Bezirk Cottbus. -Cottbus 8. - S. 59 - 67

NOWEL, WERNER 1991: Eine neue quartärgeologische Übersichtskarte des ehemaligen Bezirkes Cottbus im Maßstab 1 : 200.000 - In: Petermanns Geogr. Mitt. - Gotha, 135, 1. - S. 67 - 72

PERNAROWSKI, L. 1958: Z badan nad wydmami Dolnego Slaska. (Zusammenfassung: Les recherches sur les dunes de la Basse Silésie). - In: Galon, R.: Wydmy srodladowe Polski. - Polski towarzystwo Geograficzne. - Warschau, S. 171 - 199

PLICHT, J. VAN DER; MOOK, W.G.; HASPER, H. 1987: Automatic calibration of radiocarbon dates. - 2<sup>nd</sup> International Symposium on Archaeology and <sup>14</sup>C. - Groningen

POSER, HANS 1948: Äolische Ablagerungen und Klima des Spätglazials in Mittel- und Westeuropa. - In: Die Naturwissenschaften. - Berlin/Göttingen/Heidelberg 35, 9/10. - S. 269 - 276, 307 - 312

POSER, HANS 1950: Zur Rekonstruktion der Spätglazialen Luftdruckverhältnisse in Mittel- und Westeuropa auf Grund der Vorzeitlichen Binnendünen. - In: Erdkunde. - Bonn 4, 1/2. - S. 81 - 88

PYRITZ, EWALD 1972: Binnendünen und Flugsandebenen im Niedersächsischen Tiefland. - In: Göttinger Geographische Abhandlungen. - Göttingen 61, 153 S.

RAUPACH, FRIEDRICH VON; UTESCHER, KURT 1952: Eine geologische und bodenkundliche Untersuchung des Hellers bei Dresden als Grundlage für seine zukünftige naturnahe Gestaltung. - In: Geologie. - Berlin 1, S. 147 -165.

REINBACHER, ERWIN 1956: Bearbeitung des latènezeitlichen Urnenfriedhofes Börnicke, Kreis Nauen. - In: Ausgrabungen und Funde. - Berlin 1, 1. - S. 26

REINBACHER, ERWIN 1957: Zwei Stielspitzen von Berlin-Biesdorf. - In: Ausgrabungen und Funde. - Berlin 2, 4. -S. 163

REINBACHER, ERWIN 1963: Börnicke - Ein ältereisenzeitlicher Urnenfriedhof im Havelland, Teil I. - Berlin, -86 S. (Schriften der Sektion Vor- und Frühgeschichte der Deutschen Akademie der Wissenschaften zu Berlin, Nr. 14)

REINHARD, H. 1956: Küstenveränderungen und Küstenschutz der Insel Hiddensee. - Berlin - S. 16

REUTER, GERHARD 1955: Bodenkundliche Untersuchungen in Wahlitz (Vorläufige Mitteilung). - In: Beiträge zur Frühgeschichte der Landwirtschaft II. - Berlin, S. 59 - 66

REUTER, GERHARD 1962: Gelände- und Laborpraktikum der Bodenkunde. - Berlin

REUTER, GERHARD 1963: Herstellung und Auswertung von Bodendünnschliffen. - In: Wissenschaftlich-Technischer Informationsdienst des Zentralen Geologischen Institutes. - Berlin, 4, Sonderheft 10. - S. 73 - 77

RICHTER, G. 1961: Eine Dünengrabung in der Elbniederung bei Fischbeck, Kreis Havelberg. - In: Ausgrabungen und Funde. - Berlin 6. - S. 13 - 15 (mit Tafel 2e)

RICHTER, R. 1958: Ein Besuch in der Glashütte bei Baruth. - In: Heimatkalender Kreis Zossen. - Zossen -S. 43 - 46

RICHTER, HANS; HAASE, GÜNTER; LIEBEROTH, IMMO; RUSKE, RALF 1970: Periglazial-Löß-Paläolithikum im Jungpleistozän der Deutschen Demokratischen Republik. - Gotha/Leipzig, 422 S.

ROCHOW, ERHARD 1960: Die Vegetationsverhältnisse der Forstorte "Stärtchen" und "Freibusch" im Baruther Urstromtal östlich Luckenwalde. - In: Wiss. Zeitschr. der Pädagogischen Hochschule Potsdam. - Potsdam, Math.-Nat. Reihe 6, 1/2, S. 131 - 146

ROESCHMANN, GÜNTER; EHLERS, JÜRGEN; MEYER, BRUNK; ROHDENBURG, HEINRICH 1982: Paläoböden in Niedersachsen, Bremen und Hamburg. - In: Geol. Jahrbuch. - Hannover, F14. - S. 255 - 309

ROSENTRÄGER, H. 1968: Zur Eignung des Bodenprofils für die Beurteilung der äolischen Bodenerosion. - Wiss. Zeitschr. der Humboldt-Univ. zu Berlin. - Berlin Math.-Nat. Reihe 17, 2, S. 231 - 234

ROTHMALER, WERNER 1955: Die neolithischen Getreidefunde von Wahlitz aus den Jahren - In: Beiträge zur Frühgeschichte der Landwirtschaft II. - Berlin - S. 35 - 48

RUEGG, GERARD 1981: Sedimentary features and grain size of glacio-fluvial and periglacial Pleistocene deposits in The Netherlands and adjacent parts of Western Germany. - In: Verhandlungen naturwissenschaftliche Ver. Hamburg. - Hamburg 24. - S. 133 - 154

RUEGG, GERARD 1983: Periglacial eolian evenly laminated sandy deposits in the Late Pleistocene of North-West Europe, a facies unrecorded in modern sedimentological handbooks. - In: Eolian Sediments and Processes (editors M.E. Brookfield and T.S. Ahlbrandt). - Amsterdam. - S. 455 - 482

RUTTEN, M.G. 1954: Deposition of coversand and loess in The Netherlands. - In: Geologie en Mijnbouw. - Haarlem, 16. - S. 127 - 129

RUTIN, J. 1983: Erosional processes on a coastal sand dune, De Blink, Noordwijkerhout, The Netherlands. Dissertatie Universiteit van Amsterdam. Publicaties van het Fysisch Geografisch en Bodemkundig Laboratorium van de U.v.A., 35, 144 S.

SCHALLON, H. 1956: Verbreitung und Lagerung des Wiesenkalkes bei Schönwalde. - Zwickau, Berging.-schule Georgius Agricola.

SCHANZE, A. 1968: Binnendünenbildung südlich von Weißwasser. - In: Geologie. - Berlin 17, 4. - S. 473 - 474

SCHARPENSEEL, H. W.; TAMERS, M. A.; PIETIG, F. 1968: Altersbestimmung von Böden durch die Radiokohlenstoffdatierungsmethode. I. Methode und vorhandene <sup>14</sup>C-Daten. - In: Zeitschrift für Pflanzenernährung, Düngung und Bodenkunde. - Weinheim 119 - S. 34 - 44

SCHEFFER, F.; MEYER 1963: Archäologische und bodenkundliche Forschung. - In: Neue Ausgrabungen und Forschungen in Niedersachsen. - Hildesheim, Band 1, S. 16

SHELLING, J. 1957: Herkunft, Aufbau und Bewertung der Flugsande im Binnenlande. - In: Erdkunde. - Bonn 11. -S. 129 - 135

SCHLAAK, NORBERT 1992: Studie zur Landschaftsgenese im Raum Nordbarnim und Eberswalder Urstromtal. - Berlin, Humboldt-Universität, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Fakultät. - Dissertation (A).

SCHLAAK, NORBERT 1993: Studie zur Landschaftsgenese im Raum Nordbarnim und Eberswalder Urstromtal. - Berliner Geographische Arbeiten. - Fachbereich Geographie der Humboldt-Universität zu Berlin. - Berlin 76. - S. 1 - 145

SCHMIDT, BERNHARD 1963: Kaiserzeitliche, völkerwanderungszeitliche und frühmittelalterliche Gräber bei Farsleben, Kreis Wolmirstedt. - In: Ausgrabungen und Funde. - Berlin 8. - S. 49 - 52

SCHMIDT, ROLF 1966: Löß, Sandlöß und Treibsand in der Großenhainer Pflege. - In: Sächsische Heimatblätter - Dresden 12, 1. - S. 17 - 26

SCHNEIDER, H. 1963: Die Verwendung von verdünntem "Epilox" zum Härten von Gesteinsproben. - In: Wissenschaftlich-Technischer Informationsdienst des Zentralen Geologischen Institutes. - Berlin, 4, Sonderheft 10. - S. 81 - 84

SCHOLZ, EBERHARD 1962: Eiszeitliche Formen und Ablagerungen bestimmen die Oberfläche der brandenburgische Bezirke. - In: Beiträge zur Erdgeschichte und Landschaftsentwicklung der Mark. - Potsdam 1, - S. 25 - 66 (Veröffentlichungen des Bezirksheimatmuseum Potsdam)

SCHOLZ, EBERHARD 1971: Bemerkungen zur Geom. Übersichtskarte der Bezirke Potsdam, Frankfurt/Oder und Cottbus im Maßstab 1 : 500.000. - Geogr. Berichte. - Gotha/Leipzig 16. - S. 203 - 216

SCHÖNEICH, RUDOLF 1979: Die Wanderdüne bei Stixe (Neuhauser Elbdünen) als Naturschutzgebiet im Kreise Hagenow. -In: Naturschutzarbeit in Mecklenburg. - Greifswald 22, 2. - S. 50 - 54 und 24, 2. - S. 65 - 66

SCHULDT, EWALD 1959: Ein Urnenfriedhof der frühen Eisenzeit von Haar, Kreis Hagenow. - In: Ausgrabungen und Funde. - Berlin, 4, 4. - S. 191 - 197

SCHULZ, HEINZ 1956: Der Geschiebedecksand als spätglaziale Wanderschuttdecke im brandenburgischen Jung- und Altmoränengebiet. - In: Peterm. Geogr. Mitt. - Gotha, 100, 1. - S. 16 - 28

SCHULZ, HEINZ; NITZ, BERHARD 1965: Periglaziale Deckenbildungen nördlich der Lößzone. - In: Die Weichsel-Eiszeit auf dem Gebiet der Deutschen Demokratischen Republik. - Berlin. - S. 149 - 158

SCHULZ, HORST 1962: Entwicklung und Werdegang der Nordöstlichen Heide Mecklenburgs. - Rostock, Wilhelm-Pieck-Univ., Mathematisch-naturwissenschaftliche Fakultät. - 123 S.

- SCHULZ, WERNER 1959: Die Hügellandschaft im Naturschutzgebiet "Dünenzug am Recknitzufer" bei Laage. - In: Arch. Freunde Naturgesch. Mecklenburg. - Rostock 5. - S. 379 - 395
- SCHULZE, T. 1954: Pollenanalytische Untersuchungen in der Oberlausitzer Heide. - In: Abhandlungen und Berichte des Naturkundemuseums Görlitz. - Görlitz 34, 1. - S. 111 - 115
- SCHULZE, T.; GLOTZ, E. 1955: Das Gehängemoor bei Tränke (Oberlausitzer Heide). Eine geomorphologische, pollenanalytische und pflanzensoziologische Betrachtung. - In: Abhandlungen und Berichte des Naturkundemuseums Görlitz. - Görlitz 35. - S. 145 - 162
- SCHWABEDISSEN, HERMANN 1954: Die Federmesser-Gruppen des nordwesteuropäischen Flachlandes. Zur Ausbreitung des Spät-Magdalénien. - Neumünster - S. 31 - 39
- SCHWAN, JACQUES 1986: The origin of horizontal alternating bedding in Weichselian aeolian sands in northwestern Europe. - In: Sedimentary Geology. - Amsterdam 49, 1/2. - S. 73 - 108
- SCHWAN, JACQUES 1987: Sedimentologic characteristics of a fluvial to aeolian succession in Weichselian Talsand in the Emsland (F.R.G.). - In: Sedimentary Geology. - Amsterdam 52, 3/4. - S. 273 - 298
- SCHWAN, JACQUES 1988: The structure and genesis of Weichselian to Early Holocene aeolian sand sheets in western Europe. - In: Sedimentary Geology. - Amsterdam 55, 3/4. - S. 197 - 232
- SCHWAN, JACQUES 1988: Sedimentology of coversands in Northwestern Europe: a study on weichselian to early holocene aeolian sand sheets in England, The Netherlands and the Federal Republic of Germany. - Diss. Vrije Univ. zu Amsterdam, Utrecht, 137 S.
- SCHWAN, JACQUES 1989: Grain fabrics of natural and experimental low-angle aeolian sand deposits. - In: Geologie en Mijnbouw. - Haarlem, 68. - S. 211 - 219
- SEELER, ADOLF 1962: Beiträge zur Morphologie norddeutscher Dünengebiete und zur Darstellung des Dünenreliefs in topographischen Karten. - 202 S., 16 gez. Bl. - Greifswald, Ernst-Moritz-Arndt-Univ., Math.-Nat. Fakultät, Diss. A.
- SIEBERTZ, HELMUT 1988: Die Beziehung der äolischen Decksedimente in Nordwestdeutschland zur nördlichen Lößgrenze. - In: Eiszeitalter und Gegenwart. - Hannover 38. - S. 106 - 114
- SINDOWSKI, KARL-HEINZ 1956: Korngrößen- und Kornformen-Auslese beim Sandtransport durch den Wind (nach Messungen auf Norderney). - In: Geologisches Jahrbuch. - Hannover 71. - S. 517 - 526
- SINDOWSKI, KARL-HEINZ 1957: Die synoptische Methode des Kornkurven-Vergleiches zur Ausdeutung fossiler Sedimentationsräume. - In: Geol. Jahrbuch. - Hannover 73, 10. - S. 235 - 273
- SINGHVI, A.K.; SHARMA, Y.P. UND AGRAWAL, D.P. 1982: Thermoluminescence dating of sand dunes in Rajasthan, India. - In: Nature, 295, S.313 - 315
- SOKOLOW, N.A. 1892: Die Dünen. Bildung, Entwicklung und innerer Bau. - Berlin - 298 S.
- SOLGER, FRIEDRICH 1905: Über interessante Dünenformen in der Mark Brandenburg. - In: Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft. Monatsberichte. - Berlin.
- SOLGER, FRIEDRICH 1910A: Studien über nordostdeutsche Inlanddünen. - In: Forschung zur Deutschen Landes- und Volkskunde. - Stuttgart 19. - S. 1 - 90





SOLGER, FRIEDRICH 1910B: Die norddeutschen Inlanddünen. - In: SOLGER, FRIEDRICH; GRAEBNER, P; THIENEMANN, J; SPEISER, P; SCHULZE, F: Dünenbuch. Werden und Wandern der Dünen, Pflanzen- und Tierleben auf den Dünen, Dünenbau. - Stuttgart - S. 157 - 182

SOLGER, FRIEDRICH 1935: Großformen in Norddeutschland. - In: Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft. -Stuttgart 87.

SOLGER, FRIEDRICH 1960: Das Dünengelände von Dabendorf. - In: Heimatkalender für den Kreis Zossen. - Zossen 3. - S. 142 - 146

SOLGER, FRIEDRICH 1965: Zur methodischen Behandlung der Geschiebedecksandfrage. - In: Berichte der Geol. Gesellschaft in der DDR. - Berlin 10, 6. - S. 727 - 738

STÖPEL, CHRISTA 1969: Periglaziale Anlage und anthropogene Formenveränderung von Dünen im Gebiet östlich von Baruth. - 68, 5 Bl. - Berlin, Humboldt-Univ., Sektion Geographie, Diplomarbeit.

STRAKA, HERBERT 1975: Pollen- und Sporenkunde. Eine Einführung in die Palynologie. - Stuttgart - 238 S. (Grundbegriffe der modernen Biologie, Band 13)

TRASK, P. D. 1932: Origin and environment of source sediments of petroleum. - Houston. - 323 S.

TÜXEN, R. 1955: Brandspuren in Heideböden. - Die Kunde. - Hannover, Neue Folge 6, 3-4

VANDEBERGHE, J. UND GULLENTOPS, F. 1977: Contribution to the stratigraphy of the Weichsel Pleniglacial in the Belgian coversand area. - In: Geologie en Mijnbouw. - Haarlem, 56, S. 123 - 128

VANDEBERGHE, J. 1981: Weichselian stratigraphy in the Southern Netherlands and Northern Belgium. - In: Quaternary studies in Poland. - Warschau 3. - S. 111 - 118

VANDEBERGHE, J. UND KROOK, L. 1981: Stratigraphy and genesis of Pleistocene deposits at Alphen (southern Netherlands). - In: Geologie en Mijnbouw. - Haarlem, 60, S. 417 - 426

VANDEBERGHE, J. 1983: Late Weichselian River Dune Formation Grote Nete Valley, Central Belgium. - In: Zeitschr. für Geomorphologie N.F. - Berlin und Stuttgart, Suppl.-Band 45. - S. 251 - 263

VANDEBERGHE, J. 1985: Paleoenvironment and stratigraphy during the Last Glacial in the Belgian-Dutch border region. - In: Quaternary Research. - 24. - S. 23 - 38

VANDEBERGHE, J. 1991: Changing conditions of aeolian sand deposition during the last deglaciation period. - In: Zeitschrift für Geomorphologie N.F. - Berlin und Stuttgart, Suppl.-Band 90. - S. 193 - 207

VERSTAPPEN, H. TH. 1972: On dune types, families and sequences in areas of unidirectional winds. - In: Hans-Poser-Festschrift. Göttinger Geographische Abhandlungen. - Göttingen 60. - S. 341 - 354

VIERHUFF, H. 1967: Untersuchungen zur Stratigraphie und Genese der Sandlößvorkommen in Niedersachsen. - Mitteilungen des Geol. Inst. der TH Hannover 5, 99 S.

VOIGT, THEODOR 1955: Bericht über die Grabung Wahlitz 1951 und 1952. - In: Beiträge zur Frühgeschichte der Landwirtschaft II. - Berlin, Wiss. Abh. 15. - S. 93 - 103

VOIGT, THEODOR 1957: Die Ergebnisse der Ausgrabungen in Wahlitz 1953/1954. - In: Beiträge zur Frühgeschichte der Landwirtschaft III. - Berlin, Wiss. Abh. - S. 150 - 160

- VOSSMERBÄUMER, HERBERT 1976: Granulometrie quartärer äolischer Sande in Mitteleuropa - ein Überblick. - In: Zeitschr. für Geomorphologie. - Berlin und Stuttgart, Neue Folge 20, 1. - S. 78 - 96
- WAGNER, GÜNTHER A. UND ZÖLLER, LUDWIG 1987: Thermolumineszenz: Uhr für Artefakte und Sedimente. - In: Physik in unserer Zeit. - Weinheim, 18, 1, S. 1 - 9
- WAGNER, GÜNTHER A. UND ZÖLLER, LUDWIG 1989A: Thermoluminescence dating applied to paleosols. - In: Quaternary International. - Pergamon Press, 1, S. 61 - 64
- WAGNER, GÜNTHER A. UND ZÖLLER, LUDWIG 1989B: Neuere Datierungsmethoden für geowissenschaftliche Forschungen. Unter besonderer Berücksichtigung der Thermolumineszenz. - In: Geographische Rundschau. - 41, 9, S. 507 - 512
- WAHNSCHAFFE, FELIX 1909: Der Dünenzug bei Wilhelmshagen-Woltersdorf. - In: Jahrbuch der Königl. Preuß. Geol. Landesanstalt. - Berlin 30, I. - S. 540 - 548
- WEISSE, ROLF 1969: Die glazialmorphologische Gestaltung im Elbhavelwinkel (mit einer Beilage). - In: Berlin - Die Hauptstadt der DDR und ihr Umland. - In: Wiss. Abh. geogr. Ges. DDR. - Gotha/Leipzig 10. - S. 68
- WERTH, EMIL; KLEMM, K. 1936: Pollenanalytische Untersuchungen einiger wichtiger Dünenprofile und submariner Torfe in Norddeutschland. - In: Botanisches Zentralblatt. - Berlin 55. - S. 95 - 158 (Beiheft 55; Abt. B)
- WESSELY, JOSEF 1873: Der Europäische Flugsand und seine Kultur. - Wien
- WESTHOFF, V. 1947: The vegetation of dunes and salt marshes on the Dutch Islands of Terschelling, Vlieland and Texel. - Diss. Den Haag
- WETZEL, GÜNTER 1974: Steinzeitliche Funde von Polkern, Kreis Osterburg. - In: Jahresschrift der mitteldeutschen Vorgeschichte. - Halle 58. - S. 175 - 248 (Dünenstratigraphie: S. 177 - 179)
- WETZEL, GÜNTER 1979: Ur- und frühgeschichtliche Neufunde im Bezirk Cottbus. - In: Geschichte und Gegenwart Bezirk Cottbus. - Cottbus 13. - S. 155
- WETZEL, GÜNTER 1989: Forschung zur jungsteinzeitlichen und bronzezeitlichen Besiedlung an der Spree zwischen Merzdorf und Uhyst im Tagebau Bärwalde. - In: Braunkohle und Archäologie im Bezirk Cottbus. - Cottbus. - S. 51 - 52
- WILCKENS, OTTO 1928: Die deutschen Binnendünen. - In: Festschrift zur Vierhundertjahrfeier des Alten Gymnasiums zu Bremen. - Bremen. - S. 462 - 476
- WINKELMOLEN, A. M.; VAN DER KNAAP, W.; EYPE, R. 1968: An optical method of measuring grain orientation in sediments. - In: Sedimentology. - 11. - S. 183 - 196
- WOLFF, W. 1926: Erläuterungen zur Geologischen Übersichtskarte der Umgebung von Berlin 1 : 100.000. Berlin.
- WOLLENBERG, KARL-HEINZ 1975: Auszug aus einem Gutachten zum geplanten NSG Schöbendorfer Busch. - Manuskript im Umweltbundesamt Brandenburg in Potsdam (Templiner Str. 21). - 4 S.
- ZAGWIJN, W.H. 1984: The formation of the Younger Dunes on the west coast of The Netherlands (AD 1000 - 1600). - In: Geologie en Mijnbouw. - Haarlem, 63, S.259 - 268.

ŽER, A. 1972: Paleontological Expedition to the lower Kolyma area NE-Siberia - Öffentlicher Vortrag anlässlich des Quartärpaläontologischen Symposiums in Weimar, am 06.09.1972. - Mitschrift von Prof. Dr. K.-D. JÄGER

ZONNEVELD, JAN 1980: Woestijnen uit de lucht gezien. - In: KNAG Geografisch Tijdschrift. - Amsterdam 14. -S. 41 - 53

## **Verzeichnis der geomorphologischen und geologischen Karten**

CEPEK, A. G.; HELLWIG, D. ZWIRNER; LOHDE, H.: Lithofacies-Karte Quartär, Teilkarte: Horizontkarte W-Ho. Maßstab: 1 : 50 000. Blätter: Luckenwalde 2267, Ludwigsfelde 2167, Lübben 2268, Berlin, 1970 - 1973

CEPEK, ALEXANDER G. u. a.: Geologische Karte der DDR im Maßstab 1 : 500.000, Karte der quartären Bildungen. - Berlin, 1973

GELLERT, JOHANNES; SCHOLZ, EBERHARD (HRSG.): Geomorphologische Übersichtskarte 1 : 200 000. Kartenblätter Berlin - Potsdam und Frankfurt - Eberswalde. Mit Erläuterungen, von Hans-Joachim Franz, Rudolf Schneider und Eberhard Scholz. - Gotha/Leipzig, 1970. - 47 S.

KEILHACK, KONRAD: Geologische Übersichtskarte im Maßstab 1 : 200.000. - Berlin, 1921 (Preußische Geologische Landesanstalt). - Blatt 89 (Potsdam) und Blatt 90 (Berlin-Süd).

KEILHACK, KONRAD: Geologische Karte der Provinz Brandenburg im Maßstab 1 : 500.000. - Berlin, 1921 (Preuß. Geol. L.A.)

LIEDTKE, HERBERT: Die nordischen Vereisungen in Mitteleuropa. Farbige Karte im Maßstab 1 : 1.000.000 bei "Forschungen zur deutschen Landeskunde". - Trier, 1981.

NOWEL, WERNER: Eine neue quartärgeologische Übersichtskarte des ehemaligen Bezirkes Cottbus im Maßstab 1 : 200.000 - In: Petermanns Geogr. Mitt. - Gotha, 135(1991)1. - Tafel 3

SCHOLZ, EBERHARD: Geomorphologische Übersichtskarte der Bezirke Potsdam, Frankfurt/Oder und Cottbus, 1 : 500.000. - VEB Hermann Haack, Gotha/Leipzig, 1970

WOLDSTEDT, PAUL: Geologisch-morphologische Übersichtskarte des norddeutschen Vereisungsgebietes im Maßstab 1 : 500.000, mit Erläuterungen. - In: Abhandlungen der Preußischen Geologischen Landesanstalt. - Berlin 46(1935)

## **Verzeichnis der Topographischen Urmeßtischblätter (UMTB)**

UMTB 2178: Paplitz (Ausgabe 1841), UMTB 2179: Baruth (Ausgabe 1841)  
(beide im Besitz der Deutschen Staatsbibliothek zu Berlin, Unter den Linden)

## **Verzeichnis der Topographischen Meßtischblätter (MTB)**

MTB 3746: Zossen

(Herausg. 1902, Nachtr. 1937, Ausg. 1937)

MTB 3845: Schöneweide

(Herausg. 1902, Nachtr. 1940, Ausg. 1951)

MTB 3945: Luckenwalde

(Herausg. 1902, Nachtr. 1940, Ausg. 1941)

MTB 3946: Paplitz

(Herausg. 1902, Nachtr. 1940, Ausg. 1942)

MTB 3947: Baruth

(Herausg. 1902, Nachtr. 1940, Ausg. 1942)

MTB 4047: Golßen

(Herausg. 1904, Nachtr. 1941, Ausg. 1942)

## **Verzeichnis der Geologischen Meßtischblätter (GMTB)**

3745 = Trebbin, 3746 = Zossen, 3846 = Sperenberg, 3943 = Treuenbrietzen, 3944 = Zinna,  
3945 = Luckenwalde, 4049 = Lützen

## **Verzeichnis der Topographischen Karten**

AV = Ausgabe für die Volkswirtschaft

AS = Ausgabe Sicherheit (= Militär-Top. Karten)

NTK = "Neue" Topographische Karten 1 : 10.000 (AV) und

TSP Topographische Stadtpläne 1 : 10.000 (AV)

0908 - 323 = TSP Luckenwalde, Blatt 1 (Nordwest)

- 324 = TSP Luckenwalde, Blatt 2 (Nordost)

- 411 = TSP Luckenwalde, Blatt 3 (Südwest)

- 342 = Jänickendorf ("TSP Luckenwalde, Blatt 4, Südost")

0908 - 413 = Gottow - 414 = Bahnhof Kummersdorf, Gut

- 423 = Kummersdorf, Gut - 424 = Mückendorfer Heide

- 431 = Holbeck - 432 = Stülpe

- 441 = Lynow - 442 = Paplitz

0909 - 313 = Zesch - 314 = Tornow

- 324 = Halbe - 331 = Baruth

- 332 = Dornswalde - 333 = Klasdorf

- 334 = Klasdorf-Glashütte - 342 = Briesen

- 343 = Rietzneuendorf-Friedrichshof

- 344 = Staakow - 413 = Märkisch-Buchholz

1009 - 111 = Sellendorf - 112 = Golßen

- 113 = Sellendorf-Hohendorf

- 114 = Falkenhain

1009 - 121 = Golßen - Prierow - 122 = Waldow-Brand

- 123 = Zützen - 124 = Kassel-Golzig

## **Verzeichnis der Luftbilder**

MTB-Luftfoto 3548 Rüdersdorf (bei Berlin), Hersteller: Hansa Luftbild G.m.b.H. Abt. München, aufgenommen:  
Februar 1939

MTB-Luftbild 3746 Zossen, aufgenommen August 1939 durch die Luftwaffe. Entzerrungsgrundlage: Karte  
1: 25 000

(Beide Luftfotos im Besitz der Deutschen Staatsbibliothek, Preußischer Kulturbesitz, Berlin)