

Paläoökologische Beiträge zur Rekonstruktion der holozänen Vegetations-, Moor- und Flussauenentwicklung im Oberrheintiefland

Inaugural-Dissertation zur Erlangung der Doktorwürde der Fakultät für Forst-
und Umweltwissenschaften der Albert-Ludwigs-Universität Freiburg i. Brsg.

vorgelegt von

Andreas Lechner

Freiburg im Breisgau
2005

Dekan: Prof. Dr. Ernst Hildebrand
Referent: Prof. Dr. Heidulf Müller
Korreferent: Prof. Dr. Albert Reif

Tag der mündlichen Prüfung (Disputation): 09. Februar 2006

Paläoökologische Beiträge zur Rekonstruktion der holozänen Vegetations-, Moor- und Flussauenentwicklung im Oberrheintiefland



Meinen lieben Eltern
Johanna & Bernd Lechner
(† 17. Februar 2006)
und
meinem lieben Großvater
Prof. Dr. phil. habil. Friedmar Kühnert
(† 18. September 2002)
gewidmet.

„Das Land ist, wenn es auch in seinem Aussehen beträchtliche Unterschiede aufweist, insgesamt aber doch entweder durch seine Wälder grauenerregend oder durch Sümpfe grässlich, feuchter, wo es nach Gallien, windiger, wo es nach Noricum und Pannonien hin schaut. Getreide bringt es hervor, Obstbäume jedoch erträgt es nicht.“

(TACITUS, 1. Jh. n. Chr.: Germania.)

„Der Rhein und die klaren Gebürge in der Nähe, die abwechslungsreichen Wälder, Wiesen und Gartenmäßigen Felder, machen dem Menschen wohl und geben mir eine Art Behagens das ich lange entbehre.“

(JOHANN WOLFGANG VON GOETHE in einem Brief von 1779, zitiert in GEIGER et al. 1991, S. 389)

„Der Strich am Rhein ist hier ziemlich menschenleer. Der Strom fließt durch niederes Land, von Waldung und Gebüsch umgeben. Nur hie und da sieht man eine Fischerhütte am flachen Ufer oder ein schmutziges Fischerdorf zwischen den Weiden und Erlen. Man glaubt sich völlig in die Ebenen Norddeutschlands oder in Ungarns Steppen an der Theiß und Donau versetzt; so still, so flach und so wild ist es ringsumher. Nur hie und da steigt ein Reiher oder eine Schnepfe auf, wie denn diese Rheinauen außerordentlich reich an Geflügelwild sind. Reizlos ist eine Nachenfahrt auf dem Rhein hier keineswegs und es weckt der breite, poetische Strom die poetischen Stimmungen gerade genug.“

(AUGUST BECKER 1858: Die Pfalz und die Pfälzer.)

„Wird aber der Rhein rektifiziert, so wird alles längs diesem Strom anders werden; der Mut und die Tätigkeit der Rheinufer-Bewohner wird in dem Verhältnisse steigen, in welchem ihre Wohnungen, ihre Güter und deren Ertrag mehr geschützt seyn werden. Das Klima längs dem Rhein wird durch die Verminderung der Wasserfläche auf beinahe 1/3 durch das Verschwinden der Sümpfe und die damit im Verhältnis stehende Verminderung der Nebel, wärmer und angenehmer und die Luft reiner werden. ...

Es werden trockene Wiesen und Weiden erhalten und es wird die Viehzucht im Allgemeinen, vorzüglich aber die Pferdezucht gewinnen.

Die im Überschwemmungs-Gebiet liegenden Rheinorte werden trockener, nach und nach schöner, die Wohnungen gesünder und die Keller Wasserfrey werden; die Umgebungen dieser Orte und insbesondere die Gärten werden sehr gewinnen und die Obstkultur wird emporkommen; von jedem Ort zum anderen werden gute Wege angelegt und dadurch der Verkehr erleichtert werden.

Die im fruchtbaren Grund und Boden stehenden Waldungen werden ausgestockt, und wenn in einer Gegend das Waldareal nicht vermindert werden kann, so werden andere Waldungen, im weniger fruchtbaren Boden, z.B. auf der Hardt angelegt werden. ...“

(JOHANN GOTTFRIED TULLA 1825: Ueber die Rektifikation des Rheins. S. 52-53.)

Inhaltsverzeichnis

Abbildungsverzeichnis	i
Tabellenverzeichnis	ii
1. Vorwort	0
2. Einleitung	1
3. Forschungsstand	2
4. Untersuchungsraum	4
4.1 Lage der Untersuchungsgebiete	4
4.2 Nördliche Oberrheinniederung	6
4.2.1 Naturraum und Klima	6
4.2.2 Böden und potentiell natürliche Vegetation	7
4.3 Wasenweiler Ried im südlichen Oberrheintiefland	9
4.3.1 Naturraum und Klima	9
4.3.2 Böden und potentiell natürliche Vegetation	11
5. Material und Methoden	12
5.1 Quartärgeologische Voruntersuchungen (Prospektionen)	12
5.2 Bohrkernentnahme im Gelände	12
5.3 Pollenanalysen	13
5.3.1 Probenentnahme und –aufbereitung	13
5.3.2 Mikroskopische Bestimmung der Palynomorphen und Zählung der Holzkohlepartikel	14
5.3.3 Berechnungsgrundlagen, Gliederung und Erstellung der Pollendiagramme	15
5.3.4 Methodische Probleme und Grenzen von Pollenanalysen	17
5.3.4.1 Zur Gliederung der Pollendiagramme	17
5.3.4.2 Zur Interpretation der pollenanalytischen Ergebnisse	19
5.4 Radiokarbondatierung und Chronostratigraphie	23
5.5 Laboranalysen	27
5.5.1 Substratansprache, Zersetzungsgrad und Texturanalysen	27
5.5.2 Trockensubstanzdichte und Glühverlust	28
5.5.3 Kalkgehalt	29
5.6 Molluskenbestimmung	30
6. Ergebnisse	31
6.1 Prospektionen und Querprofile	31
6.1.1 Nördliche Oberrheinniederung	31
6.1.2 Wasenweiler Ried	35
6.2 Lithostratigraphie der Bohrkern	40
6.2.1 Stratigraphie der pollenanalytisch ausgewerteten Profile im UG Nördliche Oberrheinniederung / Jockgrim	41
6.2.2 Stratigraphie der pollenanalytisch ausgewerteten Profile im UG Wasenweiler Ried	42
6.2.3 Lithostratigraphie aller (teil)ausgewerteten Bohrkern	42

6.3	Palynostratigraphie	44
6.3.1	Pollenprofile Jockgrim	44
6.3.2	Pollenprofile Wasenweiler Ried	50
6.4	Radiokarbondatierungen und Chronostratigraphie	53
7.	Interpretation und Diskussion	57
7.1	Rekonstruktion der Moorentwicklung	57
7.1.1	Genese und Morphologie der Oberrheinebene und ihre Bedeutung für die Moorentwicklung	57
7.1.2	Moortypen in der Oberrheinebene und ihre Verbreitung	64
7.1.2.1	Ökologische Moortypen	64
7.1.2.2	Hydrologische Moortypen	65
7.1.3	Die untersuchten Moore in der Pfälzischen Rheinniederung	69
7.1.3.1	Naturräumliche Einordnung und kurze Charakterisierung	69
7.1.3.2	Moorgenese unter besonderer Berücksichtigung der lokalen Wasser- und Moorvegetationsentwicklung	73
7.1.3.2.1	Unterm Schnabel	73
7.1.3.2.2	Bruchstücke	87
7.1.3.2.3	Schnabelbruch	94
7.1.3.3	Zur chronologischen Einordnung der untersuchten Mäander in die Mäandersysteme des nördlichen Oberrheins	99
7.1.4	Das Wasenweiler Ried in der südlichen Oberrheinebene	101
7.1.4.1	Naturräumliche Einordnung und kurze Charakterisierung	101
7.1.4.2	Ostrheinproblematik	103
7.1.4.3	Moorgenese unter besonderer Berücksichtigung der lokalen Wasser- und Moorvegetationsentwicklung	106
7.1.4.3.1	Spätglazial – Boreal	108
7.1.4.3.2	Atlantikum – Subboreal	116
7.1.4.3.3	Subatlantikum	126
7.1.4.3.3.1	Torfzersetzung infolge von Entwässerung	131
7.1.4.3.3.2	Aktivierung alter „Rheinarme“ bis in das jüngere Subatlantikum ?	133
7.1.4.3.3.3	Subatlantische „Überschwemmungen“ zwischen Kaiserstuhl und Tuniberg durch Versumpfung ?	138
7.1.5	Vergleich der chronologischen Entwicklung der Moore	141
7.1.5.1	Chronologischer Vergleich der Moorentwicklung am Oberrhein	141
7.1.5.2	Chronologie der Moorentwicklung im überregionalen Vergleich	147
7.2	Rekonstruktion der Vegetationsentwicklung auf den terrestrischen und semiterrestrischen Standorten außerhalb der Moore	149
7.2.1	Die Vegetationsentwicklung am nördlichen Oberrhein seit dem mittleren Holozän	150
7.2.1.1	Atlantikum bis Subboreal	150
7.2.1.2	Subatlantikum	168

7.2.2 Die Vegetationsentwicklung am südlichen Oberrhein seit dem Spätglazial	197
7.2.2.1 Spätglazial	197
7.2.2.2 Präboreal	202
7.2.2.3 Boreal	202
7.2.2.4 Atlantikum	209
7.2.2.5 Subboreal	223
7.2.2.6 Subatlantikum	228
8. Zusammenfassung	241
9. Summary	245
10. Literatur	247
11. Karten	265
12. Anhang	267

Abbildungen

Abb. 4.1: Lage der Untersuchungsgebiete im Oberrheintiefland.	5
Abb. 4.2: Landschaftliche Gliederung der Pfälzischen Rheinebene.	7
Abb. 4.3: Landschaftliche Gliederung des Untersuchungsraumes am südlichen Oberrhein.	10
Abb. 5.4.1: Gliederung der Chronozonen und Kulturepochen bis zum Hochmittelalter für das Oberrheintiefland.	26
Abb. 6.1.1: Lage der Querprofile im Paläomäander östlich von Jockgrim.	31
Abb. 6.1.2: Mikrorelief, Schichtsäulenprofile, Tiefe der Terrassen-Kiese I.	33
Abb. 6.1.3: Mikrorelief, Schichtsäulenprofile, Tiefe der Terrassen-Kiese II.	33
Abb. 6.1.4: Mikrorelief, Schichtsäulenprofile, Tiefe der Terrassen-Kiese III.	34
Abb. 6.1.5: Mikrorelief, Schichtsäulenprofile, Tiefe der Terrassen-Kiese IV.	34
Abb. 6.1.6: Lage der Querprofile im zentralen (östlichen) Teil des Wasenweiler Rieds.	35
Abb. 6.1.7: Mikrorelief und Schichtsäulenprofil Wasenweiler Ried „Murr“, WR II-1.	36
Abb. 6.1.8: Mikrorelief und Schichtsäulenprofil Wasenweiler Ried „Murr“, WR II-2.	36
Abb. 6.1.9: Mikrorelief und Schichtsäulenprofil Wasenweiler Ried „Murr“, WR II-3.	37
Abb. 6.1.10: Mikrorelief und Schichtsäulenprofil Wasenweiler Ried „Murr“, WR II-4.	37
Abb. 6.1.11: Schichtsäulenprofil Wasenweiler Ried „Nötig“, WR III-1.	37
Abb. 6.1.12: Schichtsäulenprofil Wasenweiler Ried „Nötig“, WR III-2.	37
Abb. 6.1.13: Schichtsäulenprofil Wasenweiler Ried „Nötig“, WR III-3.	38
Abb. 6.1.14: Schichtsäulenprofil Wasenweiler Ried „Nötig“, WR III-3.	38
Abb. 6.1.15: Mikrorelief, Schichtsäulenprofil, Kalk-Stufe der Basis-Substrate WR I-1	39
Abb. 6.1.16: Mikrorelief, Schichtsäulenprofil, Kalk-Stufe der Basis-Substrate WR I-1	39
Abb. 6.2.1: Lithostratigraphie der Bohrkerne Jo I-III und WR I-III.	43
Abb. 7.1.1: Übersichtskarte der Oberrheinebene	58
Abb. 7.1.2: Beispiel für die Furkationszone des Oberrheins bei Straßburg um 1700.	59
Abb. 7.1.3: Beispiel für die Mäanderzone des Oberrheins bei Germersheim 1838 zu Beginn der Rektifikation des Oberrheins.	60
Abb. 7.1.4: Holozäne Rheinläufe in der nördlichen Oberrheinniederung NW Karlsruhe.	62
Abb. 7.1.5: Die Verbreitung der häufigsten hydrogenetischen Moortypen im badischen Teil der Oberrheinebene.	69
Abb. 7.1.6: Lage der Moore in der nördlichen Oberrheinniederung im Untersuchungsgebiet zwischen Wörth und Jockgrim in der Pfälzischen Rheinebene.	70
Abb. 7.1.7: Bodenkarte „Schnabel zwischen Wörth und Jockgrim in der Pfälzischen Rheinniederung.	71
Abb. 7.1.8: Schema zur ursprünglichen Wasserversorgung der Moore in der Randsenke unterhalb des Hochgestades in der Rheinaue.	72
Abb. 7.1.9: Zeit-Tiefen-Diagramm der Paläomäander bei Jockgrim – Profile „Bruchstücke“, „Unterm Schnabel“ und „Schnabelbruch“	74
Abb. 7.1.10: Moorentwicklung: Pollen- und Sporendiagramm der lokalen Vegetation Jo II	76
Abb. 7.1.11: Substrateigenschaften und weitere Kenngrößen der Bohrkerne Jo II.	78
Abb. 7.1.12: Postglaziale Baumstammablagerung im Flussgebiet des Oberrheins.	80

Abb. 7.1.13: Der Oberrhein bei Karlsruhe mit Überschwemmungsflächen als Folge von Deichbrüchen durch Hochwasser 1882.	86
Abb. 7.1.14: Substrateigenschaften und weitere Kenngrößen des Bohrkernes Jo I.	88
Abb. 7.1.15: Moorentwicklung: Pollen- und Sporendiagramm der lokalen Vegetation Jo I	91
Abb. 7.1.16: Darstellung des Ortes Jockgrim im 16. Jahrhundert.	93
Abb. 7.1.17: Verlandungs- und Vermoorungsbeginn in den Paläomäandern Jo I und Jo III.	100
Abb. 7.1.18: Das Wasenweiler Ried zwischen Tuniberg und Kaiserstuhl im südlichen Oberrheintiefland.	102
Abb. 7. 1.19: Der spätglaziale und frühholozäne Randfluss in der Oberrheinebene.	103
Abb. 7.1.20: Das Rinnensystem des Ostrheingebietes zwischen Grezhausen und Bötzingen am Kaiserstuhl.	104
Abb. 7.1.21: Grenze Holozän – Pleistozän im Ostrheinlauf.	105
Abb. 7.1.22: Wasenweiler Ried: Profilschnitt.	107
Abb. 7.1.23: Verbreitung und Mächtigkeit der Torfe und feinklastischen Sedimente in Profilen des Wasenweiler Riedes.	108
Abb. 7.1.24: Zeit-Tiefen-Diagramm Wasenweiler Ried – Profile „Schachen“ und „Murr“	109
Abb. 7.1.25: Substrateigenschaften und weitere Kenngrößen der Bohrkerne WR I und WR II.	112
Abb. 7.1.26: Moorentwicklung: Pollen- und Sporendiagramm der lokalen Vegetation WR I.	113
Abb. 7.1.27: Moorentwicklung: Pollen- und Sporendiagramm der lokalen Vegetation WR II.	115
Abb. 7.1.28: Zeit-Tiefen-Diagramm der Bohrkerne Wasenweiler Ried Ost und West.	118
Abb. 7.1.29: Mesolithische und neolithische Fundplätze im Bereich des Wasenweiler Rieds.	123
Abb. 7.1.30: Bronze- und eisenzeitliche Fundplätze im Bereich des Wasenweiler Rieds.	125
Abb. 7.1.31: Römerzeitliche Fundplätze im Bereich des Wasenweiler Rieds.	128
Abb. 7.1.32: Frühmittelalterliche Fundplätze im Bereich des Wasenweiler Rieds.	131
Abb. 7.1.33: Wurzelstelzung an alten Erlen im Wasenweiler Ried.	133
Abb. 7.1.34: Wüstungen und Gräber zwischen Rhein, Kaiserstuhl und Tuniberg.	134
Abb. 7.1.35: Moorentwicklung in den Untersuchungsgebieten am Oberrhein seit dem Spätglazial.	143
Abb.7.1.36 a-d: Möglichkeiten der Klimarekonstruktion mit verschiedenen Methoden.	145
Abb. 7.1.37: Überblick über die Entstehungszeiträume der hydrogenetischen Moortypen seit dem Spätglazial.	148
Abb. 7.1.38: Dauer von Torfbildungsphasen in Verlandungs- und Versumpfungsmooren.	148
Abb. 7.2.1: Pollendiagramm – Gehölze Jockgrim Profil „Unterm Schnabel“.	153
Abb. 7.2.2: Gehölzspektren subfossiler Baumstammablagerungen am Oberrhein.	156
Abb. 7.2.3: Pollendiagramm – Nichtgehölzpollen Jockgrim Profil „Unterm Schnabel“.	161
Abb. 7.2.4: Geologische Karte Untersuchungsraum Jockgrim.	166

Abb. 7.2.5: Verbreitung von <i>Abies alba</i> in der Pfalz und möglicher Polleneintrag durch W- bzw. W-SW-Winde in die vermoorten Paläomäander der Rheinniederung bei Jockgrim.	169
Abb. 7.2.6: Pollendiagramm – Gehölze – Jockgrim Profil „Bruchstücke“.	171
Abb. 7.2.7: Pollen-Influx-Diagramm –ausgewählte Taxa – Jockgrim Profil „Bruchstücke“.	172
Abb. 7.2.8: Windrichtungen im Raum Karlsruhe.	173
Abb. 7.2.9: Gehölzarten- Spektrum und –Anteile subfossiler Baumstammlagen in der Oberrheinniederung vor der Römerzeit.	175
Abb. 7.2.10 a-d: Rotbuchen in der Überflutungsau des Otterbachs im Bienwald.	177
Abb. 7.2.11: Durch Hochwasser geschädigte Alt-Buche in der Überflutungsau des Otterbachs im Bienwald.	178
Abb. 7.2.12: Gehölzarten- Spektrum und –Anteile subfossiler Baumstammlagen in der Oberrheinniederung von der Römerzeit bis zum Frühmittelalter.	181
Abb. 7.2.13: Gehölzarten- Spektrum und –Anteile subfossiler Baumstammlagen in der Oberrheinniederung vom Mittelalter bis zur Neuzeit.	181
Abb. 7.2.14: Querprofil durch die Rheinauenlandschaft bei Karlsruhe.	182
Abb. 7.2.15: Durchschnittliche Anteile der Gehölze der Hartholz- und Weichholzaue an der Summe der Gehölzpollen in den Profilen Jo I und Jo II.	183
Abb. 7.2.16: Pollendiagramm Nichtbaumpollen Pflanzen mineralischer Standorte Jo I.	186
Abb. 7.2.17: Die römerzeitlichen Verhältnisse im Untersuchungsgebiet Jockgrim.	189
Abb. 7.2.18: Die mittelalterlichen Verhältnisse im Untersuchungsgebiet Jockgrim.	191
Abb. 7.2.19: Pollendiagramm – Gehölze –Wasenweiler Ried „Schachen“.	200
Abb. 7.2.20: Pollendiagramm NBP Wasenweiler Ried „Schachen“.	201
Abb. 7.2.21: Pollendiagramm Gehölze Wasenweiler Ried „Murr“.	203
Abb. 7.2.22: Pollendiagramm NBP Wasenweiler Ried „Murr“.	204
Abb. 7.2.23: Buchenwald mit Weißtannen im Unterwuchs.	216
Abb. 7.2.24: Einwanderungswege der Gehölze nach Mitteleuropa nach dem Ende der Eiszeiten.	218
Abb. 7.2.25: Baumpollenanteil und Waldfläche – Regressionskurve zur Ermittlung des Bewaldungsgrades am Beispiel des westlichen Bodenseegebietes.	226
Abb. 7.2.26: Prozentuale Verteilung der Holzarten nach Holzkohlenanalysen aus latènezeitlichen Schichten bei Breisach-Hochstetten.	230
Abb. 7.2.27: Prozentuale Verteilung der Abies-Holzkohlen nach Fundstellen in latènezeitlichen Schichten bei Breisach-Hochstetten.	231
Abb. 7.2.28: Prozentuale Verteilung der Holzarten nach Holzkohlenanalysen aus frühmittelalterlichen Fundstellen von Breisach-Hochstetten.	232
Abb. 7.2.29: Pollendiagramm Auswahl NBP Wasenweiler Ried Profil „Schachen“	235

Tabellen

Tab. 3.1: Pollenanalytisch untersuchte Geoarchive im Oberrheintiefland.	3
Tab. 5.4.1: Gliederung des Spät- und Postglazials.	25
Tab. 5.4.2: Gliederung des Spätglazials.	25
Tab. 5.5.1: Torf- und Muddearten.	27
Tab. 5.5.2: Gliederung der Mischtorfe.	27
Tab. 5.5.3: Zersetzungsgrade von Torfen.	28
Tab. 6.1.1: Kurzzeichen Bodenarten bzw. Moorsubstrate in den Schichtsäulenprofilen.	38
Tab. 6.3.1: Palynostratigraphie Profil Jo I „Bruchstücke“.	44
Tab. 6.3.2: Palynostratigraphie Profil Jo II „Unterm Schnabel“.	48
Tab. 6.3.3: Palynostratigraphie Profil WR I „Schachen“.	50
Tab. 6.3.4: Palynostratigraphie Profil WR II „Murr“.	51
Tab. 6.4.1: Ergebnisse der Radiokarbondatierungen der Bohrkerne Jo I, II und III.	53
Tab. 6.4.2: Ergebnisse der Radiokarbondatierungen der Bohrkerne WR I und II.	54
Tab. 6.4.3: Gliederung der Chronozonen und Kulturepochen in den Pollen- und Substrat-Diagrammen nach den ¹⁴ C-Daten bzw. pollenanalytischen Ergebnissen.	55
Tab. 6.4.4: Akkumulationsraten während der Moorwachstumsphasen und zeitliche Auflösung zwischen den pollenanalytisch ausgewerteten Proben in den Profilen.	56
Tab. 7.1.1: Molluskenarten und –Fundtiefe in den Mudden des Bohrkerns Jo III.	97
Tab. 7.1.2: Radiokarbondatierungen der Bohrkerne Wasenweiler Ried „Ost“, „West“.	118

1 Vorwort

Die vorliegende Dissertation wurde im Rahmen des DFG- Graduiertenkollegs 692 „Gegenwartsbezogene Landschaftsgenese“ am Institut für Physische Geographie der Albert-Ludwigs-Universität Freiburg durchgeführt. Der Deutschen Forschungsgemeinschaft danke ich herzlich für die Finanzierung dieses Projektes.

Für die Betreuung der Arbeit möchte ich mich bei Prof. Dr. Heidulf Müller und Prof. Dr. Rüdiger Mäckel sehr herzlich bedanken. Für die schnelle unbürokratische Hilfe, wenn zum Beispiel mal wieder die Finanzierung einer Datierung, eine essentielle Beschaffung oder ähnliches anstand, sei ebenfalls gedankt.

Ganz besonders herausragende und herzliche Worte des Dankes möchte ich an Dr. Siegfried Schloss, der mir über mehrere Jahre stets ein sehr zuverlässiger und enorm hilfreicher Ansprechpartner war, richten. Für die ungezählten fruchtbaren fachlichen Diskussionen und Anregungen bin ich ihm sehr dankbar.

Für die Hilfe bei den Geländearbeiten danke ich Stefanie Lorenz, Carl Höcke, Dirk Sudhaus und Anja Hoffmann. Das Lesen des Manuskriptes übernahmen Dr. Siegfried Schloss und Stefanie Lorenz, wofür ich ihnen sehr danken möchte.

Bei Stefanie Lorenz, die es im Privaten wegen der Arbeit zeitweilig nicht gerade einfach mit mir hatte, vor allem in den besonders stressigen Phasen, derer es nicht wenige gab, möchte ich mich ganz besonders bedanken.

Herrn Prof. Dr. Arne Friedmann danke ich herzlich für die Einführung in die Pollenanalyse und Vegetationsgeschichte. Für die Einarbeitung in die Methode und die Pollenaufbreitung an der Ludwig-Maximilians-Universität München möchte ich mich ausdrücklich bei Herrn Pavel Kopal und Dr. Michael Peters, für die ermöglichte Teilnahme an einem Makrorest-Kurs an der Universität Regensburg im Rahmen des Graduiertenkollegs „Paläoökosystemforschung und Geschichte“ bei Prof. Dr. Peter Poschod und Prof. Dr. Oliver Nelle bedanken. Eine enge interdisziplinäre Zusammenarbeit, die u.a. zu einer gemeinsamen Veröffentlichung führte, fand insbesondere mit den Kollegiaten aus dem Institut für Ur- und Frühgeschichte und Archäologie des Mittelalters der Universität Freiburg Doris Mischka, Antje Faustmann und Coinneach McCabe statt, wofür ich mich ausdrücklich bedanken möchte. Des weiteren bin ich sehr dankbar für die zahlreichen fruchtbaren Diskussionen und den intensiven fachlichen Dialog unter anderem mit Dr. Helmut Volk (Abt. Landespflege FVA Freiburg), Dr. Christiane Singer (Inst. f. Phys. Geographie Universität Frankfurt), Prof. Dr. Peter Poschod (Lehrst. für Botanik Universität Regensburg), Dr. Michael Peters (AG Vegetationsgeschichte der Ludwig-Maximilians-Universität München), Prof. Dr. Albert Reif und Carl Höcke (beide Waldbau-Institut Universität Freiburg).

An alle hier nicht erwähnten Personen, die mir insbesondere bei der „Gestaltung“ der Rahmenbedingungen der Arbeit behilflich waren, sei es durch Zuspruch oder auch Kritik, manchmal notwendige „Ablenkungen“ oder Aufmunterungen, gerade in schwierigeren Phasen, geht ebenfalls mein aufrichtiger Dank.

2 Einleitung

Im Oberrheintiefland haben sich seit der letzten Eiszeit zahlreiche Moore, die wichtige Geoarchive zur Rekonstruktion einer Landschaftsgenese darstellen, entwickelt. Dennoch sind paläoökologische Untersuchungen wie Pollenanalysen hier im Vergleich zu den angrenzenden Mittelgebirgen in der Vergangenheit ausgesprochen selten durchgeführt worden. Dies ist teilweise in methodischen Schwierigkeiten, die sich bei paläoökologischen Arbeiten in den Mooren der Oberrheinebene im Gegensatz zu zahlreichen Mooren beispielsweise im Schwarzwald und in den Vogesen fast zwangsläufig ergeben, begründet. So hatten bereits die Korrektur des Oberrheins durch J.G. TULLA im 19. Jahrhundert bzw. die nachfolgende Rheinregulierung durch HONSELL in weiten Teilen des Oberrheintieflandes massive Grundwasserabsenkungen zur Folge. Dadurch wurden viele Moore zumindest oberflächlich infolge der Austrocknungen und damit Torfzersetzungen zerstört, was sich auch auf die Pollenerhaltung auswirkte.

Das Oberrheintiefland stellt einen ausgesprochen klimatischen Gunstraum dar. Entsprechend früh wurde dieser Raum besiedelt, intensiv genutzt und anthropogen überformt. Dem Graduiertenkolleg „Gegenwartsbezogene Landschaftsgenese“, in welches diese Arbeit eingebettet ist, liegt die übergeordnete These zugrunde, dass die Landschaften in der Regio TriRhena wesentlich länger als bisher angenommen anthropogen überprägt sind (MÄCKEL & STEUER 2001). Moderne ¹⁴C-gestützte und eng ausgezählte Pollenprofile, die im Raum bisher weitgehend fehlen, lassen auch neue Erkenntnisse zur Landschafts- und Landnutzungsgeschichte erwarten.

Am nördlichen Oberrhein haben sich insbesondere in verlandeten Paläomäandern in der nördlichen Rheinniederung und in der östlichen Randsenke, in der im Spätglazial ein östlicher Rheinarm floss, Moore entwickelt. Zahlreiche alte Flussschlingen in der nördlichen Rheinniederung lassen die Dynamik in einer frei fließenden Aue noch erahnen. Die zeitliche Entwicklung dieser Paläomäander und ihre Stellung zueinander bzw. die chronologische Entwicklung der Moore ist mit modernen paläoökologischen Methoden noch weitgehend unerforscht. Des Weiteren stellen Pollenanalysen in den vermoorten Mäandern eine Möglichkeit dar, Einblicke sowohl in die Vegetationsentwicklung innerhalb der Flussaue selbst, als auch in die Entwicklung der angrenzenden Vegetation zu erhalten.

Im südlichen Oberrheintiefland haben sich vor allem auf der Niederterrasse, zum Teil im Abflussbereich des spätglazialen östlichen Rheinlaufs, insbesondere Versumpfungsmoore entwickelt, von denen das Wasenweiler Ried das größte ist.

Ziel der Arbeit ist zum einen die Rekonstruktion der nacheiszeitlichen Moorentwicklung in diesen paläohydrologisch und geomorphologisch unterschiedlichen Vermoorungsgebieten am nördlichen und am südlichen Oberrhein unter besonderer Berücksichtigung der lokalen Vegetationsentwicklung. Die Rekonstruktion der jeweiligen regionalen Vegetationsentwicklung auf den mineralischen Standorten außerhalb der Moore bildet ein weiteres Forschungsziel.

Aus beiden eng miteinander verknüpften Schwerpunkten sollen einerseits neue Erkenntnisse zur Fluss- und Auenentwicklung bzw. zur holozänen Landschaftsgenese in beiden Untersuchungsräumen abgeleitet werden. Dabei kommt der Frage, ab wann sich in den am Oberrhein untersuchten Landschaften aus pollenanalytischer Sicht erstmalig ein stärkerer anthropogener Einfluss auf die Vegetations- und Flussauenentwicklung bemerkbar macht und wie eine weitgehend natürliche Vegetationsentwicklung im direkten Vergleich zur Kulturlandschaftszeit ausgesehen hat, eine besondere Bedeutung zu.

Andererseits lassen sich neue Erkenntnisse auch durch Korrekturen, Modifikationen und Erweiterungen von im Grundsatz bestehenden Methoden wie zum Beispiel bei der Probennahme, den stratigraphischen und sedimentologischen Untersuchungen, weiteren Laboranalysen sowie vor allem bei den Pollenanalysen erwarten.

3 Forschungsstand

Im Oberrheintiefland wurden bisher nur wenige paläoökologische Untersuchungen durchgeführt. Dabei schwankt jedoch die Dichte der Untersuchungen innerhalb des Naturraumes stark. So liegen aus dem südlichen Oberrheintiefland ausweislich entsprechender Geoarchive deutlich weniger Untersuchungen als aus dem nördlichen Oberrheingebiet vor.

Hervorzuheben sind aus dem nördlichen Oberrheintiefland insbesondere folgende Arbeiten: STARK untersuchte 1926 ein Moorprofil in einem verlandeten Neckaraltarm bei Heddesheim. OBERDORFER (1934) und ROTHSCCHILD (1936) führten zahlreiche pollenanalytische Untersuchungen in alten Neckar- und Rhein- bzw. Neckar- und Mainläufen durch. ¹⁴C-gestützte Pollenanalysen aus der Rheinaue gibt es erst seit 1983 (LEßMANN). Aus der jüngsten Zeit liegen zwar vom nördlichsten Oberrhein unter anderem aus dem Hessischen Ried (SINGER 2005) moderne Analysen vor, diese erfassen jedoch nur einen kurzen Zeitraum im jüngeren Holozän. Außerhalb der Rheinniederung untersuchten HÖLZER & HÖLZER (1994) das linksrheinisch auf dem entsprechenden Schwemmfächer gelegene Lautermoor. Die bisher untersuchten Geoarchive werden sowohl hinsichtlich ihrer Genese (Moorentwicklung: vor allem Kap. 7.1.1, 7.1.3, 7.1.5) als auch hinsichtlich der entsprechenden regionalen Vegetationsentwicklung (Kapitel 7.2.1) im Kontext diskutiert.

Im südlichen Oberrheintiefland wurden bisher pollenanalytische Untersuchungen vor allem von SLEUMER (1934) und FRIEDMANN (2000) im Wasenweiler Ried sowie von SCHNEIDER (2000) im Bleichheimer Becken in der Lahr-Emmendinger-Vorbergzone durchgeführt. OBERDORFER führte 1937 vegetationsgeschichtliche Untersuchungen in einem Versumpfungsmoor im Elsass bei Ohnenheim sowie im Opfinger Moor und in den Riedwiesen bei Tiengen in der Freiburger Bucht durch. Die bisher aktuellsten Pollenanalysen stammen aus einem überdeckten Niedermoor an der Mengener Brücke in der Freiburger Bucht (WICK 2004). Die Ergebnisse auch dieser

Untersuchungen fließen entsprechend in die Diskussion zur Rekonstruktion der Moorentwicklung (vor allem 7.1.4, 7.1.5) und der Vegetationsentwicklung auf den mineralischen Standorten (Kap. 7.2.2) ein.

Zielorientiert werden in Zusammenhang mit den eigenen Ergebnissen zum Teil auch methodische Probleme (z.B. Probennahme, Auszählabstand oder das Spektrum der Palynomorphen) bei den vorhandenen paläoökologischen Untersuchungen diskutiert.

Der Focus lag bei den meisten bisherigen paläoökologischen Arbeiten vor allem auf der Rekonstruktion der regionalen Vegetationsgeschichte. Eine detaillierte Rekonstruktion der zeitlichen Entwicklung der Geoarchive als wesentliche Grundlage für das Verständnis einer regionalen Landschaftsentwicklung und vor allem für eine möglichst genaue chronologische Zuordnung vegetationsgeschichtlicher Entwicklungen fehlte bisher weitgehend. Allerdings ist dies, insbesondere bei den älteren Untersuchungen, teilweise methodisch begründet (unter anderem fehlende Datierungen).

In der nachfolgenden Tabelle (Tab. 3.1) werden alle bisher im Oberrheintiefland pollenanalytisch untersuchten Geoarchive, die sich seit dem Spätglazial entwickelt haben, aufgelistet. Dabei sind nur die weitgehend organischen Profile aufgeführt, überwiegend mineralische Profile wurden nicht berücksichtigt. Von ROTHSCHILD (1936) sind nur die Profile aufgenommen, die längere Zeitabschnitte erfassen.

Tab. 3.1: Pollenanalytisch untersuchte Geoarchive im Oberrheintiefland.

Lokalität	Autor	Jahr *	¹⁴ C-Dat.	Pollenanalytisch erfasster Zeitraum	Schichtlücken
Heddesheim	STARK	1926	0	PB – BO, SA	AT – SB (ä. SA)
Sandtorf	OBERDORFER	1934	0	AT	
Graben-Neudorf	OBERDORFER	1934	0	BO, j. AT- SA	ä. AT
Hockenheim	OBERDORFER	1934	0	j. AT- SB	
Waghäusel	OBERDORFER	1934	0	j. AT-ä. SA	
Ubstadt	OBERDORFER	1934	0	AT- SB ?	
Untergrombach	OBERDORFER	1934	0	AT- SB ?	
Weingarten	OBERDORFER	1934	0	AT- SB ?	
Groß-Gerau	ROTHSCHILD	1936	0	PB – ä. AT, SB - ?	j. AT
Hähnlein	ROTHSCHILD	1936	0	PB – ä. AT, SB	j. AT
Eschollbrücken	ROTHSCHILD	1936	0	PB, SB - SA	BO - AT
Muckensturm	ROTHSCHILD	1936	0	PB – BO, j. AT - ?	ä. AT
Heddesheim	ROTHSCHILD	1936	0	PB – AT	
Wasenweiler Ried (5 Pr.)	SLEUMER	1934	0	PB- BO (ä. AT), SA	j. AT-SB, ä. SA
Ried von Hoerd	HATT	1937	0	PB - SA	
Ohnenheim	OBERDORFER	1937	0	PB – ä. AT	
Opfinger Moor	OBERDORFER	1937	0	j. AT - ?	
Riedwiesen bei Tiengen	OBERDORFER	1937	0	j. AT - ?	
Waldsee (2 Profile)	LEBMANN	1983	3	BO - ä. SA	
Otterstadt	LEBMANN	1983	0	SA	
Weingartner Moor (2 Prof.)	VON WAHL	(1988)	0	SG- PB, j. AT- SA	BO- ä. AT
Riedstadt-Goddelau (4 Pr.)	GROSSE- BRAUCKMANN et al.	1990	0	PB - BO, SA	AT - SB

Lautermoor	HÖLZER & HÖLZER	1994	4	SG - SA	
Walldorf	HÖLZER	(1995)	?	SG - SA	
Wasenweiler Ried West	FRIEDMANN	1998, 2000	3	(PB), j. AT- SB, j. SA	(BO)-ä.AT, j.SB-ä.SA
Wasenweiler Ried Ost	FRIEDMANN	2000	7	SG-BO, j. AT	ä. AT
Schönberg	FRIEDMANN	2000	3	SA	
Bleichheimer Becken	SCHNEIDER	2000	4	SG, PB- BO, AT- SA	SG/PB, ä. AT
Mengen / Mengener Brücke	WICK	2004	9	j. AT - SA	
Mönchbruch	SINGER	2005	6	SA	
Teichwiese	SINGER	2005	1	SA	ä. SA
Hahn	SINGER	2005	4	SA	
Kollenbruch 1 (Hess. Ried)	SINGER	2005	3	PB - SA	
Kollenbruch 2 (Hess. Ried)	SINGER	2005	1	SB - SA	
Wolfskehlen	SINGER	2005	3	SB - SA	
Jockgrim Unterm Schnabel	LECHNER	diese Arb.	7	j. AT - SB, SA	j. SB - ä. SA
Jockgrim Bruchstücke	LECHNER	diese Arb.	5	SA	
Wasenweiler Ried Schachen	LECHNER	diese Arb.	7	SG-PB, SB, SA	BO - AT, ä. SA
Wasenweiler Ried Murr	LECHNER	diese Arb.	8	SG, PB-BO, j. AT, SA	PB, ä. AT, SB - ä. SA

* Bei unveröffentlichten Publikationen wird das Publikationsjahr in Klammern gesetzt.

4 Untersuchungsraum

Nachfolgend wird für die Untersuchungsgebiete jeweils nur ein kurzer Überblick gegeben. Die genauen Standortsverhältnisse werden jeweils in Zusammenhang mit der Moor- und Vegetationsentwicklung in den Kapiteln 6.1, 7.1. und 7.2 umfassend diskutiert. Da für die Vegetationsentwicklung die Bodenverhältnisse eine bedeutende Rolle spielen und die potentiell natürliche Vegetation eine wichtige Diskussionsgrundlage darstellt, werden die verbreiteten Böden und die angenommene potentiell natürliche Vegetation hier dennoch kurz und nur beschreibend vorgestellt.

In den Untersuchungsgebieten spiegelt der Pollenniederschlag insbesondere die lokale und regionale Vegetation wider, weshalb die Naturräume, in denen die Moore selbst liegen, und die jeweils an die untersuchten Moore angrenzenden Naturräume betrachtet werden.

4.1 Lage der Untersuchungsgebiete

Die Untersuchungsgebiete befinden sich im nördlichen und südlichen Oberrheintiefland.

Im nördlichen Oberrheintiefland wurden in der pfälzischen Rheinniederung gelegene vermoorte Paläomäander nordwestlich von Karlsruhe zwischen den Ortslagen Wörth und Jockgrim untersucht.

Das im südlichen Oberrheintiefland nordwestlich von Freiburg zwischen Kaiserstuhl und Tuniberg gelegene Wasenweiler Ried ist an der Schnittstelle zwischen Markgräfler Rheinebene, Freiburger Bucht und Kaiserstuhl lokalisiert (Abb. 4.1).

4 Untersuchungsraum

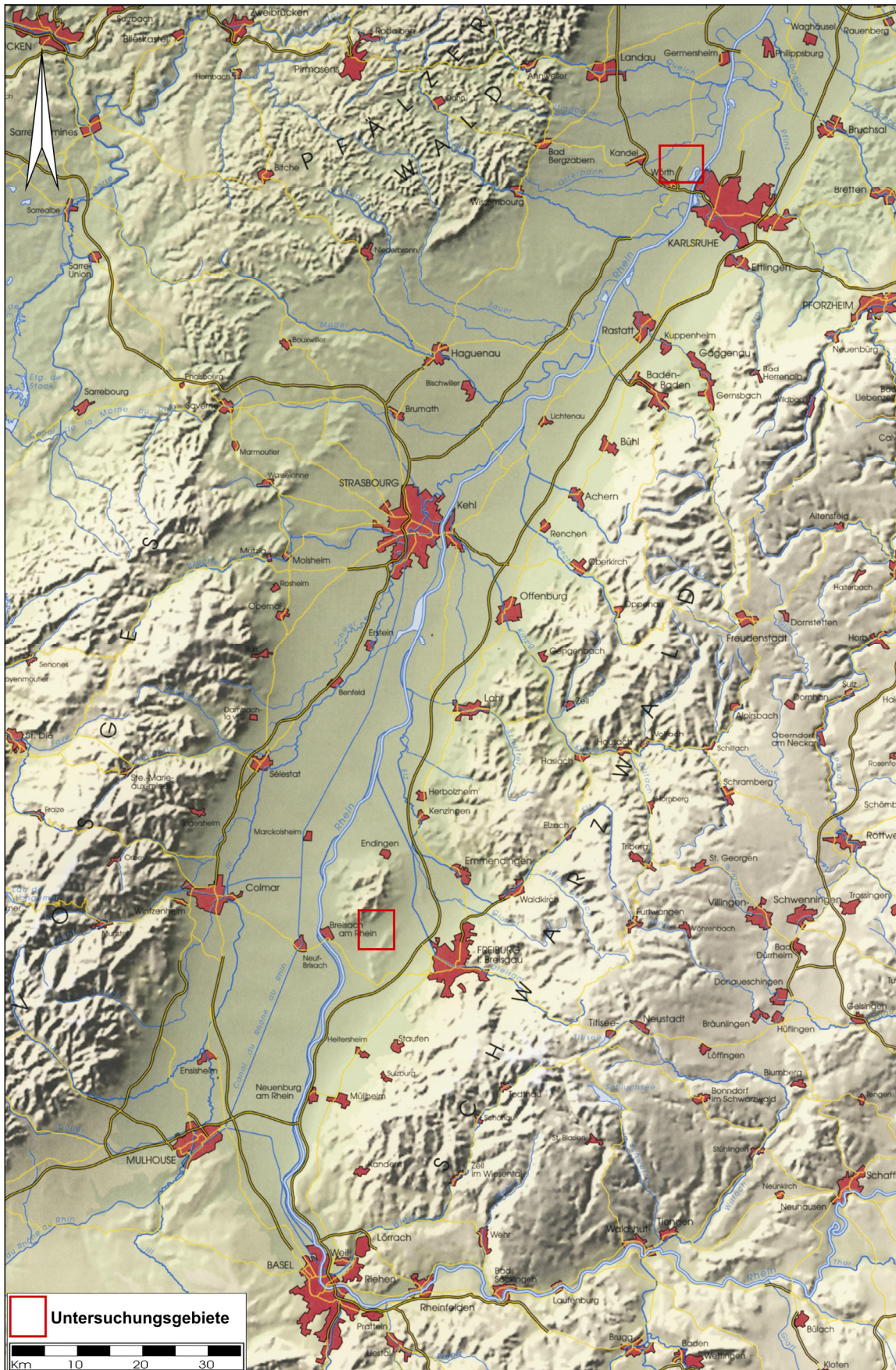


Abb. 4.1: Lage der Untersuchungsgebiete im Oberrheintiefland. Kartengrundlage: Trinationale AG Regio-Klima-Projekt (1995), Klimaatlas Oberrhein, verändert.

4.2 Nördliche Oberrheinniederung

4.2.1 Naturraum und Klima

Der Untersuchungsraum ist im wesentlichen in fünf naturräumliche Haupteinheiten gegliedert (Abb. 4.2). Von West nach Ost handelt es sich um das westliche Randgebirge des Nördlichen Oberrheingrabens, den Pfälzer Wald, an den sich die Vorbergzone, die hier Haardtrand genannt wird, anschließt. Dann folgen die eiszeitlichen Terrassenplatten. Die aus dem Pfälzer Wald dem Rhein zufließenden Bäche haben breite, dreiecksförmige Schwemmfächer aufgeschüttet, deren nährstoffarme sandige Böden bewaldet sind oder in feuchteren Lagen als Grünland genutzt werden. So ist der auf dem Lauterschwemmfächer stockende Bienwald das größte geschlossene Waldgebiet im gesamten oberrheinischen Tiefland. Die vegetationsarmen Niederterrassen wurden während der letzten Eiszeit von vorherrschenden Westwinden überstrichen, wobei die feinen Komponenten des Sandes ausgeweht und am Ostrand der Schwemmfächer zu Dünenfeldern aufgehäuft wurden. Zwischen den während des Würmglazials aufgeschütteten Schwemmfächern dehnen sich die Lössplatten aus, die wegen ihrer fruchtbaren Böden bereits früh besiedelt und intensiv landwirtschaftlich genutzt wurden. Schließlich folgt die etwa 4 bis 6 km breite Rheinniederung.

Das gesamte Oberrheintiefland stellt einen ausgesprochen klimatischen Gunstraum dar. Die Vegetationsperiode ist in der Rheinebene entsprechend lang.

Das nördliche Oberrheintiefland liegt, wie auch das südliche, in einer ausgesprochenen Übergangszone zwischen atlantischem und kontinentalerem Klima. Die vorherrschenden Südwestwinde (Abb. 7.2.8) bringen in der nördlichen Oberrheinebene nur relativ geringe Niederschläge, da sich im Pfälzer Wald ein Großteil des Niederschlags bereits abregnet. Die mittleren Jahresniederschläge liegen etwa zwischen 700 und 750 mm. Mit einer mittleren wirklichen Lufttemperatur von 18°C im Juli gehört das Untersuchungsgebiet zu den wärmsten Gebieten in Deutschland. Das Jahresmittel der Lufttemperatur liegt zum Beispiel in Mannheim bei 10,1 °C. Der an das Untersuchungsgebiet unmittelbar angrenzende Bienwald weist durch den Zustrom ozeanischer, feuchter Luftmassen durch die Zaberner Senke ein ausgesprochen feucht-mildes Klima auf. So hat hier *Ilex aquifolium* neben dem Forêt Haguenau die einzigen natürlichen Vorkommen im gesamten Oberrheintiefland (ROESLER 1982).

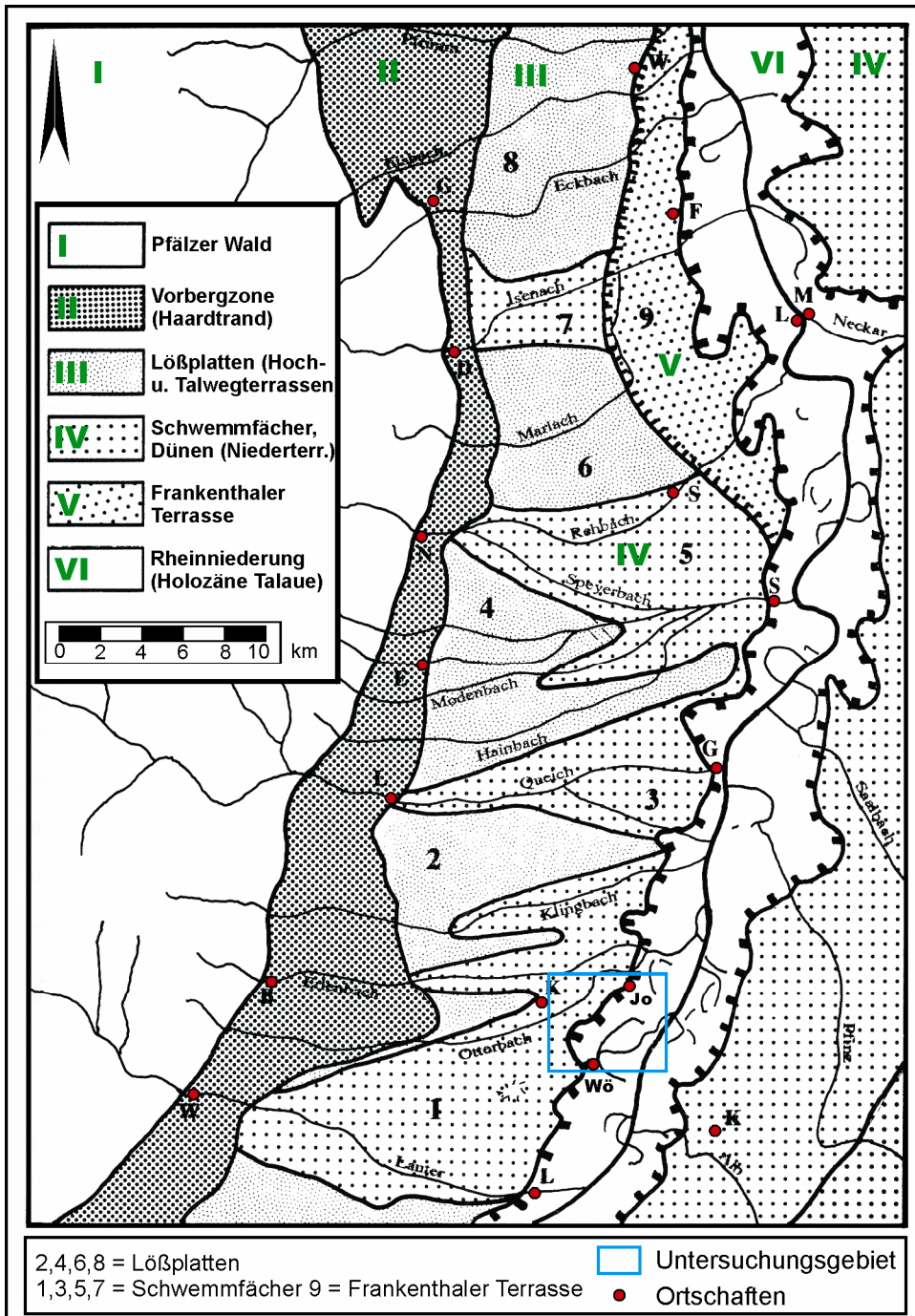


Abb. 4.2: Landschaftliche Gliederung der Pfälzischen Rheinebene. Nach: GEIGER 1991, verändert.

4.2.2 Böden und potentiell natürliche Vegetation

Der Pollenniederschlag in den vermoorten Paläomäandern wird vorwiegend durch die Vegetation der Rheinniederung und der angrenzenden Terrassenflächen gebildet. Die Böden (nach STÖHR 1964, VON WAHL 1985) und die potentielle Vegetation (nach HAILER 1971, VON WAHL 1985) werden deshalb für diese Landschaften beschrieben.

Aus den tiefgründigen, basenreichen Lössen der Lössplatten haben sich Parabraunerden, Tschernosem-Braunerden und Tschernoseme entwickelt. Auf diesen gut durchlüfteten, mineralreichen Böden mit hoher Feldkapazität stellt der anspruchsvolle Perlgras- Buchenwald die potentiell natürliche Vegetation dar. Eichen-Hainbuchenwälder Erlen-Eschenwälder sind in den schmalen Tälern verbreitet, die das Hügelland durchschneiden.

Die Bodenbildung ist auf den Schwemmfächern in weiten Bereichen durch das Grundwasser beeinflusst. In den Bachniederungen haben sich Gleye, Nassgleye, Anmoorgleye, stellenweise Niedermoor und seltener Auenböden entwickelt. Insgesamt herrschen feuchte bis nasse Standorte mit einem mittleren bis starken Grundwassereinfluss, der auch große Teile der höher gelegenen sandigen Terrassenfläche erfasst, vor. In weiten Bereichen sind diese Flächen durch Gleyböden und Pseudogleye aufgebaut. Hier stellt der Pfeifengras-Hainbuchen-Stieleichenwald die natürliche Vegetation dar. Weitgehend ohne Grund- und Stauwassereinfluss sind die vorderen Teile der Schwemmfächer, die unmittelbar am Hochufer liegen. Hier hat die Bodenentwicklung zu teilweise schwach podsolierten sandigen Braunerden und Parabraunerden geführt, die von Buchen-Traubeneichen-Wäldern eingenommen werden. Auf den trockenen Dünenrücken ist der Weißmoos-Buchen-Traubeneichenwald ausgebildet.

Die Rheinniederung ist mit glazialen und spätglazialen Sedimenten aufgefüllt, die von größtenteils tiefgründigen lehmig-schluffigen Auensedimenten bedeckt sind. Stellenweise treten jedoch auch Sand- und Kiesvorkommen bis an die Oberfläche. Die Bodenverteilung ist durch die Dynamik des sedimentierenden und erodierenden Flusses bedingt und wechselt entsprechend kleinräumig stark. Verbreitet sind Auenbraunerden auf Standorten, wo die Bodenentwicklung bereits weit fortgeschritten ist. Allgemein dominiert der Braune Auenboden (braune Vega), daneben sind vor allem Auenkarbonatrohböden (Kalkrambla), Auenrendzinen (Kalkpaternia) und Auengleye verbreitet. In den verlandeten Altrheinarmen kommen vor allem in den Randbereichen der Niederung Gleye und Nassgleye vor, zumeist sind die Mäander nach dem Verlandungsabschluss vermoort.

Die ursprünglich großflächig auftretende Waldgesellschaft der Rheinniederung ist der Stieleichen-Feldulmen-Auenwald, der sich in drei Ausbildungen gliedert. In den feuchten Bereichen dominiert der Schaumkraut-Feldulmen-Auenwald. Auf den mäßig trockenen bis sehr frischen, nur relativ selten überfluteten Standorten stockt der Efeu-Feldulmen-Auenwald und in den trockensten Bereichen dominiert der Hainbuchen-Feldulmen-Auenwald. Auf den tiefliegenden, nassen und regelmäßig sowie langanhaltend überfluteten Standorten tritt als Weichholzauenwald der Silberweiden-Auenwald auf. Die vermoorten Paläomäander werden durch Erlen-Eschen-Wälder besiedelt.

4.3 Wasenweiler Ried im südlichen Oberrheintiefland

4.3.1 Naturraum und Klima

Der engere Untersuchungsraum (regionaler Pollenniederschlagsradius 5-10 km) im Bereich des Wasenweiler Rieds wird im wesentlichen durch die naturräumlichen Einheiten Kaiserstuhl, Niederterrasse des Rheins, Dreisamschwemmfächer, Tuniberg und Rheinaue gegliedert (Abb. 4.3).

Das Klima im südlichen Oberrheintiefland ähnelt dem im nördlichen sehr stark. Die Jahresmitteltemperaturen betragen zum Beispiel in Breisach 10°C, Südwestwinde dominieren ebenfalls (REKLIP 1995). Durch die Leewirkung der Vogesen sind die Niederschläge im Untersuchungsgebiet jedoch noch niedriger als am nördlichen Oberrhein. So beträgt der mittlere Jahresniederschlag bei Breisach lediglich 605 mm. Im Lee der Vogesen kann es zu Föhnwinden kommen, die bis zum Kaiserstuhl wirksam werden.

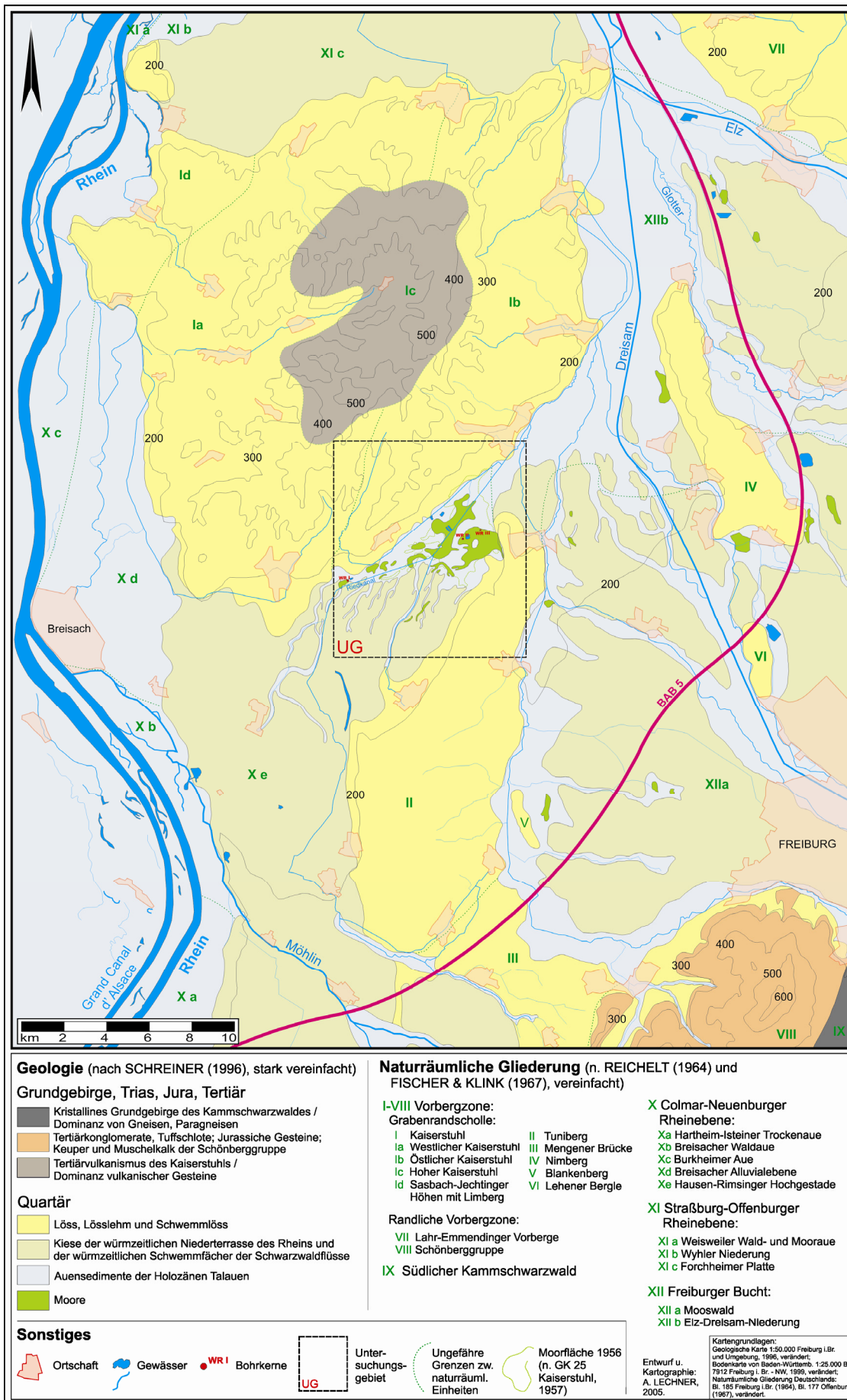


Abb. 4.3: Landschaftliche Gliederung des Untersuchungsraumes am südlichen Oberrhein.

4.3.2 Böden und potentiell natürliche Vegetation

Die Böden werden vor allem nach HÄDRICH & STAHR 2001, die potentielle Vegetation streng nach MÜLLER & OBERDORFER 1974 unkommentiert beschrieben.

In der Rheinaue herrschen grundwasserbeeinflusste Auenböden vor, insbesondere Auengleye und Pararendzinen. Stieleichen-Ulmen-Auenwälder stellen die potentielle Vegetation in den höheren Auenstufen dar, die tieferen Bereiche werden durch den Silberweiden-Auenwald dominiert. Auf den höchsten, trockeneren Auenstandorten kommt der frische Sternmieren-Stieleichen-Hainbuchenwald und auf rohen Schotterböden gelegentlich der Pfeifengras-Kiefernwald vor.

Auf dem sich an die Rheinaue anschließenden Hochgestade sind Rötliche bzw. Rubefizierte Parabraunerden und zum Teil Pararendzinen ausgebildet. Hier stellen Waldlabkraut-Traubeneichen-Hainbuchenwälder die potentiell natürliche Vegetation dar.

Im Tuniberg und weiten Teilen des Kaiserstuhls haben sich aus Löss vorwiegend Pararendzinen entwickelt. Die westlichen, besonders warmen Bereiche des Kaiserstuhls würden durch Waldlabkraut-Traubeneichen mit Flaumeiche geprägt, während sich auf der kühleren Ostseite Waldlabkraut-Traubeneichen-Hainbuchenwald ausbilden würde. Die Pararendzinen des Tunibergs werden potentiell durch reiche Hainsimsen-Buchenwälder, Waldmeister-Buchenwald bzw. Perlgras-Buchenwälder eingenommen. Die höchsten Lagen des Kaiserstuhls gehören zur Buchenstufe, hier sind Perlgras-Buchenwälder auf Norm-Parabraunerden ausgewiesen. Unterhalb der Kammlage würden teilweise Seggen-Buchenwälder stocken.

Auf dem Schwemmfächer der Dreisam sind außerhalb der Auen Parabraunerden und Braunerden verbreitet. Feuchte Sternmieren-Stieleichen-Hainbuchenwälder dominieren hier. Traubenkirschen-Eschenwälder würden auf den Auenböden der Dreisamniederung potentiell natürlich vorherrschen.

5 Material und Methoden

5.1 Quartärgeologische Voruntersuchungen (Prospektionen)

Die Füllungen von Paläomäandern bzw. Paläorinnen können als Geoarchiv nur dann sinnvoll pollenanalytisch untersucht werden, wenn die Morphologie der Mäander und Rinnen bekannt ist. In den Bereichen der Mäander bzw. Rinnen, die aufgrund der größten Erosionstiefe des Flusses zuletzt verlanden, werden die Sedimentationsraten hoch und eine entsprechend feine zeitliche Auflösung möglich sein. Für das Verständnis der Moorgenese bzw. der Flussauendynamik sind umfangreiche Prospektionsbohrungen notwendig. Die Korngrößenverteilung in den Sedimenten der Bohrprofile, das heißt in Auen- bzw. Hochflutsedimenten und in Mudden bzw. sedimentreichen Torfen ermöglichen Aussagen zur Sedimentationsgeschehen und zur Geomorphodynamik in der Umgebung.

Nach der Auswertung von Literatur, topographischen, bodenkundlichen, geologischen und historischen Karten und teilweise auch von Luftbildern wurden die zu sondierenden Flächen in beiden Untersuchungsgebieten ausgewählt.

Die Bohrungen wurden entlang von Transekten mit einem Pürckhauer- Bohrstock durchgeführt, mittels Tachymeter einnivelliert und anschließend zum Teil in Profilen dargestellt. Des weiteren wurden im Wasenweiler Ried und in den ausgewählten Paläomäandern in der nördlichen Oberrheinniederung bei Jockgrim und Wörth zahlreiche Einzelbohrungen durchgeführt. Die jeweiligen Profilaufnahmen (Substratansprachen etc.) an den Bohrpunkten erfolgten in der Regel direkt im Gelände.

5.2 Bohrkernentnahme im Gelände

In beiden Untersuchungsgebieten konnten nach den Ergebnissen der vorausgegangenen Sondierungen (Kap. 5.1) an den für pollenanalytische Untersuchungen geeignetsten Stellen der entsprechenden Moore eine Reihe ungestörter Bohrkernkerne gewonnen werden. Weitere Profile wurden zur Substrat-Beprobung - jeweils an der Moorbasis, mittig und nahe der heutigen Geländeoberfläche - mit dem Bohrstock (Pürckhauer) entnommen. Diese Substrate wurden wie die ungestörten Bohrkernkerne für die Pollenanalysen im Labor aufbereitet (Kap. 5.3.1).

Die Entnahme der ungestörten Kerne erfolgte mit dem russischen Kammerbohrer (Fa. Ejkelkamp) mit einer Länge von 50 cm und einem Durchmesser von 5 cm. Für die tieferen, stark verfestigten Bereiche an der Moorbasis im Wasenweiler Ried kam anfangs auch eine Rammkernsonde zum Einsatz. Diese Methode wurde jedoch rasch verworfen, da Stauchungen der Substrate im Bohrkern auftraten und so eine ungestörte Kernentnahme nicht möglich war. Die Bohrungen mit dem Kammerbohrer wurden jeweils in parallelen Bohrlöchern überlappend durchgeführt. Zur Vermeidung von Austrocknung wurde das gewonnene Material sofort auf Brettern in

Aluminiumfolie eingeschlagen, mit Polyethylenfolie verpackt und nachfolgend bis zur Pollenaufbereitung der Proben im Labor eingefroren.

Die Profile wurden in den Jahren 2001 bis 2003 erbohrt. Dabei wurden die Bohrungen möglichst jeweils bis in die Basis der Moore, das heißt bis in die mineralischen Sedimente des Untergrunds niedergebracht. In einigen Profilen war die ungestörte Erfassung der Basis des Moores, das heißt des Übergangsbereiches zwischen den Hochflutsedimenten bzw. glazialen Kiesen und fluvialen Mudden mit dem Kammerbohrer technisch nicht möglich. Hier wurden die Kerne entsprechend so tief wie möglich erbohrt (WR I, II; Jo I).

Die Bohrkern/Pollenprofil- bzw. Paläomäanderbezeichnungen werden jeweils mit den Gewannnamen gleichgesetzt.

5.3 Pollenanalysen

5.3.1 Probenentnahme und -aufbereitung

Die gewonnenen Bohrkern- und zahlreiche Einzelproben wurden im Labor für die Pollenanalysen vorbereitet. Nachdem die Lithostratigraphie der Bohrkern- bereits im Gelände grob angesprochen wurde, erfolgte eine genaue Untersuchung und Beschreibung derselben vor der Probenaufbereitung für die Pollenanalysen im Labor. Die Substratansprache wird im Kap. 5.5.1 genauer erläutert. Nachfolgend wurden den Bohrkernen im regelmäßigen Abstand von 4 cm (z.T. auch von 2 cm) jeweils Proben mit einem definierten Volumen von 1-2 cm³ mit Hilfe einer Spritze entnommen. Für die Bestimmung der Trockendichte (Kap. 4.5.2) wurden die Proben anschließend ausgewogen. Die chemische Aufbereitung für die Pollenanalyse erfolgte im pollenanalytischen Labor des Arbeitsbereiches Vegetationsgeschichte am Institut für Vor- und Frühgeschichtliche Archäologie und Provinzialrömische Archäologie der Ludwig-Maximilians-Universität München. Vor der Aufbereitung wurde allen Proben jeweils eine definierte Menge Sporen von *Lycopodium* in Form von Tabletten als Standard zur Bestimmung der Pollen- und Holzkohlepartikel-Konzentration hinzugefügt.

Chemisch aufbereitet wurden die Proben nach FAEGRI & IVERSEN (1989) und MOORE et al. (1991) schrittweise in folgendem Aufbereitungsgang:

- Zugabe von Salzsäure (HCl, 10%): Lösung von CaCO₃
- Aussonderung der Makroreste für eine evtl. Makrorestanalyse
- Zugabe von Natronlauge (NaOH, 10%): Zerstörung der Huminsäuren
- Acetolyse mit Essigsäureanhydrid + H₂SO₄: Zerstörung der Zellulose
- Zugabe von 38-40%iger Flußsäure (HF): Lösung der Silikate und SiO₂
- Aussonderung von weiteren organischen Resten durch Sieben d. Mikronetze
- Reinigung im Ultraschallbad
- Einbettung der angereicherten Pollenproben in Glyzerin und Abfüllung in Reagenzgläser.

5.3.2 Mikroskopische Bestimmung der Palynomorphen und Zählung der Holzkohlepartikel

Die Proben wurden mikroskopisch bei 400facher Vergrößerung im Durchlichtverfahren, zum Teil mit Phasenkontrast analysiert. In der Regel wurden die Proben bis auf eine Summe von 600 Gehölzpollen (nach MOORE et al. 1991 und JACOMET & KREUZ 1999), bei einer über 50%igen Dominanz eines Gehölzes an der Gehölzsumme bis auf mindestens 1000 terrestrische Pollen und Sporen ausgezählt, was in bestimmten Kernbereichen sehr häufig der Fall war. Nach MOORE et al. (1991) ergibt die Summe von 600 Palynomorphen statistisch ein adäquates Ergebnis für Typen, die mit einem Anteil von über 10% an der Gesamtsumme beteiligt sind, für Typen mit einem Anteil unter 5% präferieren MOORE et al. (1991) eine auszuzählende Summe von 1000 Pollen. Da sich die Pollen und Sporen auf den Objektträgern unter den Deckgläschen häufig nur ungleichmäßig verteilen, wurden mindestens 5 gleichmäßig über das Präparat verteilte Bahnen ausgezählt. Bei hohen Pollendichten kommen so zum Teil auch Gesamtsummen von weit über 1000, teilweise über 2000 zustande. In den Proben der mineralischen Basis der Profile, die häufig nur relativ wenig Pollen enthielten, wurde die Gesamtmenge der aufbereiteten Pollen ausgezählt.

Die Bestimmung der Pollen erfolgte anhand einer umfangreichen Vergleichssammlung rezenter Taxa und mit Hilfe von Bestimmungsliteratur (BEUG 1961, BEUG 2004, FAEGRI & IVERSEN 1993, MOORE et al. 1991, REILLE 1999).

Neben Pollen und Sporen wurde auch Algengattungen wie *Botryococcus* und verkohlte Partikel, sogenannte Holzkohle-Flitter gezählt. Holzkohlepartikel in Torfen und Sedimenten können ein Indikator für Waldbrände sein. Die ausschließliche Pollenanalyse liefert hierfür nicht unbedingt Hinweise, was vor allem für Brände in größerer Entfernung vom Bohrpunkt gilt (KANGUR 2002). Insbesondere sehr kleine Flitter von Holzkohle können enorm weit (Hunderte oder sogar Tausende km) äolisch verfrachtet werden, bevor sie in das Geoarchiv gelangen (TINNER et al. 1998). Während größere Holzkohlepartikel also eher regionale Brände repräsentieren, zeigen die größten vor allem lokale Ereignisse an. Die Grenze zwischen sehr kleinen, ferntransportierten/ -eingetragenen und den größeren aus der Region stammenden bzw. lokal eingetragenen Partikeln ist hierfür umstritten. In Seesedimenten wies KANGAR (2002) eine erhöhte Anzahl von Holzkohlepartikeln der Größe $>100 \mu\text{m}^2$ in Zusammenhang mit bekannten, regionalen Waldbränden nach. Das entspräche einer Flittergröße von $10 \times 10 \mu\text{m}$. In vielen Untersuchungen wird die Grenze von $10 \mu\text{m}$ zugrunde gelegt (u.a. RÖSCH 2000, NELLE 2002). Dagegen schlägt TOLONEN (1986) eine Unterscheidung von zwei Klassen $<25 \mu\text{m}$ und $>25 \mu\text{m}$ vor, wobei die Partikel der größeren Klasse regionale Brände anzeigen und gezählt werden. CLARK et al. (1989) gehen von lokalen Einträgen von Holzkohlepartikeln ab einer Größe von $1500 \mu\text{m}^2$ aus. Das entspräche einer durchschnittlichen Kantenlänge von $38 \mu\text{m}$. Bei der in den durchgeführten Pollenanalysen meist verwendeten 400fachen mikroskopischen

Vergrößerung war diese Größe $>38 \mu\text{m}$ am praktikabelsten und wurde deshalb ausgezählt. Hierbei wurde jeweils allerdings die größte Länge der Partikel zu Grunde gelegt, da eine Auswertung von Flächen technisch nicht möglich war. Die Auswertung kleinerer Partikel erwies sich auch aufgrund der teilweise enorm hohen Dichte solcher Flitter als nur schwer durchführbar. Inwieweit die Pollenaufbereitung verantwortlich sein kann für eine Zerstörung ursprünglich größerer Holzkohlepartikel in kleinere Flitter und damit das Ergebnis möglicherweise zum Teil verfälscht, kann hier nicht beurteilt und damit berücksichtigt werden. Da dieses Problem jedoch alle Proben gleichermaßen trafe, sind relative Aussagen dennoch gut möglich.

5.3.3 Berechnungsgrundlagen, Gliederung und Erstellung der Pollendiagramme

Die Pollendiagramme sind als Relativ-Diagramme dargestellt, das heißt die einzelnen Pollentypen/-arten sind in ihrem prozentualen Anteil an einer Bezugssumme dargestellt. Zur regionalen Vergleichbarkeit insbesondere mit älteren Arbeiten liegen den Diagrammen drei Bezugssummen zugrunde. Die Prozentwerte der Baum- und Sträucher-Pollen (=BP) außer *Alnus* sind auf die Gehölzpollensumme excl. *Ericaceae* (Bezugspollensumme BPS 1) bezogen. Die Anteile der Nichtbaumpollen (NBP) von Pflanzen terrestrischer und semiterrestrischer Standorte beziehen sich auf die Summe aller terrestrischen und semiterrestrischen Taxa (BPS 2). Diese umfasst alle Gehölz- und Nichtbaumpollen ohne Helophyten, Hydrophyten und Indeterminata. Deren Prozentwerte und die Anteile von *Alnus* sind auf die Gesamtpollensumme bezogen (BPS 3). Die Kurven der Pollenkonzentration und der Konzentration der Holzkohlepartikel ($>38 \mu\text{m}$) sind als Gesamtanzahl pro Volumen Sediment/ Sedentat dargestellt. Die Berechnung erfolgt nach den Gleichungen:

$$\text{Pollenkonzentration (in } 10^x/\text{cm}^3) = \frac{\text{Pollengesamtsumme} \times \text{zugegebene Sporenmenge}}{\text{Sporensumme}}$$

$$\text{Holzkohlepartikel Konz. (in } 10^x/\text{cm}^3) = \frac{\text{Holzkohlepartikelsumme} \times \text{zugegebene Sporenmenge}}{\text{Sporensumme}}$$

Bei bestimmten Fragestellungen wurde für ausgewählte Taxa auch der Pollen- Influx bzw. der Holzkohlepartikel- Influx (alle Diagramme) berechnet. Der Influx stellt das Produkt aus Pollen- bzw. Holzkohlepartikel-Konzentration und Akkumulationsrate des Sediments bzw. Torfs dar:

$$\text{Influx (in } 10^x \text{ Pollen oder Partikel / cm}^2 \times \text{a)} = \text{Pollen(o. Partikel-)Konzentration} \times \text{Akkumulationsrate}$$

Die Diagramme sind in folgende Abschnitte gegliedert (v.l.n.r.):

Am Beginn sind die Tiefenskala und die Lithostratigraphie des Bohrkerns dargestellt. Darauf folgen die Chronozonen, die Kulturepochen und die kalibrierten ^{14}C -Daten (2σ cal. BP). Abgeschlossen wird dieser Abschnitt mit den Lokalen Pollenzonen (LPZ).

Die nachfolgenden Prozentkurven der Pollentaxa wurden nach ökologischen bzw. taxonomischen Gesichtspunkten in Gruppen eingeteilt, die durch Lücken voneinander abgegrenzt sind. Die ökologischen Standortsansprüche der Pflanzenarten wurden vor allem der „Exkursionsflora von Deutschland: Gefäßpflanzen. Bd. 2 und 4“ (ROTHMALER 1995, 1996) und der „Pflanzensoziologischen Exkursionsflora für Deutschland und angrenzende Gebiete“ (OBERDORFER 2001) sowie ELLENBERG et al. (1992) entnommen. Dies setzt allerdings voraus, dass im untersuchten Zeitraum des Holozäns von etwa 12.000 Jahren keine nennenswerte Evolution von Palynomorphen stattgefunden hat. Die Morphologie der Pollentypen und die ökologischen Standortsansprüche der einzelnen Arten haben sich in diesem evolutionsbiologisch kurzen Zeitraum demnach nicht oder wenig verändert (TÜXEN 1967).

Den einzelnen Prozentkurven ist ein Totaldiagramm mit den relativen Anteilen der einzelnen Gruppen von Pflanzen mineralischer Standorte an der Gesamtsumme aller Taxa (excl. Helio- und Hydrophyten, Indeterminata (BPS 2)) vorangestellt (EMW incl. *Fagus* und *Carpinus*, sonstige Bäume, Sträucher, sonstige terrestrische NBP, Helio- und Hemerophyten). Unter EMW sind die Elemente des Eichenmischwaldes (vegetationsgeschichtliche Einteilung, nach FIRBAS 1949) zusammengefasst (*Ulmus*, *Tilia*, *Quercus*, *Fraxinus*, *Acer*). Die Helio- und Hemerophyten umfassen sowohl die lichtliebenden terrestrischen Kräuter vor den Siedlungsperioden als auch die Kulturbegleiter und Kulturpflanzen seit dem Neolithikum (vgl. WOLTERS 2002).

Darauf folgen im Diagramm mit den Gehölzen die Kurven der Baumpollen (*Pinus* bis *Castanea*) und der Sträucher (*Corylus* bis *Myricaria*), abgeschlossen wird dieser Bereich mit den Gehölz-Einzelfunden.

Der sich anschließende Abschnitt der NBP von Pflanzen terrestrischer und semiterrestrischer (mineralischer) Standorte beginnt mit einem Summendiagramm der Helio-/ Hemerophyten und sonstigen NBP. Danach sind die Prozentkurven der Hemero- und Heliophyten dargestellt, zuerst die der primären (*Cerealia* p.p. bis *Vitis*), nachfolgend die der sekundären Kulturzeiger und Heliophyten (*Plantago lanceolata* bis *Campanulaceae*). Die Kurve der *Poaceae* (Wildgrastyp) schließt sich an. Darauf folgt die Gruppe der sonstigen Kräuter (*Cichorioideae* bis *Vaccinium*), die v.a. taxonomisch geordnet sind, dann die Gruppe der Kryptogamen (*Filicineae* p.p. bis cf. *Huperzia selago*) ohne die Helophyten *Thelypteris*, *Equisetum* und *Polypodiaceae* (monolet, ohne Perine). Es folgen die Kurven der Hygrophyten (*Lythrum salicaria* bis *Lysimachia*) und ein Summendiagramm mit allen Hygrophyten. Den Abschluss dieses Diagrammbereichs bilden die Einzelfunde der NBP von Pflanzen mineralischer Standorte.

Nach diesen Abschnitten mit den Pollen und Sporen der Vegetation der mineralischen Standorte folgt der dritte Bereich mit den Prozentpollenkurven der Helophyten (*Cyperaceae* bis *Equisetum*), also der Pflanzen der moorbildenden Vegetation und der Hydrophyten (Wasserpflanzen) (*Potamogeton* bis *Lemna*). Den Einzelkurven vorangestellt ist zunächst jeweils ein Summendiagramm der Helo- und Hydrophyten. Bei entsprechendem Nachweis folgt zuletzt die Kurve der Grünalge *Botryococcus*. Anschließend sind die lokalen Verlandungs- bzw. Moorentwicklungsphasen dargestellt.

Das gesamte Pollendiagramm wird jeweils abgeschlossen mit den Prozentkurven der Indeterminata und den Kurven mit der Pollenkonzentration, der Konzentration der Holzkohlepartikel sowie der Gesamtsumme aller gezählten Pollen und Sporen. Die Indeterminata umfassen hierbei die Palynomorphen, deren Bestimmung aufgrund der schlechten Erhaltung infolge von Korrosion nicht möglich war sowie in geringem Umfang (meist sehr kleine) Pollen bzw. Sporen, deren taxonomische Bestimmung nicht gelang (Varia).

Die Pollen und Sporen wurden entweder bis zur Art, Gattung, Familie oder bis zu einem Typ bestimmt, was in den Diagrammen entsprechend ersichtlich ist (Typ: ... - T.). War ein Pollenkorn nur als Familie bzw. Gattung bestimmbar, obwohl die Bestimmung der Gattung bzw. Art häufig auch möglich war, wurde dies entsprechend mit „... p.p.“ kenntlich gemacht. Als Beispiel hierfür sei die Kurve *Cerealia p.p.* genannt. Hier sind die normalerweise separat dargestellten Spezies *Triticum* und *Hordeum* enthalten, wenn die entsprechenden Getreide-Pollenkörner nicht eindeutig als solche, sondern eben nur als *Cerealia* excl. *Zea* und *Secale* bestimmt werden konnten. *Secale* und *Zea* sind in *Cerealia p.p.* nicht enthalten, diese werden immer separat als Kurve dargestellt, da eine Bestimmung hier stets möglich war. Wenn die Bestimmung des Pollen- oder Sporentyps bzw. der Gattung/ Art unsicher war, ist dem Namen ein „cf“ vorangestellt (zum Beispiel cf. *Huperzia selago*)(n. BIRKS 1973).

Die Gesamt-Pollendiagramme sind als Beilage der Arbeit beigelegt (Kap. 12 Anhang). Die Einzeldiagramme, die zum Teil nur eine Auswahl von Taxa enthalten können, werden zusätzlich im Kapitel 7 abgebildet und diskutiert.

5.3.4 Methodische Probleme und Grenzen von Pollenanalysen

Pollenanalytische Untersuchungen und die Interpretationen der Ergebnisse sind wie viele weitere paläoökologische Untersuchungsmethoden hochkomplex. Nachfolgend sollen einige wesentliche Aspekte, die zu beachten sind, methodenkritisch durchleuchtet werden.

5.3.4.1 Zur Gliederung der Pollendiagramme

Pollenmorphologische Merkmale können nur in relativ wenigen Fällen zur Artbestimmung führen (BEUG 2004). Vielmehr führt die Bestimmung fossiler Pollen und Sporen meistens zu taxonomischen Einheiten, die mehrere Arten, eine Gattung, mehrere Gattungen, eine Familie oder einen Teil einer oder mehrerer Familien bzw.

mehrere Familien umfassen können. Für die taxonomischen Einheiten werden entweder die Namen von Familien, Gattungen und Arten oder die Bezeichnung Pollentyp verwendet. Pollentypen sind insbesondere bei den terrestrischen krautigen Taxa häufig und können z.T. mehrere Arten enthalten, die sehr unterschiedliche ökologische Standortsansprüche haben. Teilweise produzieren sogar verschiedene Pflanzenfamilien, -gattungen und -arten Pollen mit sehr ähnlichen oder gleichen morphologischen Merkmalen. Vom Namen des Pollentypen kann deshalb nicht auf die Pflanze geschlossen werden, die den Pollen produziert (KALIS et al. 2001, JOOSTEN & DE KLERK 2002). Eine strenge ökologische oder gar pflanzensoziologische Einordnung dieser Pollentypen bzw. der Pollen bestimmter Pflanzengattungen oder -familien ist demzufolge häufig nicht möglich und lässt so eine entsprechende Zuordnung zu bestimmten ökologischen Kriterien im Pollendiagramm als nicht sinnvoll erscheinen. Die terrestrischen NBP wurden demzufolge nach Hemero- und Heliophyten, die i.d.R. gut ökologisch einzuordnen sind und sonstige terrestrische NBP, die vor allem nach taxonomischen Gesichtspunkten gegliedert werden, sowie Hygrophyten, die sich wiederum meist gut ökologisch als solche einordnen lassen, gegliedert. Überschneidungen in den Zuordnungen sind so möglich. So ist z.B. die Kurve des *Ranunculus acris*- Typs in die Gruppe der sonstigen terrestrischen Kräuter gestellt. Dieser Typ enthält allerdings auch *Ranunculus fluitans*. Diese Art ist eine Unterwasserpflanze, wäre also eindeutig bei den Hydrophyten einzuordnen. Die meisten Arten, die im *Ranunculus acris*- Typ enthalten sind (nach BEUG 2004), wachsen allerdings auf mineralischen Standorten, was die vorgenommene Einordnung erklärt. Die nach BEUG (2002) ebenfalls im *Ranunculus acris*-Typ enthaltenen Gattungen *Anemone*, *Clematis* und *Pulsatilla* wurden, wenn bestimmbar, davon abweichend separat ausgewiesen. *Clematis* und *Pulsatilla* werden allerdings als cf... aufgeführt, da hier die Bestimmung nicht immer ganz sicher war. Dagegen wurde *Anemone* als *Anemone*-Typ nach FAEGRI (1993) mit Hilfe der Vergleichssammlung bestimmt. Auch *Ranunculus flammula*, welcher ebenso nach BEUG (2004) im *Ranunculus acris*-T. enthalten ist, konnte nach FAEGRI (1993) bestimmt werden und wurde als Feuchtigkeitszeiger den Hygrophyten zugeordnet.

Sind in einem Pollen-Typ oder einer Familie bzw. Pflanzengattung Arten mit sehr verschiedener ökologischer Amplitude enthalten, ist es häufig dennoch möglich, unter Einbeziehung weiterer Kriterien diese Pollen einzuordnen. So wurde unter Einbeziehung der Standorte und des weiteren Pollenspektrums bzw. auch der Chronozone und der Lithostratigraphie die wahrscheinlichste Zuordnung zu einer Gruppe getroffen. Ein Beispiel hierfür wäre die Gattung *Filipendula*. Es sind grundsätzlich zwei Arten denkbar: *Filipendula ulmaria* und *Filipendula vulgaris*. Die Pollen beider Arten sind kaum zu unterscheiden. Während *F. vulgaris* (heute) relativ selten ist und auf sommerwarmen trockenen Standorten wie z.B. Kalk-Magerrasen, Halbtrockenrasen, an trockenen Waldrändern und in lichten Eichen- oder Kiefernwäldern vorkommt, ist *Filipendula ulmaria* auf feuchten bis nassen Standorten wie Nasswiesen, in Verlandungsbeständen und Moorwiesen, in Ufergebüsch und

Auwäldern (u.a. als Eschen- und Erlenbegleiter) verbreitet. Da die letztgenannten feuchten Biotope für die Untersuchungsgebiete typisch sind, handelt es sich bei den Pollen von *Filipendula* sicher vorwiegend um die von *Filipendula ulmaria*, weshalb eine Einordnung im Diagramm bei den Hygrophyten erfolgte. Ein weiteres Beispiel ist der *Polygonum persicaria*-Typ. Dieser Typ enthält neben *Polygonum persicaria* auch *Polygonum hydropiper*. Während der Verbreitungsschwerpunkt von *P. persicaria* v.a. in Ackerfluren, Gärten oder auf Schuttplätzen auf nährstoffreichen frischen bis feuchten Standorten liegt, ist *P. hydropiper* als typischer Wechselwasserzeiger in Schlamm-Unkrautfluren, an Quellen u.ä., das heißt nassen und zeitweilig überfluteten, ebenfalls relativ nährstoffreichen Standorten ziemlich häufig. Im Auen-Pollenprofil „Unterm Schnabel“ (Jo II) tritt dieses Pollenkorn regelmäßig und vor allem ausschließlich in den Schichten der abgelagerten Mudden auf. Gleichzeitig ist das Spektrum und der Anteil der Hemerophyten in dieser Zeit des jüngeren Atlantikums im Pollenprofil äußerst gering. Deshalb wurden diese Pollen als *Polygonum pers.-T./ P. hydropiper-T.* zu den Helophyten gestellt. Entsprechend wurde beim nahen, ebenfalls in der Talaue gelegenen Profil „Bruchstücke“ verfahren, da der vermoorte Paläomäander die gleiche Hydrogenese durchlaufen hat. In den anderen beiden Profilen aus dem Wasenweiler Ried treten die Pollen des *P. persicaria*-Typs gehäuft in den Bereichen auf, wo das Spektrum und die Konzentration der Hemerophyten insgesamt hoch ist. Entsprechend wurden die Pollen hier als *Polygonum persicaria*-Typ eingeordnet.

5.3.4.2 Zur Interpretation der pollenanalytischen Ergebnisse

Der Pollenniederschlag kann nur ein mehr oder weniger verzerrtes Bild der pollenerzeugenden Vegetation geben (FIRBAS 1949). Einige wesentliche zu berücksichtigende Faktoren („Fehlerquellen“), die bei der Pollenanalyse und bei der Interpretation der Ergebnisse zu beachten sind, sollen nachfolgend aufgeführt werden (n. FIRBAS 1949, FAEGRI & IVERSEN 1989, LANG 1994, BURGA & PERRET 1998):

- Die spezifische Pollenproduktion (**1**) der Pflanzenarten ist verschieden, Pflanzen weisen häufig verschiedene Alter beim erstmaligen Blühen auf, ebenso variiert die Blühhäufigkeit der Taxa teilweise beträchtlich.
- Die Pollenerzeugung schwankt mit den klimatischen Verhältnissen, den Standortsbedingungen und in Abhängigkeit von geschlossenen oder offenen, reinen oder gemischten Beständen.
- Die Pollenverbreitung (**2**) (-transport) ist unterschiedlich.
- Die Einbettung und Konservierung (**3**) von Pollenkörnern ist verschieden, Pollen sind unterschiedlich erhaltungsfähig.
- Insbesondere in Sedimenten von grundnah sauerstoffreichen Gewässern können Strömungen zu Aufwirbelungen und selektiven Zusammenschwemmungen vor allem im Uferbereich und damit zu Umlagerungen oder Anreicherungen von Pollen und Sporen führen. Das gilt im besonderen für Mudden, die unter fluvial-

limnischen Bedingungen in Flussauen abgelagert wurden. Betroffen hiervon sind insbesondere die vesiculaten, mit Luftsäcken versehenen Pollen von Nadelgehölzen. Wühltätigkeiten durch in den Sedimenten lebende Tiere können ebenso Umlagerungen bewirken (Bioturbation). Das gleiche gilt für zeitweilig oder rezent (oberflächlich) austrocknende und damit zersetzte Torfe, in denen die Bioturbation ebenfalls eine Rolle spielt.

- Substratwechsel, Sukzessionen oder auch Waldbrände (natürliche und anthropogen bedingte) können zu Änderungen des BP/NBP- Verhältnisses führen und so Klimaänderungen vortäuschen.

Diese Faktoren bestimmen im wesentlichen den Polleninhalte einer Ablagerung und damit das zu analysierende Pollenspektrum (vgl. LANG 1994). Auf die hervorgehobenen Faktoren (1-3) wird nachfolgend genauer eingegangen.

(1) Bestäubungsökologisch bedingt, bestehen zwischen den (in den meisten Vegetationstypen überwiegenden) blühenden Pflanzen große Unterschiede in der Menge der produzierten Pollen:

- Anemophile Pflanzen: hier werden die Pollen durch Wind übertragen, die Pflanzen erzeugen größere, aber auch unterschiedliche Mengen: Gefäßkryptogamen und windblütige Spermatophyten, darunter viele Gehölze
- Entomophile Pflanzen: Produktion geringerer Mengen Blütenstaub, der durch Wind übertragen wird: fast nur angiosperme Spermatophyten (Bedecktsamer)
- Amphiphile Pflanzen: der reichlich produzierte Blütenstaub wird bestäubenden Insekten als Nahrung angeboten, zugleich aber auch durch Wind verbreitet

(2) Der Pollenniederschlag setzt sich aus mehreren Pollenkomponenten zusammen. TAUBER (1965) unterscheidet für bewaldete Gebiete aus den Transport- und Verbreitungsmechanismen der Pollen drei Komponenten:

1. Lokal transportierter Pollen: Pollen stammen aus der unmittelbaren Nachbarschaft der Lagerstätte bzw. werden von ihr selbst durch die moorbildende Vegetation erzeugt. Die Pollen sedimentieren direkt vor Ort. Transport nur über einige Meter. [JANSSEN (1981) unterscheidet zusätzlich eine extralokale Komponente, die von Pflanzen der Moorrandbereiche stammt. Diese Pollen sedimentieren nicht am Wuchsort der Pflanze selbst.]
2. Regional transportierter Pollen: unmittelbar über das Kronendach der Wälder über Entfernungen von 5 bis 10 km verwehte Pollen. Insbesondere dieser Anteil spiegelt die Vegetation eines Untersuchungsgebietes wider.
3. durch Fernflug eingetragener Pollen: gut flugfähiger Pollen z.B. von *Pinus* kann in höhere Schichten der Atmosphäre gelangen und über Dutzende, Hunderte oder zum Teil auch Tausende Kilometer ferntransportiert werden und wird vor allem durch Regen niedergeschlagen.

Alle beschriebenen Komponenten sind in den Ablagerungen enthalten, ihre Anteile sind jedoch verschieden. In Kleinseen und Mooren (<30m Durchmesser) überwiegt der lokaltransportierte Pollen, in mittleren Mooren und Seen mit bis zu mehreren 100 m Durchmesser nimmt dieser bereits stark ab und in größeren Seen und Mooren (>1km) dominiert der regionaltransportierte Pollen mit bis zu 70%, während ferntransportierter Pollen hier rund 20% und der lokale Pollenniederschlag nur noch 10% ausmachen (nach TAUBER 1965, 1977; LANG 1994). Abhängig also von der Größe der Lagerstätte und zusätzlich vom Offenheitsgrad einer Landschaft variiert der jeweilige Anteil der Komponenten. Je größer und offener eine Fläche ist, desto höher ist der relative Anteil des regionalen Pollenniederschlags (vgl. auch JACOBSON, G.L. & BRADSHAW, R.H.W. 1981, JANSSEN 1981).

Die untersuchten Profile wurden in verschiedenen großen Niedermooren mit unterschiedlichem Offenheitsgrad gewonnen, eine genaue Abgrenzung der Komponenten in Metern ist nicht möglich. Dennoch repräsentieren die meisten Gehölze im Diagramm (außer z.T. *Alnus* und *Salix* u.a., vgl. Kap. 7.1) die regionale Pollenkomponente. Das gleiche gilt für die meisten Hemero- und Heliophyten. Die *Poaceae*-Pollen lassen sich nicht einfach einer regionalen oder lokalen Herkunft zuordnen, die meisten sonstigen terrestrischen NBP gehören zum lokalen Pollenspektrum. Die Helo- und Hydrophyten, also die Pflanzen der moorbildenden Vegetation und die Wasserpflanzen werden ausschließlich der lokalen Komponente zugerechnet.

(3) Im Gewässern sinken Pollen mit unterschiedlicher Geschwindigkeit, die abhängig von der Größe ist, ab, wobei sie durch Strömungen verfrachtet werden können und so möglicherweise nicht an Ort und Stelle sedimentieren. Weitere Probleme der horizontalen und vertikalen Verfrachtung während und nach der Einbettung durch Bioturbation und Strömung wurden bereits erläutert. Nach der letztendlichen Einbettung der Pollenkörner oder Sporen, die vorwiegend aus der Luft, aber auch durch fließendes Wasser eingeschwemmt werden können, im Sediment oder Torf, kommen die Pollen unter Sauerstoffabschluss zur Ruhe und werden konserviert (fossilisiert). Jetzt hängt ihre Erhaltung im wesentlichen vom Sporopollenin in den Exinen ab. Je nach Gehalt sind die Pollenkörner entsprechend korrosionsresistent gegenüber der Oxydation durch Luftsauerstoff oder kaum erhaltungsfähig. Relativ korrosionsresistent sind z.B. die Pollen der *Cichorioideae* wie *Taraxacum*, von *Tilia* und die Sporen der *Pteridophyten*, bei denen allerdings die Perine leicht oxidiert werden und somit nur die Endosporen übrig bleiben. Relativ geringe Gehalte an Sporopollenin weisen z.B. die Pollen von *Quercus* und *Populus* auf, die deshalb korrosionsanfälliger sind. Sehr schlecht erhaltungsfähig sind die Pollen einiger Wasserpflanzen. Zu einem großen Teil sind die Torfe in den untersuchten Profilen durch einen mittleren bis hohen Zersetzungsgrad (H6 bis H8) gekennzeichnet. Die durch zeitweilige Austrocknung der Moore (vgl. Kap. 7.1) bedingte Zersetzung ist teilweise nicht nur auf die obersten Schichten, wo sie allerdings meist am größten ist, beschränkt. Durch den Luftzutritt in diesen Torfen ist auch eine stärkere

Pollenkorrosion und damit –selektion möglich. So war hier der Anteil der korrodierten Pollen zum Teil entsprechend hoch. Auch wenn diese Pollenkörner häufig noch bestimmbar waren, spiegeln die Prozentkurven der Indeterminata die Problematik in der Regel dennoch wieder. Bei der Auswertung und der Interpretation der pollenanalytischen Ergebnisse wurde dies so weit wie möglich berücksichtigt.

Aus den geschilderten Kriterien wird deutlich, wie komplex das Faktorengefüge ist und welche Verzerrungen Pollenspektren in der Lagerstätte gegenüber der tatsächlich umgebenden Vegetation aufweisen können. Durch für einzelne Sippen empirisch ermittelte R-Werte (Pollen-Repräsentationswerte) versuchte DAVIS (1963) diese Verzerrung auszugleichen. $R\text{-Wert} = \frac{\text{Prozentwert im Pollenspektrum}}{\text{Prozentwert in der Vegetation}}$. Liegt der Wert über 1, ist die Sippe am Spektrum übervertreten, ist er kleiner als 1, ist sie untervertreten. ANDERSEN (1970) fand bei Untersuchungen in dänischen Mooren nur geringe Unterschiede zwischen P-Werten (Pollenproduktion) (s.o.) und R-Werten und berechnete Korrekturfaktoren für Pollenspektren. Dies ist jedoch problematisch, da die Faktoren weder geographisch noch chronologisch konstante Größen darstellen und so nicht einfach übertragbar sind (LANG 1994, FAEGRI & IVERSEN 1989).

Eine Einteilung in vier durch Übergänge verbundene Repräsentationsgruppen, die vor allem die unterschiedliche Pollenerzeugung zugrunde legt, ist möglich, allerdings ist die Einteilung nur sehr grob (FAEGRI & IVERSEN 1950, BURGA & PERRET 1998). Die Pollenwerte werden durch Faktoren korrigiert, um annähernd die richtigen Anteile an der Vegetation wiederzugeben:

1. Taxa, die sich durch starke Pollenproduktion auszeichnen und deshalb im Pollenspektrum überrepräsentiert sind: z.B. *Pinus*, *Betula*, *Alnus*, *Corylus*, viele Gräser wie z.B. *Secale*: Faktor 0,25
2. Taxa mit mittlerer Pollenproduktion und annähernd „richtigem“ Anteil am Pollenspektrum: z.B. *Abies*, *Picea*, *Fagus*, *Quercus*, *Ulmus*: Faktor 1
3. Taxa mit geringer Pollenproduktion oder ineffizienter –verbreitung und dementsprechend starker Untervertretung am Pollenspektrum: z.B. *Larix*, *Acer*, *Fraxinus*, *Castanea* und *Tilia*, viele Kräuter : Faktor 4
4. Taxa, die extrem wenig Pollen produzieren: z.B. *Hedera*, *Viscum*, *Ilex*, einige Kräuter : Korrekturen nicht sinnvoll

Sämtlichen Pollendiagrammen in dieser Arbeit liegen ausschließlich die unkorrigierten Prozentwerte zu Grunde. In den Diskussionen zur Vegetationsentwicklung wurde die Einteilung in unterschiedliche Repräsentationsgruppen dagegen, wenn möglich, berücksichtigt.

Letztendlich ist die Vegetation, die aus den Pollendiagrammen abgeleitet wird, ein Ergebnis, welches durch die Berücksichtigung und Abwägung unterschiedlicher komplexer Faktoren im Gesamtkontext ermittelt wird.

5.4 Radiokarbondatierung und Chronostratigraphie

Die Datierung der Moorsubstrate erfolgte mit der Radiokarbondatierungsmethode. Die Entwicklung von Mooren und auch Moorbereichen verläuft zeitlich nicht kontinuierlich. Die Sedimentations- bzw. Sedentationsraten können nur Bruchteile von Millimetern pro Jahr betragen oder auch deutlich über einem Millimeter liegen. Ebenso sind Stagnationsphasen in der Moorentwicklung möglich (Hiatus). Um die verschiedenen Entwicklungsphasen zu erfassen, ist eine relativ enge Datierung der jeweiligen Bohrkerne unbedingt notwendig. Aus den ^{14}C -Daten lassen sich dann Moorwachstumsraten berechnen. Weiterhin sind vegetationsgeschichtliche Ereignisse in den Pollendiagrammen und kulturgeschichtliche Epochen zeitlich nur bei einer entsprechenden Dichte von ^{14}C -Datierungen einzuordnen.

Proben für die Datierungen wurden in den Profilen entsprechend der Lithostratigraphie (Substratwechsel) und an biostratigraphischen Grenzen (Pollendiagramm) bzw. im Bereich von Anomalien (Hiaten) entnommen. In den telmatischen Bereichen der Profile wurden Torfballen bzw. pflanzliche Makroreste, in den fluviatil-limnischen Sedimenten pflanzliche Makroreste datiert.

Angegeben werden tabellarisch jeweils die konventionellen Alter und die Mittelwerte der kalibrierten Alter 2σ mit der Standardabweichung (2σ : 95,4%ige Wahrscheinlichkeit). In den Zeit-Tiefen-Diagrammen, den Pollendiagrammen und Substratanalysen-Tiefen-Diagrammen werden ausschließlich die kalibrierten Daten in Jahren vor heute (vor 1950) verwendet (2σ cal. BP).

Insgesamt wurden 40 Radiokarbondatierungen in verschiedenen Einrichtungen durchgeführt. Die Datierung der Proben in den Bohrkernen Wasenweiler Ried „Murr“ und Jockgrim „Unterm Schnabel“ erfolgte am Institut für Umweltphysik in der Heidelberger Akademie der Wissenschaften. Diese Proben wurden konventionell (Zählrohr) datiert. Die Proben des Kerns Jockgrim „Bruchstücke“ wurden im wesentlichen im Laboratorium Beta Analytic Inc. in Miami mit der AMS- Methode nach vorheriger Trennung von Sediment und Sedentat und Reinigung des pflanzlichen Materials datiert. Nachdatierungen an diesen drei Kernen und sämtliche Datierungen von Proben der Kerne Wasenweiler Ried „Schachen“ und Jockgrim „Schnabelbruch“ wurden in Zürich durchgeführt. Die für die Altersbestimmung erforderliche Präparierung und Aufbereitung des Probenmaterials erfolgte im Radiokarbonlabor des Instituts für Physische Geographie der Universität Zürich (GIUZ). Die anschließende Datierung wurde mittels der AMS-Technik (accelerator mass spectrometry) auf dem Tandem-Beschleuniger des ITP (Institut für Teilchenphysik) der ETH-Hönggerberg durchgeführt.

Die ^{14}C -Datierung weist einige methodische Probleme auf. So ist bei der Datierung von pflanzlichen Makroresten im Torf zu beachten, dass Pflanzenwurzeln in tiefere, das heißt ältere Schichten durchwachsen können. Die Datierung dieses Materials ergäbe dann ein zu junges Alter der entsprechenden Schicht. Das gleiche gilt für die Kontamination mit allochthonem Kohlenstoff, der z.B. durch Bioturbation oder Lösung

von Huminsäuren in die zu datierende Schicht gelangen kann. Von Bioturbation sind die infolge von Meliorationen oder aufgrund zwischenzeitlicher Austrocknung stark zersetzten oder vererdeten Torfschichten besonders betroffen. Neben diesem Effekt der Kontamination spielt v.a. in minerogenen Mooren der Reservoireffekt eine zu beachtende Rolle. Die untersuchten Moore sind von Grundwasser gespeiste Verlandungs- und Versumpfungsmoore. Versickerndes Regenwasser löst das im Boden enthaltene fossile Karbonat, bevor es zu Grundwasser wird (MÜNNICH, 1957). Dieses weist infolge dessen fast stets ein zu hohes ^{14}C -Alter auf (früher auch Hartwassereffekt genannt), was sich auf das Alter der Torfe und Mudden auswirken kann. Weiterhin sind alle untersuchten Moore an der Basis durch kalkreiche Sedimente charakterisiert. Die hier zum Zeitpunkt der Ablagerung lebenden Mollusken u.a. Organismen nehmen auch fossilen Kohlenstoff auf, der z.T. lange aus dem atmosphärischen C-Kreislauf ausgeschieden ist und sogar ^{14}C -frei sein kann. Das gleiche gilt für Wasserpflanzen, die gelöstes Kohlendioxid aufnehmen können, welches bereits längere Zeit im Wasser gelöst ist. In beiden Fällen liefert eine Datierung entsprechend überhöhte scheinbare ^{14}C -Alter (GEYH, 2005). Deshalb wurden in den fluviatil-limnischen Sedimenten der Profile nur Makroreste terrestrischer Pflanzen datiert.

Weiterhin sind Altersverfälschungen durch Änderungen der atmosphärischen Isotopenverhältnisse ($^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$) (Prozesse der Isotopenfraktionierung) möglich. Diese können bei Austauschvorgängen zwischen atmosphärischem CO_2 und dem jeweiligen Organismus (Atmung), durch biochemische Prozesse in den Organismen und auch bei der Diagenese des abgelagerten organischen Materials stattfinden (STEBICH, 1999).

In jüngeren Proben spielt der Kernwaffeneffekt eine Rolle. Durch die oberirdischen Atombombentests in den 50er und 60er Jahren des 20. Jh. wurden Neutronen erzeugt, die zur zusätzlichen Bildung von ^{14}C in der Atmosphäre führten. Hierdurch erhöhte sich anthropogen bedingt die ^{14}C -Aktivität der Atmosphäre enorm, zeitweilig um mehr als das Doppelte (LANG 1994).

Durch die Kombination der Radiokarbondaten und der Palynostratigraphie ist eine chronostratigraphische Gliederung der Diagramme möglich. In der Vergangenheit wurden viele Pollendigramme für das Spätglazial und Holozän nur nach biostratigraphischen Merkmalen chronostratigraphisch gegliedert (nach OVERBECK & SCHNEIDER 1938; FIRBAS 1949). Später wurden zunächst für Nordeuropa durch MANGERUD et al. (1974) eine chronostratigraphische Gliederung des Spätglazials und Holozäns mit Radiokarbondaten aufgestellt. Diese regionale Gliederung ist jedoch nicht einfach auf Untersuchungen in Mitteleuropa übertragbar.

Eine Neugliederung des Spätglazials und Holozäns für Mitteleuropa wurde von LITT et al. 1997, STEBICH 1999 und ANDRES & LITT 1999 mit Hilfe warvenchronologischer Untersuchungen vorgenommen. Hierzu wurden laminierte, das heißt jahreszeitlich

geschichtete Seesedimente in Eifelmaaren analysiert. Auf diese chronostratigraphische Gliederung bezieht sich die vorliegende Arbeit (Tab. 5.4.1-2).

Tab. 5.4.1: Gliederung des Spät- und Postglazials (* Holozän: nach LITT 1997, unpubliziert in PETERS & JERZ 2002; Spätglazial: nach STEBICH 1999). Zeitangaben jeweils in Warvenjahren.

Geologische Gliederung	Zeitabschnitt (Chronozone)		Kalibrierte Alter BP *
Spätholozän	Jüngeres	Subatlantikum	1000 - 0
	Älteres		2800 - 1000
Mittelholozän	Subboreal		5100 - 2800
	Jüngeres	Atlantikum	6800 - 5100
	Älteres		8200 - 6800
Altholozän	Boreal		9800 - 8200
	Präboreal		11590 - 9800
Jungpleistozän	Spätglazial		14.446 - 11590
	Hochglazial		> 14.446

Tab. 5.4.2: Gliederung des Spätglazials (nach STEBICH 1999). Zeitangaben in Warvenjahren.

Zeitabschnitt (Chronozone)	Kalibrierte Alter BP
Jüngere Dryas	12.680 - 11.590
Alleröd	13.370 - 12.680
Ältere Dryas	13.535 - 13.370
Bölling	13.670 - 13.535
Älteste Dryas	13.810 - 13.670
Meiendorf	14.446 - 13.810
Hochglazial	> 14.446

Infolge der teilweise großen Standardabweichungen der ^{14}C -Daten kann die Zeitspanne, in der das Radiokarbondatum liegt, beträchtlich sein. So kann das Datum aufgrund der scharfen Grenzen der Chronozonen demnach in zwei Zonen liegen. Den Berechnungen zur chronologischen Gliederung der Diagramme, das heißt der Einteilung in Chronozonen und der archäologischen Gliederung (Kulturepochen), wurden deshalb jeweils die arithmetischen Mittelwerte der kalibrierten Alter zugrunde gelegt. Das gleiche gilt für die zeitliche Gliederung der Diagramme mit den Substratanalysen und der Zeit-Tiefen-Diagramme einschließlich der Berechnungen der Moornwachstumsraten.

In den zwischen den Radiokarbonaltern liegenden Zonen wurden die Alter interpoliert. Für die Bereiche, in denen die ^{14}C -Daten nicht verwendet werden konnten, wurde eine Chronozonierung mit Hilfe der palynologischen Ergebnisse vorgenommen (vgl. Kap. 6.4 und 7.1). Die Hiaten wurden durch die Kombination der ^{14}C -Daten mit den palynologischen Ergebnissen chronostratigraphisch eingegrenzt.

Zusammenfassend dargestellt sind die zeitlichen Gliederungen, auf die sich in dieser Arbeit bezogen wird, in Abbildung 5.4.1.

5.4 Radiokarbondatierungen und Chronostratigraphie

Zeit cal BC/AD	Zeit uncal BP	Zeit cal BP	Geolo- gische Glieder- ung	Chrono- zone (cal BP)	Archäologische Gliederung	Chrono- logische Gliederung (Kultur- Epochen)	
-1000			Spätholozän	Subatlantikum	Übergang Hochmittelalter		
-800	-1100	-1150			Oftonen	Früh- mittelalter	
					Karolinger		
-600	-1450	-1350			Jüngere Merowingerzeit		
-400					Ältere Merowingerzeit	Römische Kaiserzeit / Spätantike	
					Spätantike		
-200	-1730				Jüngere Röm. Kaiserzeit		
0	-2000	-1950			Ältere Röm. Kaiserzeit	Jüngere Eisenzeit	
					Latène D		
200					Latène C		
400	-2440	-2400			Latène A/B	Ältere Eisenzeit	
600			Hallstatt D				
800	-2500	-2750	Hallstatt C				
-1000	-2850	-2950	Mittelholozän	Subboreal	Urnfelder-Kultur	Späte Bronzezeit	
	-3000				Hügelgräber-Kultur	Mittlere Bronzezeit	
-1500	-3450				Arbon	Frühe Bronzezeit	
					Singen		
-2000	-3500	-3950			Schnur- keramik	End- neolithikum	
					Glocken- becher		
-2500	-4000	-4450			Horgen	Spät- neolithikum	
-3000	-4400	-4950			Jüngeres Atlantikum	Jung- neolithikum	
-3500	-4700	-5450					Michels- berg
							Kugelbecher
-4000	-5000						Michels- berg
-4500	-5650	-6450	Rössen	Mittel- neolithikum			
			Großgartach	Altneolithikum			
-5000	-6100	-6950	Bandkeramik				
-5500			Älteres Atlantikum	Spätmesolithikum			
-6000	-7150	-7950					
-7000	-7950	-8950			Boreal	Mesolithikum	
-8000	-8890	-9950	Präboreal	Frühmesolithikum			
				Frühestmesolithikum			
-9000	-9550	-10950	Frühholozän	Spät- glazial	Spätpaläolithikum		
-10000	-10250	-11950				Pleistozän	Paläolithikum

Abb. 5.4.1: Gliederung der Chronozonen und Kulturepochen bis zum Hochmittelalter für das Oberrheintiefland.

Aus: LECHNER et. al 2003 [nach SANGMEISTER 1993, LITT 1997, STEBICH 1999, ANDRES & LITT 1999], verändert.

5.5 Laboranalysen

5.5.1 Substratansprache, Zersetzungsgrad und Texturanalysen

Die Feld- bzw. Laboransprachen der Sedentate und Sedimente der Moorkörper, das heißt der Torf- und Muddearten wurden nach der Einteilung von SUCCOW & JOOSTEN (2001) durchgeführt (Tab. 5.5.1). Die Kurzbezeichnungen (Symbole) werden in allen Diagrammen für die lithostratigraphische Zonierung des entsprechenden Kerns verwendet. Im Labor erfolgte die Ansprache der organischen Substrate der Einzelproben und vor allem der Bohrkerns, die für die Pollenanalysen aufbereitet wurden, mit Hilfe einer Lupe (4 bis 10fache Vergrößerung) bzw. unter einem Auflichtmikroskop bei 1,2 bis 20facher Vergrößerung.

Tab. 5.5.1: Torf- und Muddearten. Nach: SUCCOW & JOOSTEN 2001 (aufgeführt sind nur die in den Untersuchungen tatsächlich vorkommenden Substrate)

Torfartengruppe		Torfart	
Bezeichnung	Symbol	Bezeichnung	Symbol
Holztorf	h-h	Erlenbruchtorf (<i>Alnus</i> -Torf)	h-he
Riedtorf	h-r	Seggentorf (<i>Carex</i> -Torf)	h-rs
		Schilftorf (<i>Phragmites</i> -Torf)	h-rp
Amorpher Torf	h-a	stark zersetzter Torf	h-az
		vererdeter Torf	h-av
Muddeartengruppe		Muddeart	
Organomudde	y-o	Torf- und Grobkalkmudde	y-ot
Kalkmudde	y-c	Fein- und Grobkalkmudde	y-cf, y-cg
Silikatmudde	y-s	Tonmudde	y-st
		Schluffmudde	y-su
		Sandmudde	y-ss

Mischungen von Torf- und Muddearten werden durch Schätzung der quantitativen Anteile bezeichnet, wobei das dominierende Substrat vorangestellt ist (Tab. 5.5.2).

Tab. 5.5.2: Gliederung der Mischtorfe. Nach: SUCCOW & JOOSTEN 2001, verändert.

Anteil des Mischungs- partners in Vol. %	Beispiele	
< 10	h-rs / rp'	Seggentorf mit geringerem Anteil an Schilftorf
10 bis 25	h-rs / rp	Seggentorf mit deutlichem Anteil an Schilftorf
> 25	h-rs / <u>rp</u>	Seggentorf mit hohem Anteil an Schilftorf

Der Zersetzungsgrad der Torfe wurde im Labor durch visuelle Einschätzung und durch die Handquetschprobe der frischen Torfe und Bestimmung der Farbe des dabei austretenden Wassers sowie der Menge des zwischen den Fingern

hindurchgehenden Torfes in einer 10stufigen Skala nach VON POST (1924) bestimmt (H-Wert) (Tab. 5.5.3). Amorpher Torf wurde nach dem Bestimmungsschlüssel nach SUCCOW & JOOSTEN (2001) ausgewiesen.

Tab. 5.5.3: Zersetzungsgrade von Torfen nach VON POST (1924)

Zersetzungsgrad	Bezeichnung
H1 – H2	sehr schwach zersetzt
H3 – H4	schwach zersetzt
H5 – H6	mittel zersetzt
H7 – H8	stark zersetzt
H9 – H10	sehr stark zersetzt

Die Bodenarten der Auen- bzw. Hochflutsedimente wurden bei den Prospektionsbohrungen im Gelände (Kap. 5.1) mittels Fingerprobe nach dem Schlüssel der Bodenkundlichen Kartieranleitung der AG Boden (1994) bestimmt.

Dagegen wurden die Analysen der Korngrößenfraktionen des Feinbodens der Basissedimente bzw. Sedimentlagen in den für die Pollenanalysen aufbereiteten Bohrkernen im Labor des Geographischen Instituts der Universität Bonn mit der Sieb- und Sedimentationsanalyse durchgeführt. Hierzu wurden zunächst die Proben bei 105 °C nach vorherigem Absieben des Bodenskeletts (>2mm Äquivalent-Durchmesser) (sowie in humusreichen Proben nach der Zerstörung organischer Substanz mit Wasserstoffperoxid (H₂O₂)) getrocknet und eingewogen. Die Sand-Unterfraktionen wurden durch Siebung durch einen entsprechenden Prüfsiebsatz ermittelt (nach DIN 19683 Bl.1). Die Anteile der Schluff- und Tonfraktionen wurden anschließend mit der Sedimentationsanalyse nach KÖHN (1955) (Pipettiermethode) nach vorheriger Zerstörung der organischen Substanz mit H₂O₂ und nachfolgender Behandlung der Proben mit Natriumpyrophosphat (Na₄P₂O₇) bestimmt. In den Abbildungen und Tabellen mit der Lithostratigraphie werden für die mineralischen Schichten die Kurzzeichen für die Bodenarten nach der Bodenkundlichen Kartieranleitung der AG Boden (1994) aufgeführt.

5.5.2 Trockensubstanzdichte und Glühverlust

Die Ermittlung des Glühverlustes ermöglicht Rückschlüsse auf den Gehalt an organischer Substanz in Mudden und Torfen sowie neben der direkten Bestimmung des Zersetzungsgrades ebenfalls Aussagen zur Torfzersetzung durch Mineralisation infolge von Luftzutritten (Austrocknungsphasen). Der Glührückstand lässt Rückschlüsse auf die Dichte der Torfe und begrenzt auch auf die Torfart zu. Weiterhin ermöglichen - neben der Bestimmung der Bodenarten in mineralischen Schichten der Torfkörper bzw. Mudden (Kap. 5.5.1) - der Glühverlust bzw. -rückstand und die Trockensubstanzdichte Aussagen zum Eintrag von mineralischen

Sedimenten durch Einwehung bzw. Einschwemmung in die Moore. Daraus lassen sich wiederum Aussagen zur Morphodynamik im Moor selbst und der umgebenden Landschaft ableiten.

Analog zu den Probennahmen für die Pollenanalysen wurde den Bohrkernen alle 4 cm mit einer Spritze definierte Volumina Substrat entnommen. Diese Proben wurden feucht eingewogen, anschließend 24h bei 105°C im Trockenschrank getrocknet und wieder gewogen. Aus Trockengewicht und Volumen ließ sich die spezifische Trockensubstanzdichte berechnen.

Die Bestimmung des Glühverlustes wurde nach DIN 19684 Teil 3 durchgeführt. Hierzu wurden die bereits bis zur Gewichtskonstanz getrockneten Proben (s.o.) nach vorheriger Zerstörung der Carbonate durch Zugabe von HCl eingewogen und im Muffelofen bei 550°C 2,5 h verascht. Nach mehrstündiger Abkühlung in Exsikatoren wurden die geglühten Proben ausgewogen. Der Glühverlust berechnet sich nach folgender Gleichung:

$$\text{Glühverlust (in Gew.\-%)} = 100 - \text{Glührückstand (in Gew.\-%)}$$

$$\text{Glührückstand (in Gew.\-%)} = \text{Gewicht Glührückstand (g)} \times 100 / \text{Trockengewicht (g)}$$

5.5.3 Kalkgehalt

Die Schätzung des Carbonatgehaltes erfolgte nach der Bodenkundlichen Kartieranleitung der AG Boden (1994) durch Zugabe von 10%iger Salzsäure (HCl). Hierzu wurden die getrockneten Proben (Kap. 5.5.2) mit HCl versetzt und über den Grad des Aufbrausens der Carbonatgehalt in Stufen von c0 bis c6 (carbonatfrei bis extrem carbonatreich) abgeschätzt. Anschließend wurden die Proben wieder 24 h bei 105°C bis zur Gewichtskonstanz für die nachfolgende Bestimmung des Glühverlustes getrocknet.

5.6 Molluskenbestimmung

Die Molluskenanalyse kann zu wichtigen Angaben zur Bestimmung der aktuellen Wasserqualität und sowie ihrer Veränderung in Raum und Zeit erbringen. Zudem, und das interessiert in dieser Arbeit vor allem, ermöglicht sie Hinweise auf das Bildungsmilieu fossiler Sedimente. Über die Kenntnis der ökologischen Ansprüche heutiger Arten lassen sich so mittels Analogieschluss Aussagen zum Milieu fossiler jungquartärer Sedimentkörper ableiten (JANKE 2000).

In einigen Verlandungsmooren wurden Mudden abgelagert, in denen Gehäuse bzw. Schalen von Mollusken enthalten waren. In den meisten organo-mineralischen Mudden waren die Schalen allerdings stark beschädigt bzw. zerstört, so dass häufig nur noch Bruchstücke vorhanden waren, was eine qualitative Bestimmung unmöglich machte. Lediglich in Kalkmudden waren die Gehäuse vor allem von Schnecken (*Gastropoda*), teilweise auch von kleineren Muscheln (*Bivalvia*) relativ zahlreich und zum Teil auch sehr gut erhalten, so dass eine Bestimmung der Gattungen bzw. Arten vorgenommen werden konnte. Aber auch diese Mudden waren nicht so reich an Mollusken, dass etwa das gesamte Artenspektrum hätte erfasst werden können. So war nur eine taxonomische Bestimmung, nicht aber eine quantitative Auszählung möglich.

Die Arten wurden entsprechend der Fundtiefe in der Mudde erfasst, mit Federstahlpinzette und Präparationsnadeln vorsichtig heraus präpariert, in Wasser gereinigt und anschließend bestimmt.

Die Bestimmung mittels Bestimmungsliteratur (STRESEMANN 1983, JAECKEL in STRESEMANN 1992) erfolgte mit Hilfe einer Lupe (4 bis 10fache Vergrößerung) bzw. bei den kleineren Arten unter einem Auflichtmikroskop mit 1,2 bis 20facher Vergrößerung.

6 Ergebnisse

6.1 Prospektionen und Querprofile

Bei Jockgrim wurde in den Gewannen „Bruchstücke“ und „Oberfeld“ der hier gelegene Paläomäander entlang von 4 Querprofilen mit insgesamt 47 Bohrungen sondiert (Abb. 6.1.1). In den zentralen (östlichen) Bereichen des Wasenweiler Rieds wurden in den Gewannen „Murr“, „Nötig“ und „Erlenschachen“ 81 Bohrungen in 10 Profilen abgetäuft (Abb. 6.1.6). Weiterhin wurden jeweils etwa 20 einzelne Prospektionsbohrungen im gesamten Wasenweiler Ried einschließlich der westlichen Bereiche „Schachen“ und in der nördlichen Oberrheinniederung bei Jockgrim bzw. Wörth vor allem in den Gewannen „Bruchstücke“ sowie „Unterm Schnabel“, „Schnabelbruch“ und „Erlenbruch“ durchgeführt.

6.1.1 Nördliche Oberrheinniederung

Die vier Querprofile wurden (neben Einzelbohrungen) im vermoorten Paläomäander östlich von Jockgrim vom Fuße des Hochgestades ausgehend angelegt (Abb. 6.1.1).

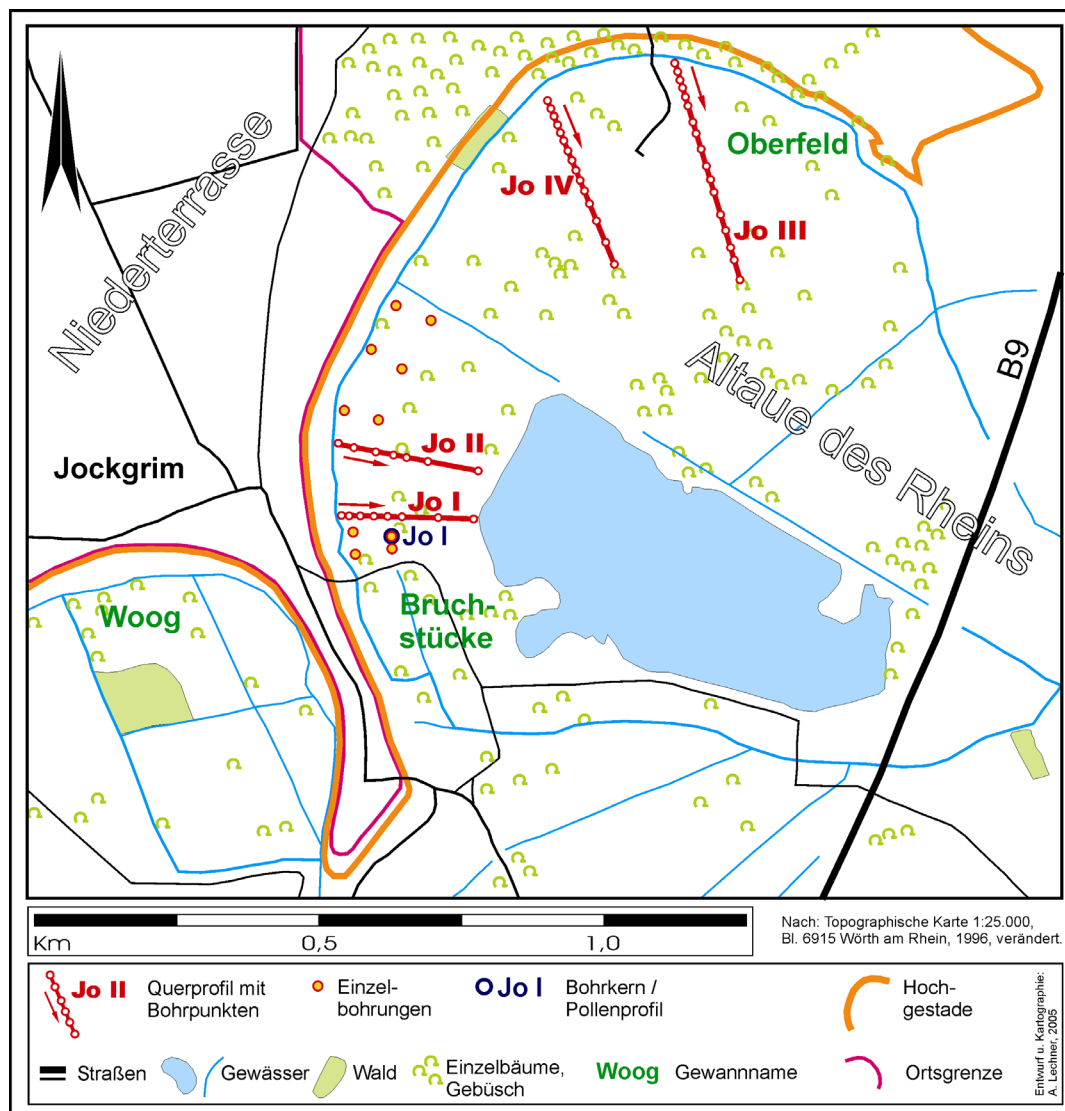


Abb. 6.1.1: Lage der Querprofile im Paläomäander östlich von Jockgrim.

Über wechselnden Schichten von kalkreichen Sedimenten (Stufen c3-c6) unterschiedlichster Textur sind in der Regel gering mächtige Schilf- und Seggentorfe, an einigen Bohrpunkten auch reine Bruchtorfe aufgewachsen. Zum Teil handelt es sich auch um Antorfe. Vor allem die oberflächlich anstehenden Torfe sind durch die langjährige Grundwasserabsenkung bereits stark mineralisiert, das heißt zersetzt bzw. vermullet oder schon vererdet. Die Torfmächtigkeit in den Bohrpunkten schwankt zwischen einigen Dezimetern und maximal etwa 170 cm. In den Mäanderbereichen folgen über kalkreichen Hochflut- bzw. Auensedimenten im Zuge der Verlandung unter fluvial-limnischen Bedingungen abgelagerte mineralische kalkreiche Ton- und Schluff-Mudden, bevor die Torfbildung einsetzte (Verlandungsmoor). An einigen Bohrpunkten bildet jedoch Hochflutsand die Moorbasis. Die Korngröße der Hochflut- und Auensedimente variiert insgesamt stark. Tendenziell nimmt diese in den Sedimenten in der Regel von der Tiefe zur Oberfläche hin ab, das heißt häufig folgen auf Kiese zunächst Sande, dann Lehme und Schluffe. Der lithostratigraphische Übergang zwischen Auen- und Hochflutsedimenten ist nach diesen Untersuchungen nicht differenzierbar.

Nach bzw. während der Verlandung der Paläomäander wurden die in ihnen gebildeten Moore teilweise wiederholt durch Rheinhochwasser überflutet, wobei möglicherweise Torfe erodiert, vor allem aber Sedimente abgelagert wurden. In einigen Bohrungen zeigen sich entsprechende Wechsellagerungen von Torfen und Auensedimenten (Abb. 6.1.2-5)(Kurzzzeichen der Bodenarten in Tab. 6.1.1). In den untersuchten Mäanderbereichen lässt das heute insbesondere aufgrund der Torfzersetzung deutlich ausgeprägte Mikrorelief nicht auf eine entsprechende Vermoorung des Mäanders schließen. Die mächtigsten Torfe sind nicht zwangsläufig in den oberflächlichen Senken lokalisiert (Abb. 6.1.2-5). Dagegen lässt sich der Verlauf bzw. die Ausdehnung des Mäanders in den Querprofilen stratigraphisch gut nachweisen. Die Bohrungen in den Querprofilen Jo I und Jo II (Bruchstücke) wurden jeweils bis in die kiesigen Substrate der Niederterrasse niedergebracht. Am Tiefenprofil dieser kiesigen Basis und dem Verlauf der Torfmächtigkeiten lässt sich der Querschnitt des Mäanders erkennen und eingrenzen (Abb. 6.1.2-3). In den Querprofilen Jo III und IV (Oberfeld) wurden die Terrassenkiese nur teilweise in größeren Tiefen (z.T. > 11m unter Flur) erreicht. Technisch war dies nicht an allen Bohrpunkten möglich. Dennoch lässt sich der Querschnitt des Mäanders auch hier aufgrund der Torfmächtigkeiten und -abfolgen gut erkennen. Allerdings ist die Vermoorung hier im südlichen Abschnitt dieser beiden Querprofile unterbrochen, das heißt die Sedimente stehen an der Geländeoberfläche an (JO III 12, 13 u. Jo IV 12). Im weiteren Verlauf setzt die Vermoorung wieder ein (ab Bohrung Jo III 14 bzw. Jo IV 13). Möglicherweise handelt es sich um einen weiteren Mäander, der sich hier anschließt (Abb. 6.1.4-5). Ebenso könnte aber auch der durch die starke Torfzersetzung bedingte Torfschwund dafür verantwortlich sein, dass der hier vielleicht ursprünglich nur sehr flachgründige Torf inzwischen vollständig an der Geländeoberfläche verschwunden ist.

6.1 Querprofile

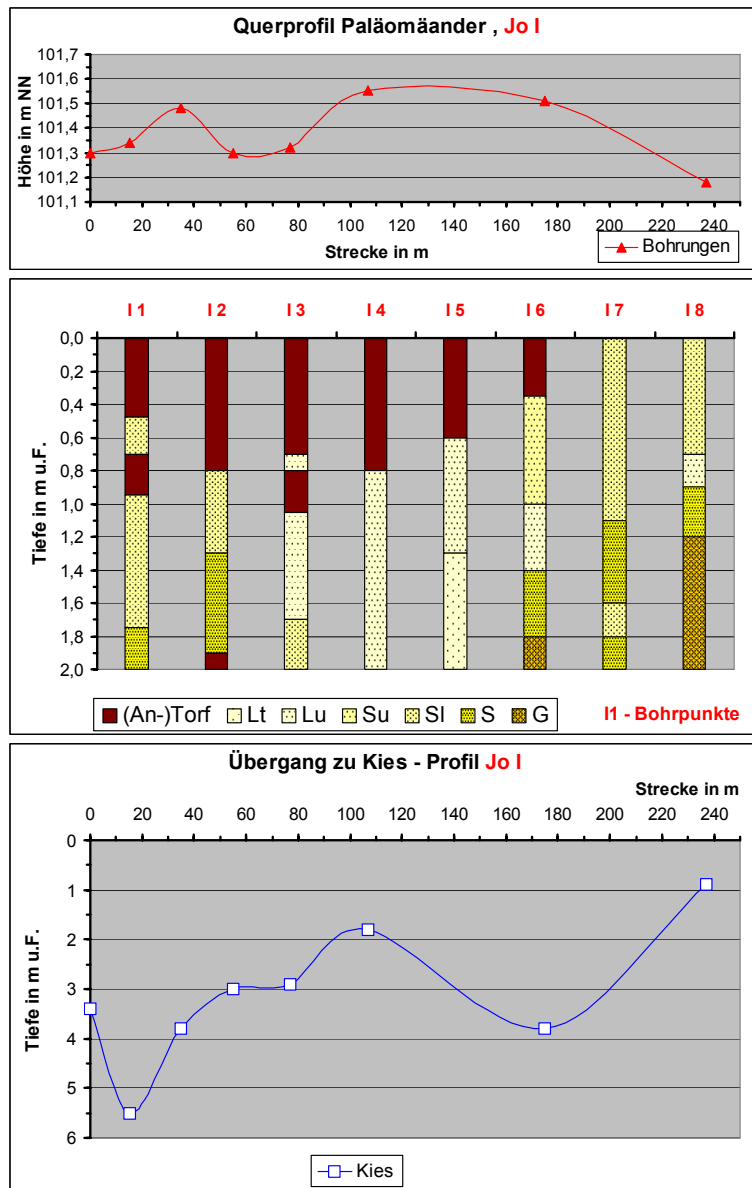


Abb. 6.1.2: Mikrorelief, Schichtsäulenprofile, Tiefe der Terrassen-Kiese. Paläomäander östlich Jockgrim, Querprofil I.

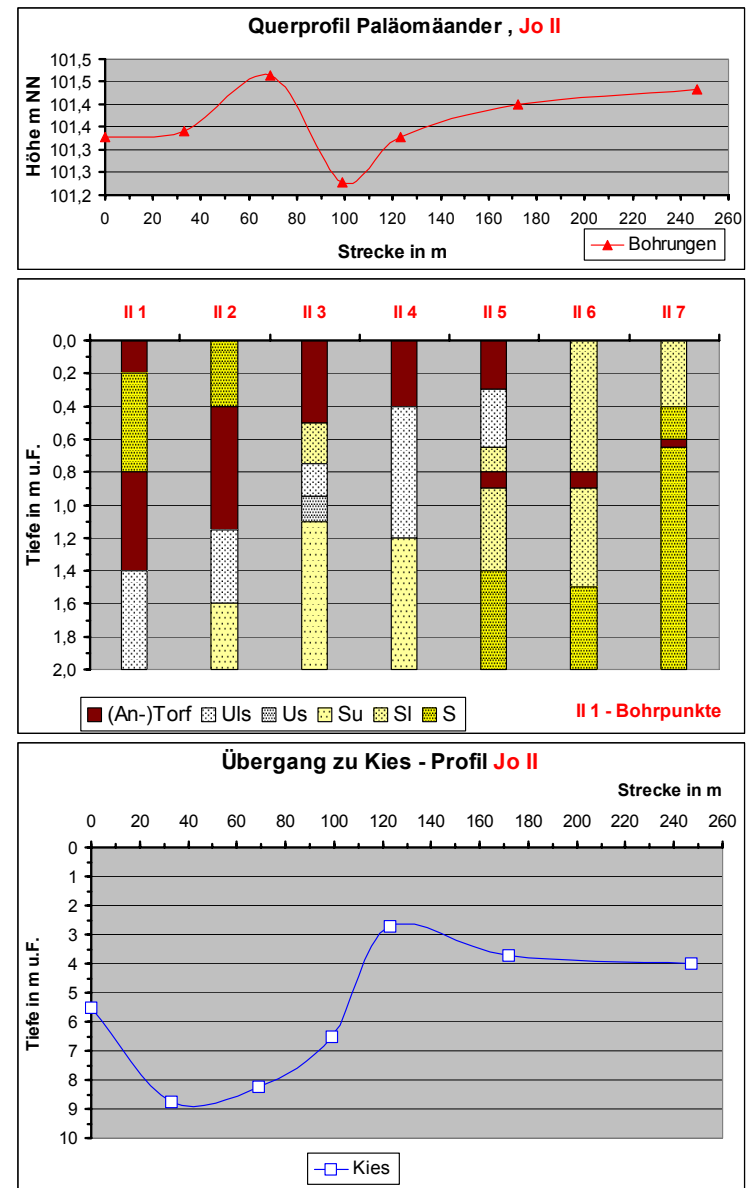


Abb. 6.1.3: Mikrorelief, Schichtsäulenprofile und Tiefe der Terrassen-Kiese. Paläomäander östlich Jockgrim, Querprofil II.

6.1 Querprofile

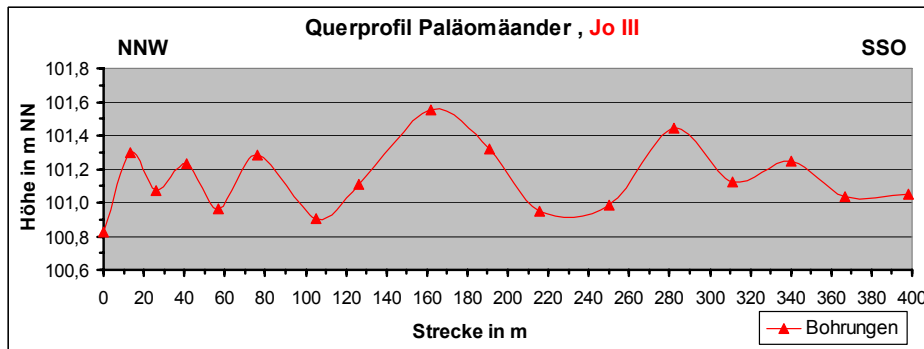


Abb. 6.1.4:
Mikrorelief und Schichtsäulenprofile Paläomäander östlich Jockgrim, Querprofil III.

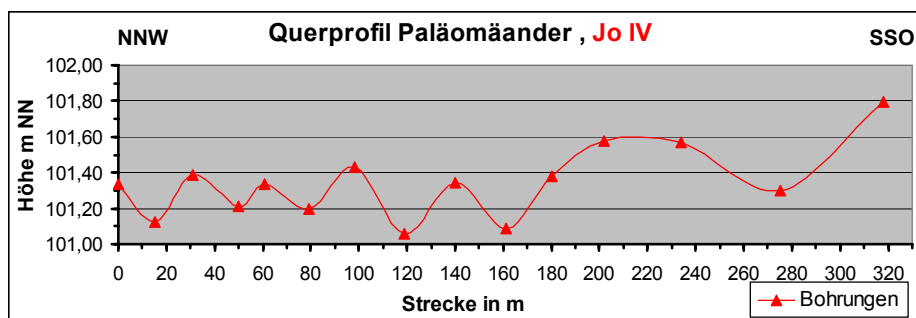
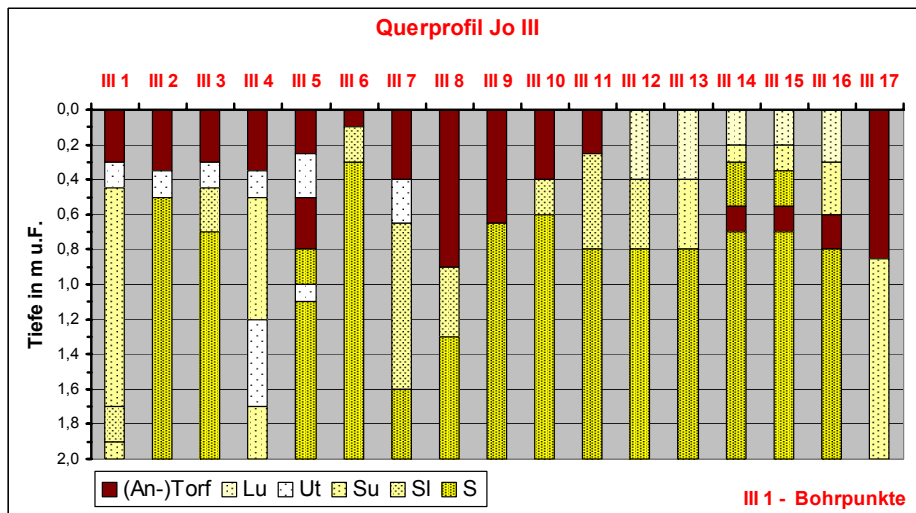
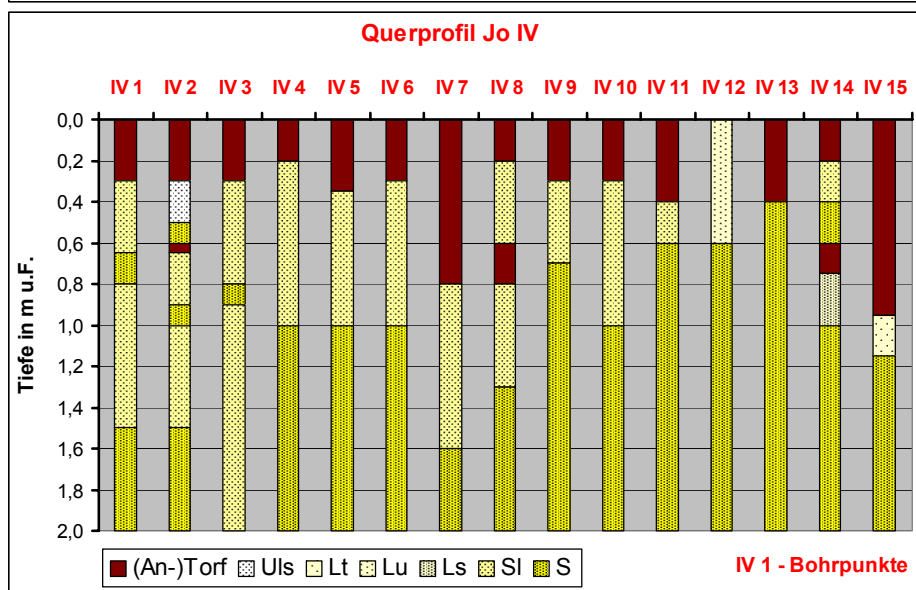


Abb. 6.1.5:
Mikrorelief und Schichtsäulenprofile Paläomäander östlich Jockgrim, Querprofil IV.



6.1.2 Wasenweiler Ried

Durch die starke oberflächliche Torfzersetzung im Wasenweiler Ried sind die Ostrheinrinnen heute „herauspräpariert“, das heißt vor allem außerhalb der Vegetationsperiode oberflächlich gut sichtbar (vgl. Kap. 7.1). In den Waldstücken, die meist eine dichte Strauchschicht aufweisen, sind die Rinnen allerdings teilweise visuell nur sehr schwer erkennbar. Die Profile wurden deshalb jeweils auf Flächen angelegt, die sich heute unter Grünlandnutzung befinden, da hier die Ostrheinrinnen oberflächlich gut zu erkennen waren. Die Anlage erfolgte jeweils möglichst quer zu den sichtbaren Rinnen von Süd nach Nord. Einzelbohrungen wurden auch in Waldbereichen durchgeführt (Abb. 6.1.6). Sämtliche Bohrungen wurden jeweils bis in die Kiese und Schotter niedergebracht.

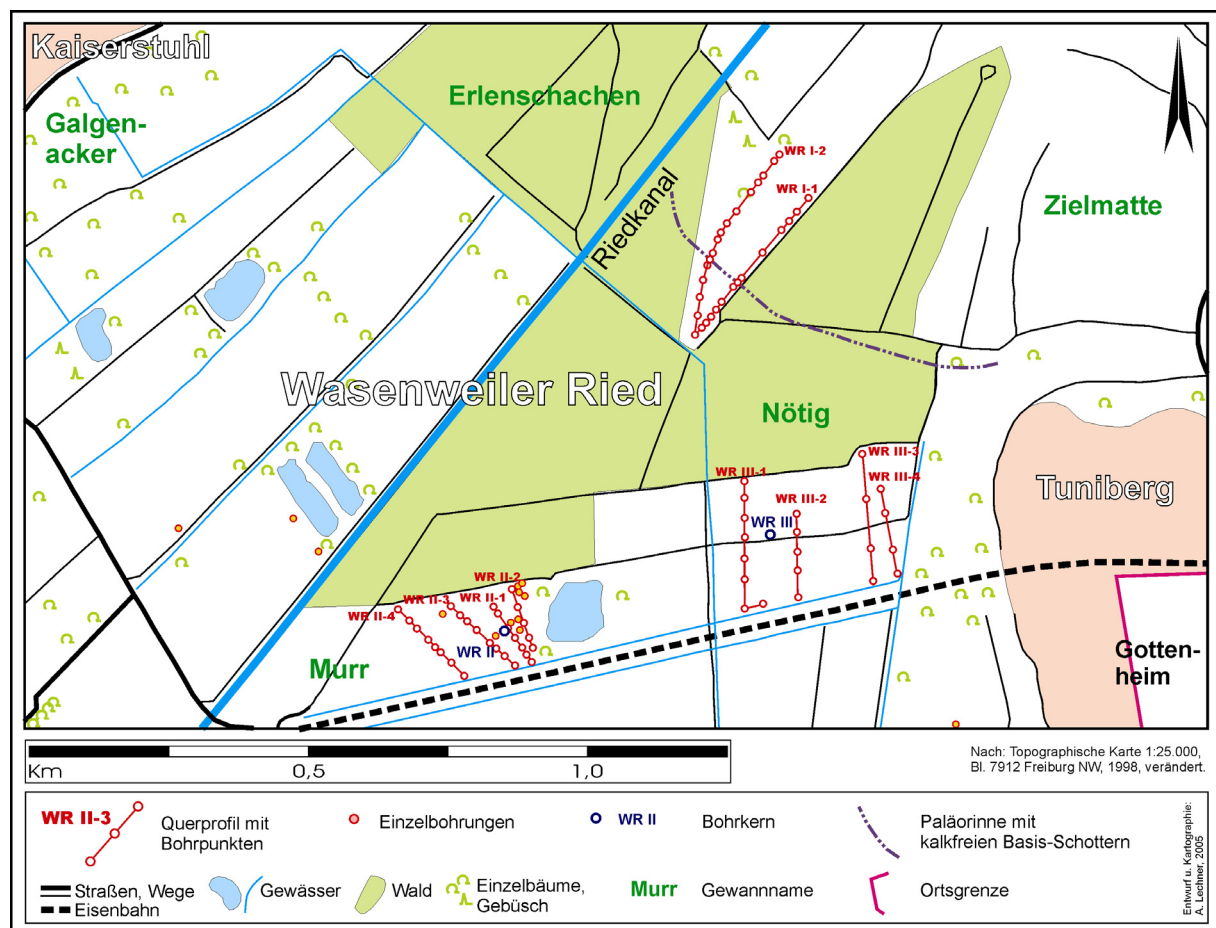


Abb. 6.1.6: Lage der Querprofile im zentralen (östlichen) Teil des Wasenweiler Rieds..

Das Wasenweiler Ried stellt hydrogenetisch einen Komplex aus Verlandungs- und Versumpfungsmooren dar. Oberflächlich stehen Versumpfungsmoortorfe an (Kap. 7.1.4). In Verlandungsbereichen bildete sich vorwiegend Schilf-, Seggen- und Bruchwaldtorf über meist gering mächtigen organo-mineralischen kalkreichen Ton- und Schluffmudden (Silikatmudden) (z.B. Profile III-1,-2,-3; Abb. 6.1.11-13). Darunter

6.1 Querprofile

bilden kalkreiche (Stufe c4-c6) Sande, Kiese und Schotter des Ostrheins die spätglaziale Basis des Moores (Niederterrasse). Dagegen ist in Versumpfungsbereichen, die den größten Flächenanteil des Moores einnehmen, der Torf direkt auf den Schottern aufgewachsen, was auf Grundwasseranstieg hindeutet (z.B. Profile II-1,-2,-3,-4; Abb. 6.1.7-10). Dieses Mosaik von Versumpfungs- und Verlandungsbereichen im Ried lässt sich in den Profilen gut erkennen. Das Moor ist in der Regel sehr flachgründig (<100cm Torf), in einzelnen Rinnen sind die Torfe jedoch deutlich mächtiger (Maximum in eigenen Bohrungen: 180cm Torf, Bohrkern WR III). Im Wasenweiler Ried ist der Zersetzungsgrad der Torfe infolge langjähriger Melioration in der Regel hoch (H 6 bis 10). Häufig ist der oberflächlich anstehende Torf nur noch als Antorf (nach SUCCOW & JOOSTEN 2001) anzusprechen. Auch hier lässt das heute vor allem aufgrund dieser Torfzersetzung deutlich ausgeprägte Mikrorelief nicht auf eine entsprechende Vermoorung schließen. In den oberflächlich scheinbar tiefsten Rinnen sind nicht unbedingt die mächtigsten Torfe ausgebildet. Auch lassen oberflächliche Rinnenstrukturen nicht auf tatsächliche Verlandungsbereiche, in denen über den Schottern zunächst Mudden abgelagert wurden, schließen. Durch den oberflächlich sichtbaren Verlauf der Rinnen lässt sich die Ostrheinfurkation („verwilderte Flussläufe“) heute zum Teil gut erkennen, ebenso die Abflussrichtung von SW nach NO.

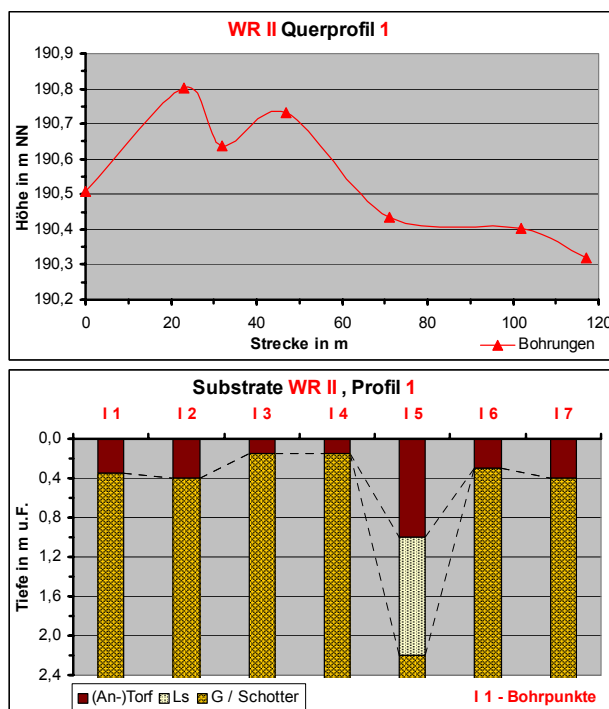


Abb. 6.1.7: Mikrorelief und Schichtsäulenprofil Wasenweiler Ried „Murr“, Querprofil WR II - 1.

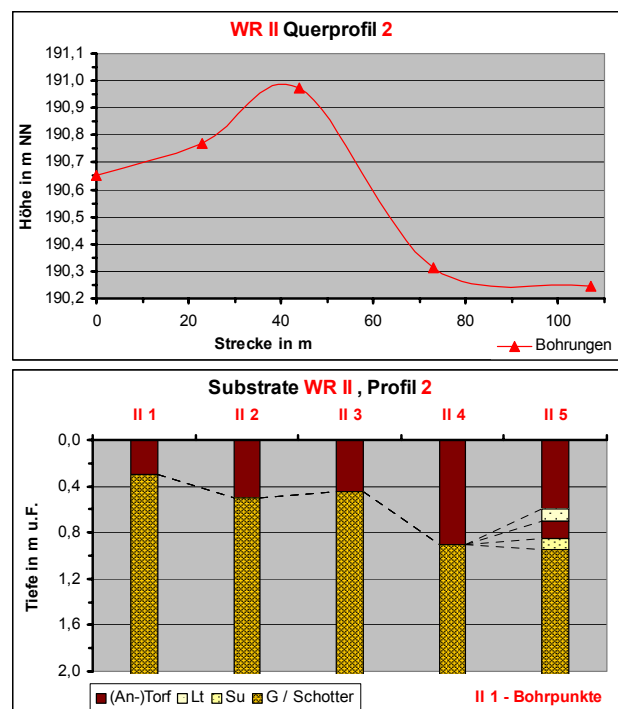


Abb. 6.1.8: Mikrorelief und Schichtsäulenprofil Wasenweiler Ried „Murr“, Querprofil WR II - 2.

6.1 Querprofile

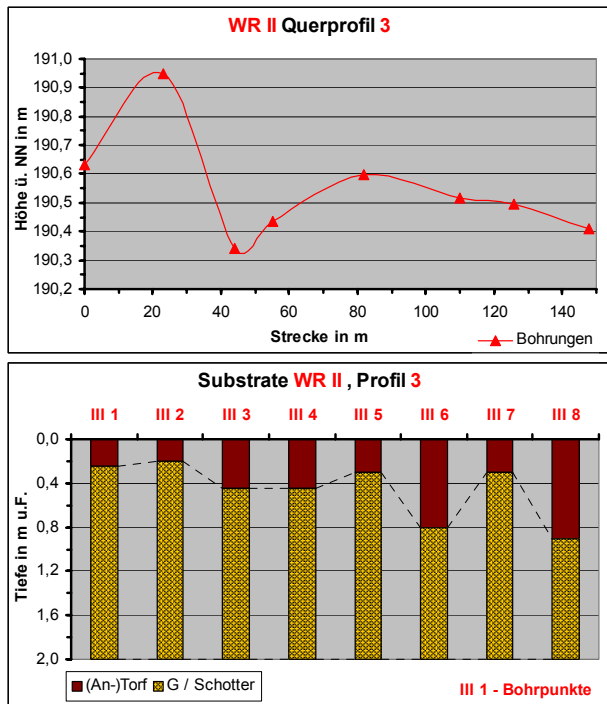


Abb. 6.1.9: Mikrorelief und Schichtsäulenprofil Wasenweiler Ried „Murr“, Querprofil WR II - 3.

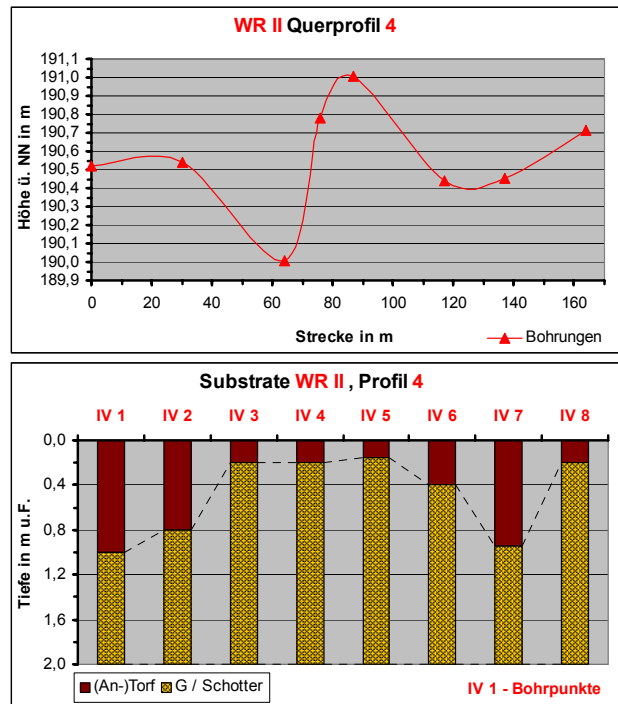


Abb. 6.1.10: Mikrorelief und Schichtsäulenprofil Wasenweiler Ried „Murr“, Querprofil WR II - 4.

In einigen Bohrprofilen, die nach der Lithostratigraphie verlandete Rinnen anzeigen, finden sich in den unteren Torfschichten meist kalkreiche und feinkörnige Sedimentlagen (Abb. 6.1.8, 6.1.12, 6.1.13). Diese Schichten stellen Hochwasserabsätze des Rheins dar und wurden also bereits während der Vermoorung des Wasenweiler Rieds, vermutlich im frühen Holozän, eingetragen. Einzelne Überflutungen, zumindest von Teilbereichen des Wasenweiler Rieds entlang von Rinnen durch starke Hochwässer des Rheins, sind demnach in einer noch frühen Phase der Moorentwicklung wahrscheinlich.

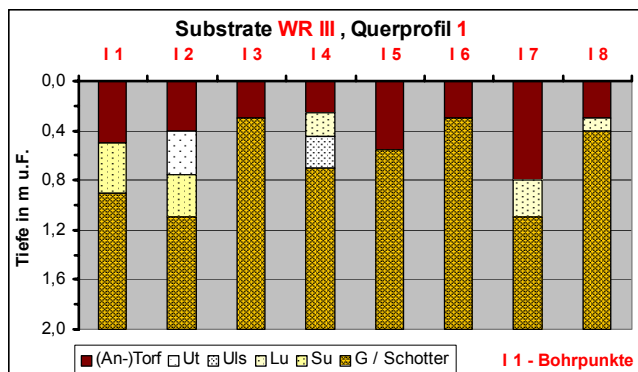


Abb. 6.1.11: Schichtsäulenprofil Wasenweiler Ried „Nötig“, Querprofil WR III-1.

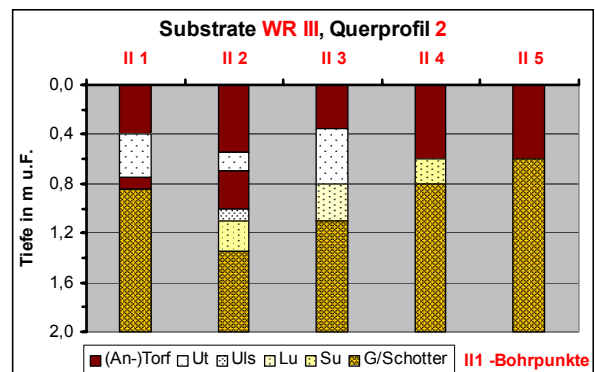


Abb. 6.1.12: Schichtsäulenprofil Wasenweiler Ried „Nötig“, Querprofil WR III - 2.

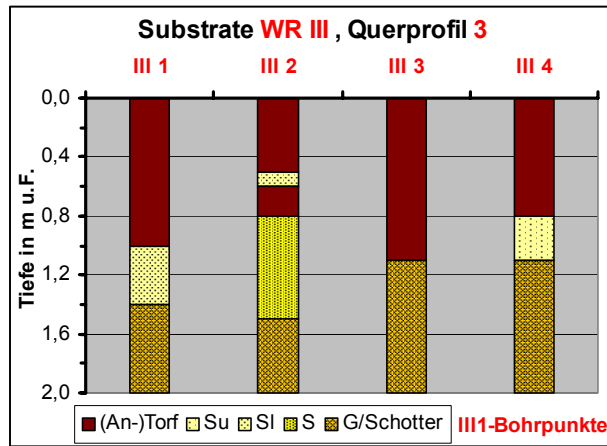


Abb. 6.1.13: Schichtsäulenprofil Wasenweiler Ried „Nötig“, Querprofil WR III - 3.

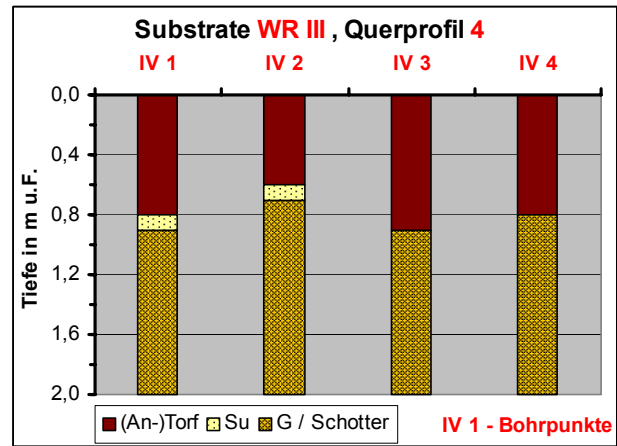


Abb. 6.1.14: Schichtsäulenprofil Wasenweiler Ried „Nötig“, Querprofil WR III - 4.

Im Bereich des Gewannes Erlenschachen, in dem die Querprofile WR I-1 und WR I-2 angelegt wurden, verlaufen die oberflächlich sichtbaren Rinnen nicht dem typischen Verlauf der Ostrheirinnen entsprechend von SW nach NO wie z.B. in den Bereichen WR II (Murr) und III (Nötig), sondern von SO nach NW. Die Basiskiese und –schotter sind hier in einigen vorwiegend im nordöstlichen Bereich liegenden Rinnen kalkfrei oder sehr karbonatarm (Stufe c0-c1) und enthalten Glimmer. Diese Indizien sprechen dafür, dass diese Sedimente aus dem Schwarzwald stammen (Abb. 6.1.15-16). Es handelt sich demnach nicht um Paläorinnen des Ostrheins, sondern vermutlich um alte Rinnen des Dreisamsystems. Der östlich angrenzende Schwemmfächer der Dreisam bestätigt diese These. Im untersuchten Bereich des Gewannes Erlenschachen verzahnen sich also die Schwarzwaldkiese mit den Kiesen und Schottern des Ostrheins. Auch diese Rinnen sind, ebenso wie die Ostrheirinnen, zunächst verlandet und anschließend vermoort. Der Längsverlauf der ausgeprägtesten (tiefsten) Rinne im prospektierten Bereich (WR I) ist in Abb. 6.1.6 mit einer unterbrochenen Linie skizziert. Hier ist die Vermoorung im Querprofil am stärksten (in WR I), die Torfe erreichen die größte Mächtigkeit (Bohrungen I 7 bis 9, II 5 bis 7 in Abb. 6.1.15-16).

Tab. 6.1.1: Kurzzeichen der Bodenarten bzw. Moorsubstrate in den Schichtsäulenprofilen. Bodenarten nach Bodenkundliche Kartieranleitung der AG Boden, 1994; Moorsubstrate nach SUCCOW & JESCHKE, 1988.

Kurzzeichen	Bodenart	Kurzzeichen	Bodenart
Ut	toniger Schluff	Su	schluffiger Sand
Uls	sandig-lehmiger Schluff	Sl	lehmiger Sand
Us	sandiger Schluff	S	Sand
Lt	toniger Lehm	G	Kies
Lu	schluffiger Lehm		Moorsubstrate
Ls	sandiger Lehm	(An-)Torf	Torf und Antorf

6.1 Querprofile

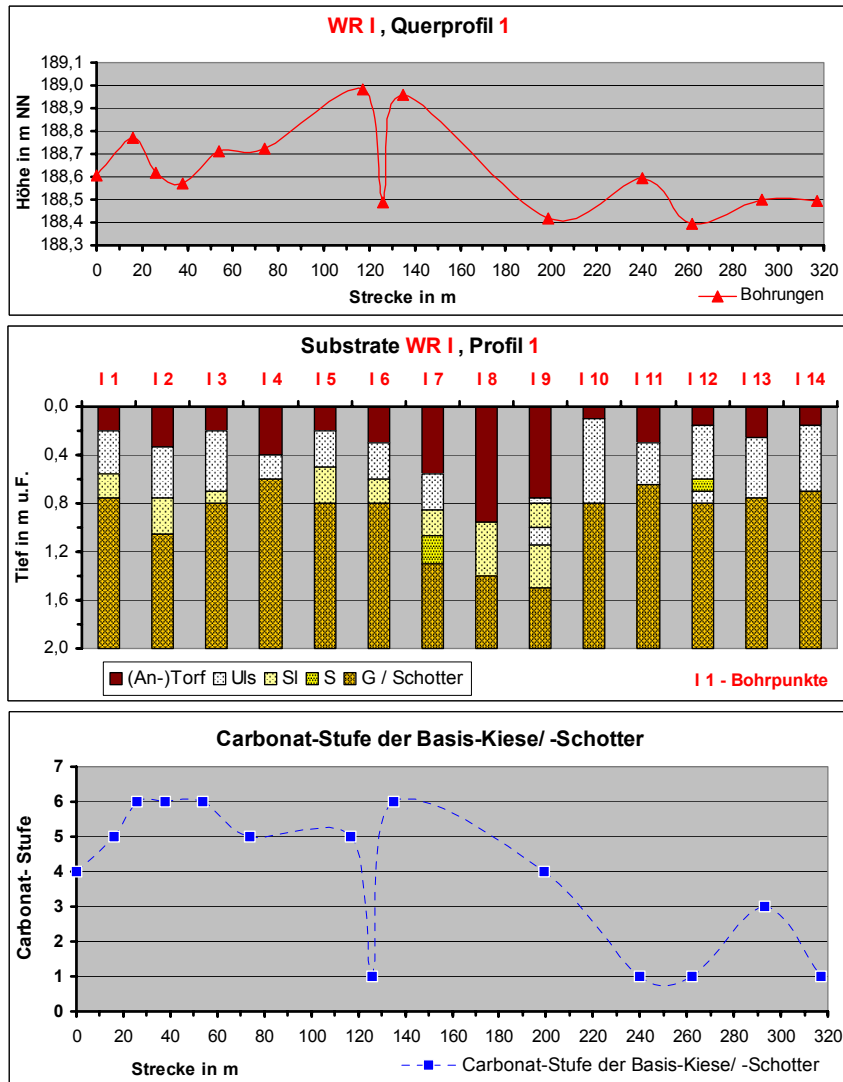


Abb. 6.1.15: Mikrorelief, Schichtsäulenprofil, Kalk-Stufe der Basis-Substrate. Wasenweiler Ried, Querprofil WR I - 1.

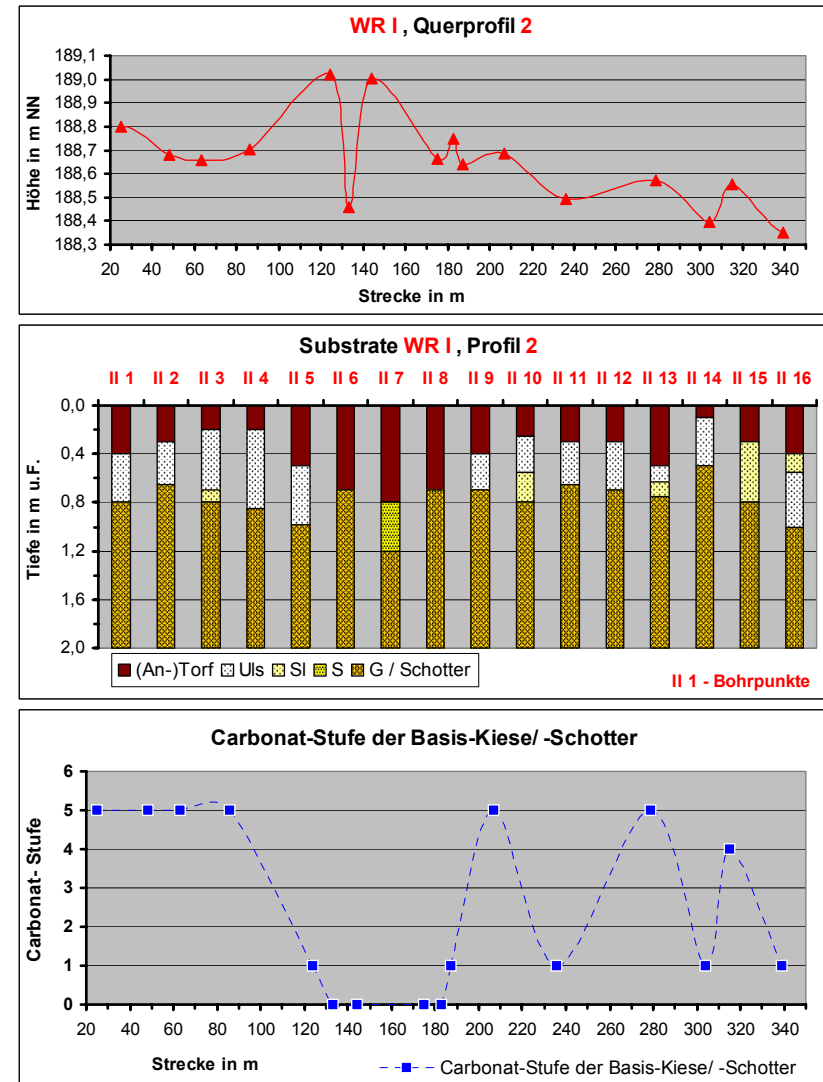


Abb. 6.1.16: Mikrorelief, Schichtsäulenprofil, Kalk-Stufe der Basis-Substrate. Wasenweiler Ried, Querprofil WR I - 2.

6.2 Lithostratigraphie der Bohrkerne

Nach den Ergebnissen der Sondierungen (Kap. 6.1) wurden in beiden Untersuchungsgebieten am Oberrhein die Probestellen für die Entnahme ungestörter Bohrkerne für die Datierungen und Pollenanalysen ausgewählt.

In der nördlichen Oberrheinniederung handelt es sich um drei vermoorte Paläomäander bei Jockgrim in den Gewannen „Bruchstücke“ (Jo I), „Unterm Schnabel“ (Jo II) und „Schnabelbruch“ (Jo III). Hier wurden mehrere Bohrkerne entnommen und im Labor ebenso wie die Einzelproben aufbereitet. Anschließend wurden die Pollenproben mikroskopisch sondiert. Nach diesen Voruntersuchungen erwies sich jeweils ein Bohrkern pro Mäander als palynologisch auswertbar.

Im Wasenweiler Ried wurden in den zentralen (östlichen) Bereichen vor allem der Gewanne „Murr“ (WR II) und „Nötig“ (WR III) und in den westlich gelegenen Teilen des Moores im Gewann „Schachen“ (WR I) mehrere Kerne gewonnen. Auch hier konnte jeweils ein Bohrkern pollenanalytisch ausgewertet werden. In den anderen Kernen war entweder der Anteil der korrodierten Pollen zu hoch oder es waren nur noch wenige korrosionsresistente Pollentypen enthalten, so dass hier eine Pollenanalyse kaum möglich gewesen wäre.

Von den sechs vollständig aufbereiteten Bohrkernen (WR I-III, Jo I-III) wurden also vier palynologisch (Jo I, II; WR I, II) ausgewertet und fünf ¹⁴C-datiert (Jo I-III, WR I, II). Nachfolgend wird die Stratigraphie der pollenanalytisch ausgewerteten Profile vollständig jeweils bis zur Moorbasis beschrieben. Die Bodenarten werden nur für die Schichten aufgeführt, in denen die mineralische Komponente größere Anteile erreicht.

Eine genaue tabellarische Beschreibung der beiden Profile Jo III „Schnabelbruch“ und WR III „Nötig“ erfolgt nicht, da die Kerne zwar lithostratigraphisch und zum Teil makrorestanalytisch, nicht aber pollenanalytisch ausgewertet wurden. Die Stratigraphie des ¹⁴C-datierten Profils „Schnabelbruch“ wird jedoch vor allem in Zusammenhang mit der Moorentwicklung in dem entsprechenden Mäander in Kap. 7.1.3 diskutiert.

6.2.1 Stratigraphie der pollenanalytisch ausgewerteten Profile im UG Nördliche Oberrheinniederung / Jockgrim

Jo I Pollenprofil : 0 bis 170 cm „Bruchstücke“

Koordinaten:

R 3447963 H 5439657

Höhe:

102 m NN

Kernentnahme:

16.04.2003

Tiefe in cm u.F.	Substrat	Bezeichnung in d. Diagrammen	Zersetzungs-Grad	Boden-art	CO ₃ ²⁻ c1-c7	Sonstiges/Makroreste
00-04	Seggen-Torf	h-rs	mittel H5		0	
04-32	lehmiger, amorpher Torf	h-av / Lts	vererdet	Lts	0-3	z.T. Ziegelst.
32-56	Seggen-Bruch-Torf	h-rs / he	mittel H6		0-1	
56-88	Seggen-Schilf-Torf	h-rs / rp	mittel H6		0	z.T. Ziegelst., Holz
88-120	Ton-Mudde, stark durchsetzt mit Radizellen u. <i>Phragmites</i>	y-st, (Cy., Ph.) / c'			0-3	vereinzelt Ziegel-St.
120-150	Ton-Mudde, mit Radizellen u. <i>Phragmites</i>	y-st, (Cy., Ph.) / c (Tu3)		Tu3	5-6	vereinzelt Holz-Stücke
150-190	Schluff-Mudde, teilweise mit Radizellen u. <i>Phragmites</i>	y-su, (Cy., Ph.) / c (Ut4)		Ut4	6	vereinzelt Ziegel-St.
> 190	schluffig-lehmiger Sand			Slu	6	

Jo II Pollenprofil : 0 bis 126 cm „Unterm Schnabel“

Koordinaten:

R 3445793 H 5438002

Höhe:

103 m NN

Kernentnahme:

19.07.2002

Tiefe cm u.F.	Substrat	Bezeichnung in d. Diagrammen	Zersetzungs-Grad	Boden-art	CO ₃ ²⁻ c1-c7	Sonstiges/Makroreste
0-14	lehmiger, amorpher Torf	h-av	vererdet		1-2	Feinwurzeln
14-20	sandig-lehmiges Band	Lts		Lts	1	
20-24	lehmiger, amorpher Torf	h-av	vererdet		1	
24-48	Bruch-Seggen-Torf	h-he / rs	schwach H4		0	z.T. Holzst.
48-64	Seggen-Schilf-Bruch-Torf	h-rs / rp/ he	mittel H6		0	z.T. Holzst.
64-78	Seggen-Schilf-Torf	h-rs/ rp	mittel H6		0-3	
78-84	Torf-Mudde, stark durchsetzt mit Radizellen u. <i>Phragmites</i>	y-ot, (Cy,Ph) / c			5	
84-126	Ton-Mudde, mit Radizellen und <i>Phragmites</i>	y-st, (Cy,Ph) / c (Tu4)		Tu4	6	
>126	schluffig-lehmiger Sand			Slu	6	

6.2.2 Stratigraphie der pollenanalytisch ausgewerteten Profile im UG Wasenweiler Ried

WR I Pollenprofil : 0 bis 150 cm "Schachen"

Koordinaten:

R 3400900 H 5323532

Höhe:

191 m NN

Kernentnahme:

20.11.2003

Tiefe cm u.F.	Substrat	Bezeichnung in d. Diagrammen	Zersetzungs- Grad	Boden- art	CO ₃ ²⁻ c1-c7	Sonstiges/ Makroreste
0-22	Bruch-Seggen-Torf	h-he / <u>rs</u>	stark H8		0	
22-58	Bruch-(Seggen-)Torf	h-he / rs'	mittel H5		0	
58-74	Bruch-Seggen-Torf	h-he / <u>rs</u>	mittel H6		0	
74-103	Bruch-Seggen-Torf	h-he / rs	stark H8		0	
103-106	Kies, Geröll / Bruchtorf	G / h-he	stark H8		0	
106-116	Seggen-(Bruch-)Torf	h-rs / he'	mittel H6		0	
116-132	Bruch-Seggen-Torf	h-he / rs	schwach H3		0	
132-136	Seggen-(Bruch-)Torf	h-rs / he'	schwach H4		1	
136-196	Schluff-Mudde, mit hohen Anteilen an Sand u. Kies	y-su / <u>c</u> / (Ut3,S,G)		Ut3, S, G	5	wenige Moll.- Reste
>196	Grobsande, Kiese, Schotter			S, G, Gr	6	

WR II Pollenprofil : 0 bis 90 cm "Murr"

Koordinaten:

R 3403609 H 5324409

Höhe:

190 m NN

Kernentnahme:

27.08.2002

Tiefe cm u.F.	Substrat	Bezeichnung in d. Diagrammen	Zersetzungs- Grad	Boden- art	CO ₃ ²⁻ c1-c7	Sonstiges/ Makroreste
0-40	Seggen-Torf	h-rs	stark H7		0	
40-66	Seggen-Schilf-Binsen-Torf	h-rs / rp	mittel H6		0	Holzstücke
66-86	Schluff-Mudde, stark durchsetzt mit Radizellen und <i>Phragmites</i>	y-su, (Cy,Ph) / c			3-6	z.T. Holzstücke
86-120	Schluff-Mudde, z. T. mit Radizellen	y-su, (Cy) / <u>c</u> (Ut3)		Ut3	6	vereinzelt Moll.-Reste, z.T. Holzst.
120-130	Sand-Mudde	y-ss / <u>c</u> (Su3)		Su3	6	
130-140	Schluff-Mudde, z.T. m. Radiz.	y-su / <u>c</u>		Ut3	6	
140-150	Sand-Mudde	y-ss / <u>c</u> (Su3)		Su3	6	
>150	Grobsande, Kiese, Schotter			S, G, Gr	6	

6.2.3 Lithostratigraphie aller (teil)ausgewerteten Bohrkerne

Für die Bohrkerne Jo I, Jo II, WR I und WR II ist die Lithostratigraphie graphisch jeweils bis in die Tiefe unter Flur dargestellt, die mit dem Kammerbohrer noch erreicht wurde. Dagegen wird die Stratigraphie der Profile Jo III „Schnabelbruch“ und WR III „Nötig“ vollständig, das heißt einschließlich der Basis der Moore dargestellt (Abb. 6.2.1).

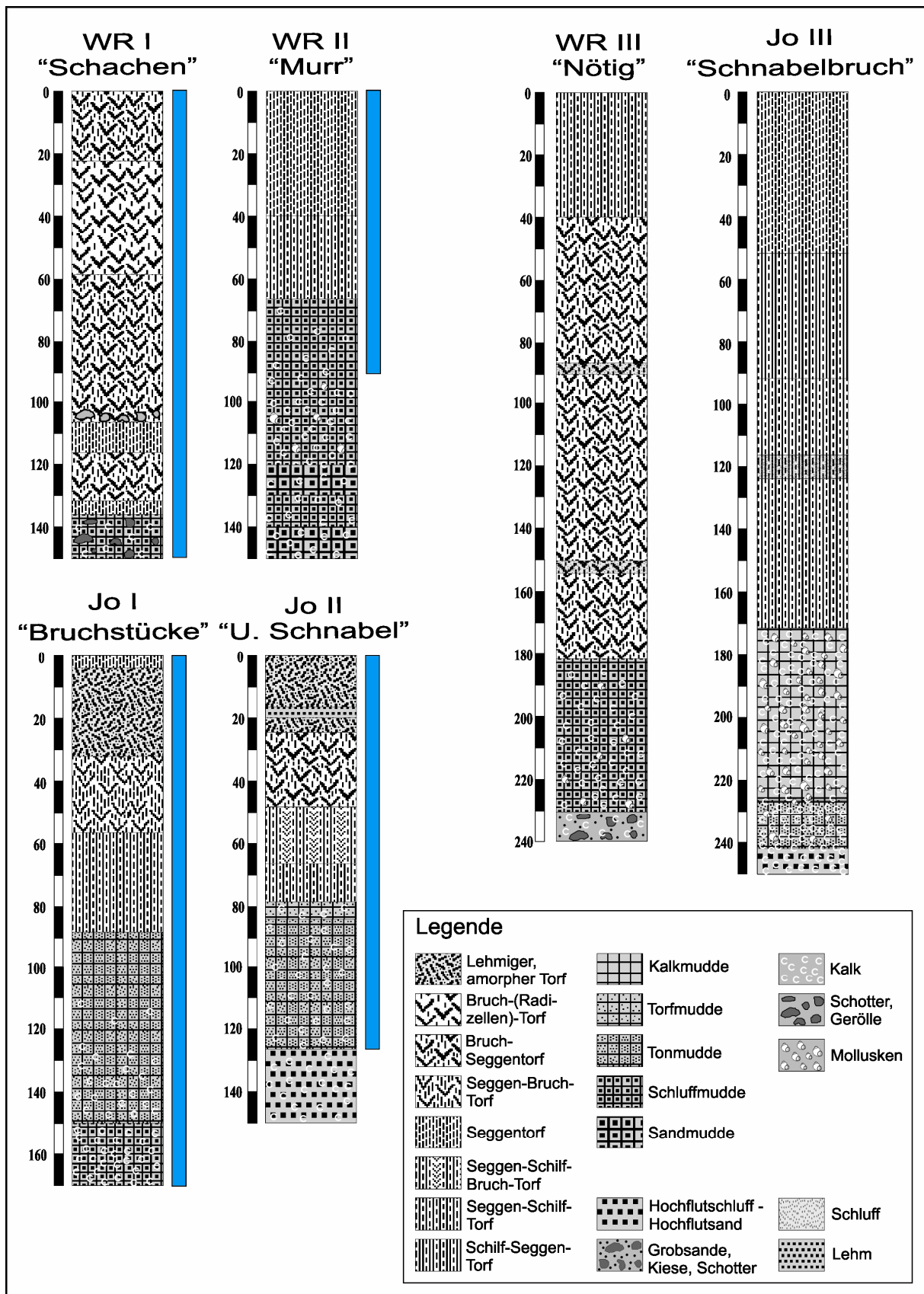


Abb. 6.2.1: Lithostratigraphie der Bohrkerne Jockgrim Jo I-III und Wasenweiler Ried WR I-III. **Blau** gekennzeichnet sind die pollenanalytisch ausgewerteten Bereiche der Kerne.

6.3 Palynostratigraphie

Die Pollendiagramme wurden biostratigraphisch, das heißt in Zonen entsprechend ihren qualitativ und quantitativ wechselnden Anteilen an Pollen und Sporen gegliedert. Grenzen wurden dort gezogen, wo im Pollenspektrum starke Veränderungen erkennbar waren. Die Zonen beziehen sich separat auf jedes Diagramm und wurden dementsprechend als „Lokale Pollenzone“ (LPZ) bezeichnet. Stärkere Zu- und Abnahmen einzelner Spezies bzw. Pollentypen ohne Änderungen des Gesamt-Spektrums führten zur Unterteilung in Subzonen. Nachfolgend werden die Pollenzonen ohne eine ökologische und klimatische Interpretation dargestellt und haben rein deskriptiven Charakter (Tab. 6.3.1-4). Die Beschreibung bezieht sich auf die Pflanzen der Mineralböden. Die Wasserpflanzen (Hydrophyten) und die Pflanzen der moorbildenden Vegetation (Helophyten) werden ausgeklammert.

6.3.1 Pollenprofile Jockgrim / Nördliche Oberrheinniederung

Tab. 6.3.1: Palynostratigraphie Profil Jo I „Bruchstücke“.

In Tab. 6.3.1-4 **fett** dargestellt sind jeweils die nach den Pollenbefunden dominierenden Pflanzengattungen (-arten), -familien bzw. ökologischen Gruppen.

LPZ	Tiefe (cm u.F.)	Bezeichnung der Zone	Charakteristik	Grenze
5b	06-00	<i>Pinus-Picea-Betula-EMW-Corylus-Hemero-phyten-sonst. NBP</i>	Anfangs starker Rückgang der <i>Pinus</i> - Anteile (von zuvor >80% auf ~50%), nachfolgend wieder ansteigend. Weitere Zunahme von <i>Picea</i> (Max. 13%). <i>Abies</i> - Werte noch weiter zurück gehend. Anfangs extrem hohe Anteile von <i>Betula</i> und <i>Corylus</i> , beide Gehölze erreichen ihre Maximal-Werte im Profil (>13 bzw. fast 11%). Nachfolgend jedoch starker Rückgang. Auch <i>Quercus</i> nimmt noch einmal deutlich zu, erreicht zunächst 9, dann 6% Anteil. Leichte Zunahme auch von <i>Alnus</i> . Während der Anteil von <i>Carpinus</i> sehr gering bleibt, steigt die <i>Fagus</i> -Kurve zum Ende wieder leicht an. Rückgang der Hemerophyten. Sonst. NBP erst deutlich abnehmend, dann wieder steigender Anteil. Starke Abnahme der <i>Cichorioideae</i> . Gegen Ende nimmt der Anteil der Hygrophyten wieder leicht zu.	
5a	14-06	<i>Pinus-Picea-Hemero-phyten-sonst. NBP</i>	<i>Pinus</i> weiter konstant dominant. Starke Zunahme von <i>Picea</i> (>8,5-9,5%). Leichter <i>Abies</i> - Rückgang. <i>Quercus</i> - Anteil weiter sinkend auf 2. Minimum (2-3,5%). Ebenso 2. <i>Alnus</i> -Minimum (<1%). <i>Fagus</i> u. <i>Carpinus</i> erreichen weiter nur geringe Anteile. Schwankende, aber hohe Werte von Hemerophyten . Getreide- Anteile insgesamt abnehmend. <i>Brassicaceae</i> weiter sehr häufig. Hohe Anteile sonst. NBP . Max. <i>Cichorioideae</i> (6-7%), beachtliche Anteile auch des Cirsium-Typs. <i>Poaceae</i> - Werte weiter hoch. Verstärkt <i>Ophioglossum</i> . Hygrophyten- Summe leicht abnehmend.	Rückgang von <i>Pinus</i> , Anstieg von <i>Quercus</i>

4b	34-14	Pinus- Quercus- Juglans- Hemero- phyten- sonst. NBP	<p>Pinus weiter steigend auf hohes Plateau (2. Max. im Profil 81,5-83,5%), dominiert wieder das Pollenspektrum. Abies wieder leicht abnehmend. Quercus sinkt von anfänglich sehr hohen Anteilen (über 25%) auf Werte zw. 3,5 u. 4,5% ab. Alnus- Kurve weiter fallend. Charakteristisch ist der starke Rückgang von Fagus und Carpinus auf 1-2,5 bzw. 0,5-2%. Die Anteile beider Arten sind ab sofort am geringsten im gesamten Profil. Weiterhin deutliche Anteile von Juglans und auch Castanea weiter regelmäßig. Ab sofort ist das Spektrum der Sträucher wieder vielfältiger.</p> <p>Die Summe der Hemerophyten sinkt zunächst leicht, was insbesondere durch den zunächst schwankenden Anteil, zum Ende aber starken Rückgang von Secale bedingt ist. Gegen Ende steigen die Hemerophyten- Werte jedoch wieder. Geschlossene Kurve des Centaurea jaceae-T., Chenopodiaceae weiter konstant. Auffällig ist der starke Anstieg der Brassicaceae (Max. fast 7%). Erneut Nachweis von Linum. Sonst. NBP wieder in sehr breitem Spektrum vertreten. Die Poaceae- Werte sinken zunächst, steigen gegen Ende aber wieder. Cichorioideae nehmen stark zu, dominieren neben den Gräsern sehr stark das NBP-Spektrum. Der Ranunculus acris-T. wird ebenfalls wieder häufiger. Zu Beginn nehmen die Hygrophyten kurzfristig wieder zu, nachfolgend sinken die Anteile wieder leicht.</p>	Picea- Anstieg
4a	42-34	EMW- Fagus- Carpinus- Betula- Pinus-Abies- Cerealia- sonst. Hemero- phyten- Poaceae	<p>Sehr starker Quercus- Anstieg auf absolutes Max. von 42,5% (von zuvor <8%) bei gleichzeitig starkem Pinus-Rückgang (2. Min. 13%). Abies nach leichtem Rückgang wieder auf fast 13% steigend. Fagus zu Beginn deutlich zunehmend auf einen 2. Gipfel (>13%). Weiter steigende Carpinus- Kurve, Carpinus erreicht hier das Max. von ~8,5% im Profil. Zum Ende Beginn der geschlossenen Kurve von Juglans. Alnus-Werte zunächst noch sehr hoch, dann stark abnehmend. Neben Betula auch Corylus u. Salix anfangs in rel. hohen Anteilen (fast 6 bzw. 2-3%).</p> <p>Stark zunehmende Getreide- Werte. Insbesondere Secale nimmt sprunghaft zu (von <1 auf 7,5%). Sekundäre Kulturzeiger ebenfalls zunehmend (Plantago lanceolata, Centaurea cyanus, Artemisia, Chenopodiaceae). Wieder steigende Poaceae- Anteile. Calluna wieder häufiger. Kryptogamen noch deutlich. Hygrophyten wieder zunehmend.</p>	Abfall von <i>Fagus</i> und <i>Carpinus</i>
3b	54-42	Pinus-EMW- Fagus- Carpinus- Abies- Hemero- phyten- sonst. NBP	<p>Die Pollen von Pinus bleiben dominant am Gehölzspektrum, ihr Anteil sinkt zu Beginn und steigt nachfolgend wieder leicht an. Auffällig sind die leicht zunehmenden Abies- Werte. (Anstieg auf fast 13% zum Ende). Quercus erreicht einen 2. Gipfel. Absolutes Maximum von Alnus im Profil (30->35%). Fagus nun konstant bei 7-8%, Carpinus nach leichtem Einbruch zunehmend auf fast 7%. Zum Ende Beginn der geschlossenen Kurve von Castanea. Steigende Populus-Anteile. Salix, Sambucus u. Viburnum wieder häufiger.</p> <p>Anteile der Hemerophyten bleiben relativ konstant, Secale leicht zurück gehend. Stark verringertes Spektrum der sonst. NBP. Poaceae-Werte steigen geringfügig u. bleiben dann annähernd konstant. Kurve von Calluna unterbrochen. Auffällig ist die Zunahme der Kryptogamen. Starke Abnahme der Hygrophyten auf ihre geringsten Anteile im Profil.</p>	Starker <i>Pinus</i> - Abfall, sprung- hafte <i>Quercus</i> - Zunahme

3a	70-54	Pinus-EMW-Fagus-Carpinus-Hemerophyten-sonst. NBP	Zunächst weiterer Anstieg von Pinus (auf Max. ~84%), dann sinken die Anteile bis auf >65%. Abies weiter konstant. Weiterer Rückgang von Quercus auf 1. Min. (3%), nachfolgend steigen die Werte jedoch wieder. (Quercus -Kurve umgekehrt proportional zur Kurve von Pinus). Ulmus wieder häufiger. Fagus und Carpinus zunächst konst., dann ansteigend. Alnus kontinuierlich zunehmend. Geschlossene Kurve von Populus . Sträucher-Werte weiterhin sehr gering. Zunahme der Hemerophyten. Secale wird nun deutlich häufiger nachgewiesen. Kein Nachweis von Linum mehr. Rückgang der sonst. NBP, vor allem der Poaceae (Min. im Profil). Hygrophyten- Summe schwankend.	Sprunghafter Anstieg von Alnus , Pinus -Rückgang
2b	90-70	Pinus-Quercus-Fagus-sonst. NBP	Pinus zunächst weiter zunehmend, Werte sinken im Verlauf, steigen aber zum Ende wieder an. Abies rel. konst. bei 5,5 – 8%. Vom Spektrum des EMW nur noch Quercus deutlich, zunächst absinkend auf 7%, dann gleichmäßig zunehmend bis auf >16%, nachfolgend erneuter Rückgang. Ulmus u. Tilia nur noch in sehr geringer Konz. Fagus u. Carpinus rel. konstant (4-5,5 bzw. 1-1,5%). Betula - Werte deutlich geringer. Starker Rückgang von Alnus auf < 1% (1. Min. im Profil). Konz. von Corylus u. Salix ebenfalls minimal. Sträucher- Spektrum insges. sehr gering. Im Verlauf nehmen die Anteile der Hemerophyten wieder leicht zu. Zu Beginn vereinzelt Linum . Erstmals Secale . Starker Rückgang der sonst. NBP, insbes. Poaceae u. von Cichorioideae . Ranunculus acris -T. rel. konstant. Hygrophyten erst ab- dann wieder zunehmend.	Quercus -Rückgang, Anstieg der Alnus -Kurve
2a	118-90	Pinus-EMW-Fagus-Betula-Corylus-sonst. NBP	Abies - Anteil fällt sehr stark auf <3% ab, steigt dann wieder leicht u. stabilisiert sich nachfolgend bei etwa 5-7,5%. Parallel steigen die Pinus - Werte um ca. 20% (auf fast 60%), Pinus dominiert jetzt das Pollenspektrum. Nach einem leichten Rückgang zur Mitte nimmt die Konz. gegen Ende weiter deutlich zu (auf max. 79%). Picea nur noch in sehr geringen Konz. EMW jetzt subdominant. Quercus erreicht 1. Max. im Profil (fast 21%), nimmt ab- u. nachfolgend wieder zu. Ulmus u. Fraxinus kontinuierlich abnehmend. Die Werte von Betula steigen leicht u. sind konstant rel. hoch (3,5-5%). Fagus zunächst konst. zw. 6,5 u. 8%, gegen Ende kurz deutlich abnehmend auf <2,5% u. wieder leicht ansteigend. Carpinus insges. leicht erhöht, zw. 1 u. 3 % schwankend. Alnus weiter zunächst konst. bei 5-7%, zum Ende abnehmend. Populus häufiger. Corylus zunächst konst. bei 2,5->3,5%, gegen Ende deutlich auf <1% zurück gehend. Salix kontinuierlich in geringen Werten. Insgesamt breites Spektrum der Sträucher, auffällig ist insb. die geschlossene Kurve von Hedera . Viburnum zum Ende abnehmend. 1. Gehölz-Minimum (~70%) im Profil. Starker Rückgang der Hemerophyten auf Minimum im Profil (<0,5%), außer zu Beginn kaum noch Getreide. Anfangs Linum regelmäßig. Starke Zunahme der Poaceae auf Maximum (20-25%). Sehr breites Spektrum sonst. NBP . Cichorioideae weiter konstant, Werte des Ranunculus acris -T. steigen auf Max. im Profil (2%), im weiteren Verlauf wieder absinkend. Auffällig sind die fast kontinuierlichen Nachweise von Calluna (geschlossene Kurve). Kryptogamen abnehmend. Hygrophyten- Konz. schwankend, aber insges. deutlich zunehmend auf Max., auffällig insbes. hohe Werte von Succisa , gegen Ende wieder leichter Rückgang.	Rückgang von Quercus , Übergang z. Alnus -Minimum, starker Abfall der Poaceae

1b	146-118	Abies-EMW-Pinus-Fagus-Corylus-Hemero-phyten-sonst. NBP	<p>Abies weiter dominierend, nach anfänglicher Zunahme auf Max. im Profil (knapp 48%) leichter Rückgang, wieder Zunahme u. Stabilisierung, erst zum Ende deutlich abnehmend. Pinus zu Beginn zunehmend auf 35%, nach kurzem Rückgang wieder ansteigend bis auf 39%. Picea weiter konstant (3-7%), erst gegen Ende deutlich auf <1% abnehmend. EMW weiterhin rel. konstant hoch, zum Ende Ulmus u. Quercus, kurz zuvor Fraxinus zunehmend. Fagus-Anteile nach anfänglichem starken Rückgang auf >5% stärker schwankend (zw. 5 u. 11%), wieder wird die Kurve annähernd durch Carpinus auf weiterhin niedrigem Niveau nachgezeichnet. Die Alnus-Konz. sinken. Erstmals vereinzelt Juglans u. Castanea. Corylus-Werte schwankend, aber insges. zurück gehend. Salix zunächst weiter wie zuvor, zur Mitte hin kurzfristig stark zunehmend auf abs. Max. (>12%) im Profil, danach deutlich abnehmend. Viburnum-Anteil steigt auf Max. von fast 2,5%, nachfolgend stark abnehmend. Auffällig sind auch die rel. hohen Anteile von Sambucus. Insgesamt leicht zurück gehende Anteile von Hemerophyten, insbes. der primären, v.a. die Getreidewerte sinken. Plantago lanceolata geht insges. zurück, erreicht aber kurz vor der Mitte einen 2. Gipfel. Die Anteile der Poaceae steigen zunächst stärker auf einen 2. Gipfel (>15%), nehmen dann jedoch kurzzeitig bis auf das Minimum im Profil ab (<3%), um nachfolgend wieder zuzunehmen. Cichorioideae relativ konstant, der Ranunculus acris-T. nimmt zur Mitte hin leicht ab, zum Ende wieder zu. Kryptogamen (u.a. Polypodium) insges. weiterhin häufig, Kurve von Ophioglossum ausklingend. Anteile der Hygrophyten sinken etwas, gegen Ende steigen die Werte jedoch wieder deutlich.</p>	Starker Abies -Rückgang, starke Poaceae -Zunahme
1a	170-146	Abies-Fagus-EMW-Pinus-Corylus-Betula-Hemero-phyten-sonst. NBP	<p>Besonderes Kennzeichen dieser Zone ist, dass viele Gehölze u. auch NBP ihr Maximum oder doch zumindest eine Gipfel im Profil erreichen.</p> <p>Abies dominiert das Gehölz-Spektrum, steigt bis auf einen ersten Gipfel an (46,5%), der Anteil sinkt danach leicht auf 37%. Picea konst. zw. 3,5 u. >4,5%, zum Ende auf 1. Gipfel ansteigend (7,5%). Pinus nach anfänglicher Zunahme auf 30%, Rückgang auf 1. Min. im Profil (9,5%). Fagus u. EMW subdominant. Fagus leicht schwankend (10-14%), zum Ende auf Max. im Profil ansteigend (fast 19%). Carpinus zeichnet Fagus-Kurve auf niedrigem Niveau nach (1-3%). Neben Quercus v.a. Ulmus u. Fraxinus am Spektrum des EMW stärker schwankenden Anteilen vertreten, Tilia erreicht nur geringe Konz. Quercus nach leichtem Rückgang auf ersten Gipfel ansteigend (20%), dann leicht auf 14% absinkend. Deutliche Betula-Anteile zw. 2 u. >4%. Erstes Alnus-Max. (9->14%). Corylus erreicht mit 5-6% ebenfalls 1. Max., Salix-Anteil zunächst hoch (>6%), nachfolgend absinkend u. stabilisierend bei etwa 2-3%. Geringe Konz. von Viburnum, aber geschlossene Kurve.</p> <p>1. Hemero-phyten-Max. im Profil. Cerealia p.p. u. Triticum erreichen 1. Max. Der Anteil des Cannabis/Humulus-T. ist in der Mitte der höchste im Profil (1%), Linum-Kurve (mit geringen Werten) anfangs geschlossen. Einige sek. Kulturzeiger wie Plantago lanceolata u. Artemisia erreichen Maximum. Poaceae steigen auf 1. Gipfel an, Cichorioideae erreichen diesen bereits zu Beginn, der Ranunculus acris-T. wenig später. Rel. hohe Konz. von Farn-Sporen, auffällig ist v.a. die geschlossene Kurve von Ophioglossum. Von Beginn an breites Spektrum u. hohe Anteile von Hygrophyten, gegen Ende gehen diese leicht zurück.</p>	Anstieg von Pinus , deutlicher Rückgang von Fagus

Tab. 6.3.2: Palynostratigraphie Profil Jo II „Unterm Schnabel“

LPZ	Tiefe (cm u.F.)	Bezeichnung der Zone	Charakteristik	Grenze
4b	06-00	Pinus-EMW Picea- Fagus- Hemero- phyten- sonst. NBP	Deutliche Anteile von <i>Picea</i> am Gehölzspektrum. Pinus weiter dominierend. Zunahme von <i>Quercus</i> auf >13%, nachfolgend leicht abnehmend auf <9%. <i>Fagus</i> ebenfalls leicht steigend u. konstant (~3,5%). Zum Ende wieder Nachweis von <i>Carpinus</i> in geringem Anteil (1%). <i>Alnus</i> leicht steigend u. dann konstant. Hemerophyten- Anteil konstant, sonst. NBP leicht abnehmend. Zum Ende leichte Zunahme der Hygrophyten.	
4a	10-06	Pinus-EMW- Hemero- phyten- sonst. NBP	Extremer Anstieg der Pinus - Werte auf 2. und auch absolutes Maximum im Profil (>84%), entsprechend starker Rückgang von <i>Quercus</i> (auf 8%). Wieder deutlicher Rückgang von <i>Fagus</i> , kein Nachweis von <i>Carpinus</i> . Starker Abfall von <i>Alnus</i> (2,5%). Erstmals Nachweis von <i>Castanea</i> . <i>Corylus</i> -Min. im Profil (<0,5%). Die Getreide- Anteile sinken, ebenso die der sonst. Hemerophyten. <i>Cichorioideae</i> erreichen wieder Anteile von >5%. Rückgang der Hygrophyten.	Picea- Anstieg
3b	14-10	EMW-Fagus- Carpinus- Betula- Pinus- Hemero- phyten- sonst. NBP	2. <i>Pinus</i> – Minimum (11%) im Profil. Quercus erreicht 2. u. gleichzeitig absolutes Maximum (> 58%). <i>Ulmus</i> - u. <i>Fraxinus</i> -Anteile erhöht, das gleiche gilt für die <i>Betula</i> . Auch <i>Fagus</i> und <i>Carpinus</i> erreichen wieder höhere prozentuale Anteile (5,5 bzw. fast 7 %). 2. <i>Alnus</i> - Max. (47%). Cerealia -Anteile erneut hoch. Poaceae- Werte konstant. Auffällig ist das völlige Fehlen der <i>Cichorioideae</i> . Hygrophyten- Anteile rel. konstant.	Starker Pinus- Anstieg , starker Rückgang von Quercus
3a	30-14	Pinus-EMW- Fagus- Abies- Hemero- phyten- sonst. NBP	Zunächst extremer Anstieg von Pinus bis auf >78% (!)(1. Max.), danach Abnahme bis auf 40 u. nachfolgend wieder bis auf etwa 57% steigend. Nach einem anfänglichen Rückgang von Quercus auf ~15% Werte wieder bis auf >40% steigend, nachfolgend abnehmend auf etwa 30%. In der Mitte der Zone erreicht <i>Abies</i> wieder einen höheren Anteil von >6%. Rückgang von <i>Betula</i> , nachfolgend konstant bei ~2%. Starke Abnahme von <i>Fagus</i> und <i>Carpinus</i> bis auf ca. 3 bzw. 0,5%. Erstmals <i>Juglans</i> . <i>Alnus</i> -Werte nehmen stark ab. <i>Corylus</i> -Anteil weiter sinkend, ebenso nimmt <i>Salix</i> stark ab. Erneuter Anstieg der Getreide-Werte, diese sinken gegen Ende leicht. Erstmals Nachweis von <i>Linum</i> und <i>Fagopyrum</i> . Werte der sonst. Hemerophyten ebenfalls hoch. Der Anteil der Süßgräser am Pollenspektrum steigt zunächst stark, sinkt nachfolgend u. erreicht dann einen zweiten Gipfel. Auffällig ist die extreme Zunahme von Cichorioideae (von >0,5 auf fast 10%), die nachfolgende Abnahme ist fast ebenso stark (auf >1%), danach steigen die Anteile kontinuierlich bis >5%. Auch hier erreichen die <i>Caryophyllaceae</i> deutliche Anteile. Nach anfänglichem Rückgang wieder steigende Hygrophyten-Werte (v.a. <i>Thalictrum</i> u. <i>Ranunculus flammula</i> -T.).	Starke Abnahme von Pinus , deutliche Zunahme der Quercus- Werte , Anstieg von Fagus und Carpinus

2b	38-30	EMW-Fagus-Carpinus-Betula Hemerophyten	1. <i>Pinus</i> – Minimum (~3%) im Profil. <i>Quercus</i> erreicht 1. Maximum im Profil (fast 55%), <i>Fraxinus</i> u. <i>Acer</i> ebenso, <i>Ulmus</i> in konst. niedrigen Anteilen (<1,5%), während <i>Tilia</i> nicht nachgewiesen wird. <i>Fagus</i> und <i>Carpinus</i> erreichen mit 12,5% bzw. 13% ihre höchsten Anteile. <i>Betula</i> nach leichtem Rückgang weiter steigend (bis >8%). 1. Laubbaum- Max. (excl. <i>Alnus</i>) im Profil (30-35%). <i>Abies</i> -Anteile wieder deutlich geringer. <i>Alnus</i> weiter bis auf Maximum von fast 53% steigend. <i>Corylus</i> u. <i>Salix</i> konstant. Hemerophyten -Konz. weiter hoch, allerdings sinken die Getreidewerte leicht, während einige sekundäre Kulturzeiger ansteigen (<i>Rumex acetosa</i> -T.). Beginn der geschlossenen Kurve von <i>Plantago lanceolata</i> . Die <i>Poaceae</i> - Anteile sinken weiter auf etwa 4%. 2. Hygrophyten- Maximum (3%).	Extreme Zunahme von <i>Pinus</i> , starker Rückgang von <i>Fagus</i> und <i>Carpinus</i> sowie <i>Quercus</i>
2a	64-38	EMW-Pinus-Fagus-Carpinus-Abies-Corylus-Hemerophyten-sonst. NBP	Zunächst ist <i>Pinus</i> noch dominant, ab der Mitte jedoch stark abnehmend (von ca. 70 auf ~17%). Während die Werte von <i>Ulmus</i> und <i>Tilia</i> sinken, steigen die <i>Quercus</i> - Anteile im Verlauf stark an (von ca. 10 auf etwa 50%), auch die <i>Fraxinus</i> -Werte steigen nach anfänglich geringeren Konz. Zum Ende deutliche Zunahme von <i>Abies</i> , wie auch von <i>Betula</i> . Beginn der geschlossenen <i>Fagus</i> -Kurve. <i>Fagus</i> u. <i>Carpinus</i> zunächst leicht ansteigend, dann rel. konstant bei etwa 3-5%. Starke Zunahme von <i>Alnus</i> (von ~10 bis 34%) und gegen Ende auch der von <i>Salix</i> (>6%). Die <i>Corylus</i> -Kurve ist weiter rückläufig (10 bis <5%). Vereinzelt weitere Sträucher. Einsetzen der Getreide-Kurven (<i>Triticum</i> , <i>Secale</i> , <i>Cerealia p.p.</i>). Der <i>Cannabis/Hum.</i> - T. ist in der Mitte der Zone recht stark vertreten (Max. fast 2%). In der 2. Hälfte auch deutliche Zunahme der Werte der sonst. Hemerophyten . Die <i>Poaceae</i> - Anteile sind zunächst rel. konstant, nach einem Anstieg bis 10% sinkt ihr Anteil gegen Ende. Parallel steigen die Werte der Hygrophyten (v.a. <i>Ranunculus flammula</i> u. <i>Filipendula</i>) in der 2. Hälfte (Max. fast 3%). Unter den sonst. NBP sind recht hohe Anteile von <i>Caryophyllaceae</i> auffällig.	Starker Rückgang von <i>Pinus</i> , starke Zunahme von <i>Fagus</i> und <i>Carpinus</i>
1c	74-64	Pinus-EMW-Corylus-sonst. NBP	Weiterer <i>Pinus</i> -Anstieg, Anteile des EMW ganz leicht zurück gehend, <i>Fraxinus</i> u. <i>Acer</i> - Werte zunächst erhöht. Beginn der geschlossenen <i>Carpinus</i> - Kurve, <i>Fagus</i> weiter nur vereinzelt. <i>Corylus</i> noch hoch, aber leicht sinkend (14 bis 10%), kaum weitere Sträucher. Hemeroph.- Werte zunächst äußerst gering, zum Ende im Spektrum u. Anteil leicht zunehmend, einige (z.B. <i>Urtica</i> u. <i>Plantago lanceolata</i>) erstmalig. <i>Poaceae</i> -Werte weiter hoch u. schwankend (10-15%).	Hiatus (<i>Alnus</i> -Anstieg, Beginn geschlossener Getreide-Kurven)
1b	94-74	Pinus-EMW-Corylus-Poaceae	Zu Beginn leichter Anstieg von <i>Pinus</i> , anschließend geringer Rückgang u. wieder Anstieg. EMW - Anteil konstant hoch. Am Ende der Zone erstmals vereinzelt <i>Fagus</i> . <i>Corylus</i> -Werte leicht schwankend, aber weiter hoch, Maximum im Profil >16%. Kein Nachweis von <i>Viscum</i> mehr, zum Ende auch Abbruch der geschlossenen <i>Hedera</i> -Kurve. Zum Ende erstmals vereinzelt Auftreten des <i>Cannabis/Humulus</i> -Typs, Hemerophyten- Werte insges. weiter sehr gering. Sonst. NBP weiterhin hoch, v.a. <i>Poaceae</i> (Max. im Profil: fast 16%) Anteile der Hygrophyten (insb. <i>Ranunculus flammula</i> : geschlossene Kurve) anfangs leicht steigend.	Beginn der geschlossenen <i>Carpinus</i> -Kurve

1a	126-94	Pinus-EMW-Abies-Corylus-sonst. NBP	Unter den Gehölzen sind Pinus und das EMW -Spektrum (15-20%) vorherrschend. <i>Pinus</i> nimmt zum Ende hin leicht ab (von fast 70 auf ca. 60%). <i>Ulmus</i> und <i>Tilia</i> nach leichter Depression in der Mitte wieder ansteigend, <i>Quercus</i> -Werte konstant leicht steigend. Zunächst erreicht <i>Abies</i> einen Anteil von fast 10 %, dieser sinkt jedoch stetig bis zum Ende auf <1%. Corylus kontinuierlich zunehmend (<3 bis auf >13%). <i>Hippophae</i> - Kurve geschlossen, Anteile aber abnehmend (2 bis <0,5%). Geschlossene <i>Hedera</i> - Kurve und etwas später auch von <i>Viscum</i> . Vereinzelt weitere Sträucher. Hemerophyten noch weitgehend fehlend, zum Ende geringe Werte von <i>Artemisia</i> und <i>Brassicaceae</i> . Anteile sonst. NBP rel. hoch. <i>Poaceae</i> -Anteile stetig steigend (4 bis >15%), <i>Cichorioideae</i> dagegen sinkend. Zunächst höhere Anteile von Farnen, insb. <i>Ophioglossum</i> . Hygrophyten (v.a. <i>Filipendula</i> , <i>Succisa</i>) in geringen Anteilen u. weiter sinkend.	Ende der <i>Viscum</i> -Kurve, leichter Anstieg von <i>Pinus</i>
----	--------	-------------------------------------------	----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------	------------------------------------------------------------------

6.3.2 Pollenprofile Wasenweiler Ried

Tab. 6.3.3: Palynostratigraphie Profil WR I - „Schachen“

LPZ	Tiefe (cm u.F.)	Bezeichnung der Zone	Charakteristik	Grenze
4b	22-00	Abies-Carpinus-Fagus-Pinus-Picea-Cerealia-sonst. NBP	<i>Picea</i> stetig steigend (bis auf Max. ~8%). Abies -Anstieg auf 2. Max. im Profil (35-40%). <i>Pinus</i> leicht zunehmend (subdominant). Fagus - u. Carpinus - Anteile konstant hoch. Weiterer Rückgang von <i>Quercus</i> . Sinkende <i>Corylus</i> -Anteile, sonst. Sträucher leicht abnehmend, insbes. <i>Viburnum</i> . Zunahme der Hemerophyten insgesamt (v.a. der primären KZ: Cerealia erreichen ihr abs. Maximum im Profil (4-5%)), Rückgang von <i>Cannabis/Humulus</i> . Starker Anstieg der <i>Poaceae</i> (Max.) und sonst. NBP (ebenfalls 2. Max.), Zunahme der Hygrophyten. Gehölzanteile sinken unter 80-75% (abs. Minimum)	
4a	50-22	Corylus-Carpinus-Fagus-Abies-Pinus-EMW	Corylus - Maximum (25 bis >30, max. 39%). Geschlossene Carpinus -Kurve, ansteigend (3->7%). Während Fagus konstant bleibt (ca.11%), geht Quercus zurück (von ca. 20 auf ~10%). Niedrigere Werte von <i>Abies</i> , leicht ansteigend (15-26%), ebenso <i>Pinus</i> . Sehr hohe <i>Alnus</i> -Anteile (Max. >82%). Höchste Werte von Ulmus (um 2%), <i>Fraxinus</i> und <i>Betula</i> (2-3%). <i>Fraxinus</i> in 2.Drittel ansteigend (auf max. 5%), danach Rückgang. Laubbäume insges. leicht abnehmend. Erstmals <i>Juglans</i> und <i>Castanea</i> Neben <i>Corylus</i> hohe Anteile und Diversität sonstiger Sträucher wie v.a. <i>Viburnum</i> (2-4%), <i>Euonymus</i> , <i>Salix</i> , <i>Hedera</i> (Max. 1,5%). Vereinzelt <i>Myricaria</i> . Sträucher-Maximum im Profil (10-15%), Gehölze insges. erreichen in der Mitte einen Gipfel von >95%. Einsetzen der Kurven von <i>Cannabis/Humulus</i> und <i>Secale</i> ., insges. Rückgang der Hemerophyten (v.a. der sekundären) und zunächst auch der Gräser u. sonst. NBP im Profil, ebenso zunächst Abnahme der Hygrophyten. Damit starker Rückgang des Offenland-Anteils. Auch das Spektrum der Kräuter nimmt insgesamt leicht ab. Zum Ende der Zone wieder Zunahme der NBP.	Anstieg <i>Picea</i> , <i>Abies</i> , Rückgang <i>Corylus</i>

3c	58-50	Abies-EMW-Fagus-Pinus-Hemerophyten	Abies weiter dominierend, Anstieg von Quercus auf Maximum (22%) im Profil. Laubbaumanteil noch hoch. Starke Zunahme von Alnus . Hemerophyten u. sonst. NBP weiter auf hohem Niveau. Hygrophyten wieder steigend.	2.Hiatus (Abfall Abies , Zunahme Pinus)
3b	98-58	Abies-Fagus-Pinus-Quercus-Hemerophyten-sonst. NBP	Abies vorherrschend und ansteigend (30 bis fast 60%)(1. Maximum). Pinus subdominant, weiter zurückgehend (Min. 18%). Fagus zunächst ansteigend (auf ca. 15%), dann nach leichtem Rückgang verharrend bei etwa 10-12%. Quercus zunehmend (5->10(12%)), geschlossene Kurven von Ulmus , Tilia u. Acer . Zone mit dem höchsten Laubbaumanteil im Profil (um 20%). Alnus -Kurve leicht ansteigend. Geschlossene Kurve und Zunahme der Cerealia (Cerealia p.p. , Hordeum -T.) bis fast 2%, Anstieg v.a. sekundärer Kulturzeiger unter d. Hemerophyten auf Max. im Profil (Plantago lanceol. 1-1,5%, Chenopodiaceae bis >1%, Artemisia , Polyg. persicaria -T. 1-2%). Weitere Zunahme sonst. NBP (1. Max. im Profil) einschl. starkem Anstieg der Hygrophyten-Werte (0,4-1,2%), insbes. Ranunculus flam. -T., Succisa , Filipendula . Erst zum Ende sinkt der Anteil der Hygrophyten wieder. Hohe Artenvielfalt der Kräuter insgesamt. Gehölzanteil sinkt auf <80%.	Rückgang Abies , Zunahme von Pinus , starker Anstieg von Quercus
3a	106-98	Pinus-Abies-Laubbäume - Hemerophyten	Pinus ist noch das beherrschende Gehölz (65-70%). Geschlossene Kurven von Abies (subdominant: ~20%), Quercus , Fagus , Corylus sowie Alnus , alle in steigenden Anteilen. Erstmalig Carpinus . Zunahme der Hemerophyten, erstmals Getreide. Zunahme der Poaceae und sonst. NBP.	Starker Anstieg Abies und Fagus , Abfall Pinus
2b	122-106	Pinus	Absolute Dominanz von Pinus , weitere Abnahme der Heliophyten.	1.Hiatus (Abfall Pinus , Beginn Kurven übriger Bäume)
2a	126-122	Pinus-Corylus-Poaceae	Gehölze weiter über 95%, Pinus vorherrschend, Rückgang Heliophyten. Neben Pinus erreichen Alnus und Corylus in geringe Anteile (5 bzw. 2%), Poaceae -Werte erhöht.	Abfall Alnus und Corylus , Rückgang Poaceae
1	150-126	Pinus-Betula-Artemisia	Gehölze über 95%. Pinus absolut dominierend, daneben Betula (1-2%). Heliophyten in größeren Anteilen, insbesondere Artemisia (1-2%), Ephedra , Helianthemum , Gypsophila .	Abfall Artemisia , Rückgang Betula

Tab. 6.3.4: Palynostratigraphie Profil WR II „Murr“

LPZ	Tiefe (cm u.F.)	Bezeichnung der Zone	Charakteristik	Grenze
4c	10-00	Abies-Pinus-Laubbäume-Picea-Hemerophyten-sonst. NBP	Abies weiter dominierend, aber leicht abnehmend, Pinus zunächst etwas erhöht, dann bei diesem Anteil (~45%) konstant bleibend. Die Picea -Kurve steigt von zunächst unter 2% auf 5%. Laubbäume weiterhin bei gut 5%. Hemerophyten zunächst konstant bei >3%, zum Ende in der Summe abnehmend auf unter 1,5%. Auftreten von Zea mays . Werte der sonst. NBP weiter steigend. Auch die Anteile der Hygrophyten nehmen wieder zu.	

4b	26-10	Abies-Pinus-Laubbäume-Hemero-phyten-sonst. NBP	Abies vorherrschender Baum, anfangs fast 55% erreichend, im Verlauf leicht abnehmend auf ~46%, Pinus subdominant, rel. konstant bei rd. 40%. Rückgang der Laubbäume auf ca. 5%, bei diesem Anteil stabilisiert. Quercus- u. Fagus- Werte zunächst leicht sinkend, dann konst. bei 2-3 bzw. 4-5%. Hohe konstante Anteile von Getreide und sek. Kulturzeigern , nach einem anfänglichen Rückgang steigen die Werte der sonst. NBP wieder. Stärkerer Rückgang der Hygrophyten.	<i>Zea mays</i>
4a	46-26	Abies-Pinus-Laubbäume-Hemero-phyten-sonst. NBP	Pinus nur anfangs noch dominant, dann konstant bei 35-40%. Abies nach einem Anteil von 32% auf über 54% zunehmend, nachfolgend leicht abnehmend (auf 50%). Beginn der geschlossenen <i>Carpinus</i> -Kurve, erstmalig <i>Juglans</i> , zum Ende auch <i>Castanea</i> . <i>Fagus</i> und <i>Quercus</i> anfangs <2%, dann bis auf ca. 5% ansteigend. <i>Corylus</i> konstant (~2-3%), das Sträucherspektrum wird vielfältiger. Getreide-Anteile hoch. Erstmals <i>Secale</i> und <i>Cannabis/Humulus</i> . Ein breites Spektrum sekundärer Kulturzeiger erreicht ebenfalls hohe Anteile (Hemero-phyten -Maximum im Profil: > 4%). Ebenso starke Zuwächse der sonst. NBP. Hygrophyten- Anteil weiter steigend, auch im Spektrum weiter zunehmend. Der Anteil der Gehölze geht von anfangs fast 90% auf ca. 80% zurück, hierbei Laubbäum-Werte insgesamt leicht ansteigend auf >8%.	<i>Abies</i> -Anstieg
3	58-46	Pinus-Abies-Corylus-Fagus-EMW-sonst. NBP	Pinus noch dominant, aber abnehmend (von >60 auf 47%), Abies -Anteile sehr hoch und zunehmend (23-48%). geschlossene Kurven v. <i>Fagus</i> , <i>Quercus</i> , <i>Ulmus</i> u. <i>Picea</i> . <i>Fagus</i> zunächst dominanter Laubbaum (~8%), aber abnehmend auf <2%, <i>Quercus</i> -Werte leicht zurück gehend, ebenso <i>Tilia</i> . Corylus abnehmend, keine weiteren Sträucher. Zu Beginn Laubbaum- Max. im Profil (~11%), auf unter 3% abnehmend zu Ende der Zone. Werte der sonst. NBP und Hygrophyten (zunehmendes Spektrum) leicht ansteigend. Kaum Hemero-phyten.	3. Hiatus (Rückgang von <i>Abies</i> , Anstieg von <i>Pinus</i> , Einsetzen der Getreide-Kurve)
2b	66-58	Pinus-Corylus-Betula-Tilia-sonst. NBP	Pinus weiter dominierend, Corylus -Anteile konst. (~7%) hoch. Beginn der geschlossenen <i>Tilia</i> -Kurve. <i>Betula</i> von 2 auf <1% abnehmend. Sträucher-Spektrum erhöht (<i>Hippophae</i> , <i>Viscum</i> , <i>Hedera</i> , <i>Sorbus</i> , <i>Frangula</i> in Spuren) Brassicaceae in Spuren, keine sonst. Hemero-phyten. Sonst. NBP leicht steigend, Rückgang der Hygrophyten	2. Hiatus (<i>Pinus</i> -Abfall, Kurven <i>Abies</i> , <i>Quercus</i> u. <i>Fagus</i>)
2a	86-66	Pinus-Corylus-Betula-sonst. NBP	Pinus weiter vorherrschend, Corylus unter den Gehölzen subdominant u. ansteigend (3-8%), daneben <i>Betula</i> (1-2%), zum Ende <i>Hippophae</i> in Spuren. Rückgang Heliophyten. Anfangs keine <i>Poaceae</i> , sonst. NBP weiterhin in rel. konst. hohen Werten, aber ihr Anteil ist zurückgehend. <i>Succisa</i> -Werte weiter hoch. Farne erreichen deutliche Anteile am Spektrum.	Beginn der <i>Tilia</i> -Kurve
1	90-86	Pinus-Betula-Heliophyten-sonst. NBP	Gehölze über 80%. Von den Gehölzen Pinus absolut dominierend (>95% d. BPS 1), daneben <i>Betula</i> (1-2%). Heliophyten in größeren Anteilen, insbesondere <i>Artemisia</i> (1,5%) u. <i>Cent. jaceae</i> -T. (1,5%) Auch die sonst. NBP erreichen deutliche Anteile, insbesondere <i>Cichorioideae</i> , <i>Senecio</i> -T. und der <i>Cirsium</i> -T. Unter den Hygrophyten ist <i>Succisa</i> mit ca. 1,5% stark vertreten.	1. Hiatus (Einsetzen von <i>Corylus</i> , Rückgang Heliophyten)

6.4 Radiokarbondatierungen und Chronostratigraphie

Die Bohrkerne wurden entsprechend der Lithostratigraphie und/ oder der Palynostratigraphie für die Datierungen in regelmäßigen Abständen beprobt. Hierfür wurden entweder Torfproben oder pflanzliche Makroreste wie Holz, Sprosse oder Rhizome terrestrischer Pflanzen entnommen (Tab. 6.4.1-2).

Tab. 6.4.1: Ergebnisse der Radiokarbondatierungen der Bohrkerne Jockgrim I, II und III (*)

Tiefe in cm u.F.	Pr.-Nr. (FR-	Labor- Nr.	Substrat / datiertes Material	Konv. ¹⁴ C- Alter B.P.	Alter in kalibriert. Jahren (2σ)	
					B.P.	B.C. / A.D.
Jockgrim Profil I "Bruchstücke"						
10-12	03-16	B-184915	vererdeter Torf	7430 ± 70	8260 ± 90	6400-6220 BC
32-34	03-17	B-184916	Seggen-Bruch-Torf	740 ± 40	685 ± 35	1230-1300 AD
46-48	03-18	B-184917	Holz	130 ± 50	145 ± 145	1660-1950 AD
60-62	03-19	B-184918	Holz	1180 ± 40	1080 ± 100	770-970 AD
84-86	03-20	B-184919	Seggen-Schilf-Torf	1490 ± 40	1410 ± 110	430-650 AD
115-119	03-21	B-184920	Tonmudde / Radiz.	1880 ± 40	1810 ± 90	50-230 AD
134-137	03-22	B-184921	Holz	1150 ± 40	1065 ± 105	780-990 AD
168-170	04-24	UZ-5159	Schluffmudde/ Schilf	2210 ± 50	2230 ± 120	280+-120 BC
Jockgrim Profil II „Unterm Schnabel“						
12-14	02-39	Hd-23364	vererdeter Torf	<i>enthält Bomb. ¹⁴C</i>		<i>Wuchsjahr ca. 2000</i>
22-24	02-40	Hd-23365	vererdeter Torf	503 ± 58	550 ± 85	1315-1485 AD
27-30	02-41	Hd-23376	Bruch-Seggen-Torf	870 ± 27	805 ± 100	1045-1245 AD
39-42	02-42	Hd-23377	Holz	1003 ± 43	880 ± 90	980-1160 AD
47-50	02-43	Hd-23378	Holz	1108 ± 58	1048 ± 122	780-1025 AD
60-62	02-44	Hd-23366	Seggen-Bruch-Torf	1634 ± 62	1538 ± 152	260-565 AD
68-70	04-18	UZ-5141	Seggen-Schilf-Torf	3675 ± 55	3997 ± 148	2195-1899 BC
76-78	02-45	Hd-23368	Seggen-Schilf-Torf	4399 ± 82	5070 ± 235	3355-2885 BC
Jockgrim Profil III „Schnabelbruch“						
20-22	04-11	UZ-5134	Seggen-Torf	<i>enthält Bomb. ¹⁴C</i>		<i>nach 1955 AD</i>
52-54	04-12	UZ-5135	Schilf-Seggen-Torf	310 ± 50	321 ± 158	1471-1787 AD
88-90	04-13	UZ-5136	Schilf-Seggen-Torf	675 ± 50	620 ± 65	1265-1396 AD
124-126	04-14	UZ-5137	Seggen-Schilf-Torf	1040 ± 50	928 ± 124	898-1147 AD
168-170	04-15	UZ-5138	Seggen-Schilf-Torf	1140 ± 50	1058 ± 106	786-999 AD
200-202	04-16	UZ-5139	Kalkmudde / Radiz.	1550 ± 55	1430 ± 105	415-624 AD
220-222	04-17	UZ-5140	Kalkmudde / Radiz.	1745 ± 50	1666 ± 124	161-408 AD

* Hervorgehoben sind die ¹⁴C-Daten, die in die jeweiligen chronologischen Zonierungen der Diagramme und die Berechnungen der Moorbachstumsraten etc. eingegangen sind. *Kursiv* sind die Daten dargestellt, die unberücksichtigt blieben (s.u.).

In den Kernen Jockgrim II und III sind lediglich die Datierungen der oberflächennahen Proben nicht auswertbar, da diese Proben Bomben-¹⁴C (Kernwaffeneffekt) enthielten (siehe Kap. 5.4).

Das Alter der obersten Probe im Kern Jockgrim I FR 03-16 fällt dagegen um viele Jahrtausende zu alt aus. Hier wurde vererdeter Torf mit einer starken mineralischen Komponente und hohem Kalkgehalt datiert. Dieser sandig-tonige Lehm ist vermutlich durch Hochwässer in das Moor eingetragen worden. Das heißt, die pflanzlichen Reste, die hier datiert wurden, wurden nicht sedentär abgelagert, sondern allochthonen Ursprungs und mit dem mineralischen Material eingetragen.

Die ¹⁴C-Alter der Proben JO I FR 03-18 und FR 03-22 fallen jeweils zu jung aus. Hier wurden kleine Holzstückchen datiert. Vermutlich handelt es sich um Gehölzwurzeln, die aus darüber liegenden, das heißt jüngeren Schichten in die datierte Tiefe vorgedrungen sind (vgl. Kap. 5.4).

Tab. 6.4.2: Ergebnisse der Radiokarbondatierungen der Bohrkern Wasenweiler Ried I, II (*)

Tiefe in cm u. F.	Prob.-Nr.	Labor-Nr.	Substrat / datiertes Material	Konv. ¹⁴ C-Alter B.P.	Alter in kalibriert. Jahren (2σ)	
					B.P.	B.C. / A.D.
Wasenweiler Ried Profil I "Schachen"						
12-14	04-03	UZ-5090	Bruch-Seggen-Torf	1285 ± 50	1181 ± 103	666-873 AD
36-38	04-04	UZ-5091	Bruchtorf m. Holzst.	1535 ± 50	1421 ± 100	429-629 AD
48-50	04-19	UZ-5142	Bruchtorf m. Seggen	1730 ± 50	1648 ± 118	184-419 AD
52-54	05-03	UZ-5191	Bruchtorf m. Seggen	3025 ± 55	3191 ± 162	1403-1079 BC
60-62	04-05	UZ-5092	Bruch-Seggen-Torf	2955 ± 50	3116 ± 157	1323-1008 BC
84-86	04-06	UZ-5093	Bruch-Seggen-Torf	3325 ± 50	3549 ± 126	1725-1473 BC
104-106	04-07	UZ-5094	Holz	4240 ± 55	4729 ± 147	2926-2632 BC
116-118	04-30	UZ-5184	Bruch-Seggen-Torf	8630 ± 65	9682 ± 172	7904-7559 BC
132-134	04-25	UZ-5160	Seggen-Torf m. Holz	10210 ± 75	11875 ± 525	10450-9400 BC
Wasenweiler Ried Profil II "Murr"						
10-14	02-34	Hd-23461	Seggen-Torf	79 ± 48	230 ± 50	1670-1770 AD
28-32	02-35	Hd-23462	Seggen-Torf	1462 ± 45	1350 ± 65	535-665 AD
40-42	04-31	UZ-5185	Seggen-Torf	1990 ± 50	1945 ± 125	120BC-130 AD
48-50	05-01	UZ-5189	Seggen-Torf	4515 ± 55	5142 ± 172	3364-3019 BC
52-54	02-36	Hd-23396	Seggen-Schilf-Torf	5069 ± 45	5793 ± 127	3970-3715 BC
60-62	05-02	UZ-5190	Seggen-Torf	7530 ± 65	8302 ± 111	6463-6241 BC
68-70	02-37	Hd-23266	Schluffmudde / Radiz.	8330 ± 140	9280 ± 270	7600-7060 BC
84-86	02-38	Hd-23629	Schluffmudde / Radiz.	8820 ± 190	9925 ± 475	8450-7500 BC

Im Kern WR I „Schachen“ fällt das ¹⁴C-Datum der Probe FR 05-03 etwas zu alt aus. Die Torfwachstumsrate wäre demnach in diesem Bereich sehr hoch. Das Substrat ist hier Bruchtorf mit einem geringen Anteil Seggentorf. Vermutlich ist bei der Bildung dieser Torfschicht durch Bioturbation etwas älteres Material aus darunter liegenden Substraten eingemischt worden. Das Alter der Probe FR 04-30 im gleichen Kern ist nach dem Datierungsergebnis deutlich zu jung. Hier wurde Bruch-Seggen-Torf datiert, vermutlich sind Feinwurzeln aus etwas jüngeren Schichten in diese Tiefe vorgedrungen. Die Probe hätte nach dem Ergebnis der Datierung ein boreales Alter. Das Pollenspektrum ist dagegen sehr charakteristisch für das Präboreal. Demzufolge konnte das Datierungsergebnis also ebenfalls nicht in die Berechnungen einfließen,

da es etwa 1000 Jahre zu jung ausfällt. Hier wurde die Chronozonierung dementsprechend aus der Palynostratigraphie abgeleitet.

Die chronostratigraphische Einteilung der Profile nach den ^{14}C -Daten bzw. palynologischen Gesichtspunkten ist in Tabelle 6.4.3 dargestellt. Die Grenzen wurden aus den Radiokarbondaten, in Einzelfällen aus der Palynostratigraphie bzw. dem Vergleich mit den anderen Profilen interpoliert.

Tab. 6.4.3: Gliederung der Chronozonen und Kulturepochen in den Pollen- und Substrat-Diagrammen nach den ^{14}C -Daten bzw. pollenanalytischen Ergebnissen. (die zeitlichen Übergänge im Bereich der Hiaten sind als durchrissene Linie dargestellt; in den Profilen Jo I u. Jo II ist die Grenze zwischen Mittelalter und Neuzeit nur berechnet, deshalb als gepunktete Linie dargestellt)

Chronozone	Tiefe in cm u.F.	Kulturepoche	Tiefe in cm u.F.	Anzahl Pollenanal.
Jo I „Schnabelbruch“				
Subatlantikum	> 170 – 0	Neuzeit	16 – 0	4
		Hoch- und Spätmittelalter	50 – 16	9
		Frühmittelalter	88 – 50	9
		Spätantike / Völkerwanderungszeit	104 – 88	4
		Römische Kaiserzeit	136 – 104	8
		Jüngere Eisenzeit (Latène- Zeit)	>170 – 136	9
Jo II „Unterm Schnabel“				
Subatlantikum	64 – 0	Neuzeit	18 – 0	5
		Hoch- und Spätmittelalter	44 – 18	6
		Frühmittelalter	60 – 44	4
		Spätantike / Völkerwanderungszeit	64 – 60	1
Subboreal	78 – 64	Frühe – Mittlere Bronzezeit	68 – 64	1
		Endneolithikum	74 – 68	2
		Spätneolithikum	78 – 74	1
Jüng. Atlantikum	>126 – 78	Jungneolithikum	>126 – 78	12
WR I „Schachen“				
Subatlantikum	50 – 0	Frühmittelalter	40 – 0	10
		Spätantike / Völkerwanderungszeit	50 – 40	3
Subboreal	106 – 50	Späte Bronzezeit	68 – 50	4
		Mittlere Bronzezeit	82 – 68	4
		Frühe Bronzezeit	96 – 82	3
		Endneolithikum	106 – 96	3
Präboreal	130 – 106	Frühmesolithikum	118 – 106	3
		Frühestmesolithikum	130 – 118	3
Spätglazial	>150 – 130	Paläolithikum	>150 – 130	5
WR II „Murr“				
Subatlantikum	46 – 0	Neuzeit	16 – 0	4
		Hoch- und Spätmittelalter	22 – 16	2
		Frühmittelalter	32 – 22	2
		Spätantike / Völkerwanderungszeit	36 – 32	1
		Römische Kaiserzeit	42 – 36	2
		Jüngere Eisenzeit (Latène- Zeit)	46 – 42	1
Jüngeres Atlantikum	58 – 46	Spätneolithikum	50 – 46	1
		Jungneolithikum	58 – 50	2
Boreal	82 – 58	Spätmesolithikum	66 – 58	2
		Frühmesolithikum	82 – 66	4
Präboreal	86 – 82	Frühmesolithikum	86 – 82	1
Spätglazial	> 90 – 86	Paläolithikum	>90 – 86	1

Da die Zuwachsraten während der Moorentwicklungsphasen teilweise sehr verschieden sind, differiert auch die zeitliche Auflösung zwischen den jeweils pollenanalytisch ausgewerteten Proben entsprechend (Tab. 6.4.4).

Tab. 6.4.4: Akkumulationsraten während der Moorwachstumsphasen und zeitliche Auflösung zwischen den pollenanalytisch ausgewerteten Proben in den Profilen. (vgl. Abb. 7.1.9 und 7.1.24)

Jockgrim I „Bruchstücke“			Wasenweiler Ried I „Schachen“		
Profilabschnitt (Tiefe in cm u.F.)	Zuwachsrate in cm / 100a	Zeitabstand zwischen zwei Proben in Jahren	Profilabschnitt (Tiefe in cm u.F.)	Zuwachsrate in cm / 100a	Zeitabstand zwischen zwei Proben in Jahren
0-34	(ca. 5,8) *	(ca. 69) *	0-14	5,4	77
34-62	7,1	56	14-38	10,0	40
62-86	7,3	55	38-50	5,3	76
86-118	8,0	50	50-86	5,5	72
118-190	12,4	32	86-106	1,7	236
Jockgrim II „Unterm Schnabel“			106-134	1,4	288
0-24	(ca. 5,5) *	(ca. 73) *	Wasenweiler Ried II „Murr“		
24-30	2,4	170	0-14	5,0	81
30-42	16,0	25	14-30	1,4	280
42-50	4,8	84	30-46	2,0	198
50-64	2,4	163	46-58	0,6	651
64-78	0,8	537	58-70	0,8	489
78-126	8,0 **	50	70-86	2,5	161

* Berechnung nicht sicher, da die Zuwachsraten aufgrund von Sedimenteintragen verzerrt sind

** Fehlende Datierung der Profilbasis, deshalb Zugrundelegung der Sedimentationsraten während der letzten limnischen Phasen in den Mäandern „Bruchstücke“ und „Schnabelbruch“ (vgl. Abb. 7.1.9)

7 Interpretation und Diskussion

7.1 Rekonstruktion der Moorentwicklung

Die Rekonstruktion der Moorentwicklung einschließlich der Entwicklung der Moor- und Wasserpflanzenvegetation gibt Aufschluss über die Auswirkungen klimatischer, hydrologischer und anthropogener Faktoren. Moore zeichnen als Geoarchiv ihre eigene Entwicklungsgeschichte auf und können so, neben der Rekonstruktion der Vegetationsentwicklung auf den mineralischen Standorten, zum Verständnis der Landschaftsgenese vor allem aus paläohydrologischer Sicht beitragen.

7.1.1 Genese und Morphologie der Oberrheinebene und ihre Bedeutung für die Moorentwicklung

Während des Würm-Hochglazials lagerte der Rhein zunächst in der gesamten Breite der Oberrheinebene im Bereich der heutigen Niederterrasse und der Rheinniederung Kiese und Sande ab (MUSALL 1969, MÄCKEL 1998). Nachdem die Alpengletscher das Bodenseebecken frei gegeben hatten, wirkte dieses nun als Sedimentfalle. Aufgrund der dadurch geringeren Sediment- und erhöhten Wasserführung begann sich der Rhein einzuschneiden. Dabei bildeten sich zwei Hauptarme heraus. Der westliche Arm lag im Bereich der heutigen Rheinaue, der östliche am Fuße des Schwarzwaldes in der sogenannten östlichen Randsenke. Dieser flusssdynamische Umbruch erfolgte etwa vor 20.000 Jahren (ILLIES & GREINER 1979, ILLIES 1982). Während der Ostrhein bereits im Spätglazial zu verlanden begann, (siehe Kap. 7.2.2), bildete sich durch die Einschneidung des Rheins im Westen langsam das Hochgestade (Hochufer), welches die holozäne Rheinaue (Rheinniederung) von der Niederterrasse abgrenzt, heraus. Die Grenze ist dabei in der Regel scharf markiert, wobei die Höhe des Steilrandes deutlich variiert. Im südlichen Oberrheintiefland beträgt die Höhendifferenz im Untersuchungsgebiet bei Breisach etwa 2 bis 5m, während das Hochgestade am nördlichen Oberrhein zum Beispiel bei Jockgrim zwischen 8 und 12m über der Rheinniederung liegt.

Aufgrund des unterschiedlichen Gefälles bildeten sich im Holozän in der Oberrheinniederung verschiedene Flusssysteme aus (u.a. MUSALL 1969, SCHÄFER 1973, SCHÄFER 1974, DISTER 1980, MUSALL et al. 1991, SCHENKER 1992) (Abb.7.1.1). Im südlichen Teil, von Basel etwa bis Breisach, hat der Rhein während des Gletscherrückganges unter Bildung mehrerer ineinander geschachtelter Trompetentäler in die Niederterrasse eingeschnitten und durch Erosion ein deutliches Hochufer gebildet. Ab Breisach schließt sich mit dem Aufhören der Zertalung etwa bis Straßburg die Verwilderung des Stromes an (Furkationszone), der zuletzt ohne Hochgestade fast im Niveau der Ebene floss und vorwiegend grobes Material aufschüttete (MUSALL 1969, 1982, 1991). Andere Autoren gehen von einer

7.1 Rekonstruktion der Moorentwicklung

Furkationszone aus, die bereits in Basel beginnt (SCHÄFER 1973, SCHENKER 1992). Etwa ab der Murgmündung bei Rastatt ging der Rhein dann bis Oppenheim aufgrund des hier geringeren Gefälles der Niederterrasse und der viel größeren Wasserführung im Spätglazial, vermutlich im Alleröd, zur Mäanderbildung über (MUSALL et al. 1991). Dieser schnitt sich langsam in die Niederterrasse ein (Mäanderzone). Durch Tiefen- und Seitenerosion schuf die Mäandrierung den beidseitig buchtenförmig ausgebildeten Hochgestaderand, der im Südteil der nördlichen Oberrheinniederung 5-10m, linksrheinisch bis zu 20m erreicht und dessen Höhendifferenz zur Rheinniederung nach Norden hin stark abnimmt (im Hessischen Ried ~ 1m). Für die Zone der großen Flussmäander ist ein relatives Gleichgewicht zwischen Erosion und Akkumulation des nun deutlich feineren Materials charakteristisch. In einer zwischen Furkations- und Mäanderzone liegenden Übergangszone sind Elemente beider Flusssysteme zu finden (Abb. 7.1.1).

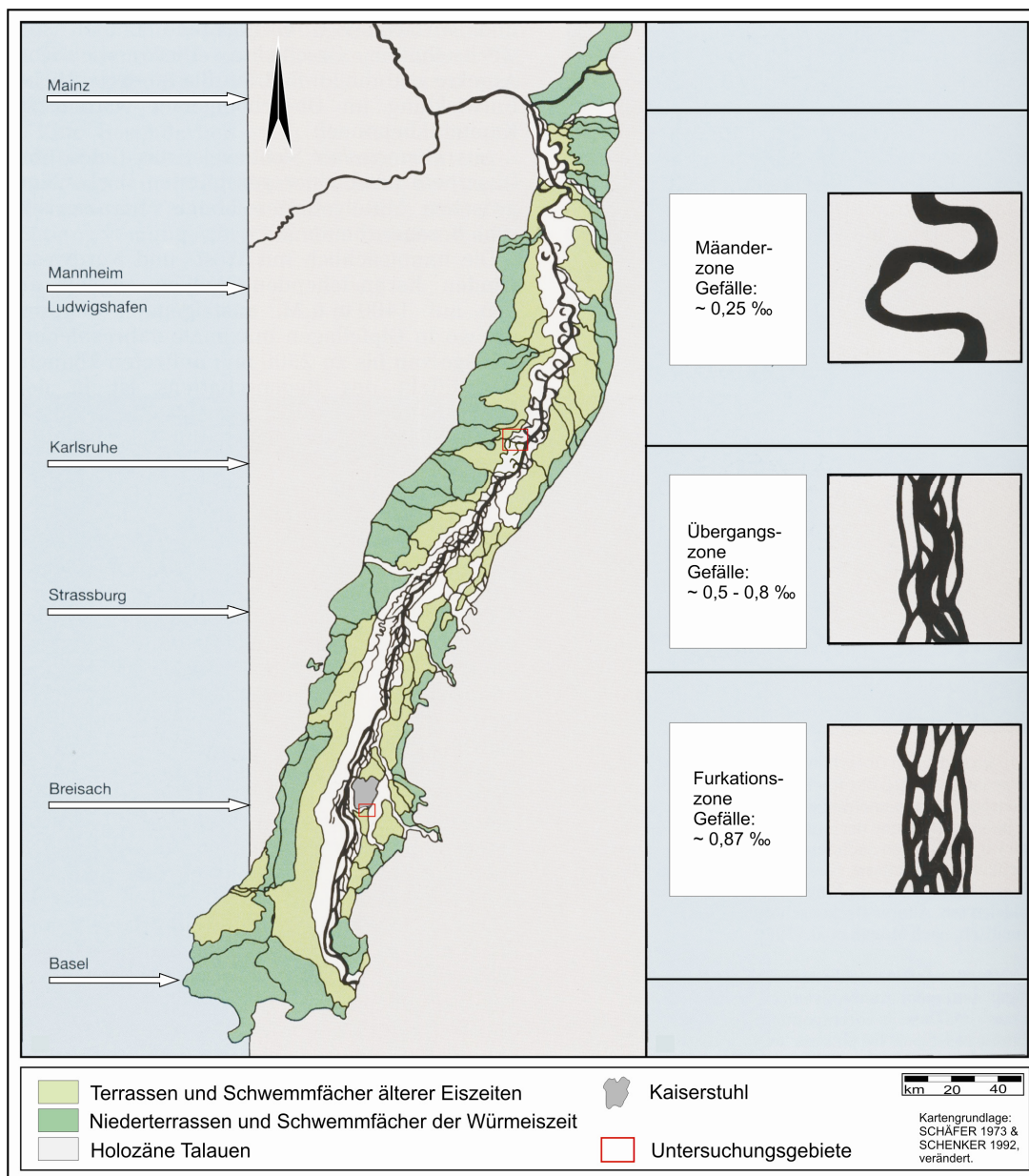


Abb. 7.1.1: Übersichtskarte der Oberrheinebene. Zonierung stark vereinfacht, gängigste Zonierung ohne Trompetentäler. Nach: SCHÄFER (1973) und SCHENKER (1992), verändert.

7.1 Rekonstruktion der Moorentwicklung

In der Furkationszone teilte sich der Rhein bei einer Flussbreite von 2-3 km in viele unregelmäßig gewundene Arme auf (Abb. 7.1.2). Durch ständige Laufverlagerungen und das Verschwinden und die Neuanlage von Armen entstanden Sand- und Kiesbänke sowie -inseln, die immer wieder erodiert und verlagert wurden. In dieser dynamischen Flusslandschaft konnten sich Moore nicht entwickeln. Selbst in flussmorphologisch „ruhigeren“ Zeiten wären mögliche Anfangsstadien einer Vermoorung stets durch fluviale Erosion bedroht. Stärkere Hochwässer haben in der Furkationszone vermutlich die gesamte holozäne Rheinniederung überschwemmt, im Bereich des Kaiserstuhls zum Beispiel reichten diese Hochwässer bis zu dessen westlichem Fuß (u.a. FLECK 2003).

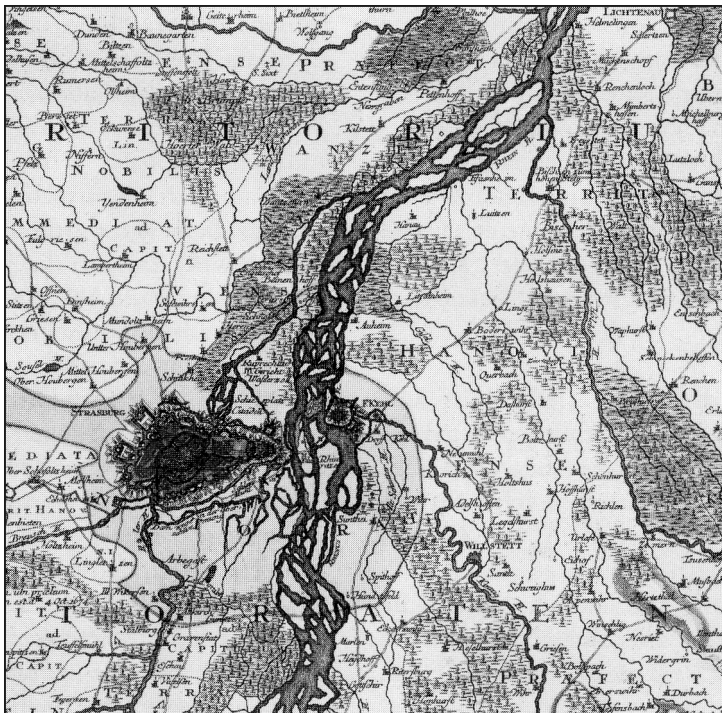


Abb. 7.1.2: Beispiel für die Furkationszone des Oberrheins bei Straßburg um 1700. Karte von SEUTTER. Quelle: RÖMER (1981). Aus: IKHR-Bericht Nr. I-11: Der Rhein unter der Einwirkung des Menschen (1993).

Unter diesen Bedingungen konnten sich in einigen Rinnen allenfalls geringmächtige Anmoore entwickeln. So sind im Südabschnitt der Straßburg-Offenburger Rheinebene in der Rheinaue (Weisweiler Wald- und Mooraue) durchaus einige anmoorige Böden wie kalkhaltige Anmoorgleye zu finden. Diese haben sich vor allem in flachen Hohlformen aus Auenlehm des Rheins überwiegend in der Randniederung der Rheinaue unter hohen, das heißt sich nahe der Geländeoberfläche befindenden Grundwasserständen entwickelt (LINK & FLECK 1995). Die durch den Rhein abgelagerten Auenlehme verursachen aufgrund ihrer geringen Wasserdurchlässigkeit einen Wasserstau bis in die obersten Bodenschichten. Das führt zur Versumpfung der entsprechenden Bereiche ermöglicht so die Entwicklung von geringmächtigen Anmooren (FISCHER & KLINK 1967). Im Bereich der zufließenden Dreisam wird dieser Effekt durch den entsprechend Grundwasserzufluss noch verstärkt. Eine Entwicklung von Mooren war aus den erläuterten Gründen jedoch nicht möglich.

7.1 Rekonstruktion der Moorentwicklung

In der Mäanderzone floss der Rhein dagegen in einem geschlossenen Profil und wechselte in weit ausholenden Flussschlingen in der 6-12 km breiten Rheinniederung von einer Seite auf die andere (Abb. 7.1.3).

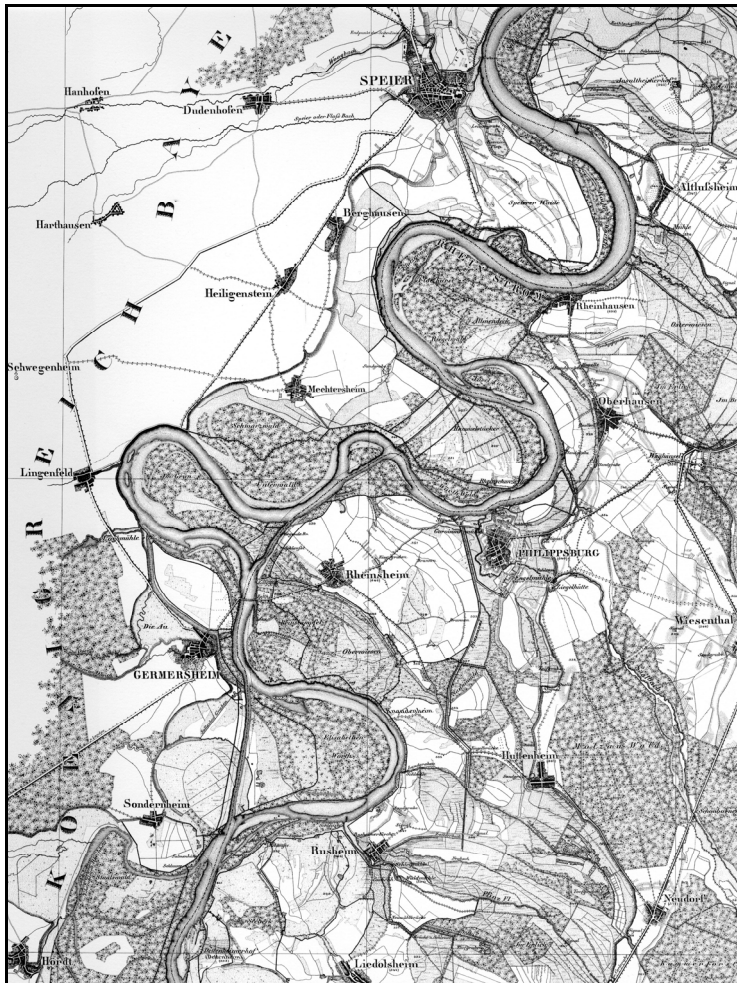


Abb. 7.1.3: Beispiel für die Mäanderzone des Oberrheins bei Germersheim 1838 zu Beginn der Rektifikation des Oberrheins durch J.G. TULLA. Quelle: Topographischer Atlas über das Grossherzogthum Baden, Ausschnitt aus dem Blatt 11, Stand 1838. Mit Genehmigung des Landesvermessungsamtes Baden-Württemberg vom 17.08.2005, Az.: 2851.3-A/418.

Dabei wurde die Niederterrasse durch Seitenerosion „angenagt“, es entstanden unterschiedlich große Buchten mit verschiedenen Radien und die teilweise weit in die Rheinniederung ragenden Sporne. Da die Radien der fossilen Mäander durchschnittlich nur etwa 0,5 km betragen, der Durchmesser der Rheinaue aber etwa 6 km misst, konnte eine Flussschlinge nicht gleichzeitig von einem Hochufer zum anderen reichen (JÄGER 1964). Die einzelnen Abschnitte des Hochufers müssen zu verschiedenen Zeiten entstanden sein. So verdankt allein die etwa 200 Meter weit in die holozäne Rheinaue ragende Landzunge, auf der Alt-Jockgrim angelegt wurde, ihre Form drei verschiedenen Mäandern (JÄGER 1964). In der Rheinaue (Rheinniederung) selbst ist das Feinrelief mit seinen vielen Rinnen und schmalen Kiesrücken, das nur Höhenunterschiede bis zu ca. 3 m aufweist, das Ergebnis der Mäanderentwicklung (MUSALL ET AL. 1991). Die einzelnen Mäanderflächen gliedern sich in eine Vielzahl unterschiedlicher Niveaus, die als „Auenterrassen“ angesprochen werden können (FEZER ET AL. 1995). Zeitlich und räumlich je nach Wasserführung unterschiedlich starke Seitenerosionen an den Prallhängen der Mäander und Akkumulationen an den Gleithängen führten zu einer ständigen Verlagerung der Flussschlingen und zu einem „Talabwärtsgleiten“ des Rheinstromes

in seiner Aue (MUSALL et al. 1991). Bei Hochwässern ergaben sich stärkere und schnellere Laufänderungen. Durch eine enorm gesteigerte Erosionskraft und einen Abfluss nun vor allem entlang des Auengefälles und weniger den Schlingen folgend, wurden im Laufe des Holozäns insbesondere im Bereich der „Häse“ (engste Stellen zwischen den Schlingen) unzählige Mäanderwindungen abgeschnitten. Die abgetrennten Rheinläufe (Altarme) wurden je nach Strömungsverhältnissen im Laufe der Zeit mit Sedimenten wie Sanden und Kiesen, bei Hochwässern durch Auenlehme aufgefüllt. Zum Teil wurde dieser Verlandungsprozess aber wieder unterbrochen, wenn der Stromarm wiederum bei Hochwässer seinen Lauf erneut in das alte Bett verlegte und den Mäander so reaktivierte. Durch diese Überlagerungen älterer durch jüngere Rheinläufe lassen sich keine längeren zusammenhängenden alten Rheinläufe rekonstruieren, sondern nur kurze Laufstrecken mit 2 bis 3 Windungen (MUSALL et al. 1991). Für den Bereich der Rheinniederung westlich bzw. nordwestlich von Karlsruhe ist die ständige Verlagerung der Flussschlingen und die wahrscheinliche zeitliche Abfolge der Mäandergenerationen nach THÜRACH (1912) in Abb. 7.1.4 dargestellt. Im wesentlichen dienten THÜRACH petrographische und morphologische Beobachtungen sowie historische Schriftquellen und Karten als Grundlage für diese Gliederung (FELDHOFF 1997).

Eine genetische Gliederung der holozänen Rheinsedimente in der Mäanderzone nach Umlauf- bzw. Alt- und Ablauflächen, wie sie am nördlichsten Oberrhein v.a. in Hessen vorgenommen wurden, fehlt bislang im südlichen Teil der pfälzischen Rheinniederung und damit auch im Untersuchungsgebiet. Im Baden-Württembergischen Anteil an der nördlichen Oberrheinniederung wurde diese Differenzierung bisher nur in der vorläufigen geologischen Karte Blatt 6716 Germersheim vorgenommen. Für das Postglazial wurden in der nördlichen Oberrheinniederung zwischen Worms und Mainz drei größere Phasen wechselnder fluvialer Morphodynamik bzw. verschiedener Sedimentationsbedingungen unterschieden, die sich in der Ausbildung von drei verschiedenen Mäandersystemen manifestierten (SCHARPF 1977). WEIDNER (1990) und FEZER ET AL. (1995) nahmen eine Unterscheidung in Ältere, Mittlere und Jüngste Mäandersysteme vor. Neueste Untersuchungen zur spät- und postglazialen Fluss- und Landschaftsgeschichte am nördlichsten Teil des nördlichen Oberrheins stammen von KEß ET AL. (1999), DAMBECK & SABEL (2001), DAMBECK & THIEMEYER (2002), DAMBECK & BOS (2002), DAMBECK (2005) und SINGER (2005).

In den ältesten Mäandersystemen setzte eine Vermoorung der Altläufe bereits im Präboreal und Boreal ein. Dagegen bildeten sich in der mittleren Mäandergeneration ab dem Atlantikum Niedermoortorfe, bevor schließlich im jüngsten Subboreal die Entwicklung der jüngsten Mäandersysteme einsetzte (DAMBECK & BOS 2002, DAMBECK 2005). Aufgrund der subrezentenen Morphodynamik fehlt hier die Vertorfung meist, eine etwaige Moorentwicklung befindet sich allenfalls im Anfangsstadium (FEZER ET AL. 1995).

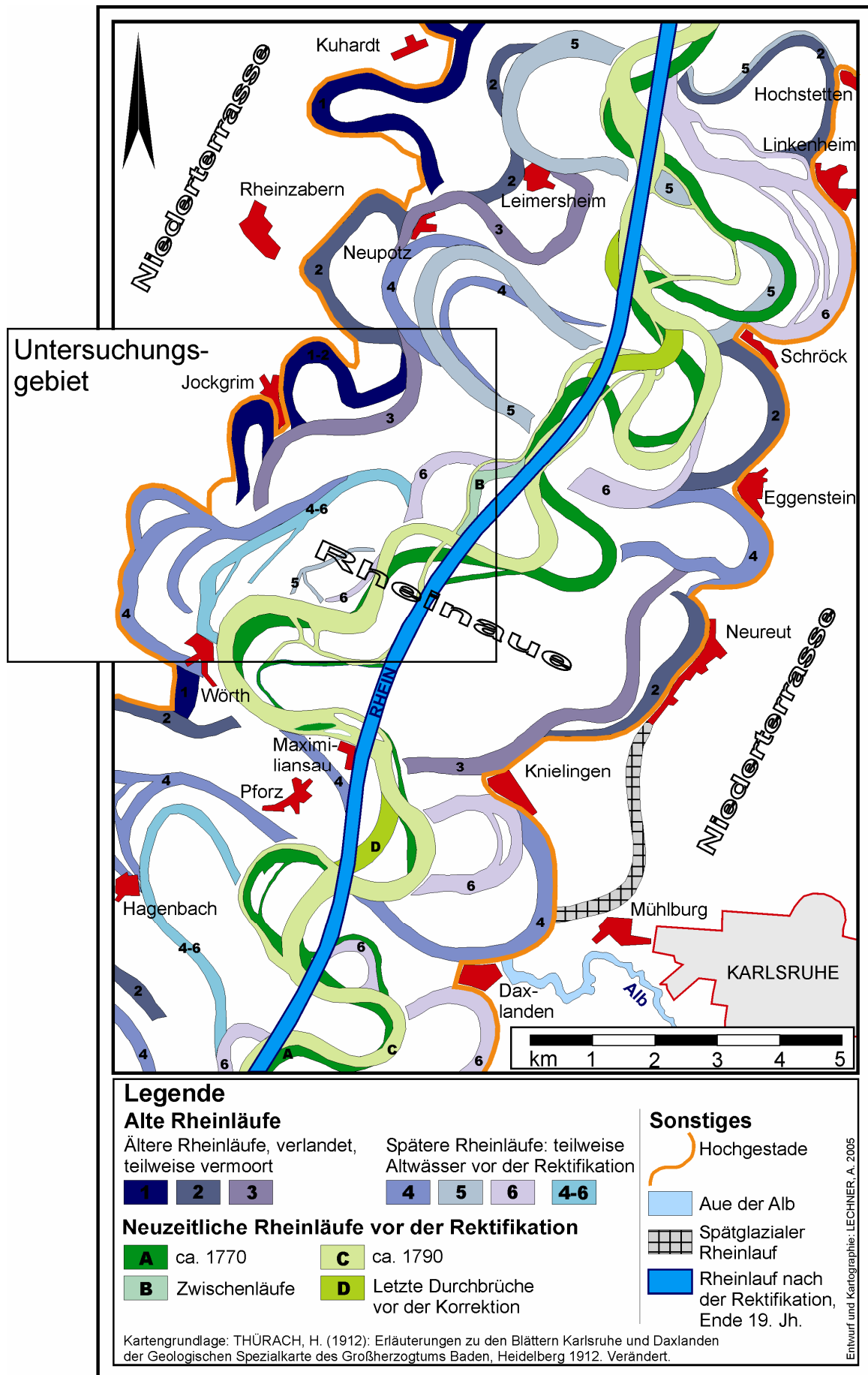


Abb. 7.1.4: Holozäne Rheinläufe in der nördlichen Oberrheinniederung NW Karlsruhe.

Trotz der bislang fehlenden Untersuchungen zu den Mäandergenerationen im südlichen Teil der nördlichen Oberrheinniederung mit dem Untersuchungsraum lassen sich zumindest zu beiden Seiten des Stromes aufgrund der mehr oder weniger frischen Formen, der Art und Höhenlage sowie des relativen Alters der Verlandungen (u.a. nach den Böden) eine jüngere Rheinaue (Rheinarme Ziffer 4-6,5,6 in Abb. 7.1.4) unterschiedlicher Breite von einer sich anschließenden älteren Rheinaue (Rheinarme Ziffer 1,2,3, z.T. 4 in Abb. 7.1.4), die bis zum Hochgestade reicht und aus der sich der Rhein meist schon seit Jahrtausenden zurück gezogen hat, unterscheiden (MUSALL ET AL. 1991). Die ungefähre Grenze zwischen beiden Bereichen markieren etwa die im 17., 18. und frühen 19. Jh. noch wassergefüllten Altrheine und Rinnen zu beiden Seiten des Rheins, wie sie auf großmaßstäbigen Karten aus jener Zeit zu erkennen sind (z.B. Karte „Theatrum Belli Rhenani“ 1702-13, Atlas von Naudin: „Theatre de la Guerre en Allemagne“ 1726, „Schmitt'sche Karte von Südwestdeutschland“ 1797, „Reduktion der Kartenaufnahme der Rheinlande durch Tranchot“ 1801-13 (Preußische Generalstabskarte)). In der älteren Rheinaue liegen unter anderem die Orte Liedolsheim, Rußheim, Rheinsheim und Leimersheim auf hoch gelegenen Verlandungen, die begrenzt werden durch schon lange verlandete, aber morphologisch noch deutlich erkennbare alte Flussschlingen und schließlich die Torf- und Moorerdebuchten am Fuße des Hochgestades (MUSALL et al. 1991). Im Bereich der älteren Rheinaue blieben demzufolge nach der Abschnürung Altarme zurück, die aufgrund ihrer größeren Entfernung zum Rhein weniger durch nachfolgende Hochwässer beeinflusst wurden. Diese Altarme wurden so zu Altwässern, in denen bald die limnische Sedimentation von organomineralischen Mudden und nach Abschluss der Verlandung eine Vermoorung einsetzen konnte. Besonders günstig für die Moorentwicklung waren die Bedingungen in jenen Altarmen, die direkt in den Hochgestadebuchten liegen, da hier das aus der Niederterrasse austretende Grundwasser eine Vermoorung zusätzlich begünstigte (siehe Abb. 7.1.8).

Untersuchungen zur zeitlichen Stellung der ältesten Verlandungen bzw. Vermoorungen in der Aue und damit Datierungen der frühesten Eintiefung der holozänen Aue in die Niederterrasse sind im weiteren Untersuchungsraum bisher sehr spärlich. OBERDORFER (1934) hat die Moore in den großen Hochgestadebuchten bei Graben-Neudorf und Waghäusel pollenanalytisch untersucht. Er stellte für die untersuchten Sedimente (Seekreide) aus dem oberen Bruch bei Neudorf ein boreales Alter fest. Die Vermoorung setzte hier zum Ende des Boreals bzw. zu Beginn des Atlantikums ein. Auf der linksrheinischen Seite führte LEBMANN (1982) in einer vermoorten Hochgestadebucht nördlich von Speyer bei Waldsee Pollenanalysen an zwei Bohrkernen durch. Nach dem Pollenspektrum setzte die Verlandung des Mäanders im Boreal ein, die nachfolgende Vermoorung, was auch die durchgeführten ¹⁴C-Datierungen bestätigen, begann im jüngeren Atlantikum.

Die Niederterrasse ist durch die wärmzeitlich akkumulierten Sande und Kiese geprägt. In der nördlichen Oberrheinebene sind diese teilweise durch Dünenzüge

überdeckt. Deren vorwiegend feinsandiges Material wurde im Spätglazial aus den vegetationsarmen Niederterrassen insbesondere durch darüber streichende Westwinde ausgeweht und v.a. am Ostrand der Niederterrassen zu Dünenfeldern angehäuft (GEIGER 1991). In der Regel lassen die wasserdurchlässigen Sande und Kiese keine Vermoorung zu. Da sie aber auch sehr leicht durchfeuchten, das heißt durchdringendem Wasser nur wenig Widerstand entgegen setzen, kann es bei längeren, sehr hohen Grundwasserständen bzw. bei Anstiegen des Grundwasserspiegels über die Geländeoberfläche zu flachgründigen Vermoorungen infolge einer Versumpfung kommen. In der südlichen Oberrheinebene wie z.B. in der Freiburger Bucht, hier teilweise auch über Schwarzwaldschottern, ist dies vereinzelt der Fall.

Schließlich begann die Verlandung des Rheinarmes in der östlichen Randsenke am Fuße des Schwarzwaldes bereits im Spätglazial (Kap. 7.2.2), worauf anschließend in vielen Abschnitten schon im ausgehenden Spätglazial bzw. frühen Holozän eine Vermoorung einsetzen konnte (OBERDORFER 1934, v. WAHL 1988, WALDMANN 1989).

7.1.2 Moortypen in der Oberrheinebene und ihre Verbreitung

Eine Einteilung von Mooren in verschiedene Moortypen kann zum einen aufgrund der auf dem Moor lebenden Vegetation und zum anderen nach den abgelagerten Torfarten erfolgen. In der Oberrheinebene sind alle Moore mehr oder weniger stark entwässert, viele mit mineralischen Deckschichten überlagert und fast alle wurden bzw. werden land- oder forstwirtschaftlich genutzt. Demnach können die Moore nach der lebenden Vegetation nicht typologisch klassifiziert werden. Ebenso bieten die Torfe selbst aufgrund des durch Entwässerung hohen Zersetzungsgrades nur ungünstige Voraussetzungen für eine Zuordnung zu bestimmten Typen (LfU 1997). Teilweise sind die Torfe bereits vermullt oder vererdet.

Moore zeichnen sich durch eine positive Stoffbilanz aus, die wiederum nur aufgrund eines überreichlichen Wasserdargebots ermöglicht wird. Die Genese und der Charakter eines Moores werden demnach wesentlich durch die Wasserversorgung bestimmt. Dabei führt die Betrachtung der Moorernährung durch das Wasser zu ökologischen Moortypen, die vornehmliche Betrachtung des Wasserhaushaltes zu hydrologischen bzw. hydrogenetischen Moortypen (SUCCOW & JESCHKE 1990, SUCCOW & JOOSTEN 2001).

7.1.2.1 Ökologische Moortypen

Eine Einteilung in ökologische Moortypen berücksichtigt zum einen den Trophiegrad, der wesentlich durch den Stickstoffgehalt der Substrate gekennzeichnet wird, zum anderen das Säure-Basen-Verhältnis, das durch den pH-Wert ausgedrückt wird (SUCCOW & JOOSTEN 2001). So werden oligotroph-saure bis eutroph-kalkhaltige Moore unterschieden. In der Oberrheinebene kommen vorwiegend eutrophe Moore

mit guter Kalkversorgung vor, gekennzeichnet durch Torfe, die sich unter bzw. aus Großseggenrieden, Röhrichten und Erlenbruchwäldern entwickelt haben (LFU 1997).

Mesotrophe Ausbildungen sind im Oberrheintiefland viel seltener (LFU 1997). Sie treten zum Teil in größeren Mooren auf, in denen das Mineralbodenwasser bei der Passage des Moorkörpers an Nährstoffen verarmt. Charakteristisch für mesotrophe Bedingungen ist die Bildung von Laubmoos- und Kleinseggen-Torfen, ebenso sind Kalkausfällungen typisch (z.B. Moore bei Graben-Neuendorf). Nährstoffärmere Bedingungen werden auch durch das Vorkommen von Fieberklee-Samen in den Torfen angezeigt.

Oligotrophe Moore, zu denen die typischen Regenmoore gehören, fehlen völlig in der Oberrheinebene.

7.1.2.2 Hydrologische Moortypen

Die Entwicklung von Mooren in der Landschaft unterliegt einem sehr komplexen Faktorengefüge. Neben der Wasserqualität spielen bei der Moorbildung auch Wasserstandsschwankungen und die Wasserströmung eine wesentliche Rolle (SUCCOW & JOOSTEN 2001). Die Art der Moorbildung ist Ergebnis einerseits des Wasserdargebots (Wasserqualität, Zuflussmenge, -dauer, -frequenz), andererseits des Geländereiefs, das die Wasserströmung im Moor und den Wasserabfluss aus dem Moor beeinflusst sowie nicht zuletzt der hydrologischen Eigenschaften der moorbildenden Vegetation und der Torfe selbst. Die vielfältigen Ausbildungsformen der Moore entstehen also durch Wechselwirkungen von Wasser, Vegetation und Torf und sind durch den Aufbau eines Moorkörpers charakterisiert. Sie werden demnach anhand der Torfbildungsstrategie und der Rolle im Landschaftswasserhaushalt definiert und so als hydrogenetische Moortypen bezeichnet. Nach SUCCOW & JESCHKE (1990) und JOOSTEN & SUCCOW (2001) können acht Moor-Grundtypen unterschieden werden. Ausschließlich durch Niederschlag ernährte, das heißt ombrogene Moore, die einen eigenen Moorwasserspiegel aufweisen, der über dem Grundwasserspiegel liegt, bilden einen einheitlichen Moortyp: die Regenmoore (veraltete Bezeichnung: Hochmoore). Dagegen werden die Moore, die weitgehend vom Mineralbodenwasser ihrer Umgebung gespeist und ernährt werden, als geogene bzw. minerogene (auch topogene) Moore (veraltet: Niedermoore) bezeichnet. Je nach Herkunft und Art der Wasserspeisung werden diese Moore in sieben Typen unterschieden: Quell- (kreogene), Hang- (soligene), Versumpfungs- (GW-Anstiegs-), Verlandungs- (limnogene), Durchströmungs- (rheogene), Überflutungs- (Transgressions-) und Kesselmoore (aulonogene Moore).

Vor allem aufgrund der zu geringen Jahresniederschläge kommen Regenmoore im Oberrheintiefland nicht vor. Die morphologischen Bedingungen in der Oberrheinebene erlaubten keine Ausbildung von Kesselmooren. Hang- und Quellmoore kommen nur ganz vereinzelt an den Gebirgsfüßen vor (LFU 1997).

Dagegen sind vor allem Versumpfungs- und Verlandungsmoore in der Oberrheinebene verbreitet. Durchströmungsmoore kommen ebenfalls vor, Überflutungsmoore sind relativ selten (Abb. 7.1.5).

- Versumpfungsmoore sind stratigraphisch sehr einfach aufgebaut. Geringmächtige, im Oberrheintiefland meist stark zersetzte Torfe (vorwiegend Bruch- und Seggen-Schilf-Torfe) liegen dem Mineralboden, hier v.a. glazialen Kiesen und Sanden direkt auf. Wegen der nur periodisch flachen Überstauung fehlen in der Regel ausgesprochen limnische Sedimente. Nur gelegentlich sind die Torfe durch geringmächtige Ton- oder Schluff- (Silikat-) Mudden unterlagert. Versumpfungsmoore entstehen in Talsohlen und in Muldenlagen durch Grundwasseranstieg und -austritt, wobei die Niederungen dabei flächenhaft versumpfen. In der Oberrheinebene sind sie charakteristisch für die Niederterrasse vor allem im südlichen und mittleren Teil, z.B. für die Freiburger Bucht und die Offenburger Rheinebene. Aber auch in der östlichen Randsenke kommen sie zwischen Bühl und Baden-Baden vor. Das größte Versumpfungsmeer im Oberrheintiefland ist das Wasenweiler Ried, welches im Abflussbereich des ehemaligen Ostrheins südlich des Kaiserstuhls entstand.
- Verlandungsmoore sind durch die Verlandungssukzession von Standgewässern entstanden. Unter limnischen Verhältnissen setzen sich zunächst im Zuge der Verlandung Mudden ab, je nach Bedingungen vorwiegend organische (Detritus-), mineralische (Silikat-) oder kalkreiche (Kalk-) Mudden. Parallel kommt es zur Verlandung durch die torfbildende Vegetation, die sich meist von den Ufern her häufig als Schwingdeckenbildung in Richtung der Wasserfläche ausbreitet. Hat sich über dem Gewässer eine geschlossene Torfdecke ausgebreitet, ist die Verlandung abgeschlossen. Je nach Tiefe des Gewässers liegen also unter den Torfen stets Mudden, die zum Teil mehrere Meter mächtig sein können. Die Torfmächtigkeiten sind in der Regel relativ gering und übersteigen selten 1-2m. Teilweise ist die Verlandung noch nicht abgeschlossen, d.h. die Stillgewässer sind nur randlich vermoort. Restgewässer sind zum Teil noch vorhanden. Verlandungsmoore sind in der Oberrheinebene am weitesten verbreitet. Zu ihnen gehören viele Moore in der östlichen Randsenke, wo sich vor Schwemmfächern verlandende Stillwasserbereiche bildeten. Auch die deutliche Mehrzahl der Moore in der nördlichen Oberrheinniederung sind Verlandungsmoore. Hier vermoorten verlandete Altarme. Noch heute befinden sich einzelne Altarme bzw. Altwässer im Verlandungsprozess, eine Torfbildung hat zum Teil noch gar nicht eingesetzt. Auch die verlandeten und vermoorten Altwasserrinnen auf der Niederterrasse gehören zu den Verlandungsmooren. In der nördlichen Oberrheinebene sind die Moore in den ehemaligen Neckar-Flussbetten ebenfalls zu den reinen Verlandungsmooren zu rechnen.
- Durchströmungsmoore sind im Gegensatz zu den Verlandungs- und Versumpfungsmooren stets sekundäre Moore, die auf Quell- oder Hangmoore, auf Verlandungs- und Versumpfungsmoore aufwachsen. Hier beruht die

Torfbildung auf einer Durchströmung des Torfkörpers knapp unter der Mooroberfläche durch Mineralbodenwasser. Unter anderem kommen sie auf geneigten Flächen vor, in Niederungen, Tälern und Talrandgebieten, in denen die Grundwasserleiter angeschnitten sind und austreten. Damit ist ein ständiger Mineralbodenwasserstrom, der das Moor speist und ernährt, vom Niederungsrand zum Vorfluter vorhanden. Dem Bodenwasserfluss im obersten Torfkörper setzt der Torf einen Durchflusswiderstand entgegen, was einen Eigenstau bewirkt. So hebt sich das Niveau des Grundwasserspiegels mit dem aufwachsenden Torf und die Mooroberfläche bestimmt somit gleichzeitig die Grundwasseroberfläche. Die Torfbildung ist am Rand im Bereich des eintretenden Grundwassers am stärksten, wodurch die charakteristische Neigung des Moores vom Talrand zum Vorfluter entsteht. Mit zunehmender Entfernung vom Talrand kommt es zu fortschreitender Nährstoffverarmung durch den Entzug der Nährstoffe aus dem Mineralbodenwasserstrom. In Durchströmungsmooren können relativ mächtige Torfdecken (4-7m) gebildet werden. Die Torfe sind relativ homogen aufgebaut und in naturnahem Zustand nur mäßig zersetzt und holzfrei. Das Innere der Moore ist infolge der Nährstoffverarmung häufig durch Laubmoos-Torfe gekennzeichnet. In der Oberrheinebene sind Durchströmungsmoore auf die von alten Rheinläufen durch Erosion geschaffenen Hochgestade-Buchten in der nördlichen Rheinniederung beschränkt. Nur hier sind die geomorphologischen Voraussetzungen gegeben. Allerdings entwickelte sich nur eine geringe Anzahl der hier entstandenen Verlandungsmoore zu Durchströmungsmooren weiter. Nur in den weit in die Niederterrasse reichenden Buchten ist das der Fall (z.B. die Moore bei Graben-Neudorf, Waghäusel, z.T. Hockenheim, Leopoldshafen, Neureut, Ketsch und Rastatt). Vereinfacht gelten folgende Prinzipien, die Voraussetzung für eine Bildung dieses Moortyps sind: Je weiter eine Bucht in die Niederterrasse reicht, desto höher ist der angeschnittene Grundwasserspiegel, je größer die Entfernung zum Rhein, desto geringer ist das Grundwassergefälle (LFU 1997).

- Überflutungsmoore sind an häufige Überschwemmungen gebunden, was sich im Profilaufbau durch mineralische Deckschichten widerspiegelt. Dabei werden Küsten- und Auen-Überflutungsmoore unterschieden. Neben der rein mineralischen Sedimentation von Auenlehm bzw. -ton kann es in Flussauen bei geringerem Gefälle zu Moorbildungen kommen. Alleiniger Wachstumsfaktor für diese Moore ist steigendes Grundwasser, wie es durch die Selbsterhöhung des Flussbettes und damit relative Senkung weiter vom Fluss entfernter Auenbereiche entsteht. Das in Hochwasserphasen herangeführte nähr- und mineralstoffreiche Wasser lagert in tieferen Stillwasserbereichen mineralische Mudden, aber auch rein silikatische Sedimente (Auenlehme, -tone) ab und lässt in Flachwasserbereichen schwere mineralstoffreiche Torfe aufwachsen. Wechsellagerungen von rein mineralischen Sedimenten, mineralischen Mudden und mineralreichen Torfen sind demnach typisch für Überflutungsmoore. Die im

Flachwasser und Altwasserbereichen wachsenden Torfe werden auch immer wieder durch Hochwässer mit Sedimentlagen überdeckt. Im Oberrheingebiet sind Überflutungsmoore selten (LfU 1997). Zu ihnen zählen relativ rheinnahe Altwasserrinnen in der nördlichen Oberrheinniederung. Hier weisen allerdings auch einige Verlandungsmoore in der Rheinaue ebenso Merkmale von Überflutungsmooren auf, das heißt es finden sich immer wieder mineralische Lagen (Hochwasserabsätze) in den Torfschichten. Die stratigraphischen Untersuchungen in einem Paläomäander östlich von Jockgrim zeigen dies deutlich (Kap. 6.1.1). Auch die Verlandungsphase vieler Moore in den Buchten am Niederterrassenrand entspricht einem Überflutungsmoor. Während der Verlandung wurden immer wieder durch Hochwässer mineralische Sedimente eingetragen, so dass häufige Wechsellagerungen aus Schichten mit unterschiedlichen Gehalten organischer Reste (vorwiegend organo-mineralische Mudden) und aus rein mineralischen Sedimenten (nach LfU (1997): „fluviatile“ Mudden) charakteristisch sind. Ein Beispiel hierfür wäre wiederum das Moor Graben-Neudorf. Allerdings blieben hier Hochwässer später während der Torfbildung aus, so dass sich in den Torfen dieses Moores, wie in echten Überflutungsmooren, keine mineralischen Einlagerungen finden.

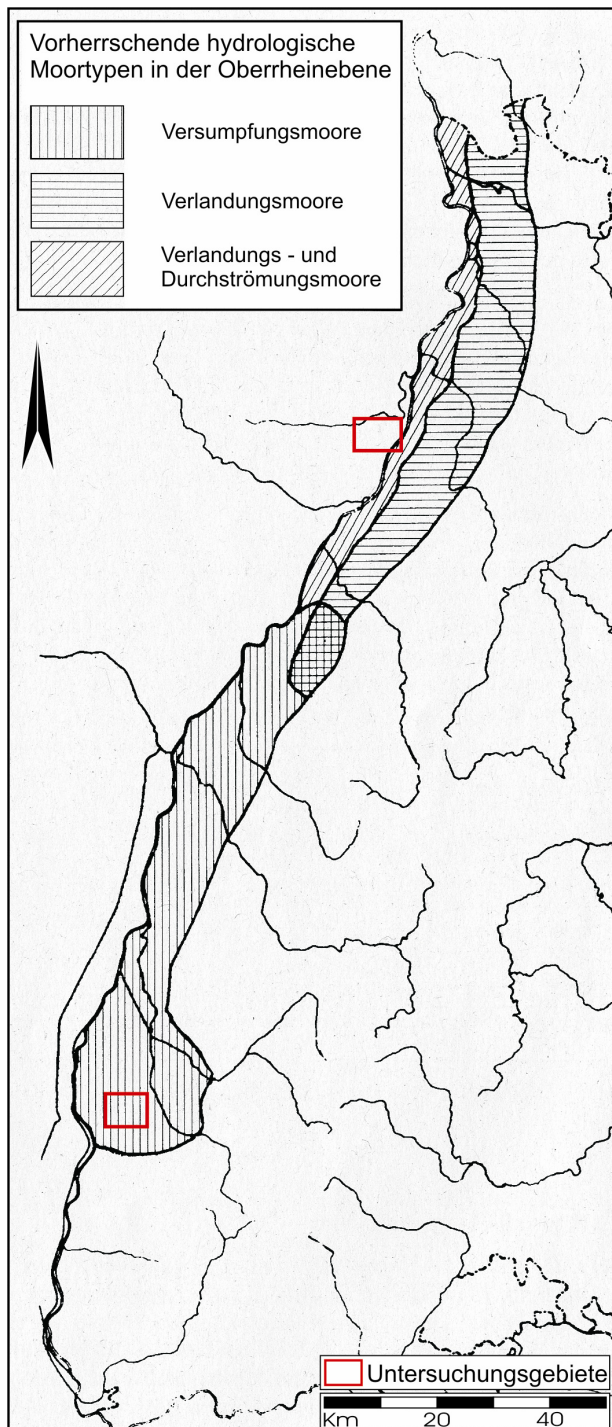


Abb. 7.1.5: Die Verbreitung der häufigsten hydrologischen Moortypen im badischen Teil der Oberrheinebene, stark vereinfachte Darstellung.

Nach: LFU (1997), verändert.

7.1.3 Die untersuchten Moore in der Pfälzischen Rheinniederung

7.1.3.1 Naturräumliche Einordnung und kurze Charakterisierung

Die untersuchten Moore liegen in der nördlichen Oberrheinniederung im Bereich der älteren Rheinaue zwischen Wörth und Jockgrim in den Gewannen „Bruchstücke“, „Unterm Schnabel“ und „Schnabelbruch“ (Abb. 7.1.6-7). Sie bildeten sich in drei verschiedenen Paläomäandern, die nach der Abschnürung vom Rhein im Laufe des Holozäns allmählich verlandeten und in denen schließlich eine Vermoorung stattfand.

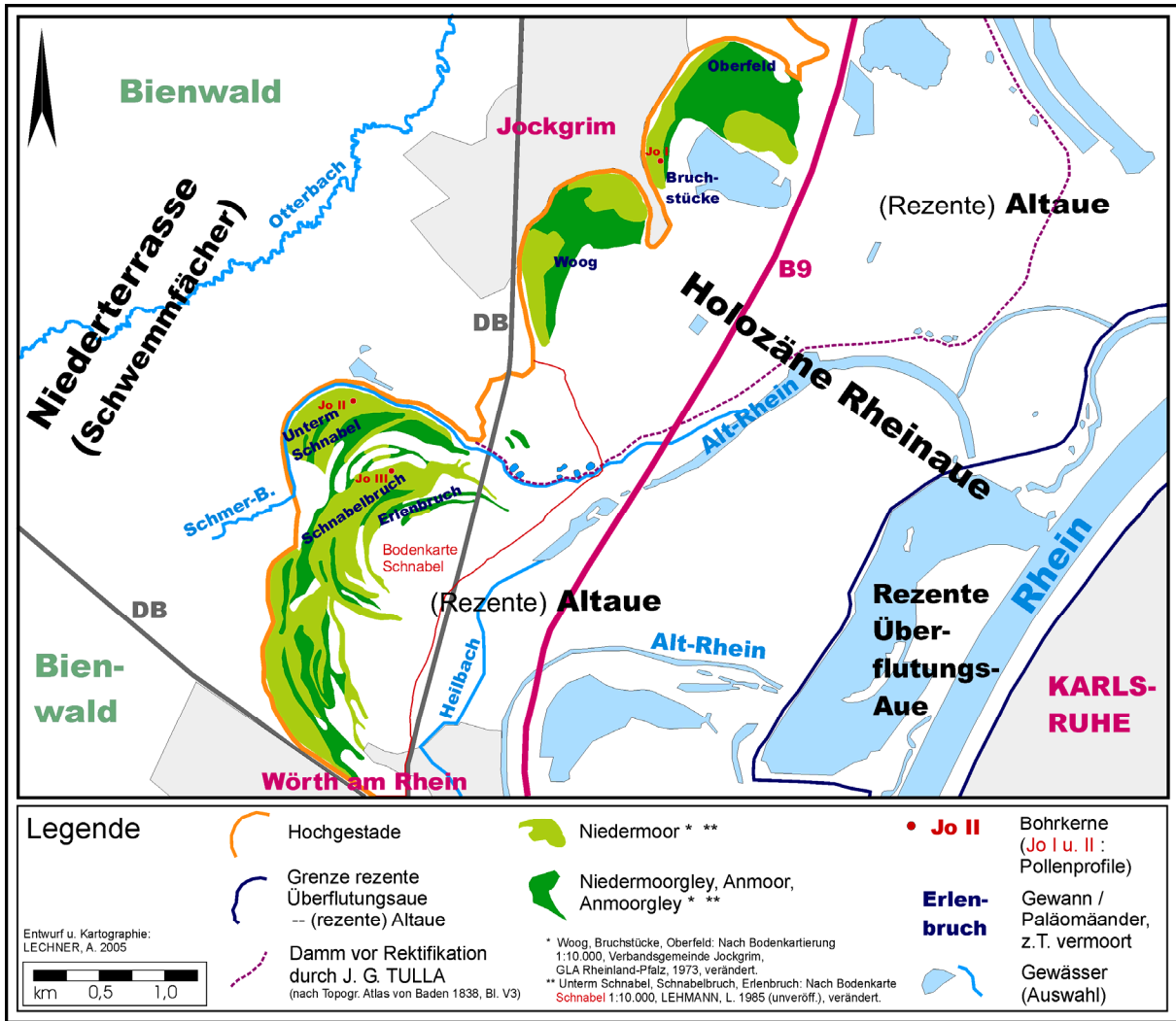


Abb. 7.1.6: Lage der Moore in der nördlichen Oberrheinniederung im Untersuchungsgebiet zwischen Wörth und Jockgrim in der Pfälzischen Rheinebene.

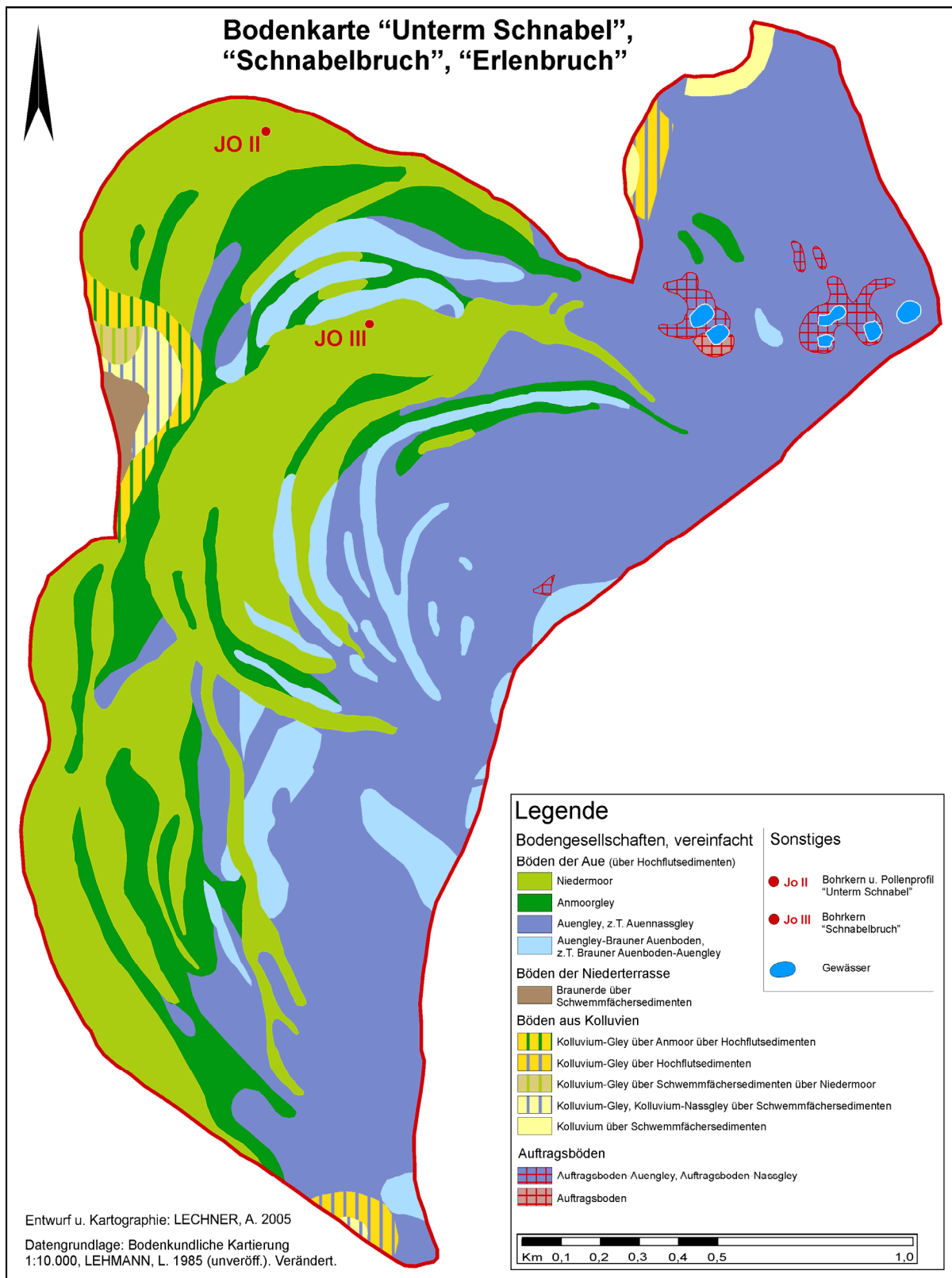


Abb. 7.1.7: Bodenkarte „Schnabel“ zwischen Wörth und Jockgrim in der Pfälzischen Rheinniederung. Nach LEHMANN (1985), unveröffentlicht, stark verändert.

Gespeist werden diese Moore vor allem durch Grundwasser. In den Moorbereichen, die in der Randsenke direkt in ehemaligen Rheinbuchten unterhalb des Hochgestades liegen, erfolgt die Speisung in den oberen Torfschichten teilweise auch durch zuströmendes Hangzugwasser aus dem Hochgestade (Abb. 7.1.8).

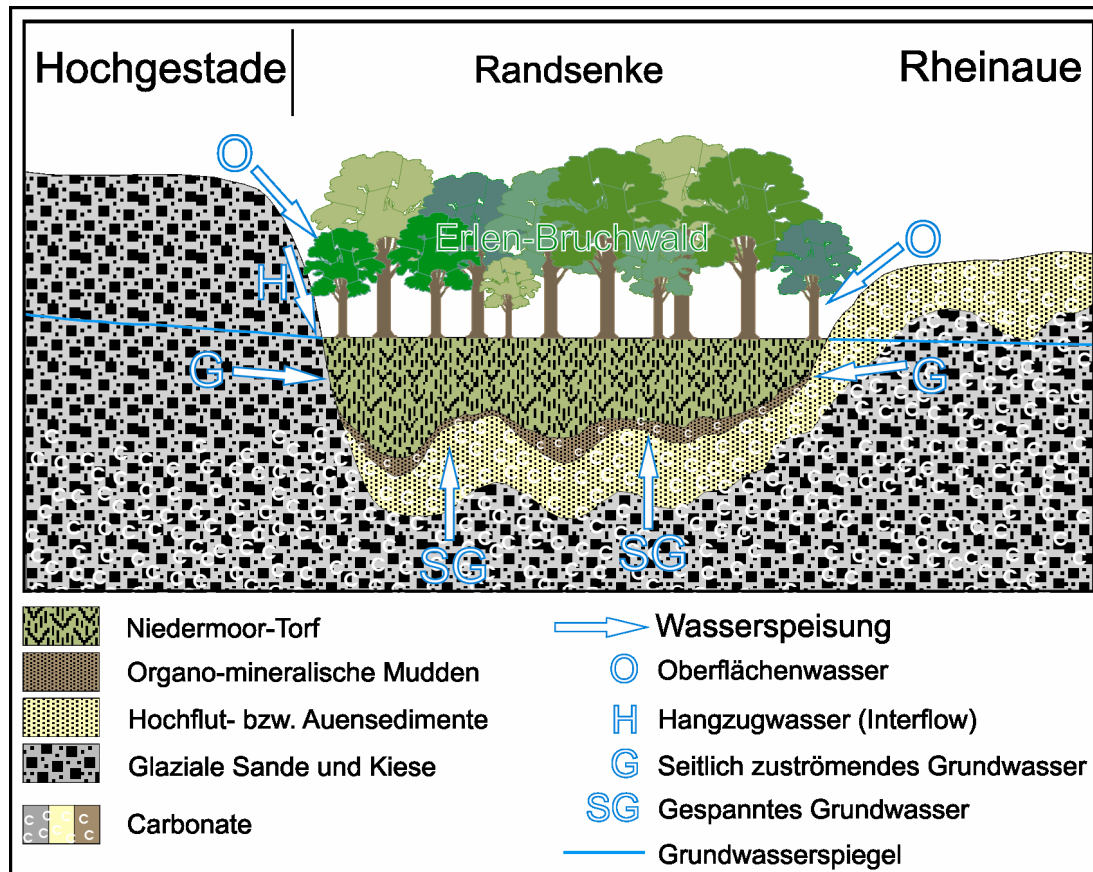


Abb. 7.1.8: Schema zur ursprünglichen Wasserversorgung der Moore in der Randsenke unterhalb des Hochgestades in der Rheinaue.

Es sind also geogene, das heißt durch das Mineralbodenwasser ernährte Moore, die hydrologisch als Verlandungsmoore einzuordnen sind. Während der Verlandung der Altwässer, das heißt in der limnischen Phase, wurden über den Hochflutsedimenten kalkreiche mineralische Mudden, in der Regel Ton- und Schluffmudden, teilweise auch molluskenreiche Kalkmudden abgelagert. Zum Teil setzte noch während der Verlandungsphase von den Gewässerrändern her, spätestens aber nach Abschluss der Verlandung, die telmatische Phase mit der Torfbildung ein, wobei vor allem kalkfreie Seggen-, Seggen-Schilf-Torfe sowie Bruchtorfe sedimentär abgelagert wurden, Übergänge (Mischtorfe) sind dabei häufig. Insgesamt sind die Moore relativ flachgründig. So liegen die Torfmächtigkeiten in den drei vermoorten Paläomäandern „Bruchstücke“, „Unterm Schnabel“ und „Schnabelbruch“ etwa zwischen 80cm und 180cm. Aufgrund der Meliorationen vor allem im frühen 20. Jh. sind die oberen Torfschichten in der Regel stark zersetzt bzw. bereits vermüllt oder schon vererdet.

Der Torfschwund beträgt heute infolge der anhaltenden Entwässerung teilweise bereits mehrere Dezimeter, was sich in einigen Moorbereichen auch an Wurzelstelzungen zum Beispiel von Erlen deutlich zeigt. So wiesen PRETZELL & REIF (1999) bei Wörth Stelzungen bis zu 60cm nach.

7.1.3.2 Moorgenese unter besonderer Berücksichtigung der lokalen Wasser- und Moorvegetationsentwicklung

Die Rekonstruktion der Entwicklung der lokalen moorbildenden Vegetation (Helophyten) und der Wasserpflanzen (Hydrophyten) gibt in Kombination mit den chrono- und lithostratigraphischen Untersuchungen neben der Moorentwicklung selbst auch Aufschluss über die Verlandungssukzession, Flussauendynamik und den Landschaftswasserhaushalt. Die Gehölze *Alnus* und *Salix* werden hierbei mit berücksichtigt. In Verlandungsmooren wird die Verlandungssukzession meist mit der Etablierung von Erlenbrüchen abgeschlossen. Im Erlenbruchwald als Klimax-Waldgesellschaft sind einige Weidenarten am Aufbau der Strauchschicht beteiligt und bilden häufig Mantelstrukturen. So haben *Salix aurita*, *S. cinera* und *S. pentranda* in lichten Bruchwäldern, Weidensümpfen und auf Moorwiesen ihren Verbreitungsschwerpunkt. *Salix aurita* und *S. cinera* sind typische Charakterarten des Pionier- Weidengebüschs auf Feuchtstandorten.

Die Moore, die sich in den drei untersuchten Paläomäandern entwickelt haben, durchliefen zwar eine ähnliche Hydrogenese, haben sich aber nicht nur räumlich, sondern auch zeitlich und teilweise auch stratigraphisch unterschiedlich entwickelt (vgl. LECHNER 2005). Auch die pollenanalytischen Befunde zu den Helo- und Hydrophyten differieren zum Teil entsprechend. Nachfolgend wird deshalb die Genese der Moore zunächst jeweils separat dargestellt und diskutiert, wesentliche Gemeinsamkeiten und Unterschiede jedoch herausgestellt.

Die Ergebnisse der Holzkohlepartikelanalysen werden nachfolgend nur in Zusammenhang mit der Moorentwicklung diskutiert. Mögliche Auswirkungen von Bränden auf die regionale Vegetation werden in Kap. 7.2 interpretiert.

7.1.3.2.1 „Unterm Schnabel“ (Jo II)

Die endgültige Abschnürung des Mäanders „Unterm Schnabel“ (Profil Jo II) fand im Atlantikum statt. Der Wandel zwischen dem fluvialen System des noch zumindest zeitweise durchströmten Mäanders und der vorwiegend limnischen Phase im sich ausbildenden Altwasser vollzog sich sehr wahrscheinlich im jüngeren Atlantikum. Die lithostratigraphische Grenze markiert dabei der Übergang zwischen den rein fluvial abgelagerten Auensedimenten (schluffig-lehmiger Sand) und den vorwiegend unter limnischen Bedingungen des Altwassers (Standgewässer) sedimentierten mineralischen Mudden (Tonmudde). Eine Radiokarbondatierung der Tonmudde-Basis, die somit auch die Basis des Bohrkerns bzw. Pollenprofils darstellt, am

Übergang zu den Auensedimenten (schluffig-lehmiger Sand), war aufgrund der hier weitgehend fehlenden Makroreste terrestrischer Pflanzen leider nicht möglich. Da aber in den beiden anderen Mäanderprofilen (Jo I und III) eine Datierung von Resten terrestrischer Pflanzen in den Mudden möglich war, woraus sich durchschnittliche Sedimentationsraten berechnen ließen, kann zumindest von einer ähnlichen Zuwachsrate auch im Profil „Unterm Schnabel“ ausgegangen werden. Im Mäander bzw. Profil „Bruchstücke“ sedimentierten ebenfalls mineralische Mudden (Ton- und Schluffmudde). So wurde von der Basis der Tonmudde bis zum Beginn des Torfwachstums, also für die gesamte abgelagerte Mudde, eine Sedimentationsrate von durchschnittlich rund 8cm/100a angenommen. Dies entspricht dem Zuwachs in der Tonmudde im Profil „Bruchstücke“ (Jo I). In der Kalkmudde, die im angrenzenden Mäander „Schnabelbruch“ (Jo III) während der Verlandung abgelagert wurde, liegt die Sedimentationsrate ebenfalls bei etwa 8cm/100a. Der Beginn des Torfwachstums setzte an der Grenze zum Subboreal ein (5070 ± 235 2σ cal. BP). Bei einer Annahme der Richtigkeit des erläuterten Zuwachses begann die Sedimentation vorwiegend mineralischer Mudden (Bodenart: stark schluffiger Ton (Tu4)) demnach etwa 5670 cal. BP (Abb. 7.1.9).

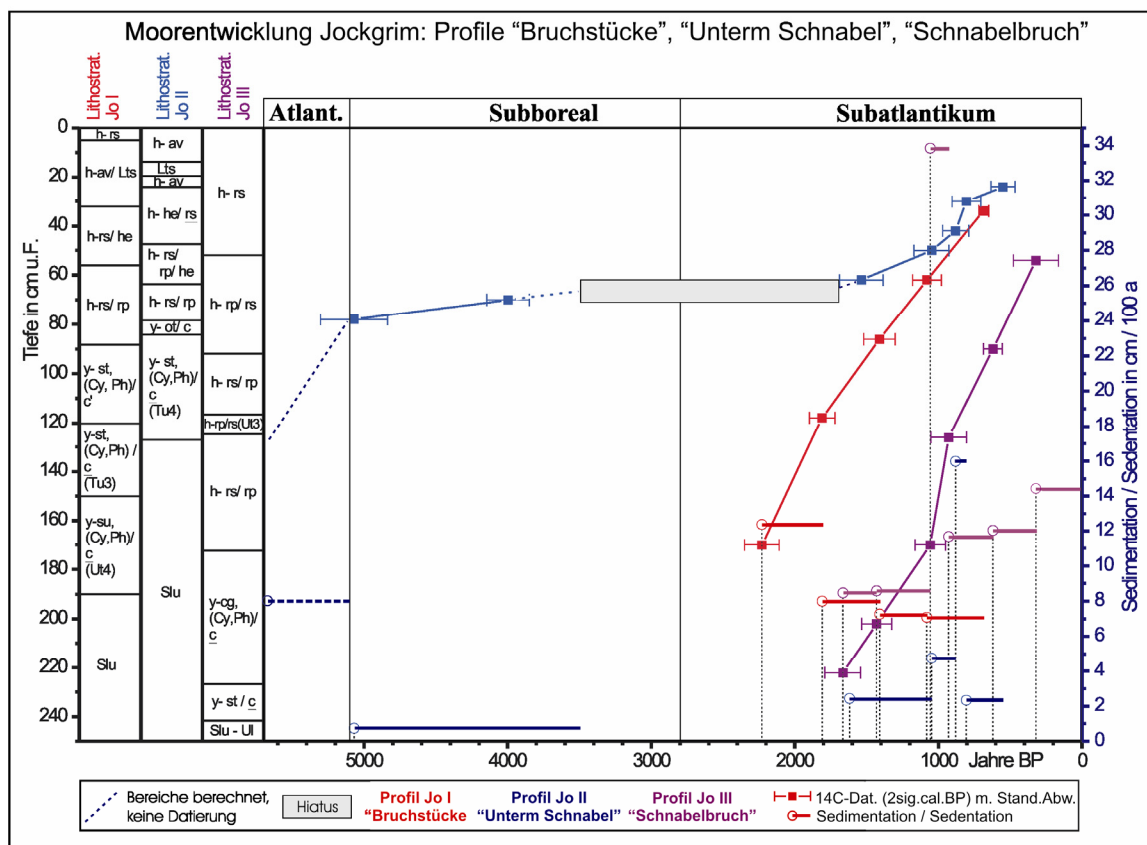


Abb. 7.1.9: Zeit-Tiefen-Diagramm der Paläomäander bei Jockgrim – Profile „Bruchstücke“ (Jo I), „Unterm Schnabel“ (Jo II) und „Schnabelbruch“ (Jo III). (Abk. zur Lithostratigraphie vgl. Kap. 5.5.1)

Das heißt, die Akkumulation der limnischen Sedimente erfolgte in diesem Mäander zumindest im Bereich des entnommenen Bohrkernes während des Jungneolithikums. Die Pollenanalyse bestätigt dieses Bild, da das Pollenspektrum im Bereich der Tonmudde ebenfalls für eine Ablagerung dieser im jüngsten Atlantikum spricht. Unter den Laubbäumen sind die Gattungen des Eichenmischwaldes dominierend, insbesondere die Anteile von *Ulmus* und *Tilia* sind hoch, während *Fagus* (nur ganz vereinzelt) und *Carpinus* noch fehlen. Ebenso sind die *Corylus* – Anteile noch hoch. Deutliche Konzentrationen von *Abies*- Pollen in den untersten Schichten des Profils sprechen dafür, dass diese nicht viel früher als berechnet sedimentiert sein können, da die Tanne im Gebiet etwa erst seit 6.000 Jahren (erste Spuren) nachgewiesen ist (GLIEMEROTH 1995).

Hohe Anteile der Pollen von Hydrophyten (Wasserpflanzen), die charakteristisch sind für Standgewässer, bestätigen das Bild eines verlandenden Altwassers. Während der Verlandung lassen sich verschiedene limnische Phasen (Ia-Ic) unterscheiden (Abb. 7.1.9). In einer ersten Phase werden die Schwimmblattpflanzen *Nuphar* (Teichrose) und *Nymphaea* (Seerose) nachgewiesen. Gleichzeitig erreicht die Grünalgenattung *Botryococcus*, die ebenfalls an der Bildung der Tonmudde beteiligt war, einen sehr deutlichen Anteil am Spektrum, was auf einen relativ hohen Trophiegrad des Gewässers schließen lässt. Während nachfolgend der Anteil von *Botryococcus*, die als Art des Planktons vor allem in stehenden Gewässern weit verbreitet ist (STREBLE & KRAUTER 2002), zurück geht, werden nun neben den genannten Spezies weitere Makrophyten nachgewiesen (Phase Ib, Ic). Zahlreiche Pollenfunde von Arten der Schwimmblattpflanzen- und Laichkrautgesellschaften wie von *Myriophyllum spicatum*, *Myriophyllum verticillatum*, *Lemna minor* und später auch von *Potamogeton* zeigen deutlich die Ausbildung eines nährstoffreichen (eutrophen) Stand- oder nur sehr langsam fließenden Gewässers. Allerdings überwogen ruhige Flachwasserbereiche, was die deutliche Dominanz von *Myriophyllum verticillatum* am Pollenspektrum der Hydrophyten zeigt (Abb. 7.1.10). Diese Art dringt maximal nur in Tiefen von bis zu 3m vor und ist charakteristisch für ruhige, stehende Gewässerbereiche, während *M. spicatum*, dessen Pollenanteile viel geringer sind, auch in langsam fließenden Gewässern vorkommt und in größere Tiefen vordringt.

Am Verlandungsvorgang waren von den Gewässerrändern her auch verschiedene Arten der Rohrkolbenröhrichte, die typische Wechselwasserzeiger sind, wie vor allem *Typha angustifolia* bzw. *Sparganium*, *Typha latifolia*, *Alisma*, *Glyceria* und *Sagittaria sagittifolia* beteiligt. Ebenso hatten am Verlandungsprozess *Equisetum* und wahrscheinlich auch *Thelypteris* (*Polypodiaceae* ohne *Perine*) einen Anteil. Parallel werden kontinuierlich relativ offene Schlammflächen in den Uferbereichen durch regelmäßige Funde der Pollen von *Polygonum hydropiper*, die eine Charakterart der Zweizahn-Schlammufergesellschaften ist, nachgewiesen.

7.1 Rekonstruktion der Moorentwicklung

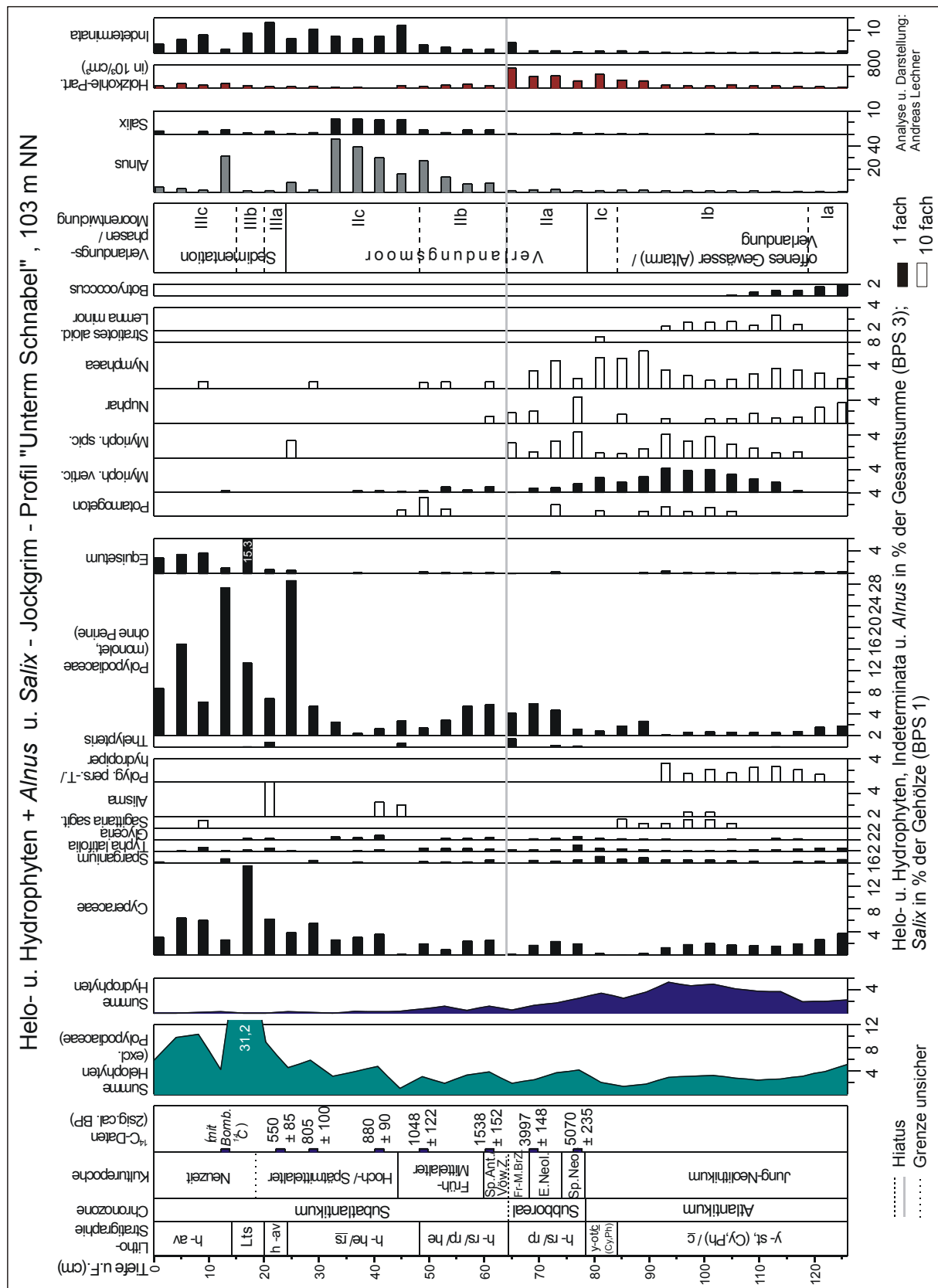


Abb. 7.1.10: Moorentwicklung: Pollen- und Sporendiagramm der lokalen Vegetation (Helio- u. Hydrophyten) incl. *Alnus* und *Salix* - Jockgrim - Profil „Unterm Schnabel“

Der hohe Anteil mineralischer Komponenten in den Mudden lässt vermuten, dass während der Verlandungsphase des Mäanders dieser zeitweilig zwar noch an die fluviale Dynamik des Rheins angeschlossen war. Jedoch fehlen typische Wechsellagerungen von Sand, Lehmen und Tonen in der Mudde, wie diese zum Beispiel in den Basissedimenten des Moores Graben-Neuendorf auf der östlichen Rheinseite ausgeprägt sind, hier weitgehend. Demnach ist eher, wie auch das Pollenspektrum der Hydrophyten deutlich zeigt, von nur geringen Fliessgeschwindigkeiten des bei Hochwässern einströmenden Rheinwassers auszugehen, was auch die durchgehende Feinkörnigkeit des Sediments (Tonmudde) erklären würde.

Während der Verlandungsphase, die nach der erläuterten Berechnung etwa 600 Jahre andauerte, bleibt der Glühverlust in den sedimentierenden kalkreichen Tonmudden nahezu konstant. Lediglich in Schichten, in denen mehr organische Reste enthalten sind, steigt dieser dementsprechend (Abb. 7.1.11). Die Trockensubstanzdichten sind in dieser Silikatmudde dementsprechend hoch. Eine zunächst geringe Pollenkonzentration in den Basisschichten des Profils spricht dafür, dass die Sedimentation zu Beginn der limnischen Phase relativ rasch erfolgte, während sie später deutlich langsamer vonstatten ging (Abb. 7.1.10). Dies bestätigt wiederum, dass die oben angenommene und erläuterte Akkumulationsrate von 8cm/100a im Bereich der Tonmudden nur einen durchschnittlichen Wert darstellen kann.

Gegen Ende der limnischen Phase nimmt der organische Anteil im Sediment deutlich zu. Im Bereich des Übergangs zum Torf werden einige Zentimeter organische Mudde (Torfmudde), die mit vielen Resten von Schilf (*Phragmites*) und Radizellen durchsetzt ist, abgelagert. Der Glühverlust steigt somit deutlich, während die Trockensubstanzdichte im Gegenzug abnimmt (Abb. 7.1.10). Gleichzeitig sinkt der Carbonatgehalt. Entsprechend der Verlandungssukzession geht der Anteil der Wasserpflanzen, insbesondere von *Myriophyllum* am Pollenspektrum deutlich zurück. Gleichzeitig belegen zunehmende Pollenkonzentrationen von Röhrichtarten (*Typha angustifolia/latifolia*, *Glyceria*) den langsamen Abschluss der Verlandung.

Im zeitlichen Verlauf der Sedimentation steigt die Konzentration der in den Mudden enthaltenen Holzkohlepartikel stetig an, gegen Ende erreicht die Konzentration ein erstes Maximum mit fast 500.000 Partikeln pro cm³ Sediment. Bei der zugrunde gelegten mittleren Sedimentationsrate spiegelt die Influx-Kurve einen zunehmenden Eintrag von Holzkohleflittern in das Moor wieder. Der maximale Influx wird zum Ende des Atlantikums erreicht (Abb. 7.1.11).

7.1 Rekonstruktion der Moorentwicklung

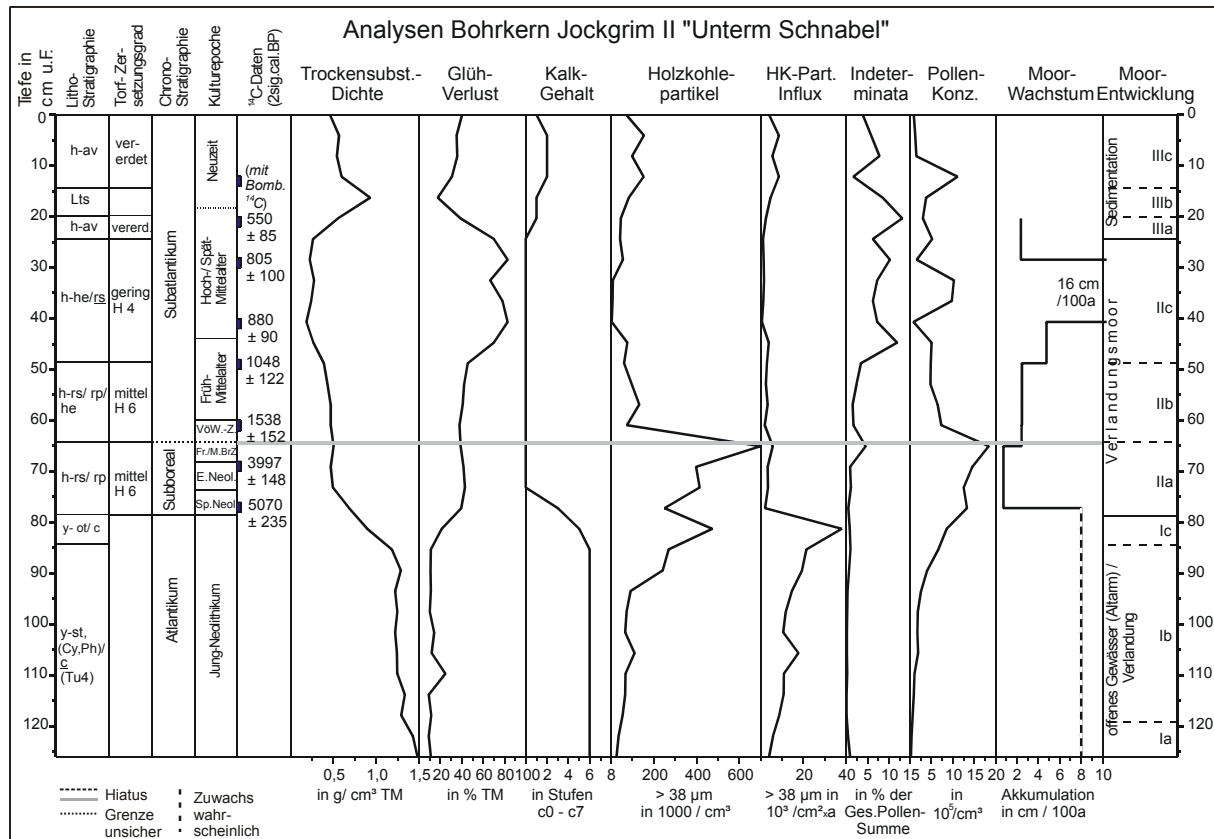


Abb. 7.1.11: Substrateigenschaften und weitere Kenngrößen der Bohrkern Jockgrim „Unterm Schnabel“ (Jo II) / Nördliche Oberrheinniederung. (Abk. zur Lithostratigraphie vgl. Kap. 5.5.1)

Der Verlandungsprozess ist zumindest in Teilen des Mäanders, so im Bereich der Bohrkernentnahmestelle, zum Ende des Atlantikums abgeschlossen. Die Verlandung dauerte demnach etwa 600 Jahre an. Nachfolgend setzt zu Beginn des Subboreals, das heißt im Spätneolithikum, die Vermoorung des ehemaligen Rheinmäanders ein (Verlandungsmoor)(Abb. 7.1.9-11). Während dieser ersten Vermoorungsphase (II a) wird entsprechend der Verlandungsreihe Seggen-Schilf-Torf, was auch die zunehmenden Anteile der Pollen von *Cyperaceae* und weiterhin deutliche Pollenanteile von Röhrichtpflanzen wie *Typha* an der Pollensumme widerspiegeln, gebildet. Dieser im frühen Subboreal sedimentierte Torf weist einen nur mäßigen Zersetzungsgrad auf, was der zunächst geringe Anteil von korrodierten Palynomorphen bestätigt (Abb. 7.1.11). In dieser 1. Vermoorungsphase sind die Zuwachsraten mit nur ca. 0,75 cm/ 100a sehr gering, was auch die enormen Pollenkonzentrationen in diesen Torfschichten gut belegen (Abb. 7.1.11). Das Torfwachstum fand demnach nur in reduzierter Form statt. Noch deutliche, wenn auch sinkende Anteile der Pollen von Wasserpflanzen, vor allem von *Myriophyllum*, *Nuphar* und *Nymphaea*, an der Pollensumme belegen, dass in der Nähe noch offene Wasserstellen vorhanden waren. Möglicherweise war die Verlandung in anderen Bereichen dieses Mäanders noch nicht abgeschlossen. Die im Mäander - im Bereich des Profils - stattfindende Vermoorung im Subboreal dauert etwa 1600 Jahre an, bevor sie im jüngeren Subboreal etwa ab 3450 cal. BP zunächst aussetzt (Hiatus).

Das heißt, in diesen unteren Torfschichten sind die Kulturepochen vom Spätneolithikum bis zur mittleren Bronzezeit geoarchivarisch erfasst. Die zu Beginn der Vermoorung zunächst sinkende Konzentration der Holzkohlepartikel im Torf steigt nachfolgend wieder deutlich an und erreicht in der letzten mikroskopisch ausgewerteten Torfschicht vor dem Hiatus mit knapp 700.000 Holzkohlepartikeln je cm^3 Substrat das absolute Maximum im Profil. Neben den Datierungsergebnissen ist der Hiatus auch nach den palynologischen Befunden gut erkenn- und eingrenzbar. So setzt im Pollendiagramm der terrestrischen Nichtgehölzpollen die Summenkurve der Hemerophyten- Pollen fast schlagartig ein (Abb. 7.2.1). Getreidepollen, die zuvor nicht nachgewiesen wurden, erreichen plötzlich hohe Anteile (7.2.3). Die zeitliche Schichtlücke umfasst etwa 1800 Jahre. Während des jüngeren Subboreals und des älteren Subatlantikums wurde also zumindest im Bereich der Bohrstelle, vermutlich aber im gesamten vermoorten Paläomäander „Unterm Schnabel“ kein Torf gebildet bzw. dieser ist, wenn er denn zur Ablagerung kam, nicht mehr vorhanden.

Zur Erklärung des Hiatus können verschiedene mögliche Ursachen diskutiert werden. Der enorme Anstieg der Konzentration von Holzkohlepartikeln in den letzten vor dem Aussetzen der telmatischen Phase gebildeten Torfschichten lässt zunächst auf lokale Brände im Moor selbst schließen. Hierdurch könnten später gebildete Torfschichten verbrannt sein, was auch den hohen Anteil an Holzkohleflittern in der letzten Torfschicht erklären würde. Ein prozentualer Anstieg der korrodierten Pollen (Indeterminata) in dieser Schicht scheint dies zunächst zu bestätigen. Auch der Zersetzungsgrad des Torfes ist hier etwas erhöht. Allerdings müsste in diesem Bereich auch der Aschegehalt entsprechend hoch und der Glühverlust deutlich verringert sein, was beides kaum der Fall ist (Abb. 7.1.11). Auch wären bei Annahme der Richtigkeit der möglichen Ursache vermutlich die obersten Schichten sehr stark zersetzt, hätten also keine Torfstruktur. Ein solcher Humotorf-Horizont ist jedoch nicht ausgebildet (vgl. MUNDEL 1995). Darüber hinaus werden Holzkohlepartikel nicht wie viele Pollen und Sporen durch Korrosion bei Luftzutritt zerstört, wodurch es ebenfalls zu einem relativen Konzentrationsanstieg kommen kann. Der hohe Gehalt an Holzkohlepartikeln im Torf unterhalb des Hiatus lässt sich durch Einwehung aus der Nähe erklären. Mögliche Brandereignisse fanden demnach in der Region zwar statt, Brände im Moor selbst und damit eine direkte Zerstörung der Torfe sind aber weitgehend auszuschließen. Die hohe Konzentration der Flitter suggeriert enorme Brandhäufigkeiten in der Region. Dies war jedoch nicht der Fall. Denn die durchschnittliche Torfbildungsrate ist im Subboreal mit $<1\text{cm}/100\text{a}$ die niedrigste im gesamten Profil. Demzufolge sind die Holzkohlepartikel in diesen Torfschichten lediglich sehr stark relativ angereichert. Der Influx der Holzkohleflitter ist demzufolge im Gegensatz zur Konzentration nur gering (Abb. 7.1.11).

Eine weitere mögliche Ursache wären starke Hochwasserereignisse, die eine Erosion bereits gebildeten Torfs oder, was wahrscheinlicher wäre, eine lange Unterbrechung des Torfwachstums verursacht haben könnten. Nach den Untersuchungen von Baumstammlagen, die stets in den größten vom Fluss

umgelagerten Schotterfazies zu finden waren, setzte etwa um 3200 cal. BP in der Oberrheinniederung eine enorme geomorphologische Aktivitätsphase ein, die etwa bis 2700 cal. BP, also bis in das frühe Subatlantikum andauerte (Abb. 7.1.12) (nach BECKER 1982). In diesem Zeitraum fanden am Oberrhein vermutlich die stärksten Aktivitäten von Hochwässern, die zu großen flussmorphologischen Veränderungen führten, im gesamten Holozän statt.

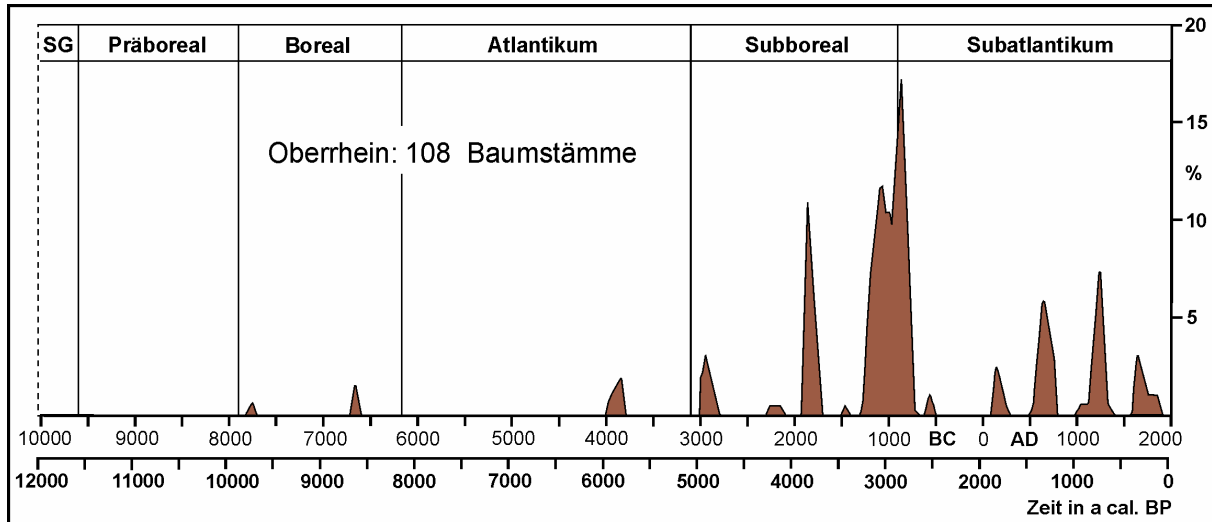


Abb. 7.1.12: Postglaziale Baumstammablagerung im Flussgebiet des Oberrheins. Daten nach BECKER (1982), verändert.

Zeitweilige Ausräumungen und Verlagerungen von älteren Talfüllungen durch die Überflutungen sind wahrscheinlich. Als gesichert kann zumindest gelten, dass die Flussdynamik mit verstärkten Flussbettverlagerungen wirksam wurde, welche in die Talbreite (Aue) ausgriffen (BECKER 1982). Gegen eine Überflutung des sich bis dato entwickelten Moores im Mäander „Unterm Schnabel“ spricht aber, dass in den dann entsprechend überfluteten Torfschichten, das heißt im Bereich des Hiatus, keine mineralischen Sedimente eingelagert sind. Solche Hochwasserabsätze wären aber nach Überflutungen des Moores zurück geblieben. So zeigten die Sondierungen entlang von Querprofilen im Paläomäander des Gewannes Bruchstücke bzw. Oberfeld deutlich solche nur auf Hochwassereinträge zurückzuführende Wechsellagerungen zwischen Torf und feinkörnigen mineralischen Sedimenten (Kap. 6.1.1). Weiterhin sind in den Profilen „Unterm Schnabel“ und „Bruchstücke“ die oberen Schichten ebenfalls durch carbonathaltige sedimentreiche Lagen, die auf Überflutungen durch den Rhein schließen lassen, gekennzeichnet (s.u., Kap. 7.1.3.2). Die im späten Subboreal bzw. im frühen Subatlantikum am Oberrhein häufigen Hochwasserereignisse (Abb. 7.1.12) haben sicher zu Neustrukturierungen der Substrate und auch zu verstärkten Flussbettverlagerungen in der Aue geführt (BECKER 1982). Allerdings war aufgrund ihres kleinräumig stark differenzierten Reliefs sehr wahrscheinlich nicht immer die gesamte Breite der holozänen Talau von Überflutungen betroffen. Die Schotterverlagerungen erfolgten nicht in kontinuierlich fortschreitenden Mäanderbildungen, sondern in rasch wechselnden, eher linienhaften Rinnen (BECKER 1982). Das heißt, eine flächenhafte Ausräumung

durch Erosion und Verlagerung von älteren Talfüllungen ist im mittleren und jüngeren Holozän nicht eingetreten. Aufgrund der fehlenden Sedimentlagen in der entsprechenden Tiefe im Profil scheint es wenig wahrscheinlich, dass der seit dem frühen Subboreal vermoorte Paläomäander „Unterm Schnabel“ während der spät-subborealen/ früh-subatlantischen Hochwasseraktivitätsphasen des Oberrheins überflutet wurde. Endgültig ausgeschlossen werden kann nach den vorliegenden Untersuchungen dennoch nicht, ob möglicherweise etwa zwischen 3450 BP (Beginn des Hiatus) und 3200 BP (Beginn der Hochwasseraktivitätsphase) bereits gebildeter Torf durch erodierende Hochwässer abgetragen wurde.

Demnach kommen also vermutlich weder lokale Brände noch Überflutungen durch Hochwässer als Ursache für die Schichtlücke im Torf in Frage. Viel wahrscheinlicher ist, dass die Verlandungsmoor-Entwicklung im mittleren Subboreal zunächst zum Abschluss kam. Vermutlich hatte das mineralbodenwasserernährte Moor den damaligen Torfbildungsgrenzbereich erreicht, worauf eine weitere Torfbildung zunächst nicht möglich war. Die Moore in den Paläomäandern sind Verlandungsmoore. Solche mineralbodenwasserernährten Moore können, wie auch Versumpfungsmoore, ihren moorinneren Wasserspiegel kaum selbst regulieren, die Torfbildung ist fast ausschließlich abhängig vom Grundwasserspiegel (COUWENBERG et al. 2001). Dieser verharrte vermutlich in diesem Bereich der Talaue seit dem jüngeren Subboreal für längere Zeit im Torfbildungsgrenzbereich bzw. sank sogar darunter ab, was zur Stagnation der Vermoorung in den sich bis dahin entwickelten Mooren führte (vgl. SUCCOW & JOOSTEN 2001, WOLTERS 2002). Die steigende Konzentration der Indeterminata in der letzten Schicht unter dem Hiatus weist auf eine mögliche zeitweilige oberflächliche Austrocknung des Moores hin (Abb. 7.1.11). Unterhalb des Hiatus sind weiterhin hohe Anteile von monoleten *Polypodiaceae*-Sporen auffällig. Diese sind wohl größtenteils *Thelypteris palustris* zuzurechnen (vgl. MICHAELIS 2002, WOLTERS 2002). Der Farn hat sich demnach im Moor ausgebreitet. Die äußere Umhüllung der Pteridophyten sporen (Perine) ist sehr korrosionsanfällig. Übrig bleiben nach einer Oxidation der Umhüllung durch O₂-Zutritt lediglich monolette Sporen. Auch dies kann also ein Hinweis auf Luftzutritt an der Mooroberfläche sein. Ein Aussetzen der Moorentwicklung im Verlauf bzw. zum Ende des Subboreals konnte auch in der südlichen Oberrheinebene im Wasenweiler Ried festgestellt werden (Kap. 7.1.4.3). Weiterhin zeigen andere paläoökologische Untersuchungen jüngeren Datums sowohl im nördlichen Oberrheintiefland wie auch im Ostschwarzwald ebenfalls Schichtlücken in der Moorentwicklung in einem ähnlichen Zeitraum (SINGER 2005, SUDHAUS 2005). Auch aufgrund dieser überregionalen Stagnation der Moorentwicklung im jüngeren Subboreal / älteren Subatlantikum ist nicht von lokalen, sondern vielmehr eher von großräumig wirksamen Ursachen auszugehen. Hierfür kommen wohl nur Änderungen des Klimas in Frage. In Mitteleuropa kam es im späten Subboreal bzw. frühen Subatlantikum zu einem Klimasturz. Die Jahresmitteltemperaturen sanken deutlich (O'BRIEN ET AL. 1995, SCHÖNWIESE 1995, BJÖRK ET AL. 1998, MAISE 1996, VAN GEEL 1996, BURGA & PERRET

1998). Je nach Autor schwanken zwar die Angaben des Einsetzens und der Dauer dieser Epoche, gemeinsam ist allen jedoch die zeitliche Stellung an der Grenze vom Subboreal zum Subatlantikum. SCHÖNWIESE (1995) nannte diese Kaltepoche - als die wahrscheinlich kälteste Epoche seit der letzten Kaltzeit - das holozäne „Hauptpessimum“. Neben sehr kühlen Sommern war diese Epoche auch recht niederschlagsreich (nach SCHÖNWIESE 1995). Dies erscheint zunächst als Widerspruch zur aussetzenden Torfbildung. Eine mögliche Erklärung könnte zumindest für die untersuchten Moore am Oberrhein eine verstärkte vertikale Einschneidung des Rheins in seine Schotter aufgrund der klimatisch bedingten erhöhten Abflüsse und eine hierdurch verursachte Grundwasserabsenkung in der Aue bieten. Nach den Untersuchungen von Baumstammlagen in Kiesbetten, unter anderem in der Oberrheinniederung, stellte BECKER (1982) direkt nach dem postglazialen Maximum der Baumstammablagerungen eine Fundlücke von Stämmen etwa von 2700 bis 1900 cal. BP fest, die sich zum Teil mit der Torfbildungslücke im Mäander „Unterm Schnabel“ deckt (Abb. 7.1.12). In diesem Zeitraum haben sich demzufolge die Flussauen offenbar weitgehend ungestört von geomorphologisch wirksamen Überflutungen entwickeln können (BECKER 1982). Daraus lässt sich ableiten, dass der Rhein zu dieser Zeit relativ ruhig in geschlossenen Profilen floss, was die oben genannte These einer verstärkten Tieferlegung der Flusssohle und damit Grundwasserabsenkung in der Aue bestätigen würde (vgl. Kap. 7.1.4.3.2).

Nach der Stagnation in der Moorentwicklung setzt etwa gegen 1650 cal. BP, in der Völkerwanderungszeit, im Paläomäander „Unterm Schnabel“ die Vermoorung wieder ein (Phase II b, Abb. 7.1.11). Die Vermoorung hält nun bis in die Neuzeit an. Ab der Völkerwanderungszeit und vor allem im Verlauf des Frühmittelalters breitet sich die Erle im Moor aus, was die deutlich zunehmenden Anteile von *Alnus* an der Pollensumme und die nun verstärkte Ablagerung von Bruchtorfen verdeutlichen (Abb. 7.1.9-11). Zunächst wird etwa 600 Jahre lang Seggen-Schilf-Bruchtorf (Moorentwicklungsphase II b), der durch einen mittleren Zersetzungsgrad gekennzeichnet ist, abgelagert, was ein relativ konstanter Glühverlust nachzeichnet (Abb. 7.1.11). Die Zuwachsraten sind mit etwa 2,5 cm pro 100a deutlich höher als in der ersten Vermoorungsphase (II a). Neben *Alnus*, die bereits zum Ende des Frühmittelalters einen Anteil von bis zu 30% aller terrestrischen Pollen erreicht und deren Anteil weiter zunimmt, ist auch die verstärkte Ausbreitung von *Salix*, die sich vermutlich in Form von Pionier- Moorgehölzen und/oder als Ufer- bzw. Begleitgehölz entlang vernässter Restgewässer (Auengehölze) etabliert, auffällig (Abb. 7.1.10). Offene Wasserflächen in der Umgebung werden pollenanalytisch durch kontinuierliche Anteile von Hydrophyten- Pollen (*Myriophyllum verticillatum*, *Potamogeton*, *Nymphaea* etc.) bis in das beginnende Hochmittelalter nachgewiesen. Im Hochmittelalter erreichen *Alnus* und auch *Salix* ihre maximalen Anteile an den Pollensummen im Profil. Die Sukzession ist hier also etwa am Übergang zwischen Früh- und Hochmittelalter weitgehend abgeschlossen. Im Paläomäander „Unterm Schnabel“ hat sich nun ein seggenreicher Erlenbruchwald etabliert, der von

Weidengehölzen gesäumt ist. Entsprechend wird ab dem späten Frühmittelalter bis in das Spätmittelalter Bruchtorf abgelagert, der durch einen hohen Anteil von Radizellentorf gekennzeichnet ist (Moorentwicklungsphase II c) (Abb. 7.1.10-11). Während dieser Phase der Moorentwicklung steigen die Torfzuwachsrate. Ab dem späten Frühmittelalter bis in das Hochmittelalter werden durchschnittlich fast 5 cm Torf pro Jahrhundert abgelagert. Im Hochmittelalter steigt die Akkumulationsrate sprunghaft an und erreicht mit rund 16 cm/ 100 a das Maximum im Profil (Abb. 7.1.9, 7.1.11). Während des Spätmittelalters sinkt die Torfbildungsrate wiederum auf etwa 2,5 cm pro 100 Jahre im Schnitt ab (etwa wie im Frühmittelalter). Die Krautschicht in der Vermoorungsphase II c wird vorwiegend durch Seggenarten gebildet. Der steigende prozentuale Anteil der Pollen von *Cyperaceae* an der Pollensumme verdeutlicht dies (Abb. 7.1.10). Im frühen 13. Jh. geht der Anteil der Pollen von *Alnus* an der Pollensumme dramatisch zurück (von ~46 % auf 2%). Sehr wahrscheinlich sind die enormen Rodungsaktivitäten im Hochmittelalter hierfür verantwortlich (vgl. Kap. 7.1.3.2.2 und 7.2). Infolge des starken Rückgangs der Schwarzerle kann sich nachfolgend auf den Moorflächen ein Seggenried etablieren, was die zunehmenden Anteile von *Cyperaceae* im Pollendiagramm deutlich zeigen.

Der Bruch-Seggen-Torf ist nur gering zersetzt, was der hohe Glühverlust verdeutlicht. Allerdings ist hier der Anteil der Indeterminata am Pollenspektrum ebenfalls hoch, was dem zu widersprechen scheint. In der Regel zeichnen sich die geringer zersetzten Torfe, die auch ein entsprechend hoher Glühverlust kennzeichnet, durch niedrigere Gehalte von korrodierten Pollen aus. Nach den Ergebnissen der pollenanalytischen und stratigraphischen Untersuchungen sämtlicher Bohrkerne ist jedoch auffällig, dass jeweils in den abgelagerten Bruchtorfschichten oder in den Schichten, die zumindest Bruchtorf enthielten, der Anteil der Indeterminata am Pollenspektrum unabhängig vom Zersetzungsgrad des Torfes meist groß war (Kerne Jo I, II und WR I). Eine mögliche Erklärung böte der Prozess der Vertorfung selbst. Bei der Bildung von Bruchtorfen werden relativ grobe Holzreste sedentär abgelagert, wodurch die Torfoberfläche entsprechend rau und damit relativ groß ist. Längere Luftzutritte auch in tiefere Schichten noch während der Akkumulation des Torfs sind so möglich. Eingewehte Pollen werden vor ihrer endgültigen Einbettung im Bruchtorf entsprechend lange noch dem Luftsauerstoff ausgesetzt, was die höheren Korrosionsanteile infolge von Oxidation in Holztorfen erklären könnte.

Ab 550 cal. BP nimmt im Torf der Anteil der mineralischen Komponente sprunghaft zu (Moorentwicklungsphase III)(Abb. 7.1.11). Entsprechend sinkt der Glühverlust von zuvor über 70% zunächst auf unter 40% ab. Nach dieser vererdeten Torfschicht, die etwa 4cm mächtig ist (Phase III a), folgt eine mineralische Schicht aus sandig-tonigem Lehm (Lts) von etwa 6cm Mächtigkeit (III b). In dieser Schicht liegt der Glühverlust nur noch bei unter 18%, entsprechend hoch ist die Trockensubstanzdichte. Darüber folgt wiederum bis zur heutigen Geländeoberfläche mineralreicher vererdeter Torf. Etwa seit dem frühen 15. Jh. war demnach im Mäander „Unterm Schnabel“ keine ungestörte Torfbildung mehr möglich. Auffällig

sind die hohen Anteile von *Equisetum*- Pollen an der Pollensumme in diesen mineralreichen Schichten, insbesondere in der Schicht aus sandig-tonigem Lehm, was auf eine starke Ausbreitung im Moor schließen lässt (Abb. 7.1.10). Es handelt sich vermutlich um Winterschachtelhalme (*Equisetum hyemale*), der gern grund-, sicker- und wechselfeuchte sowie basenreiche humose Lehm- und Tonböden besiedelt. *Equisetum hyemale* ist ein tiefwurzelnder typischer Wasserzug-Zeiger, was darauf hinweist, dass die oberen Schichten des Moores durch aus dem Hochgestade austretendes Grundwasser durchströmt werden. Gleichzeitig breiten sich die Riedgräser auf dem abgelagerten Sediment stark aus, was der maximale Anteil der *Cyperaceae*- Pollen (~16% der BPS 3) in der Lehmschicht widerspiegelt (Abb. 7.1.10). Die teilweise enorm hohen Anteile von monoleten *Polypodiaceae*- Sporen (bis >28%) ab der letzten Torfschicht unterhalb der mineralreichen Schichten und in diesen selbst, lassen auf eine erneute Ausbreitung im Moor schließen. Hierbei muss allerdings der hohe Zersetzungsgrad bzw. die Vererdung des Torfs berücksichtigt werden. Eine selektive Anreicherung dieser Sporen ist so möglich. In den Profilen „Waldsee“ erklärte LEBMANN (1983) die enorm hohen Anteile von Farnsporen (*Polypodiaceae*) ebenfalls mit selektiver Anreicherung infolge von Korrosion.

Ein weiteres Kennzeichen der oberen Schichten im Profil „Unterm Schnabel“ ist neben der starken mineralischen Komponente auch der Carbonatgehalt (Stufe c2). Der Verlandungsmoortorf, der zuvor sedentär abgelagert wurde (Moorentwicklungsphase II), ist dagegen absolut kalkfrei (Abb. 7.1.11). Da die aus dem Pfälzer Wald stammenden Schwemmfächersedimente auf dem sich westlich unmittelbar anschließenden Hochgestade vor allem aus Sanden und Kiesen aufgebaut, kalkfrei und sogar sauer sind, kommen nur Einträge von Auenlehm durch den Rhein in Frage. Sedimenteinträge durch Wiesenwässerungen können, als eine weitere Erklärungsmöglichkeit, ausgeschlossen werden. Die Wiesenwässerung war im östlichen Teil der nördlichen Oberrheinniederung bis in die 50er Jahre des 20. Jh. weit verbreitet (HASSLER 1995, RAAB 1995). In der pfälzischen Rheinniederung fand diese Methode zur Ertragssteigerung von Grünlandflächen dagegen nicht statt. Die Analysen sprechen dafür, dass der vermoorte Paläomäander „Unterm Schnabel“ seit dem Spätmittelalter mehrfach durch Rheinhochwässer überflutet wurde, wobei verschiedene Schichten von Auensedimenten im Torfkörper abgelagert wurden. Die Unterschiede in der Lithostratigraphie in diesen oberen Schichten des Moorkörpers (III a-c) lassen sich durch verschieden starke Hochwassereinträge erklären (Abb. 7.1.11). Nach dem Radiokarbondatum ist die unterste mineralreiche Schicht frühestens 1315 AD und spätestens 1485 AD abgelagert worden (550 ± 85 cal. BP (2σ)).

Für das Spätmittelalter, insbesondere die erste Hälfte des 14. Jh., sind starke Hochwässer an vielen mitteleuropäischen Flüssen in zahlreichen Schriftquellen belegt. Eine Ballung extremer Hochwasserereignisse zeigen viele Chroniken insbesondere für das Jahr 1342 auf (LAMB 1977, BORK et al. 1998, SCHMITT 2000, WEIKIN 2000). Auch am nördlichen Oberrhein kam es 1342 zu großen

Überschwemmungen (THÜRACH 1912, SCHMITT 2000). DOSTAL (2004) schreibt dagegen, dass für den Oberrhein keine schriftlichen Angaben zum Jahrtausendhochwasser vom 21.07.1342 (BORK et al. 1998) zu finden sind. Dies mag für den südlichen und mittleren Oberrhein zutreffen, denn unter anderem hier führte der Autor seine Analysen zur Klimarekonstruktion in der Regio TriRhena vor der Instrumentenbeobachtung durch. Der nördliche Oberrhein lag dagegen außerhalb seines Untersuchungsraumes. Weitere starke hoch- und spätmittelalterliche Hochwässer am Oberrhein sind für die Jahre 1302, 1374, 1423, 1451 und insbesondere 1480 belegt (Auswahl nach SCHMITT 2000). Auch nach 1500, also in der Neuzeit, hat es immer wieder stärkere Hochwässer am Oberrhein gegeben, die Eingang in Schriftquellen gefunden haben (vor dem Ausbau des Oberrheins im 20. Jh. z.B. 1553, 1565, 1570, 1573, 1595-98, 1651, 1652, 1673, 1744, 1784, 1816, 1817, 1819, 1824, 1882) (Auswahl nach THÜRACH 1912, SCHMITT 2000). Außerordentliche neuzeitliche Hochwässer am Oberrhein vor dem 20. Jh. nennen HONSELL (1885) und WEIKIN (1958, 1963) für die Jahre 1555, 1565, 1566, 1569, 1570, 1585, 1589, 1618, 1812, 1813, 1816, 1817, 1819, 1824, 1851, 1852, 1872, 1876, 1880, 1881 und 1882/83.

Bei starken Hochwässern wurden weite Bereiche der holozänen Talaue überflutet, zeit- und stellenweise erreichten die Hochwässer das Hochgestade (Abb. 7.1.13).

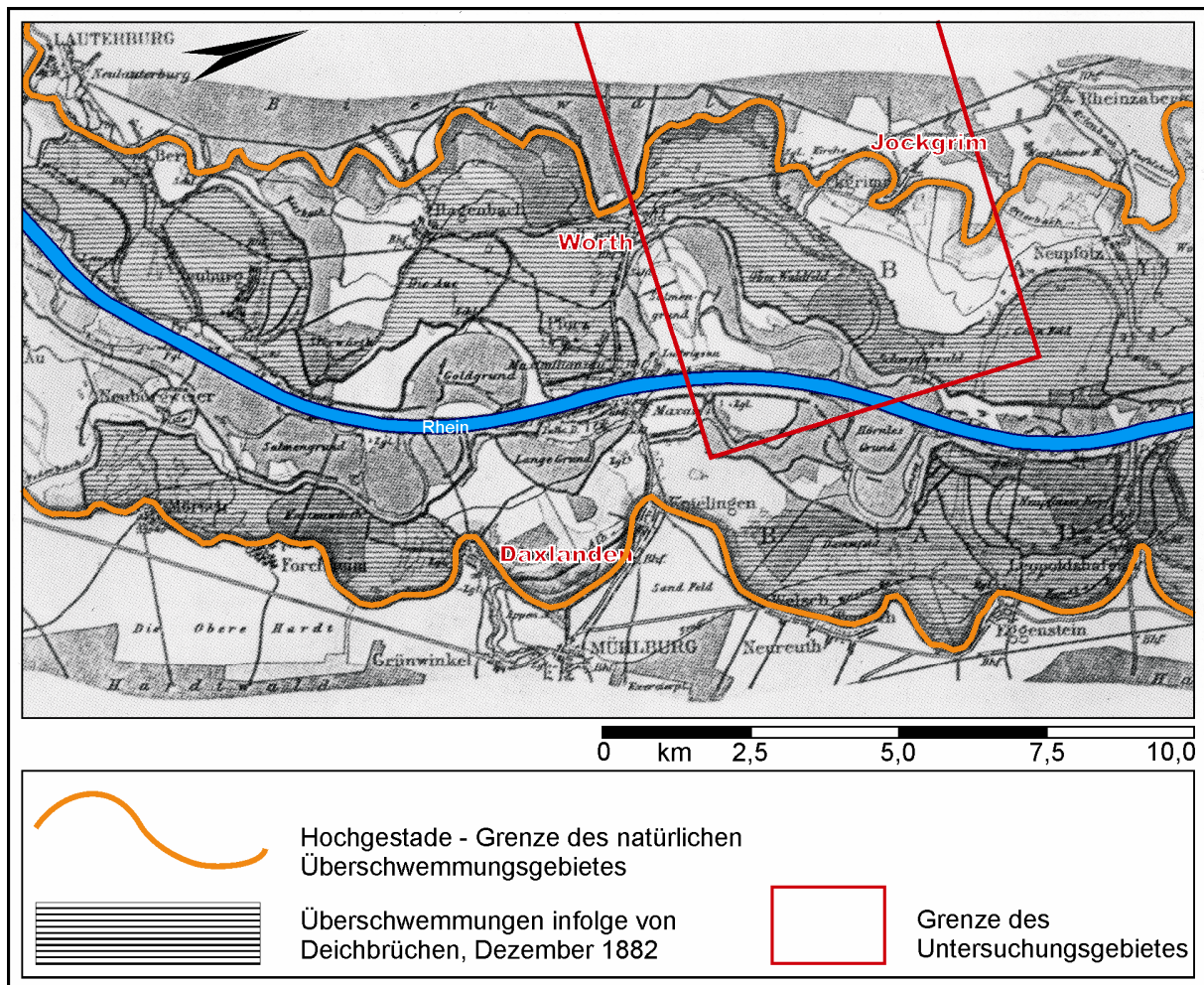


Abb. 7.1.13: Der Oberrhein bei Karlsruhe mit Überschwemmungsflächen als Folge von Deichbrüchen durch Hochwasser im Dezember 1882. Eine Überflutung des Paläomäanders „Unterm Schnabel“ ist deutlich zu erkennen. Aus: IKHR-Bericht Nr. I-11: Der Rhein unter der Einwirkung des Menschen (1993), verändert.

Die in der nördlichen Oberrheinniederung gelegenen Siedlungen waren immer wieder durch Hochwässer bedroht. Auch im Untersuchungsraum hatten katastrophale Hochwässer Ortszerstörungen, die zu Verlegungen von ganzen Ortschaften führten, zur Folge. So machten seit Beginn des 16. Jh. wiederholte Rheineinbrüche am Prallhang des an (Alt-)Pftz angrenzenden Rheinarmes die Aufgabe des Ortes notwendig. (Alt-)Pftz wurde 1535 an die Stelle des heutigen Neupftz verlegt (MUSALL 1969). Etwa um 1630 ist „Wörth ... in den Rhein gebrochen, ...“ (MUSALL 1982, S.26) und wurde aufgegeben. Die Einwohner ließen sich danach im zuvor wüstgefallenen Ort Forlach, dem heutigen Wörth, nieder. Auf Karten bis etwa 1700 sind noch beide Orte verzeichnet. In anderen Auengemeinden wie z.B. in Philippsburg und Liedolsheim wurde ebenfalls an eine Verlegung gedacht (MUSALL 1982). Aber auch die außerhalb der Talaue (insbesondere auf dem rechtrheinischen) Hochgestade gelegenen Ortschaften waren durch Seitenerosion bei starken Hochwässern des Rheins bedroht. So wurde Alt-Daxlanden durch einen katastrophalen Rheineinbruch, der ein Zurückweichen des Hochgestades nach Osten bewirkte, zerstört. 1758 musste auch Knaudenheim der Seitenerosion weichen

(MUSALL 1969, 1982). Der Ort wurde als Huttenheim auf dem nahen Hochgestade wieder aufgebaut. Aufgrund der enormen Hochwasserdynamik wurden viele Ortschaften und große Teile der landwirtschaftlichen Nutzflächen in der Rheinniederung und auf dem Hochgestade bereits seit dem Spätmittelalter durch Dammbauten gegen Überschwemmungen geschützt (MUSALL 1969).

Der Paläomäander „Unterm Schnabel“ ist sehr wahrscheinlich bis in das 19. Jh. zeitweilig überflutet worden. Andernfalls würde der sedimentreiche Torf nicht bis an die heutige Geländeoberfläche reichen. Neben den wechselnden mineralischen Anteilen in diesen Torfschichten lässt auch die Häufigkeit der seit dem frühen 14. Jahrhundert bis zum Ende des 19. Jh. in verschiedenen Quellen verzeichneten Hochwässer auf mehrere Ereignisse schließen. Eine zeitliche Zuordnung der einzelnen Überflutungen ist jedoch nicht möglich. Allerdings hat sicher bei weitem nicht jedes Rheinhochwasser die ganze Talauenbreite unter Wasser gesetzt (vgl. Abb. 7.1.13). Nachrichten zu Hochwässern am Oberrhein vor 1300 sind nur sehr spärlich, was aber wohl auf die allgemein geringere Quellendichte vor dem Hochmittelalter zurückzuführen ist (SCHMITT 2000, GLASER et al. 2004). Überflutungen des Moores „Unterm Schnabel“ fanden nach den lithostratigraphischen Befunden zwar vor dem Hochmittelalter (etwa vor 1300 AD) nicht statt. Dies heißt aber im Umkehrschluss nicht, dass andere Bereiche der Talaue nicht auch vor dem 14. Jh. AD durch Hochwässer überflutet wurden. Neben den hoch- und spätmittelalterlichen sind auch frühmittelalterliche Phasen verstärkter Hochwasseraktivitäten zum Beispiel durch zahlreiche Baumstammfunde in Sedimenten der Oberrheinniederung belegt (BECKER 1982) (Abb. 7.1.12). In den oberen vererdeten Torfschichten ist nochmals ein kurzzeitiger enormer Anstieg des Anteils der Pollen von *Alnus* auffällig (Abb. 7.1.10). Zwischenzeitlich könnte sich demnach die Erle, vermutlich in der frühen Neuzeit, im Moor nochmals ausgebreitet haben, bevor ihr Anteil nach den Pollenbefunden wieder extrem zurück geht. Eine genaue zeitliche Zuordnung ist jedoch nicht möglich, da in den vererdeten Schichten die ¹⁴C-Datierung von organischem Material kein entsprechend auswertbares Ergebnis lieferte (vgl. Kap. 6.4).

7.1.3.2.2 „Bruchstücke“ (Jo I)

Die Verlandung des unterhalb von Jockgrim im Gewann „Bruchstücke“ gelegenen Mäanders setzte im älteren Subatlantikum (etwa ab 2400 cal. BP), etwa zu Beginn der jüngeren Eisenzeit ein. Wie im Mäander „Unterm Schnabel“ werden auch hier während der limnischen Phase kalkreiche mineralische Mudden abgelagert (Abb. 7.1.9, 7.1.14). Zunächst sedimentieren über den Hochflutsedimenten (schluffig-lemmiger Sand) Schluffmudden, die wenige pflanzliche Makroreste (vorwiegend *Cyperaceae*, *Phragmites*) enthalten (Phase I a). Diese gehen später in Tonmudden über (Phase I b). In einer dritten Verlandungsphase werden ebenfalls Tonmudden abgelagert, die nun jedoch sehr reich an pflanzlichen Makroresten (vorwiegend von

7.1 Rekonstruktion der Moorentwicklung

Cyperaceae) sind. Die sinkende Trockensubstanzdichte und der steigende Glühverlust verdeutlichen den zunehmenden organischen Anteil im Sediment (Abb. 7.1.14). Dies spricht für weitgehend limnische Verhältnisse in der letzten Verlandungsphase, während zuvor eher fluvial-limnische Bedingungen herrschten.

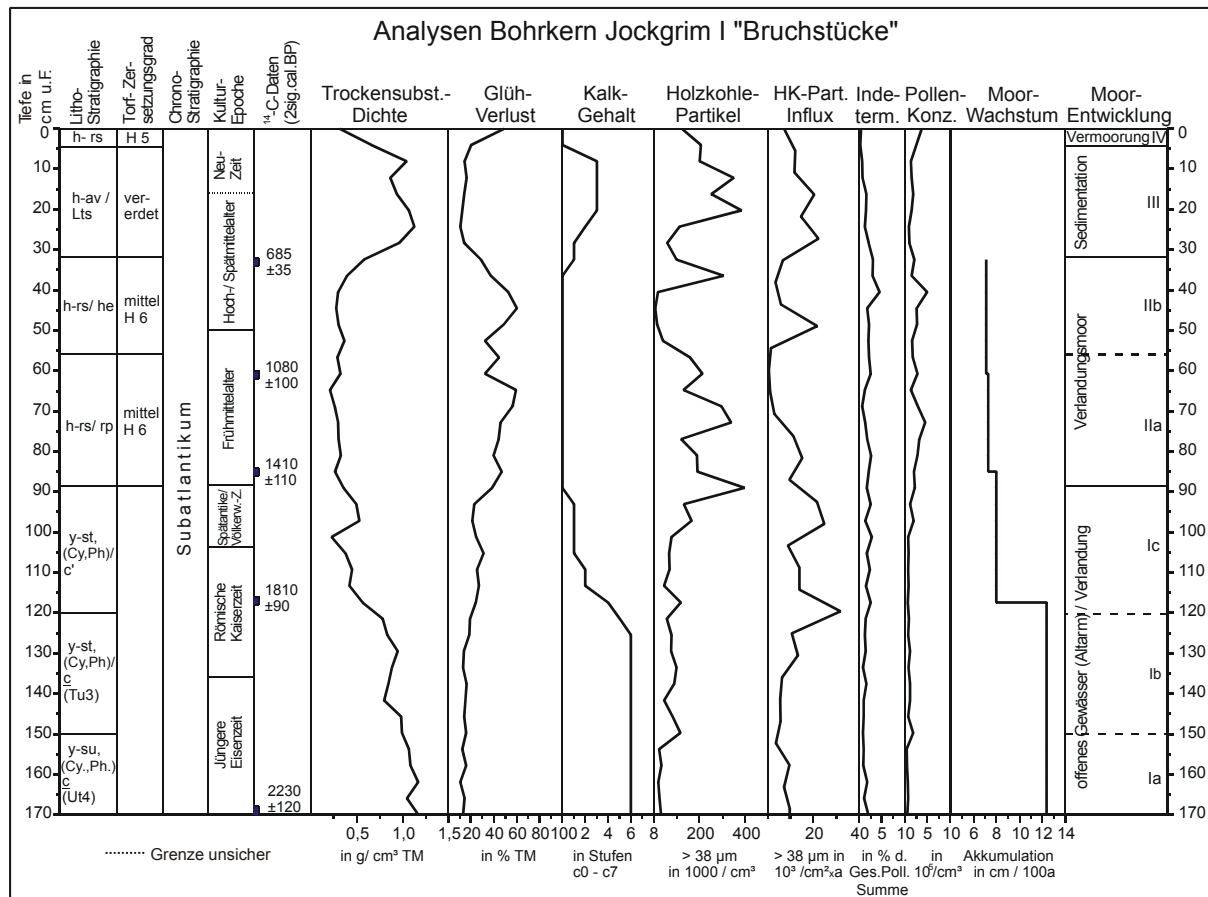


Abb. 7.1.14: Substrateigenschaften und weitere Kenngrößen des Bohrkerns Jockgrim „Bruchstücke“ (Jo I) / Nördliche Oberrheinniederung. (Abk. zur Lithostratigraphie vgl. Kap. 5.5.1)

Bereits in der Schluffmudde sind vereinzelt Splitter von gebrannten roten Ziegeln enthalten. Vermutlich stammen diese jedoch ursprünglich aus den darüber liegenden Tonmudde-Schichten, wurden also wahrscheinlich umgelagert. Ab der während der Verlandungsphase Ic sedimentierten Tonmudde sind solche Ziegelstückchen im gesamten Profil relativ regelmäßig bis in die oberen verlehnten Torfschichten enthalten. Die Tonmudde kam zum Teil während der römischen Zeit zur Ablagerung. Vom 1.-5. Jh. wurden pleistozäne Tonvorkommen unter den Flug- und Schwemmsanden der Niederterrasse bei Rheinzaubern in großem Maßstab ausgebeutet. In dieser römischen Zeit lag hier das bedeutendste und größte Produktionszentrum für Keramikherstellung (Terra Sigillata) nördlich der Alpen (SCHULZ 1991). Später wurden die Tonvorkommen bei Jockgrim in Ziegeleien verarbeitet. Ab dem Ende des 19. Jh. war Jockgrim bis in die 70er Jahre des 20. Jh. Standort der Falzziegelwerke Carl Ludowici, dem europäischen Marktführer auf

diesem Gebiet. Die unmittelbare Nähe des Mäanders zu den Ortslagen Rheinzabern und Jockgrim erklärt die wiederholten Einträge solcher Ziegelstücken in das Moor.

Neben der lithostratigraphischen Abfolge spiegelt das Pollenspektrum der moorbildenden Vegetation und der Wasserpflanzen den Verlandungsprozess gut wider (Abb. 7.1.15). Deutliche prozentuale Pollenanteile von Hydrophyten wie vor allem *Myriophyllum spicatum*, *M. verticillatum* und *Nymphaea* zeigen insbesondere im Bereich der abgelagerten Schluffmudde einen offenen Wasserkörper an (Phase I a). Dabei sind die Pollenwerte von *Myriophyllum spicatum* deutlich höher als die von *M. verticillatum*. Beide Arten sind Charakterarten der Schwimmblatt- und Wasserpflanzengesellschaften in eutrophen Gewässern. Während *M. spicatum* jedoch in stehenden und langsam fließenden Gewässern verbreitet ist und in größere Gewässertiefen (1-5m) vordringt, liegt der Verbreitungsschwerpunkt von *M. verticillatum* eher im flacheren Wasser (0,5-3m) von Standgewässern. Neben der, gegenüber den später abgelagerten Schichten, gröberen Textur des Sediments (Schluffmudde) sprechen die hohen Anteile der Pollen von *M. spicatum* demnach für eine zumindest noch zeitweilige Durchströmung des Mäanders während der ersten Verlandungsphase (Ia). Nachfolgend gehen im Zuge der fortschreitenden Verlandung des Mäanders die Anteile der Hydrophyten an der Pollensumme deutlich zurück. Es kommen nun feinkörnigere Silikat- Mudden (Tonmudden) zur Ablagerung (Verlandungsphase Ib). Am Verlandungsvorgang waren neben *Phragmites* (Makroreste) und weiteren typischen Röhrichtpflanzen wie *Typha*, *Sparganium* und *Glyceria* vermutlich auch *Thelypteris* (einschließlich *Polypodiaceae* ohne *Perine*) und *Equisetum* beteiligt. Die Ufer des Mäanders wurden von Röhrichten, die mit Weiden-Gehölzen durchsetzt waren, gesäumt, was das Gehölzpollenspektrum deutlich zeigt. Hohe *Salix*- Anteile während der ersten beiden Verlandungsphasen lassen auf eine Etablierung von Pionier-Weidengebüschen schließen. Im Uferbereich zeigen weiterhin Charakterarten der Schlammuferfluren wie *Polygonum hydropiper* nährstoffreiche, schlammig-tonige Standorte an. Im Verlauf der letzten Verlandungsphase (I c) verringern sich der Pollenanalyse nach scheinbar die Anteile der Helophyten und auch ihr Artenspektrum (Abb. 7.1.15). Während dieser Phase steigen jedoch die Süßgräserwerte enorm an (Kap. 7.2.1). Der Wildgras- Typ (*Poaceae*- T.) enthält auch die Pollenkörner von *Phalaris arundinacea* und *Phragmites australis*, die sich kaum von anderen *Poaceae* unterscheiden lassen. Am Mittellauf und teilweise auch am Unterlauf der mitteleuropäischen Flüsse herrscht im Flussröhricht das gegenüber dem Schilfrohr (*Phragmites australis*) relativ überflutungstolerante Rohrglanzgras (*Phalaris arundinacea*) vor (ELLENBERG 1996). Dagegen dominiert in den Röhrichten, die vorwiegend Standgewässer, also auch Altarme bzw. Altwässer säumen, *Phragmites* als typischer Verlandungspionier. Demnach ist davon auszugehen, dass im *Poaceae*- Typ während der letzten Verlandungsphase ein hoher Anteil zumindest von *Phragmites*- Pollen enthalten ist. Häufige Rhizom- und Spross- Reste von *Phragmites* vor allem in den oberen Schichten der abgelagerten Tonmudde bestätigen entsprechende

Schilfröhrichtgürtel. *Ph. australis* ist ein Helophyt. Da die *Poaceae* im Pollendiagramm jedoch bei den terrestrischen Pflanzen eingeordnet wurden (vgl. Kap. 5.1.3, Kap. 7.2), ist der relative Rückgang der Helophyten an der Pollensumme nur ein scheinbarer. Bei insgesamt weiter sinkenden Hydrophyten- Anteilen werden in der letzten Verlandungsphase nun häufiger *Myriophyllum verticillatum*- Pollen gegenüber *M. spicatum*- Pollen nachgewiesen. Neben dem zunehmenden organischen Anteil in der Tonmudde und der erläuterten Röhrichtausbreitung bestätigt dies im Mäander, zumindest im Bereich des erbohrten Profils, die Endphase der Verlandung.

Während der limnischen Phasen sind die Sedimentationsraten relativ hoch. Zunächst werden durchschnittlich über 12cm Schluff- und Tonmudden pro Jahrhundert abgelagert. Auch dies weist in den frühen Verlandungsphasen auf eine zeitweilige fluviale Anbindung des Mäanders an die Auendynamik des Rheins, das heißt eine Einströmung zumindest von Hochwässern, hin. Ein allochthoner Eintrag von Feinsedimenten ist demzufolge noch denkbar, wenn auch der Anteil an den Mudden (insbesondere Schluffmudde) vermutlich gering ist. Da grobkörnigere wie z.B. sandige Lagen selbst in der Schluffmudde fehlen, kann neben dem Wasserpflanzen-Spektrum auf allenfalls geringe Strömungsgeschwindigkeiten geschlossen werden. Während der letzten Verlandungsphase geht die Sedimentationsrate deutlich auf etwa auf 8cm/100a zurück.

7.1 Rekonstruktion der Moorentwicklung

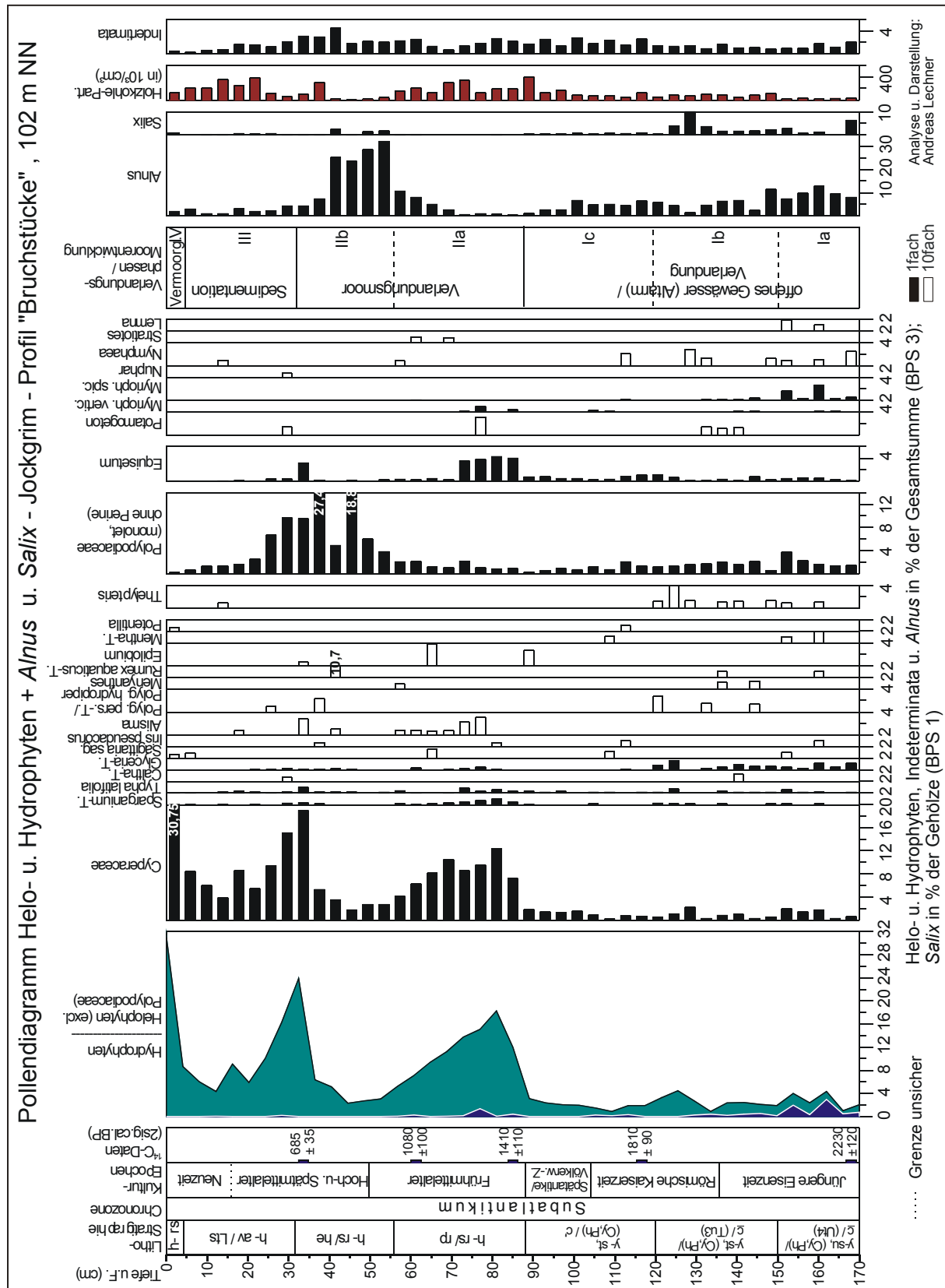


Abb. 7.1.15: Moorentwicklung: Pollen- und Sporendiagramm der lokalen Vegetation (Helo- u. Hydrophyten) incl. *Alnus* und *Salix* - Jockgrim - Profil „Bruchstücke“

Während der limnischen Phase im Mäander-Profil „Bruchstücke“ sind deutliche Anteile von *Alnus* an der Gesamtpollensumme auffällig (Abb. 7.1.15). In der Nähe des Mäanders hatte sich demnach im älteren Subatlantikum Erlenbruchwald, vermutlich in einem anderen, bereits vermoorten Paläomäander etabliert.

Die Verlandung des Mäanders kommt zumindest im Bereich des entnommenen Profils am Ende der Völkerwanderungszeit zum Abschluss. Der Verlandungsprozess dauert somit etwa 950 Jahre an und umfasst die gesamte jüngere Eisenzeit, die Römische Kaiserzeit und die Völkerwanderungszeit (Abb. 7.1.9, 7.1.14).

Mit dem Beginn des Frühmittelalters setzt, zumindest im Bereich der Bohrstelle, im Mäander „Bruchstücke“ die telmatische Phase (Verlandungsmoor) mit der Bildung von Seggen-Schilf-Torfen entsprechend der Verlandungssukzession ein. Während der telmatischen Phase beträgt der Torfzuwachs relativ konstant etwa 7 cm / 100 a. Ein starker Anstieg der Pollenanteile vor allem von *Cyperaceae*, aber auch von Röhrichtpflanzen wie *Sparganium/ Typha angustifolia*, *Typha latifolia* und *Alisma* zeigen die starke Beteiligung dieser Arten an der Torfbildung. Maximale Anteile von *Equisteum*- Pollen lassen auf eine Ausbreitung von Schachtelhalmen im Moor schließen. Während *E. palustre* den Verbreitungsschwerpunkt in Nasswiesen, Moorwiesen und Verlandungsgesellschaften hat, kommt *E. fluviatile* vor allem in Großseggensümpfen bzw. Röhrichten an Ufern stehender oder langsam fließender Gewässer vor. Da eine Unterscheidung der Sporen sehr schwierig ist und deshalb nicht vorgenommen wurde, kommen demnach beide Arten in Frage. Bis weit in das Frühmittelalter zeigen - wie auch im Profil „Unterm Schnabel“ - deutliche Anteile der Pollen von *Myriophyllum verticillatum* Wasserpflanzengesellschaften an und weisen damit auf offene Flachgewässer in der Nähe der Bohrstelle hin. Eine deutliche Zunahme des Anteils der *Alnus*- Pollen zum Ende dieser ersten Torfbildungsphase (Moorentwicklungsphase II a) lässt bei gleichzeitiger Abnahme des Anteils der *Cyperaceae*- Pollen an der Pollensumme auf eine Erlenausbreitung im vermoorten Mäander schließen. Ab dem Ende des Frühmittelalters, also fast zeitgleich wie im Mäander „Unterm Schnabel“, erreicht die Verlandungssukzession ihre letzte Phase. Mit der Etablierung eines seggenreichen Erlenbruchwaldes ist das Klimax-Stadium der Vegetation im Moor erreicht. Dies schlägt sich, neben den maximalen Anteilen von *Alnus*- Pollen (über 30 %) an der Gesamtpollensumme, auch stratigraphisch nieder. Bis weit in das Hochmittelalter kommt nun Seggen-Bruch-Torf zur Ablagerung (Phase II b) (Abb. 7.1.14-15). Mantelgebüsche, die vorwiegend von Weiden gebildet werden, umgeben, wie auch im Mäander „Unterm Schnabel“, den Erlenbruchwald (Abb. 7.1.15). Typische Röhrichtarten wie *Typha latifolia* und *T. angustifolia* bzw. *Sparganium*, zum Teil auch *Rumex aquaticus* sind nach den palynologischen Befunden weiterhin häufig und weisen auf Verlandungsstadien, die sich noch in einer früheren Phase befinden, in der weiteren Umgebung Moores bzw. der Bohrstelle hin. Dies gilt, wenn auch nicht so deutlich ausgeprägt, ebenso für den Mäander „Unterm Schnabel“. Die im Mäander „Bruchstücke“ während der Moorentwicklungsphase II akkumulierten Torfe zeichnen sich durch einen mittleren Zersetzungsgrad aus.

Allerdings zeigen die schwankenden Glühverluste wechselnde organische Anteile in den Torfen an (Abb. 7.1.14). Die Zuwachsrate ist mit durchschnittlich über 7 cm pro Jahrhundert relativ hoch.

Etwa ab dem frühen 13. Jahrhundert geht, wie auch im Profil „Unterm Schnabel“, der Anteil von *Alnus* an der Pollensumme deutlich zurück. Dies kann nur auf umfassende hochmittelalterliche Rodungen, die auch die Erlenbrüche in der Rheinniederung erfassten, zurückgeführt werden. Auf Rodungen wird im Kapitel 7.2 genauer eingegangen. Nachfolgend kommt es, ebenso wie im Mäander „Unterm Schnabel“, zu einer starken Seggen- Ausbreitung im Moor (Abb. 7.1.14). Die Anteile der Pollen von *Cyperaceae* erreichen ein zwischenzeitliches Maximum von fast 20% der Gesamtsumme. Gleichzeitig kann zum Ende der Verlandungsmoorphase II b, wie auch schon zu Beginn der Vermoorung, nach der Pollenanalyse auf eine kurzzeitige Ausbreitung von *Equisetum* im Moor geschlossen werden. Auch typische Röhrichtarten wie *Typha latifolia* breiten sich aus. Neben den Riedgräsern profitieren also auch weitere Taxa vom Rückgang der Erlen. In der Seggen-Bruchtorfschicht sind die maximalen Anteile von *Poypodiaceae* auffällig. Vermutlich handelt es sich überwiegend um oberflächlich korrodierte Sporen von *Thelypteris palustris*, der sich im Moor enorm ausbreitete. Da aber gleichzeitig der Anteil der Indeterminata relativ hoch ist, kann zumindest anteilig auch von einer selektiven Anreicherung dieser Sporen ausgegangen werden. Die Perine der *Pteridophyten*- Sporen werden, wie bereits erläutert, durch Korrosion sehr leicht zerstört. Der übrig bleibende Sporenkörper ist jedoch einer weiterer Zerstörung gegenüber sehr widerstandsfähig.

Ab etwa 650 cal. BP (1300 cal. AD) nimmt im Torf der Anteil der mineralischen Komponente stark zu (Moorentwicklungsphase III: Sedimentation) (Abb. 7.1.14). Seit dem Spätmittelalter wird also auch der Mäander „Bruchstücke“ mehrfach durch Hochwässer überflutet. Auf einem Gemälde von NACHER (1888), das eine Ansicht von Jockgrim aus dem 16. Jahrhunderts zeigt, ist der Mäander Bruchstücke als schilfgesäumter Wasserlauf dargestellt, auf dem sogar Schiffe verkehren (Abb. 7.1.16).



Abb. 7.1.16: Darstellung des Ortes Jockgrim im 16. Jahrhundert.
Quelle: Bild von NACHER 1888 aus: RASIMUS (1992).

Zwar sind künstlerische Überzeichnungen der tatsächlichen Verhältnisse anzunehmen, dennoch gibt dieses Bild einen weiteren Hinweis auf die zeitweise auch das Hochgestade erreichenden Überflutungen seit dem Mittelalter. Durch die Hochwässer werden kalkhaltige (CO_3^{2-} -Stufe c2-c3), feinklastische Sedimente (sandig-toniger Lehm) in die Torfschichten eingetragen. Die Glühverluste gehen entsprechend stark zurück, während die Trockensubstanzdichten parallel stark ansteigen (Abb. 7.1.14). Die erstmalige Überflutung des Mänders „Bruchstücke“ findet ungefähr 100 Jahre früher als im Mäander „Unterm Schnabel“ statt. Auch hier ist von mehreren Ereignissen bis in die jüngere Neuzeit auszugehen, da die mineralreichen Torfe fast bis an die heutige Geländeoberfläche reichen. Lediglich in den obersten, also jüngsten Schichten des Profils findet sich wieder sediment- und kalkfreier Torf. Es handelt sich hierbei um mittel zersetzten Seggentorf, was die enorm hohen Anteile der *Cyperaceae*- Pollen von über 30% im Pollendiagramm bestätigen. Ab wann die von Überflutungen ungestörte Vermoorungsphase IV wieder einsetzt, ist aufgrund des Fehlens verwertbarer Datierungen in den sedimentreichen Schichten nicht zu beantworten (vgl. Kap. 5.4). Möglicherweise schützte der bereits in historischen Karten aus dem 18. Jh. und frühen 19. Jh. (z.B. Schmitt'sche Karte von 1797; Kartenaufnahme der Rheinlande durch Tranchot Bl. Landau, 1801-13; Topographischer Atlas über das Grossherzogthum Baden, Sect. V.3, Bl. 15 Mörsch, 1838) eingezeichnete Damm östlich von Jockgrim die westlich gelegenen Auenflächen und damit auch den vermoorten Paläomäander „Bruchstücke“ wirksam vor Überflutungen (Abb. 7.1.6). Nach der Karte mit den Überschwemmungen nordwestlich von Karlsruhe, die durch das Dezember- Hochwasser von 1882 verursacht wurden, blieben die durch den genannten „Vor-Tulla“-Damm geschützten Bereiche von Überflutungen verschont (Abb. 7.1.13). Weiterhin ist schwer zu sagen, ob und wie viel Torf durch Mineralisation infolge der Grundwasserabsenkungen in der Aue durch die Korrekturen des Oberrheins im 19.Jh. und durch direkte Entwässerung (Melioration) im 20. Jh. verloren gegangen ist. Aufgrund der Akkumulation von Auensedimenten in den oberen Torfschichten ist ein Zugrundelegen der Zuwachsraten der darunter liegenden, ungestört gewachsenen, sedimentfreien Torfe und damit eine Berechnung eines etwaigen oberflächlichen Torf-Verlustes nicht möglich. Das gleiche gilt auch für den Mäander „Unterm Schnabel“. Die heutigen Geländeoberflächen in beiden vermoorten Mäandern stellen jedoch vermutlich nicht die ursprünglichen Mooroberflächen dar.

7.1.3.2.3 „Schnabelbruch“ (Jo III)

Der im Paläomäander „Schnabelbruch“ entnommenen Bohrkern wurde vor allem lithostratigraphisch untersucht sowie radiokarbondatiert. Da pollenanalytische Untersuchungen hier nicht durchgeführt wurden, kann die Rekonstruktion der Moorentwicklung in diesem Mäander demnach nur nach der stratigraphischen Abfolge im Profil und den Datierungsergebnissen erfolgen.

Wie auch im Mäander „Bruchstücke“ begann die Verlandung im älteren Subatlantikum. Der Verlandungsprozess setzte etwa 1900 cal. BP mit der Sedimentation zunächst von gering mächtigen Tonmudden (aus stark schluffigem Ton Tu4)) ein. Diese wurden über lehmigen bis schluffig-lehmigen, kalkreichen Hochflut- bzw. Auensedimenten abgelagert (Abb. 7.1.9). Die kalkreichen Tonmudden (y-st) enthalten bereits Gehäuse und Schalenreste von Mollusken sowie einige Holzstückchen. Nachfolgend sedimentieren etwa ab 1700 cal. BP Kalkmudden über der Silikatmudde. Diese Kalkmudden (y-c) sind reich an Molluskenschalen, teilweise mit Radizellen durchsetzt, enthalten auch einige Holzstückchen und werden nun bis zum Abschluss der Verlandung abgelagert. Diese Sedimentabfolge im Mäander „Schnabelbruch“ spricht dafür, dass lediglich in der frühen Verlandungsphase, in der die Tonmudden abgelagert wurden, noch eine zeitweilige fluviale Anbindung an den Rhein bestanden haben kann. Die nachfolgende Ablagerung molluskenreicher Kalkmudden lässt auf die Einstellung ausgeprägt limnischer Bedingungen schließen. Während dieser 2. Verlandungsphase sind also, im Gegensatz zu den beiden anderen Mäandern, zeitweilige Einströmungen von Hochwässern in das Altwasser weitestgehend auszuschließen bzw. selten. Das Artenspektrum der bestimmbareren Mollusken bestätigt dies (Tab. 7.1.1).

In der Tonmudde sind ausschließlich die Schalen von Erbsenmuscheln (*Pisidium* spp.) und die Gehäuse kiemenatmender Schnecken wie der Federkiemen- oder Plötzschnecke (*Valvata piscinalis*) und Schnauzen- oder Schleischnecke (*Bithynia tentaculata*) enthalten. Die beiden euryöken Schneckenarten, deren Gehäuse am häufigsten in der Mudde abgelagert sind, leben vorwiegend in pflanzenreichen, stehenden, aber auch langsam fließenden Gewässern, wo sie vor allem den Schlammgrund besiedeln (FRÖMING 1956, STRESEMANN 1983, JAECKEL in STRESEMANN 1992). *Bithynia tentaculata* ist heute in Rheinland-Pfalz überwiegend in Altwässern und größeren Flüssen anzutreffen (MEINERT & KINZELBACH 1985). Nach MEINERT & KINZELBACH (1985) bevorzugt *Valvata piscinalis* Fließgewässer als Lebensraum, ist aber auch in stehenden Gewässern wie Altwässern verbreitet. SPARKS (1961 in LOŽEK 1986) ordnete die Süßwassermollusken nach ihren Lebensraumansprüchen verschiedenen Klassen zu. *Bithynia tentaculata* und *Valvata piscinalis* sind danach vor allem Arten des bewegten Wassers. Da in der Tonmudde nur Gehäuse dieser beiden Vorderkiemer abgelagert wurden, ist dies neben der Textur ein weiterer Beleg für eine noch zeitweilige Durchströmung des Mäanders (Altarm) während der ersten Verlandungsphase. Erbsenmuscheln (*Pisidium*) sind die kleinsten einheimischen Muscheln, sämtliche gefundene Exemplare waren unter 3mm lang. Eine sichere Bestimmung der Art ist bei dieser Gattung, abgesehen von *Pisidium amnicum* (Große Erbsenmuschel), die in strömendem Wasser lebt und etwa 8mm Länge erreicht, sehr schwierig. Die kleineren *Pisidium*- Arten leben in Gewässern mit schlammig-sandigem Grund aller Art, zeichnen sich also durch ein großes Verbreitungsspektrum aus. Die Süßwasserschnecken, die ausschließlich in der Kalkmudde nachgewiesen wurden, leben als Lungenschnecken in stehenden, allenfalls sehr träge fließenden

Gewässern. Dies ist demzufolge ein Indiz dafür, dass die Kalkmudde unter limnischen Bedingungen, das heißt in einem Standgewässer abgelagert wurde (Altwasser). So besiedelt *Bathyomphalus contortus* (Riementellerschnecke) stehende, pflanzenreiche Gewässer aller Art, lebt auch in ruhigen Buchten bzw. Altarmen größerer Flüsse. *Hippeutis complanatus* (Linsenförmige Tellerschnecke) bevorzugt stehende Kleingewässer wie pflanzenreiche Tümpel. *Armiger crista* (Zwergposthörnchen), diese Art wurde auch in den oberen Schichten der Kalkmudde nachgewiesen, lebt vor allem zwischen Wasserpflanzen ruhiger Gewässer, bevorzugt hält sie sich zwischen *Lemna*- Arten auf. *Lemna spp.* kommen nur in Schwimmdecken windgeschützter Bereiche stehender oder allenfalls sehr langsam fließender flacher Gewässer (unter anderem Seebuchten, Altwässer) vor. Ausschließlich in den obersten Kalkmuddeschichten waren Gehäuse von *Lymnaea palustris* (Sumpfschlammschnecke) enthalten, was den nahen Abschluss der Verlandung des Gewässers bestätigt. So hat diese amphibisch lebende Art ihren Verbreitungsschwerpunkt in stehenden, pflanzenreichen, größeren und kleinen Gewässern wie Altwässern, Teichen, Gräben und kommt in langsam fließenden Gewässern, wie auch in größeren Seen, allenfalls an ruhigen Uferabschnitten vor (FRÖMMING 1956, STRESEMANN 1982). *Lymnaea palustris* kann im Wasser und auf dem Lande leben, ist in kleinsten Sumpfwässern zu finden und wird häufig in feuchten bzw. nassen Uferbereichen wie Röhrichten nachgewiesen.

Die Sedimentationsraten in der Kalkmudde liegen kontinuierlich bei etwa 8,5 cm/100 a, was für gleichmäßige, relativ ungestörte Sedimentationsbedingungen spricht (Abb. 7.1.9). An pflanzlichen Makroresten wurde neben zahlreichen Radizellen auch Rhizomstücke von *Phragmites* in der Kalkmudde gefunden, was eine entsprechende Beteiligung der Pflanze am Verlandungsprozess zeigt.

Tab. 7.1.1: Molluskenarten und -Fundtiefe in den Mudden des Bohrkerns „Schnabelbruch“
(x: 1-2, xx: >2 Stck.)

	Klasse	<i>Gastropoda</i>					<i>Bivalvia</i>	
		Schnecken					Muscheln	
	Unter- klasse	<i>Pulmonata</i>			<i>Prosobranchia</i>			
		Lungenschnecken			Vorderkiemer			
	Ord- nung	Basommatophora			<i>Mesogastropoda</i>		<i>Eulamelli- branchiata</i>	
		Süßwasser-Lungenschnecken			Mittelschnecken			
	Fami- lie	<i>Lymnaeidae</i>	<i>Planorbidae</i>		<i>Valvatidae</i>	<i>Bithyniidae</i>	<i>Sphaeriidae</i>	
		Schlamm- schnecken	Tellerschnecken		Federkiemen- schnecken	Schnauzen- schnecken	Kugel- muscheln	
Substrat	Art	<i>Lymnaea palustris</i>	<i>Armiger (Gyraulus) crista</i>	<i>Bathyom- phalus contortus</i>	<i>Hippeutis compla- natus</i>	<i>Valvata piscinalis</i>	<i>Bithynia tentaculata</i>	<i>Pisidium spec.</i>
	Tiefe u.F. in cm	Sumpf- schlamm- schnecke	Zwerg- post- hörnchen	Riemen- teller- schnecke	Linsen- förm.Teller- schnecke	Plötzen- schnecke (Federkie- menschnecke)	Schlei- schnecke (Gemeine Schnauzens.)	Erbsen- muschel
Kalkmudde (y-c)	176						x	
	180	x						
	184		x				x	
	188		x			x	xx	x
	201						x	
	207		xx	x	x		x	x
	217					x		
	221					xx	x	x
	225					x	xx	x
y-st	230						x	
	235					x	x	x

Die Verlandung kommt zumindest im Bereich der Bohrstelle im Mäander „Schnabelbruch“ gegen 1100 cal. BP, also etwa in der Mitte des 9. Jh. AD mit dem Einsetzen der Torfbildung zum Abschluss. Demnach dauerte der Verlandungsprozess, der zu Beginn der römischen Kaiserzeit einsetzte und bis weit in das Frühmittelalter reichte, insgesamt ungefähr 800 Jahre an. In der ersten Phase der Torfbildung werden Seggen-Schilf-Torfe, die durch einen mittleren Zersetzungsgrad (H5) gekennzeichnet sind, abgelagert. Im Moor hat sich demnach ein Seggenried etabliert, das noch mit Röhrlichtarten durchsetzt ist. Dabei waren die hydrologischen Bedingungen im Mäander für eine Vermooring während dieser Phase sehr günstig, was die enorm hohen Torfzuwachsrate von durchschnittlich über 33cm/100a (Maximum im Profil) deutlich zeigen.

Zu Beginn des Hochmittelalters werden zwischenzeitlich einige Zentimeter Schilf-Seggen-Torf abgelagert, das heißt unter anderem *Phragmites* ist an der Torfbildung stärker beteiligt. Dieser mittel zersetzte Torf zeichnet sich durch eine sehr starke mineralische Komponente (aus mittel tonigem Schluff (Ut3)) aus. Dies lässt auf einen

Sedimenteintrag durch Hochwasser schließen, was eine zeitweilig stärkere Vernässung des Moores zur Folge hatte. Im Moor konnten sich so zu Beginn des Hochmittelalters verstärkt Schilfröhrichte ausbreiten. Der Sedimenteintrag erfolgte etwa 250 bzw. 350 Jahre früher als in den Mäandern „Bruchstücke“ bzw. „Unterm Schnabel“ nach 1020 cal. AD (Abb. 7.1.35).

Nach einigen Jahrzehnten setzt sich die Sukzession ungestört von Überflutungen weiter fort. Im Mäander „Schnabelbruch“ werden nach dem frühen Hochmittelalter bis in jüngste Vergangenheit keine Sedimente mehr durch Hochwässer eingetragen. Die Ursache hierfür findet sich im kleinräumigen Relief der Aue. So liegt die heutige Mooroberfläche zumindest an der Bohrstelle mit 106 m NN 3 bzw. 4 Meter über den Geländeoberflächen der beiden anderen Mäander. Selbst wenn man einen möglichen Torfschwund in den Mäandern „Bruchstücke“ und „Unterm Schnabel“ einrechnet, ist die Höhendifferenz beachtlich.

Zunächst kommen wiederum Seggen-Schilf-Torfe zur Ablagerung. Die Akkumulationsraten sind nun deutlich geringer, erreichen aber mit durchschnittlich etwa 12cm/100a dennoch einen hohen Wert. Ein relativ geringer Zersetzungsgrad (H4) dieser Torfe spricht für eine im Wasserhaushalt ungestörte Entwicklung während der Ablagerung. Im Hochmittelalter breiten sich wiederum verstärkt Röhrichte im Moor aus, was sich in der Akkumulation von Schilf-Seggen-Torfen niederschlägt. Dies kann nur auf einen ansteigenden Grundwasserspiegel im Paläomäander zurückgeführt werden. Da Lagen aus Auensedimenten fehlen, können Hochwässer als weitere mögliche Ursache für die Feuchtigkeitzunahme im Moor ausgeschlossen werden. Die Torfwachstumsrate bleibt etwa gleich, der Zersetzungsgrad ist noch geringer (H3) als in den zuvor abgelagerten Schichten. Diese Torfe werden bis weit in die Neuzeit gebildet. Nachfolgend werden ab dem frühen 17. Jh. wiederum Seggentorfe abgelagert, die sich zunächst durch einen geringen Zersetzungsgrad (H3) auszeichnen. Im Moor etabliert sich nun also ein Seggenried, was den natürlichen Verlauf der Verlandungssukzession widerspiegelt. Während dieser Phase steigt der durchschnittliche Torfzuwachs auf knapp 17cm/100a an, was neben dem niedrigen Zersetzungsgrad auf günstige Vermoorungsbedingungen im Mäander hinweist. In den oberen letzten cm dieser Schicht lässt ein steigender Grad der Zersetzung (mittel: H6) auf zeitweilige Luftzutritte, vielleicht infolge eines stärker schwankenden Grundwasserspiegels in der Aue schließen. Das oberste ¹⁴C-Datum (Tiefe 22cm unter Flur) konnte nicht verwendet werden, da rezentes Material, vermutlich in Form von Feinwurzeln, in dieser Schicht enthalten war (Kap. 6.4). Geht man jedoch im Mäander von einer bis heute stattfindenden Torfbildung aus, wäre die Oberfläche des Profils mit –54 cal. BP gleichzusetzen (2004 erfolgte die Bohrkernentnahme). Aus diesem Wert und dem Datierungsergebnis der Grenzschicht zwischen dem Schilf-Seggen-Torf und Seggen-Torf (52-54cm u.F.) lässt sich eine durchschnittliche Akkumulationsrate in den obersten Torfschichten von ungefähr 14cm/100a berechnen. Demnach lassen ab dem frühen 19. Jh. zunehmende Anteile von Bruchtorf und auch Makroreste von

Alnus wie zum Beispiel Blattstückchen im Torf auf eine Ausbreitung der Erle im Moor schließen. Die Verlandungssukzession erreicht ihre letzte Phase. Im Moor etabliert sich ein seggenreicher Erlenbruchwald. Zunächst sind die nun abgelagerten Schichten aus Seggen-Bruch-Torfen wie die darunter liegenden obersten Seggentorfschichten mittel zersetzt (H6). Der Zersetzungsgrad nimmt jedoch zur Geländeoberfläche hin deutlich zu, entsprechend sind die obersten Torfschichten (ca. 15cm) stark zersetzt (H8). Dies ist vermutlich auf eine Austrocknung der Mooroberfläche und damit Mineralisation der obersten Torfe infolge der bereits erläuterten Grundwasserabsenkungen in der Talaue seit dem Ende des 19. Jh. zurückzuführen (vgl. Kap. 7.1.3.2.2). Heute wächst im Mäander „Schnabelbruch“ ein seggenreicher Erlenbruchwald. Da Wurzelstelzungen an den Bäumen hier allerdings nicht oder nur gering ausgeprägt sind, ist von einem oberflächlichen echten Torfschwund zumindest in diesem Bereich des Mäanders „Schnabelbruch“ noch nicht auszugehen (vgl. PRETZELL & REIF 1999).

7.1.3.3 Zur chronologischen Einordnung der untersuchten Mäander in die Mäandersysteme des nördlichen Oberrheins

Nach der chronologischen Klassifikation der Mäander am nördlichen Oberrhein nach FEZER et al. (1995), wären alle drei untersuchten Paläomäander in die mittleren Mäandersysteme einzuordnen. Diese mittlere Generation zeichnen sich durch relativ enge Krümmungsradien aus, was für die Mäander „Bruchstücke“ (Jo I), „Unterm Schnabel“ (Jo II) und auch „Schnabelbruch“ (Jo III) durchaus zutrifft. Die älteren und die jüngsten Mäandersysteme sind dagegen, nach FEZER et al. (1995), durch weite bzw. sehr weite (bei den jüngsten teilweise Streckung mit Furkation) Krümmungsradien der Altläufe gekennzeichnet. In den jüngsten Mäandersystemen fehlt darüber hinaus eine Vermoorung (vgl. Kap. 7.1.1). Allerdings ist die Übertragung der genannten Klassifikation, die für den hessischen Abschnitt der nördlichen Oberrheinniederung durchgeführt wurde, auf den südlichsten Teil aufgrund einer anderen Morphologie, die Määnderzone setzt wenige Kilometer weiter südlich erst ein, und Morphodynamik (Gefälle etc.) in der Rheinaue nicht so ohne weiteres möglich.

Der Mäander „Unterm Schnabel“ verlandete bereits im jüngeren Atlantikum, worauf zu Beginn des Subboreals eine Vermoorung einsetzte. Die Hochgestadebucht entstand demnach spätestens im Laufe des Atlantikums. Dagegen verlandeten die beiden anderen Flusschlingen erst im älteren Subatlantikum. Demnach ist auch die Hochgestadebucht östlich von Jockgrim sehr wahrscheinlich frühsuatlantischen Alters. Eine theoretisch mögliche Überlagerung eines älteren Mäanderlaufs durch den Mäander „Bruchstücke“ ist nach den lithostratigraphischen Untersuchungen (Kap. 6.1) weitgehend auszuschließen. Die Vermoorung setzte in beiden Määndern „Bruchstücke“ und „Schnabelbruch“ im Frühmittelalter ein. Die zeitliche Abfolge der drei untersuchten Mäander ist demnach eine andere, als von THÜRACH (1912) als

7.1 Rekonstruktion der Moorentwicklung

wahrscheinliche dargelegt (Abb. 7.1.4). THÜRACH ordnete den Mäander „Bruchstücke“ den älteren Rheinläufen (Stufe 1-2) zu, während er die beiden anderen zu den späteren Rheinläufen (Stufe 4) stellte. Nach den im Kap. 7.1.3.2 dargelegten Untersuchungsergebnissen gehören alle drei dagegen zu den älteren Rheinläufen (nach THÜRACH 1912). Demnach wäre der Mäander „Unterm Schnabel“ relativ der Zeitstufe 1-2, die beiden anderen der Stufe 3 zuzuordnen (Abb. 7.1.17).

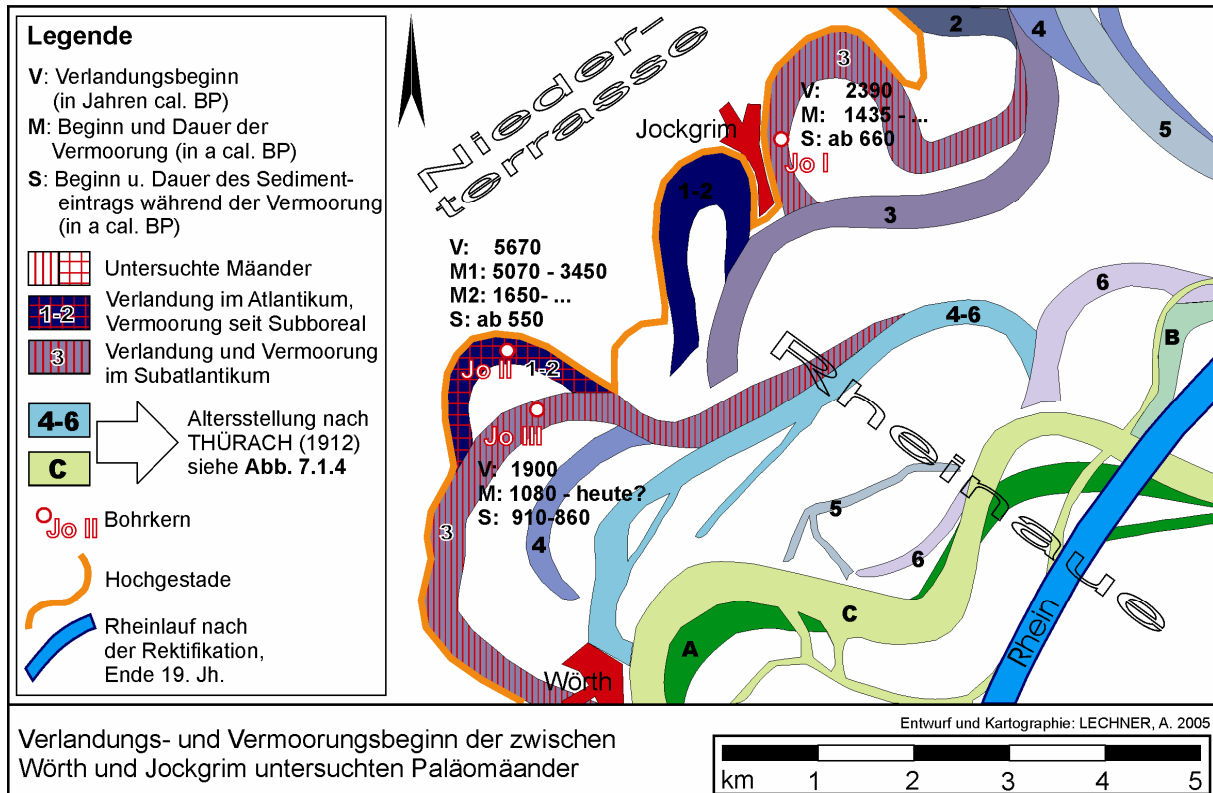


Abb. 7.1.17: Verlandungs- und Vermoorungsbeginn in den Paläomäandern „Bruchstücke“ (Jo I), „Unterm Schnabel“ (Jo II) und „Schnabelbruch“ (Jo III).

Es ergibt sich also, zumindest für die untersuchten Mäander, ein völlig neues Bild der zeitlichen Entwicklung und relativen Stellung der alten Flussschlingen zueinander. Für eine Überarbeitung bzw. Neugliederung der zeitlichen Entstehung zumindest der älteren holozänen Rheinläufe im gesamten Bereich der Karte von THÜRACH (1912) wären chronostratigraphische Untersuchungen an weiteren Mäandern in der älteren Rheinaue notwendig.

7.1.4 Das Wasenweiler Ried in der südlichen Oberrheinebene

7.1.4.1 Naturräumliche Einordnung und kurze Charakterisierung

Zwischen dem südlichen Kaiserstuhl und dem nordwestlichen Tuniberg erstreckt sich in Südwest-Nordost-Richtung das Wasenweiler Ried. Es stellt mit einer Gesamtfläche von etwa 130ha das größte Moor in der südlichen Oberrheinebene dar. Nach der Moorkartierung der LfU Baden-Württemberg (1997) wird es vom weiter westlich gelegenen Ried „Schachen“ unterschieden. Hydrogenetisch stellen beide Bereiche jedoch einen Moorkomplex dar, weshalb sie nachfolgend zum Wasenweiler Ried zusammen gefasst werden (Abb. 7.1.18). Es handelt sich heute um ein reliktsches Moor, da es 1923-25 systematisch entwässert wurde. Infolge der Grundwasserabsenkungen um 60 bis 70 cm sind die obersten Torfschichten zum überwiegenden Teil stark zersetzt (LfU 1997).

Den Untergrund des Wasenweiler Rieds bilden wärmzeitliche Kiese, Sande und Gerölle der Niederterrasse. Sie sind größtenteils alpiner Herkunft und treten im Süden an die Oberfläche (SCHREINER 1959). An seinen Rändern wird das Ried durch Schwemmlößlagen vom Kaiserstuhl und Tuniberg in wechselnden Mächtigkeiten überlagert. Unter den Flussschottern folgen Mergel aus dem Eozän (SCHREINER 1996 und 2003).

Die Entstehung dieses grundwasserernährten, das heißt geogenen (minerogenen) Moores ist die Folge eines komplexen Faktorengefüges. Entscheidende Faktoren sind hierbei Grundwasseraustritte aus den Niederterrassenschottern des vor allem bei mittleren und niedrigen Rhein-Wasserständen nach Nordwesten gerichteten Grundwasserstromes zwischen Kaiserstuhl und Tuniberg einerseits und die Stauwirkung des Schwemmkegels der Dreisam andererseits (BANGERT 1958, SCHREINER 1959, LEHMANN-CARPZOV et al. 1978, FLECK 2003). Es entwickelte sich aus Rinnen, die zum Teil mit einer unmittelbaren Eintiefung beginnen und als Gerinne von Grundwasseraustritten zu deuten sind (FLECK 2003). Diese Rinnen schließen sich an das Hauptrinnensystem des Ostrheins an (LEHMANN-CARPZOV et al. 1978). Die Genese des Rieds ist demnach in Zusammenhang mit der Verlandung des den Kaiserstuhl im wärmzeitlichen Hoch- und Spätglazial östlich umfließenden Rheinarms zu sehen.

In den Verlandungsbereichen wurden meist gering mächtige organo-mineralische Mudden abgelagert. Darauf wuchsen vorwiegend Schilf-, Seggen- und Bruchwaldtorfe auf. Mischtorfe wurden häufig gebildet. In weiten Bereichen des Rieds ist der Torf dagegen direkt auf den Kiesen aufgewachsen. Das Moor ist in der Regel sehr flachgründig (im Durchschnitt < 100cm Torf), nur in einzelnen Rinnen sind die Torfschichten deutlich mächtiger (nach LfU 1997 max. 220 cm, Maximum in eigenen Bohrungen: 180 cm Torf).

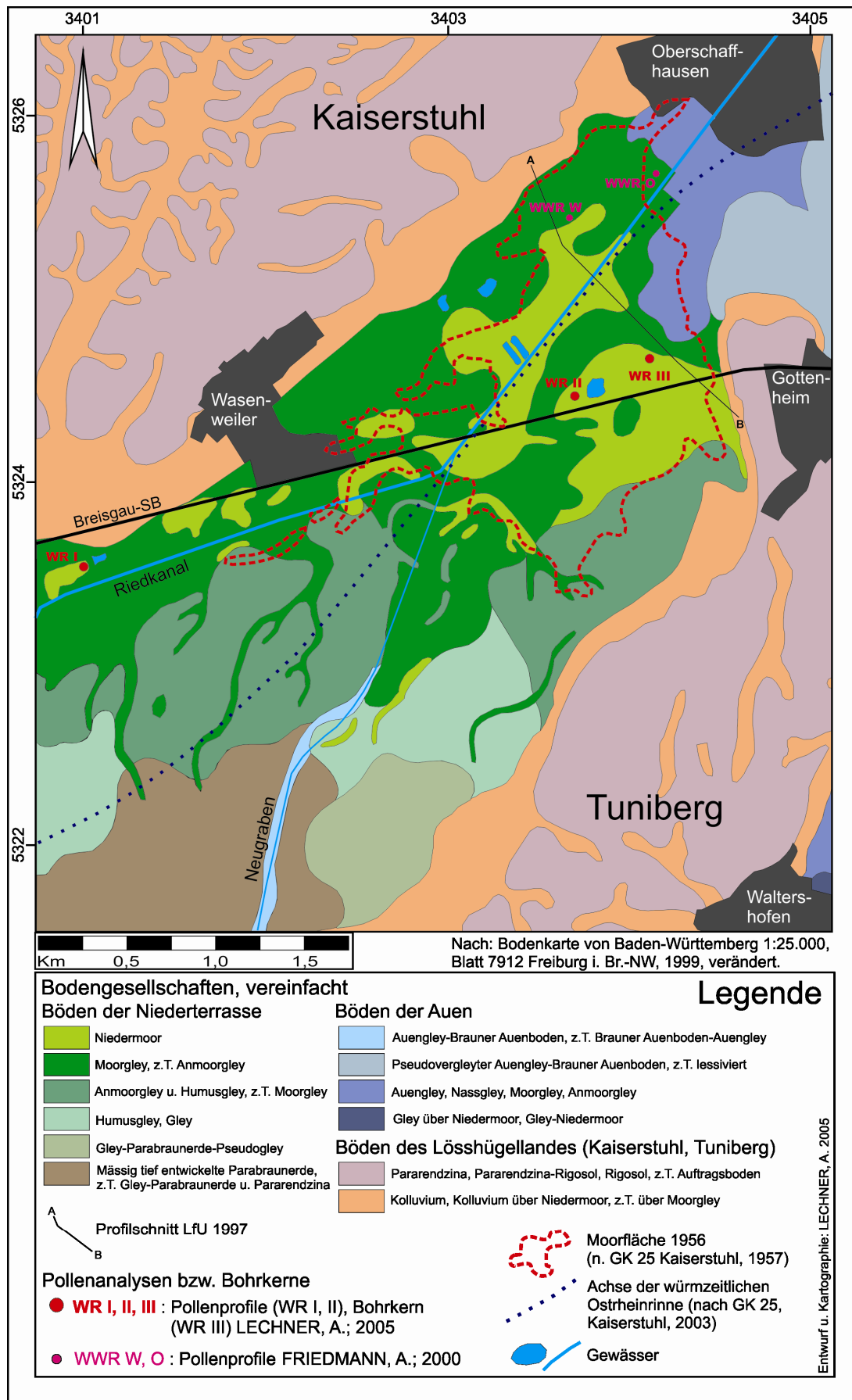


Abb. 7.1.18: Das Wasenweiler Ried zwischen Tuniberg und Kaiserstuhl im südlichen Oberrheintiefland. (HW / RW der Profile WWR W u. WWR O nach FRIEDMANN 2000).

7.1.4.2 Ostrheinproblematik

Im Würm-Hochglazial muss aufgrund der hohen Gerinnedynamik zunächst das gesamte Oberrheingrabengebiet als mögliches Flussbett angesehen werden (KAYSER & MÄCKEL 1994, MÄCKEL 1998). Die Oberrheinebene bestand aus einer Schotterfläche, auf der sowohl die vielverzweigten Arme des Rheins, als auch die der zufließenden Stromläufe aus den Randgebirgen (Schwarzwald, Vogesen, Pfälzer Wald) hin- und herpendelten, Sedimente aufschotterten und ständig ihren Lauf veränderten. Vor etwa 20.000 Jahren verringerte sich die Materialführung der Stromläufe, was eine verstärkte Erosion und die Umlagerung älterer Ablagerungen zur Folge hatte (ILLIES & GREINER 1979, ILLIES 1982). Die Flussarme begannen sich in die Ablagerungen einzuschneiden, dabei bildeten sich am mittleren und nördlichen Oberrhein zwei Hauptarme heraus. Der eine lag im Bereich der heutigen Rheinaue, der andere floss am östlichen Rand der Niederterrasse in der ausgebildeten Randsenke (Kinzig-Murg-Rinne) am Gebirgsfuß des Schwarzwaldes als Kinzig-Murg-Fluss parallel zum Rhein (THÜRACH 1912) (Abb. 7.1.19).

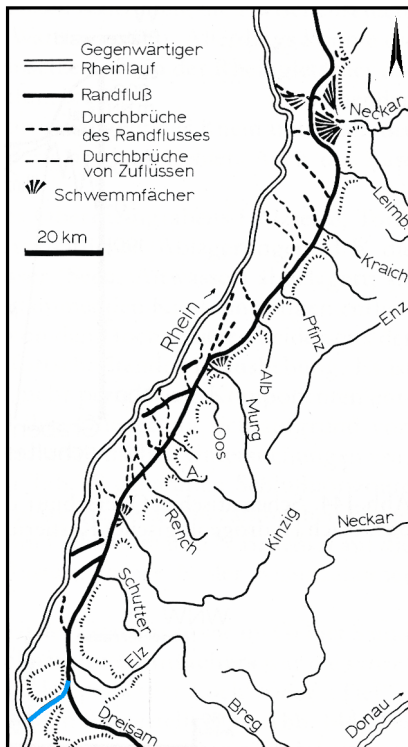


Abb. 7.1.19: Der spätglaziale und frühholozäne Randfluss in der Oberrheinebene. Abschnitt Freiburg - Heidelberg. Nach: FEZER 1974 (in GEYER & GWINNER 1986), verändert. **Blau:** „Ostrhein“ südlich des Kaiserstuhls.

Der Begriff Kinzig-Murg-Rinne ist etwas unglücklich gewählt, da er eine Beteiligung beider Flüsse an der Entstehung der Randsenke impliziert. Aufgrund des fehlenden Nachweises entsprechender Sedimente wird dies jedoch von einigen Autoren bezweifelt (vgl. METZGER 1992). Auch lässt der frühe Verlandungsbeginn im Spätglazial eine herausragende Rolle der Flüsse Kinzig und Murg bei der Bildung der Randsenke als unwahrscheinlich erscheinen (LFU 1997).

Nachfolgend wird deshalb besser der Begriff „östliche Randsenke“ bzw. „Ostrhein“ verwendet. Der glaziale Rhein im Westen war über mehrere Arme mit dem Flusssystem der östlichen Randsenke verbunden (FEZER 1974). Der südlichste dieser Verbindungsarme umfloss in mehreren Verzweigungen als „Ostrhein“ den Kaiserstuhl und lagerte hier mehrere Meter mächtige alpine Sedimente ab, die sich von denen der Dreisam und Elz entlang einer vom Tuniberg nach Norden verlaufenden Linie deutlich abheben (WUNDT 1948, KAYSER & MÄCKEL 1994) (Abb. 7.1.20). Durch die akkumulierende Tätigkeit des Ostrheins entstanden bis zu mehr als 20m mächtige Kieskörper (LEHMANN-CARPZOV et al. 1978). Die Ausbildung dieses

zwischen Grezhausen und Breisach abgetrennten Teils des glazialen Rheins fällt in das Würm-Hochglazial.

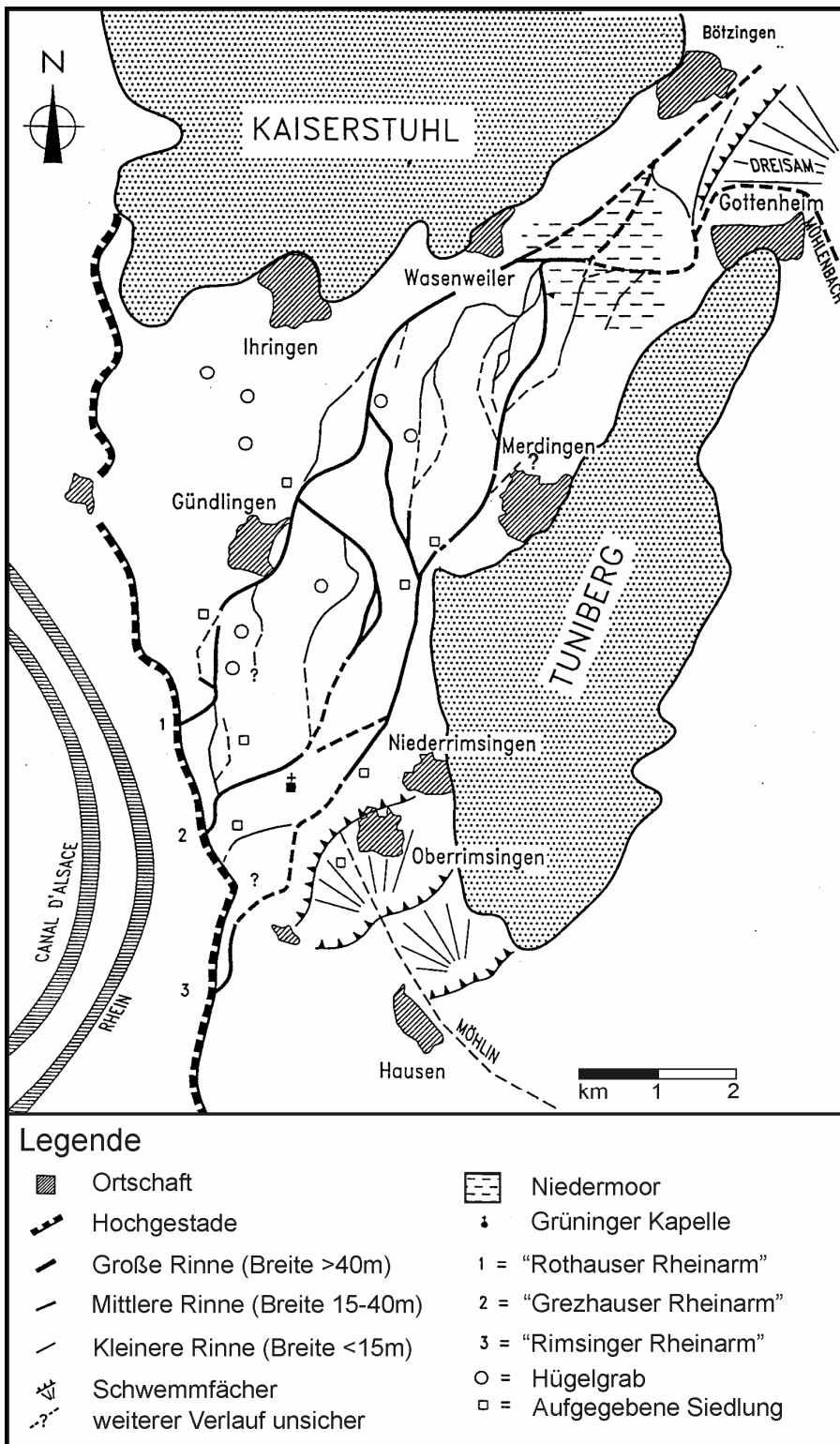


Abb. 7.1.20: Das Rinnensystem des Ostrheingebietes zwischen Grezhausen und Bötzingen am Kaiserstuhl. Nach: KAYSER & MÄCKEL 1994, verändert.

Östlich des Kaiserstuhls liegt bei Riegel in einer Tiefe von 29 m eine torfige Lage von etwa 1m Mächtigkeit, die mit der Radiokarbonmethode auf ein ¹⁴C-Alter von 25.800±1090/910 (konv.) BP bestimmt werden konnte (SCHREINER 1996b, Bohrung 5a). Das Datierungsergebnis fällt zwar etwas zu jung aus, die pollenanalytische

7.1 Rekonstruktion der Moorentwicklung

Untersuchung einer torfigen Probe aus der selben Tiefe in einer benachbarten Bohrung (SCHREINER 1996b, Bohrung 5) durch LANG (in SCHREINER 1996, keine Jahresangabe) lässt aber vom Pollenspektrum her auf ein Interstadial vor dem Hauptwürm schließen. Stratigraphisch schließen sich darunter zersetzte Schwarzwaldkiese an. Auch über der Torfschicht liegen noch etwa 8m mächtige schluffige Lagen aus zersetzten Schwarzwaldkiesen. Erst dann folgen ca. 19m mächtige kalkreiche alpine Sande und Kiese der Ostrheinschüttung. Den Abschluss bilden holozäne Auensedimente von Schwarzwaldflüssen. Demzufolge kann die Überflutung der Flächen durch einen weitverzweigten breitbettig fließenden Ostrheinarm zwischen Tuniberg und Kaiserstuhl erst nach der Bildung der Torflage und der nachfolgenden Aufschüttung von Kiesen aus dem Schwarzwald vor etwa 20.000-18.000 Jahren im Haupt- Würm erfolgt sein. Dies deckt sich mit der zeitlichen Einordnung des oben genannten flussdynamischen Umbruchs im Oberrheintiefland. SCHREINER dokumentierte 1974 östlich des Kaiserstuhls (östlich von Bahlingen) einen Aufschluss, der die Überdeckung der hier über 20m mächtigen durch den Ostrhein sedimentierten alpinen Sande und Kiese mit holozänen Ablagerungen zeigt. In den oberen Lagen der alpinen Kiese wurden Hölzer von *Pinus* und *Salix* gefunden, deren Datierungsergebnisse das spätglaziale Alter dieser Kiese bezeugen (SCHREINER 1996) (Abb. 7.1.21). Demnach wurden diese obersten, etwa 4m mächtigen Ostrheinschotter nach der Ältesten Dryas akkumuliert. Das unterste Holzstück (*Pinus*) wurde im Bölling abgelagert, die darüber liegenden Hölzer von *Salix* und *Pinus* im Alleröd (^{14}C -Daten kalibriert (1σ)). Das bereits in den vorwiegend aus dem Schwarzwald stammenden holozänen Sedimenten liegende oberste Holzstück von *Pinus* wäre nach dem Datierungsergebnis gerade noch im Spätglazial (Ende der jüngeren Dryas) abgelagert worden, das Holzstück wird von SCHREINER (1996) aber als umgelagert betrachtet.

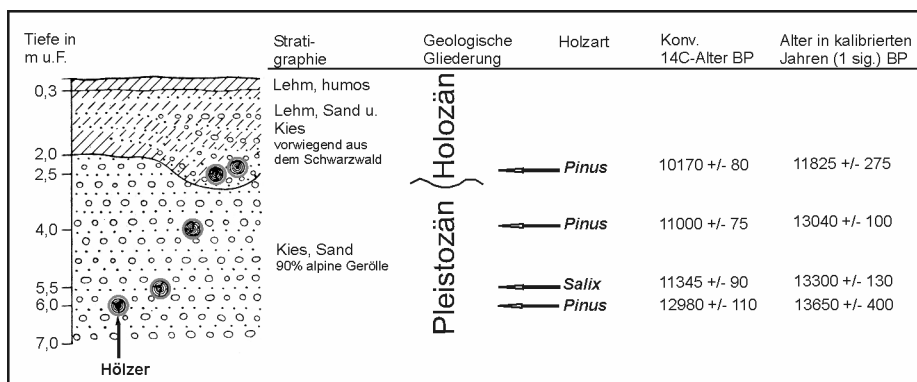


Abb. 7.1.21: Grenze Holozän - Pleistozän im Ostrheinlauf. ^{14}C -datierte Hölzer aus Ostrheinschottern und Schwarzwaldsedimenten östlich von Bahlingen. Nach: SCHREINER (1974) aus SCHREINER (1996), verändert.

Durch die Dreisam wurden bis in das Spätglazial Schwarzwaldkiese in Form eines Schwemmfächers bis fast zum Kaiserstuhlrand nördlich des Tuniberges (nördlich Gottenheim) abgelagert. Für das nach Nordosten abfließende Wasser des Ostrhein-Rinnensystems stellte dieser Bereich so bereits früh eine Engstelle dar. Von einer anfänglichen Gesamtbreite von etwa 3000m im Westteil der Niederterrasse wird das

Rinnensystem auf unter 1000m Breite im Kontaktbereich mit dem Schwemmfächer der Dreisam zusammen gedrängt. Als die kaltzeitliche Schuttanlieferung allmählich aufhörte, begann sich der Hauptrhein im Westen im Spätglazial linear erosiv in seine eigenen würmzeitlichen Schotter einzuschneiden, was sich im beginnenden Holozän verstärkte und wodurch sich das Hochgestade, das die Talaue zur Niederterrasse abgrenzt, herausbildete (WUNDT 1948, VILLINGER 2003). Die Folge war eine Verringerung der Abflüsse des Ostrheins. Dies führte zunächst zu einer Herausbildung weniger Rinnen, in denen nun feinklastische Sedimente abgelagert wurden. Während der Abfluss im Ostrhein abnahm, erhöhte sich gleichzeitig durch rückschreitende Erosion die Sedimentführung in den Schwarzwaldflüssen, wodurch auch der Schwemmfächer der Dreisam vorrückte, bis schließlich der Abfluss über die Ostrheirinnen nach Nordosten an der Engstelle zwischen Tunibergnordspitze und Kaiserstuhl nicht mehr möglich war (WUNDT 1948, SCHREINER 1959 und 1996; LEHMANN-CARPZOV et al. 1978). Zusätzlich ist eine im Spät- und frühen Postglazial im Gebiet wirksame Tektonik nicht auszuschließen (ILLIES 1982). Nachfolgend begannen nun die Rinnen zu verlanden. Ein System von Altwasserarmen des ehemaligen Ostrheins ist im Untergrund des Rieds heute gut zu erkennen, wodurch die Tiefe des Moores stark wechselt (vgl. Kap. 6.1.2 Abb. 6.1.7-16). Diese Rinnen streichen mit einem Gefälle von $< 1\text{‰}$ generell von SW nach NO. Die Kiesoberkante der Rinnen sinkt von SW nach NO ab, die zunächst relativ schmalen Rinnen werden breiter und vereinigen sich schließlich im östlichen Teil des Rieds (LEHMANN-CARPZOV et al. 1978). In der Ebene zwischen Kaiserstuhl und Tuniberg setzte nach der Abschnürung des Ostrheins zum Teil relativ rasch die Verlandung der Rinnen und nachfolgend eine Vermoorung ein. Neben den genannten jüngsten Radiokarbonaten in den Schottern (13.040 ± 130 cal. BP (1σ)) ergibt sich die zeitliche Einordnung der Abschnürung des Ostrheins auch aus dem Beginn der Verlandung bzw. des Torfwachstums zwischen 12.850 ± 250 cal. BP (Beginn der Verlandung Profil „WWR Ost“, FRIEDMANN 2000) und 11.875 ± 525 cal. BP im Profil „Schachen“ (Beginn der Torfbildung Profil „Schachen“ (WR I), diese Arbeit). Demnach fällt das Ende des Ostrheins in das Alleröd bzw. die Spätphase der Jüngeren Dryas. Nicht ausgeschlossen werden kann nach diesen beiden ältesten vorhandenen Daten jedoch eine noch frühere Verlandung bzw. Vermoorung im Spätglazial. So lassen Nachweise von Erlenpollen in den mineralischen Schichten an der Basis des Profils „Schachen“ bereits auf ältere Torfbildungen in anderen Bereichen des Rieds schließen.

7.1.4.3 Moorgenese unter besonderer Berücksichtigung der lokalen Wasser- und Moorvegetationsentwicklung

Die Entwicklung des Moores verlief seit der Abschnürung des Ostrheins räumlich und zeitlich nicht kontinuierlich (vgl. auch SLEUMER 1934, FRIEDMANN 2000, LECHNER 2005). Die ehemaligen Ostrheirinnen begannen, da ihr Abfluss nach Nordosten durch den Dreisamschwemmfächer behindert wurde, seit dem Spätglazial zu

verlanden. Infolge des, durch das Abschmelzen der Gletscher bedingten, steigenden Grundwasserspiegels im Frühholozän, kommt es parallel zu Grundwasseraustritten aus den Ostrheinschottern. Hierdurch bildeten sich weitere Rinnen heraus. Im zentralen und östlichen Bereich entstand zeitweilig ein flacher See, der bald verlandete. Während der Verlandungsprozesse wurden vorwiegend geringmächtige kalkreiche Silikatmudden wie Schluff- und Tonmudden abgelagert. An den tiefsten Stellen der Rinnen sind diese vorwiegend mineralischen Mudden teilweise durch Kalkmudden und Organomudden ersetzt (LEHMANN-CARPZOV 1978, LFU 1997). Vereinzelt finden sich solche Kalkmudden bzw. Seekreide, die zum Teil auch reich an Mollusken-Schalen sind, in den zentralen Bereichen des Rieds. Lokal wurden auch organische Mudden, vor allem am Prallhang des Tunibergs abgelagert (Abb. 7.1.22).

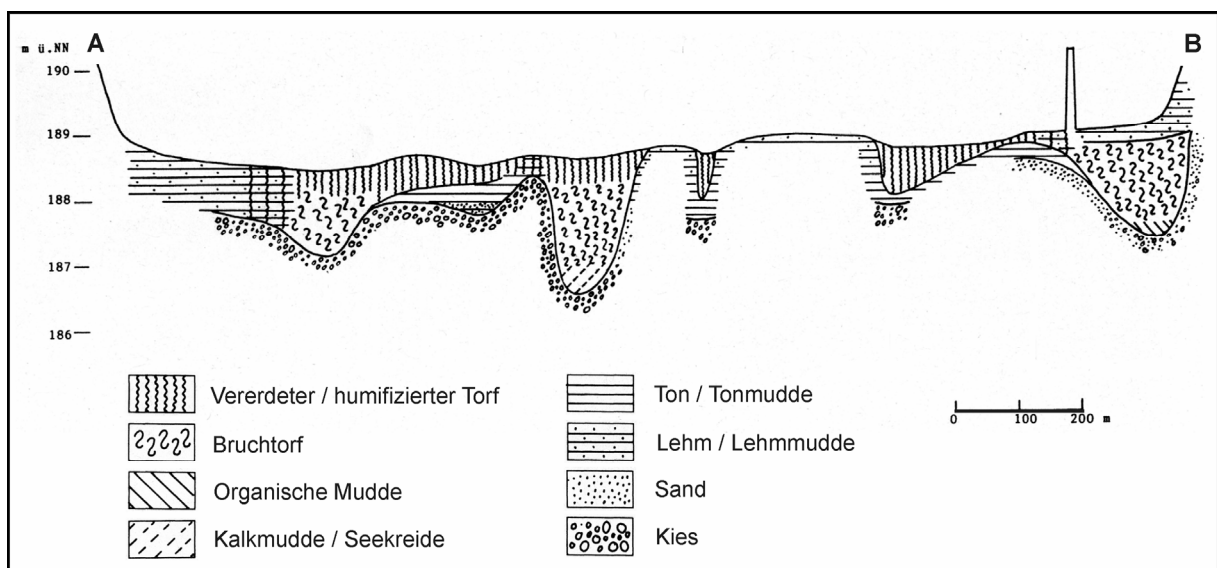


Abb. 7.1.22: Wasenweiler Ried: Profilschnitt A–B (in Abb. 7.1.18). Nach: LfU 1997, verändert.

Noch während in Teilbereichen limnische Verhältnisse herrschten, beginnt von den Rändern der Gewässer her die telmatische Phase mit der Torfbildung. Die Torfe im Wasenweiler Ried sind kalkfrei. Vorwiegend wurden Riedtorfe wie Schilf (*Phragmites*)- und Seggen (*Cyperaceen*)- Torfe, in einigen Bereichen auch Bruchtorfe gebildet, Übergangsformen bzw. Mischtorfe sind häufig (SLEUMER 1934, FRIEDMANN 2000, LECHNER et al. 2003, diese Arbeit). In weiten Bereichen des Rieds führte die weiträumige Versumpfung des Geländes zwischen Tuniberg und Kaiserstuhl durch die oberflächlichen Grundwasseraustritte jedoch zur Torfbildung direkt auf den Kiesen, die der Ostrhein abgelagert hat (Versumpfung). Die depressive Lage zwischen Kaiserstuhl und Tuniberg einerseits sowie dem deutlich höher gelegenen Hochgestade des Rheins und dem Schwemmfächer der Dreisam im Nordosten andererseits, begünstigte die Versumpfung weiter Flächen. Hydrogenetisch stellt das Wasenweiler Ried demnach einen Komplex aus Versumpfungsmooren dar. Diese sind teilweise von Verlandungsmooren unterlagert. Im Bereich tieferer Rinnen zeigt das Wasenweiler Ried durch Änderungen des Wasserhaushalts in seiner zeitlichen Entwicklung eine Abfolge beider Moortypen. Die

verlandeten Rinnen, in denen sich zunächst ein typisches Verlandungsmoor ausbildete, gehen nach oben in sekundäre Versumpfungsmoore über. Das heißt, induziert durch einen Grundwasseranstieg, wächst Versumpfungsmoortorf auf den Verlandungsmoortorf auf (Versumpfungsmoor über Verlandungsmoor). Die Versumpfungsmoore sind hydrogenetisch demnach als Grundwasserversumpfungsmoore einzuordnen (vgl. SUCCOW & JOOSTEN 2001).

Weit verbreitet und besonders mächtig sind die Torfe im Wasenweiler Ried insbesondere vor der Engstelle zwischen Kaiserstuhl und Tuniberg im erwähnten ehemaligen flachen Seebecken, also vor der Plombierung bzw. vor der Verzahnung mit den Sedimenten des Dreisamschwemmfächers (LEHMANN-CARPZOV ET AL. 1978)(Abb. 7.1.23).

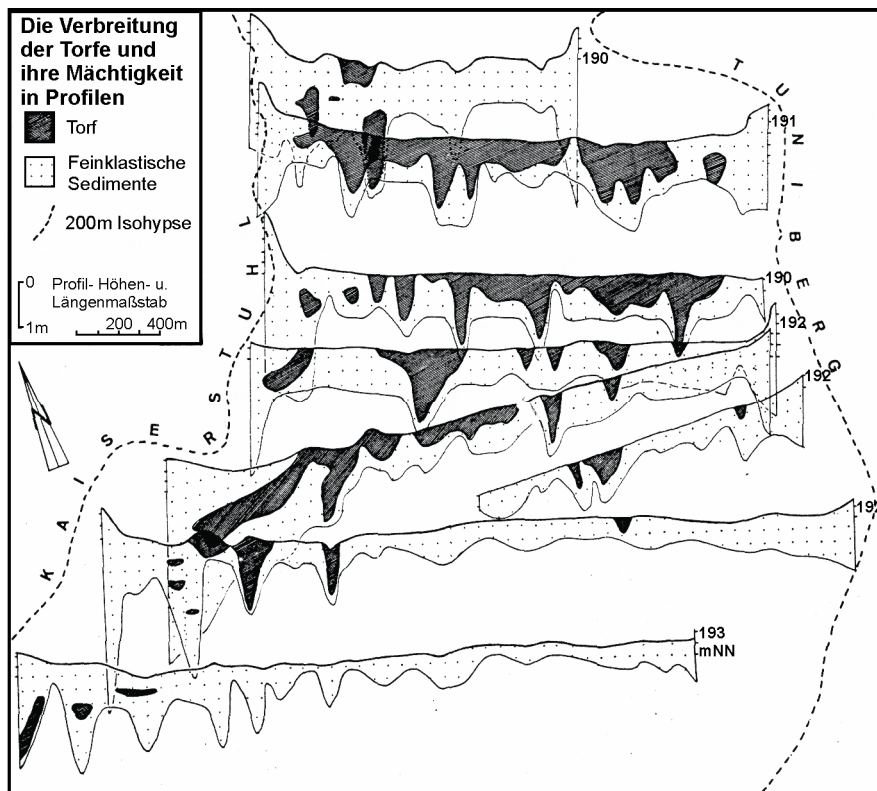


Abb. 7.1.23:
Verbreitung und Mächtigkeit der Torfe und feinklastischen Sedimente in Profilen im Wasenweiler Ried. Nach: PATERNOSTER 1976, aus LEHMANN-CARPZOV et al. 1978, verändert.

7.1.4.3.1 Spätglazial bis Boreal

Im westlichsten Bereich des heutigen Wasenweiler Rieds wurde im Gewann „Schachen“ in der Nähe des Riedkanals im Bereich einer tiefen und breiten Rinne (vgl. LfU 1997) das Profil „Schachen“ (WR I) erbohrt (Abb. 7.1.18). Hier ist an der Moorbasis über den Kiesen eine nur geringmächtige Schluffmudde ausgebildet, die Reste von Molluskenschalen enthält. Das spricht zunächst für eine sehr kurze limnische Phase im Spätglazial in einem Flachsee (vgl. SUCCOW & JOOSTEN 2001). Der Bereich wurde vermutlich aber auch noch durchströmt, was der hohe Sand- und Kiesanteil in diesem Basissediment zeigt (Abb. 7.1.24, Abb. 6.2.1). Keinerlei pollenanalytische Nachweise von Hydrophyten belegen die Dynamik (Abb. 7.1.26).

7.1 Rekonstruktion der Moorentwicklung

Die Nachweise der Pollen von *Menyanthes trifoliata* deuten auf die Existenz von Kleinseggenrieden in der näheren Umgebung der noch durchflossenen Rinne hin. Auf dieses Konglomerat folgt sofort Torf, das Profil zeigt hier demnach den Charakter eines Versumpfungsmoores. Die Basis des Torfes wurde radiokarbondatiert. Nach dem Ergebnis begann die Torfbildung bereits zum Ende des Spätglazials in der ausgehenden jüngeren Dryas. Dementsprechend setzte hier bereits sehr früh die Bildung des Versumpfungsmoores ein. Während der ersten Vermoorungsphase (Versumpfungsmoor Phase 1) wurde zunächst Seggen-Torf, der teilweise Holzreste enthält, abgelagert. Nachfolgend wird vorwiegend Bruch-Seggen-Torf gebildet, und zum Ende des Präboreals wuchs wiederum mit Holzresten durchsetzter Seggentorf auf. Die hohen Anteile der Pollen von *Cyperaceae* an der Pollensumme bestätigen, dass in der ersten Vermoorungsphase die Moorvegetation vor allem durch ein Seggenried gebildet wird. Kontinuierliche Anteile der Pollen von *Equisetum* (vermutlich *E. palustre* oder *E. fluviatile*) lassen auf Vorkommen im Moor und eine Beteiligung an der Torfbildung schließen. Im frühen Präboreal dringt die Erle kurzzeitig in diesen Bereich des Moores vor, was neben den Pollenbefunden auch eine zeitweilig verstärkte Ablagerung von Bruch-Seggen-Torfen zeigt.

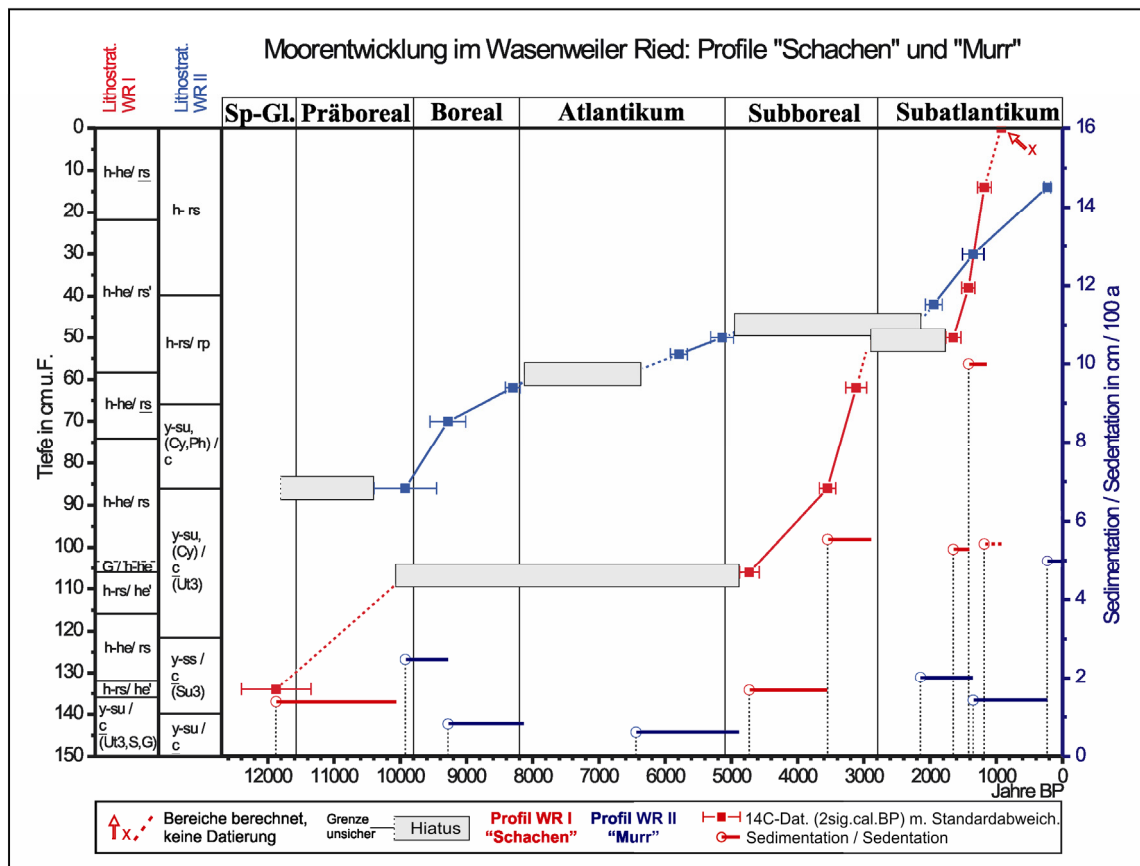


Abb. 7.1.24: Zeit-Tiefen-Diagramm Wasenweiler Ried - Profile „Schachen“ und „Murr“ (Abk. zur Lithostratigraphie vgl. Kap. 5.5.1)

Die Vermoorung kam zunächst bereits gegen Ende des Präboreals zum Erliegen. Im Pollendiagramm mit den terrestrischen Pflanzen fehlen die charakteristischen

borealen und atlantischen Pollenspektren vollständig (Kap. 7.2.2). Die zeitliche Lücke umfasst demnach hier das gesamte Boreal und Atlantikum, also etwa gut 5000 Jahre (1. Hiatus). Als Erklärung ist zunächst eine Erosion jüngerer (borealen) Torfs durch eine Aktivierung dieser früheren Ostrheinrinne während des Boreals denkbar. Dafür sprechen die exakt im Bereich des Hiatus im Torf liegenden stark abgerundeten Gerölle (alpines Geröll: Sandstein (BEHRMANN, mündl. Mitteilung 2005)), die bei einem entsprechenden Hochwasserereignis des Westrheins abgelagert worden sein könnten. Andererseits ist die Entwicklung von reinen Versumpfungsmooren zeitlich begrenzt (Abb. 7.1.38). Ihr Torfwachstum setzte in Mitteleuropa häufig, wie das auch hier der Fall ist, nach dem Abschmelzen der Gletscher infolge des ansteigenden Grundwasserspiegels bereits im Spätglazial bzw. zu Beginn des Holozäns ein. Über den Grundwasserspiegel konnten sie jedoch nicht hinaus wachsen, so dass häufig eine Torfbildung zunächst bereits zum Ende des Präboreals zum Erliegen kam (KAPFER & POSCHLOD 1997, COUWENBERG et al. 2001)(Abb. 7.1.37). Vermutlich hat das niederschlagsarme Klima des Boreals (vgl. Schönwiese 1995 und Kap. 7.2.2.1), infolge dessen der Grundwasserspiegel stagnierte oder sank, eine weitere Torfakkumulation zunächst unmöglich gemacht. Auch in einigen Mooren der nördlichen Oberrheinebene wurde während des Boreals entweder kein Torf gebildet oder das Moorwachstum war zumindest gering und die Torfe sind weitgehend zersetzt (ROTHSCHILD 1936, VON WAHL 1988) (vgl. Kap. 7.1.5.1).

Die Moorzuwachsrate in dieser ersten Vermoorungsphase liegen etwa zwischen 1 und 2 cm pro 100 Jahre, sind also relativ gering und die niedrigsten im gesamten Torfkörper des Profils (Abb. 7.1.25). Der Zersetzungsgrad der seit dem Ende des Spätglazials bis zum Ende des Präboreals gebildeten Torfe ist zunächst gering, was auch die ermittelten Glühverluste, die hier bezogen auf das gesamte Profil am höchsten sind, verdeutlichen (Abb. 7.1.25). Entsprechend ist der Anteil der Indeterminata am Pollenspektrum niedrig. Gegen Ende des Präboreals steigt der Zersetzungsgrad des Torfs deutlich an, der sinkende Glühverlust bestätigt dies. Auffällig sind die zwar schwankenden, aber hohen Konzentrationen von Holzkohlepartikeln, die im Spätglazial und Präboreal das Maximum im Gesamtprofil erreichen. So sind Waldbrände in der weiteren Umgebung des Rieds zunächst denkbar. Allerdings ist die Torfzuwachsrate sehr gering, wodurch es zu einer relativen Anreicherung der Holzkohlepartikel und damit steigenden Konzentration im Sediment kommt (vgl. Kap. 7.1.3.2.1). Die viel geringeren Influx-Werte der Holzkohlepartikel zeigen dies deutlich (Abb. 7.1.25). Auch die hohen Werte der Pollenkonzentrationen sind auf die geringen Torfbildungsraten zurückzuführen. Dennoch zeigt die Influx-Kurve, dass im Spätglazial und Präboreal gelegentlich natürliche Brandereignisse in der weiteren Umgebung, vermutlich vorwiegend in den Kiefernwäldern der Niederterrasse, stattgefunden haben. Ein Übergreifen solcher natürlich verursachten Brände auch auf das Moor selbst ist dabei nicht generell auszuschließen. Dies könnte eine Erklärungsmöglichkeit für die nur kurzzeitige Etablierung von *Alnus* im Moor bieten. In den frühpräborealen Torfschichten, in

denen *Alnus* nach den Pollenbefunden höhere Anteile erreicht, sind die Konzentrationen und der Influx der Holzkohlepartikel im Vergleich deutlich geringer (Abb. 7.1.25-26). In diesen verstärkt *Alnus*- Pollen enthaltenden frühpräborealen Torfschichten sind jedoch auch weitere Gehölzpollen zum Beispiel von *Abies*, *Quercus* und *Fagus* enthalten, die nur aus oberen deutlich jüngeren Torfschichten stammen können und damit, wahrscheinlich durch Bioturbation, verlagert wurden. Möglicherweise stammen so auch *Alnus*- Pollen aus höheren Schichten. Dem widerspricht jedoch die Lithostratigraphie, da hier verstärkt Erlenbruchtorf abgelagert wurde. Allenfalls ein Teil der Erlenpollen kann deshalb aus jüngeren Schichten stammen.

7.1 Rekonstruktion der Moorentwicklung

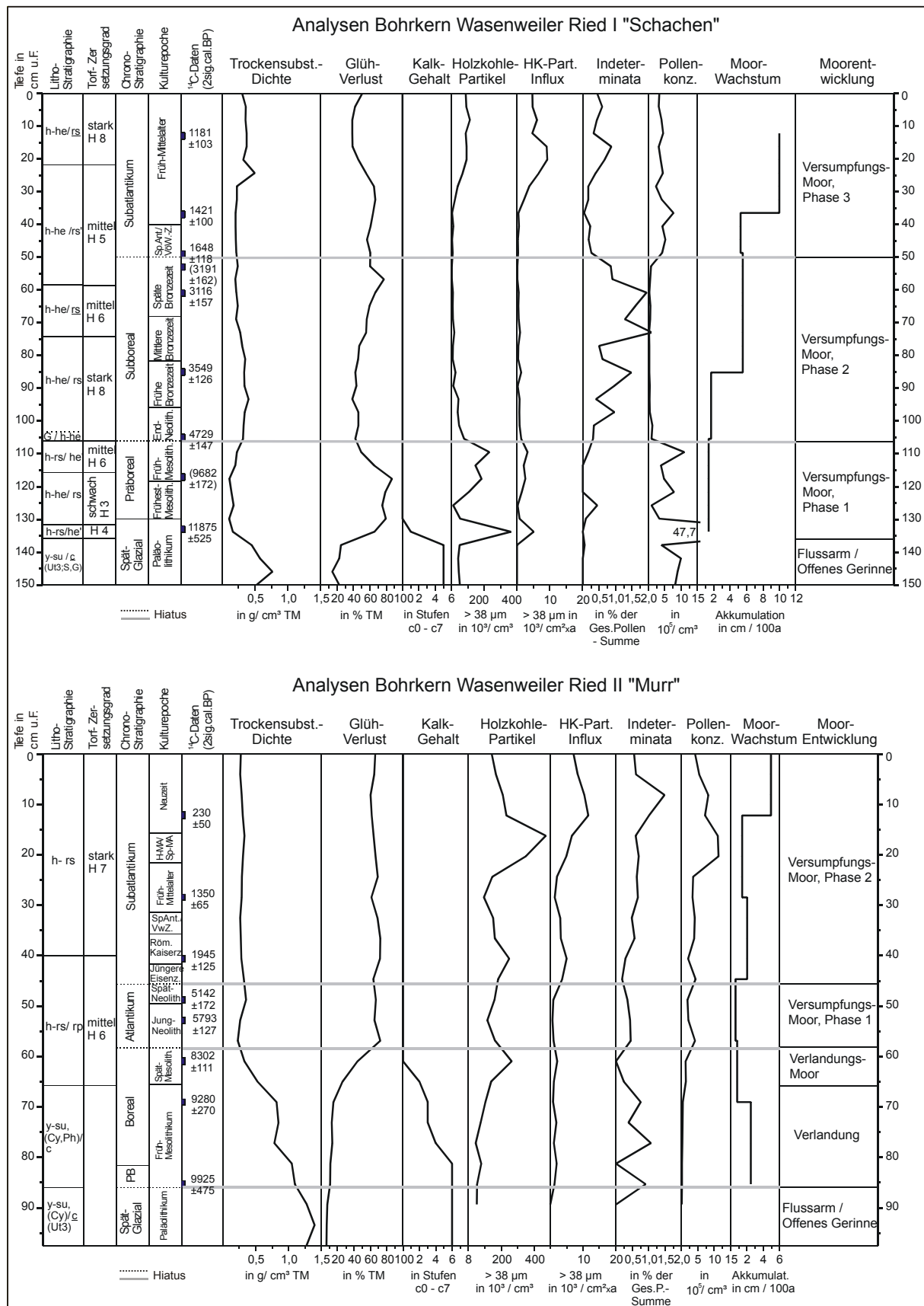


Abb. 7.1.25: Substrateigenschaften und weitere Kenngrößen der Bohrkern „Schachen“ (WRI) und „Murr“ (WR II) / Wasenweiler Ried. (Abk. zur Lithostratigraphie vgl. Kap. 5.5.1)

7.1 Rekonstruktion der Moorentwicklung

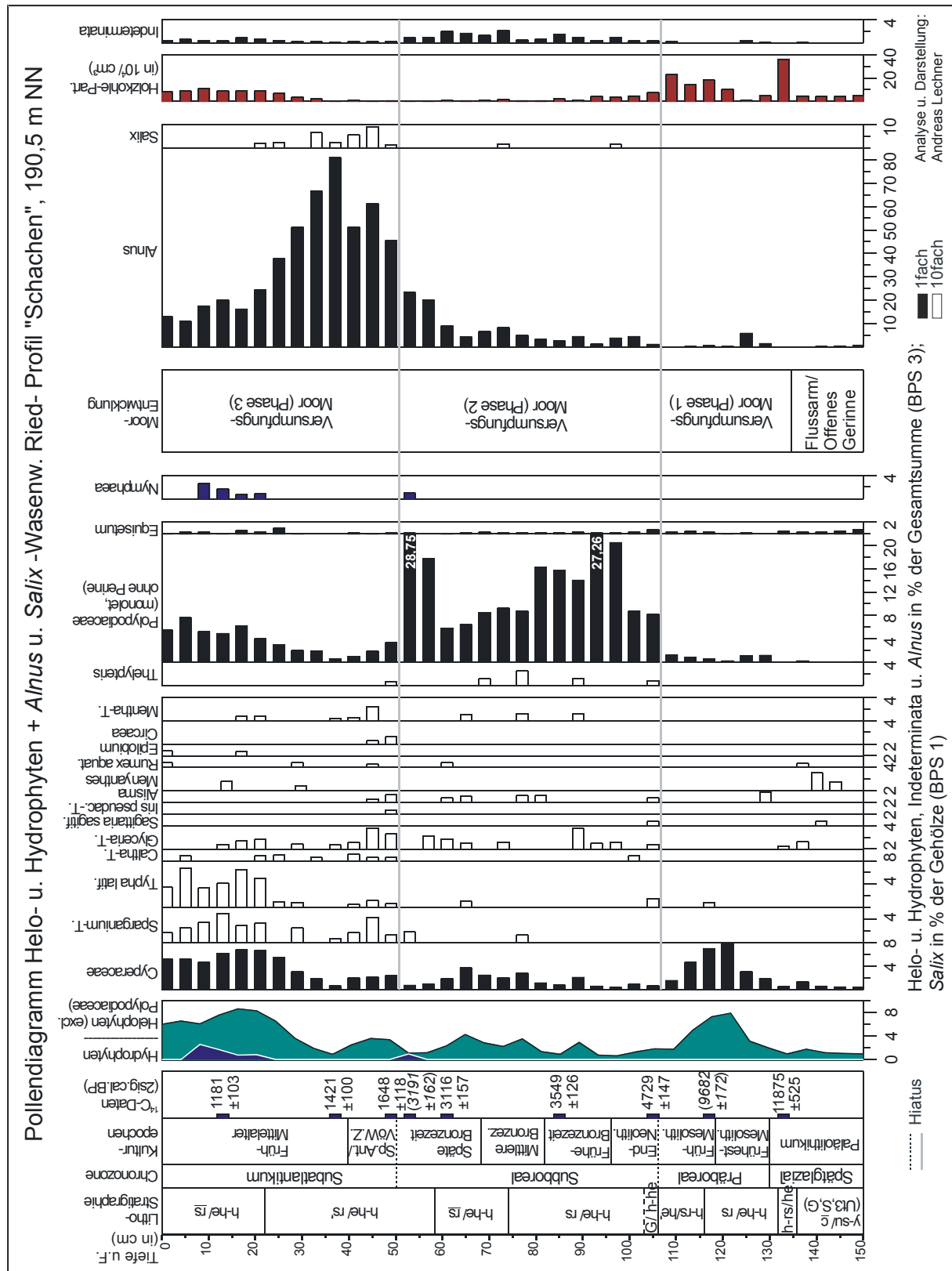


Abb. 7.1.26: Moorentwicklung: Pollen- und Sporendiagramm der lokalen Vegetation (Helo- u. Hydrophyten) incl. *Alnus* u. *Salix* - Wasenweiler Ried - Profil „Schachen“

Der Bohrkern „Murr“ (WR II) wurde in einer Rinne im Gewann „Murr“ gewonnen (Abb. 7.1.18). Es zeigt sich stratigraphisch deutlich eine Verlandungsabfolge im Profil. Die Verlandung der Rinne setzte im Spätglazial ein. Während des Verlandungsprozesses kamen über den Schottern wechselnde Schichten von Sand- und Schluffmudden zur Ablagerung (Abb. 6.2.1). Pollenanalytisch waren nur die oberen 90cm des Kerns auswertbar, da die mineralischen Mudden unterhalb von 90cm unter Flur zu wenig und nur sehr stark korrodierte Pollen enthielten. Nach den Ergebnissen der Pollenanalyse liegt im Bereich der abgelagerten feinklastischen Sedimente eine zeitliche Lücke vor (1. Hiatus). Das Pollenspektrum der untersten auswertbaren Probe (Schluffmudde 86-90cm u.F.) lässt auf ein spätglaziales Alter der Probe schließen, was insbesondere der hohe Anteil von Heliophyten wie *Artemisia* und das Gehölzspektrum, das ausschließlich *Pinus* und *Betula* enthält, zeigt. Auch im Vergleich mit dem spätglazialen Pollenspektrum im Profil „Schachen“ (WR I) wird dies bestätigt. Die erste Schicht, die datiert werden konnte, hat gerade noch ein präboreales Alter (9925 cal. BP). Es besteht also im Profil mindestens eine zeitliche Lücke zwischen dem Spätglazial und dem Ende des Präboreals. Diese Lücke lässt sich jedoch nicht exakt eingrenzen, da die unterste Probe, die nach dem Pollenspektrum ein spätglaziales Alter hat, nicht ¹⁴C- datiert werden konnte. Möglicherweise wurde die Rinne im Präboreal zumindest zeitweilig noch relativ stärker durchströmt, wodurch eine Erosion bereits abgelagerter Feinsedimente denkbar ist. Wechselnde Schichten von abgelagerten Sand- und Schluffmudden über den Ostrheinkiesen unterhalb des Hiatus sprechen für unterschiedliche Strömungsgeschwindigkeiten während der Verlandung im Spätglazial. In den Schluffmudden oberhalb des Hiatus, also in den spät-präborealen bzw. borealen Schichten, konnten keine Pollen von Hydrophyten nachgewiesen werden. Ruhige Gewässerabschnitte konnten sich aufgrund einer zeitweilig wahrscheinlich stärkeren fluvialen Reaktivierung dieser Rinne bis zum Abschluss der Verlandung zumindest im Bereich der Bohrstelle kaum herausbilden. Allerdings muss hierbei die Korrosionsanfälligkeit der Pollen von Wasserpflanzen berücksichtigt werden (Kap. 5.3.4.2). So weisen Bruchstücke von Molluskengehäusen wie von *Bithynia tentaculata* in der oberen Schluffmudde durchaus auf zumindest zeitweilig geringe Fließgeschwindigkeiten hin (Abb. 6.2.1)(vgl. Kap. 7.1.3.2.3). Auch in einem dritten Profil (WR III „Nötig“), das ebenfalls lithostratigraphisch eine Verlandungsabfolge zeigt, sind in der Schluffmudde Fragmente von Scheckengehäusen enthalten (Abb. 6.2.1). Der seit dem Ende des Präboreals wohl kontinuierliche Verlandungsprozess setzt sich bis weit in das Boreal fort, wobei im Verlauf der Anteil an pflanzlichen Resten (*Cyperaceae*, undiff. Radizellen) in der abgelagerten Schluffmudde zunimmt. Dies verdeutlichen auch der steigende Glühverlust und der zunehmende Anteil der Pollen von *Cyperaceae* an der Pollensumme (Abb. 7.1.25, 7.1.27).

7.1 Rekonstruktion der Moorentwicklung

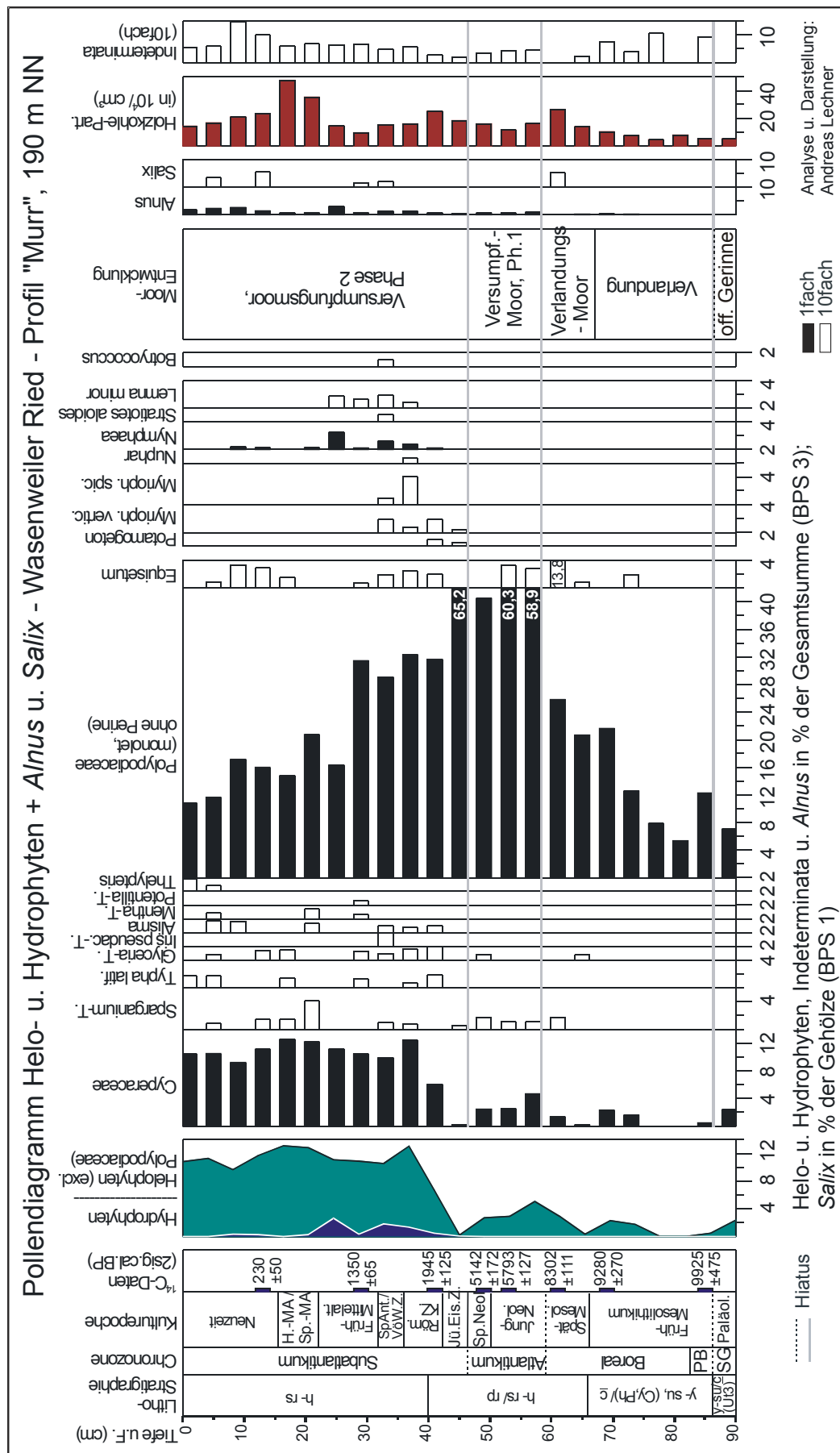


Abb. 7.1.27: Moorentwicklung: Pollen- und Sporendiagramm der lokalen Vegetation (Helo- u. Hydrophyten) incl. *Alnus* u. *Salix* - Wasenweiler Ried - Profil „Murr“

In der zweiten Hälfte des Boreals kommt der Verlandungsprozess der Rinne zumindest an der Bohrstelle zum Abschluss und die Vermoorung (1. Vermoorungsphase: Verlandungsmoor), bei der zunächst Seggen-Schilf-Torf abgelagert wird, setzt gegen 8800 cal. BP ein. Es etabliert sich ein Seggenried, welches mit Arten des Röhrichts (*Sparganium*, *Glyceria*) durchsetzt ist. Auch *Equisetum* ist im Moor verbreitet (Abb. 7.1.27). In dieser Moorentwicklungsphase eines Verlandungsmoores werden jedoch nur wenige cm Torf gebildet, bevor die Vermoorung zum Erliegen bzw. zunächst zum Abschluss kommt (2. Hiatus)(Abb. 7.1.25, 7.1.27). Die Akkumulationsraten sind vor der Schichtlücke mit weniger als 1cm/100a deutlich geringer als noch in der Verlandungsphase zuvor (~2,5cm/100a) und kündigen so die nachfolgende Moorstagnationsphase an (vgl. Succow 2001, WOLTERS 2002). Im den Pollendiagrammen der terrestrischen Vegetation ist dieser Hiatus wie auch der erste im Profil „Schachen“ sehr gut am nachfolgend schlagartigen und gleichzeitigen Einsetzen der Prozentpollenkurven vor allem von *Abies*, *Fagus* und *Quercus* bei einem parallel starken Rückgang der Pollenanteile von *Pinus* gut erkennbar. Die Torfbildung setzt im Profil und damit wahrscheinlich im weiteren Bereich „Murr“ nach dem Boreal für etwa 1600 Jahre aus.

7.1.4.3.2 Atlantikum bis Subboreal

Im älteren Atlantikum fand also in beiden untersuchten Bereichen des Rieds kein Torfwachstum statt. Dieses Ergebnis deckt sich mit den Untersuchungen von SLEUMER (1934). Bei seinen pollenanalytischen Untersuchungen von vier Profilen im Wasenweiler Ried stellte er in allen eine Unterbrechung des Moorwachstums im Atlantikum fest. SLEUMER (1934) wies nach den Ergebnissen der Pollenanalysen, die stets die selbe Gehölzabfolge zeigten, eine erste Vermoorungsphase im Präboreal und Boreal nach. Sein im Gewann „Murr“ entnommenes Profil zeigt nach dem Pollenspektrum deutlich, dass hier die Torfbildung ebenfalls (wie im Profil WR II „Murr“) im Spät-Boreal aufgehört hat. In den Profilen „Riedmatten“ stellt er die obersten Schichten aufgrund des Pollenspektrums gerade noch ins frühe Atlantikum. Der hohe Zersetzungsgrad (humifizierter Torf) dieser geringmächtigen über den borealen Torfen abgelagerten Schichten bestätigt aber auch hier eine Unterbrechung des Torfwachstums im Atlantikum. Der Beginn dieser Humotorfschichten liegt mit ca. 55cm unter der Geländeoberfläche etwa in der gleichen Tiefe wie der Hiatus im Profil WR II (58cm u.F.).

FRIEDMANN (2000) nahm dagegen nach den Ergebnissen seiner Pollenanalysen an zwei Kernen („WWR West“ und „WWR Ost“) eine großflächige Vermoorung des Rieds seit dem frühen Atlantikum an und nannte diese Phase der Moorentwicklung die 2. Hauptvermooerungsphase nach der ersten im Präboreal. Diese These kann weitgehend widerlegt werden. So schwankt der Pollenauszahlabstand bei den Untersuchungen von FRIEDMANN (1998, 2000) zwischen 5 und 10cm, das heißt er ist unregelmäßig und zum Teil recht groß. Dies erschwert neben der teilweise viel zu

geringen Anzahl von ^{14}C -Datierungen (nur drei im Profil „WWR West“) eine möglichst genaue Chronozonierung der Profile (Tab. 7.1.2). Im Profil „WWR West“, nach der Stratigraphie zeigt es einen Versumpfungsmoorcharakter, fiel das Datierungsergebnis der Torfbasis dem Pollenspektrum nach deutlich zu jung aus. Das Alter dieser Schicht wäre danach eher in das Präboreal als in das frühe Atlantikum bzw. Boreal zu stellen. Die große zeitliche Lücke zwischen diesem ersten (wohl aber sogar deutlich zu jungen) Datum (8275 ± 105 cal. BP) und dem folgenden (5800 ± 200 cal. BP), diese Schicht wäre demnach erst im späten Atlantikum abgelagert worden, würde bei Annahme einer kontinuierlichen Torfbildung bedeuten, dass lediglich 23 cm Torf in wahrscheinlich weit über 3000 Jahren akkumuliert wären (Abb. 7.1.28). Weiterhin setzen im Pollendiagramm in diesem Bereich die Kurven von *Quercus* und später von *Fagus* und auch *Abies* schlagartig ein. Aufgrund dieser Indizien können eine oder mehrere Schichtlücken zumindest für das frühe Atlantikum, wahrscheinlich aber auch noch für das späte Boreal angenommen werden (Abb. 7.1.28). Auch im Profil „WWR Ost“ (FRIEDMANN 2000), das stratigraphisch zunächst den Charakter eines Verlandungsmoores zeigt, ist das Torfwachstum zwischen den ^{14}C -Daten 8900 ± 130 cal. BP und 6065 ± 135 cal. BP vermutlich zeitweise zum Erliegen gekommen. Zumindest war das Wachstum reduziert. Selbst wenn nämlich die Vermoorung in diesem Zeitfenster von fast 3000 Jahren kontinuierlich stattgefunden hat, wären die durchschnittlichen Moorwachstumsraten nur gering. Neben der großen Zeitspanne macht die schlagartige Zunahme von *Quercus* von höchstens 3% auf etwa 20% Anteil an der Pollensumme innerhalb von 5cm eine Schichtlücke hier und damit im älteren Atlantikum wahrscheinlich (Abb. 7.1.28). Aufgrund des Fehlens weiterer Datierungen in diesem Bereich ist jedoch, neben dem relativ großen Pollen-Auszählabstand von anfangs 10cm, eine genauere zeitliche Eingrenzung des oder der Hiaten nicht möglich. Die frühatlantische Schichtlücke in Abb. 7.1.28 stellt deshalb nur den wahrscheinlichsten Mindestzeitraum der aussetzenden Torfbildung dar. Eine Parallelisierung der Pollenanalyse mit den Radiokarbonaten im Profil „WWR Ost“ ist insgesamt relativ schwierig, da die Proben zur ^{14}C -Datierung zwischen den pollenanalytisch ausgewerteten Proben entnommen wurden.

7.1 Rekonstruktion der Moorentwicklung

Tab. 7.1.2: Radiokarbondatierungen der Bohrkerne „Wasenweiler Ried Ost“ und „Wasenweiler Ried West“ (nach: FRIEDMANN 2000) und der Torfprobe an der Grenze Torf-Dreisamschwemmfächer (nach: FRIEDMANN 1998). Aufgeführt sind nur die im Zeit-Tiefen-Diagramm (Abb. 7.1.28) dargestellten bzw. im Text diskutierten Daten.

Tiefe in cm u.F.	Pr.-Nr. (FR-)	Labor- Nr.	Substrat / datiertes Material	Konv. ¹⁴ C-Alter B.P.	Alter in kalibrierten Jahren (2σ)	
					B.P.	B.C. / A.D.
Wasenweiler Ried Ost (WWR O)						
15	97-17	Hd-19380	Boden	1297 ± 26	1230 ± 60	660-780 AD
45	97-16	Hd-19677	Boden	3289 ± 55	3510 ± 130	1690-1430 BC
75	97-15	Hd-19423	Torf	4887 ± 48	5655 ± 75	3780-3630 BC
95	97-14	Hd-19428	Torf	5283 ± 49	6065 ± 135	4250-3980 BC
125	97-13	Hd-19425	Torf	8021 ± 33	8900 ± 130	7080-6820 BC
155	97-12	Hd-19424	Torf	9163 ± 34	10325 ± 105	8480-8270 BC
220	97-10	Hd-19336	Torf (in Mudde ?)	10727 ± 98	12850 ± 250	11150-10650 BC
Wasenweiler Ried West (WWR W)						
35	97-05	Hd-19035	Torf	4048 ± 60	4570 ± 170	2790-2450 BC
90	97-03	Hd-18996	Torf	5075 ± 92	5800 ± 200	4050-3650 BC
113	97-02	Hd-18989	Torf	7460 ± 53	8275 ± 105	6430-6220 BC
Übergang Moor-Dreisamschwemmfächer						
Geht aus Quelle (FRIEDMANN 1998) nicht hervor			Torf	4939 ± 48	5670 ± 80	3800-3640 BC

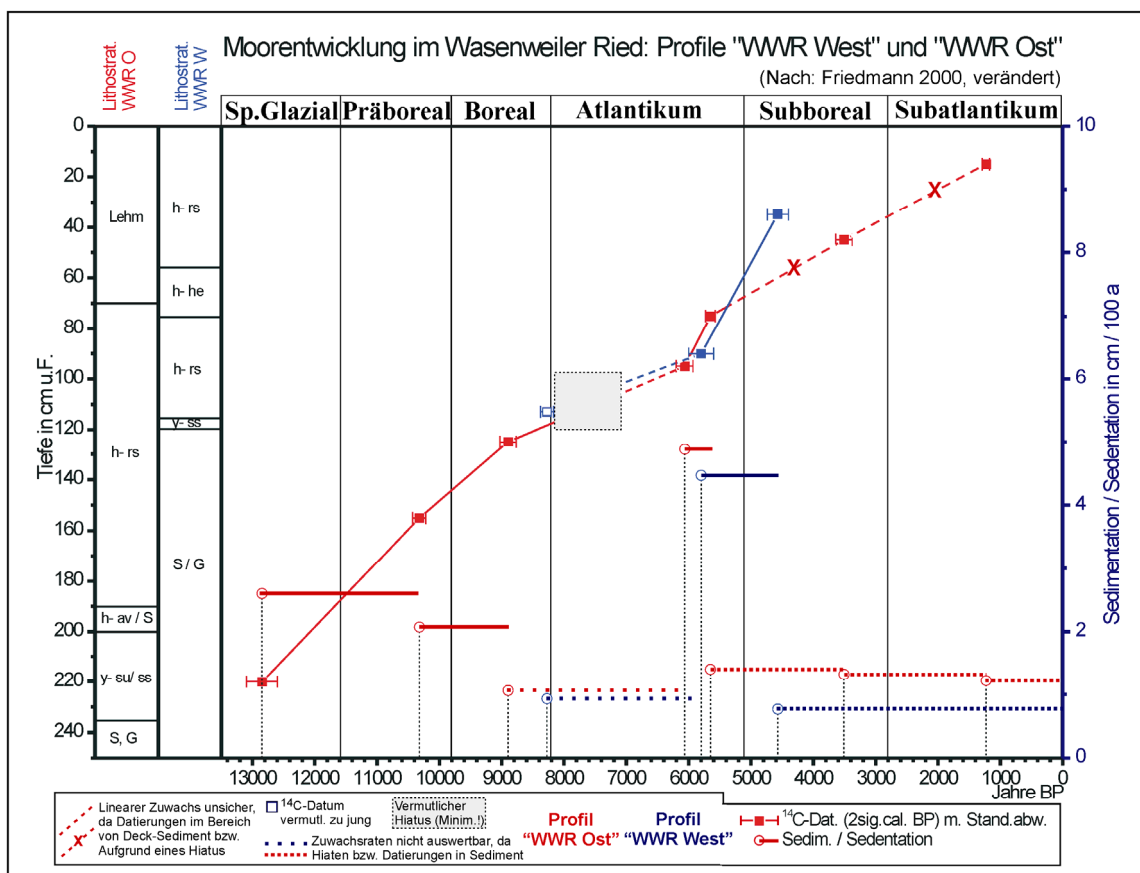


Abb. 7.1.28: Zeit-Tiefen-Diagramm der Bohrkerne Wasenweiler Ried „WWR Ost“ und „WWR West“. Radiokarbondaten u. Stratigraphie nach FRIEDMANN 2000, verändert.

Die plötzliche Unterbrechung des Moorwachstums an der Wende vom Boreal zum Atlantikum im Wasenweiler Ried, das heißt zu Beginn einer regenreichen Zeit, kann nach SLEUMER (1934) nur natürliche Ursachen haben, da im Spätmesolithikum stärkere anthropogene Eingriffe auf die Landschaften noch weitgehend auszuschließen sind. Er führt dies auf ein verstärktes lineares Einschneiden des Rheins im Westen in seine eigenen Schotter infolge der erhöhten Abflüsse zurück, was zu einer Grundwasserabsenkung im Ried und damit zu seiner zeitweiligen Austrocknung geführt hat. Durch die Konstanz und Gleichzeitigkeit der Lücke im älteren Atlantikum in sämtlichen Profilen im Wasenweiler Ried erscheint diese auf hydrologische Änderungen zurück gehende Erklärung schlüssig.

Die Torfbildung setzt im Bereich des Profils „Murr“, also im östlichen Bereich des Rieds, in einer zweiten Vermoorungsphase im jüngeren Atlantikum wieder ein (Versumpfungsmoor- Phase 1, WR II)(7.1.24-25). Auf das hier bis zum Ende des Frühholozäns entstandene Verlandungsmoor wächst nun ein Versumpfungsmoor auf. Allerdings ist der Torfzuwachs im jüngeren Atlantikum hier sehr gering, er beträgt <1cm / 100a. Auch in den beiden Profilen von FRIEDMANN (2000) „WWR West“ und „WWR Ost“, die ebenfalls im Osten bzw. Nordosten des Rieds liegen, beginnt im jüngeren Atlantikum eine erneute Torfbildung, wobei nach den ¹⁴C-Daten hier die Torfwachstumsraten deutlich höher als im Profil „Murr“ (WR II) sind (Abb. 7.1.28). Die nahezu gleichzeitige erneute Vermoorung seit dem jüngeren Atlantikum kann nur die Ursache in einer lokalen Vernässung zunächst der östlichen Flächen zwischen Tuniberg und Kaiserstuhl durch Grundwasseranstieg, also durch Versumpfung haben, da im Bereich des westlichen Profils „Schachen“ weiterhin kein Torf gebildet wird. Wie auch vor dem Hiatus kommen während des jüngeren Atlantikums in der Rinne des Profils „Murr“ weiterhin mittel zersetzte (H6) Seggen-Schilf-Torfe zur Ablagerung, was die palynologischen Befunde bestätigen (Abb. 7.1.27). Besonders auffällig in den während der ersten Versumpfungsmoorphase abgelagerten Torfschichten sind die enorm hohen Anteile der monoleten Sporen von *Polypodiaceae*, die teilweise über 60 % der Gesamtpollensumme erreichen. Vermutlich hat sich *Thelypteris palustris* verstärkt im Moor ausgebreitet. Eine selektive Anreicherung der Sporen infolge von Luftzutritten während dieser Phase ist nicht auszuschließen, wenn auch der Zersetzungsgrad des Torfes nicht sehr hoch ist (mittel: H6).

Eine mögliche Erklärung der erneuten Vermoorung liefern verschiedene Indizien: FRIEDMANN (1998) entnahm zur ¹⁴C-Datierung eine Probe am Übergang des Torfs zum Dreisamschwemmfächer. Aus der Quelle geht jedoch die Probeentnahmestelle und -tiefe nicht hervor und auch die genaue Stratigraphie des Schwemmfächersediments an dem entsprechenden Übergang bleibt unklar („Dreisamschwemmfächermaterial“ in FRIEDMANN (1998), S.172). Nach dem Datierungsergebnis (4939±48 konv. BP) stellte er das Vorrücken des Dreisamschwemmfächers in das Subboreal. Die Kalibrierung dieses Datums zeigt jedoch, dass die Ausdehnung des Schwemmfächers, das heißt vermutlich der den

Schwemmfächer überdeckenden Auenlehme (vgl. Geologische Karte 1:25.000, Blatt Kaiserstuhl, 2003 und LEHMANN-CARPZOV et al. 1978), bereits im jüngeren Atlantikum (Jungneolithikum) erfolgte (nach 5670 ± 80 (2σ) cal. BP). Durch den hierdurch verstärkten Stau effekt ist eine erneute Versumpfung von Teilbereichen des Rieds durch die Abflussbehinderung des Grundwasserstromes denkbar. Die dem Dreisamschwemmfächer aufliegenden Auenlehme überdecken im nordöstlichen Teil des Wasenweiler Rieds Torflagen mit bis zu mehreren Dezimetern Mächtigkeit. So ist das Profil „WWR Ost“ (FRIEDMANN 2000) mit 70cm Sediment (Lehm) bedeckt (allerdings spricht der Autor das glimmerhaltige Sediment fälschlicherweise als Schwemmlöss an), was die Vertorfung an dieser Stelle zum Stillstand brachte. Die Datierung einer Torfprobe 5cm unter dem Auenlehm im Profil „WWR Ost“ ergab ein Alter von 5655 ± 75 (2σ) cal. BP. Diese Probe wäre demnach etwa so alt wie die oben genannte. Die Torfschicht wäre ebenfalls im jüngeren Atlantikum entstanden. Das bestätigt die durch das nachfolgende Vorrücken der Auenlehme auf dem Dreisamschwemmfächer ab dem jüngeren Atlantikum einsetzende erneuten Versumpfung in Teilen des Rieds. Weiterhin wurde zeitlich parallel im Norden und Süden des Rieds seit dem Neolithikum und in der Bronzezeit, also seit dem Atlantikum und im Subboreal durch Rodungstätigkeiten des Menschen die Abschwemmung von Löss aus dem Kaiserstuhl und Tuniberg erheblich gefördert (LAIS 1933). Diese Löss bedeckten als Schwemmlöss auch einige bereits verlandete und vermoorte Rinnen in den Saumbereichen und trugen so zur Vernässung (Wasserstau) des Geländes seit dem jüngeren Atlantikum und im Subboreal bei (vgl. LEHMANN-CARPZOV et al. 1978). In den Randbereichen des Rieds liegen noch heute Torfe unter teilweise mehrere Meter mächtigen Schwemmlösslagen (Abb. 7.1.22-23). Bisher fehlen an der Grenze Torf-Schwemmlöss jedoch entsprechende ^{14}C -Datierungen, die diesen älteren Zeitraum der Ablagerung der Kolluvien genauer einzugrenzen würden. Auch hier geben die Pollanalysen von SLEUMER (1934) jedoch einen Hinweis. Das erste Profil nahm er im Schwemmlössbereich in einem ausgehobenen Graben in der Nähe der Ortslage Wasenweiler. Unter einer 50-60cm mächtigen Schwemmlössschicht konnte er einen etwa 2m mächtigen Moorkörper erbohren und analysieren. Die Torfschichten, die unmittelbar unter dem Löss liegen, enthielten nur ein spätboreales Gehölzpollenspektrum (*Pinus*, EMW, *Alnus*), aber keine Pollen von *Fagus* oder *Abies*. Die Überschüttung des Riedrandes mit den vom Kaiserstuhl abgeschwemmten Lössmassen muss also vermutlich noch vor dem jüngeren Atlantikum erfolgt sein. Auch die jüngeren Pollenanalysen geben entsprechende Hinweise. Im Profil „Murr“ konnten in den Torfen, die im jüngeren Atlantikum abgelagert wurden, zwar keine Pollen von Hydrophyten nachgewiesen werden (Abb. 7.1.27). Dagegen sind in den spätatlantischen Torfschichten des Profils „WWR West“ nach FRIEDMANN (2000) zahlreiche Pollen von *Myriophyllum* enthalten. Entsprechend sind auch zeitweilig offene Wasserflächen im Ried in diesem Zeitraum zumindest lokal denkbar. Dies ist also ebenfalls ein Hinweis für eine Versumpfung von Teilen der Ebene zwischen Kaiserstuhl und Tuniberg im jüngeren Atlantikum.

Neben den erläuterten Ursachen ist zugleich nicht auszuschließen, dass ein im jüngeren Atlantikum einsetzendes kühleres, zunächst auch feuchteres Klima zusätzlich zur verstärkten Versumpfung in Teilen des Rieds beigetragen haben könnte (DANSGAARD 1969, SCHÖNWIESE 1995, O'BRIEN ET AL. 1995, BJÖRK ET AL. 1998, JÄGER 1998)(Abb. 7.1.36a-d).

Die erneute Vermoorung hält allerdings im Bereich des Profils „Murr“ (WR II) nur bis zum Beginn des Subboreals (Spätneolithikum) an und wird dann bis in das frühe Subatlantikum unterbrochen (3. Hiatus)(Abb. 7.1.24). Die geringen Zuwachsraten sind, wie auch schon vor dem 2. Hiatus, bereits ein Hinweis auf das nachfolgende zeitliche Aussetzen der Vermoorung. Die letzte Schicht, nach der die Torfbildung aussetzt, liegt allerdings nur noch 46 bis 48cm unter der heutigen Geländeoberfläche. Vermutlich hatte in dieser Zone das mineralbodenwasserernährte Moor an der Grenze zum Subboreal den damaligen Torfbildungsgrenzbereich erreicht, worauf eine weitere Torfbildung zunächst nicht möglich war. Dies kann dann auftreten, wenn der Grundwasserspiegel in diesem Grenzbereich verharrt oder zeitweilig sogar darunter absinkt. Als Versumpfungsmoor kann es nicht darüber hinauswachsen (vgl. KLOSS 1987, KAPFER & POSCHLOD 1997, COUWENBERG et al. 2001).

Im frühen Subboreal beginnt im Bereich des Profils „Schachen“ (WRI) vor etwa 4800 Jahren (Endneolithikum) ebenfalls eine erneute Vertorfung (2. Vermoorungsphase WR I) als Folge der erläuterten Versumpfung (Abb. 7.1.24). Vorwiegend werden nun Bruch-Seggen-Torfe gebildet, wobei die Anteile der Seggentorf-Komponenten schwanken. Das Pollenspektrum der torfbildenden Vegetation und deren vorwiegend quantitative Veränderungen spiegeln dies wider (Abb. 7.1.27). An der Torfbildung sind neben *Alnus* und *Cyperaceae* weitere im Moor verbreitete Helophyten, wie vor allem *Glyceria*, *Alisma*, *Mentha*, *Thelypteris* und *Equisetum* beteiligt. Im ausklingenden Subboreal, also zum Ende der späten Bronzezeit, nehmen die Anteile von *Alnus* an der Pollensumme deutlich zu. Das lässt, neben der zunehmenden Ablagerung von Bruchtorf, der nur geringe Anteile Seggentorf enthält, auf eine verstärkte Etablierung von Erlenbruchwald im Moor schließen. Die Torfwachstumsraten steigen im Verlauf des Subboreals deutlich an (Abb. 7.1.24-25). Gegen Ende des Subboreals setzt auch hier die Vertorfung erneut aus (2. Hiatus). Die letzte Schicht vor dem Hiatus liegt nur 50cm unter der heutigen Oberfläche, demnach fast in der gleichen Tiefe, in der auch der oberste Hiatus im Profil „Murr“ einsetzt. Dies bestätigt die These des Erreichens des Torfbildungsgrenzbereichs. Eine weitere Torfakkumulation war vorerst nicht möglich. Aufgrund der Überdeckung des Profils „WWR Ost“ von FRIEDMANN (2000) kurz vor dem Subboreal konnte hier nachfolgend kein Torf mehr gebildet werden. Der hohe Torfzuwachs vor der Überdeckung und die verstärkte Torfbildung im Profil „WWR West“ im jüngeren Atlantikum, die bis in das Subboreal anhält, bestätigen zumindest für die östlichen bzw. nordöstlichen Teilbereiche des Rieds eine etwa zeitgleiche Vermoorung. Das spätere Einsetzen der 2. Vermoorungsphase im westlichen Bereich „Schachen“ lässt

vermuten, dass hier die Versumpfung aufgrund der westlicheren Lage erst etwas später zum Tragen kam. Die Bruch-Seggen-Torfe, die hier während des Subboreals abgelagert werden, sind zunächst relativ stark zersetzt. Das wird durch den geringeren Glühverlust, der erst gegen Ende des Subboreals im nun mittel zersetzten Torf wieder steigt, bestätigt. Auch der Anteil der korrodierten Pollen (Indeterminata) ist in den subborealen Torfen teilweise beachtlich (Abb. 7.1.24-25). Das spricht möglicherweise für eine zeitweilige Durchlüftung der gebildeten Torfe während des Subboreals. Luftzutritte könnten durch kürzere, etwas trockenere Phasen bedingt sein. Für zeitweilig trockenere Phasen während des Subboreals auch in den westlichen Bereichen des Ried sprechen weiterhin die hohen *Polypodiaceae*-Werte und die geringere Helophytensumme insgesamt (excl. *Polypodiaceae*). Da jedoch die Torfzuwachsrate insgesamt, vor allem im jüngeren Subboreal, relativ hoch sind, kann es nicht zu starken oder längeren Austrocknungen des Riedes im Bereich „Schachen“ gekommen sein.

Seit dem Jungneolithikum, das heißt dem jüngeren Atlantikum, gibt es im Untersuchungsraum erste sichere Nachweise von Siedlungen. Allerdings sind diese bisher nur im Kaiserstuhl, Tuniberg und auf den Niederterrassenschottern südlich des Rieds lokalisiert (LECHNER et al. 2003). Aus den zentralen Bereichen des Rieds sind keine Fundplätze bekannt (Abb. 7.1.29).

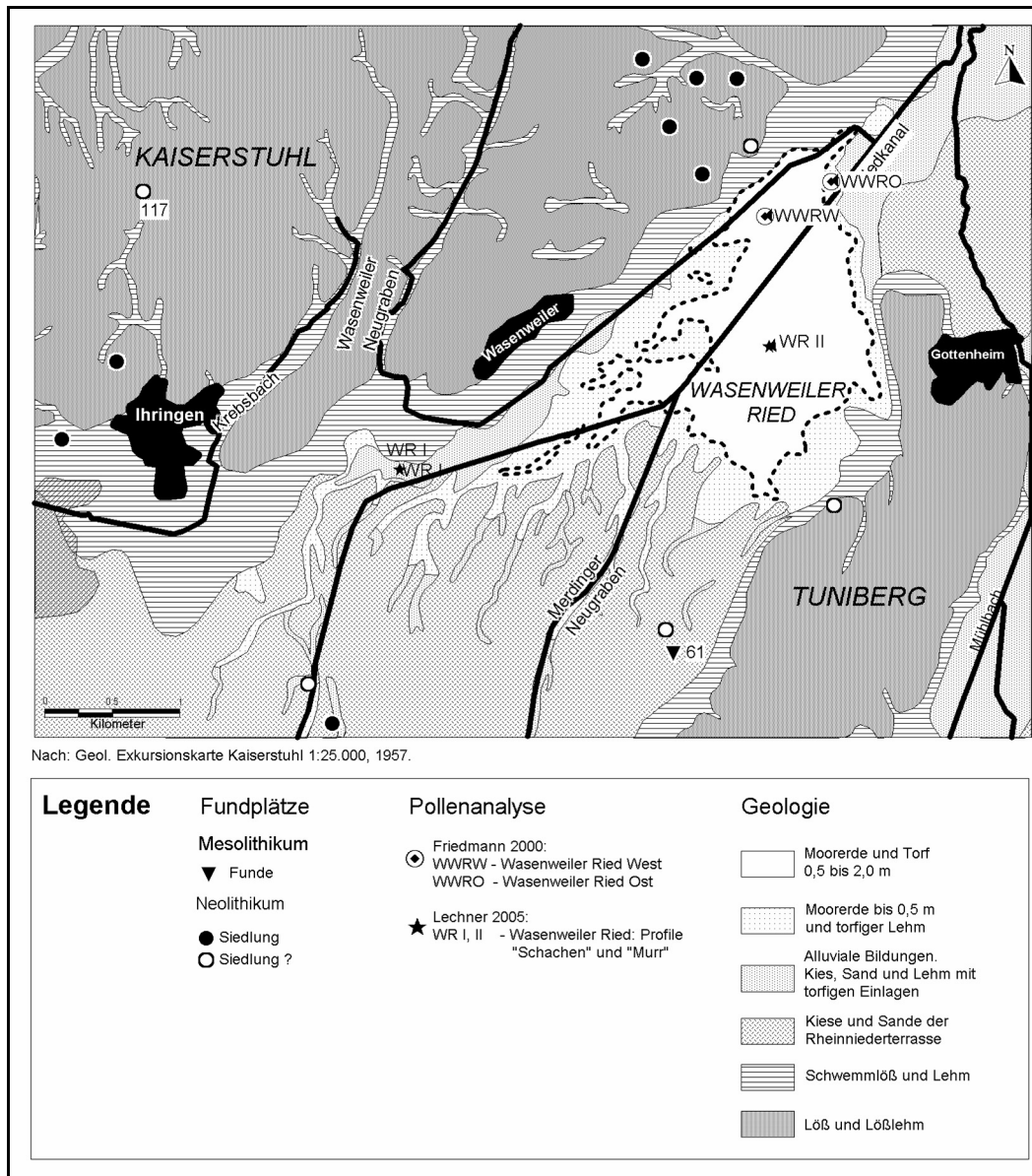


Abb. 7.1.29: Mesolithische und neolithische Fundplätze im Bereich des Wasenweiler Rieds. Zahlen nach den in MCCABE (in Vorbereitung) verwendeten Fundplatznummern. Nach: LECHNER et al. 2003, verändert.

Vom Ende des Subboreals bis in das frühe Subatlantikum deckt sich, wie auch schon im älteren Atlantikum, die zeitliche Lücke in der Moorentwicklung in beiden untersuchten Profilen (WR I und WR II) (Abb. 7.1.24). In den Pollendiagrammen mit der Vegetation der mineralischen Standorte (Kap. 7.2) ist der Hiatus neben den Datierungsergebnissen am nachfolgenden starken Rückgang der Anteile der Pollen von *Abies* bei gleichzeitiger Zunahme der *Pinus*- Pollenanteile an der Gehölzsumme gut erkennbar. Im Profil „Murr“ ist darüber hinaus die nachfolgende explosionsartige Zunahme der Pollen der Hemerophyten ein Kennzeichen. Im Wasenweiler Ried fand während der älteren Eisenzeit (Hallstatt C und D) keine oder nur eine sehr stark reduzierte Torfbildung statt. Die pollenanalytischen Untersuchungen von SLEUMER (1934) bestätigen diese aussetzende Vermoorung. Nach seinen Ergebnissen trat eine zweite Vermoorung erst nach der Hallstattzeit ein. Auch das Profil „WWR West“

von FRIEDMANN (2000) zeigt, dass hier im wohl späten Subboreal und im frühen Subatlantikum keine nennenswerte Sedentation von Torf stattfand. Die oberste datierte Probe wurde aus einer Tiefe von 35 cm unter Flur entnommen und ergab ein Alter von 4570 ± 170 cal. BP (2σ). Eine oberflächliche Torfzersetzung in Folge der Meliorationen im Ried seit 1920 (LfU 1997) kann hier, wie auch in anderen Bereichen des Rieds, zum Torfschwund geführt haben (vgl. Kap. 7.1.4.3.3.1). Aufgrund des hohen Alters der Probe nur wenig unter der heutigen Geländeoberfläche lässt sich aus der oberflächlichen Torfzersetzung aber nicht, wie von FRIEDMANN (2000) postuliert, schließen, dass die Vermoorung vom ausgehenden Subboreal ursprünglich bis 1920 weitergegangen ist. Auch hier ist eine Schichtlücke anzunehmen. Aufgrund der oberen Stratigraphie (Seggentorf) in diesem Profil „WWR West“ und der Lage im östlichen Bereich des Rieds, wo auch das Profil „Murr“ (WR II) lokalisiert ist und in dem ebenfalls in den oberen Schichten Seggentorf gebildet wurde, ist von einem ähnlichen Torfzuwachs (mindestens 2cm/ 100a) im entsprechenden Zeitraum auszugehen. Das würde bedeuten, dass nach dem Datum 4570 ± 170 cal. BP mindestens 90 cm Torf gebildet worden wären, von dem wiederum über 50cm durch Zersetzung bereits verschwunden wäre. Grundsätzlich sind solche Torfverluste im Ried nicht auszuschließen (Abb. 7.1.33), hier aber eher unwahrscheinlich. Denn der Pollennachweis von *Juglans regia* in einer Tiefe von 15 cm unter Flur in dem Profil „WWR West“ zeigt, dass diese Schicht frühestens in der Römerzeit abgelagert wurde. 20cm Seggentorf wären demnach in mindestens ca. 2700 Jahren gebildet worden. Die Torfzuwachsrate hätte lediglich ca. 0,07 mm pro Jahr betragen. Für das späte Subboreal bis in das frühe Subatlantikum ist hier demzufolge ebenfalls ein Aussetzen der Vermoorung wahrscheinlich, wenn auch eine genauere zeitliche Einordnung nach den vorhandenen Daten im Profil nicht möglich ist.

Zu Beginn des Subatlantikums, also vor allem während der Älteren Eisenzeit (Hallstatt C u. D) muss die Ebene zwischen Kaiserstuhl und Tuniberg relativ trocken und besiedelbar gewesen sein. Die Grabhügel der Hallstattzeit, zum Beispiel südwestlich von Ihringen, wurden auf trockenem Grund angelegt (Abb. 7.1.30, Fundplatz- Nr. 3.4.21, 3.4.47). Die im Bereich dieses Gräberfeldes von DEECKE (1918) bei der Altgrabung eines Grabhügels beobachteten dünnen schwarzen, schlickartigen und molluskenreichen Schichten auf den Kiesen der Niederterrasse wurden erst nach der Hallstattzeit abgelagert. Aus den zentralen Bereichen des Rieds sind allerdings bisher weder Fundplätze aus der Bronzezeit noch aus der Eisenzeit bekannt (LECHNER et al. 2003). Eine „Austrocknung“ ist jedoch auch nur relativ zu verstehen. Aus den Untersuchungen lässt sich nicht sicher schließen, dass das gesamte Gebiet zwischen Kaiserstuhl und Tuniberg austrocknete. Versumpfte Reststellen mit allerdings stark herabgesetztem Torfwachstum sind auch im frühen Subatlantikum denkbar (vgl. auch SLEUMER 1934). Im südlichen Bereich des Wasenweiler Rieds und vor allem im Kaiserstuhl und Tuniberg zeigt sich ein deutlicher Fundplatzanstieg seit der späten Bronzezeit (Urnenfelderkultur) und in der

7.1 Rekonstruktion der Moorentwicklung

darauffolgenden älteren Eisenzeit (Hallstatt C und D) (Abb. 7.1.30). Das ist aber wohl auf den allgemeinen Anstieg von Fundplätzen seit dieser Zeit zurückzuführen (LECHNER et al. 2003).

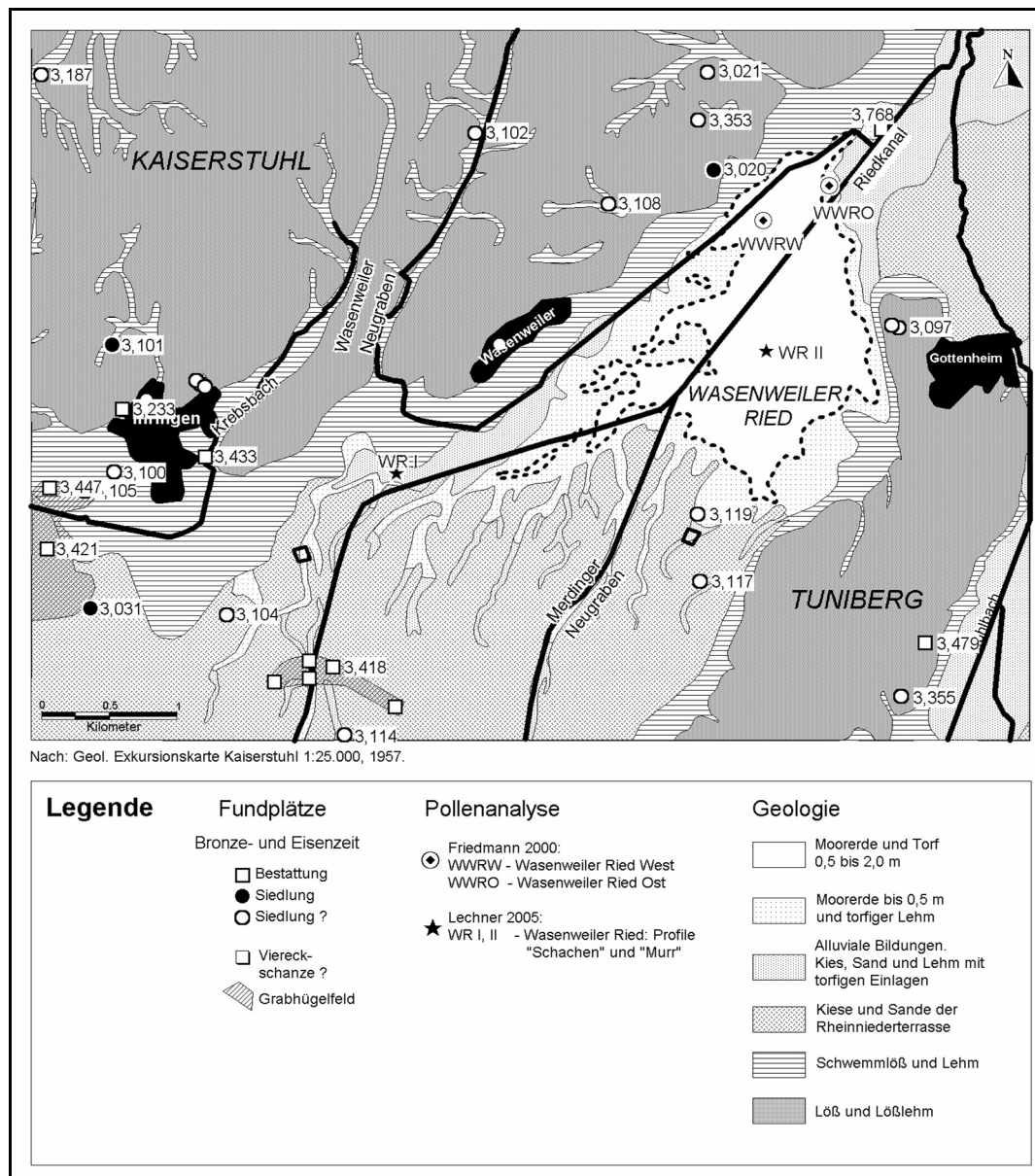


Abb. 7.1.30: Bronze- und eisenzeitliche Fundplätze im Bereich des Wasenweiler Rieds. Zahlen entsprechen den in MISCHKA (in Vorbereitung) verwendeten Fundplatznummern. Nach: LECHNER et al. 2003, verändert.

Diese zweite Phase verminderter oder aussetzender Vermoorung, zumindest in größeren Bereichen des Rieds, deckt sich etwa mit dem sogenannten Hauptpessimum des Holozäns (SCHÖNWIESE 1995, BURGA & PERRET 1998)(Abb. 7.1.36a). Diese Epoche war ausgesprochen kühl mit insbesondere sehr kühlen Sommern und zum Teil auch niederschlagsreich. Zunächst erscheint dies als Widerspruch. Wie aber bereits erläutert, ist ein Erreichen des damaligen Torfbildungsgrenzbereichs aufgrund der fast gleichen Tiefe des Hiatus in den Profilen „Schachen“ und „Murr“ sehr wahrscheinlich. Auch die vermutliche zeitliche Phase

verringertes oder ausgesetztes Torfbildung im Profil „WWR West“ liegt in einer ähnlichen Tiefe. Eine weitere Möglichkeit wäre, wie auch schon im frühen Atlantikum, eine verstärkte vertikale Einschneidung des Rheins in seine Schotter aufgrund des erhöhten Abflusses und eine hierdurch bedingte Grundwasserabsenkung im Ried. BECKER (1982) stellte nach Untersuchungen von Baumstammlagen in Kiesbetten in der Oberrheinniederung und an anderen süddeutschen Flüssen eine Fundlücke von Stämmen etwa von 2700 bis 1900 cal. BP fest, die sich mit der Torfbildungslücke im Wasenweiler Ried weitgehend deckt (Abb. 7.1.24). Offenbar konnten sich in diesem Zeitraum die Flussauen weitgehend ungestört von geomorphologisch wirksamen Überflutungen entwickeln (BECKER 1982)(vgl. Kap. 7.1.3.2.1). Daraus lässt sich zumindest die Vermutung ableiten, dass der Rhein zu dieser Zeit ruhig in geschlossenen Profilen floss (vgl. OBERDORFER 1934). Dies würde auch für den südlichen Oberrhein die oben genannte und bereits in Kap. 7.1.3.2.1 diskutierte These einer verstärkten Eintiefung bestätigen. Die Ruhephase im frühen Subatlantikum dauerte bis in die Jüngere Eisenzeit (Latené C, D) an.

7.1.4.3.3 Subatlantikum

Im Profil „Murr“ setzt eine erneute Vermoorung etwa in der mittleren Latènezeit ein, während im Profil „Schachen“ erst deutlich später nach der Römischen Kaiserzeit, zu Beginn der Völkerwanderungszeit erneut Torfe gebildet werden (Abb. 7.1.24).

Diese zweite Hauptvermoorungsphase im Wasenweiler Ried, die auch SLEUMER (1934) aus seinen pollenanalytischen und weiteren Untersuchungen schloss, hat verschiedene, wahrscheinlich vorwiegend anthropogene Ursachen. Seit der späten Eisenzeit und vor allem während der Römerzeit steigt die Intensität der menschlichen Eingriffe in die Landschaften am Oberrhein deutlich an. Die landwirtschaftliche Nutzung vor allem auf den fruchtbaren Böden nimmt zu und in den Einzugsgebieten der Flüsse der Schwarzwaldwestabdachung werden verstärkt Bäume an Hängen gerodet (MÄCKEL & RÖHRIG 1991). Die Folge dieser Hangabholzungen war eine zunehmende Erosionsgefährdung des Lockermaterials, welches nun durch Niederschläge abgespült werden konnte und sich in den Flüssen als Auensediment ablagerte. Datierungen von Scherben bzw. von pflanzlichem Material in diesen Sedimenten (z.B. im Möhlental) bestätigen die zeitliche Eingrenzung (MÄCKEL & ZOLLINGER 1995). Auch der latènezeitliche Bergbau verursachte durch Rodungen eine verstärkte Erosion der Hanglagen. Nachgewiesene Schwermetallanreicherungen in den entsprechenden Auensedimenten stützen diese These (FOELLMER, HOPPE & DEHN 1996). Die durch die Flüsse Dreisam, Glotter und Elz in die Freiburger Bucht herabgeführten Sedimentmassen häuften sich an der Riegeler Pforte derart stark an, dass der Abfluss der die Freiburger Bucht entwässernden Flüsse nach Norden zumindest stark behindert war (SLEUMER 1934). Diese Flüsse stauten sich nun am Fuße des Tunibergs und am Ostfuß des Kaiserstuhls und versumpften das flache Gelände in der Freiburger Bucht, wodurch die ausgedehnten

Mooswälder entstanden (SLEUMER 1934). Eine weitere Ausdehnung der den Dreisamschwemmfächer überdeckenden Auenlehme an der Engstelle zwischen Tuniberg und Kaiserstuhl nördlich von Gottenheim und ein damit einhergehender zunehmender Grundwasserstau ist parallel ebenso zu vermuten (vgl. KAYSER & MÄCKEL 1994). Im Wasenweiler Ried kam es wie in den östlichen Bereichen der Freiburger Bucht demzufolge zu einem verstärkten Grundwasseranstieg. Gleichzeitig übten die hohen Grundwasserstände in der unmittelbar östlich gelegenen Freiburger Bucht nun einen verstärkten Gegendruck auf das Grundwasser im Wasenweiler Ried aus, was den dortigen Anstieg des Grundwasserspiegels noch verstärkt haben dürfte (BANGERT 1958).

Zunächst setzte in den östlichen Bereichen des Geländes zwischen Tuniberg und Kaiserstuhl die Vermoorung wieder ein. Zu Beginn dieser zweiten Versumpfungsmoorphase im Bereich des Profils „Murr“ wurden anfangs weiter einige cm Seggen-Schilf-Torf gebildet. Nachfolgend kam ab der römischen Kaiserzeit Seggen-Torf zur Ablagerung (Abb. 7.1.25). Kontinuierlich hohe Anteile der Pollen von *Cyperaceae* ab der römischen Kaiserzeit spiegeln die Stratigraphie gut wieder (Abb. 7.1.27). Das Spektrum der Röhrichtpflanzen wird in dieser 2. Versumpfungsmoorphase breiter, was bereits auf die zunehmende Vernässung im Ried hinweist. Die enorm hohen Anteile der Sporen von *Polypodiaceae* lassen, wie auch schon im jüngeren Atlantikum, auf eine starke Verbreitung von *Thelypteris palustris* in dem Bereich „Murr“ schließen. Auch *Equisetum* ist wiederum in den Seggenrieden verbreitet. Den deutlichsten Hinweis auf eine subatlantische Versumpfung aus palynologischer Sicht liefern jedoch die Befunde zu den Hydrophyten: Außer in den obersten Schichten des Profils „Murr“ sind in allen subatlantisch abgelagerten Torfen Hydrophyten- Pollen enthalten. Besonders hohe Anteile erreichen die Wasserpflanzenpollen in den von der Römerzeit bis in das Frühmittelalter aufgewachsenen Torfen. Ein breites Artenspektrum wird vor allem in den römer- und völkerwanderungszeitlichen Schichten nachgewiesen (Abb. 7.1.27). Demnach existierten offene Wasserflächen von der jüngeren Eisenzeit bis in die frühe Neuzeit in der Ebene zwischen Kaiserstuhl und Tuniberg. Größere Ausmaße erreichten die Oberflächengewässer nach den pollenanalytischen Befunden vor allem in der Völkerwanderungszeit und im Frühmittelalter. Nach der Lithostratigraphie und den relativ geringen Anteilen von Erlenpollen an der Pollensumme hat sich, im Gegensatz zum westlichen Bereich des Rieds („Schachen“), zumindest in der näheren Umgebung der Bohrstelle „Murr“ nie ein Erlenbruchwald etabliert. Die bereits im jüngeren Atlantikum und vor allem im Subatlantikum kontinuierlich nachgewiesenen Pollen von *Alnus* stammen aus anderen Bereichen des Rieds, in denen die Erle Fuß fassen konnte (vgl. dazu auch Kap. 7.1.3.2.2).

Auch das Profil „WWR West“ (FRIEDMANN 2000) zeigt nach den palynologischen Befunden eine erneute Torfbildung im Subatlantikum, die vermutlich frühestens in der Römischen Kaiserzeit einsetzte (*Juglans*-Pollen). Eine genauere zeitliche Eingrenzung ist hier aus den bereits mehrfach erläuterten Gründen nicht möglich.

7.1 Rekonstruktion der Moorentwicklung

Die erneute Vertorfung (3. Vermoorung) im westlichen Bereich des Rieds „Schachen“ beginnt wiederum zeitlich versetzt erst etwa 500 Jahre später als im Bereich „Murr“ in der frühen Völkerwanderungszeit. Wahrscheinlich überlagerte und verzerrte das Klima zunächst die erläuterte Versumpfung in Teilen des Rieds. Das deutlich wärmere und trockenere „Klimaoptimum der Römerzeit“ (nach SCHÖNWIESE 1995) könnte das erneute Einsetzen der Vermoorung in Teilen des Rieds verzögert haben. Dafür sprechen auch zahlreiche römische und spätantike Fundplätze vor allem im westlichen Bereich des Wasenweiler Rieds (Abb. 7.1.31). In der römischen Zeit waren Teilbereiche des Rieds besiedelt, wahrscheinlich von Straßen durchzogen und vermutlich durch nachgewiesene Gutshöfe auch landwirtschaftlich erschlossen (LECHNER et al. 2003, FAUSTMANN in Vorbereitung). Zumindest Teile des Rieds haben demnach auch zur Römerzeit noch trocken gelegen (vgl. LAIS 1933).

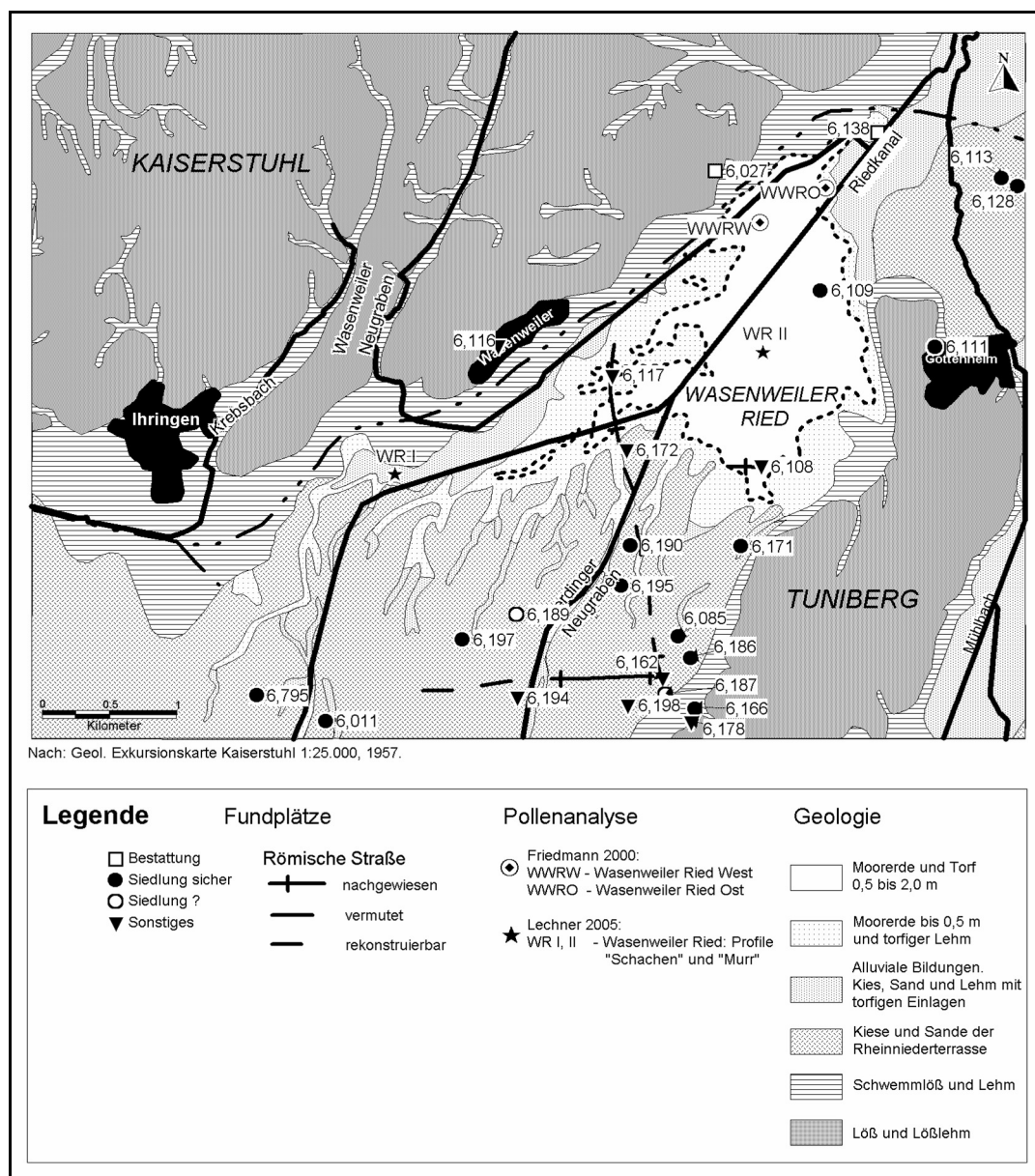


Abb. 7.1.31: Römerzeitliche Fundplätze im Bereich des Wasenweiler Rieds. Zahlen entsprechen den in FAUSTMANN (in Vorbereitung) verwendeten Fundplatznummern. Nach: LECHNER et al. 2003, verändert.

Die Pollenanalysen bestätigen eine intensive landwirtschaftliche Nutzung in der weiteren Umgebung des Rieds während der Römerzeit (Kap. 7.2.2).

Der Umschlag zu einem kühleren, vor allem aber feuchteren Klima während der Völkerwanderungszeit und zunächst auch im Frühmittelalter dürfte neben den erläuterten anthropogenen Ursachen die erneute Vermoorung im Wasenweiler Ried begünstigt haben („Pessimum der Völkerwanderungszeit“ nach SCHÖNWIESE 1995)(Abb. 7.1.36).

Im Bereich des Profils „Murr“ sind während der erneuten Vermoorung die Torfzuwachsrate gegenüber dem frühen Atlantikum deutlich erhöht (1,5 - >2cm / 100a). Bis in die jüngste Neuzeit, wahrscheinlich zumindest bis zu den Meliorationen in den 20er Jahren des 20. Jh. hält die Vermoorung in diesem Bereich des Rieds an (Abb. 7.1.24-25). Eine Torfbildung, die hier bis in die Gegenwart stattfand bzw. - findet, kann nicht gänzlich ausgeschlossen werden, wenn auch die Torfbildungsrate dann mit etwa 5cm/100a relativ hoch wäre. Während die in der 3. Vermoorungsphase zunächst gebildeten Seggen-Schilf-Torfe noch mäßig zersetzt sind, steigt der Zersetzungsgrad im Profil nach oben hin. Ein hoher Anteil korrodierter bzw. nicht mehr bestimmbarer Pollen (Indeterminata) in den neuzeitlich gebildeten oberen Seggentorf-Schichten bestätigt dies. In den hochmittelalterlichen Torfen ist eine starke Zunahme der Holzkohlepartikel-Konzentration auffällig. Trotz der im Mittelalter relativ geringen Torfzuwachsrate, steigt der Influx von Holzkohleflittern ab dem Ende des Frühmittelalters. Vor allem aber seit dem Hoch- und Spätmittelalter zeigen die hohen Influx- Werte häufige Brände in der weiteren Umgebung an (Abb. 7.1.25)(vgl. Kap. 7.2.2.3).

Zu Beginn der erneuten telmatischen Phase im Bereich des Profils „Schachen“ kommt während der Spätantike/ Völkerwanderungszeit vorwiegend Bruchtorf, später im Verlaufe des Frühmittelalters zunehmend Bruch- Seggentorf zur Ablagerung (Abb. 7.1.24-25). Hier hat sich demnach zu Beginn der 3. Vermoorungsphase ein Erlenbruchwald, der gesäumt wird von Weidengehölzen, etabliert. Die deutlich dominierenden Anteile der Pollen von *Alnus* an der Gesamtpollensumme und die regelmäßigen Nachweise der Pollen von *Salix* in der Völkerwanderungszeit und zu Beginn des Frühmittelalters belegen dies (Abb. 7.1.26). Die Krautschicht wird vorwiegend von Seggen gebildet, aber auch zahlreiche Arten des Röhrichts sind nach den palynologischen Befunden verbreitet. Im Verlauf des Frühmittelalters sinken die Anteile der Pollen von *Alnus* an der Gesamtpollensumme deutlich. Nach den anfänglichen maximalen Anteilen an der Pollensumme von über 80%, geht die Prozentwerte von *Alnus* auf unter 15% gegen Ende des Frühmittelalters zurück. Dies könnte auf frühmittelalterliche Rodungen zurückgeführt werden. Oder aber die im Verlauf des Frühmittelalters zunehmende Vernässung auch dieses Bereiches des Wasenweiler Rieds bewirkte eine Verschlechterung der für die Erle zuvor günstigeren Standortfaktoren (Bodenwasserhaushalt). Die zunehmende Vernässung spiegelt sich etwa ab dem Ende des 7. Jh. in deutlichen und zunehmenden Anteilen der Pollen von *Nymphaea* an der Pollensumme wider (Abb. 7.1.26). Auch im Bereich

„Schachen“ bildeten sich demnach zeitweilig offene Wasserflächen infolge ansteigenden und oberflächlich austretenden Grundwassers im Frühmittelalter heraus. Diese Gewässer werden von rohrkolbenreichen Röhrichten begleitet, was zunehmende Anteile der Pollen von *Typha latifolia* und *Typha angustifolia* bzw. *Sparganium* im lokalen Pollendiagramm belegen (Abb. 7.1.26). Auch *Equisetum* war vermutlich am Aufbau der Röhrichte beteiligt. Die Torfzuwachsrate sind wie auch schon im ausgehenden Subboreal während der Spätantike/ Völkerwanderungszeit hoch, steigen jedoch ab dem Frühmittelalter nochmals deutlich auf das Maximum im Profil an (ca. 10 cm/ 100a). Im vergleichbaren Zeitraum des Subatlantikums sind die Moorwachstumsraten im Profil „Schachen“ deutlich höher als im Profil „Murr“ (Abb. 7.1.24-25). Die im Profil „Schachen“ im Subatlantikum gebildeten Torfe sind mittel (H5-6) zersetzt, erst in den oberen Schichten steigt der Zersetzungsgrad (H8), was auch die sinkenden Glühverluste verdeutlichen (Abb. 7.1.25). Entsprechend nimmt der Anteil der *Inderminata* am Pollenspektrum in den oberen Schichten, das heißt ab dem Frühmittelalter zu. Nachfolgend gebildeter Torf ist in diesem Profil nicht mehr erhalten.

Spätestens ab der Völkerwanderungszeit setzte also nach den erläuterten Ergebnissen wiederum eine starke Versumpfung des Geländes ein, mit der Folge einer flächenhaften Vermoorung im Wasenweiler Ried. Bestätigt wird dies auch durch archäologische Untersuchungen. Im Gegensatz zur römischen Kaiserzeit ist im Frühmittelalter, genauer in der Merowingerzeit, ein deutlicher Fundplatzrückgang im Untersuchungsgebiet zu beobachten (Abb. 7.1.32). Die wenigen Fundplätze sind ausschließlich am Fuße von Kaiserstuhl und Tuniberg lokalisiert (LECHNER et al. 2003). Selbst in den Bereichen südlich des Rieds, wo bronze- und eisenzeitliche Fundplätze auf der Niederterrasse nachgewiesen sind, fehlen frühmittelalterliche. Etwas einschränkend muss allerdings erwähnt werden, dass es sich bei den frühmittelalterlichen Fundplätzen nur um Bestattungsplätze handelt, die zugehörigen Siedlungsplätze lagen vermutlich unter den heutigen Orten (LECHNER et al. 2003). Neben der Vermoorung, den pollenanalytischen Belegen und dem Fundplatzrückgang spricht auch die oben erwähnte, südwestlich von Ihringen durch DEECKE (1918) gemachte Beobachtung für eine Versumpfung weiter Flächen, das heißt auch höher gelegener Bereiche, zwischen Kaiserstuhl und Tuniberg seit der Völkerwanderungszeit. So beobachtete der Autor: „... dass sich auf dem gesamten umgebenden Kiesfelde eine dünne Lage von schwarzer, schlickartiger Erde mit vielen im Süßwasser lebenden Schneckenschalen (*Planorbis*, *Limnäus*) und Bewohnern von Schilf- und Sumpfgebieten (*Physa*, *Succinea*) ausbreitete, dieser Schlick zog sich bis auf die Grabhügel der Hallstattzeit hinauf, deren Inneres aus Löss (Schwemmlöss) bestand. ...“ (DEECKE 1918, S. 56). Die Gattungen *Planorbis*, *Limnäus* und *Physa* gehören taxonomisch zu den Süßwasser-Lungenschnecken und kommen vor allem in stehenden Gewässern vor. Die Land-Lungenschnecke *Succinea* ist in feuchten Ufersäumen von Gewässern, wie Röhrichten verbreitet.

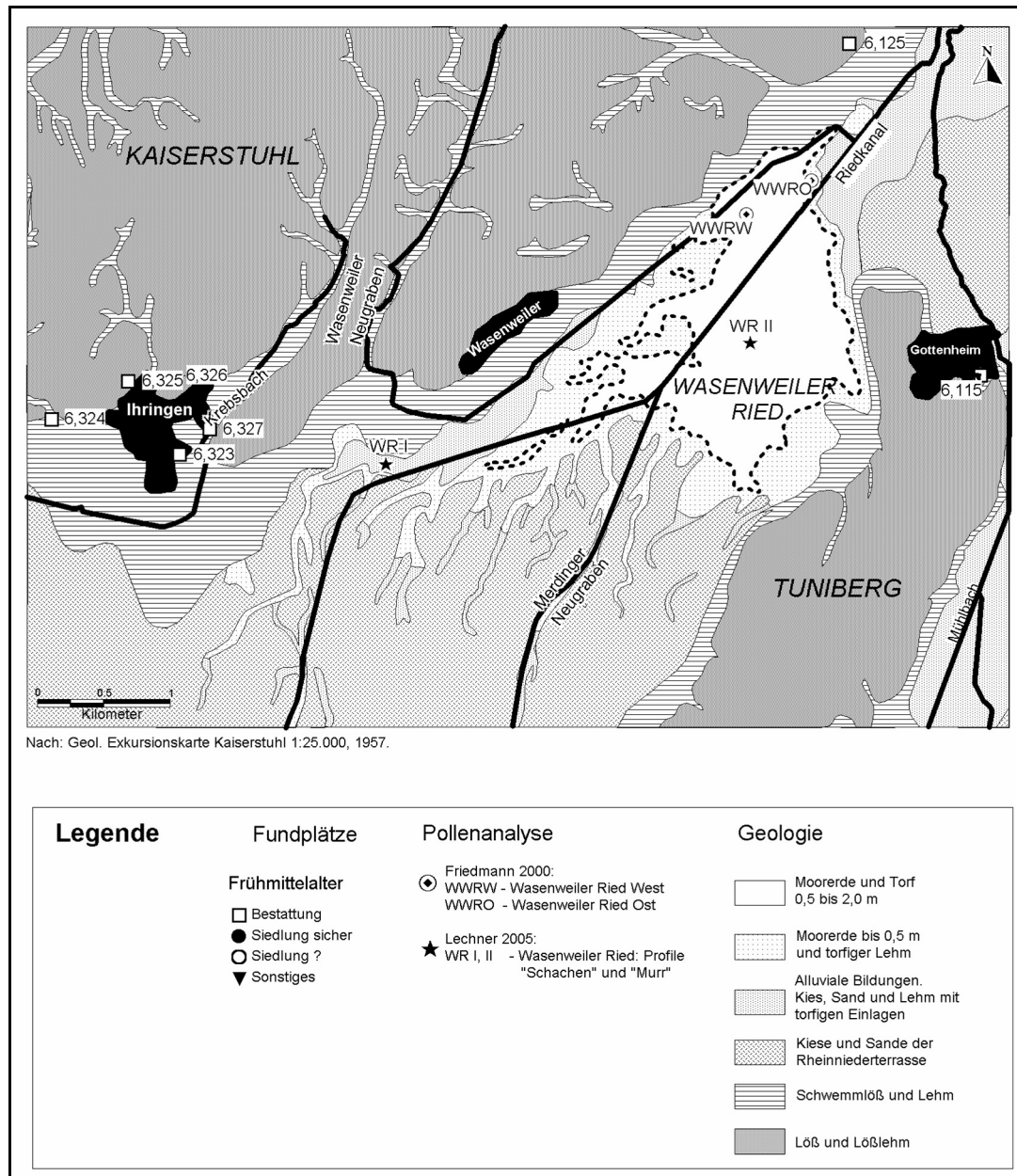


Abb. 7.1.32: Frühmittelalterliche Fundplätze im Bereich des Wasenweiler Rieds. Zahlen entsprechen den in FAUSTMANN (in Vorbereitung) verwendeten Fundplatznummern. Nach: LECHNER et al. 2003, verändert.

7.1.4.3.3.1 Torfzersetzung im jüngeren Subatlantikum infolge von Entwässerung

Das gesamte Wasenweiler Ried wurde von 1920 bis 1925 melioriert, wobei das Grundwasser massiv um 60-70cm abgesenkt wurde (LFU 1997). Im Zuge dieser Maßnahmen entstand 1923 der Riedkanal (RAMBACH & BUCHWALD 1998).

Erste Versuche, zumindest Teile des Rieds trocken zu legen, sind jedoch wesentlich älter (vgl. SCHUMACHER, in Vorbereitung). Bereits ab 1760 waren der sumpfige Riedwald und die sehr feuchten Ihringer Matten in den Gemeinden südlich des Kaiserstuhls Gegenstand von Überlegungen zur besseren Nutzbarmachung dieser

Flächen. Der auf dem Gemarkungsplan von 1765 eingezeichnete „Neue Canal“ war das Resultat einer ersten derartigen Entwässerungsmaßnahme. Nachfolgend wurde ein komplettes Grabensystem im südlichen Teil der Gemarkung und der früheren Gemeindeweide angelegt. Die Drainierung erlaubte nun eine Nutzung der westlichen Riedflächen als Grün- bzw. Ackerland. Insgesamt wandelte man hier 126 ha Dauergrünland in Äcker und 117 ha Wald in Dauergrünland um (SCHUMACHER, in Vorbereitung).

Als Folge der Meliorationen setzte durch den Luftzutritt eine starke aerobe Torfzersetzung und –mineralisation ein, die zumindest seit den massiven Meliorationen im frühen 20. Jh. bis heute bereits über 80 Jahre andauert (LfU 1997). Vermutlich reichen die Prozesse der Torfzersetzung in Teilen des Rieds infolge der oben genannten Entwässerungen aber bis in das 18. Jh. zurück. So wurden bis heute bereits weite Bereiche des Rieds oberflächlich zerstört, insbesondere die flachgründigen Moorflächen gingen ganz verloren. Das betrifft vor allem die außerhalb der Rinnen direkt auf den alpinen Kiesen und Sanden aufgewachsenen Torfe in den reinen Versumpfungsmoorbereichen. Von der bis weit in das 20. Jh. ursprünglich wohl geschlossenen Moorfläche, wie sie auch die geologische Karte vom Kaiserstuhl von 1957 noch zeigt, sind heute nur noch zwei größere Flächen und vereinzelte Reste vorhanden (Abb. 7.1.18). Doch bereits die Oberrheinkorrektion im 19. Jh. durch TULLA und nachfolgend die Rheinregulierung durch HONSELL hatten eine abermalige, durch die Laufverkürzung bedingte Tieferlegung der Flusssohle und damit eine Grundwasserabsenkung im Bereich des Rieds zur Folge. So beträgt die Eintiefung des Rheins seit dem Ende des 19. Jh. 1-2 m bei Breisach und 6-7m zwischen Istein und Neuenburg (WITTMANN in SCHÄFER 1974). Stellenweise beträgt die Grundwasserabsenkung am südlichen Oberrhein inzwischen bis zu 10m (UNTERSEHER 1992).

Durch die starke Entwässerung sind die noch vorhandenen Torfe im Wasenweiler Ried vor allem oberflächlich stark zersetzt und mineralisiert, Torfvermüllungs- bzw. Torfvererdungshorizonte sind verbreitet. Der Torfchwund als Summe aus Torfmineralisation, -schrumpfung und -sackung (nach STEGMANN & ZEITZ 2001) beträgt in den noch vermoorten Bereichen des Rieds häufig bereits mehrere Dezimeter. So ist die oberflächliche Torfzersetzung und die daraus resultierende Torfsackung zum Beispiel im Gewann „Schachen“ (WR I) besonders stark ausgeprägt. Wurzelstelzungen zwischen 35 und 75 cm an alten Erlen und Eschen in unmittelbarer Nähe der Bohrstelle, die wiederum in der Nähe des Entwässerungskanals „Riedkanal“ liegt, zeugen von dieser Problematik (Abb. 7.1.33). Legt man aufgrund der durchschnittlichen Wurzelstelzung im Bereich einen Torfverlust von 50cm und eine Torfwachstumsrate von mindestens 5,5 cm wie zu Beginn der erneuten Vermoorung in der Völkerwanderungszeit zugrunde, ist die oberste noch vorhandene Torfschicht im Profil „Schachen“ etwa an der Grenze zum Hochmittelalter akkumuliert worden. Vermutlich ist die Schicht aber sogar noch etwas älter. Der ab dem Ende des Frühmittelalters wahrscheinlich bis in das frühe 20. Jh.

gebildete Torf ist hier vollständig verschwunden. Aber auch der hohe Zersetzungsgrad der oberen Torfschichten in den Kernen „Murr“ (WR II) und „Nötig“ (Bohrkern WR III, Abb. 6.1.6) sowie im Profil „WWR West“ (FRIEDMANN 2000) künden von der anhaltenden Moorzerstörung.



Abb. 7.1.33: Wurzelstelzung an alten Erlen im Wasenweiler Ried, Gewann „Schachen“. Photos: LECHNER 2003.

7.1.4.3.3.2 Aktivierung alter „Rheinarme“ bis in das Mittelalter ?

Nach BANGERT (1958) und MÄCKEL & KAYSER (1994) nehmen im späten Mittelalter Überschwemmungen im Gebiet des Wasenweiler Rieds durch die Reaktivierung alter Ostrheinarme und kleinerer Rinnen infolge starker Hochwässer des Rheins zu. Aus dem Jahr 1302 ist verzeichnet, dass bei einer Überschwemmung im August Schiffe von Neuenburg bis nach Freiburg fahren, gleichzeitig Breisach vom Wasser umschlossen wurde (BANGERT 1958). MONE schrieb 1848 (S. 285): „(...) 1424 gieng der Rin gen Brisach uff diesem Lande als groß uff den anderen siten ...“ Am 22. Juli 1480 soll der Rhein so angeschwollen gewesen sein, dass Fischer mit Schiffen von Breisach nach Rimsingen und andere Dörfer fahren (v. EISENGREIN 1883 in BANGERT 1958). Von einer weiteren Überschwemmung des Gebiets im Jahre 1809 wird berichtet (FECHT 1811). Wegen der Häufigkeit gleichlautender Meldungen kann die Richtigkeit der Überschwemmungen, wenn auch nicht unbedingt deren Ursache, angenommen werden. Auffällig sind viele Wüstungen besonders im Gebiet zwischen Breisach und Grezhausen, also im Bereich einer möglichen Übertrittsstelle des Rheins auf die Niederterrasse bei Hochwasser. Ein Beispiel hierfür ist das ehemalige Pfarrdorf Achheim, das infolge von Überschwemmungen, vermutlich ausgelöst durch massiv austretendes Grundwassers, im Mittelalter verlegt werden musste, später aber dennoch bereits im 14. Jh. „abgegangen“ ist (BANGERT 1958, S. 162). An das Dorf Grüningen, das nordwestlich von Oberrimsingen gelegen hat, erinnert heute nur noch die Kapelle St. Jacob (Abb. 7.1.20). Nach neueren Kartierungen ist Riedheim unweit der heutigen Riedflächen südlich von Ihringen noch 1341 belegt (HOEPER

2002). Diese Häufung von Wüstungen ist im Breisgau einmalig (Abb. 7.1.34). Zur Zeit der Gründung dieser Orte müssen die Flächen noch trocken gelegen haben. Ihre Nähe zum Grezhäuser Rheinarm (Abb. 7.1.20) machen zunächst Überschwemmungen durch den Rhein als Ursache für ihr Wüstfallen wahrscheinlich. Die noch bestehenden Orte Merdingen, Gündlingen, Nieder- und Oberrimsingen liegen etwas erhöht und blieben so von größeren Überschwemmungen verschont (BANGERT 1958). Auf einer Karte aus dem frühen 18. Jahrhundert ist im Bereich des heutigen Wasenweiler Rieds eine Wasserfläche eingezeichnet (Karte: „Theatrum Belli Rhenani“ 1702-13). Die Datengrundlage für die Herstellung der Karte ist allerdings nicht ausreichend bekannt (vgl. SCHUMACHER 2003). Es ist unklar, ob zur Zeit der Herstellung der Karte wirklich eine Seefläche bestand oder ob vielleicht auch ältere Beobachtungen Eingang gefunden haben.

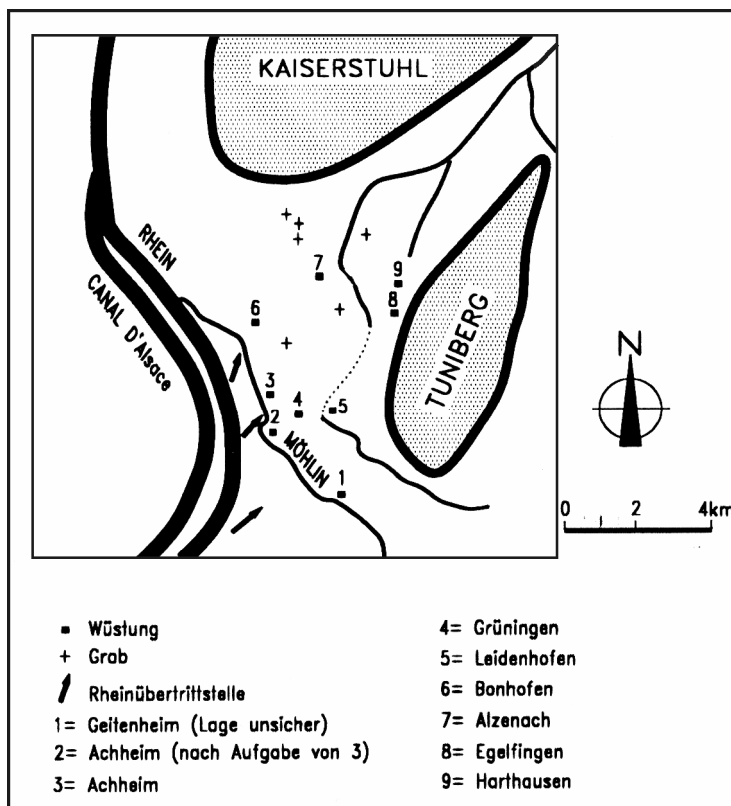


Abb. 7.1.34: Wüstungen und Gräber zwischen Rhein, Kaiserstuhl und Tuniberg und ihre Lage zum Rinnensystem bzw. zur Möhlin. Nach: KAYSER & MÄCKEL 1994, verändert.

Die dargelegte flächenhafte Vermoorung und die vorliegenden neuen Pollenanalysen („Schachen“ und „Murr“) bestätigen eine starke Vernässung im Bereich des Wasenweiler Rieds seit der Völkerwanderungszeit bzw. dem Frühmittelalter. Wie erläutert, nehmen im östlichen Profil „Murr“ bereits in der Spätantike/ Völkerwanderungszeit die prozentualen Anteile von Pollen der Sumpf- und Wasserpflanzen (Helo- und Hydrophyten) am Gesamtspektrum sehr stark zu (Abb. 7.1.27). Etwas später steigt im Frühmittelalter deren Anteil auch im westlichen Bereich des Profils „Schachen“ (Abb. 7.1.26). Im Hoch- und Spätmittelalter gehen die Werte vor allem der Hydrophyten zwar zurück, jedoch werden bis in die beginnende Neuzeit auch weiterhin entsprechende Pollen nachgewiesen. Die hohen Anteile

insbesondere der Hydrophyten- Pollen an der Gesamtpollensumme in der Völkerwanderungszeit, vor allem aber im Frühmittelalter, lassen darauf schließen, dass während dieser Zeit im Bereich des Rieds offene Wasserflächen bestanden haben. Aus den geringen Transportdistanzen der Pollen von Wasserpflanzen und der zum Teil relativ geringen Pollenproduktion lässt sich schließen, dass solche offenen Wasserflächen in unmittelbarer Nähe der Bohrpunkte lokalisiert waren. Somit können die oben genannten aus den Schriftquellen hervorgehenden Überschwemmungen seit dem Mittelalter und auch die in der genannten Karte eingezeichnete Wasserfläche zwischen Kaiserstuhl und Tuniberg durch die Pollenanalysen eindeutig bestätigt bzw. gestützt werden.

Eine wesentliche Frage ist nun, ob als Ursache der starken Vernässung im Gebiet zwischen Kaiserstuhl und Tuniberg, vor allem seit dem Frühmittelalter, tatsächlich vorwiegend ausufernde Hochwässer des Rheins in Frage kommen oder ob die verstärkte Vernässung eher auf einen starken Grundwasserspiegelanstieg, das heißt eine erneute Versumpfung des Geländes, vielleicht in Kombination mit einfließenden Hochwässern der Möhlin im Süden, zurückzuführen ist.

An einigen Stellen befinden sich in den Torfschichten feinkörnige kalkreiche Sedimentlagen, die sehr wahrscheinlich durch Hochwässer des Rheins eingetragen wurden (vgl. Kap. 6.1.2). Auch LEHMANN-CARPZOV et al. (1978) halten einzelne Überflutungen des Gebiets zwischen Kaiserstuhl und Tuniberg für wahrscheinlich, da bei ihrer quartärgeologischen Deckschichten-Kartierung im Wasenweiler Ried in den oberen Deckschichtenhorizonten, worunter sie auch die Torfe stellen, Auelehme angetroffen wurden. BANGERT (1958) postuliert einen alten Rheinarm („Grezhäuser Rheinarm“), dessen Übertrittsstelle auf dem Hochgestade oberhalb der Möhlin etwa 400m südlich des Franzosenwegs bei 197m NN liegt. KAYSER & MÄCKEL (1994) stellten zwei weitere Übertrittsstellen fest. Die eine liegt etwa 1,3km südlich der Mündungsstelle der Möhlin in die holozäne Rheinaue bei 200,1 m NN, der entsprechende Flussarm wird von den Autoren als „Rimsinger Rheinarm“ bezeichnet. Eine dritte Einflusstelle (196,6 m NN) befindet sich weiter nördlich etwa 500m südlich von Rothaus. Der Arm wird „Rothäuser Rheinarm“ genannt. An der Übertrittsstelle des „Grezhäuser Rheinarmes“ auf die Niederterrasse erreichte zum Beispiel das Hochwasser von 1882 eine Höhe von 197,3 m NN und noch 1910 von 197,1 m NN (BANGERT 1958). Ein Überfließen des Hochgestades an dieser Stelle wäre bei solchen Hochwässern prinzipiell möglich, was erst recht für die weiter nördliche noch etwas tiefer gelegene Einflusstelle des „Rothäuser Rheinarms“ gälte. KAYSER & MÄCKEL (1994) postulieren so nach ihren Untersuchungen ein vielverzweigtes Rinnensystem, das im Verlaufe des Holozäns im ehemaligen Ostrheingebiet angelegt wurde und aus den genannten Hauptarmen und einigen Nebenarmen besteht. Sie sprechen von einem holozänen Ostrhein, der vom pleistozänen Ostrhein zu unterscheiden sei. BANGERT (1958) dagegen spricht beim Grezhäuser Rheinarm von einem „Relikt des Kaiserstuhl-Rheins“, der noch bis in das

späte Mittelalter in Funktion trat und die Depressionen zwischen Gündlingen und Wasenweiler unter Wasser setzte.

Verschiedene Indizien widersprechen der von KAYSER & MÄCKEL (1994) postulierten Neuanlage der genannten Rinnen bis weit in das Holozän bzw. ihrer Aktivierung durch Hochwässer bis in die historische Zeit. Für die Erfassung des Ostrheinsystems haben KAYSER & MÄCKEL (1994) verschiedene Querprofile angelegt. Entlang eines Profils von „Rothaus am Flückinger See“ bis an den südwestlichen Tuniberg, das den „Grezhäuser“ und den „Rimsinger Rheinarm“ schneidet, wurden nach der Aufnahme von neun Bohrprofilen und einem Aufschluss als Bodentypen „Pararendzinen“ ausgedehnt. Hierbei wurden zwei Varianten unterschieden: eine westliche mit „Schotter-Pararendzinen aus Hochflutsedimenten“ und eine östliche „verlehnte Pararendzina“ oder „Pararendzina aus Schwemmlöss“. Dazwischen fand sich in Rinnenlage ein „verbraunter Boden“, der Stauwassermerkmale aufweist und deshalb als „Pseudogley-Braunerde“ bezeichnet und von den Pararendzinen getrennt wurde. Alle Böden der Bohrungen entlang des Querprofils waren bis auf das östlichste Bodenprofil am Tuniberg-Fuß, welches mit einer 100cm mächtigen Schwemmlössdecke bedeckt war, kalkfrei und sauer. Die pH-Werte werden allerdings nicht angegeben. SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL (1998) weisen zwar einen möglichen Subtyp „Sauerpararendzina“ aus, allerdings ist dabei immer nur der Ah-(Ap)-Horizont kalkfrei und nicht der gesamte Boden. Daher lässt sich die Bezeichnung Pararendzina nicht auf die genannten Böden anwenden. Im Gewann Dornshau zeigte eine Kiesgrube 1992 den Aufbau einer weiteren Rinne im Querprofil (KAYSER & MÄCKEL 1994). Auch hier waren die oberen 70cm unter Flur carbonatfrei. Aber der ausgewaschene Kalk wurde in einem stark verfestigten Basishorizont („Kalkbändchen“) angereichert, was auch zu erwarten ist. Wie oben erläutert, schlossen KAYSER & MÄCKEL (1994) und auch BANGERT (1958) aus den zahlreichen Quellen, die Überschwemmungen im Ried meldeten, auf eine Aktivierung von alten Rheinarmen bei Hochwässern bis weit in die historische Zeit bzw. gar Neuzeit. Während des Holozäns hätten also im Ostrheingebiet demnach zumindest zeitweilig Auenverhältnisse geherrscht. Dabei hätte der Westrhein über die von den Autoren genannten „Rheinarme“ jedoch frische carbonatreiche Sedimente weit auf die von Ostrheintrinnen zerfurchte Niederterrasse transportieren müssen. Diese dann auch im jüngeren Holozän abgelagerten Sedimente hätten aber in so kurzer Zeit unter Berücksichtigung der klimatischen Verhältnisse bis heute niemals entkalkt sein können (HÄDRICH & STAHR 2001). Es werden noch weitere Fragen aufgeworfen. So bezeichnen die Autoren wie erwähnt den zwischen beiden unterschiedenen „Pararendzinen“-Varianten gelegenen Boden, repräsentiert durch eine Bohrung und einen Aufschluss, als „Pseudogley-Parabraunerde“. Eine Verbraunung der Böden ist aber als „in situ“- Bildung unter den hiesigen klimatischen Verhältnissen und aufgrund der kurzen Bildungszeit (bei den durch KAYSER & MÄCKEL (1994) postulierten Überschwemmungen bis in das jüngere Subatlantikum) kaum denkbar. So kommt nur der fluviale Eintrag andernorts gebildeten Materials und damit

Auendynamik in Frage. Hier dürfte dann demnach eher eine Pseudogley-Vega vorliegen (HÄDRICH & STAHR 2001). Eine mögliche Erklärung der Kalkfreiheit der Sedimente in den acht Profilen und des Aufschlusses mit verbrauntem Sediment könnte ein Eintrag dieser Sedimente durch die Schwarzwaldflüsse Neumagen und Möhlin bieten, da das carbonatfreie Material nicht vom Rhein selbst stammen kann. Wenn aber kalkfreie erodierte Bodensedimente aus dem Schwarzwald die Sedimentfracht gebildet hätten, müssten allerdings die Oberböden durch deutlichere Braunverfärbungen gekennzeichnet sein und die Anteile von Sand und Feinkieseln aus dem Schwarzwald wären wahrscheinlich größer (HÄDRICH & STAHR 2001, vgl. FLECK 2003). Beides ist in den Profilen kaum oder nicht der Fall.

Ein weiterer Punkt spricht gegen eine Aktivierung der Rinnen durch den Rhein bei Hochwässern bis in die jüngere Zeit. Die Rinnen müssten sich beim Eintritt von der Rheinaue in das Hochgestade in dieses tiefer eingeschnitten und es nach Osten gedrängt haben. Auch SCHREINER (2003, S. 158) stellt fest: „..., dass ein ständiger Ostrheinlauf die letzte Kaltzeit nicht lange überdauert haben kann. Dieser Ansicht entspricht, dass am Eingang der Rinne SE Breisach kein tieferes Einschneiden der Ostrheinniederterrasse festzustellen ist.“ Am nördlichen Oberrhein ist bei starken Hochwässern eine enorme Seitenerosion an verschiedenen Stellen des Hochgestades, wodurch dieses zurück wich, schriftlich belegt (Alt-Daxlanden, Knaudenheim)(vgl. Kap. 7.1.3.2.1). Das ist jedoch hier nicht der Fall, die Eintiefung direkt an den Übertrittsstellen beträgt höchstens einige Dezimeter.

Bei den von KAYSER & MÄCKEL (1994) postulierten „Rheinarmen“ handelt es sich aus den dargelegten Gründen allenfalls um frühholozäne Rinnen. Sehr wahrscheinlich stellen sie aber Haupttrinnen des spätglazialen Ostrheinsystems dar (Kap. 7.1.4.2). Diese wurden vermutlich stellenweise noch bis in das Präboreal zeitweilig durch stärkere Hochwässer des „Westrheins“ aktiviert und durchflossen. Dabei lässt der windungsreiche Lauf der Rinnen vermuten, dass dies in der Regel eher mit geringerer Strömungsgeschwindigkeit geschah. Die im Bohrkern „Schachen“ im Bereich des 1. Hiatus gefundenen Rhein-Gerölle, die hier vermutlich im ausgehenden Präboreal in das Moor eingetragen wurden, weisen allerdings auf eine zumindest zeitweilige - wenn auch sicher relativ kurze - stärkere Durchströmung bis in das Frühholozän hin. Eine Entkalkung der sich aus alpinen (Hochflut-)Sedimenten entwickelten, ehemals carbonatreichen Oberböden in einigen Ostrheinrinnen, die von KAYSER & MÄCKEL (1994) untersucht wurden, ist in einem Zeitraum von wohl mindestens 10.000 Jahren bis heute gut möglich. Aber nur, wenn sie sich ungestört von Überflutungen entwickeln konnten. Waren sogar die Unterböden in den Profilen nach KAYSER & MÄCKEL (1994) wirklich kalkfrei, wird dies damit untermauert. Es soll allerdings angemerkt werden, dass die Kiese der Niederterrassen-Flächen westlich des Rieds mit 0,5 bis 1,0 m mächtigen schwach kiesigen Hochflutsedimenten aus Schluff, Ton und Feinsand bedeckt sind (Geologische Karte Kaiserstuhl 1:25.000, 2003). Diese Hochflutsedimente wurden im ausgehenden Spätglazial der Würmeiszeit als Hochwassersedimente entlang des Rheins auf dem sich

herausbildenden Hochgestade abgelagert und sind auch heute teilweise noch kalkhaltig (WIMMENAUER & GROSCHOPF 2003, FLECK 2003). Dagegen sind nach HÄDRICH & STAHR (2001) die obersten 50-100 cm der Böden im Westteil der Niederterrasse völlig entkalkt. Weiterhin sind sie verlehmt, verbraunt, rubefiziert und tondurchschlämmt. Auch das zeigt wiederum, dass es sich um ältere Böden des Typs „Rötliche Norm-Parabraunerde“ handelt, die sich hier seit dem Frühholozän entwickeln konnten. Für eine genauere Abschätzung der zeitlichen Entwicklung der Böden in diesem Gebiet wären jedoch weitere bodenkundliche Untersuchungen notwendig.

Für das Mittlere und gar Jüngere Holozän kann aus den dargelegten Gründen eine Aktivierung der Ostrheinrinnen durch Rheinhochwässer, wie es auch schon SLEUMER (1934) und WUNDT (1948) schlüssig darlegten, weitestgehend ausgeschlossen werden. Das zeigt schon die frühe Verlandung bzw. Vermoorung im Ried, die teilweise bereits im Spätglazial, spätestens aber im Präboreal begann. Die Sedimentlagen in einigen Bohrprofilen, die während der Prospektionen angelegt wurden (Kap. 6.1.2) und welche auch schon LEHMANN-CARPZOV et al. (1978) an einigen Bohrpunkten in ihren Querprofilen nachwiesen, sind zwar in der Regel kalkreich, was auf Hochwasserabsätze des Rheins schließen lässt. Sie liegen jedoch meist nur wenige cm über den bereits gebildeten Torfschichten. Die Vermutung liegt demnach nahe, dass der Eintrag dieser Sedimente bereits sehr früh im Holozän erfolgte. Gerade wenn man berücksichtigt, dass die über ihnen aufgewachsenen Torfschichten vor den anthropogenen Entwässerungen größtenteils ehemals deutlich mächtiger waren (Kap. 7.1.4.3.3.1). Da aber Datierungen an den entsprechenden Schichtgrenzen in solchen Profilen fehlen, sind zeitlich genauer eingrenzende Aussagen bisher nicht möglich.

Die Vernässung der Flächen zwischen Kaiserstuhl und Tuniberg seit der Völkerwanderungszeit bzw. verstärkt im Mittelalter hat demzufolge vermutlich andere Ursachen als Überschwemmungen durch den Rhein.

7.1.4.3.3.3 Subatlantische „Überschwemmungen“ zwischen Kaiserstuhl und Tuniberg durch Versumpfung ?

Seit dem Frühmittelalter nimmt der anthropogene Einfluss auf die Landschafts- und Flussentwicklung deutlich zu. Wälder werden verstärkt gerodet, was in Hanglagen Bodenabspülungen, die sich in den Flüssen nachfolgend als Auenlehm wiederfinden, zur Folge hat (MÄCKEL & RÖHRIG 1991, MÄCKEL & ZOLLINGER 1995). Verstärkte Auelehmsedimentationen, die aufgrund von Radiokarbondatierungen organischer Reste zeitlich in das frühe Mittelalter gestellt wurden, bestätigen dies (MÄCKEL 1997, 1998). So wurden frühmittelalterliche Boden- bzw. Sedimenterosionen von Hanglagen durch die Datierung organischen Materials in Auensedimenten in verschiedenen Auen von Schwarzwaldflüssen wie z.B. in der Elzaue im Oberprechtal (775±95 2σ cal. AD) oder durch die Datierung von Holzkohle in

Lehmabschwemmungen in einer Rinne bei Rheinhausen, die vermutlich eine alte Rheinrinne darstellt (820 ± 170 2σ cal. AD), nachgewiesen (Daten aus MÄCKEL, FRIEDMANN & SCHLOTTMANN 1998). Allerdings ist einschränkend bei solchen Datierungen organischen Materials in Auensedimenten die Interpretation immer kritisch zu hinterfragen, weil dieses Material umgelagert sein kann und deshalb möglicherweise bereits älter als die Sedimentation des Auenlehms selbst wäre. Weiter verstärkte Auensedimentationen fanden seit dem Hochmittelalter in den meisten Schwarzwaldtälern statt (u.a. MÄCKEL & RÖHRIG 1991, FRIEDMANN & MÄCKEL 1998). Eine Folge der erhöhten Geomorphodynamik ist die weitere Ausbreitung von Auensedimenten auch auf den Schwemmfächern der Schwarzwaldflüsse. So lässt das Ergebnis der obersten Radiokarbondatierung (660-780 2σ cal. AD) im Decklehm des Profils „WWR Ost“ (FRIEDMANN 2000) auf eine frühmittelalterliche weitere „Ausdehnung“ der Auelehmdecken des Dreisamschwemmfächers nach Norden schließen. Im Frühmittelalter nahmen die offenen Flächen im Gebiet prozentual deutlich zu, was die stark sinkenden Anteile der Gehölze in den Pollendiagrammen „Murr“ und „Schachen“ zeigen (Kap. 7.2.2). Hierdurch haben sich die Grundwasserneubildungsraten auf den Niederterrassenflächen wahrscheinlich deutlich erhöht. Das dürfte zusammen mit der weiteren Plombierung der Engstelle nördlich des Tunibergs zu verstärktem Grundwasserspiegelanstieg und auch zu Grundwasseraustritten zwischen Kaiserstuhl und Tuniberg geführt haben. Ebenso haben jüngere Schwemmlösslagen mittelalterlichen Datums durch den verursachenden Wasserstau eine Versumpfung und Vermoorung des Geländes sicher gefördert. So wurde südlich von Ihringen mit Schwemmlöss überdeckter Torf unterhalb der Substratgrenze ^{14}C -datiert, das Datum ergibt 940-1040 cal. AD (2σ) (Datum aus MÄCKEL, FRIEDMANN & SCHLOTTMANN 1998). Die überdeckende Schwemmlösslage ist demnach im Hochmittelalter abgelagert worden.

Die in schriftlichen Quellen seit dem 13. Jh. belegten, mehrfachen starken Hochwässer des Oberrheins (SCHMIDT 2000) fanden teilweise eine Entsprechung auch in den Schwarzwaldzuflüssen. So ist für den Juli 1480 ein durch zweitägige Starkniederschläge verursachtes sehr starkes Hochwasser der Dreisam belegt wie auch am Oberrhein sowie der Ill und anderen Flüsse im Elsass. *„Es trat ein so großes Rheinhochwasser ein, wie man es seit der Sündflut nicht gehört hat, so dass es viele Dörfer und Wohnstätten umwarf. Es kamen an vielen Orten zahlreiche Menschen im Wasser um.“* (SCHMIDT 2000, S. 247). Vermutlich führte die nur einige Kilometer südlich der Dreisam gelegene, ebenfalls dem Schwarzwald entspringende Möhlin zur gleichen Zeit ebenso Hochwasser und trat möglicherweise südlich des Tunibergs auch über die Ufer, worauf sich das Wasser nach Nordosten in die ausgeprägte Depression zwischen Tuniberg und Kaiserstuhl ergossen haben könnte. So könnte man die oben aufgeführte Meldung *„... dass mehrere Fischer von Breisach mit Schiffen in das Dorf Rimsingen und auch in andere Dörfer fahren...“* (nach v. EISENGREIN 1883 in BANGERT 1958, S. 160) vielleicht auch deuten. Allerdings ist ein gleichzeitiges Übertreten des Rheins bei Breisach auf die Niederterrasse, wie oben

beschrieben, nicht völlig auszuschließen. Dieses Rheinwasser hätte sich mit den Schwarzwaldwässern vermischt, mit der Folge einer entsprechenden „Verdünnung“ des carbonatreichen Rheinwassers. Eine Überschwemmung des Gebietes, die durch Hochwässer der Möhlin und/ oder des Rheins verursacht worden wäre, kann allerdings nur von kurzer Dauer gewesen sein. Auf den entsprechenden Niederterrassenflächen, geschweige denn in den oberen Torfschichten des Rieds, fehlen zumindest bisher entsprechende Nachweise von Auensedimenten vollständig. Ein weiterer scheinbarer Widerspruch ließe sich auflösen. So finden die in den schriftlichen Quellen aufgeführten hochmittelalterlichen Überschwemmungen, wenn sie das Gebiet des Rieds tatsächlich unter Wasser gesetzt haben sollten, in den Pollenanalysen nur eine geringere Entsprechung (Profil „Murr“). Der Anteil der Hydrophyten-Pollen ist, wie bereits erläutert, in den frühmittelalterlichen Schichten deutlich höher. Vor dem Jahre 1300 sind Hochwassernachrichten allerdings - sicher aber aufgrund der allgemein geringen schriftlichen Quellenlage - äußerst spärlich (SCHMIDT 2000). Hier kann wiederum auf die Untersuchungen von Baumstammlagen in den Kiesbetten süddeutscher Flüsse durch BECKER (1982) zurück gegriffen werden. Aufgrund der großen Anzahl von Auwaldbäumen, die in der ausklingenden Völkerwanderungszeit und im Frühmittelalter am Oberrhein und weiteren Flüssen in Süddeutschland abgesetzt wurden, lassen sich für diese Zeiten starke Flussaktivitäten mit beträchtlichen Überflutungen und Sedimentbewegungen ableiten. Haben also die Flüsse auch im Frühmittelalter zeitweilig starke Hochwässer geführt und überträgt man das auf die Schwarzwaldflüsse, wäre dann ebenfalls ein zeitweiliges Überfluten der Niederterrasse durch solche Flüsse wie der Möhlin zumindest denkbar. Wenn aber sowohl im Früh- als auch im Hoch-/Spätmittelalter oder gar in der Neuzeit Überschwemmungen der Depression zwischen Kaiserstuhl und Tuniberg durch die Möhlin z.B. erfolgt sein sollten, lassen sich die unterschiedlichen Anteile der Helo- und vor allem der Hydrophyten in den Pollendiagrammen in diesen Zeitschnitten allerdings nur schwerlich erklären. Es sei denn, im Frühmittelalter (hoher Anteil Hydrophyten-Pollen) hätten die Überschwemmungen Teile des Rieds unter Wasser gesetzt, im Hochmittelalter (wenige Hydrophyten-Pollen) nur die weiter südwestlich des Rieds gelegenen Flächen. Dies ist aufgrund des Reliefs aber sehr unwahrscheinlich. Gegen Überflutungen des Moores selbst spricht auch, wie bereits mehrfach diskutiert, dass in den oberen Torfschichten sämtlicher Bohrprofile keine Auensedimente zu finden waren (LEHMANN-CARPZOV 1978 und diese Arbeit).

Aus den dargelegten moorstratigraphischen, pollenanalytischen und bodenkundlichen Untersuchungen bzw. Befunden können Hochwasser-Übertritte des Rheins auf die Niederterrasse und damit eine Aktivierung „alter Rinnen“ bis in die historische Zeit weitgehend ausgeschlossen werden. Auch Überflutungen des Rieds durch Hochwässer der Möhlin sind aus den erläuterten Gründen nicht sehr wahrscheinlich.

Folgende These scheint am schlüssigsten: Die Versumpfung der Flächen zwischen Kaiserstuhl und Tuniberg infolge des ausführlich erläuterten wahrscheinlich vorwiegend anthropogen induzierten Grundwasseranstiegs und oberflächlichen – austritts aus den wasserdurchlässigen Terrassenschottern hatte nicht nur ein starkes Torfwachstum im Ried seit der Spätantike/Völkerwanderungszeit und dem Frühmittelalter zur Folge. Vielmehr kam es hierdurch auch, in Abhängigkeit vom Relief, zur Bildung zeitweilig offener Wasserflächen in Teilen des Wasenweiler Rieds und auf den sich südwestlich anschließenden Niederterrassenflächen. Die häufigen und gleichlautenden Meldungen zu mittelalterlichen „Überschwemmungen“ etc. aus in diesem Raum sind so möglicherweise zu erklären. Höher gelegene Bereiche der Niederterrasse blieben dabei allerdings, zumindest teilweise, von starken Vernässungen bzw. Überstauungen weitgehend verschont (vgl. Kap. 7.1.4.3.3.2). Parallel dürfte das Klimapessimum der Völkerwanderungszeit (erhöhte Niederschläge, verringerte Evapotranspiration, verstärkte Grundwasserneubildung) die erneute Versumpfung und Vermoorung im Wasenweiler Ried begünstigt haben. Ein aufgrund der pollenanalytischen Ergebnisse (Profil WR II „Murr“) vermuteter Rückgang der offenen Wasserflächen im Ried seit dem Hochmittelalter könnte mit dem nachfolgenden mittelalterlichen Klimaoptimum zusammen hängen (Abb. 7.1.28). Zur Überprüfung wären hierzu allerdings unbedingt weitere Pollenanalysen an Bohrkernen notwendig, in denen seit dem Hochmittelalter gebildete Torfschichten ebenfalls noch enthalten sind.

7.1.5 Vergleich der chronologischen Entwicklung der Moore

7.1.5.1 Chronologischer Vergleich der Moorentwicklung am Oberrhein

Die untersuchten Moore im nördlichen und südlichen Oberrheintiefland haben sich hydrogenetisch und chronologisch unterschiedlich entwickelt.

Die Entwicklung des Wasenweiler Rieds im Abflussbereich des ehemaligen Ostrheins, einem Teilbereich des spätglazialen Flusssystemes der östlichen Randsenke, begann bereits im Spätglazial bzw. Frühholozän. Lediglich im Bereich tieferer Rinnen des Ostrheins fand zunächst eine Verlandung mit der Ablagerung mineralischer Mudden statt, worauf nachfolgend gering mächtige Verlandungsmoortorfe aufwuchsen. Einige Rinnen wurden zwar noch bis weit in das Boreal durchflossen. Jedoch konnten sich nach den palynologischen Befunden zumindest für längere Zeit keine ruhigen Gewässerabschnitte mit vorwiegend limnischen Bedingungen herausbilden. So lassen sich in den Silikatmudden der Verlandungsmoorbereiche kaum Hydrophyten- Pollen nachweisen. Zeitweilige Auenverhältnisse herrschten in Teilen des Wasenweiler Rieds allenfalls bis in das Frühholozän. In weiten Teilen des Rieds setzte die Torfbildung nach dem Ende des Ostrheins jedoch direkt auf den Schottern ein (Versumpfungsmoor). Nach einer wohl

im gesamten Wasenweiler Ried aussetzenden Torfakkumulation im älteren Atlantikum, entwickelte sich mit dem Wiedereinsetzen der Vertorfung infolge von Grundwasseranstiegen auch in den Verlandungsmoorbereichen nun ein Versumpfungsmoor (Abb. 7.1.35). Die Torfbildung im Ried erfolgte während des Holozäns nicht kontinuierlich. In verschiedenen Bereichen des Moores setzte die sedentäre Phase zeitlich versetzt wiederholt aus. Im frühen Subatlantikum wird wiederum in weiten Teilen des Wasenweiler Rieds kein Torf gebildet.

Die in der nördlichen Oberrheinniederung unterhalb von Jockgrim in Paläomäandern der Rheinniederung untersuchten Moore sind Verlandungsmoore. Nach der Lithostratigraphie und den pollenanalytischen Befunden durchliefen sie eine typische Verlandungssukzession. Die untersuchten Mäander wurden noch bis in das jüngere Atlantikum („Unterm Schnabel“) bzw. das ältere Subatlantikum („Bruchstücke“, „Schnabelbruch“) durchströmt. In diesen Bereichen der älteren Rheinaue war also noch bis in das Mittel- bzw. Spätholozän eine typische Fluss- bzw. Auendynamik ausgeprägt. Eine Verlandung der Mäander setzte erst nach ihrer Abschnürung in den entstehenden Altarmen bzw. Altwässern mit der Sedimentation organo-mineralischer Mudden ein. Die Mudden sind im Gegensatz zu den in Verlandungsbereichen des Wasenweiler Rieds abgelagerten Mudden reich an Hydrophyten- Pollen, was für deutlich ausgeprägtere limnische Bedingungen spricht. Nach dem Verlandungsabschluss im Bereich der Bohrstellen setzte die sedentäre Phase mit der Akkumulation zunächst von Seggen-Schilf-Torfen ein. Im ältesten untersuchten Mäander „Unterm Schnabel“ kam die Torfbildung zum Ende des Subboreals zum Erliegen. Bis weit in das Subatlantikum wird hier kein Torf gebildet.

Die moorübergreifenden Hiaten stellen eine auffällige Gemeinsamkeit zwischen den Mooren bzw., im Wasenweiler Ried, zwischen den Moorbereichen dar (Abb. 7.1.35).

7.1 Rekonstruktion der Moorentwicklung

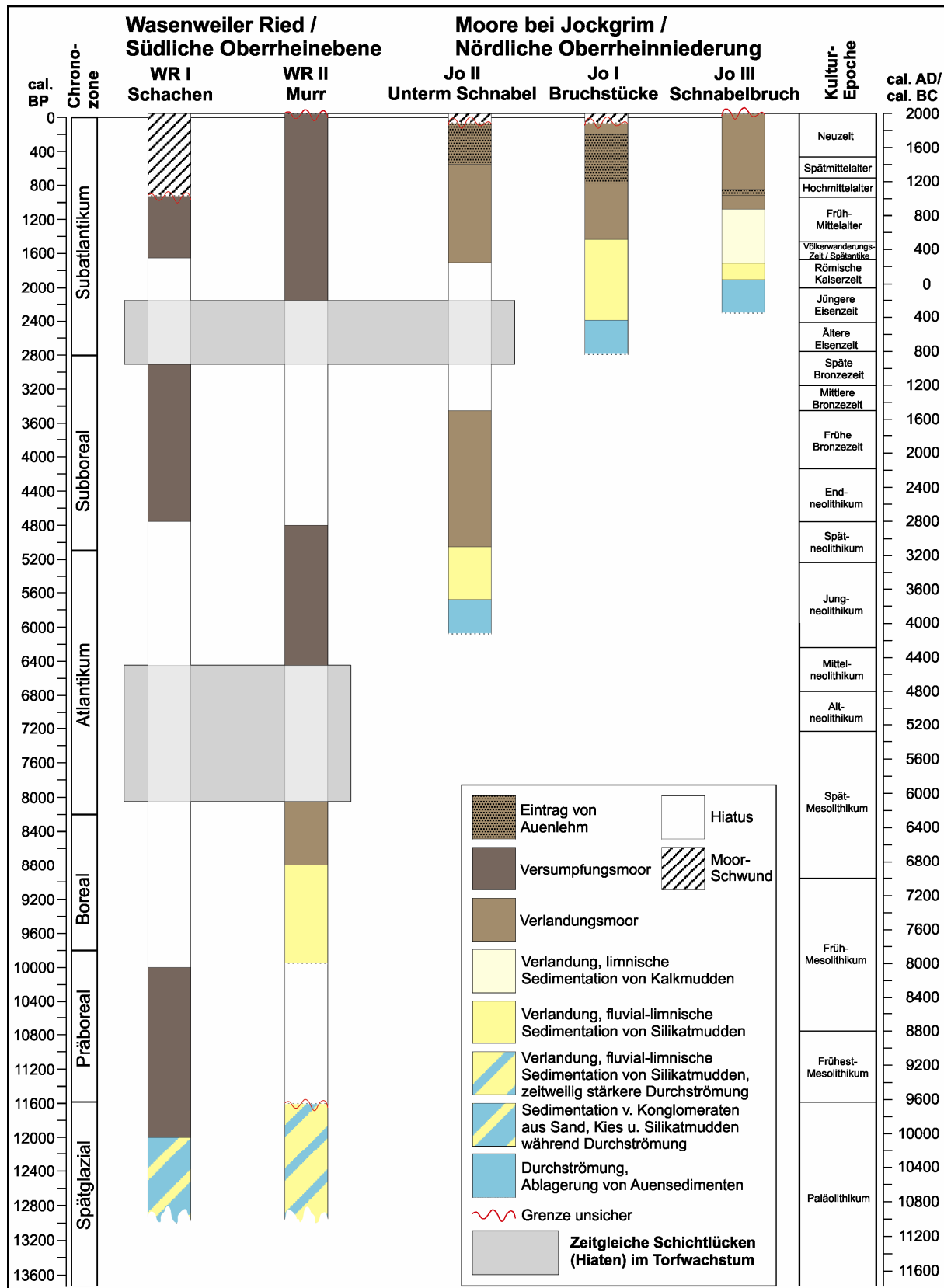
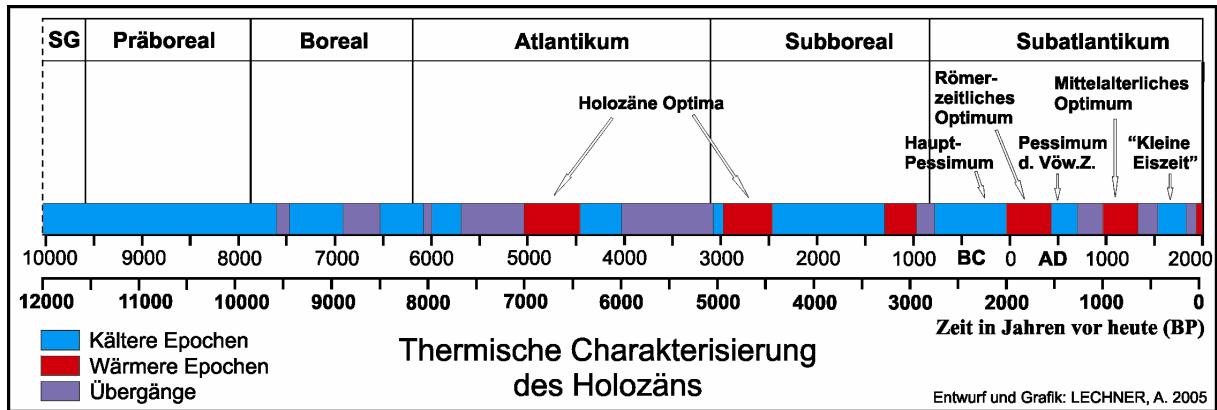


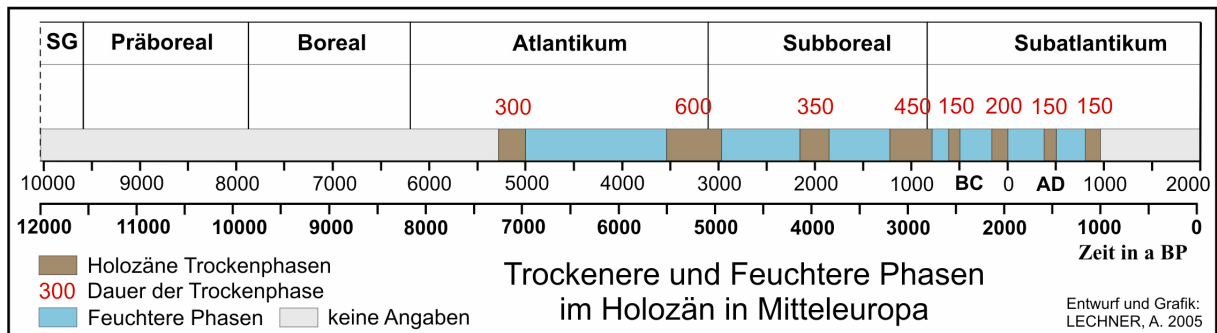
Abb. 7.1.35: Moorentwicklung in den Untersuchungsgebieten am Oberrhein seit dem Spätglazial.

Wahrscheinlich wurde im gesamten Wasenweiler Ried, wie in Kap. 7.1.4.3.2. ausführlich erläutert, die Vermoorung im älteren Atlantikum unterbrochen („profilübergreifender minimaler“ Hiatus WR I/II: 8050-6450 cal. BP). Durch ältere Arbeiten, wie die pollenanalytischen Untersuchungen mehrerer Bohrkerne durch SLEUMER (1934), und durch genauere Auswertungen der Pollendiagramme von FRIEDMANN (2000), werden die frühatlantischen Hiaten im Ried bestätigt. Die Schichtlücken finden sich auch in weiteren Mooren im Oberrheintiefland. Im „Weingartner Moor“, dem größten Moor in der Randsenke, führte VON WAHL (1988) pollenanalytische Untersuchungen durch. Die Torfbildung setzte auch hier, wie im Ried-Bereich „Schachen“, bereits im Spätglazial ein. Im Boreal ist eine Unterbrechung des Torfwachstums feststellbar. Erst im jüngeren Atlantikum bzw. zu Beginn des Subboreals werden wieder verstärkt Torfe abgelagert. ROTHSCHILD (1936) untersuchte zur Rekonstruktion der Waldgeschichte und Moorentwicklung im nördlichsten Teil der Oberrheinischen Tiefebene die teilweise vermoorten alten Neckar- und Mainläufe zwischen Heidelberg und Frankfurt. Nach zusammenfassenden pollenanalytischen Ergebnissen von über 20 Profilen sind das Boreal, das ältere und teilweise auch jüngere Atlantikum in den Diagrammen kaum ausgeprägt. Die während dieser Zeit gebildeten Torfe sind nur langsam gewachsen, stark zersetzt bzw. teilweise durch vollständige Pollenzerstörung gekennzeichnet. Zumindest im älteren Atlantikum findet also sowohl im nördlichen als auch im südlichen Oberrheintiefland in den genannten Mooren keine oder nur eine stark reduzierte Torfbildung statt (Überschneidungszeitraum). Aufgrund der Überregionalität dieser Schichtlücke ist nicht von lokalen, sondern vielmehr von regional bzw. überregional wirksamen Ursachen auszugehen. Da im frühen Atlantikum (Spätmesolithikum (Mittelsteinzeit)) stärkere anthropogene Einflüsse auf die Moore noch auszuschließen sind, muss von natürlichen Ursachen für die Schichtlücken in den Mooren ausgegangen werden. Hierfür kommen, wie in Kap. 7.1.4.3.2 bereits dargelegt, nur Änderungen des Klimas in Frage. Zu Beginn des Atlantikums herrschte nach den Ergebnissen verschiedener holozäner Klimarekonstruktionen ein kühles und niederschlagsreiches Klima in Mitteleuropa vor (u.a. DANSGAARD et al. 1969, FURRER 1991, O'BRIEN et al. 1995, SCHÖNWIESE 1995, BJÖRK et al. 1998, BURGA & PERRET 1998, JÄGER 1998)(Abb. 7.1.36a-d).

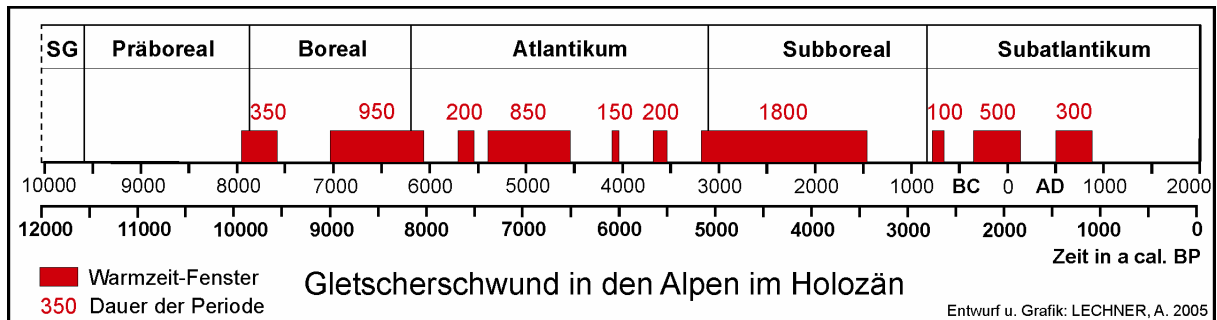
7.1 Rekonstruktion der Moorentwicklung



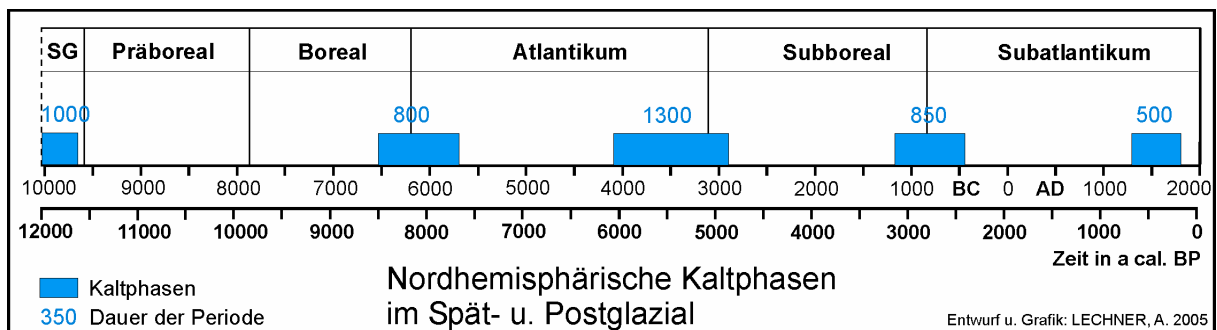
7.1.36a: Relative thermische Charakterisierung des Holozäns in Europa. Nach abgeschätzten Temperaturveränderungen mittels glazialgeologischer Untersuchungen (Sauerstoffisotopenmethode am grönländischen Eisbohrkern ca. mp Century), nach: DANSGAARD et al. 1969, verändert. Bezeichnungen in Anlehnung an SCHÖNWIESE 1995.



7.1.36b: Holozäne Trocken- und Feuchtphasen in Mitteleuropa. Nach: JÄGER 1998, verändert.



7.1.36c: Perioden mit Gletscherschwund in den Alpen. Nach: SCHLÜCHTER & JÖRIN 2004, verändert.



7.1.36d: Nordhemisphärische Kaltphasen im Spät- und Postglazial (Holozän). Nach: O'BRIEN et al. 1995 und BJÖRK et al. 1998, verändert.

Zunächst erscheint dies als Widerspruch zum aussetzenden Torfwachstum. Aufgrund erhöhter Abflüsse kann jedoch, wie es bereits SLEUMER (1934) und OBERDORFER (1934) darlegten, eine Tieferlegung des Flussbettes des Rheins infolge verstärkter linearer Einschneidung angenommen werden. Dies hätte eine Grundwasserabsenkung sowohl in der Aue als auch im Bereich der Niederterrasse zur Folge, was sich vermutlich nicht nur auf das Wasenweiler Ried, sondern auch auf weitere Moore am Oberrhein ausgewirkt hätte. Zumindest stieg der seit dem Präboreal ansteigende Grundwasserspiegel zunächst nicht weiter. Die geogenen Moore im Oberrheintiefland werden weitestgehend vom Mineralbodenwasser ihrer Umgebung gespeist. Als Versumpfungs- bzw. Verlandungsmoor können sie nicht über die Höhe des Torfbildungsgrenzbereiches hinauswachsen. Verharrt der Grundwasserspiegel in diesem oder sinkt darunter ab, kommt die Torfbildung zum Erliegen (vgl. COUWENBERG et al. 2001, WOLTERS 2002). Eine im frühen Atlantikum etwas später einsetzende trockene Klimaphase (nach JÄGER 1998) könnte die frühatlantischen Schichtlücken noch verlängert haben (Abb. 7.1.36b). Die bereits im Boreal aussetzende bzw. stark reduzierte Torfbildung in einigen Mooren lässt sich durch das ausgesprochen trockene Klima im Oberrheintiefland gut erklären (dies wird ausführlich in Kap. 7.2.2.1 diskutiert).

Auch zu Beginn des älteren Subatlantikums wird in allen untersuchten Mooren, in denen zuvor eine Torfbildung stattgefunden hat, diese unterbrochen. So kommt etwa von 2900 bis 2150 cal. BP in keinem der untersuchten Moore Torf zur Ablagerung. Wie bereits in Kap. 7.1.4.3.2 dargelegt wurde, werden auch diese Ergebnisse zumindest für das Wasenweiler Ried durch die pollenanalytischen Untersuchungen von SLEUMER (1934) und vermutlich auch FRIEDMANN (2000) bestätigt. Allerdings war in diesen Arbeiten eine genaue zeitliche Eingrenzung der Hiaten nicht möglich. Auch aus dem nördlichen Oberrheintiefland gibt es weitere Hinweise. Nach den Ergebnissen von Pollenanalysen in einem vermoorten Altarm des Neckars bei Heddesheim durch STARK (1926) liegt im Subboreal ein Hiatus vor, das Moor entwickelte sich erst im Subatlantikum weiter. Im untersuchten Rhein-Paläomäander Jockgrim „Unterm Schnabel“ wird die Torfbildung ebenfalls bereits im Verlaufe des Subboreals (ab 3450 cal. BP) unterbrochen.

Nach JÄGER (1998) stellt sich zum Ende des Subboreals eine ausgesprochene Trockenphase in Mitteleuropa ein. Eine Absenkung des Grundwasserspiegels mit der Folge einer Unterbrechung der Vertorfung ist anzunehmen. Allerdings liegen die Hiaten in den Profile ohnehin lediglich in einer Tiefe von etwa 45 und 50 cm (Wasenweiler Ried) bzw. gut 60cm (Jockgrim „Unterm Schnabel“) unter der heutigen Geländeoberfläche. Ein Erreichen der damaligen Torfbildungsgrenzbereiche ist so durchaus denkbar. Nachfolgend kommt es im frühen Subatlantikum zu einem Klimasturz (Kap. 7.1.3.2.1). Das sogenannte Hauptpessimum des Holozäns war ausgesprochen kühl und zum Teil niederschlagsreich (nach SCHÖNWIESE 1995). Wie auch im frühen Atlantikum kann eine verstärkte vertikale Einschneidung des Rheins in seine Schotter aufgrund erhöhter Abflüsse und damit eine Grundwasserabsenkung

sowohl im Wasenweiler Ried als auch in der nördlichen Oberrheinniederung angenommen werden. Der Rhein muss demnach relativ ruhig im geschlossenen Profil geflossen sein, Überflutungen der Aue waren selten. Die Untersuchungen von Baumstammlagen in Kiesbetten in der Oberrheinniederung und an anderen süddeutschen Flüssen bestätigen dies weitgehend. So stellt BECKER (1982) eine Fundlücke von Stämmen etwa von 2700 bis 1900 cal. BP fest (Abb. 7.1.12), die sich mit der Mindest-Torfbildungslücke sowohl im Wasenweiler Ried als auch im Mäander „Unterm Schnabel“ weitgehend deckt.

Eine weitere auffällige Gemeinsamkeit zwischen den untersuchten Mooren ist die jüngste subatlantische Vermoorungsphase. Sämtliche Moore, die ihr Wachstum im älteren Subatlantikum eingestellt hatten, begannen aufgrund der verbesserten hydrologischen Bedingungen wieder zu wachsen (alle Profile aus dem Wasenweiler Ried, Unterm Schnabel). Die Wachstumsphase setzte zwar zeitversetzt ein, spätestens ab dem Frühmittelalter wird jedoch in allen Mooren verstärkt Torf gebildet. Zunächst hatten die intensiven menschlichen Eingriffe in die Landschaften vor allem während der Römerzeit insbesondere im Bereich des Wasenweiler Rieds die Schaffung nachfolgend günstigerer Vermoorungsbedingungen zur Folge (Kap. 7.1.4.3.3). Anschließend führte das Klimapessimum der Völkerwanderungszeit vor allem infolge erhöhter Niederschläge zu einem Anstieg des Grundwasserspiegels. Dadurch verbesserte sich die hydrologische Situation für die Moorentwicklung entscheidend und die Torfbildung konnte auch in den Mooren, in denen diese zuvor zum Erliegen kam, wieder einsetzen. Die nochmals verstärkte Vermoorung im Früh- bzw. Hochmittelalter, die teilweise durch enorm hohe Akkumulationsraten von Torf in einigen Mooren („Schachen“, „Unterm Schnabel“ und „Schnabelbruch“) gekennzeichnet ist, hat vorwiegend anthropogene Ursachen. Durch die umfangreichen mittelalterlichen Rodungen der Wälder (Kap. 7.2) erhöhte sich der oberflächliche Abfluss der Niederschläge enorm, wodurch es zu großflächigen Vernässungen in Senken kam. Parallel stiegen die Grundwasserneubildungsraten, was einen entsprechenden Grundwasserspiegelanstieg zur Folge hatte. Damit werden die für eine Vermoorung eigentlich ungünstigeren klimatischen Rahmenbedingungen des mittelalterlichen Klimaoptimums (nach SCHÖNWIESE 1995), welches durch hohe Jahresmitteltemperaturen und vor allem geringere Niederschläge als zuvor gekennzeichnet ist, überkompensiert.

7.1.5.2 Chronologie der Moorentwicklung im überregionalen Vergleich

Eine seit dem Mittelalter verstärkte Moorentwicklung aufgrund von Grundwasseranstiegen infolge der massiven hochmittelalterlichen Rodungen ist auch überregional in weiten Teilen Mitteleuropas belegt (unter anderem KAPFER & POSCHLOD 1997, SUCCOW 2001, WOLTERS 2002, SINGER 2005).

Nach COUWENBERG et al. (2001) erreichen Versumpfungs- und Verlandungsmoore nur ein bestimmtes Alter und gehen dann in andere Moortypen oder Gewässer über.

7.1 Rekonstruktion der Moorentwicklung

Die vorliegenden neuen Ergebnisse zeigen jedoch, dass die Torfbildung auch für längere Zeit aussetzen kann, bis sich die hydrologischen Bedingungen für eine Moorentwicklung wieder verbessern. Insgesamt lässt sich die chronologische Entwicklung der Versumpfungs- bzw. Verlandungsmoore in den im Oberrheintiefland untersuchten Landschaften gut in die Hauptentstehungszeiträume der hydrogenetischen Moortypen in Mitteleuropa eingliedern (Abb. 7.1.37).

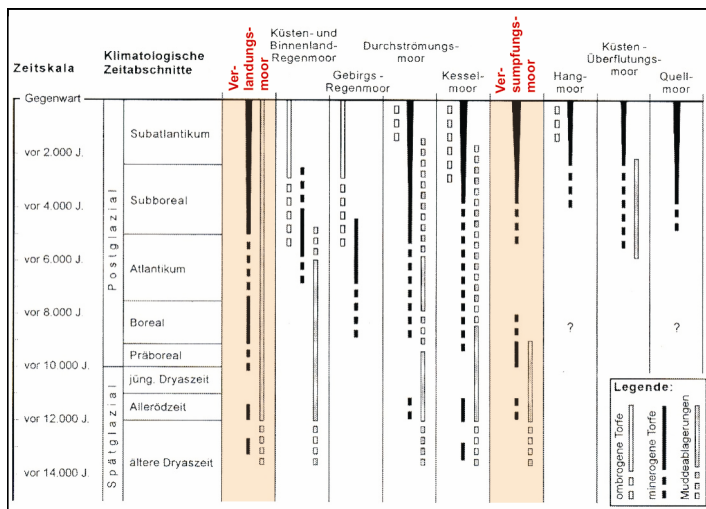


Abb. 7.1.37: Überblick über die Entstehungszeiträume der hydrogenetischen Moortypen seit dem Spätglazial. Nach: KAPFER & POSCHLOD 1997, verändert.

Die zeitlich begrenzten Torfbildungsphasen in den untersuchten Mooren („Schachen“, „Murr“, „Unterm Schnabel“) zeigen deutlich die beschränkte Lebenserwartung von Verlandungs- und Versumpfungsmooren (Abb. 7.1.35). Auch diese Ergebnisse spiegeln einen überregionalen Kenntnisstand wider (Abb. 7.1.38).

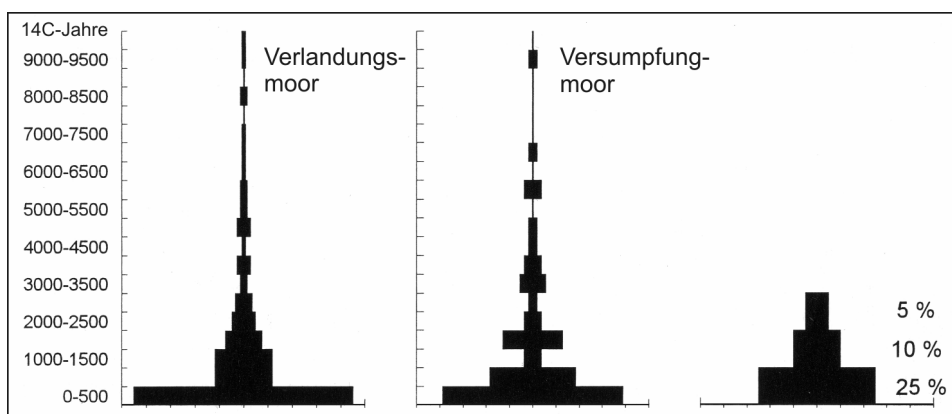


Abb. 7.1.38: Dauer von Torfbildungsphasen in Verlandungs- und Versumpfungsmooren. Dargestellt ist die Prozentzahl ihrer Torfablagerungen (x-Achse) in Abhängigkeit von der Ablagerungsdauer (y-Achse). Nach: COUWENBERG et al. 2001, verändert.

7.2 Rekonstruktion der Vegetationsentwicklung auf den terrestrischen und semiterrestrischen Standorten außerhalb der Moore

Im folgenden werden die pollenanalytischen Befunde hinsichtlich der Vegetationsentwicklung auf den mineralischen Standorten in den Untersuchungsräumen interpretiert. Unter mineralischen Standorten sind dabei die terrestrischen und die außerhalb der Moore und Gewässer liegenden semiterrestrischen Pflanzenstandorte zu verstehen. Besonders umfassend werden jeweils die Pflanzen, zumeist Gehölze diskutiert, aus deren Pollenanteilen, ihres zeitlichen und/ oder räumlichen Auftretens sich teilweise überraschende und neue Erkenntnisse für ihre natürliche Verbreitung im Oberrheintiefland ableiten bzw. diskutieren lassen. Dabei wird die Diskussion jeweils in der Chronozone, in der die entsprechende Art oder die Arten erstmals höhere Anteile am Pollenspektrum erreichen, geführt.

In den untersuchten Mooren der nördlichen Oberrheinniederung ist der regionale Niederschlag von Pollen bzw. Sporen sowohl der zonalen Vegetation terrestrischer Standorte als auch der azonalen Vegetation semiterrestrischer Standorte der Auen enthalten. Eine eindeutige Trennung nach Herkunftsgebieten der Pollen von Pflanzenarten bzw. -gattungen, die sowohl auf mineralischen Auenstandorten als auch auf Standorten der Niederterrasse, die unmittelbar angrenzt, potentiell vorkommen bzw. verbreitet sind, ist nicht immer möglich. Die dem teilweise fluviatilen Faziesbereich entnommenen Mudden und Torfe spiegeln zwar tatsächlich die Vegetationsentwicklung in der Talaue wider. Dennoch ist der Pollenniederschlag der umgebenden klimazonalen Vegetation auch noch beträchtlich repräsentiert (vgl. CASPERS 1993). Demzufolge kann aus den Pollenanalysen in der Talaue nur die wahrscheinlichste räumliche Zuordnung vieler Pflanzen, insbesondere nach ihren ökologischen Ansprüchen, zu entsprechenden terrestrischen und semiterrestrischen Standorten außerhalb der Moore sowohl innerhalb der Aue als auch auf den angrenzenden Terrassenflächen abgeleitet werden.

Dagegen hat die Rekonstruktion der Moorentwicklung des Wasenweiler Rieds am südlichen Oberrhein gezeigt, dass hier allenfalls bis in das Frühholozän (und auch nur zeitweilig in einigen Bereichen) Auenbedingungen herrschten (vgl. Kap. 7.1.4.3.1). Eine Zuordnung der nach den Pollenanalysen rekonstruierbaren regionalen Vegetation zu zonalen Standorten erscheint demnach zunächst einfacher. Allerdings grenzen an das Ried im Nordosten Auenstandorte der Schwarzwaldflüsse (Alte Dreisam, Mühlbach) unmittelbar an.

In beiden Untersuchungsräumen kann die nach den pollenanalytischen Befunden rekonstruierbare regionale Vegetationsentwicklung unter Abwägung aller denkbaren Faktoren nur das schlüssigste Bild der tatsächlichen Verhältnisse darstellen.

Weiterhin vollzog sich in beiden Untersuchungsgebieten die nacheiszeitliche Moorentwicklung in Zeitabschnitten. Dementsprechend sind auch nur Einblicke in die vegetationsgeschichtliche Entwicklung in den erfassten Epochen möglich. Die genauen Einwanderungszeiträume der wichtigsten Gehölze sind zumeist nicht erfasst, da während dieser Phasen keine Moorentwicklung in den untersuchten Geoarchiven stattfand. Für die Rekonstruktion einer Einwanderung der meisten Bäume sind die in den Paläomäandern der nördlichen Oberrheinniederung untersuchten Moore jedoch ohnehin schlichtweg zu jung. Aber auch im Wasenweiler Ried ist aufgrund der Schichtlücken eine exakte Rekonstruktion der Wiedereinwanderungs-Zeitpunkte der meisten Gehölze nach der letzten Eiszeit, teilweise auch ihrer Massenausbreitung, nach den pollenanalytischen Ergebnissen zumeist nicht möglich. Dennoch können relative Aussagen, zum Teil mit Hilfe älterer Pollendiagramme, getroffen werden.

Während der Moorentwicklungsphasen unterscheiden sich die Zuwachsraten der Substrate teilweise beträchtlich. Die daraus resultierende unterschiedliche zeitliche Auflösung differiert zum Teil stark (Tab. 6.4.4). Bei der Rekonstruktion der Vegetationsentwicklung nach den pollenanalytischen Befunden ist dies insbesondere bei einer Parallelisierung mit den archäologischen Kulturepochen zu beachten.

Für beide Untersuchungsräume werden die Ergebnisse der Einzelpollendiagramme jeweils zusammenfassend diskutiert. Einerseits sind in den Profilen teilweise aufgrund unterschiedlicher Hiaten oder eines unterschiedlichen Beginns der Vermoorung auch verschiedene Zeiträume erfasst. Andererseits decken sich in den zeitlichen Überschneidungsbereichen der Profile zumindest weitgehend jeweils die wesentlichen regionalen vegetationsgeschichtlichen Entwicklungen nach den palynologischen Befunden.

Die Gliederung in chronologische Abschnitte orientiert sich am Verlauf der Moorentwicklung und an pollenanalytisch nachweisbaren einschneidenden vegetationsgeschichtlichen Veränderungen in den Untersuchungsräumen.

7.2.1 Die Vegetationsentwicklung am nördlichen Oberrhein seit dem mittleren Holozän

7.2.1.1 Atlantikum bis Subboreal

Vom mittleren Holozän sind nur im Profil „Unterm Schnabel“ das jüngste Atlantikum und das ältere Subboreal erfasst. Der Beginn des Profils, das heißt die Basis der Tonmudden, wurde durch Interpolation der Radiokarbonaten auf 5670 cal. BP datiert (Kap. 7.1.3.2.1). Grundlegende Voraussetzung für einen vorwiegend aus west- bzw. südwestlichen Richtungen erfolgenden regionalen Polleneintrag in die vermoorten Paläomäander aus Vegetationsgebieten außerhalb der Aue, ist die

Annahme der heute vorherrschenden Hauptwindrichtungen (Südwestwinde) auch für das jüngere Atlantikum und die nachfolgenden erfassten Zeitabschnitte (Abb. 7.2.8).

Bei der Rekonstruktion der regionalen Vegetation auf den mineralischen Standorten mittels Pollenanalysen ist zwischen den naturräumlichen Haupteinheiten der weiteren Umgebung, das heißt den westlich angrenzenden Terrassen (Schwemmfächer, Lössplatten) und der Rheinaue zu unterscheiden.

Im jüngeren Atlantikum und Subboreal dominieren im wesentlichen die Pollen von *Pinus*, der Eichenmischwaldarten (v.a. *Quercus*, *Ulmus* und *Tilia*) und von *Corylus* das Gehölzpollenspektrum. *Fagus* und *Carpinus* fehlen im jüngeren Atlantikum noch weitgehend. Beide Gehölze werden pollenanalytisch erstmals im frühen Subboreal, allerdings nur in Spuren, nachgewiesen (Abb. 7.2.1).

Auf den Schwemmfächern der Niederterrasse dominieren weitgehend kiefernreiche Eichenmischwälder. Die würmzeitlichen Schwemmfächer sind insbesondere im östlichen Teil zum Hochgestade durch stark wasserdurchlässige, sandige und kiesige Substrate geprägt. In den vorderen Bereichen der Schwemmfächer, die unmittelbar an das Hochufer der Rheinniederung angrenzen, sinkt das Grundwasser weit unter die Oberfläche ab und mündet am Fuße des Hochgestades im Niveau der Rheinniederung. Auf diesen grundwasserfernen Standorten konnten sich nur arme Skelett- und Sandböden, wie Ranker, Rohböden oder arme Braunerden, entwickeln. In den westlichen Teilen der Schwemmfächer ist die Bodenbildung großflächig durch das Grundwasser beeinflusst. Hier entwickelten sich typische wechselfeuchte sandige Gleyböden und Pseudogleye (vgl. Kap. 4.3.1.2). Aus der Niederterrasse während des Würmglazials ausgewehte Sande sind häufig zu Flugdünenfeldern bzw. -dünenzügen aufgehäuft. Auch auf dem unmittelbar angrenzenden Schwemmfächer von Lauter, Heilbach und Otterbach, auf dem sich der Bienwald entwickelt hat, sind Dünenzüge verbreitet. *Pinus sylvestris* ist an solche trockenen Standorte besonders angepasst und dominiert diese vermutlich. Untergeordnet kommt die Art auch sicher in den trockenen östlichen Bereichen der Schwemmfächer vor. Da *Fagus* und *Carpinus* im jüngeren Atlantikum fehlen, prägen ansonsten weitgehend Eichenmischwälder die Schwemmfächer. Dabei werden die stärker grundwasserbeeinflussten sandigen Bereiche eher durch die Stieleiche dominiert, während auf den grundwasserfernen, mäßig trockenen bis frischen Standorten insbesondere im südwestlichen Teil verstärkt die Traubeneiche auftritt. Pollenanalytisch lassen sich beide Eichenarten jedoch kaum unterscheiden. Die Hängebirke (*Betula pendula*) ist ein typisches Pioniergehölz und bevorzugt sandige, mäßig nährstoffarme und eher saure Böden. Auf den trocken-sandigen Flächen der Schwemmfächer findet sie entsprechend ideale Bedingungen vor tritt als Begleitbaumart in den lichten, vorwiegend eichendominierten Wäldern auf. Höhere Anteile erreichte die Birke nach den pollenanalytischen Ergebnissen aber vermutlich nicht. Auf den frischeren Standorten sind in den Eichenwäldern auch Vorkommen von Linden denkbar. Einen hohen Anteil an der Gehölzartenkombination der atlantischen Eichenmischwälder insgesamt hat *Corylus* aufzuweisen. Trotz der

enormen Pollenproduktion und damit einer Überrepräsentanz der Pollen am Gehölzspektrum im Auenprofil ist davon auszugehen, dass die Strauchschicht in den Eichenmischwäldern weitgehend durch die wärmeliebende Haselnuss gebildet wird. Die Anteile der *Corylus*- Pollen an der Gehölzpollensumme nehmen bis zum Ende des jüngeren Atlantikums noch zu und sind auch im Subboreal weiterhin hoch. Die Buche wird erst ab dem Subboreal im Profil pollenanalytisch nachgewiesen, allerdings lediglich in geringen Spuren. Nach den pollenanalytischen Untersuchungen von HÖLZER & HÖLZER (1994) im Lautermoor setzte dagegen die Einwanderung von *Fagus* in die Region im frühen Subboreal (5080 cal. BP) ein, bereits kurze Zeit später (4675 cal. BP) begann ihre Massenausbreitung. Zu beachten ist hierbei allerdings, dass sich die Pollen von *Fagus* und *Carpinus* aufgrund ihrer Größe schwer verbreiten. Pollenvorkommen repräsentieren in der Regel auch das Verbreitungsareal (KUBITZ 2000). Im Umkehrschluss bedeutet dies, dass die Buche zumindest in der weiteren Umgebung der Bohrstelle des Profils „Unterm Schnabel“ noch gefehlt haben muss. Aufgrund der schlechten Verbreitung der Pollen von *Fagus* sind diese in den subborealen Schichten des Auenprofils „Unterm Schnabel“ aber vermutlich noch stark untervertreten. Es ist nicht völlig auszuschließen, ob die Buche in der subborealen Talaue bereits geringe Vorkommen hatte.

Nach den Ergebnissen der Pollenanalysen von HÖLZER & HÖLZER (1994) kann, falls das entsprechende ¹⁴C-Datum nicht zu alt ausfällt, davon ausgegangen werden, dass ab dem frühen Subboreal *Fagus* in die Traubeneichenwälder der Schwemmfächer einwandert. Mit ihrer Massenausbreitung etabliert sich wenig später auf den frischen bis mäßig trockenen, grundwasserfreien Standorten der östlichen Schwemmfächerbereiche ein Buchen-Traubeneichen-Wald. Der Beginn der geschlossenen Pollenkurve von *Carpinus* setzte im Profil „Unterm Schnabel“ etwa ab 4500 cal. BP ein und lässt auf eine zunehmende Beteiligung am Aufbau der Eichenmischwälder der grundwassergeprägten Standorten vor allem im Westen der Schwemmfächer schließen (Abb. 7.2.1).

Die mit Löss überdeckten älteren Terrassenplatten sind im Atlantikum durch nährstoffreichere Böden mit hoher Feldkapazität, wie verbrauchte Tschernoseme und teilweise Parabraunerden gekennzeichnet (STÖHR 1969). Da die Schatthölzer im jüngeren Atlantikum vermutlich noch weitgehend (vgl. HÖLZER & HÖLZER 1994) fehlen, werden diese Standorte mit guter Wasser- und Nährstoffversorgung durch licht- und wärmeliebende edellaubholzreiche Eichenwälder eingenommen. Nach dem Pollenspektrum ist *Tilia* im jüngeren Atlantikum und Subboreal stark am Bestandsaufbau der Wälder auf den Lössplatten beteiligt. Vor allem wenn man berücksichtigt, dass die Linde aufgrund ihrer geringen Pollenproduktion deutlich am Pollenspektrum untervertreten ist. Dies gilt noch stärker für *Acer*, so dass auch Ahornvorkommen in diesen Wäldern anzunehmen sind. Die Strauchschicht wurde hier vermutlich ebenso vorwiegend durch *Corylus* gebildet. Die hohen Pollenanteile von *Ulmus* im jüngeren Atlantikum sind zwar vor allem dem Pollenniederschlag der Auenwälder in der Rheinniederung zuzuschreiben. Möglicherweise kommen auf den frischen Standorten der Lössplatten aber auch Ulmen (*Ulmus minor*) in den Laubwäldern vor. Die Kiefer wird hier dagegen spätestens ab dem frühen Atlantikum standörtlich bedingt weitgehend fehlen, da sie durch die Ausbreitung der konkurrenzfähigeren Laubbäume auf den besseren Standorten verdrängt wurde. Nach der Massenausbreitung von *Fagus* im Verlauf des Subboreals werden die Lössplatten weitgehend von Buchenwäldern, vermutlich (entsprechend der heutigen potentiell natürlichen Vegetation) von Perlgras-Buchenwäldern dominiert (HAILER 1971, WAHL 1985). Die Eichen (*Quercus robur*) können sich lediglich in den schmalen Tälern der Bäche, die die Platten durchschneiden, behaupten. Hier sind die Standorte für die Buche zu feucht.

Die Auenstandorte im Atlantikum sind deutlich weniger als die Standorte auf den beiden angrenzenden naturräumlichen Haupteinheiten mit den heutigen Verhältnissen zu vergleichen. Eine stärkere und flächenhafte Auenlehm-/Auenton-Sedimentation setzte in der Oberrheinniederung wie an anderen großen Flüssen Mitteleuropas erst am Übergang vom Atlantikum zum Subboreal ein (BECKER 1982, CASPERS 1993, JERZ & PETERS 2002, PETERS 2002, DAMBECK 2005). Nach den Baumstammuntersuchungen von BECKER (1982) führten ausgeprägte Hochwasseraktivitäten am Oberrhein sogar erst ab dem mittleren bzw. nochmals verstärkt gegen Ende des Subboreals zu umfangreichen und flächenhaften Einträgen von Auenlehm (Abb. 7.1.12). Von einer stärkeren anthropogenen Beeinflussung der Flussmorphodynamik, die Erosionsprozesse und mächtige Akkumulationen von Auelehmdecken zur Folge hatten, kann nach SCHIRMER (1988) sogar erst ab der Römerzeit ausgegangen werden. In den Sanden und Kiesen der Aue begrabene Eichenstämme aus dem jüngeren Atlantikum belegen zwar zeitweilige Überflutungen und Verlagerungen flussnaher Baumbestände. Eine stärkere Häufung der Baumstammfunde bzw. stärkere Hochwasseraktivitäten sind jedoch bis in das Subboreal in den Dendrogrammen nicht erkenn- bzw. ableitbar (nach BECKER 1982)(Abb. 7.1.12). An den gefundenen Stämmen ist eine ausgesprochene

Homogenität von Zuwachsleistung und Ringbreitenvariation auffällig. Die Jahrringbreiten subfossiler Eichenstämme vom Oberrhein aus dieser Zeit liegen in der Bandbreite von heutigen Eichen-Hartholzauen auf sandig-lehmigen Braunerde-Standorten ohne Grundwasserkontakt (BECKER 1982). Bis zum mittleren Atlantikum hat sich in den süddeutschen Flusstälern ein Gleichgewichtszustand mit stabilen hydrologischen und standörtlichen Verhältnisse eingestellt. In den Auen herrschten eher trockenere Verhältnisse mit terrestrischen Bodenbildungen, die noch nicht durch häufige Auelehmsedimentation und andauernden Grundwasseranschluss begünstigt waren, vor. Flachgründige Rohböden waren demnach verbreitet. Die Auenwälder bestockten die Täler an weitgehend festgelegten Flussarmen, die entweder eingetieft, zumindest aber niedrigere Hochflutniveaus aufwiesen (vgl. Kap. 7.1.3.2.1 und BECKER 1982, JERZ & PETERS 2002).

Die heutige Auengliederung mit einer Zonierung in Hart- und Weichholzaue findet nach den pollenanalytischen Befunden in den jungatlantischen und subborealen Oberrheinauen kaum eine Entsprechung. Falls im mittleren Holozän überhaupt eine Weichholzaustufe mit Pappeln und Weiden ausgebildet war, hatte diese eine allenfalls stark untergeordnete Bedeutung. So werden bis in das Subboreal *Salix*-Pollen nur unregelmäßig und in sehr geringen Anteilen nachgewiesen, die Pollen von *Populus* nur ganz vereinzelt (Abb. 7.2.1). Allerdings sind insbesondere die Pollenkörner von *Populus* auch nur sehr begrenzt erhaltungsfähig. Infolge des weitgehend geringen Anteils von Indeterminata in den jungatlantischen Schichten lässt sich jedoch eine Abreicherung dieser Pollen infolge von Korrosion größtenteils ausschließen. Eine kaum oder nur wenig ausgeprägte Weichholzaue ist ein weiterer Beleg für eine geringe Überflutungsdynamik und ausgesprochene Stabilität in der Talaue während des erfassten Zeitraums des Mittelholozäns. Auch in den zeitlich entsprechenden Baumstammkollektionen vom Oberrhein erreicht der Anteil der Weiden und Pappeln, die in den stromnächsten Bereichen gewachsen und damit einer Erosion durch Hochwässer am stärksten ausgesetzt gewesen wären, nur sehr geringe Anteile (max. zusammen ca. 10%)(nach BECKER 1982)(Abb. 7.2.2).

In der Rheinniederung waren nach den pollenanalytischen Befunden im jüngeren Atlantikum vor allem Eichen-Ulmen-Hartholzauenwälder verbreitet, in denen Ahorn beigemischt war und auch Eschen in geringen Anteilen vorkamen. Auch diese Ergebnisse decken sich weitgehend mit den Baumstammuntersuchungen von BECKER (1982)(Abb. 7.2.2).

Methodisch soll hierzu angemerkt werden: Die Eichendominanz in den subfossil erhaltenen Baumartenspektren in Flussablagerungen ist nicht etwa auf eine selektive Holzerstörung anderer Auewaldvertreter, deren Holz gegenüber Eichenholz eine geringere Dauerhaftigkeit besitzt, zurückzuführen. Untersuchungen im Donautal haben ergeben, dass selbst leicht zersetzbare Holzarten wie Pappeln, Weiden und Buchen vieltausendjährige Grundwasserlagerungen ebenso überstanden haben wie das Holz von Kiefern, Birken und Ulmen (BECKER 1978).

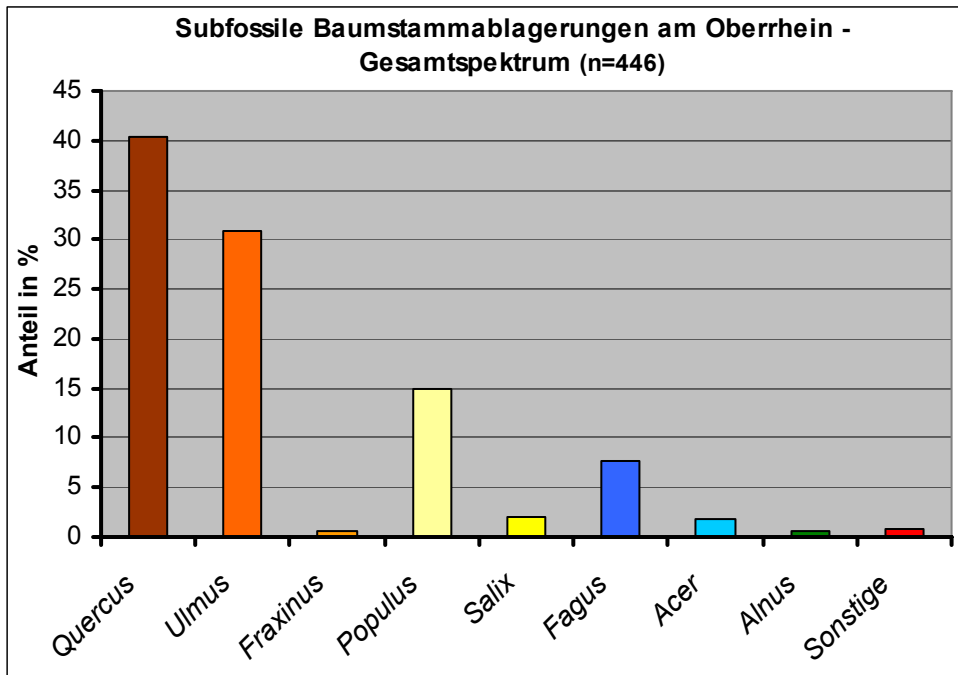


Abb. 7.2.2: Gehölzspektren subfossiler Baumstammablagerungen am Oberrhein, Gesamtspektrum*. Daten nach: BECKER 1982, verändert.

Die Eichen-Ulmen-Wälder stockten auch in den ufernahen Hochflutfeldern, Weichholzvertreter wie Weiden waren nur gelegentlich beigemischt. Nach der heutigen potentiell natürlichen Vegetation werden Eichen-Ulmen-Hartholzauewälder vorwiegend aus Stieleichen sowie Flatter- und Feldulmen aufgebaut. Vermutlich war dies auch in den jungatlantischen und frühsubborealen Auenwäldern am Oberrhein überwiegend der Fall. Dennoch sind auch Vorkommen von Traubeneichen unter den verbreitet terrestrischen Bedingungen in der jungatlantischen Talauie zumindest auf höher gelegenen trockenen Standorten nicht auszuschließen. Pollenanalytisch und holzanatomisch lassen sich *Quercus robur* und *Q. petraea* jedoch nicht trennen (FAEGRI 1993, BURGA & PERRET 1998, BEUG 2004; SCHWEINGRUBER 2001). Unter den weitgehend terrestrischen und trockeneren Bedingungen in der Aue sind neben Ahorn auch zerstreute Vorkommen von weiteren anspruchsvollen Laubbäumen wie Linden auf den höher gelegenen Auenstandorten im jüngeren Subatlantikum denkbar. Nach HUNTLEY & BIRKS (1983) zeigen 1-5 % *Tilia*- Pollen bereits lokale Vorkommen an. Während des gesamten, zeitlich erfassten jüngeren Atlantikums und älteren Subboreals ist die Linde kontinuierlich mit Prozentpollenwerten zwischen 2 und >4 % vertreten. Die vor allem in Frage kommende Winterlinde bevorzugt zwar eher mittel- bis tiefgründige Lehm-, Löss- oder Tonböden, ist jedoch ausgesprochen trockenheitstolerant. Insbesondere aufgrund der eher trockeneren edaphischen Verhältnisse in der Aue des jüngeren Atlantikums bzw. frühen Subboreals sind Lindenvorkommen hier vorstellbar. Dagegen spricht jedoch, dass Linden im

* Die Befunde sprechen für eine deutliche Vorherrschaft der Hartholzauebestände in den flussnahen Talbereichen. Der Anteil insbesondere von *Populus* ist verzerrt, da die hohen mittelalter- bis neuzeitlichen Anteile im Gesamtspektrum enthalten sind.

Gegensatz zu Ahorn bei den Baumstammuntersuchungen durch BECKER (1982) nicht nachgewiesen wurden (Abb. 7.2.2). Die angrenzende Niederterrasse ist durch sandige, nährstoffarme Substrate gekennzeichnet. Auch hier sind Vorkommen von Winterlinden zwar vorstellbar. *Tilia*- Pollen zeichnen sich jedoch durch eine gute Windverbreitung aus (BURGA & PERRET 1998). Die nahe gelegenen Lössstandorte liegen in einer Entfernung von lediglich etwa 5 km westlich des Profils „Unterm Schnabel“. Ein Polleneintrag vorwiegend aus den atlantischen lindenreichen Eichen-Mischwäldern dieser Platten wäre eine Erklärungsmöglichkeit. Allerdings bleiben die Lindenpollen-Werte im Profil auch nach der Einwanderung und Ausbreitung der Buche (n. den ^{14}C -Daten im Profil „Lautermoor“ von HÖLZER & HÖLZER 1994) im Subboreal hoch. Möglicherweise fällt jedoch das ^{14}C -Datum etwas zu alt aus und die Massenausbreitung der Buche, die auch die Linde verdrängte, findet in der Region erst deutlich nach 4000 cal. BP statt. Dies würde sich mit den Datierungen im Profil „Unterm Schnabel“ etwa decken. Die hohen spätatlantischen und frühsubborealen Linden- Pollenanteile im Auenprofil wären somit zu erklären.

In den ärmsten und trockensten Bereichen der eher terrestrisch geprägten Aue des mittleren Holozäns sind vereinzelte Kiefern-Vorkommen nicht auszuschließen. Auf solchen Standorten wäre die Kiefer anderen Baumarten überlegen. Hierfür kämen Sand- bzw. Kiesrücken, sogenannte „Brennen“ oder „Heißländ“ (nach GERKEN 1988, S. 42), also ausgeprägt edaphische Trocken- und damit Extremstandorte, in Frage. Diese aus der Aue herausragenden Rücken blieben bei den möglichen Hochwässern von Überflutungen vermutlich weitgehend verschont, was, neben der begrenzten Anzahl der Beprobungsstellen, die Nachweise von *Pinus* in den von BECKER (1982) untersuchten Flusssedimenten am Oberrhein erklären könnte (unter sonstige Gehölze in Abb. 7.2.9). Noch heute stehen an einigen Stellen im gegenwärtigen Bereich der Altaue stark sandige Substrate oberflächlich an bzw. liegen nur wenige Dezimeter unter der Geländeoberfläche (Abb. 6.1.3-5; SCHLOß 2004, mündl. Mitteilung). Bei Aushubarbeiten an einem Baggersee östlich von Neupotz fand SCHLOß (2005) in den Kiesen unterhalb der Auensedimente in einer Tiefe von etwa 2,5 m unter Flur mehrere Holzstücke. Eine holzanatomische Bestimmung ergab Koniferenholz, sehr wahrscheinlich handelt es sich aufgrund der vorhandenen Harzkanäle bei allen Stücken um *Pinus* (SCHLOß 2005, mündl. Mitteilung). An der Universität Innsbruck wurden an der Abteilung Physiologie und Zellphysiologie Alpiner Pflanzen am Institut für Botanik Versuche zur Überflutungstoleranz von *Pinus sylvestris* und *Myricaria germanica* durchgeführt. Dabei wurde der Wurzelbereich von 40cm hohen Pflanzen über 38 Tage überstaut. Die Kiefern zeigten keinerlei Beeinträchtigungen in ihrer Photosynthese- Aktivität (KERBER, MAYR, BAUER). Es kann also davon ausgegangen werden, dass die auf grundwasserfernen Kiesrücken möglicherweise vereinzelt vorkommende Kiefern selbst mehrtätige Überstauungen ohne weiteres überstehen. Allerdings waren Überstauungen dieser hoch gelegenen Standorte vermutlich ausgesprochen selten. Nach GERKEN (1988) überstehen

Kiefern sogar Überflutungen bis zu 1,60m Höhe und einer Dauer von maximal 69 Tagen ohne erkennbare Vitalitätseinbußen.

In den Basisschichten der Tonmudde des Bohrkerns „Unterm Schnabel“ sind hohe Anteile (anfangs ca. 2,5%) der Pollen von *Hippophaë* auffällig, die nach oben hin kontinuierlich abnehmen. Sanddorn besiedelt als Pionierpflanze basenreiche sandige und kiesige Rohböden. Er ist beispielsweise typisch für sandig-kiesige Offenstandorte in Flussbetten und Alluvionen, die gelegentlich auch überflutet werden können, jedoch rasch wieder abtrocknen (wechsellückige Standorte). Der insekten- und windblütige Sanddorn zeichnet sich durch sehr geringe Pollenproduktionsraten aus, so dass Werte über 1% bereits lokale Vorkommen bedeuten können (BURGA & PERRET 1998). Daraus lässt sich schließen, dass zu Beginn der limnischen Phase im Profil „Unterm Schnabel“ vermutlich in der näheren Umgebung sandige Pionierstandorte (Flussufer) verbreitet waren, was zum einen ein Hinweis auf eine frühe Verlandungsphase im gesamten Mäander ist (vgl. Kap. 7.1.3.2.1). Zum anderen sind die Funde der Pollen von *Hippophaë*, die ausschließlich in den atlantischen Schichten des Bohrkerns nachgewiesen wurden, generell ein weiterer Beleg für die zumindest in Teilen ausgesprochen sandige Prägung der damaligen Aue vor der später zunehmenden flächenhaften Akkumulation von Auelehmen.

Auch die Laubwälder in der Aue sind nach den pollenanalytischen Ergebnissen vermutlich haselreich. *Corylus* stellt jedoch relativ hohe Standortansprüche, bevorzugt grund- oder sickerfrische humose lehmige Böden. Zumindest in den eher sandigeren, rohboden-geprägten Bereichen der jungatlantisch bis frühsubborealen Aue kann der Haselunterwuchs demzufolge nur geringer verbreitet gewesen sein als in heutigen Auenwäldern vor allem der hohen Hartholzaue. Zumindest war er vermutlich lichter als auf den tiefgründigeren Standorten beispielsweise der Lössplatten. In den Eichen-Ulmen-Auenwäldern des jüngeren Atlantikums kamen nach den palynologischen Befunden, wie bereits erwähnt, in geringem Umfang auch Eschen vor. Da *Fraxinus* nur relativ wenige Pollen produziert, ist die Gattung im Pollenniederschlag entsprechend deutlich unterrepräsentiert. Weiterhin zersetzen sich Pollenkörner von *Fraxinus* schnell und sind schlecht verwehbar (KUBITZ 2000). Demnach belegen die mit durchschnittlich unter 0,5% liegenden zwar geringen, aber kontinuierlichen Pollenanteile an der Gehölzpollensumme eine natürliche Beteiligung der Esche am Aufbau der jungatlantischen und frühsubborealen Eichen-Ulmen-Wälder in der Rheinniederung. Im Gegensatz zu anderen süddeutschen Flusssystemen wie der Donau war die Esche am Oberrhein im mittleren Holozän allerdings deutlich geringer verbreitet. So erreichen nach neueren Pollenanalysen in der Donauaue *Fraxinus*- Pollen prozentuale Anteile zwischen 2 und 3% im jüngeren Atlantikum (PETERS 2002). Die Baumstammuntersuchungen in Flussablagerungen an süddeutschen Flüssen durch BECKER (1982) bestätigen diese Ergebnisse wiederum. Lediglich unter 1% aller im Oberrheintal untersuchten Baumstämme waren Eschen (Abb. 7.2.2). Dagegen lag deren Gesamtanteil am Main bei 2,5% und an der Donau

sogar bei 4,7%. Aus den dargelegten und interpretierten Analysen lässt sich schließen, dass die Esche im Gegensatz zur heutigen Situation in den Auenwäldern der damaligen Oberrheinniederung nur zerstreut vorkam.

Weiterhin waren in den Eichen-Ulmen-Auenwäldern des jüngeren Atlantikums typische Zeigerpflanzen des ozeanisch geprägten atlantischen Klimas wie *Hedera helix* und *Viscum album* verbreitet. Eine geschlossene Pollenkurve (*Hedera*) bzw. zumindest zeitweilig regelmäßige Nachweise der Pollen (*Viscum*) belegen dies. Die geringen Pollenproduktionen beider Arten bedingen in der Pollensedimentation eine starke Untervertretung. Bereits Einzelfunde von Pollen dieser Pflanzen belegen ihre lokale Anwesenheit (LANG 1994). Die Pollenkurve von *Hedera* wird erst mit dem Beginn des Subboreals unterbrochen. *Viscum*- Pollen werden bereits ab dem ausklingenden Atlantikum nicht mehr nachgewiesen. Die Rückgänge sind vermutlich in klimatischen Veränderungen am Übergang zum Subboreal begründet (sinkende Wintertemperaturen, zunehmende thermische Kontinentalität) (IVERSEN 1944, BURGA & PERRET 1998). Weitere Sträucher wie *Sorbus* und *Cornus mas* werden im jüngeren Atlantikum und Subboreal nur vereinzelt pollenanalytisch nachgewiesen. Beide Gehölze präferieren moorige Standorte und kamen demnach vermutlich in bereits vermoorten Mäandern vor.

In der letzten subborealen Probe unterhalb des Hiatus nimmt der Pollenanteil der Ulme an der Gehölzpollensumme von über 9 auf gut 5% ab. Der Rückgang beträgt also über 40%. Da sich nachfolgend im Profil „Unterm Schnabel“ ab 3450 cal. BP eine zeitliche Lücke von etwa 1800 Jahren anschließt, sind sichere Aussagen, ob es sich nur um einen zeitweiligen Rückgang oder um den tatsächlichen mittelholozänen Ulmen-Abfall („elm decline“ BURGA & PERRET 1998, S. 569) handelt, zwar nicht möglich. Etwa 1200 Jahre später wird die Vegetationsentwicklung über die älteste im Profil „Bruchstücke“ pollenanalytisch ausgewertete Probe wieder fassbar. Der *Ulmus*-Pollenanteil beträgt in dieser Profilbasis weniger als 4%. Ein starker Ulmenrückgang hat in der wahrscheinlicheren Variante also nach 4000 cal. BP oder, was weniger wahrscheinlich ist, spätestens im ältesten Subatlantikum stattgefunden. Nach OVERBECK (1975) ist der erste markante Ulmen- und Linden-Fall (um 3000 uncal. BC) das entscheidende Signal für den Beginn des Subboreals. Hier fand der Ulmenrückgang jedoch deutlich später statt. Nach BURGA & PERRET (1998) erfolgte der oft mehrphasige und in den meisten Gebieten nicht synchrone mittelholozäne Ulmen-Abfall zwischen 6000 und 4000 BP teils vor und teilweise gleichzeitig mit der anthropogenen Einflussnahme auf die Vegetation (vgl. auch ZOLLER 1960). Nach den Ergebnissen der Pollenanalysen im Profil „Unterm Schnabel“ sind stärkere menschliche Einflüsse zumindest in der holozänen Rheinaue bis 3450 cal. BP (Beginn des Hiatus) weitgehend auszuschließen (vgl. nachfolgende Seiten). Die Gründe für den Ulmenrückgang dürften hier demnach in natürlichen Ursachen liegen. Untersuchungen aus den letzten Jahrzehnten zeigen, dass im Gegensatz zur häufigen früheren Annahme, dass der Rückgang hauptsächlich anthropogen bedingt war, meistens natürliche Ursachen vorlagen (u.a. BURGA 1988). In Frage

kommen ein zunehmender Konkurrenzdruck durch neu eingewanderte Schattholzbaumarten wie zum Beispiel die Rotbuche, Klimaveränderungen, veränderte Boden- und Grundwasserverhältnisse, vor allem aber Baumkrankheiten (vgl. BURGA & PERRET 1998). Ein zunehmender Konkurrenzdruck lässt sich als Ursache für diesen vorliegenden Ulmenfall ausschließen, da *Fagus* pollenanalytisch lediglich in Spuren zum Zeitpunkt des Rückgangs von *Ulmus* nachgewiesen wird (Abb. 7.2.1). Die sogenannte holländische Ulmenwelke seit dem frühen 20. Jh. wird durch einen Pilz (*Ophiostoma ulmi/ novo-ulmi*) verursacht, der durch den Ulmensplintkäfer (*Scolytus* sp.) übertragen wird (vgl. z.B. STIPES & CAMPANA 1981). Neben den anderen genannten möglichen natürlichen Ursachen sind derartige oder ähnliche Krankheiten auch für das mittlere Holozän nicht auszuschließen. Hierzu besteht jedoch noch weitgehend Forschungsbedarf.

In den unteren Tonmuddeschichten sind höhere *Abies alba*- Pollenwerte auffällig. Die Anteile gehen im Verlauf der limnischen Phase im Mäander „Unterm Schnabel“ jedoch deutlich zurück. Ähnliches gilt, wenn auch wesentlich geringer ausgeprägt, für die Pollen von *Picea abies*. In beiden Fällen handelt es sich sehr wahrscheinlich um Pollen, die während der Ablagerung der mineralischen Mudden angereichert wurden. Die Mudden sedimentierten, insbesondere zu Beginn der Verlandung, unter fluvial-limnischen Bedingungen (Kap. 7.1.3.2.1). Demzufolge ist es denkbar, dass die relativ hohen Anteile dieser Nadelholzpollen durch selektive Zusammenschwemmungen im Uferbereich des Mäanders und damit durch eine relative Anreicherung zustande kommen. Von derartigen selektiven Zusammenschwemmungen sind insbesondere die vesiculaten, mit Luftsäcken versehenen Pollen von Nadelgehölzen betroffen (BURGA & PERRET 1998, vgl. Kap. 5.3.4.2). Ausführlich wird dies im nachfolgenden Kapitel 7.2.1.2 diskutiert.

Hohe Anteile (10-17%) der Nichtbaumpollen von Pflanzen mineralischer Standorte an der Pollensumme suggerieren im jüngeren Atlantikum und älteren Subboreal einen hohen Offenlandanteil (Abb. 7.2.3). Bedingt sind diese Werte vor allem durch die hohen Anteile der Süßgräser-Pollen. Die *Gramineae*- Kurve stellt jedoch eine Summenkurve der Pollen aller Süßgräser exclusive der Pollen von *Cerealia* und *Glyceria* dar. Wie in Kapitel 7.1.3.2.1 bereits erläutert wurde, sind demzufolge auch die Pollen der Röhricht bildenden Gräser, also vor allem von Schilfrohr (*Phragmites*) enthalten. Die den Altarm während des Verlandungsprozesses säumenden Röhrichtgürtel haben also maßgeblichen Anteil an den hohen Gräser-Werten im Auendiagramm. Auch in den lichten Eichen-Kiefern-Mischwäldern auf dem angrenzenden Schwemmfächer ist ein hoher Gräseranteil in der Krautschicht anzunehmen. Demzufolge sind echte Offenstandorte in der Aue und auf der angrenzenden Niederterrasse zwar nicht gänzlich auszuschließen, der Flächenanteil war aber weitaus geringer als sich aus den prozentualen Anteilen der NBP zunächst schließen ließe.

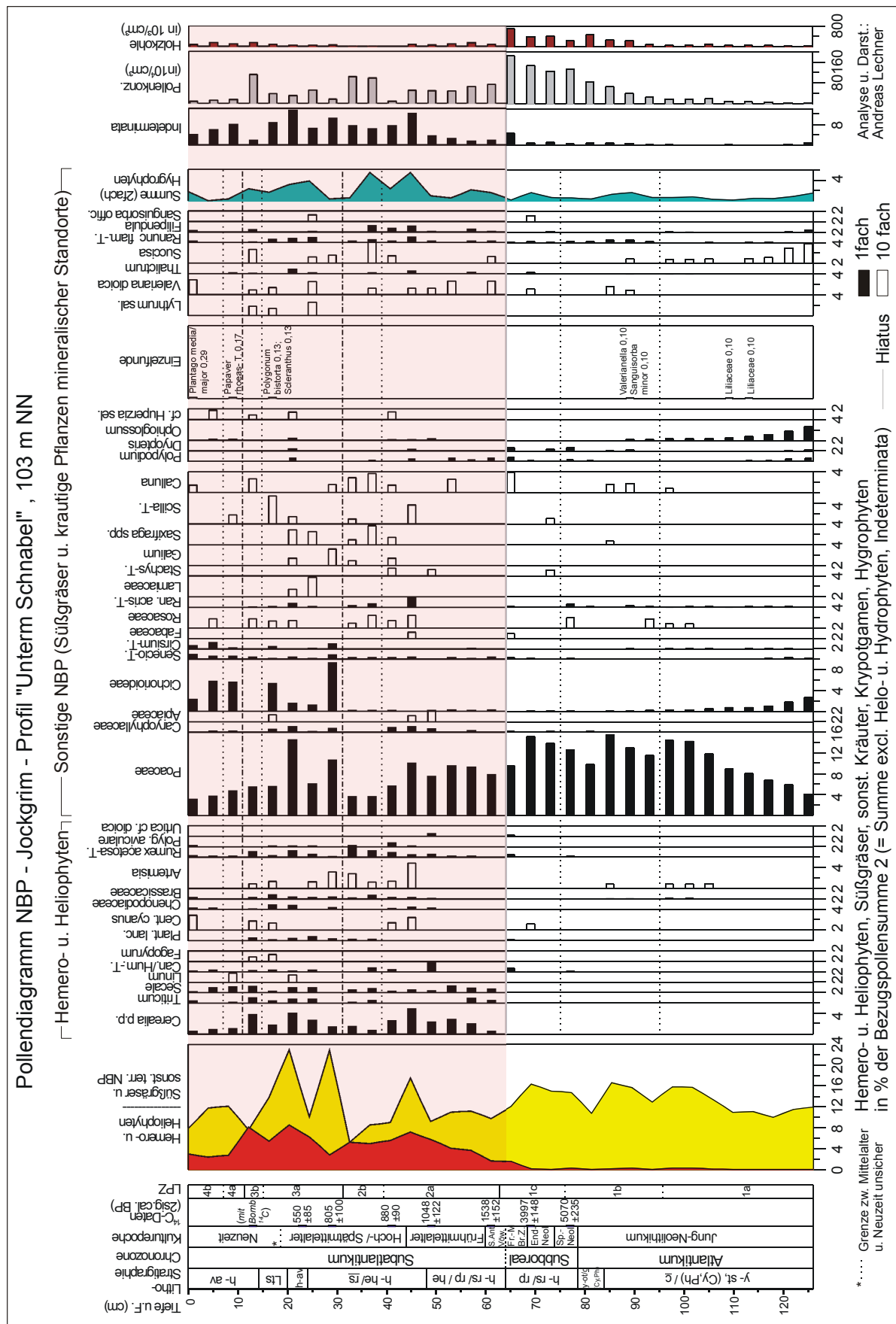


Abb. 7.2.3: Pollendiagramm – Nichtgehölzpollen (Pflanzen mineralischer Standorte) - Jockgrim Profil „Unterm Schnabel“. Farblinien unterlegt: Zeitliche Überschneidung mit dem Profil „Bruchstücke“.

In den untersten Tonmuddeschichten sind die Sporen-Werte der Natternzunge (*Ophioglossum*) relativ hoch. Da *Ophioglossum vulgatum* carbonatreiche und wechsellasse Tonböden bevorzugt, lassen die hohen Sporenanteile auf gehäufte lokale Vorkommen dieser Farnart in schlickreichen Uferbereichen des Altarms zu Beginn der Verlandungsphase des Mänders schließen. Die Pollenanalysen am Profil „Bruchstücke“ bestätigen dieses Bild. *Ophioglossum* erreicht auch hier ebenfalls nur in den unteren Muddablagerungen beachtliche Anteile an der Pollensumme (Abb...). Ein ähnliches Bild ergibt sich bei den Pollen von Korbblütlern, insbesondere von *Cichorioideae*. In den untersten Schichten der Mudden sind die entsprechenden Pollenanteile hoch, nehmen aber im weiteren Sedimentationsverlauf kontinuierlich ab. Wiederum zeigt sich eine gute Übereinstimmung mit dem Profil „Bruchstücke“. Bezüglich der Pollenmorphologie bestehen bei den Zungenblütlern nur wenig artspezifische Differenzierungsmöglichkeiten. Die paläoökologische Aussagekraft der Pollenfunde von *Cichorioideae* ist daher beschränkt. Da diese Pollen jedoch sehr korrosionsresistent sind, ist eine selektive Anreicherung in den Basismudden nicht auszuschließen. Zumindest in den beiden untersten ausgezählten Schichten ist der prozentuale Anteil der Indeterminata leicht erhöht (Abb. 7.1.11).

Neben *Ophioglossum* erreichen auch weitere Farne wie *Polypodium vulgare* und *Dryopteris* spec. zeitweilig höhere Anteile an der entsprechenden Bezugspollensumme. Insbesondere die Sporen von *Dryopteris* spec. treten verstärkt in den subborealen Torfschichten auf. *Dryopteris*- Sporen konnten allerdings nur bis zur Sammelgruppe bestimmt werden, so dass der paläoökologische Aussagewert begrenzt ist. Allerdings kann durch das gehäufte Auftreten zumindest auf lokale boden- und luftfeuchte Verhältnisse in den subborealen Auenwäldern geschlossen werden.

Unter den krautigen Pflanzen werden neben den Pollen von *Cichorioideae* nur Pollen von *Ranunculaceae* regelmäßig und in deutlichen Anteilen nachgewiesen. Der *Ranunculus acris*- Typ enthält sehr viele Arten, teilweise auch verschiedener Familien, mit zum Teil unterschiedlichsten Standortsansprüchen. Die paläoökologische Aussagekraft des Pollentyps ist demnach gering. Hauptsächlich dürfte zwar in den fossilen Pollen dieses Typs die verbreitetste Gattung *Ranunculus* enthalten sein, aber auch deren Arten besetzen sehr verschiedene ökologische Nischen. Mehrere Autoren sehen im *Ranunculus acris*- Typ einen anthropogenen Indikator vor allem für Feuchtgrünland und Weideland in den Pollendiagrammen (u.a. MOORE et al. 1991, STOBBE 1996, SINGER 2005). Dies mag zutreffen, wenn davon auszugehen ist, dass im *R. acris*-T. vorwiegend die Pollen von typischen Feuchtgrünlandarten wie *Ranunculus acris* enthalten sind. Allgemein voraussetzen lässt sich das jedoch nicht. Dieser Pollentyp ist vielmehr im Gesamtkontext des Pollenspektrums, das heißt vor allem in Zusammenhang mit den sonstigen Nichtbaumpollen, vor allem jener der eindeutigen Kulturzeigerarten zu sehen. In der Auenlandschaft des mittleren Holozäns sind lokale Feuchtwiesen zwar nicht gänzlich

auszuschließen, solche Bereiche können allerdings nur sehr begrenzt vorgekommen sein. Zum Ende des Atlantikums erreichen die Pollen von *Ranunculus flammula*, die nach FAEGRI & IVERSEN (1993) separat bestimmt werden können, höhere Anteile im Profil. Die Art besiedelt nasse sumpfige oder sandige Böden. Während der zu Ende gehenden Verlandung kam die Art wahrscheinlich verstärkt in den Uferbereichen des Mäanders vor. Die relative Parallelität der Pollenkurven von *Ranunculus flammula* und des *Ranunculus acris*-Typs könnte zwar zunächst als Hinweis auf höhere Anteile feuchtigkeitsliebender Wiesenarten im *R. acris*-Typ und damit auf zeitweilig feuchtere Offenstandorte in der Aue gedeutet werden. Insgesamt sind die Anteile der eindeutig bestimmbaren Hygrophyten (neben *R. flammula* auch *Succisa pratensis* oder *Filipendula ulmaria*) im jüngeren Atlantikum und Subboreal jedoch gering. Auch dies ist ein Beleg für die eher terrestrisch geprägte Aue.

Nachweise von Kulturzeigern (Hemerophyten) fehlen in den atlantischen und subborealen Schichten weitestgehend. Während primäre Kulturzeiger im erfassten jüngsten Teil des Atlantikums pollenanalytisch nicht nachzuweisen sind, treten sporadisch lediglich die Pollen von sekundären wie *Artemisia*, *Brassicaceae* und ganz vereinzelt auch des *Rumex acetosa*- Typs auf. Verschiedene Siedlungsanzeiger müssen jedoch in Pollenprofilen aus Flussauenlandschaften mit großer Vorsicht bewertet werden. So sind einige typische Ackerwildkräuter und Ruderalelemente in Ufersäumen von Fließgewässern natürlich verbreitet (FIRBAS 1948, BEHRE 1981, KUBITZ 2000, OBERDORFER 2001). *Artemisia vulgaris* und auch *Rumex acetosa* zum Beispiel kommen in Uferstaudengesellschaften an nährstoffreichen Flussufern natürlich vor. Erst nach einer anthropo-zoogenen Öffnung der Landschaft haben die Kräuter sich von diesen Standorten weiter ausgebreitet (POTT & HÜPPE 1991).

Anthropogene Einflüsse sind vom jüngsten Atlantikum bis weit in das Subboreal, also vom Jung- bis zum Endneolithikum, in der Talaue selbst nicht nachzuweisen. Erst in der letzten abgelagerten, an den nachfolgenden Hiatus angrenzenden Torfschicht, die am Übergang von der frühen zur mittleren Bronzezeit gebildet wurde, treten Pollen von Hemerophyten gehäuft auf. Während wenige Pollen des *Cannabis/ Humulus*- Typs und des *Rumex acetosa*- Typs bereits im Spätneolithikum nachzuweisen sind, sind deren Anteile nun deutlich höher. Gleichzeitig werden in dieser früh-mittelbronzezeitlichen Schicht erstmals die Pollen von *Urtica cf. dioica* und von *Plantago lanceolata* nachgewiesen. Daraus lassen sich zwar erste Spuren einer anthropogenen Einflussnahme auf die Landschaften ableiten. Aber auch hier ist Vorsicht geboten. So ist *Urtica dioica* in Auenwäldern natürlich verbreitet und besitzt ebenso wie *Artemisia vulgaris* auch natürliche Vorkommen in Uferstaudengesellschaften. Bis zum Beginn des Älteren Subatlantikums dürften die Pollen des *Cannabis/ Humulus*- Typs vorwiegend von *Humulus* stammen (BURGA & PERRET 1998). Auch der Hopfen kommt in Auenwäldern auf nassen oder grundfeuchten, nährstoffreichen Standorten natürlicherweise vor. Einige dieser Hemerophyten besitzen nur in Zusammenhang mit streng siedlungsanzeigenden

Pflanzenarten wie *Plantago lanceolata* und mit Kulturzeigern im engeren Sinne (Getreide) einen nicht zu vernachlässigenden Zeigerwert (vgl. CASPERS 1993). Demnach spielen menschliche Einflüsse auch noch zu Beginn der mittleren Bronzezeit zumindest in der Aue kaum eine Rolle. Da jedoch die autogamen *Cerealia* (außer der allogame Roggen) in den Pollenspektren meistens deutlich unterrepräsentiert sind (BURGA & PERRET 1998), lässt sich aus der Nichtanwesenheit der Getreidepollen nicht zwingend auf völlig fehlenden Ackerbau in der weiteren Umgebung schließen (KUBITZ 2000). Pollenkörner vom *Cerealia*- Typ sind nur aus der unmittelbaren Nachbarschaft einer Ablagerungsstelle nachweisbar. Lediglich *Secale*- Pollenkörner können aus bis zu 400m Entfernung in das Geoarchiv gelangen (BEHRE & KUČAN 1986). Auf der angrenzenden Niederterrasse ist demzufolge Ackerbau zu Beginn der mittleren Bronzezeit nach den Pollenanalysen zumindest nicht gänzlich auszuschließen. Gerade wenn man berücksichtigt, dass die zeitliche vegetationsgeschichtliche Auflösung im Subboreal aufgrund des sehr niedrigen Torfzuwachses äußererst gering ist (Tab. 6.4.4). So beträgt hier die Zeitspanne zwischen zwei pollenanalytisch ausgezählten Proben im Durchschnitt weit über 500 Jahre. Die Bronzezeit ist pollenanalytisch lediglich mit einer Probe erfasst (Tab. 6.4.3).

Im Verlauf des Atlantikums steigt der Eintrag von Holzkohlepartikeln in den vermoorten Mäander „Unterm Schnabel“. Gegen Ende des Atlantikums erreicht der Eintrag mit etwa 38.000 Holzkohleflittern pro cm² und Jahr (HK-Influx) das Maximum im gesamten erfassten mittel- und spätholozänen Zeitraum (Abb. 7.1.11). Allerdings sind die hohen Influxraten zum Teil auch auf die hohen Sedimentationsraten zurückzuführen. Dennoch kann von spätatlantischen Waldbränden in der weiteren Umgebung, die wahrscheinlich außerhalb der Aue auf den trockenen Standorten der Schwemmfächer bzw. Dünen stattfanden, ausgegangen werden. Einen größeren Einfluss auf die Vegetation und damit die Pollenproduktion und den Pollenniederschlag hatten diese Brände allerdings nicht. So sind stärkere Veränderungen am Pollenspektrum und den –anteilen der einzelnen Spezies in den entsprechenden Schichten nicht erkennbar.

Die Kiefer dominiert das Pollenspektrum im jüngerem Atlantikum und Subboreal bei weitem. Auch im Älteren Subatlantikum bleiben die Pollenwerte, von kurzzeitigen Unterbrechungen im Hochmittelalter einmal abgesehen, hoch. Wie am südlichen Oberrhein (vgl. Kap. 7.2.24) findet die Waldkiefer zumindest für den südlichen Teil des nördlichen Oberrheintieflands jedoch bisher weder in der potentiell natürlichen Vegetation (MÜLLER & OBERDORFER 1974, VON WAHL 1985) noch in der Standortkundlichen regionalen Gliederung Südwestdeutschlands (ALDINGER et al. 1998) in den Waldgesellschaften eine Entsprechung. In sämtlichen zeitlich erfassten jungatlantischen und subborealen Schichten des Profils „Unterm Schnabel“ erreicht Pinus Anteile zwischen 55% (Min.) und etwa 72% (Max.) an der Gehölzpollensumme (BPS 1). Im mehr oder weniger stark anthropogen geprägten Subatlantikum erreicht der Nadelbaum noch weit vor den planmäßigen Aufforstungen, insbesondere der

Schwemmfächer ab dem frühen 19. Jh. (im Bienwald etc.), sogar zeitweilige Gehölzpollenanteile von über 80 %. Auch OBERDORFER (1934), der pollenanalytische Untersuchungen sowohl in der Rheinaue (4 Profile) als auch in Mooren der östlichen Randsenke (3 Profile) und in einem alten Neckararm im nördlichen Oberrheintiefland durchführte, stellte eine hohe, fast durchgängige Dominanz der Kiefer in sämtlichen Profilen fest. Drei der Moore, die der Autor in der badischen Rheinaue untersuchte (Graben-Neudorf, Waghäusel, Hockenheim), liegen lediglich etwa 5 bis 14 km vom Untersuchungsgebiet entfernt. STARK (1926) und ROTHSCHILD (1936), die vermoorte alte Neckar- und Mainläufe im nördlichsten Teil der Oberrheinebene untersuchten, stellten ebenfalls hohe Kiefernanteile bis weit in das Subatlantikum in den Pollendiagrammen fest. Auch nach den Ergebnissen jüngerer Pollenanalysen, die im nördlichen Oberrheintiefland, zum Beispiel im Bereich des Lauterschwemmfächers im Lautermoor (HÖLZER & HÖLZER 1994) oder in vermoorten Altrheinläufen nördlich von Speyer bei Waldsee (LEBMANN 1983) durchgeführt wurden, wird die Kiefer im Atlantikum bzw. Subboreal durch die einwandernden Laubbäume nicht von sämtlichen Standorten verdrängt. Die Pollenanteile bleiben in der Regel hoch und sinken allenfalls kurzzeitig ab. ROTHSCHILD interpretiert die hohen Anteile der Kiefernpollen bis in das jüngere Subatlantikum hinsichtlich einer natürlichen, „insularen“ (ROTHSCHILD 1936, S. 170) Verbreitung der Kiefer im nördlichen Oberrheintiefland. Die Kiefer wurde zwar nach ROTHSCHILD von den besseren Böden verdrängt, hielt sich jedoch durch ihren geringen Standortsanspruch auf den verbreiteten Sanddünen. *Pinus* gehört zu den stärksten Pollenproduzenten. Außerdem werden ihre Pollen aufgrund der Luftsäcke hervorragend durch Wind fernverbreitet und sind sehr widerstandsfähig gegenüber einer Korrosion durch Sauerstoff, reichern sich also zum Beispiel in zersetzten Torfen selektiv an. Demzufolge sind die Pollen von *Pinus* im Pollenniederschlag meist stark überrepräsentiert (vgl. Kap. 5.3). Dennoch können die hohen und teilweise das Pollenspektrum stark dominierenden Kiefernwerte, wie es auch OBERDORFER (1934) bereits darlegte, weder durch die genannten Negativ-Faktoren noch durch einen Ferntransport erklärt werden. Abgesehen davon, dass sich ohnehin die Frage stellen würde, woher denn der hohe Fernflugpollenanteil stammen sollte. Weiterhin finden sich die geringsten Korrosionserscheinungen in den Pollenprofilen (Abb. 7.2.1), ausgedrückt durch den niedrigen Anteil der Indeterminata, gerade in den Schichten, die denen der Kiefernpollen eine bei weitem dominierende Rolle spielt (Abb. 7.1.11). Ursprüngliche, das heißt natürliche Kiefernbestände müssen im Rheintal selbst gesiedelt haben. Als Standorte kommen die verbreiteten Dünenzüge auf den wärmzeitlichen linksrheinischen Schwemmfächern bzw. den rechtsrheinischen Niederterrassen in Frage (vgl. BOHLANDER 1982). Die Flugsanddünen sind extrem nährstoffarm (vor allem die auf den Schwemmfächern der westlichen Rheinseite, während die östlichen auf der Rheinniederterrasse teilweise kalkreich sind (nach MÜLLER & OBERDORFER 1974)) und weisen eine nur geringe Feldkapazität auf, trocknen also sehr schnell aus. Auf diesen edaphischen Trockenstandorten konnten sich lediglich rankerartige Braunerden entwickeln (JÄGER 1968). Hier besitzt die

Kiefer Konkurrenzvorteile gegenüber den Laubbäumen und wurde deshalb von diesen im mittleren Holozän nicht verdrängt. Auch BOHLANDER (1982) nimmt aus standörtlichen Gründen kontinuierliche Kiefernorkommen auf Reliktstandorten wie den trockenen Sanddünen des Lauterschwemmfächers seit dem Spätglazial bis in die Gegenwart an. Im näheren Untersuchungsraum bestehen ausgedehnte Dünenzüge bzw. Flugsanddecken auf dem Schwemmfächer der Lauter zum Beispiel zwischen Heil- und Schmerbach, um Jockgrim (Jockgrimer Dünen) und im Rheinzaberner Wald (JÄGER 1968). Diese Dünenstandorte auf dem Hochgestade grenzen fast unmittelbar an die untersuchten Paläomäander „Bruchstücke“ und „Unterm Schnabel“ an (Abb. 7.2.4). Etwas weiter südlich liegen weitere Flugsanddecken z.B. westlich von Hagenbach und bei Scheibenhart (GEIGER 1991). Insgesamt hatte die Kiefer an der Waldzusammensetzung jedoch bei weitem nicht den Anteil, den die Pollenanteile in den Diagrammen vortäuschen. Für die Ursprünglichkeit von *Pinus sylvestris* im Oberrheintiefeland spricht auch, dass die heutigen Kiefernforste im Gebiet von Pflanzengesellschaften begleitet werden, die niemals eine reine Laubwaldperiode überstanden hätten und nur in kontinuierlicher Begleitung der Kiefer denkbar sind (OBERDORFER 1934).

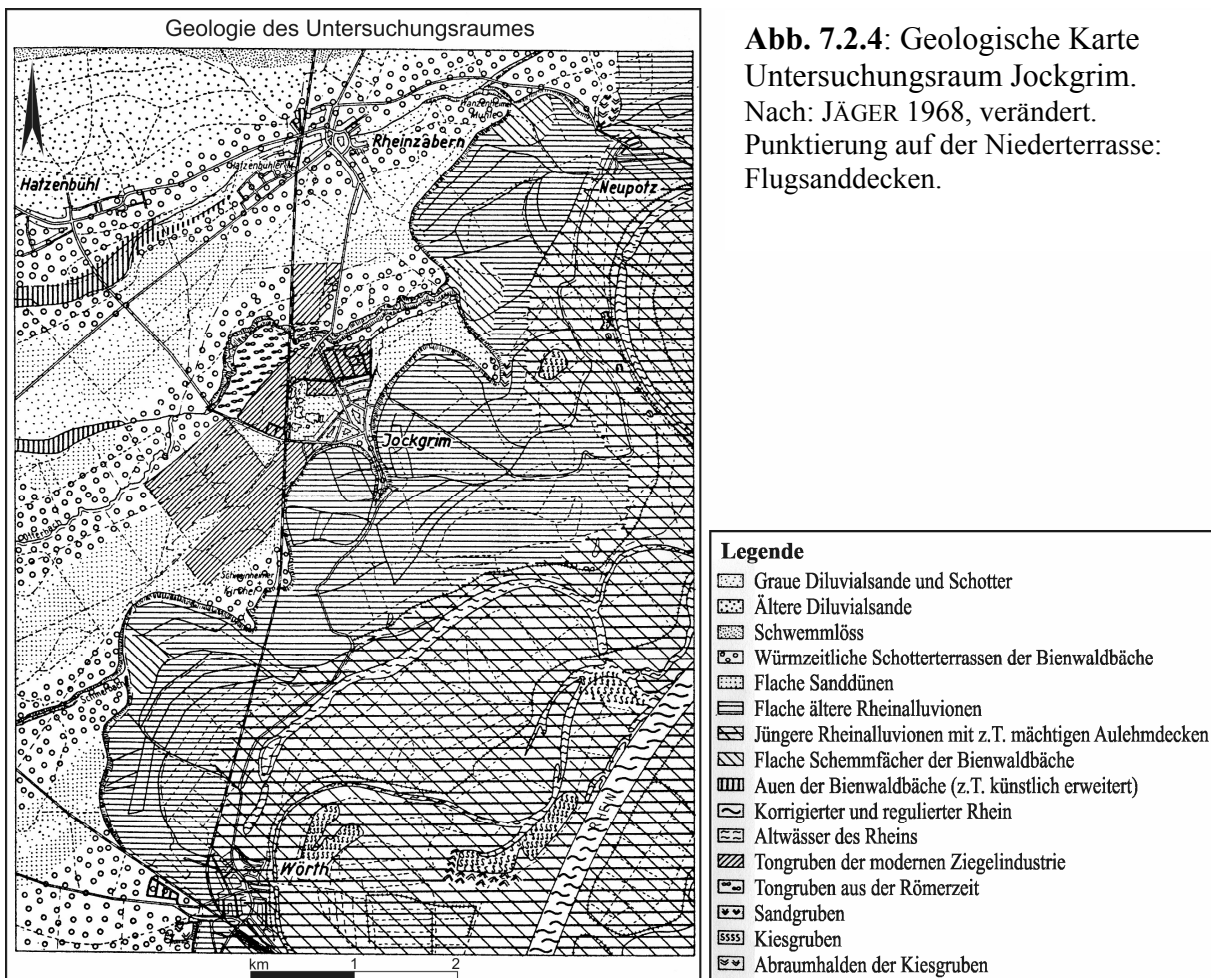


Abb. 7.2.4: Geologische Karte Untersuchungsraum Jockgrim. Nach: JÄGER 1968, verändert. Punktierung auf der Niederterrasse: Flugsanddecken.

Es gibt noch weitere Hinweise auf die Ursprünglichkeit der Kiefer im nördlichen Oberrheintiefland. Im Rahmen der Flurnamenforschung beschäftigte sich CHRISTMANN (1953) mit der Frage, seit wann die Kiefer in der Pfalz heimisch ist. Der heutige Name Kiefer ist ursprünglich eine Bezeichnung, die in Ost- und Mitteldeutschland verbreitet war. In Süd- bzw. Südwestdeutschland wurde sie dagegen als Föhre, Forle oder Forche bezeichnet. Vom Flurnamen zum Siedlungsnamen ist Forlach geworden, eine Ortschaft bei Wörth am Rhein, die in der frühen Neuzeit wüst gefallen war (Kap. 7.1.3.2.2). Bereits 1262, dann 1282 und 1283 ist der Name Vornloch, Forhenloch, Forhenloh (= Föhrenwald) in den schriftliche Quellen verzeichnet. 1400 und 1401 wird der Ort als Furloch bezeichnet, 1410 und 1480 als Furlach (CHRISTMANN 1963). Südwestlich von Karlsruhe ist die Ortschaft Forchheim gelegen. Dieser Ort ist bereits seit 1086 als Vorechheim aufgezeichnet, was auf Forahheim zurück geht und wahrscheinlich „Heim (Dorf) bei einem Kieferndickicht, Kiefernwald“ besagt (CHRISTMANN 1953, S. 114), so wie dies auch für weitere Orte in der Oberrheinebene gilt (z.B. Forchheim nördlich des Kaiserstuhls, Forchheimer Platte). Auch der Name „Forlengarten“ für einen Wald bei Berg am Rhein weist deutlich auf einen Kiefernwald hin. In der Pfalz wird 1526 verordnet: „Item es ist auch daß Kienfern holtz gleich dem Eichen holtz verboten, so einer aber holtz hauwen, oder haben wölt, derselbig soll Vmb das gleich, wie vmb daß Eichen holtz ansuchen und zu häischen schuldig sein.“ (Zitat in CHRISTMANN 1953, S. 114). 1700 ergeht ein deutlich kürzeres Verbot: „Es solle auch Keiner Kein Junge Eychbaum Kün Buchen undt Bürckhen abhauen.“ (Zitat in CHRISTMANN 1953, S. 114). Eine Waldhege kann man also auch in Bezug auf Kiefern bereits mindestens seit dem 16. Jh. voraussetzen. Die Liste der Namen von Ortschaften bzw. Flurnamen am nördlichen Oberrhein, die eindeutig auf verbreitete natürliche Kiefernorkommen in den entsprechenden Gebieten hinweisen, ließe sich fortsetzen.

Kleinflächig denkbare Vorkommen der Kiefer auf edaphischen Trockenstandorten wie Kiesrücken innerhalb der Aue vor den Auelehmsedimentationen ab dem späten Subboreal wurden bereits diskutiert.

Das Moorwachstum kommt im Mäander-Profil „Unterm Schnabel“ während des jüngeren Subboreals gegen 3450 cal. BP zunächst zum Erliegen. Im Mäander „Bruchstücke“ setzte die Verlandungsphase etwa 2400 cal. BP ein, die unterste pollenanalytisch auswertbare Probe wurde auf 2230 cal. BP datiert. Eine Rekonstruktion der vegetationsgeschichtlichen Entwicklung ist demzufolge zwischen 3450 und 2230 cal. BP nicht möglich. Das jüngste Subboreal und das älteste Subatlantikum, also weitgehend die Bronzezeit sowie die gesamte Ältere Eisenzeit, sind nicht erfasst (Kap. 7.1.3.2.1).

7.2.1.2 Subatlantikum

Von der jüngeren Eisenzeit bis weit in die Römerzeit dominiert im Profil „Bruchstücke“ die Tanne das Gehölzpollenspektrum mit Anteilen zwischen ca. 25 und über 40% (max. 48%)(Abb. 7.2.5). *Abies*- Pollen weist eine nur mäßige Fernflug-Höhenverbreitung auf (BURGA & PERRET 1998). Es ist demnach unwahrscheinlich, dass die Pollen aus großer Entfernung in die Paläomäander bei Jockgrim gelangt sind. Auch wäre der Anteil für einen reinen Fernflugeintrag zu groß (vgl. Kap. 7.2.2.4). Nach FIRBAS (1949) erreichte die Tanne im weiteren Untersuchungsraum jedoch keine Massenausbreitung. Als nördliche Grenze ihrer natürlichen Verbreitung wird nach pollenanalytischen Untersuchungen etwa die Zaberner Senke zwischen Vogesen und Pfälzer Wald angesehen (FIRBAS 1949, LANG 1994, GLIEMEROTH 1995). Pollenanalytische Untersuchungen führte HATT (1937) in verschiedenen Mooren des südlichen Pfälzer Waldes um Baerenthal, Bitche und Obersteinbach durch. Diese Moore liegen in einer Entfernung von etwa 40 bis 60 km (Luftlinie) westlich der untersuchten Paläomäander. Die Tannenanteile in den Profilen erreichen etwa 2 bis 5%, lediglich im Profil bei Thalhaeuseln (Baerenthal) maximal ca. 9% an der Gehölzpollensumme. Ein Eintrag von Pollen aus diesen Mooren, der zu derart hohen Anteilen wie in den unteren Schichten des Profils „Bruchstücke“ führt, lässt sich somit zumindest nach den pollenanalytischen Befunden von HATT (1937) weitgehend ausschließen. Im Verbreitungsatlas der Farn- und Blütenpflanzen in der Pfalz wird jedoch der südliche und südöstliche Pfälzer Wald (Dahner Felsenland) als Gebiet mit natürlicher Tannenverbreitung angenommen (LANG & WOLF 1993). Als einheimisch wurde *Abies alba* dabei in den Bereichen eingetragen, in denen auch *Viscum abietis* nachgewiesen wurde (Abb. 7.2.5). Aus waldbaulichen Gründen gehen die Forstämter im südöstlichen Pfälzer ebenfalls davon aus, dass es sich hier um natürliche Tannen-Vorkommen handelt (SCHLOß 2005, mündliche Mitteilung).

Im Bereich des Bienwaldes sind synanthrope Vorkommen der Tanne verzeichnet. Als synanthrop werden Vorkommen von Pflanzen bezeichnet, bei denen der Einbürgerungsgrad unklar ist. Der Bienwald auf dem Schwemmfächer der Lauter grenzt unmittelbar westlich an die Untersuchungsobjekte an. Sollte es hier tatsächlich natürliche Tannenvorkommen gegeben haben, ließen sich die hohen Pollenwerte im Profil „Bruchstücke“ aufgrund der geringen Entfernung gut erklären (Abb. 7.2.5).

Allerdings könnte es sich bei den hohen Tannenpollenwerten in den unteren Schichten auch um das Resultat einer Pollenanreicherung handeln. So ist der Anteil der Tannenpollen durchgängig in den Schluffmudde- und Tonmuddeschichten hoch. In der Basisschicht des Profils „Unterm Schnabel“ erreicht *Abies* ebenfalls einen relativ hohen Anteil von etwa 9% an der Gehölzpollensumme (Abb. 7.2.1). Auch hier ist das Substrat eine Silikatmudde (Tonmudde), die direkt über den darunter liegenden Hochflutsedimenten noch ein erhöhte Trockensubstanzdichte aufweist (Abb. 7.1.14). Im Profil „Bruchstücke“ gehen oberhalb des stratigraphischen Übergangs zur Tonmudde (Ic in Abb. 7.1.14), die sich durch einen höheren Gehalt an organischer Substanz, was farblich sichtbar und bereits makroskopisch am

höheren Anteil pflanzlicher Reste erkennbar ist und sich im steigenden Glühverlust deutlich widerspiegelt, von der darunter liegenden Tonmudde unterscheidet, die Pollenwerte von *Abies* schlagartig zurück (Abb. 7.2.6). Kurz zuvor sinken auch die Werte von *Picea*, die in der Schluffmudde und unteren Tonmudde ebenfalls höhere Werte erreicht, ab.

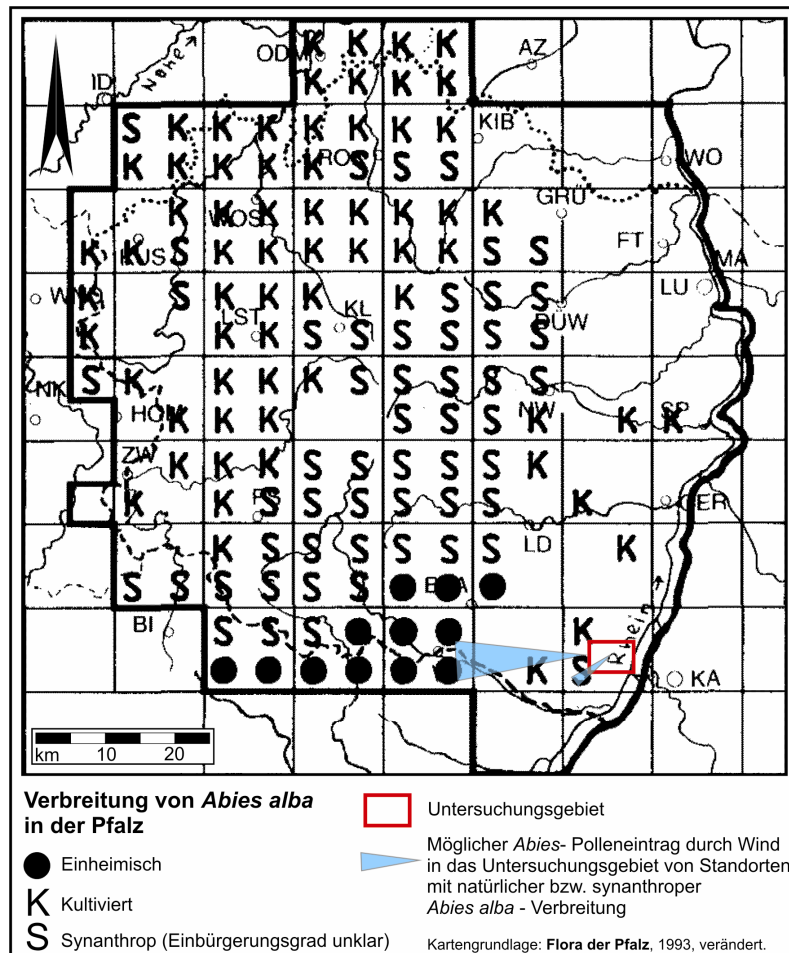


Abb. 7.2.5: Verbreitung von *Abies alba* in der Pfalz und möglicher Polleneintrag durch West- bzw. West-Südwest-Winde in die vermoorten Paläomäander der Rhein-niederung bei Jockgrim.

Während der ersten beiden Verlandungsphasen ist von einer noch zeitweiligen, wenn auch vermutlich geringen fluvialen Anbindung des Mäanders nach den lithostratigraphischen, labor- und pollenanalytischen (Hydrophyten) Befunden auszugehen (Kap. 7.1.3.2.2, Abb. 7.1.14-15). Koniferenpollen sind einerseits korrosionsresistent. Andererseits können durch Strömungen Sedimente aufgewirbelt werden, was zu Umlagerungen, vor allem aber, insbesondere im Uferbereich, zu selektiven Zusammenschwemmungen von Pollen und Sporen führen kann. Betroffen hiervon sind insbesondere die vesiculaten, mit Luftsäcken versehenen Pollen von Nadelgehölzen (vgl. Kap. 5.3.4.2). Zur Überprüfung wurde für die Gehölze und häufigsten NBP im Profil „Bruchstücke“ jeweils der Polleninflux berechnet (Abb. 7.2.7). Die Ergebnisse zeigen deutlich einen extremen Rückgang des Influxes der Pollen von *Abies* und *Picea* an der erläuterten Schichtgrenze. Dagegen nimmt der Influx der anderen Gehölze zwar auch ab, dieser Rückgang fällt jedoch wesentlich geringer aus und ist lediglich in der niedrigeren Sedimentationsrate begründet. Die Indizien sprechen also tatsächlich dafür, dass die enorm hohen Tannen- und auch

Fichtenpollenwerte in den unteren mineralischen Mudden in einer selektiven Anreicherung während der fluvial-limnischen Verlandungsphasen (Phasen Ia-Ib, Abb. 7.1.14) begründet sind.

Auffällig ist jedoch auch, dass gerade leicht zersetzliche Pollen wie die von *Fraxinus* in den unteren Muddeschichten hohe Anteile an der Pollensumme erreichen (Abb. 7.2.6). Auch sind die Werte der Indeterminata ausgesprochen gering (Abb. 7.1.14).

Da die Pollenanteile von *Abies* selbst nach dem Rückgang noch immer zwischen 5 und 10%, maximal sogar über 12% an der BPS 1 bis weit in das Mittelalter betragen und auch der Polleninflux im Gegensatz zur Fichte vom Ende der Völkerwanderungszeit bis in das Hochmittelalter relativ hoch ist, können zumindest subatlantische *Abies*- Vorkommen im Untersuchungsraum, jedenfalls aus pollenanalytischer Sicht, nicht ausgeschlossen werden. Auch im Profil „Unterm Schnabel“ erreicht die Tanne am Übergang vom Früh- zum Hochmittelalter Anteile um 7% an der BPS 1 (Abb. 7.2.1). *Abies* ist als mittlerer Pollenproduzent bei weitgehendem Ausschluss einer Pollenselektion am Pollenniederschlag nicht übervertreten (vgl. FIRBAS 1949, LANG 1994, BURGA & PERRET 1998). Aus standörtlichen Gründen (Spätfrostgefährdung u.a.) sind Tannenvorkommen in der nördlichen Oberrheinebene zwar nicht sehr wahrscheinlich. Jedoch könnten natürlich verbreitete Tannen im südlichen bzw. südöstlichen Pfälzer Wald die oben genannten Pollenwerte von 5 bis >12% in den Torfen während der entsprechenden Zeiten durch Fernflug nur teilweise erklären. Der Anteil der durch Fernflug in eine Lagerstätte eingetragenen Pollen nimmt entsprechend der Entfernung der Pollen-Herkunftsgebiete ab (u.a. FIRBAS 1949, BURGA & PERRET 1998). Nach Berechnungen von FIRBAS (1949) zum *Abies*- Pollenanteil in Lagerstätten außerhalb des Tannenareals erreicht die Tanne am Pollenniederschlag nur bis zu einer Entfernung von etwa 10km einen Anteil von über 5%. Nach HUNTLEY & BIRKS (1983) erreicht *Abies alba* bereits ab einem Pollenanteil von 5% einen signifikanten Anteil an der Vegetation, nach GLIEMEROTH (1995) ab 7%. Bei Annahme der Richtigkeit der natürlichen Verbreitung der Tanne im Südost- Pfälzer Wald beträgt die Mindestentfernung etwa 25 km zu den untersuchten Mooren. Aus einer solchen Entfernung eingetragene *Abies*- Pollen erreichen nach den Berechnungen von FIRBAS (1949) nur noch gut 2% Anteil an der Gehölzpollensumme. Die nur mäßige Fernflugverbreitung von Tannepollen wurde durch Vergleiche der heutigen alpinen *Abies*- Obergrenze mit den höchstgelegenen Tannepollenfunden in den Alpen bestätigt (BURGA & PERRET 1998).

7.2 Rekonstruktion der Vegetationsentwicklung außerhalb der Moore

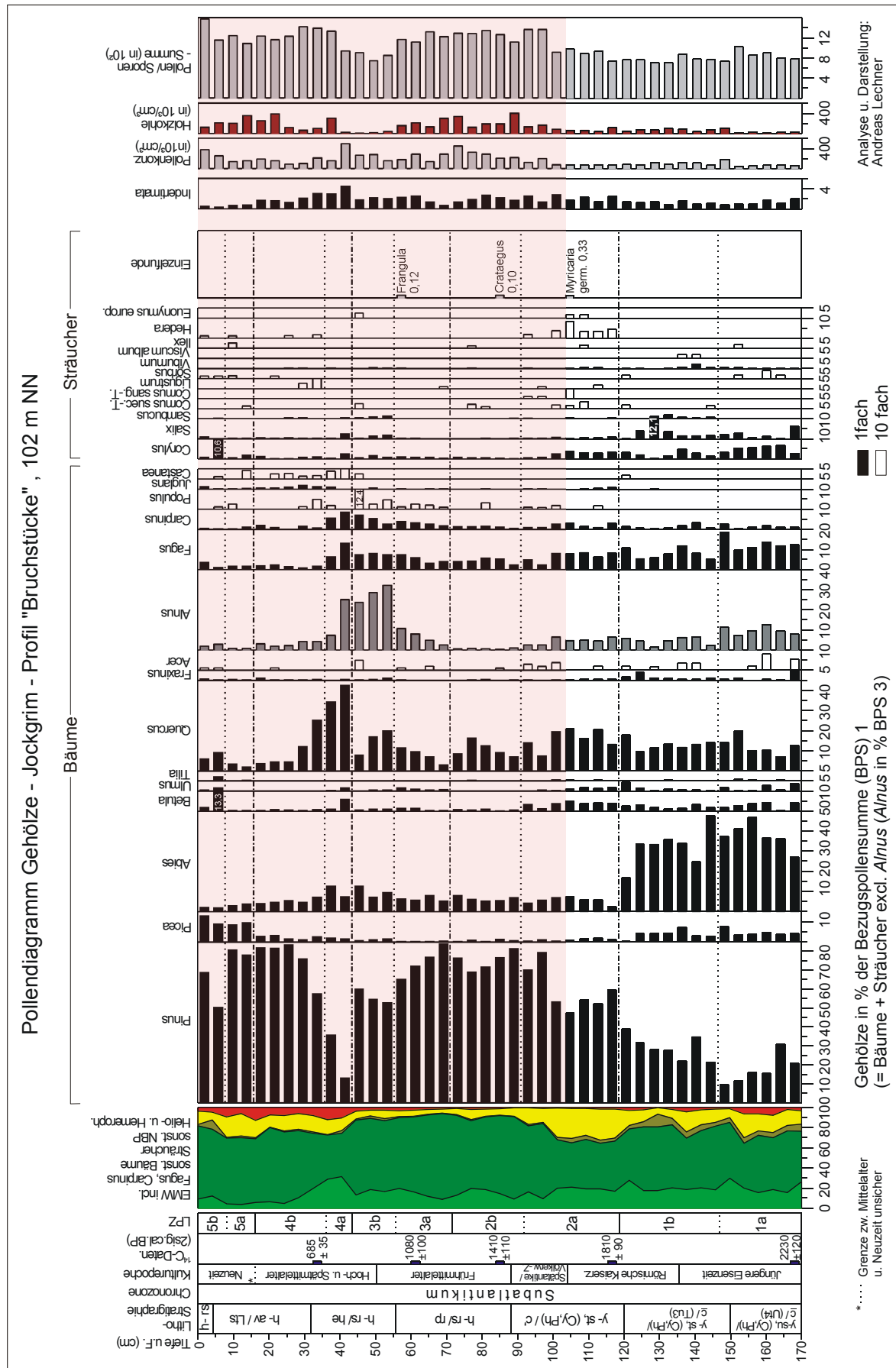


Abb. 7.2.6: Pollendiagramm – Gehölze - Jockgrim Profil „Bruchstücke“. Farblisch unterlegt: Zeitliche Überschneidung mit dem Profil „Unterm Schnabel“.

Dazu kommt, dass die Moore in den untersuchten Mäandern relativ klein sind. Es dominieren also im wesentlichen der Umgebungs- und Nahflug (lokale und regionale Pollenkomponente) den Pollenniederschlag (TAUBER 1965, 1977; vgl. BURGA & PERRET 1998). Einem starken Fernflugeintrag aus westlicher Richtung widerspricht auch die vorherrschende Hauptwindrichtung. Im Untersuchungsraum dominieren bei weitem Südwest- (40%) bzw. Nordostwinde (30%), während Westwinde lediglich einen Anteil von etwa 7% haben (JÄGER 1968) (Abb. 7.2.8). Diese Werte decken sich weitgehend mit jüngeren Untersuchungen (Reklip 1995).

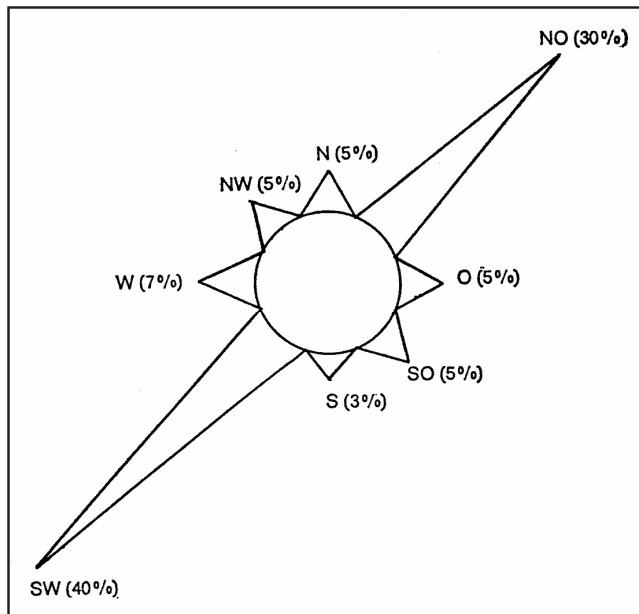


Abb. 7.2.8: Windrichtungen im Raum Karlsruhe. Beobachtungszeitraum 1888-1928.

Quelle: JÄGER 1968, verändert.

Im Lautermoor, das sich lediglich etwa 8-9km vom Südostrand des Pfälzer Waldes entfernt befindet, erreicht *Abies* im Pollenprofil während des Älteren Subatlantikums einen durchschnittlichen Anteil von 3 bis 6%, die Maximalwerte liegen bei 9-11% (HÖLZER & HÖLZER 1994). Die Werte sind also etwa mit den Anteilen in den Pollenprofilen der Paläomäander bei Jockgrim (excl. der Werte in den unteren Muddeschichten) vergleichbar. Auch dies belegt, dass der Polleneintrag aus dem Pfälzer Wald jedenfalls nach bisherigem Kenntnisstand keine sehr große Rolle spielen kann, denn andernfalls wären die *Abies*-Werte im Lautermoor aufgrund der viel geringeren Entfernung wesentlich höher. Die Größe dieses Moores ist mit den untersuchten Mooren in der Rheinniederung etwa vergleichbar.

Sämtliche Indizien sprechen aus pollenanalytischer Sicht also für begrenzte natürliche Tannen-Vorkommen außerhalb der Auen in der weiteren Umgebung, das heißt in der Rheinebene auf den westlich gelegenen Terrassenflächen. Da dem jedoch einige standörtliche Gründe entgegen stehen, wären unbedingt weitere Untersuchungen notwendig. Ausführlich werden die Standortsansprüche der Weißtanne in Kap. 4.2.2.4 diskutiert. Eine abschließende Klärung der Tannenfrage im Untersuchungsraum ist noch nicht möglich. Zur Klärung könnten unter anderem Nachweise von Makroresten wie Nadeln oder Samenschuppen oder anthrakologische Untersuchungen zum Beispiel im Bienwald beitragen.

Die bis in die Neuzeit niedrigen Fichtenpollenwerte oberhalb der während der Verlandungsphasen Ia und Ib abgelagerten Silikatmudden sind dagegen vollständig auf einen Eintrag durch Fernflug zurückzuführen. Zumal der Fichtenpollen eine mäßige bis gute Fernflug-Höhenverbreitung aufweist (BURGA & PERRET 1998)(vgl. Kap. 7.2.2.4). Da die Fichte im Pfälzer Wald nie zur Massenausbreitung gelangt ist (u.a. FIRBAS 1949, 1952, LANG 1994, GLIEMEROTH 1995, WOLTERS 2005), kommt nur der Schwarzwald als Herkunftsgebiet der Pollen in Frage.

Abgesehen von den durch selektive Anreicherung stark erhöhten *Abies*- und *Picea*-Pollenwerten, ist ab dem erfassten Zeitraum des älteren Subatlantikums (ab 2230 cal. BP) ein gegenüber dem mittleren Subboreal deutlich verändertes Waldbild im Untersuchungsraum entwickelt.

Wie in Kap. 7.1.3.2.1 diskutiert, setzte nach BECKER (1982) etwa um 3200 cal. BP in der Oberrheinniederung nach den Untersuchungen von Baumstammlagen eine enorme geomorphologische Aktivitätsphase ein, die etwa bis 2700 cal. BP, also bis in das frühe Subatlantikum anhielt (Abb. 7.1.12). In diesem Zeitraum fanden am Oberrhein sehr starke Aktivitäten von Hochwässern, die zu umfassenden flussmorphologischen Veränderungen zur Folge hatten, statt. Die jungpostglaziale Flusssedimentdynamik führte zu verstärkten Flussbettverlagerungen, welche in die Talbreiten ausgriffen. Dabei wurden flächenhaft Auelehmdecken in unterschiedlicher Mächtigkeit abgelagert (vgl. BECKER 1982, FEZER et al. 1995, DAMBECK 2005; Kap. 6.1.1). Die Standortbedingungen für die Vegetation in der Talauie änderten sich damit grundlegend. Allerdings hat eine flächenhafte Ausräumung und Verlagerung älterer Talfüllungen durch die Hochwasseraktivitäten nicht stattgefunden (BECKER 1982). Nach Abschluss der jeweils zumeist einige Jahrhunderte andauernden Hochwasserphasen haben sich die Strombahnen rasch wieder stabilisiert. Während der flussmorphologischen Stabilitätsphasen findet in den zuvor während der Hochwasseraktivitäten abgelagerten Sedimenten eine ungestörte Bodenbildung statt. Nach den Untersuchungen von Baumstammlagen in der Oberrheinniederung stellte BECKER (1982) direkt nach dem postglazialen Ablagerungsmaximum eine Fundlücke fest, die etwa von 2700 bis 1900 cal. BP reichte (Abb. 7.1.12). Zumindest nach diesen Untersuchungen konnte sich die Vegetation in der nördlichen Oberrheinniederung während des frühen Subatlantikums etwa bis zum Beginn der Römerzeit weitgehend ungestört von Überflutungen entwickeln.

In der Jüngerer Eisenzeit sind sämtliche Baumarten im Untersuchungsgebiet etabliert. Das Laubholzspektrum wird außerhalb der Moore durch *Quercus* und *Fagus* dominiert. *Carpinus* erreicht nun Anteile zwischen 1 und maximal 3% (im Schnitt etwa 1,6%) an der Gehölzpollensumme. Die Ulme ist weiterhin am Pollenspektrum vertreten, erreicht aber im frühen Subatlantikum die enorm hohen Anteile an der Pollensumme und damit an der Vegetation (Kap. 7.2.1.1), die sie vor dem subborealen Ulmen-Abfall hatte, nicht wieder. Von der Latènezeit bis zum Ende der Römerzeit wird auch *Fraxinus* kontinuierlich pollenanalytisch nachgewiesen. Zeitweise erreicht die Esche mit 4 bis fast 5% auch höhere Anteile an der

Gehölzpollensumme. Die geringen Anteile der Esche am subfossilen vor-römerzeitlichen Baumstammspektrum bestätigen eine Beteiligung am Aufbau der Hartholzauenwälder zumindest der Latènezeit (Abb. 7.2.9). *Fagus* und *Carpinus* sind mittlere Pollenproduzenten, wobei *Carpinus* im direkten Vergleich mehr Pollen produziert (FIRBAS 1949, BURGA & PERRET 1998). Des weiteren verbreiten sich die Pollen beider Spezies aufgrund ihrer Größe und ihres hohen spezifischen Gewichts sehr schwer (FIRBAS 1949, KUBITZ 2000). Pollenvorkommen von *Fagus* und *Carpinus* repräsentieren demnach auch ihr Verbreitungsareal. Die niedrigen Hainbuchen-Pollenanteile lassen entsprechend den Schluss zu, dass dieser Baum in der Talaue nur gering verbreitet gewesen sein kann. Dagegen kann aus den hohen *Fagus*-Pollenwerten (durchschnittlich 10 bis über 19% (Maxima im Profil, Abb. 7.2.6)) auf Vorkommen auch in der Rheinniederung geschlossen werden. Zumindest in den höher gelegenen Auenbereichen, die auch bei stärkeren Hochwässern kaum überflutet wurden, war die Rotbuche vermutlich am Aufbau der Waldgesellschaften beteiligt. Da nach den Untersuchungen von BECKER (1982) stärkere Hochwässer von der Jüngerer Eisenzeit bis zum Beginn der Römerzeit am Oberrhein kaum aufgetreten sind, macht dies eine Buchenbeteiligung am Baumartenspektrum der Wälder in der Rheinaue jener Zeit wahrscheinlich. Das Gehölzartenspektrum der in den Sedimenten abgelagerten Baumstämme, die auf ein vor-römerzeitliches Alter datiert wurden, zeigt jedoch, dass die Buche auch vor dieser Ruhephase in der Talaue vorgekommen ist. So stammen knapp 14% aller vor der Römer- bzw. Latènezeit in der Rheinaue akkumulierten Stämme von *Fagus* (Abb. 7.2.9). Dies ist umso bemerkenswerter, da *Fagus* im Gegensatz zu *Ulmus* und *Quercus* erst im Subboreal in das Gebiet eingewandert ist (Kap. 7.2.1.1).

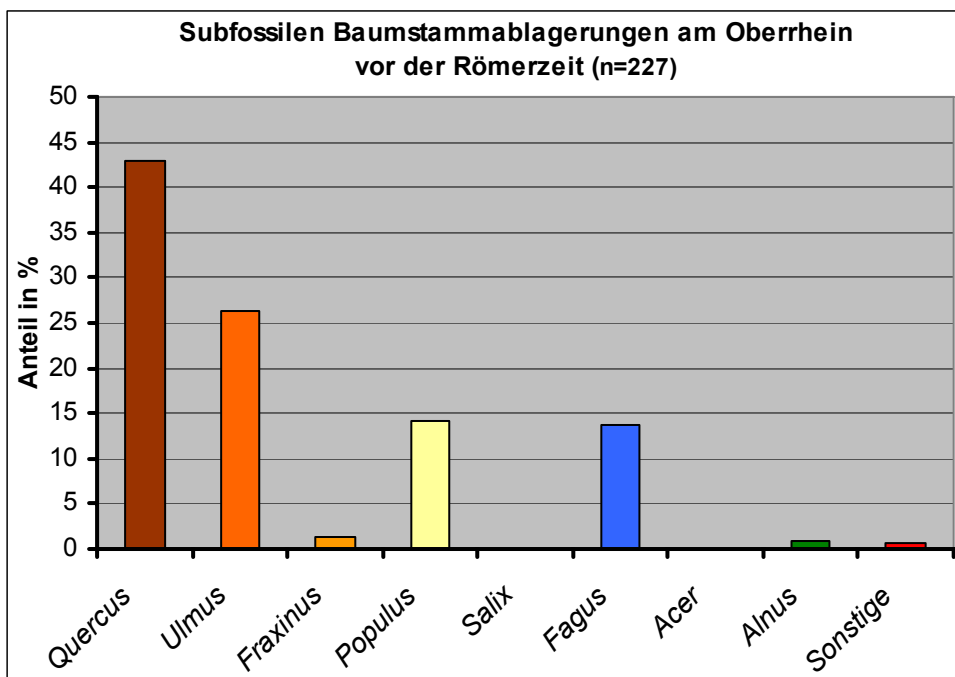


Abb. 7.2.9: Gehölzarten- Spektrum und -Anteile subfossiler Baumstammlagen in der Oberrheinniederung vor der Römerzeit. Daten nach BECKER (1982), verändert.

Denkbar wären größere Vorkommen der Buche unmittelbar nach ihrer Massenausbreitung bis zum Beginn der Hochwasseraktivitätsphasen (etwa ab 3200 cal. BP) in der bis dato von Überflutungen noch weniger betroffenen Rheinaue. In den Aufschlüssen aller abgesammelten Talstrecken wurden immer wieder teilweise mächtige subfossile Buchenstämme ausgebaggert (BECKER 1982). Zwar kann man annehmen, dass Buchen auch in höher gelegenen hochwasserfreien Talrandstandorten, die bei entsprechenden Flussverlegungen jeweils seitlich unterschritten wurden, gewachsen sind. Da jedoch alte Urwald-Eichen in den Stammlagen nicht vorkamen, kann dies als Hinweis, dass in den Ablagerungen Bäume flussferner Talrandbereiche wohl nur ausnahmsweise vertreten waren, gewertet werden (BECKER 1982). Es muss also davon ausgegangen werden, dass Buchen stellenweise in postglazialen Auenniveaus vorgekommen sind. Die Buche meidet nach TRAUTMANN & LOHMEYER (1960) Auen, die regelmäßig überflutet werden, da sie besonders gegenüber Sommerüberschwemmungen außerordentlich empfindlich ist. *Fagus sylvatica* gilt geradezu als auenfliehend (ELLENBERG 1996). Tonige bis lehmige Auenböden bleiben nach Hochwässern noch sehr lange nass, Staunässe verträgt die Buche ausgesprochen schlecht. Durchlässige sandige Auenböden, wie sie zum Beispiel noch heute in der Aue der Ems ausgebildet sind, besitzen dagegen nur eine geringe Wasserspeicherkapazität. Auch in kleineren Flüssen des Münsterlandes stehen in den Auen ebenfalls sandige Substrate oberflächlich an (WATTENDORF 1964). Diese Böden fallen nach jedem Hochwasser rasch wieder trocken. So konnte sich in der Emsaue noch innerhalb des Hochwasserbereiches die Rotbuche ansiedeln (TRAUTMANN & LOHMEYER 1960). An der mittleren Ems lassen sich sogar eine ganze Reihe von Buchen-Mischwäldern differenzieren. Folgt man der oben erläuterten These, dass die Rheinaue vor den Auelehmsedimentationen eher sandig geprägt war und außerdem bis weit in das Subboreal flussmorphologisch wirksame Überflutungen selten stattfanden, lassen sich Buchenvorkommen in der Rheinaue schlüssig erklären. Dabei besiedelte *Fagus* nach ihrer Einwanderung bzw. Massenausbreitung die höher gelegenen Bereiche der Talaue, während in den tieferen Auenniveaus Eichen-Ulmenwälder mit Esche stockten (Kap. 7.2.1.1). In der sich auf dem angrenzenden Schwemmfächer im Bienwald herausgebildeten Otterbachaue haben sich Böden aus sandig-kiesigen Substraten entwickelt. Diese Böden sind entsprechend wasserdurchlässig und trocknen nach Hochwässern relativ rasch wieder ab. Hier stocken noch heute bis an das unmittelbare Ufer des Otterbachs Buchen aller Altersklassen (Abb. 7.2.10a-d). Die Buche verjüngt sich demnach im Überflutungsbereich der Otterbachaue erfolgreich. Dies ist umso bemerkenswerter, da die Aue bei Hochwassergefahr für die unterliegende Gemeinde Neupotz insbesondere im Frühjahr zeitweilig durch ein Wehr künstlich aufgestaut wird, wobei die Bäume in den tieferen Lagen zum Teil mehrere Tage bis zu einer Höhe von einigen Metern überstaut werden (LECHNER 2004). Hierbei werden insbesondere die älteren Buchen zwar teilweise geschädigt, was aufplatzende Rinden deutlich zeigen, die Bäume sterben jedoch nicht ab (Abb. 7.2.11).



Abb. 7.2.10a-d: Rotbuchen
in der Überflutungsauwe des
Otterbachs im Bienwald.

Photos:

LECHNER, A. 03.04.2003.





Abb. 7.2.11: Durch Hochwasser geschädigte Alt-Buche in der Überflutungsau des Otterbachs im Bienwald.

Photo:
LECHNER, A. 03.04.2003.

Untersuchungen zur Überflutungstoleranz von Auenwaldbäumen ergaben, dass die Buche durchschnittlich eine Überflutung bis zu 8 Tage erträgt (GERKEN 1988), was sich gut mit den Verhältnissen in der Otterbachaue zum Beispiel deckt. Einzelne Exemplare überlebten nach diesen Untersuchungen sogar Hochwässer bis zu 44 Tage bei einer maximalen Überflutungshöhe von 1,20m (GERKEN 1988).

Weiterhin ist zu beachten, dass aufgrund des kleinräumigen Reliefs in der Rheinaue und unter Berücksichtigung der enormen Breite dieser Talaue (ca. 5 bis 8km) bei

Hochwässern auch nie die gesamte Auenfläche unter Wasser gesetzt wurde. Andernfalls wäre die Herausbildung einer älteren Talaue, in der sich Moore entwickeln konnten, kaum möglich gewesen (Kap. 7.1.1; 7.1.3.2). Diese vermoorten Paläomäander wurden zwar zeitweilig überschwemmt (vgl. auch Kap. 6.1.1), insbesondere ab dem Mittelalter waren Überflutungen häufiger (Kap. 7.1.3.2). In Abhängigkeit von der Höhenlage der Moore und der Abflussbahnen des jeweiligen Hochwassers waren jedoch nicht alle vermoorten Mäander gleichermaßen betroffen. So fehlen im Profil „Schnabelbruch“ Auensedimentlagen in den oberen Schichten im Gegensatz zu den Profilen „Unterm Schnabel“ und „Bruchstücke“ weitgehend. Östlich des alten Vor-Tulla-Dammes, somit in der damaligen rezenten Aue, steht im Gewann „Am Scherpfer“ eine mächtige Rotbuche auf einem die Umgebung um nur wenige Dezimeter überragenden Hügel. Die Buche hat in Brusthöhe etwa einen Stammdurchmesser von 1,20m und kann auf ein Alter von ungefähr 200 Jahren geschätzt werden. Dieser Baum konnte sich auf diesem Standort also bereits vor den Korrekturen im 19. Jh. inmitten der Überflutungsauie behaupten.

Nachweise des Holzes von *Carpinus* fehlen in den Talfüllungen dagegen vollständig (Abb. 7.1.9, 7.1.12), was die Interpretation der niedrigen Pollenwerte hinsichtlich einer allenfalls geringen Verbreitung des Baumes in der Talaue ebenfalls bestätigt. Auch nach den Ergebnissen der bereits mehrfach zitierten pollenanalytischen Untersuchungen in vermoorten alten Rhein- und Neckarläufen im nördlichen Oberrheintiefland spielte die Hainbuche in den Pollenprofilen eine allenfalls stark untergeordnete Rolle (STARK 1926, OBERDORFER 1934, ROTHSCILD 1936, LEßMANN 1983). Im Profil aus dem Lautermoor erreicht *Carpinus* vor der geschlossenen *Cerealia*-Kurve nur zeitweilig Anteile zwischen 5 und 10%, was auf eine kurzzeitige stärkere Beteiligung am Aufbau der in der potentiellen Vegetation beschriebenen Stieleichen-Hainbuchenwälder auf den mäßig bis stark grundwasserbeeinflussten sandigen Bereiche des westlichen Lauter-Schwemmfächers schließen lässt. Da nur wenige Datierungen im Profil vorliegen, ist eine zeitliche Eingrenzung des nachfolgenden starken Rückgangs der *Carpinus*-Pollenwerte schwierig. Sicher ist nur, dass dieser Rückgang noch im älteren Subatlantikum stattfand. Nachfolgend spielte die Hainbuche bis in Hoch/Spätmittelalter bzw. die frühe Neuzeit eine stark untergeordnete Rolle, was sich wiederum mit den Ergebnissen der Pollenprofile aus den Paläomäandern „Bruchstücke“ und „Schnabelbruch“ in etwa deckt. Auch FIRBAS stellte fest: „Merkwürdig ist in den Mooren der Rheinebene das immer nur sehr spärliche Vorkommen des *Carpinus*-Pollens. ... Die Frage bedarf also weiterer Klärung.“ (FIRBAS 1952, S. 49). Die These von MÜLLER-STOLL (1936), dass die Hainbuche im Oberrheintiefland bis in das Mittelalter nur gering verbreitet war, lässt sich mit den vorliegenden pollenanalytischen Ergebnissen aus der nördlichen Oberrheinniederung bestätigen. Unter Berücksichtigung der im Vergleich mit *Fagus* ähnlich schlechten Pollenverbreitung, jedoch höheren Pollenproduktion, lässt sich ableiten, dass *Carpinus* nicht nur in den höher gelegenen Bereichen der Talaue des Oberrheins kaum eine Rolle spielte. Die in den höchsten Auenbereichen in der

potentiell natürlichen Vegetation (MÜLLER & OBERDORFER 1974, VON WAHL 1983, GERKEN 1988) bzw. als Standortswald (ALDINGER et al. 1998, MICHIELS & ALDINGER 2002) ausgewiesenen Eichen-Hainbuchenwälder waren demnach nicht ausgebildet. Auch auf den angrenzenden Terrassenflächen kann die Hainbuche zumindest bis in das Mittelalter eine nur stark untergeordnete Rolle gespielt haben.

Da ab der Römerzeit deutlich weniger Buchenstämme durch BECKER (1982) in den Flusslagern des Oberrheins nachgewiesen wurden (Abb. 7.2.12), *Fagus*- Pollen jedoch weiter hohe Anteile erreichen (Abb. 7.2.6), zeigt dies einerseits eine starke Verbreitung der Buche auf dem angrenzenden Hochgestade. Andererseits lässt sich aus den stark zurück gehenden Buchen- Nachweisen in den Flussablagerungen auf eine Verdrängung der Buche aus der Aue infolge der Zunahme der Hochwasseraktivitäten schließen. Je nach Höhenlage erfolgte dies früher oder später, ab dem Mittelalter werden keine Buchenstämme mehr in den Sedimenten des Oberrheins nachgewiesen (Abb. 7.2.13). Die Aue wurde also erst nach der im späten Subboreal bzw. ab dem mittleren Subatlantikum zunehmenden Flussdynamik zunehmend buchenfeindlich. Da ab der Römerzeit zwischen den Hochwasseraktivitätsphasen nur noch kurze Ruhephasen auftraten, konnte sich die Buche in der Talaue vermutlich nicht wieder etablieren. Die hohen Pollenanteile von *Fagus* in der Latènezeit fallen dagegen in die letzte längere Ruhephase, eine (Wieder-) Besiedlung der Aue durch die Buche in dieser Zeit ist demnach wahrscheinlich (Abb. 7.2.6). Gerade die nährstoffreichen Auenlehme dürften standörtlich eine Ansiedlung der Buche zumindest in höher gelegenen, staunässefreien Bereichen gefördert haben. Die Buchenstämme, die in den subfossilen Baumstammlagen in einen Ablagerungszeitraum von der Römerzeit bis zum Frühmittelalter datiert wurden, bestätigen entsprechende Vorkommen im frühen Subatlantikum (Abb. 7.2.12).

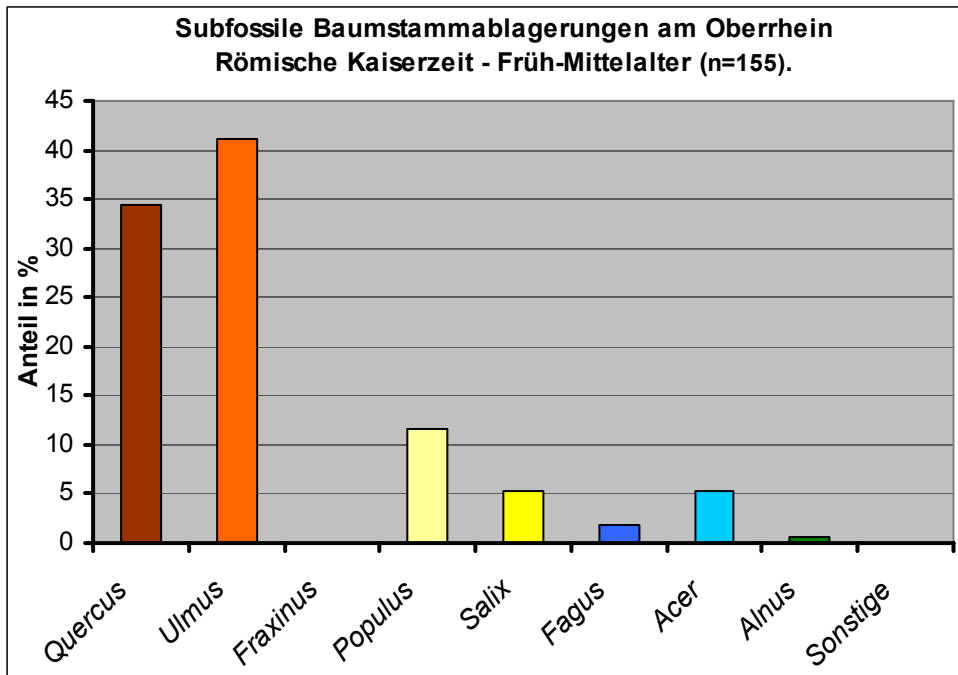


Abb. 7.2.12: Gehölzarten- Spektrum und -Anteile subfossiler Baumstammlagen in der Oberrheinniederung von der Römerzeit bis zum Frühmittelalter. Daten nach BECKER (1982), verändert.

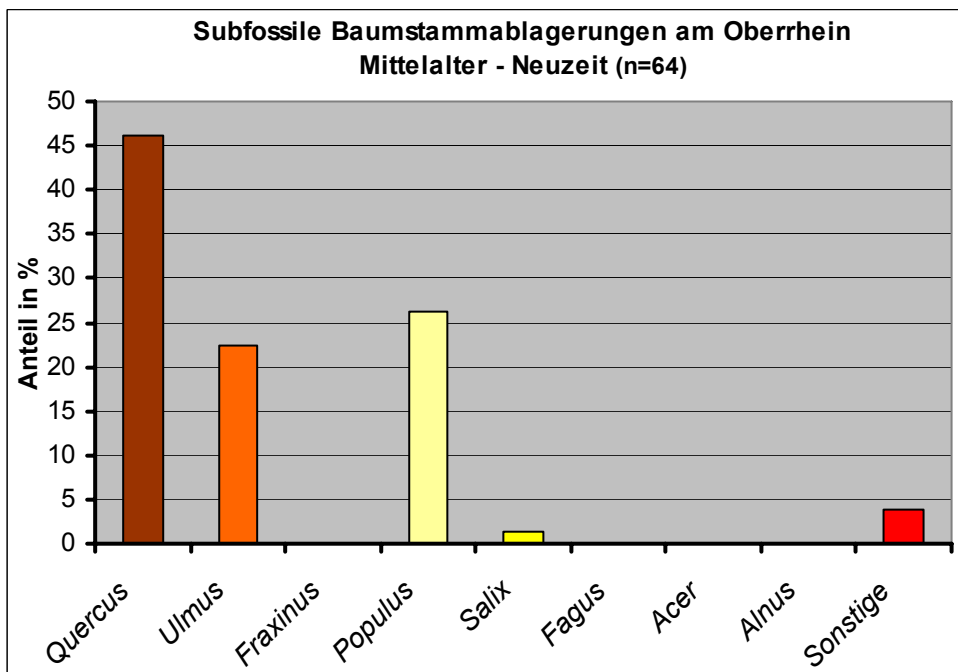


Abb. 7.2.13: Gehölzarten- Spektrum und -Anteile subfossiler Baumstammlagen in der Oberrheinniederung vom Mittelalter bis zur Neuzeit. Daten nach BECKER (1982), verändert.

Die heutige Auenwaldgliederung in Hartholz- und Weichholz-Auenstufen (unter anderem CARBINIER 1970 für den elsässischen Oberrhein, DISTER 1980 für den badischen Oberrhein) findet erst ab dem frühen Subatlantikum sowohl in den Pollendiagrammen „Bruchstücke“ und „Schnabelbruch“ als auch in den

Baumstammspektren von BECKER (1982) eine Entsprechung. Einen modellhaften Überblick über die bisher angenommene Zonierung der Aue in Abhängigkeit von den Standortseigenschaften gibt zum Beispiel GERKEN (1988) (Abb. 7.2.14).

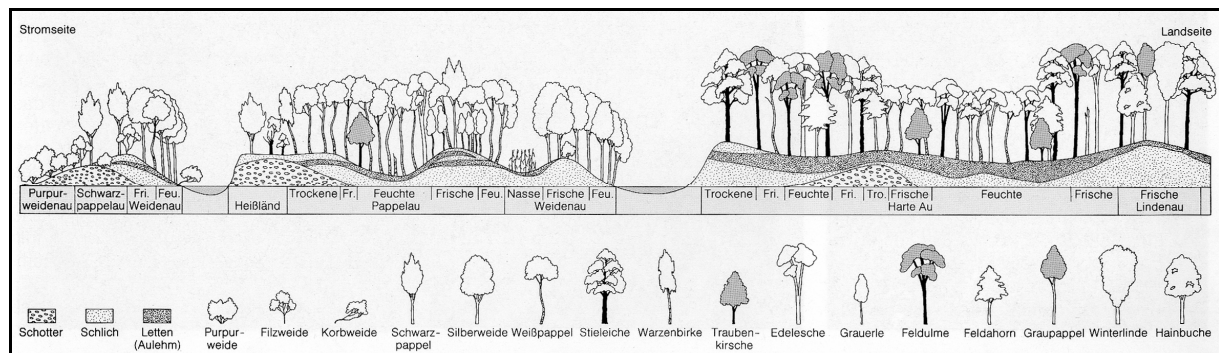


Abb. 7.2.14: Querprofil durch die Rheinauenlandschaft bei Karlsruhe. Modellhafte Darstellung der bisher angenommenen Zonierung der Vegetation in Abhängigkeit von Substrat und Höhenlage der Standorte. Quelle: GERKEN, 1988, verändert.

Die Zonierung in Hartholz- und Weichholzaue ist insbesondere an edaphische Faktoren gebunden. Erst die massiven Hochwässer und Auenlehmeinträge ab dem späten Subboreal hatten eine Standortsdifferenzierung zur Folge, die eine Verbreitung der Weichholzaue förderte. Die Sedimentation führte in den zuvor geschlossenen Eichen-Ulmen-Hartholzauen zumindest in Rinnen- und Muldenlagen zur Ausbildung dauerhaft vernässter, luftundurchlässiger Standorte. Hier entwickelten sich Stauwasserböden wie Pseudo- und Stangnogleye. Auf solchen Böden könnten Pappeln und Weiden den anspruchsvolleren Hartholzbaumarten überlegen gewesen sein. Die Rodungen in den Einzugsgebieten verstärkten durch den steigenden Oberflächenabfluss einerseits die Hochwässer an sich und führten infolge einer massiven Erosion der Bodendecke zu einer starken Zunahme der Auenlehmeinträge durch die Hochwässer. Zusammen mit der zunehmenden Holz- und landwirtschaftlichen Nutzung auch in den Auen führte dies zu einer stärkeren Differenzierung der Waldgesellschaften und der Auenvegetation insgesamt. Durch die Flusssdynamik und anthropogene Auffichtungen entstanden immer wieder Lücken in der Vegetation bzw. Offenstandorte, die eine Ausbreitung der lichtliebenden Pioniere *Salix* und *Populus* gefördert haben dürften. Die häufigeren Überflutungen, die insbesondere die tieferen Lagen wie ältere Rinnen oder Mulden in der Aue und ufernahe Bereiche des Rheins stärker betrafen, führten, nach einem zugrunde legen der bisherigen Vorstellungen zur Auwaldzonierung, ebenfalls zu einer Ausbreitung der Weichhölzer aufgrund ihrer höheren Überflutungstoleranz (vgl. GERKEN 1988). Es gibt jedoch Hinweise aus dem Marchtal in Österreich und von der Save in Slowenien, dass weder regelmäßige noch lange andauernde Überschwemmungen das Aufkommen von Hartholzauenwäldern verhindern (WENDELBERGER 1973). An der March stocken ausgedehnte Eichen-Auenwälder im Bereich der jährlich überschwemmten Talbereiche, die nach der heute angenommenen Auengliederung eigentlich von Gehölzen der Weichholzaue besiedelt sein müssten. Weiden, die an der March die Weichholzaue bilden, sind nur auf einen schmalen Uferstreifen

beschränkt. An der Save wird ebenfalls lediglich der Ufersaum von Pappeln und Weiden besiedelt. Die sich anschließenden Überschwemmungsgebiete werden von Eschenreinbeständen, in den flussferneren Auenbereichen, die immer noch regelmäßig bis zu zwei Meter hoch überflutet werden, dominieren Stieleichenwälder. Es sind also nicht die regelmäßigen und langen Überflutungen bzw. hohen Hochwässerstände, die in stromnahen und tiefliegenden Auenbereichen das Aufkommen von Hartholzauenwäldern verhindern. Vielmehr spielen die oben erläuterten edaphischen Standortsfaktoren eine entscheidende Rolle.

In den Pollendiagrammen zeigt sich die Zunahme der Weichhölzer deutlich. Während bis in das späte Subboreal Pollen von *Salix* nur in Spuren nachgewiesen wurden (Kap. 7.2.1.1, Abb. 7.2.1; Abb. 7.2.15), erreicht *Salix* zu Beginn der Jüngerer Eisenzeit Pollenanteile von über 6% an der Gehölzpollensumme, in der frühen Römerzeit sogar kurzzeitig einen Anteil von über 12% (Abb. 7.2.6). Für den Zeitabschnitt Jüngerer Atlantikum bis Spätes Subboreal und die subatlantischen Zeitschnitte Latènezeit bis Römerzeit, Völkerwanderungszeit bis Frühmittelalter und Hoch-/ Spätmittelalter wurden die jeweiligen durchschnittlichen Pollen- Anteile der Summe der Weichholzauengehölze *Salix* und *Populus* einerseits sowie die Gehölzsumme der wichtigsten Hartholzauenbäume *Quercus*, *Ulmus* und *Fraxinus* andererseits berechnet und vergleichend gegenüber gestellt (Abb. 7.2.15).

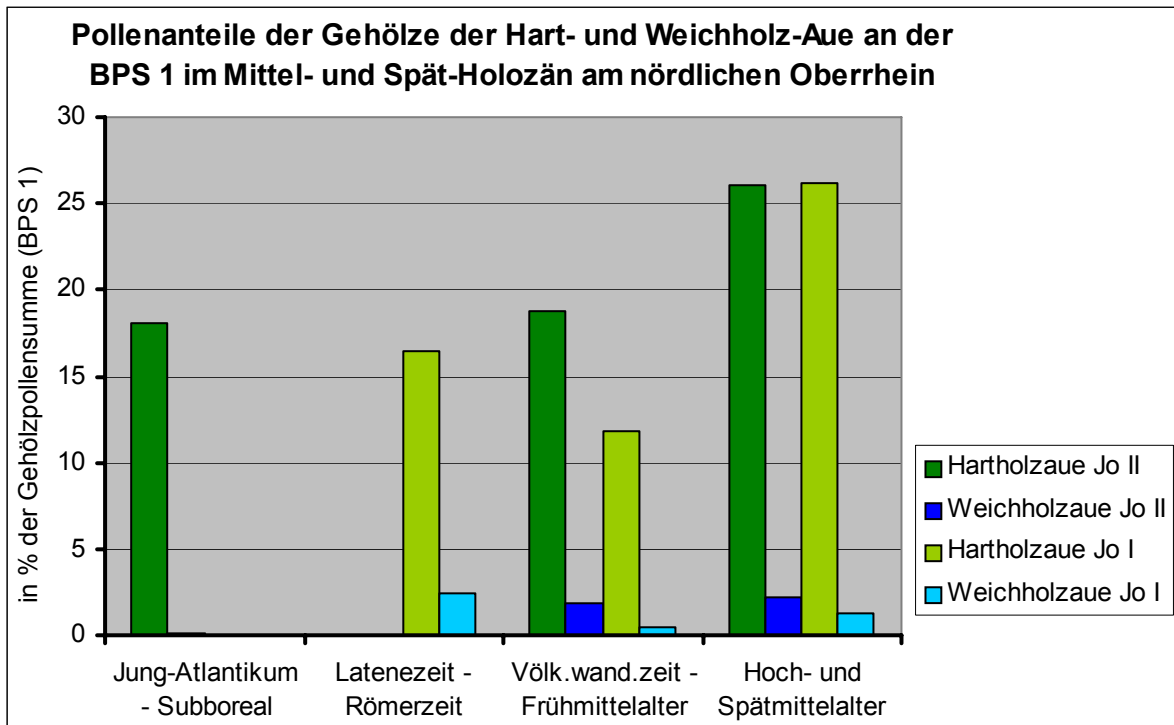


Abb. 7.2.15: Durchschnittliche Anteile der Gehölze der Hartholz- und Weichholzaue an der Summe der Gehölzpollen in den Pollenprofilen „Bruchstücke“ (Jo I) und „Unterm Schnabel“ (Jo II). Gliederung in Mittleres Holozän und Zeitabschnitte des Spätholozäns. Weitere Erläuterungen im Text.

Die Anteile der Weichholzauegehölze sind im Pollenniederschlag deutlich unterrepräsentiert. So werden die Weiden meistens durch Insekten bestäubt, die Pollenproduktion ist demzufolge nicht hoch. Die windblütigen Pappeln produzieren dagegen zwar relativ viele Pollen, diese sind aber aufgrund des geringen Gehaltes an Sporopollenin in den Exinen ausgesprochen korrosionsanfällig. *Populus*- Pollen sind deshalb in Ablagerungen nur schlecht erhaltungsfähig und demzufolge meist stark untervertreten. In der Pollensumme der Weichhölzer in Abb. 7.2.15 sind deshalb fast ausschließlich *Salix*- Pollen enthalten. Es ist also insgesamt von einem wesentlich höheren Anteil der Weichholzauegehölze als es die Pollenanteile suggerieren, während des Subatlantikums auszugehen. Dies zeigen die subatlantischen Baumstammspektren in den Flussablagerungen auch deutlich (Abb. 7.2.9, 12, 13).

Dagegen stammt ein Teil der Eichen- Pollen, die jeweils die Pollensumme der Hartholzauegehölze dominieren (Abb. 7.2.1 und 7.2.6) sicher von Bäumen, die außerhalb der Aue auf den Schwemmfächern gewachsen sind. *Quercus*- Pollen werden zum Beispiel gegenüber *Fagus* und *Carpinus* besser durch Wind verbreitet (BURGA & PERRET 1998).

Im Vergleich mit den pollenanalytischen Ergebnissen fallen in den subatlantischen Baumartenspektren der Flussablagerungen sehr hohe Anteile der Ulmen, die zeitweilig sogar häufiger als Eichen nachgewiesen wurden, auf (nach BECKER 1982 Abb. 7.2.12-13). Dagegen ist die Ulme im Pollenspektrum im Vergleich zur Eiche wesentlich geringer vertreten. Insbesondere im Hochmittelalter werden sogar nur wenige Ulmenpollen nachgewiesen (Abb. 7.2.1, 7.2.6). Die in der Aue verbreiteten Ulmenarten *Ulmus minor* und *Ulmus laevis* vertragen etwas längere Überflutungen als die Stieleiche (GERKEN 1988). Beide Ulmenarten besiedeln zumindest in der heutigen noch freien Überflutungsau (zum Beispiel bei Rastatt) die tiefsten Stufen der Hartholzaue im Übergangsbereich zur Weichholzaue. Die Stieleiche tritt am Oberrhein erst später, das heißt auf etwas höher gelegenen Standorten hinzu (MICHIELS & ALDINGER 2002). Bei Hochwässern werden zunächst die tiefstgelegenen Standorte überflutet und der Baumbestand erodiert. Möglicherweise erklärt dies die gegenüber den Pollenanalysen hohen Ulmenanteile. Wahrscheinlich ist, dass die Stieleiche, abgesehen von den tiefsten Auenbereichen, in weiten Bereichen der Talaue die vorherrschende Baumart war. Die im Gegensatz zur Ulme starke Verbreitung der Stiel- und Traubeneiche auf dem Hochgestade dürfte allerdings insgesamt zu einer Überrepräsentanz der Eichenpollen gegenüber den Ulmenpollen in den Pollendiagrammen führen.

Zusammenfassend lässt sich für die Auenwälder des frühen Subatlantikums folgendes Bild rekonstruieren:

Während die Wald-Vegetation in der Talaue vom Jüngeren Atlantikum bis zum mittleren bzw. späten Subboreal durch Stieleichen-Ulmen-Wälder, denen Ahorn und Eschen beigemischt sind, absolut dominiert werden, hat sich das Bild spätestens ab

dem beginnenden Subatlantikum stark verändert. Durch die Hochwässer und Auensedimenteinträge seit der späten Bronzezeit hat sich ein Standortmosaik herausgebildet, das eine Differenzierung in die heute angenommene natürliche Auwaldgliederung erst ermöglichte. In Abhängigkeit von den edaphischen Bedingungen und der Höhenlage der einzelnen Auenwaldstufen herrschen nun Stieleichen-Ulmen-Auenwälder und Weiden-Pappel-Auenwälder vor. Gegenüber dem mittleren Holozän dominieren die Stieleichen in der Hartholzau insgesamt deutlich gegenüber der Feld- bzw. Flatterulme. Eschen und Ahorn sind am Aufbau dieser Wälder beteiligt, insbesondere *Fraxinus* erreicht nach den Pollenanalysen im frühen Subatlantikum von der Eisenzeit bis weit in die Römerzeit zumindest zeitweilig höhere Anteile als noch im mittleren Holozän. Vermutlich förderte die Herausbildung zunehmend lehmiger Standorte eine Ausbreitung der Esche (vgl. ELLENBERG 1996, MICHIELS & ALDINGER 1998). Hohe Pollenanteile und ein breites Spektrum von Sträuchern wie vor allem *Corylus*, *Viburnum opulus* und *Sambucus*, daneben auch *Sorbus*, *Cornus mas* und *Viscum album* belegen eine ausgeprägte und vor allem artenreiche Strauchschicht in den Auenwäldern. Auf den höchsten Auenwaldstufen tritt die Hainbuche hinzu, ihr Anteil kann jedoch sowohl nach den Pollenanalysen als auch nach den Ergebnissen der Baumstammuntersuchungen (nach BECKER 1982) nur gering gewesen sein. Dagegen war vom späten Subboreal bis in das frühe Subatlantikum zumindest während flussdynamischer Ruhephasen die Buche in der Rheinniederung auf höheren Auenstandorten am Aufbau der Wälder beteiligt. Die Existenz von längere Zeit weitgehend hochwasserfreien Standorten, auf denen eher terrestrische Bedingungen vorherrschten, ist auch im frühen Subatlantikum noch sehr wahrscheinlich (vgl. Kap. 7.2.1.1). Die dynamischsten und aus edaphischen Gründen weniger für die Harthölzer geeigneten Standorte in der Talaue werden durch Weichholzauenwälder aus Weiden- und Pappelarten dominiert.

Im Pollendiagramm „Bruchstücke“ sind die Ältere und Jüngere Latènezeit erfasst.

Während der Latènezeit (Jüngerer Eisenzeit) sind die anthropogenen Eingriffe in die Vegetation des Untersuchungsraumes bereits enorm. Nach den pollenanalytischen Ergebnissen ist von einer deutlich stärkeren landwirtschaftlichen Nutzungsintensität in der Talaue als in der nachfolgenden Römerzeit auszugehen. So erreichen die Kulturzeiger in der Summe nicht nur ein erstes Maximum (Abb. 7.2.16). Rechnet man die Erle, deren Pollenanteile in der Jüngerer Eisenzeit relativ hoch sind, aus der Bezugspollensumme heraus (vgl. Kap. 7.2.2.6), sind die Anteile der Hemerophyten sogar noch höher.

7.2 Rekonstruktion der Vegetationsentwicklung außerhalb der Moore

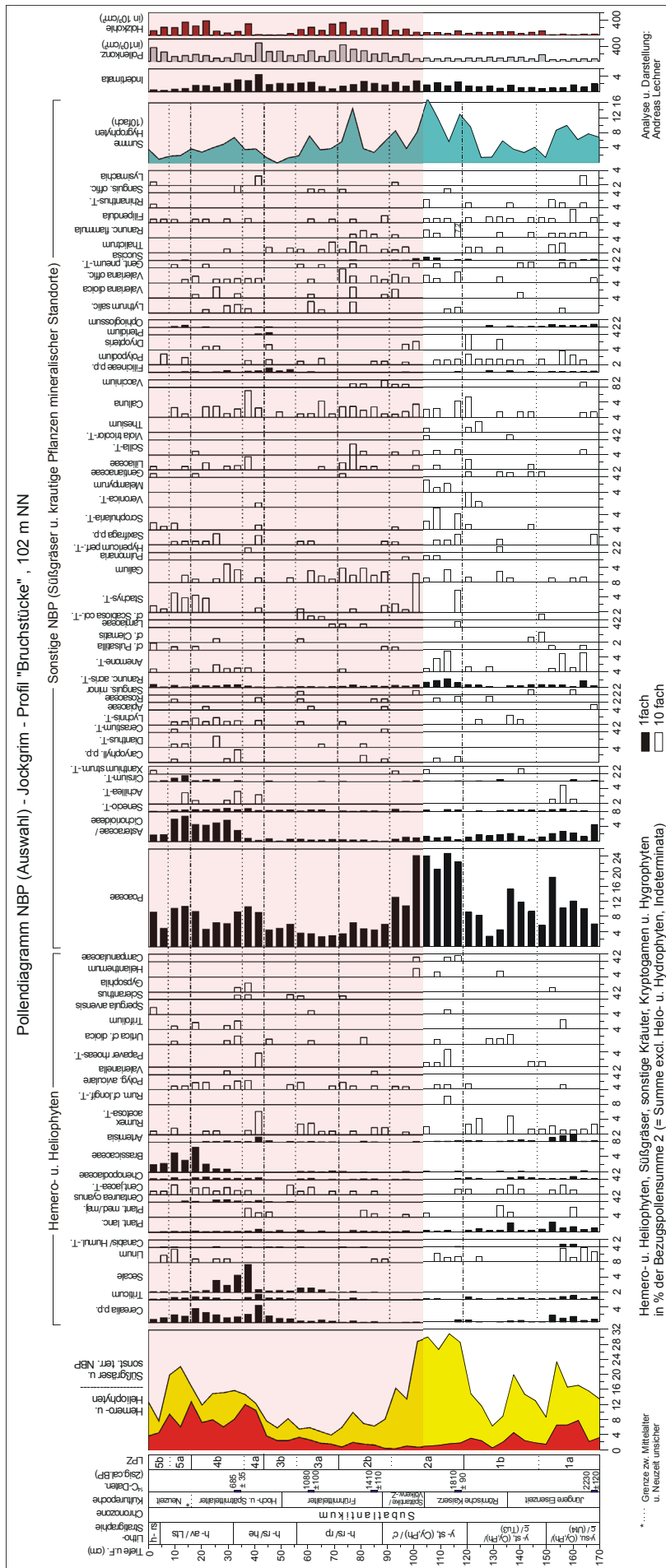


Abb. 7.2.16:
 Pollendiagramm –
 Nichtbaumpollen
 (Pflanzen
 mineralischer
 Standorte) -
 Jockgrim Profil
 „Bruchstücke“.
 Farblich unterlegt:
 Zeitliche
 Überschneidung mit
 dem Profil „Unterm
 Schnabel“.

Nicht nur die Pollenwerte von Getreide sind hoch, sondern auch die Nachweise der Pollen von *Cannabis* und *Linum* zeugen von einer bereits intensiven ackerbaulichen Nutzung im Gebiet. Da die, abgesehen vom allogamen Roggen, autogamen Getreidearten nur wenig Pollen produzieren, der auch schlecht verbreitet wird, kann aus geringen Pollenanteilen bereits auf Vorkommen in der näheren Umgebung der Bohrstelle geschlossen werden (BURGA & PERRET 1998, KUBITZ 2000). Unter Berücksichtigung der oben erläuterten geringen Hochwasserdynamik in der Jüngerer Eisenzeit kann von einer zeitweiligen ackerbaulichen Nutzung in der älteren Talau ausgegangen werden. Gerade die nährstoffreichen Auenstandorte waren vermutlich geradezu prädestiniert für den Anbau von Getreide und Hanf. *Cannabis sativa* bevorzugt kalk- und nährstoffreiche Böden (BURGA & PERRET 1998, OBERDORFER 2001). Auch *Linum usitatissimum*, die bestimmten *Linum*- Pollenkörner gehören alle zum *Linum usitatissimum*- Typ, liebt frische, nährstoffreiche Lehmböden mit hohem Basengehalt. Diese Standortsbedingungen sind in der Rheinaue des älteren Subatlantikums gegeben. Auf den nährstoffarmen und sauren Sand- und Kiesböden der angrenzenden Schwemmfächer ist dagegen der Anbau vor allem von *Cannabis* und *Linum* wohl schwieriger, aber nicht abwegig. Insbesondere aufgrund der fehlenden Hochwassergefahr wurde hier sicher auch Getreide unabhängig von der ungünstigeren Nährstoffsituation angebaut.

Hohe Pollenwerte von *Plantago lanceolata* lassen auf eine starke Grünlandnutzung schließen. Auch häufige Nachweise von Pollen des *Rumex acetosa*- Typs und des *Ranunculus acris*- T. bestätigen die weite Verbreitung von Wiesen- bzw. Weideland. Die hohen Gräserwerte zeigen ebenfalls vorwiegend Offenstandorte wie Weiden bzw. Wiesen an. Die Grünlandnutzung fand vor allem in den tiefer liegenden, für den Ackerbau weniger geeigneten Bereichen der Rheinniederung statt. Weiterhin sind *Chenopodiaceae* und insbesondere *Artemisia* am NBP- Pollen-Spektrum stark vertreten, was die Verbreitung von Ruderalstandorten und Viehtriften anzeigt.

Durch die Überrepräsentanz der Tannepollen in den unteren Mudden, fällt der Gehölzpollenanteil deutlich zu hoch aus. Der Anteil des Offenlandes ist demnach während der Latènezeit viel höher als es das Totaldiagramm (Abb. 7.2.6) suggeriert.

Insbesondere in der älteren Rheinaue sind für eine landwirtschaftliche Nutzung größere Flächen gerodet worden. Eine Selektion von Gehölzen kann nach den pollenanalytischen Befunden jedoch nicht festgestellt werden.

Nach dem Pollenspektrum geht die ackerbauliche Nutzung zum Ende der Jüngerer Latènezeit zurück, was einen mangels einschlägiger archäologischer Funde angenommenen Rückgang der Bevölkerung (n. ENGELS 1964) im Rheintal bestätigt.

Archäologische Hinweise zur Jüngerer Eisenzeit gibt es aus dem Gebiet insbesondere durch zahlreiche Nachweise von Hügelgräbern, Körperflachgräbern und Brandflachgräbern zum Beispiel aus der weiteren Umgebung des heutigen Rheinzaberns. Mehrere große Fürstengräber aus der Jüngerer Eisenzeit sind in der Vorderpfalz bekannt (CZIESLA 1991). Siedlungen sind ebenfalls einige belegt, so bei

Rheinzabern und am Klingbach (ENGELS 1964). Über die Siedlungsweise der latènezeitlichen Bevölkerung lässt sich von archäologischer Seite nur wenig sagen. Kleine dörfliche Ansiedlungen und Einzelhöfe dürften dominiert haben. Daneben gab es jedoch auch Ansätze einer stadtähnlichen Oppida- Zivilisation im weiteren Untersuchungsraum. So existierte eine wahrscheinlich befestigte Höhensiedlung auf der Limburg bei Bad Dürkheim.

Über die Erbauungszeiten der Ringwallanlagen im Gebiet ist bisher wenig bekannt. Sicher ist nur, dass der überwiegende Teil in der jüngeren Eisenzeit, in spätrömischer Zeit und im frühen Mittelalter erbaut wurde (ENGELS 1971). Im Untersuchungsgebiet befindet sich unmittelbar westlich des Mänders „Schnabelbruch“ bzw. südwestlich vom „Unterm Schnabel“ auf dem Rand des Hochgestades eine solcher Ringwall.

In der Römerzeit erreichen die Hemerophytenpollen zunächst etwa ähnliche Anteile an der BPS 2 wie in der ausgehenden Eisenzeit. Im Verlauf des zweiten nachchristlichen Jahrhunderts gehen die Pollenwerte der Hemerophyten insgesamt zurück. Dabei nehmen sowohl die Anteile der Getreidepollen als auch die Werte der sekundären Kulturzeiger ab. Einige Grünlandzeiger wie vor allem *Ranunculus acris* erreichen jedoch während der Römerzeit zumindest zeitweilig hohe Pollenanteile. *Cannabis*- Pollen werden kaum noch nachgewiesen. Dagegen treten Pollen von *Linum* weiterhin relativ regelmäßig auf. Die insgesamt abnehmenden Kulturzeiger-Nachweise scheinen zunächst widersprüchlich zur starken römerzeitlichen Besiedlung auf dem angrenzenden Hochgestade. Im Verlaufe des ersten Jahrhunderts nehmen jedoch die Hochwasseraktivitäten an den süddeutschen Flüssen, so auch am Rhein, wieder zu (BECKER 1982). Ein breites Spektrum und höhere Anteile der Hygrophyten- Pollen wie zum Beispiel von *Succisa* belegen eine Feuchtigkeitszunahme in der Rheinaue etwa ab 150 AD. Durch das Einsetzen dieser flusssynamischen Aktivitätsphase war vermutlich eine landwirtschaftliche Nutzung in der Rheinaue kaum noch möglich. Getreide wurde zur Versorgung der römerzeitlichen Bevölkerung zwar sicher weiterhin, vermutlich auf den Lössplatten der älteren Terrassen, angebaut, aufgrund der sehr geringen Verbreitung der Pollen sind diese jedoch kaum noch am Pollenspektrum in den Auenprofilen beteiligt. Die hohen Anteile der sonstigen NBP von der jüngeren Römischen Kaiserzeit bis weit in die Völkerwanderungszeit resultieren im wesentlichen aus den hohen Gräserwerten (Abb. 7.2.16). Wie in den Kapiteln 7.1.3.2 und 7.2.1.1 bereits dargelegt wurde, stammt jedoch ein größerer Anteil dieser *Gramineae*- Pollen vermutlich von *Phragmites* aus dem Schilfröhrichtgürtel, der sich im Verlaufe der Verlandungssukzession am Paläomäander „Bruchstücke“ etabliert. Der regionale Offenlandanteil im Untersuchungsraum ist damit für diese Zeit insgesamt überschätzt.

Auf dem Hochgestade ist noch heute eine römische Straße zu erkennen, die aus Richtung Südsüdwest nach Nordnordost über die Diluvialterrasse führt (Abb. 7.2.17). Etwa zwischen Schmerbach und Otterbach berührt die Straße unmittelbar das

Hochufer oberhalb des Schnabels, die Entfernung zwischen zur Bohrstelle des Profils „Unterm Schnabel“ beträgt nur etwa 250m. Ansonsten verläuft die Straße weiter landeinwärts und umgeht so die in die Aue vorspringenden Terrassensporne.

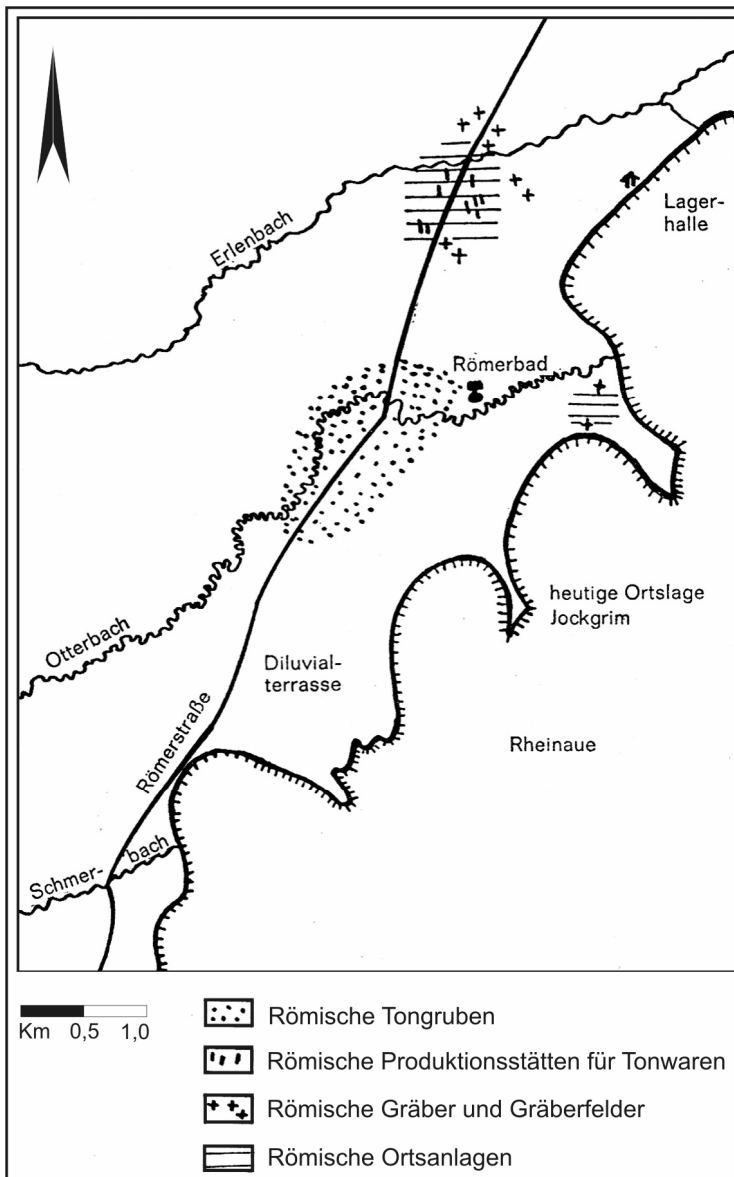


Abb. 7.2.17:
Die römerzeitlichen
Verhältnisse im
Untersuchungsgebiet.
Nach: JÄGER 1968, verändert.

Auf der Niederterrasse wurden während der Römerzeit pleistozäne Tonvorkommen unter den Flug- und Schwemmsanden nordwestlich der heutigen Ortslage Jockgrim in großem Maßstab ausgebeutet. Beiderseits der Römerstraße befindet sich am Otterbach ein zusammenhängendes, ca. 60 ha großes römisches Tongrubengelände. Die antiken Gruben befinden sich dort, wo die Jockgrimer Tone besonders mächtig und von hoher Qualität sind. Die Römer haben den Ton vorwiegend am Tage, zum Teil auch im Stollenbau abgebaut (JÄGER 1968). Die hangenden Sande wurden in der Regel abgegraben und oberhalb der Grube aufgeschüttet. Etwa 2 km nordöstlich vom Grubengelände wurden die Tone beim heutigen Rheinzabern verarbeitet. Der Transport des Tons erfolgte auf der Römerstraße, die nach JÄGER (1968) zwischen dem Otterbach und Rheinzabern mit Ziegeltrümmern befestigt wurde. In der Tonwarenindustrie wurden Ziegel für

Militärbauten und das römische Tafelgeschirr, die Terra Sigillata hergestellt. Bei Rheinzabern lag in der römischen Zeit das größte und bedeutendste Produktionszentrum für Keramikherstellung nördlich der Alpen (SCHULZ 1991). Die Rheinzaberener Erzeugnisse finden sich in vielen römischen Provinzen. Die vorwiegend wegen der Tonmanufaktur zugewanderte Bevölkerung wohnte beiderseits des Erlenbaches unterhalb des heutigen Rheinzaberns (SPRATER 1948).

Neben den starken lokalen Eingriffen in die Landschaft im Bereich der Gruben und der Produktionsstätten müssen bei den Ausmaßen der römischen Tonverarbeitung für die Brennholzgewinnung größere Waldflächen im Untersuchungsraum gerodet worden sein. Aus dem Pollendiagramm ist eine stärkere Rodungsintensität als zuvor unter Berücksichtigung der erläuterten methodischen Schwierigkeiten zwar nicht ableitbar (Abb. 7.2.6). Dennoch lassen die gegenüber *Pinus* hohen Pollenanteile von *Quercus* unter Berücksichtigung der enorm hohen Pollenproduktion der Kiefer und damit ihrer starken Überrepräsentanz auf eine stärkere Rodung der Kiefer während der Römerzeit schließen (Abb. 7.2.6). Der geringe Polleninflux von *Pinus* bestätigt dies eindeutig (Abb. 7.2.7). In der späten römischen Zeit treten regelmäßig und gehäuft die Pollen von *Hedera helix* im Profil auf, was möglicherweise auf einen Störungseinfluss in den Wäldern hinweist. Da jedoch bereits geringe Efeu-Pollenwerte lokale Vorkommen der Kletterpflanze in unmittelbarer Nähe der Entnahmestelle, also in der Aue oder am unmittelbar angrenzenden Hochgestade anzeigen, ist diese Interpretation sehr vage.

In der Römerzeit werden erstmalig Pollenkörner von *Juglans regia* und vereinzelt auch *Castanea sativa* nachgewiesen, was eine Einbringung und Verbreitung dieser Fruchtbäume durch die Römer belegt.

Während der Völkerwanderungszeit nimmt die Intensität der landwirtschaftlichen Nutzung weiter ab. Es werden kaum noch Getreidepollen nachgewiesen und auch sekundäre Kulturzeiger wie *Plantago lanceolata* erreichen nur noch geringe Anteile an der entsprechenden Bezugspollensumme (BPS 2). Im gesamten Subatlantikum-Profil „Bruchstücke“ treten in der Völkerwanderungszeit insgesamt die spärlichsten Pollenwerte von Hemerophyten auf (Abb. 7.2.16). Von einer Wiederbewaldung großer Bereiche des römerzeitlichen Offenlandes ist auszugehen. Da jedoch weiterhin infolge der starken Beteiligung des lokalen Röhrichs am Pollenniederschlag zum Ende der Verlandungssukzession des Mäanders „Bruchstücke“ der NBP- Anteil zunächst noch stark überrepräsentiert ist, ist die zunehmende Bewaldung im Totaldiagramm erst nach dem Rückgang der Gräserpollenwerte im Verlauf der Völkerwanderungszeit erkennbar (Abb. 7.2.6). Die um fast 30 % ansteigenden *Pinus*- Pollenanteile zeigen dagegen sehr deutlich, dass die Kiefer sich auf durch die Römer zuvor gerodeten Flächen wieder ausbreitet. Noch weitaus stärker schlägt sich dies in den Influx- Werten nieder (Abb. 7.2.7). Auch der steigende Influx der Eichenpollen weist auf eine Ausbreitung von *Quercus* hin. Die geschlossene Pollenkurve von *Calluna vulgaris* und regelmäßige Nachweise der

Pollen von *Vaccinium* sowie die erhöhten Pollenwerte von *Betula* geben einen Hinweis auf eine Besiedlung von zuvor genutzten Flächen durch diese Pionierarten.

Von archäologischer Seite bleibt die Siedlungs- und Nutzungsgeschichte des Raumes um Jockgrim während der Völkerwanderungszeit weitgehend unbekannt. Erst ab dem Frühmittelalter gibt es wieder Nachweise einer Besiedlung. Als frühestes Zeugnis einer germanischen Besiedlung gilt ein Grabfund aus der Merowingerzeit direkt am Hochufer östlich von Rheinzabern (KAISER 1951). Dieses Grab dürfte zum erstmals im Jahr 774 urkundlich erwähnten Dorf Wanzenheim gehören (Abb. 7.2.18). Südwestlich von Jockgrim lag in unmittelbarer Nähe des Mäanders „Unterm Schnabel“ das Dorf Schweinheim, dessen ehemalige Pfarrkirche, die erstmals 1051 (CHRISTMANN 1958) urkundlich erwähnt wird, heute noch steht (Schweinheimer Kirche).

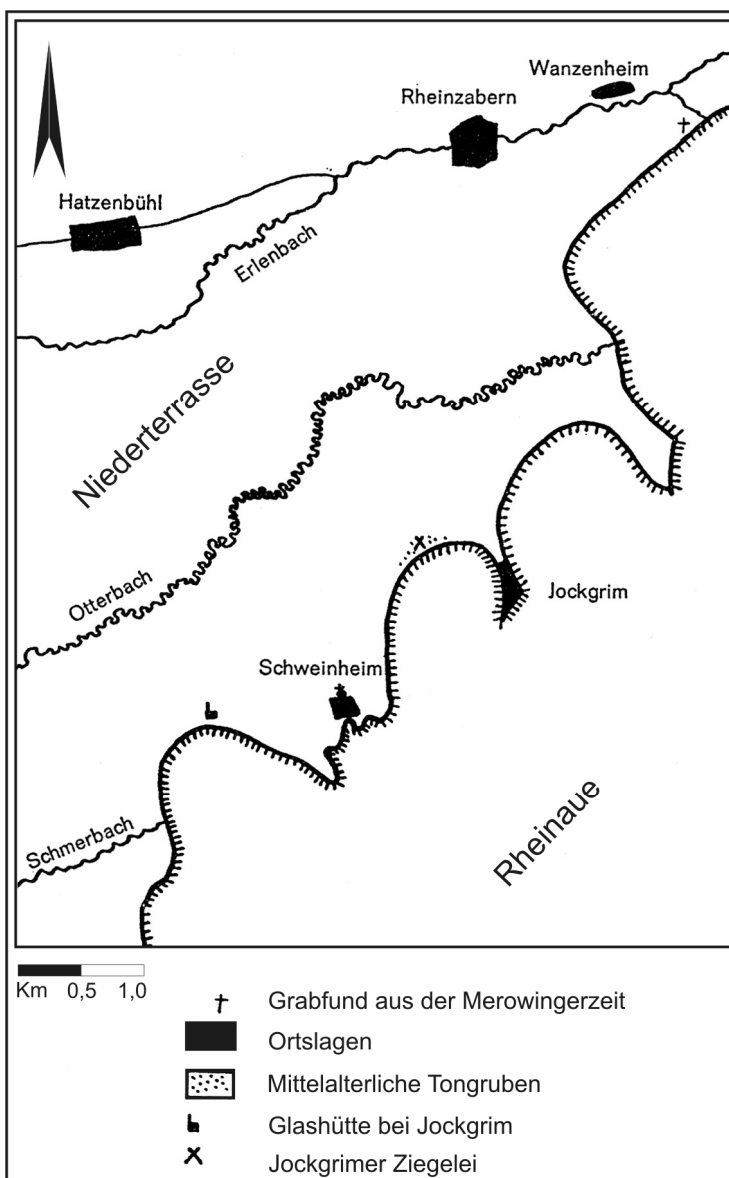


Abb. 7.2.18:
Die mittelalterlichen
Verhältnisse im
Untersuchungsgebiet.
Nach: JÄGER 1968, verändert.

Obwohl über die Lage der frühmittelalterlichen Fluren kaum etwas bekannt ist, kann angenommen werden, dass teils auf der Niederterrasse, teils in der älteren Rheinaue Ackerbau betrieben wurde. Allmählich im Verlaufe des Frühmittelalters steigende

Pollenwerte der *Cerealia* belegen eine zunehmende ackerbauliche Nutzung (Abb. 7.2.16). Dagegen nehmen die Getreidewerte im Pollendiagramm „Unterm Schnabel“, das in der späten Völkerwanderungszeit wieder einsetzt, viel stärker zu (Abb. 7.2.3). Im Vergleich mit den anderen Getreidearten ist die Pollenproduktion des allogamen Roggens weitaus höher und der Pollen kann über viel weitere Strecken transportiert werden (vgl. Kap. 7.2.2.5). Ein Anbau des Roggens, der im Frühmittelalter bzw. zum Ende der Völkerwanderungszeit erstmalig und in zeitweise höheren Pollenwerten nachzuweisen ist, auf der Niederterrasse, ist demnach, auch aus standörtlichen Gründen, wahrscheinlich. *Secale* stellt im Gegensatz zu den anderen Getreidearten deutlich geringere Standortsansprüche.

Die Moore in den Paläomäandern sind relativ klein. In den Auenprofilen dominieren deshalb der Nah- und Umgebungsflug den Pollenniederschlag. Gerade bei vielen Kräutern, aber auch einigen Gehölzen (vgl. vorangegangene Abschnitte) mit geringerer Pollenproduktion bzw. schlechter Pollenverbreitung, kann bei pollenanalytischen Nachweisen demnach von einer Verbreitung der Spezies in der Aue selbst ausgegangen werden. Aus den zunehmenden Pollenwerten von Getreide (außer *Secale*) lässt sich zunächst zwar, wie in der Jüngerer Eisenzeit, auf einen Getreideanbau in weitgehend hochwasserfreien Bereichen in der Talaue schließen. Da die Werte der sonstigen Kulturzeiger in beiden Profilen jedoch relativ gering bleiben, kann eine stärkere Landnutzung in der Aue nur in geringem Umfang stattgefunden haben. Während der Völkerwanderungszeit und im Frühmittelalter wurden nochmals große Mengen von Auwaldbäumen in der Aue des Oberrheins abgesetzt (BECKER 1982), was auf stärkere Überflutungsphasen schließen lässt. Auch aus diesem Grunde ist eine stärkere landwirtschaftliche Nutzung innerhalb der Talaue während des Frühmittelalters unwahrscheinlich. Während des Frühmittelalters schwanken im Profil „Bruchstücke“ die Pollenanteile von *Quercus* sehr stark (Abb. 7.2.6). Wie bereits mehrfach erläutert wurde, ist es aus pollenanalytischer Sicht schwierig, die Pollen insbesondere bestimmter Bäume wie der Eiche eindeutig einem Herkunftsgebiet zuzuordnen. Da jedoch die Gehölzpollensumme im Profil und damit der Waldanteil im Frühmittelalter insgesamt noch relativ hoch ist und insbesondere die enorm hohen Kiefern- Pollenanteile darauf schließen lassen, dass dies vor allem auf der Niederterrasse der Fall war, kann bei den zeitweilig besonders niedrigen *Quercus*- Werten von zurück gehenden Eichenanteilen in der Rheinaue ausgegangen werden. In den Baumstammlagen, die von der Römerzeit bis zum Frühmittelalter in den Sedimenten der Aue abgesetzt wurden, sind nicht nur zahlreiche Eichen enthalten, sondern sogar noch mehr Ulmen. Die Pollenwerte der Ulme sind während der ersten Jahrhunderte des Frühmittelalters sehr gering. *Fraxinus*- Pollen werden sogar nur noch ganz vereinzelt nachgewiesen (Abb. 7.2.6). Ein Rückgang der Harthölzer Eiche, Ulme und Esche ist demnach auf eine zeitweilige Reduzierung größerer Auwaldbestände durch intensive Hochwasserphasen zurückzuführen. Ein weiteres Indiz für diese These liefert die Pollenkurve von *Salix*. Die tiefer gelegenen Weichholzaunenbestände werden bei

Hochwässern zuerst erodiert. Während des gesamten Frühmittelalters ist die Weide pollenanalytisch im Profil „Bruchstücke“ praktisch nicht oder allenfalls nur in geringsten Spuren nachzuweisen (Abb. 7.2.6). Dagegen erreicht die Weide in den Baumstammdiagrammen während dieses Zeitschnittes den höchsten Anteil überhaupt (Abb. 7.2.12). Weiterhin geht das Sträucherspektrum im Frühmittelalter stark zurück. Lediglich *Corylus* wird noch kontinuierlich pollenanalytisch nachgewiesen, die Anteile sind jedoch gering. Auch die letzten Buchenbestände in den höher gelegenen Auenbereichen wurden vermutlich während dieser etwa von 500 bis 800 AD andauernden Hochwasserphasen vernichtet, was sich zum einen im letztmaligen Vorkommen der Buche in den Baumstammlagen dieses Zeitschnittes niederschlägt (Abb. 7.2.12) und andererseits in den während des Frühmittelalters deutlich zurück gehenden Pollenanteilen widerspiegelt. Auch *Carpinus* wird in niedrigeren Pollenwerten nachgewiesen. Es ist ohnehin sehr auffällig, dass die Pollenkurven von *Fagus* und *Carpinus* in beiden Pollendiagrammen weitgehend parallel laufen, was auf eine Besiedlung sehr ähnlicher Standorte hinzuweisen scheint (Abb. 7.2.1 und 7.2.6). Diese starken Hochwässer haben jedoch, wie bereits mehrfach diskutiert, jeweils nicht die gesamte Aue ausgeräumt. Der Vergleich mit dem Pollendiagramm „Unterm Schnabel“ zeigt dies sehr deutlich. Hier nehmen zum einen die *Quercus*-Werte kontinuierlich zu, vor allem aber werden *Ulmus*, *Fraxinus* und *Salix* weiter nachgewiesen, teilweise auch in höheren Anteilen.

Die im Pollenprofil „Unterm Schnabel“ während des Frühmittelalters steigenden Anteile der Eichenpollen, was sich nach einem zwischenzeitlichen *Quercus*-Minimum auch im Profil „Bruchstücke“ abzeichnet, könnten bereits ein Hinweis auf die mittelalterliche Förderung der Eiche als Mastbaum (Waldweide) sein.

Zu Beginn des Hochmittelalters zeichnet sich in beiden Pollenprofilen eine rasante Zunahme der Landnutzung ab. So steigen die Getreidepollenwerte insbesondere im Profil „Bruchstücke“ geradezu explosionsartig an, auch das Spektrum der sekundären Kulturzeiger nimmt zu, ebenso zumeist die Anteile. Nach den pollenanalytischen Befunden setzt im Verlauf des Frühmittelalters, spätestens jedoch ab dem Hochmittelalter nach einer Zeitspanne von etwa 800 bis 1000 Jahren wieder eine intensive landwirtschaftliche Nutzung, wie sie in größerem Ausmaß zuletzt in der Jüngerer Eisenzeit bestanden hat, in der Rheinaue ein. Ein wesentlicher Unterschied ist jedoch, dass im Gegensatz zur Eisenzeit im Mittelalter die ackerbauliche Nutzung bei weitem überwog. Dagegen dominierte in der Latènezeit die Grünlandnutzung in der Flussaue. Infolge der mittelalterlichen Siedlungsausweitungen mit Kirchen- und Dorfgründungen expandierte insbesondere die ackerbauliche Nutzung trotz der häufigen starken Hochwässer also selbst in die natürlichen Feuchtgebiete der Flussaue, was in weiten Teilen Mitteleuropas der Fall war (POTT 1993). Ab dem Spätmittelalter bis in die späte Neuzeit sind am Oberrhein zahlreiche Hochwässer auch schriftlich belegt, zum Teil erreichten sie enorme Ausmaße (Kap. 7.1.3.2.1). Trotz der Hochwassergefahren wurden einige Siedlungen im älteren Teil der Aue gegründet. Seit dem Mittelalter gibt es jedoch in der

Rheinniederung bereits Dammbauten, die etwaige Anbauflächen und Siedlungen, die wie Wörth, Hagenbach, Pforz und Leimersheim im Hochmittelalter im linksrheinischen Teil der Rheinaue gegründet wurden (Abb. 7.1.4), vor Hochwässern schützten, belegt (MUSALL 1969). Die starke Ausweitung der landwirtschaftlichen Nutzflächen ging vor allem zu Lasten des Waldes. Während nach dem Baumpollenanteil im Frühmittelalter der Wald noch etwa 70 bis über 80% der Flächen im Untersuchungsraum bedeckte, sinkt der Waldflächenanteil im Hochmittelalter auf unter 45% ab. Dabei ist die starke naturräumliche Differenzierung zu beachten. Während innerhalb der Aue des Oberrheins insbesondere in der Jüngeren Talaue, die bis zu den Flusskorrekturen im 19. Jh. zur Überflutungsauie gehörte, weiterhin Auenwälder dominierten, waren die Auenwälder im Bereich der älteren Talaue vermutlich bereits stärker dezimiert. Der nach den Untersuchungen von BECKER (1982) starke quantitative Rückgang der in einen Ablagerungszeitraum vom Mittelalter bis in die Neuzeit datierten Baumstämme in den Flusslagern des Oberrheins um fast 60% gegenüber dem vorherigen Ablagerungszeitraum kann nur auf umfangreiche Rodungen zumindest in den höher gelegenen Auenbereichen zurück geführt werden (Abb. 7.2.13). Auf der Niederterrasse ist von einer noch sehr viel stärkeren, flächenhaften Rodung auszugehen. Der extreme Rückgang der Pollenanteile der Kiefer während des Hochmittelalters zeigt deutlich, dass selbst die ärmsten Standorte, die nur geringe Erträge erwarten ließen, gerodet wurden.

Jockgrim wurde im 14. Jh. erbaut, befestigt und zur Stadt erhoben. Nach dem Bau der Ortschaft zogen die Bewohner von Schweinheim nach Jockgrim, Schweinheim fiel dann wüst (JÄGER 1968). Die Mauern von Jockgrim bestehen aus Ziegelsteinen, die in einer Feldziegelei westlich der Ortslage hergestellt wurden (Abb. 7.2.18). Am Schnabel wurde im Mittelalter eine Glashütte betrieben (Abb. 7.2.18). Sowohl die Ziegelei als auch die Glashütte hatten sicher einen großen Brennholzbedarf, der vermutlich zu einem großen Teil durch die Kiefer gedeckt wurde. Daneben wurde Kiefernholz auch als Bauholz genutzt.

Im Gegensatz zur Kiefer nehmen die Pollenanteile sämtlicher Laubbäume stark zu. Der enorme Polleninflux von *Quercus*, *Fagus* und *Carpinus* verdeutlicht, dass eine selektive Rodung erfolgte bzw. andere Bäume durch die Bewirtschaftung zumindest in der Pollenproduktion deutlich zulegen konnte. Nach IMMELS (1933) ist im Rhein-Maingebiet um 1500 mit einem völligen Fehlen der Kiefer zu rechnen. Der Autor nimmt an, dass die ursprünglichen Kiefernbestände dem mittelalterlichen Raubbau vollständig zum Opfer fielen. Nach den Pollenbefunden in den Profilen „Unterm Schnabel“ und „Bruchstücke“ kann davon ausgegangen werden, dass die Kiefer im Untersuchungsraum bereits im 12. Jh. infolge der Rodungen weitgehend verschwunden ist. So ist auch das oben in CHRISTMANN (1953) zitierte später verhängte Fällungsverbot für die Eiche, aber auch die Kiefer und später weitere Baumarten, zu erklären.

Ab dem Hochmittelalter lässt eine im Profil „Bruchstücke“ geschlossene Pollenkurve von *Castanea* auf eine künstliche Verbreitung bzw. einen Anbau der Esskastanie

schließen. Auch die Walnuss wurde zumindest stellenweise verbreitet, was die hohen Pollenanteile im Profil „Bruchstücke“ zeigen

In den mittelalter- bis neuzeitlichen Baumstammkollektionen fehlen die Buchen vollständig. Es ist jedoch durchaus denkbar, dass die zahlreichen Dammbauten Teilbereiche der Aue gegen Hochwässer so erfolgreich schützten, dass sich hier zumindest kleinflächig über längere Zeit den heutigen Altauen ähnliche Bedingungen einstellen konnten. Nach VOLK (2001, 2003) sind seit dem 17. Jh., spätestens im 18. Jh. durch zahlreiche Dammbauten in der nördlichen Oberrheinniederung Auenbereiche entstanden, deren Standortbedingungen den heutigen, vollständig ausgedeichten und damit überflutungsfreien Altauen bereits sehr nahe kommen. Auf solchen nährstoffreichen, aber weitgehend überflutungsfreien Standorten könnte die Buche auch auf natürliche Weise Fuß gefasst haben. Buchen- und auch Hainbuchen- Vorkommen in bereits seit dem Mittelalter künstlich ausgedeichten Bereichen innerhalb der Rheinniederung sind also bereits viel früher nicht auszuschließen. So könnte möglicherweise ein, wenn auch geringer Anteil der starken Zunahme der Pollenwerte der Buche und Hainbuche gedeutet werden. Der geradezu explosionsartige Anstieg der Pollenwerte von *Quercus* und auch der größte Teil des Buchen- und Hainbuchen- Pollenanstiegs ist dagegen eindeutig auf eine Förderung dieser Laubbäume, insbesondere der Eiche und Buche im Untersuchungsraum zurückzuführen. Von Beginn der Besiedlung des südpfälzischen Raumes an wurde der Bienwald auf vielfältigste Weise genutzt. Eine besonders große Rolle spielte dabei die Waldweide, die sich als bedeutsames Forstrecht bis in die jüngste Vergangenheit hielt (BOHLANDER 1982). Dabei wurde die Beweidung sowohl mit Rindvieh (Rauhweide) als auch mit Schweinen (Schmalzweide) ausgeübt. Auch in den Eichen-Auenwäldern kann von einer Waldweidewirtschaft mit Schweinen ausgegangen werden.

Sehr empfindlich auf eine Beweidung reagieren Nadelgehölze (ELLENBERG 1996), so dass möglicherweise ein Teil des Kiefernrückgangs auch in dieser Bewirtschaftungsmethode begründet ist. Mit dem späteren Übergang zur Stallviehhaltung erlangte neben der Waldweide die Streunutzung große Bedeutung. In vielen Waldbeständen sind noch heute Symptome des mit der Streunutzung einhergehenden Nährstoffentzugs zu erkennen (BOHLANDER 1982). Zunächst erfolgte die Holznutzung im Bienwald frei nach den jeweiligen Bedürfnissen der im Umkreis lebenden Bevölkerung. Später wurden Waldordnungen erlassen, die zum einen das Ziel hatten, einer Erschöpfung der Holzvorräte vorzubeugen und andererseits die verschiedenen Waldnutzungen in Einklang bringen sollten. 1442 wurde für den gesamten fürstbischöflichen Waldbesitz eine Waldordnung erlassen und 1466 folgte eine Waldordnung speziell für den Bienwald. Diese Ordnungen beinhalteten das Verbot, Fruchtbäume wie Eichen, Buchen und Wildobst einzuschlagen, um aus weide- und jagdwirtschaftlichen Gründen einen Rückgang der Mast zu vermeiden. Der enorme Anstieg der Pollenwerte von *Quercus* und, weniger ausgeprägt, auch von *Fagus*, ist auf diese selektive Förderung zurückzuführen. Der nachfolgende

Wiederanstieg der Kiefern-Pollenwerte ist vermutlich zum Teil ebenfalls in solchen Verordnungen bzw. Verboten (vgl. CHRISTMANN 1953) bedingt. Ab dem frühen 16. Jh. wurden die durch Holznutzung oder Rodung entstandenen Offenflächen im Bienwald durch künstliche Ansaat mit Kiefern bestockt. Diese Flächen wurden anschließend als Schutzmaßnahme vor der Waldweide eingehegt. Die Wiederausbreitung der Kiefer im Bienwald hat vermutlich ihre Anfänge in diesen waldbaulichen Maßnahmen.

Da der erneute Kiefernpollenanstieg in beiden Profilen hierfür jedoch etwas zu früh kommt, ist von einer beginnenden starken selektiven Anreicherung der korrosionsresistenten Pollenkörner nur wenige Zentimeter unterhalb der Auensedimentlagen auszugehen. In beiden Pollenprofilen belegt dies der starke Anstieg der *Cichorioideae*- Werte sehr deutlich. Diese Pollen erreichen zuvor nur geringe Anteile („Bruchstücke“) bzw. werden fast nicht nachgewiesen.

Eine seriöse Interpretation der Vegetationsentwicklung aus den Pollendaten ist aufgrund der durch Korrosion und damit einer selektiven Anreicherung wahrscheinlichen Verschiebungen der tatsächlichen Verhältnisse ab dem Spätmittelalter, spätestens mit dem Beginn der sedimentreichen Lagen kaum noch möglich und erfolgt deshalb nicht.

7.2.2 Die Vegetationsentwicklung am südlichen Oberrhein seit dem Spätglazial

Auch am südlichen Oberrhein ist bei einer pollenanalytischen Rekonstruktion der Vegetation der mineralischen Standorte zwischen den stark differenzierten naturräumlichen Haupteinheiten der weiteren Umgebung des Wasenweiler Rieds zu unterscheiden. Es handelt sich hierbei vor allem um das lössbedeckte Hügelland des angrenzenden Kaiserstuhls und Tunibergs, die Niederterrassenflächen des Rheins, die Schwemmfächer der Schwarzwaldflüsse (vor allem Dreisamschwemmfächer), ihre Auen und die holozäne Rheinaue.

7.2.2.1 Spätglazial

Die Vegetationsentwicklung im Gebiet des Wasenweiler Rieds ist pollenanalytisch seit dem letzten Abschnitt des Spätglazials, der jüngeren Dryas, erfasst. In dieser Zeit herrschten im Oberrheintiefland weitgehend geschlossene, aber lichte Kiefernwälder vor. Eine Massenausbreitung von *Pinus* hat demnach bereits früher im Spätglazial stattgefunden. Im nördlichen Oberrheintiefland erreichte *Pinus* die rationelle Pollengrenze nach HÖLZER & HÖLZER (1994) bereits vor der Ältesten Dryas. Die Waldgrenze lag nach vegetationsgeschichtlichen Untersuchungen durch LANG (2005) im Südschwarzwald während der Jüngeren Dryas bei 700-800m NN. Daraus lässt sich ableiten, dass auch der nördlich an das Wasenweiler Ried angrenzende Kaiserstuhl, der eine Maximalhöhe von lediglich 557m NN erreicht, vollständig bewaldet war. Die Kiefernwälder waren zu einem geringen Anteil mit Birken, vermutlich Hängebirken (*Betula pendula*) durchsetzt (Abb. 7.2.19). In der Kaltphase der Jüngeren Dryas wären auch Vorkommen der Zwergbirke (*Betula nana*) nicht auszuschließen. Unter anderem in den westlich gelegenen Vogesen konnten verschiedene Autoren ein Auftreten der Zwergbirke neben der Hängebirke im Spätglazial durch Makrorestanalysen ermitteln (u.a. LANG 1952, 1962; SCHLOSS 1979). Eine Unterscheidung der Pollen ist großestatistisch nach BIRKS (1968) bedingt möglich. Messungen von USINGER (1982) an entsprechenden Pollen ergaben dagegen jedoch, dass die Pollenkörner von *B. nana* nicht von den großenintermediären Pollen von *B. pendula* zu unterscheiden sind. Eine Differenzierung der wenigen spätglazialen Birken- Pollen wurde hier demnach nicht vorgenommen. Sonstige Gehölze wie *Cornus mas*, *Sorbus* oder *Populus* werden pollenanalytisch nur ganz vereinzelt nachgewiesen. Die Pappel begleitete im ausgehenden Spätglazial vermutlich die noch teilweise durchflossenen Ostrheinarme.

Der Klimarückschlag der Jüngeren Dryas drückt sich deutlich in regelmäßigen Nachweisen der Pollen von kontinentalen Arten wie *Ephedra distachya* und Heliophyten wie *Gypsophila*, *Helianthemum* und *Artemisia* aus (Abb. 7.2.20). Das

trocken-kühle Klima in der Jüngerer Dryas begünstigte die nachgewiesenen Steppenarten, relativ offene oder zumindest lichte Standorte waren ausgebildet. Insbesondere *Artemisia* ist nach den pollenanalytischen Befunden beider Profile stärker verbreitet, vermutlich als typischer Rohbodenpionier vorwiegend in Rasengesellschaften. Auch Pollenkörner des *Centaurea jacea*-Typs treten teilweise in höheren Anteilen auf, was in Zusammenhang mit den Nachweisen von *Gypsophila* und *Helianthemum* als Indiz für verbreitete relativ trockene Standorte gewertet werden kann. Die Heliophyten zeigen zwar deutlich, dass die Kiefernwälder insgesamt relativ licht waren. Eine birken- und zwergstrauchreiche Parktundrenlandschaft wie an der Mittelweser (CASPER 1993) oder subarktische Steppen wie in der Eifelregion (STEBICH 1999) waren im Oberrheintiefland in der Jüngerer Dryas jedoch nicht ausgebildet, dafür sind die Anteile der *Betula*- bzw. Nichtbaumpollen insgesamt viel zu gering. Dies gilt für das gesamte Oberrheintiefland. Der letzte Klimarückschlag des Spätglazials hatte hier also keinen stärkeren Rückgang der bereits in früheren Phasen eine Massenausbreitung erreichten Kiefer zur Folge (vgl. HÖLZER & HÖLZER 1994, FRIEDMANN 2000). Allerdings waren vermutlich begrenzt durchaus auch stärkere Auflichtungen vorhanden. So variiert das Spektrum und der Anteil der sonstigen Nichtbaumpollen zwischen den beiden ausgewerteten Profilen im Spätglazial sehr deutlich. Im Profil „Schachen“ dominieren quantitativ neben *Artemisia* die Pollen von *Poaceae* die Nichtgehölzpollensumme in der Jüngerer Dryas. Daneben wird ein breites Spektrum sonstiger Kräuter, was sich allerdings in jeweils nur geringer Pollenanzahl niederschlägt, insbesondere aus den Familien der *Asteraceae* (*Cichorioideae*, *Achillea*, *Cirsium*-Typ) und *Ranunculaceae* nachgewiesen. *Achillea* und *Cirsium* wuchsen vermutlich auf Rohböden (vgl. BURGA & PERRET 1998). Im Profil „Murr“ ist dagegen der NBP- Anteil an der Pollensumme im Spätglazial deutlich höher, das Spektrum jedoch ärmer. Es dominieren vorwiegend die Pollen von *Cichorioideae* (>6% der BPS2!), des *Senecio*- und *Cirsium*-Typs sowie Süßgräserpollen. Auch *Polypodium vulgare* und *Succisa pratensis* kommen hier nach den palynologischen Befunden, vermutlich in bereits vermoorten Bereichen des Rieds, häufiger vor. Die Differenzen im Nichtbaumpollenspektrum ergeben vor allem den lokalen Pollenniederschlag. Damit repräsentieren die *Poaceae*-, *Cichorioideae*- und *Cirsium*-T.- Pollen eher eine regionale Pollenkomponente. Die paläoökologische Aussagekraft der Pollenfunde von *Cichorioideae* und *Poaceae* ist zwar beschränkt, da sie sich kaum artspezifisch differenzieren lassen (vgl. Kap. 7.2.1.1). Dennoch lassen die Vorkommen wie auch von *Artemisia* in beiden Profilen zumindest auf verbreitete Offenstandorte mit Pioniergesellschaften (Rohböden) und Trockenrasen auch in der weiteren Umgebung des Rieds schließen. Nach dem prozentualen Anteil der NBP an der Pollensumme im Profil „Murr“ scheint der Offenlandanteil in der weiteren Umgebung gegenüber dem Bereich „Schachen“ deutlich höher zu sein. Bei einer Parallelisierung der spätglazialen Bereiche beider Profile ist einschränkend jedoch zu beachten, dass das Spätglazial im Profil „Murr“ lediglich mit einer pollenanalytisch auswertbaren Probe erfasst ist. Eine sichere zeitliche Einordnung

dieser Probe ist nicht möglich (vgl. Kap. 7.1.4.3.1). Weiterhin spielt möglicherweise auch eine selektive Anreicherung von Pollen eine Rolle. *Cichorioideae*- Pollen, die den Hauptteil der NBP ausmachen, sind sehr korrosionsresistent. Diese Pollen könnten demnach infolge einer Selektion in den mineralischen Mudden des Profils „Murr“ relativ überrepräsentiert sein. Der Anteil von vorkommenden *Cichorioideae*-Spezies und somit auch der Offenlandanteil wären dann möglicherweise überhöht. Dafür spricht auch ein weitgehendes Fehlen korrosionsanfälligerer Pollen, wie z.B. von *Ephedra*, in den fluvial-limnischen Sedimenten des Kern „Murr“. Außerdem ist bei Korbblütlern die Pollenverbreitung zu beachten. Untersuchungen zum rezenten Pollenflug in den Alpen ergaben, dass der Fernflug eine gewisse Rolle spielt. Dagegen sind im Lokal – und Umgebungsflug die Pollen von *Asteraceae* meist nur gering bis schwach vertreten. Aufgrund dieser Unsicherheiten lässt sich nicht rekonstruieren, wie hoch der Anteil der *Asteraceae* am regionalen Pollenspektrum insbesondere im Profil „Murr“ wirklich ist. Sehr wahrscheinlich ist eine Überrepräsentanz und damit ein geringerer Offenlandanteil als es die Anteile der NBP suggerieren. Dies zeigt schon der Vergleich mit dem Profil „Schachen“, in dem in den spätglazialen Proben der Anteil der *Cichorioideae* vernachlässigbar und damit die Summe der sonstigen NBP hier entsprechend niedrig ist.

Das lokale NBP- Spektrum zeigt dagegen eine kleinräumig differenzierte Vegetationsentwicklung auch außerhalb der Moore auf den mineralischen Standorten und damit eine standörtliche Varianz in den weiteren Umgebungen der Bohrstellen.

Pinus zeichnet sich durch eine sehr hohe Pollenproduktion aus. Bei der Interpretation der Pollendaten ist demzufolge, wie auch im nachfolgenden Präboreal und Boreal, die enorme Überrepräsentanz von *Pinus*- Pollen am gesamten Pollenspektrum zu beachten. Kiefernwälder dominierten im Oberrheintiefland zwar bei weitem die Landschaften im ausgehenden Spätglazial. Offenstandorte außerhalb des entstehenden Rieds, wie zum Beispiel Trockenrasen, waren jedoch ebenfalls verbreitet.

7.2 Rekonstruktion der Vegetationsentwicklung außerhalb der Moore

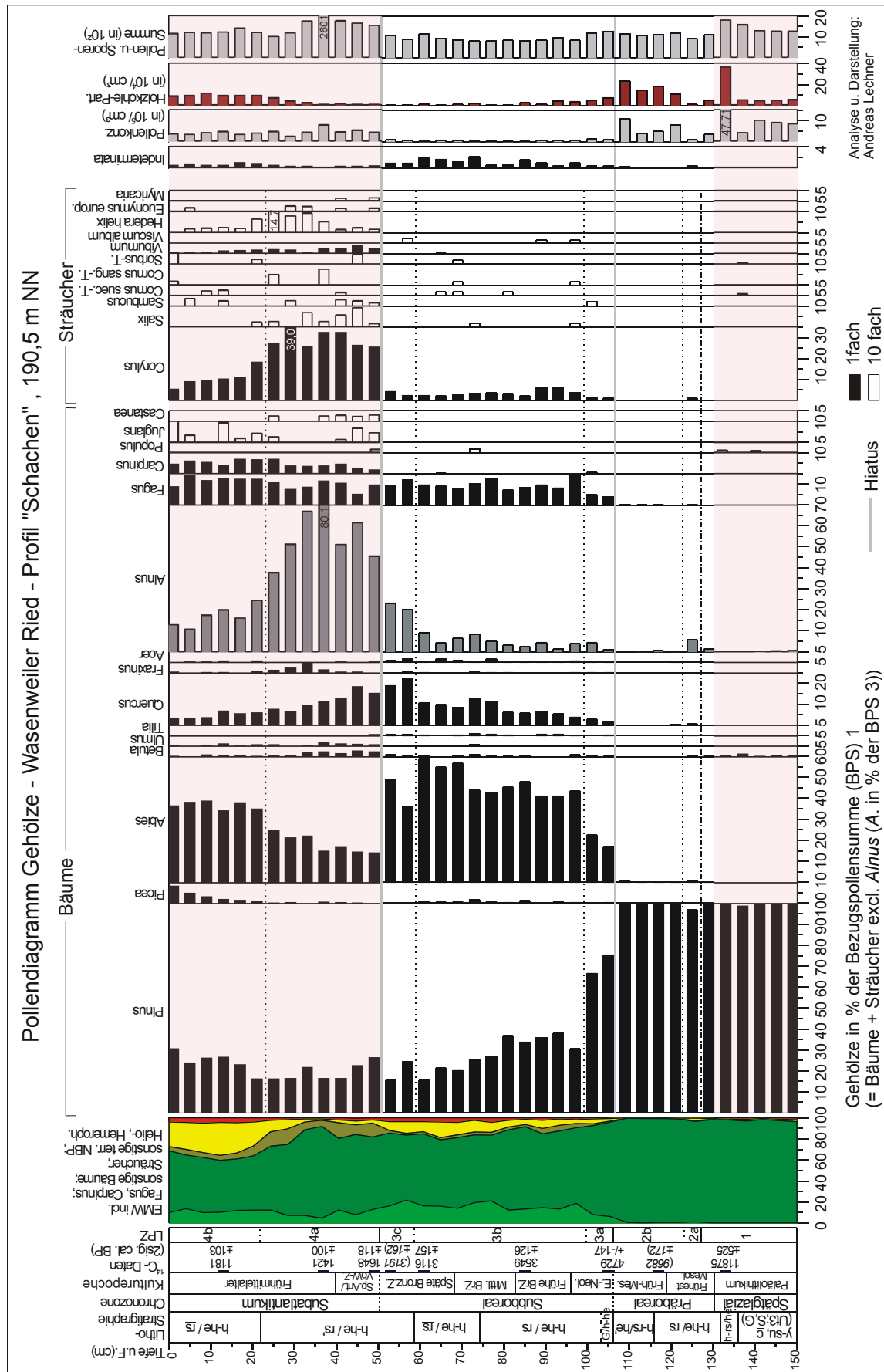


Abb. 7.2.19: Pollendiagramm – Gehölze – Wasenweiler Ried „Schachen“. Farblieh unterlegt: Zeitliche Überschneidung mit dem Profil „Murr“.

7.2 Rekonstruktion der Vegetationsentwicklung außerhalb der Moore

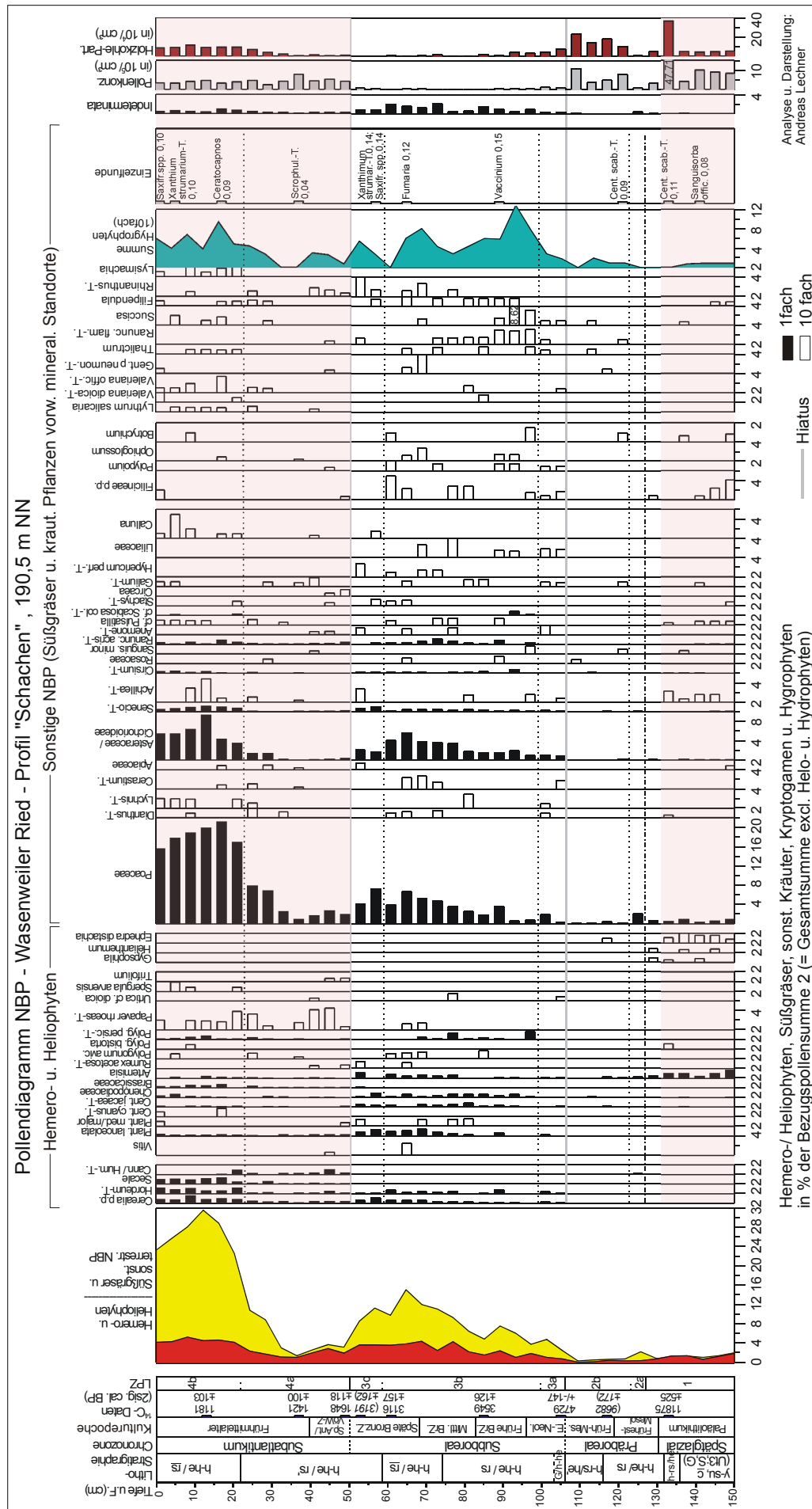


Abb. 7.2.20: Pollendiagramm – NBP (excl. Helo-/ Hydroph.) – Wasenweiler Ried „Schachen“. **Farblich** unterlegt: Zeitl. Überschneidung mit Pr. „Murr“.

7.2.2.2 Präboreal

Zu Beginn des Präboreals werden noch Heliophyten wie *Helianthemum*, *Gypsophila* und insbesondere *Artemisia* pollenanalytisch nachgewiesen. Diese Lichtzeiger verschwinden jedoch im weiteren Verlauf des Präboreals, *Artemisia* ist am längsten nachweisbar (Abb. 7.2.20). Süßgräser sind zu Beginn des Präboreals noch stärker verbreitet, vermutlich auch in den anfangs noch lichten Kiefernwäldern. Im Laufe des Präboreals gehen jedoch neben den Heliophyten auch die Anteile und das Spektrum der sonstigen Kräuter und *Poaceae* zurück. Die Kiefernwälder werden dichter und nehmen im Verlauf des Präboreals im Oberrheintiefland vermutlich alle Standorte außerhalb der Moore ein. Dabei dominierte *Pinus* im Präboreal sowohl die ärmeren, sandig-kiesigen Bereiche der Niederterrasse und der Schwemmfächer der Schwarzwaldflüsse als auch nährstoffreicheren Standorte der lössbedeckten Hügel in der Vorbergzone (z.B. Tuniberg) oder im Kaiserstuhl aufgrund der fehlenden Konkurrenz durch andere Gehölze. Wahrscheinlich wuchs die Kiefer selbst auf Schotterfluren innerhalb der sich herausbildenden Rheinaue. Im Profil „Schachen“ werden während des Präboreals zwar Spuren anderer Gehölze pollenanalytisch nachgewiesen. Abgesehen von einem Teil der *Alnus*- Pollen, müssen die Pollen sämtlicher sonstiger Gehölze jedoch als umgelagert betrachtet werden (vgl. Kap. 7.1.4.3.1). Gegen Ende des Präboreals treten erstmalig die Pollen von *Corylus* in höheren prozentualen Anteilen im Profil „Murr“ auf. Auch *Betula* wird ab dato, wenn auch in geringen Werten, wieder kontinuierlich nachgewiesen (Abb. 7.2.19).

7.2.2.3 Boreal

Boreale Ablagerungen sind nur im Profil „Murr“ vorhanden. Eine wesentliche vegetationsgeschichtliche Entwicklung im Boreal stellt die verstärkte Einwanderung und Ausbreitung der wärmeliebenden Haselnuss dar. Auch im Oberrheintiefland breitet sich *Corylus* während des Boreals weiter aus. Entsprechend gehen die *Pinus*-Pollenanteile prozentual zurück (Abb. 7.2.21). Im Gegensatz zu den angrenzenden Mittelgebirgen Schwarzwald und Vogesen erreichte die Hasel im südlichen Oberrheintiefland jedoch viel geringere Anteile an der Pollensumme. Im Profil „Murr“ liegen die Pollenanteile lediglich bei maximal ca. 6% der Gesamtpollensumme (BPS2)(6-7% der Gehölzsumme). Damit hätte *Corylus* noch nicht einmal eine Massenausbreitung erreicht, sondern wäre lediglich eingewandert (rationelle Pollengrenze nach BURGA & PERRET 2%). Der Schwellenwert der Massenausbreitung liegt nach GLIEMEROTH (1995) und BURGA & PERRET (1999) bei 10%. In den Pollenprofilen von SLEUMER (1934) erreichte *Corylus* dagegen etwas höhere Anteile, nämlich ca. 8-10, maximal 16% der Gehölzpollen. FRIEDMANN (2000) wies im Profil „WWR Ost“ boreale Hasel- Anteile zwischen 10 und 30% der Bezugspollensumme (BPS 2) nach.

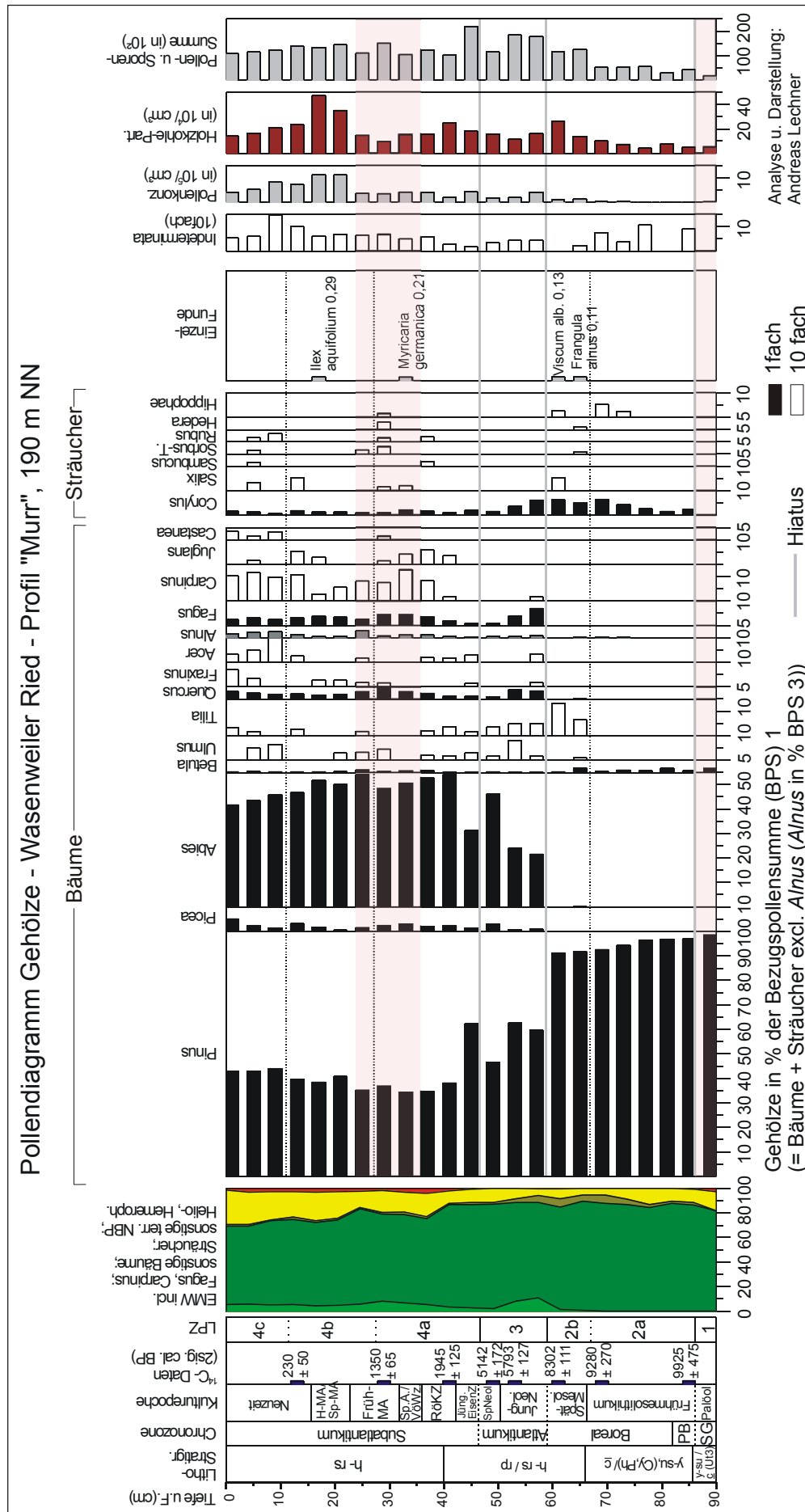


Abb. 7.2.21: Pollendiagramm – Gehölze – Wasenweier Ried „Murr“ – Farblisch unterlegt: Zeitliche Überschneidung mit dem Profil „Schachen“.

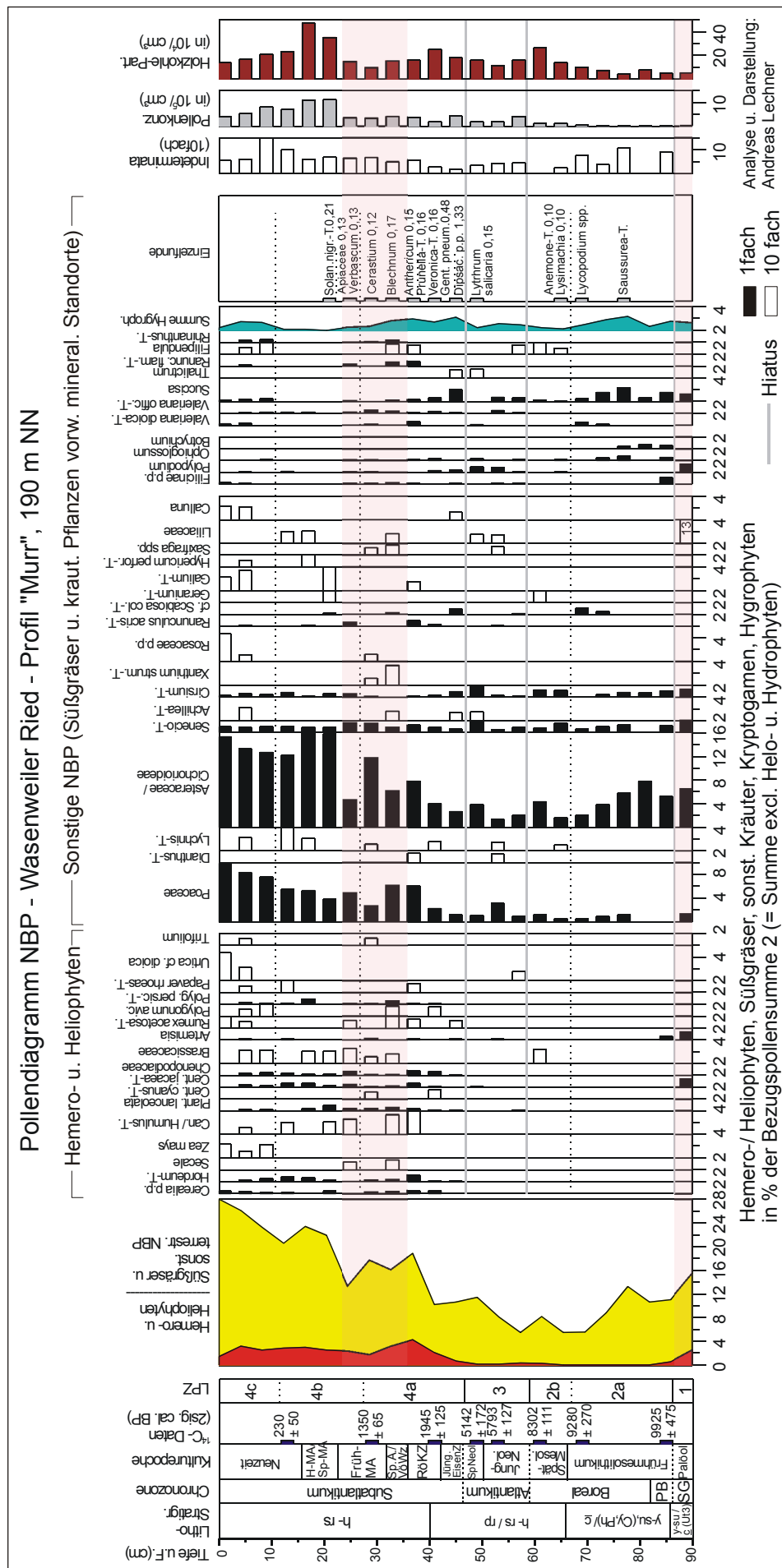


Abb. 7.2.22: Pollendiagramm – NBP (excl. Helo-/ Hydroph.) – Wasenweiler Ried „Murr“. **Farblich** unterlegt: Zeitl. Überschneidung m. Pr. „Schachen“.

Am nördlichen Oberrhein erreicht *Corylus* ebenfalls nicht die dominierende Stellung im Boreal wie in den angrenzenden Gebirgen (Nordschwarzwald, Pfälzer Wald), wie pollenanalytische Untersuchungen sowohl in der Rheinaue als auch in Mooren der östlichen Randsenke (OBERDORFER 1934) und in vermoorten alten Neckar- und Mainläufen (STARK 1926, ROTHSCHILD 1936) ergaben. In einigen Untersuchungen werden dennoch deutlich höhere boreale *Corylus*- Pollenanteile an den Gehölzen als im südlichen Oberrheintiefland (u.a. LEßMANN 1983, HÖLZER & HÖLZER 1994) nachgewiesen. So werden zum Beispiel im Lautermoor, welches sich auf dem Schwemmfächer der Lauter entwickelt hat, in den borealen Schichten *Corylus*-Anteile bis zu über 40% der terrestrischen Pollen nachgewiesen (HÖLZER & HÖLZER 1994). Im Graben-Neudorfer Moor, das sich in der Oberrheinniederung in einem verlandeten Paläomäander entwickelt hat, erreicht *Corylus* in der abgelagerten borealen Seekreide Maximalwerte von 60 bis 70% der Gehölze (OBERDORFER 1934). Nach den vegetationsgeschichtlichen Untersuchungen von ROTHSCHILD (1936) zwischen Heidelberg und Frankfurt gibt es jedoch auch innerhalb des nördlichen Oberrheintieflands klimatisch bedingt deutliche regionale Unterschiede in der Verteilung der Haselwerte. Im heute trockeneren Nordteil sind die *Corylus*-Pollenwerte in den Profilen viel niedriger als im feuchteren Südteil. RUDOLPH postulierte bereits 1930, dass die Ausbreitung der Hasel durch zu große Trockenheit gehemmt wurde. Geringe Niederschläge, insbesondere trockene Sommer, haben der Verbreitung der Hasel zum Beispiel in den tieferen Lagen des östlichen Mitteleuropas enge Grenzen gesetzt (RUDOLPH 1926, 1930, FIRBAS 1927, FRENZEL 1930). Das Oberrheintiefland gehört in weiten Teilen auch heute zu den regenärmsten Gebieten Mitteleuropas. Eine besondere boreale Haselphase wie in den angrenzenden Mittelgebirgen ist also im nördlichen und südlichen Oberrheintiefland nicht ausgeprägt. Neben den pollenanalytischen Befunden im Kern „Murr“ sprechen die Ergebnisse sämtlicher bisheriger vegetationsgeschichtlicher Untersuchungen dafür, dass das Boreal zumindest in Teilen der oberrheinischen Tiefebene eine ausgesprochene Trockenphase war (u.a. STARK 1926, OBERDORFER 1934, SLEUMER 1934, ROTHSCHILD 1936, LEßMANN 1983, VON WAHL 1988, HÖLZER & HÖLZER 1994, FRIEDMANN 2000, SCHNEIDER 2000). Regionale Unterschiede widersprechen dem nicht. Auch eine sehr rasche („überstürzte“) Verlandung, geringes Torfwachstum und Zersetzungsschichten in mehreren untersuchten Mooren bzw. ein Aussetzen der Vermoorung (Profil „Schachen“) (vgl. Kap. 7.1.4.3.1 und 7.1.5.1) während des Boreals lassen auf ein boreales Trockenklima im Oberrheintiefland schließen (vgl. ROTHSCHILD 1936). Die tatsächliche Beteiligung am Aufbau der Vegetation ist vermutlich sogar noch weitaus geringer als es die Pollenanteile in den Profilen zeigen. Denn *Corylus* ist wie auch *Pinus* ein sehr starker Pollenproduzent, am Pollenniederschlag also deutlich überrepräsentiert (FIRBAS 1949, BURGA & PERRET 1998). Ein weiterer Faktor spricht für die geringe Haselverbreitung im Oberrheintiefland. *Corylus avellana* hat relativ hohe Standortsansprüche (vgl. Kap. 7.2.1.1), wächst vorzugsweise auf nährstoffreichen, humosen lehmigen Böden sicker- oder grundfrischer Standorte. Auf ärmsten Böden fehlt sie dagegen

weitgehend (FIRBAS 1949). Die Haselnuss kam zwar im Untersuchungsraum vor, besiedelte aber vermutlich nur bestimmte Standorte. Wahrscheinlich waren die westlich und vor allem südwestlich des Rieds gelegenen sandig-kiesigen, rasch austrocknenden Bereiche der Niederterrasse standörtlich weniger für die Haselnuss geeignet. Hier blieben die Wälder wohl fast reine Kiefernwälder. Legt man die heute südlich des Kaiserstuhls während der Vegetationsperiode dominierenden Südwestwinde (nach Klimaatlas REKLIP 1995) auch für das Boreal zugrunde, ließe sich somit der trotz einer Überrepräsentanz relativ geringe Haselpollenanteil in den Torfen des Wasenweiler Rieds erklären. Weiterhin trugen die Schwemmfächer der Schwarzwaldflüsse, so auch der nordöstlich an das Ried angrenzende Dreisamschwemmfächer, im Boreal noch keine Auelehmschicht (u.a. SCHNEIDER 2000)(vgl. Kap. 7.1.4.3). Die Schwarzwaldkiese standen demnach oberflächlich an. Eine Dominanz weitgehend haselfreier Kiefernwälder auch auf diesen Standorten ist wahrscheinlich. Dagegen dringt die Haselnuss auf den besseren Standorten in die Kiefernwälder ein. So ist im Lösshügelland des Kaiserstuhls, Tunibergs und Nimbergs in den Kiefernwäldern vermutlich ein Hasel-Unterwuchs ausgebildet. Untersuchungen der Hasel-Strauchschicht in modernen Kiefernforsten haben gezeigt, dass die Hasel eine Verjüngung der Kiefer kaum aufkommen lässt (SCAMONI 1988). Demnach dürfte die Hasel die Kiefer auf den besseren Standorten zumindest teilweise verdrängt haben. Zum Teil sind die borealen Kiefernwälder auch mit Birken durchsetzt. Insbesondere auf den trockeneren, sandig-kiesigen Standorten der Rheinniederterrasse und der Schwemmfächer dürfte *Betula pendula* eine Rolle gespielt haben. Weiterhin werden Vorkommen von *Hippophaë* pollenanalytisch nachgewiesen (Abb. 7.2.21). Sanddorn ist eine typische lichtliebende Pionierpflanze auf basenreichen, sandigen und kiesigen Rohböden wechsellückiger Standorte. Vermutlich besiedelte er sandig-kiesige Offenstandorte in den Flussbetten und Alluvionen der angrenzenden Rheinaue. Da *Hippophaë* jedoch nur sehr wenige Pollen produziert (vgl. Kap. 7.2.1.1), sind lokale Vorkommen auf sandig-kiesigen Substraten der Niederterrasse entlang der noch nicht vollständig verlandeten Ostrheinrinnen, wie z.B. im Bereich „Murr“ durchaus ebenfalls denkbar. Weitere Gehölze mineralischer Standorte werden bis weit in das Boreal kaum nachgewiesen. Erst in den spätborealen, untersten Torfschichten des Profils „Murr“ treten erstmals die Pollen von *Tilia*, *Ulmus* und *Quercus* in geringen Anteilen bzw. Spuren auf (Abb. 7.2.21). Während die Pollenkurve von *Tilia* ab dem späten Boreal geschlossen ist, werden Eichenpollen nur vereinzelt nachgewiesen. Die Linde wandert demnach etwas früher in den Untersuchungsraum ein. Nach FRIEDMANN (2000)(Profil WWR Ost) sind diese Laubbäume jedoch bereits in früheren Phasen des Boreals im südlichen Oberrheintiefland eingewandert. Allerdings erreicht *Quercus* mit maximal 2% (lediglich in einer Probe) an der Gesamtpollensumme im Profil „WWR Ost“ (FRIEDMANN 2000) auch hier nur einen geringen Anteil, die Pollenkurve wird danach wieder unterbrochen. Möglicherweise ist das Fehlen von *Quercus*- Pollen in den borealen Muddeschichten des Profils „Murr“ zum Teil auch in der Korrosionsanfälligkeit dieser Pollen, deren Exine einen relativ niedrigen Gehalt an

Sporopollenin aufweisen (BURGA & PERRET 1998), begründet. So ist der prozentuale Anteil der Indeterminata an der Pollensumme in diesen Schichten relativ hoch (Abb. 7.1.25). Zwar fehlen die gegenüber Oxydation sehr widerstandsfähigen Pollen von *Tilia* ebenfalls. Die Linde produziert allerdings nur wenige Pollen, ist also am Pollenspektrum meist deutlich unterrepräsentiert (BURGA & PERRET 1998). Es kann also zumindest aufgrund der erstmaligen Nachweise eine näher rückende Arealgrenze (bei *Ulmus* und *Quercus*) bzw. nach dem Beginn der geschlossenen Pollenkurve (*Tilia*) eine Phase der Einwanderung und Ansiedlung der Arten des *Quercetum mixtum* (pollenanalytische Bezeichnung, FIRBAS 1949) zugrunde gelegt werden. Die EMW-Arten drangen demnach langsam in die borealen Kiefernwälder vor, zu einer Verdrängung der Kiefer kam es jedoch noch nicht. Gerade die Einwanderung der Eiche, die im nachfolgenden nicht erfassten älteren Atlantikum erfolgte (vgl. Kap. 7.2.1.1), beeinflusste wahrscheinlich die Verbreitung der Kiefer weniger stark, da auf mittleren und ärmeren Standorten insbesondere die Traubeneiche und die Waldkiefer gut nebeneinander gedeihen und sich verjüngen können (SCAMONI 1988). So stellen heute Traubeneichen-Kiefern-Wälder auf armen, thermophilen und weitgehend grundwasserfernen sandigen Standorten in Teilen Brandenburgs die potentiell natürliche Vegetation dar (KRAUSCH 1998). Zwar ist eine pollenanalytische Trennung der *Quercus*-Arten nicht möglich (Kap. 7.2.1.1), eine Einwanderung sowohl von *Quercus robur* als auch *Quercus petraea* auch in das Oberrheintiefland ist jedoch anzunehmen. Da *Quercus petraea* vorwiegend grundwasserarme Standorte besiedelt, ist zum Ende des Boreals bzw. im älteren Atlantikum eine langsame Einwanderung insbesondere in die Kiefernwälder des Kaiserstuhls oder Tunibergs vorstellbar. Diese tiefgründigen Standorte dürften auch von der Linde bevorzugt besiedelt worden sein. *Q. robur* drang dagegen vermutlich vorwiegend in die Kiefernwälder der grundwassergeprägten Terrassen- und Schwemmfächer-Standorte ein. Gemeinsam mit der Ulme (Feldulme, Flatterulme) besiedelte die Stieleiche aber auch zunehmend Standorte in der Rheinaue (Eichen-Ulmen-Hartholzaue). Insgesamt sind jedoch die Vorkommen sämtlicher EMW-Arten im zu Ende gehenden Boreal noch sehr spärlich. Die Kiefer bleibt die weitaus dominierende Baumart im südlichen Oberrheintiefland. Neben den genannten Laubbäumen werden im späten Boreal vereinzelt Sträucher wie *Frangula alnus*, *Sorbus*, *Salix* und *Hippophaë* nachgewiesen. *Viscum album* und *Hedera helix* treten erstmals auf, was ein Hinweis auf ein zunehmend ozeanisches, also insbesondere feuchter werdendes Klima zum Ende des Boreals sein könnte. Da die Pollenproduktion beider Arten sehr gering ist, belegen nach LANG (1994) bereits Einzelfunde von Pollen dieser Pflanzen ihre lokale Anwesenheit.

Nach den Anteilen der Nichtbaumpollen an der Bezugspollensumme 2 scheint der Offenlandanteil im Boreal bereits relativ hoch zu sein (Abb. 7.2.22). Allerdings handelt es sich, wie schon zu Beginn des Präboreals, weitgehend um korrosionsresistente Pollen von Pflanzen aus der Familie der *Cichorioideae* sowie des *Senecio*- und *Cirsium*-Typs. Daneben tragen vor allem die Pollen von *Succisa*

und Sporen der Farne *Ophioglossum* und *Botrychium* zur Nichtbaumpollensumme bei. Gegen Ende der Verlandung werden auch Pollen von *Valeriana dioica* und des cf. *Scabiosa columbaria*- Typs häufiger nachgewiesen. Die letztgenannten Nichtbaumpollen und Sporen repräsentieren wahrscheinlich vorwiegend den Pollenniederschlag der lokalen Vegetation. *Succisa pratensis* besiedelt heute wechselfeuchte Lehm- und Tonböden, aber auch magere Moorböden. Im Boreal ist *Succisa pratensis* vermutlich in den bereits vermoorten Bereichen des Wasenweiler Rieds verbreitet, die hohen Pollenwerte lassen auf größere Vorkommen schließen. *Valeriana dioica* hat einen Verbreitungsschwerpunkt ebenfalls auf sumpfigen oder torfigen Böden, besiedelt auch Uferstandorte und könnte demnach in den Säumen des verlandende Mänders vorgekommen sein. Ähnliches gilt für *Ophioglossum*. Auch viele *Cirsium*- Arten besitzen einen Verbreitungsschwerpunkt auf feuchten Standorten wie Niedermooren, Nasswiesen oder an Ufern. Dagegen sprechen die deutlichen Pollenanteile von *Scabiosa columbaria* für eine Ausprägung auch trockener Standorte in der näheren Umgebung des Bereichs „Murr“. Die Art kommt vor allem auf mäßig trockenen und mäßig nährstoffreichen, meist kalkreichen Standorten vor und hat ihren Verbreitungsschwerpunkt vor allem in Kalkmagerrasen, daneben auch in Trockenrasen. Sämtliche dieser Arten sind Lichtpflanzen, zeigen also eindeutig Offenstandorte an. Pollen von *Poaceae* werden im beginnenden Boreal nicht nachgewiesen, später sind sie kontinuierlich vertreten. Eine selektive Anreicherung und damit Überrepräsentanz der korrosionsresistenten Pollen, insbesondere der *Cichorioideae* zumindest in den mineralischen Mudden ist zwar wahrscheinlich. Dafür spricht der erhöhte Anteil der Indeterminata (Abb. 7.1.25). Weitere methodische Probleme bei der Interpretation der Pollenanteile von *Asteraceae* wurden bereits im Spätglazial umfassend diskutiert. Dennoch weisen die Ergebnisse auf räumlich begrenzt vorkommende offene, also waldarme oder -freie Standorte hin. Da im Profil „Schachen“ das Boreal chronostratigraphisch nicht enthalten ist, muss zum Vergleich auf das Pollendiagramm „WWR Ost“ (FRIEDMANN 2000) zurückgegriffen werden. Hier wird in den borealen Schichten der Nichtbaumpollen-Niederschlag der Pflanzen mineralischer Standorte ebenfalls vorwiegend durch *Cichorioideae*, den *Senecio*-Typ und *Poaceae* gebildet. Aufgrund der diesbezüglich tendenziellen Übereinstimmung zwischen beiden Profilen („Murr“, „WWR Ost“) repräsentiert zumindest ein Teil der Nichtbaumpollen den regionalen Pollenniederschlag. Sowohl in der näheren als auch in der weiteren Region des Rieds kann nach den pollenanalytischen Fakten demzufolge von einem gewissen, wenn auch vermutlich deutlich geringeren Offenlandanteil als es das Totaldiagramm suggeriert, während des Boreals ausgegangen werden. So sind Vorkommen von Halbtrocken- bzw. Trockenrasen-Gesellschaften im trockenen Klima des Boreals zum Beispiel im zentralen Kaiserstuhl auf lössfreiem vulkanischen Gestein (Badberggruppe), aber auch im westlichen trocken-warmen Kaiserstuhl denkbar. Auf diesen carbonatreichen Vulkaniten (WIMMENAUER 1989) haben sich bis heute nur extrem flachgründige Rendzinen mit geringer Wasserspeicherfähigkeit entwickelt (HÄDRICH & STAHR 2001). MÜLLER (2004) legt dagegen für die Erstellung von

Landsnutzungsmustern eine völlige Bewaldung während des Mesolithikums in sämtlichen seiner Untersuchungsräume, das heißt auch im südlichen Oberrheintiefland (u.a. Kaiserstuhl und Umgebung), zugrunde. In den borealen Schichten des Profils „Murr“ sind das Früh- und Spätmesolithikum enthalten. Die pollenanalytischen Auswertungen des Profils zeigen deutlich, dass eine vollständige Bewaldung aller Naturräume am südlichen Oberrhein im Mesolithikum nicht vorgelegen hat. Ein lokaler und regionaler Offenlandanteil im Untersuchungsraum während des Boreals wird auch durch weitere pollenanalytische Untersuchungen im Wasenweiler Ried (FRIEDMANN 2000, Profil „WWR Ost“) sowie die Pollenanalysen an der Mengener Brücke durch WICK (2004) bestätigt.

7.2.2.4 Atlantikum

Die Moorentwicklung setzt zum Ende des Boreals im Bereich „Murr“ für etwa 1400 Jahre aus. Während des älteren Atlantikum wird vermutlich im gesamten Wasenweiler Ried kein Torf gebildet (Kap. 7.1.4.3.2, 7.1.5.2). Eine Rekonstruktion der Vegetationsentwicklung ist erst wieder ab dem erneuten Einsetzen der Torfbildung im Bereich „Murr“ seit dem jüngeren Atlantikum (etwa ab 6450 cal. BP) möglich.

Im jüngeren Atlantikum hat sich im Untersuchungsraum gegenüber dem Boreal ein insgesamt deutlich anderes Waldbild eingestellt. Sämtliche Arten des Eichenmischwaldes sind vertreten, die Pollenkurven von *Quercus* und *Ulmus* sind geschlossen (Abb. 7.2.21). Die Einwanderung dieser Gehölze erfolgte also sehr wahrscheinlich im nicht erfassten älteren Atlantikum. *Quercus* hat nach den palynologischen Befunden die bei weitem höchsten Anteile am EMW. Auch *Fagus* ist zu Beginn des erfassten Zeitraumes stark vertreten, erreicht zunächst sogar deutlich höhere Werte als *Quercus*. Die Einwanderung der Buche muss also bereits zuvor, vermutlich zu Beginn des jüngeren Atlantikums, erfolgt sein. Genauere Eingrenzungen sind jedoch nicht möglich. *Fraxinus* und *Acer* werden erstmals, allerdings nur sporadisch und in geringen Pollenwerten nachgewiesen. *Acer* ist wie *Tilia* insektenblütig, *Fraxinus* produziert nur wenige Pollen. Bei diesen Gattungen kann bereits bei vereinzelt Pollenfunden von ihrer Anwesenheit im Gebiet ausgegangen werden (LANG 1994).

Die auffälligste Veränderung im Pollendiagramm stellen jedoch die enorm hohen Pollenwerte von *Abies* dar (Abb. 7.2.21). Der Pollenanteil der Tanne erreicht anfangs über 21% und steigt bis zum Ende des Atlantikums bis auf über 46% der Gehölze. Die Einwanderung der Tanne muss also ebenso wie die der Buche bereits vor dem erfassten Zeitraum, wahrscheinlich zu Beginn des jüngeren Atlantikums, erfolgt sein. Die schlagartig hohen Pollenwerte lassen auch auf eine bereits zuvor stattgefundene Massenausbreitung schließen. Bisher findet die Tanne in der potentiell natürlichen Vegetation des Oberrheintieflands keine Entsprechung (MÜLLER & OBERDORFER 1974). Auch in die forstliche standortkundliche regionale Gliederung

Südwestdeutschlands fanden natürliche Tannenvorkommen im Oberrheintiefland bisher keinen Eingang (ALDINGER et al. 1998). Bezugsgröße für diese standortkundliche regionale Gliederung ist in der Regel die ursprüngliche natürliche Vegetation vor Beginn gravierender menschlicher Einflussnahme. Dabei werden Regional- und Zonalwälder ausgedehnt, die vor allem aus den Ergebnissen vegetationsgeschichtlicher und historischer Untersuchungen wie Pollenanalysen und Auswertungen waldhistorischer Beschreibungen hergeleitet werden. Pollenanalytische Arbeiten aus dem südlichen Oberrheintiefland lagen bis zur Erstellung dieser Gliederung jedoch nur wenige vor, ¹⁴C-gestützte Analysen fehlten bis zum Jahr 1998 vollständig. Dagegen rechnet MATTFELD (1926), der sich in den 20er des vorigen Jahrhunderts mit arealkundlichen Forschungen zur Weißtanne beschäftigte, den Kaiserstuhl offensichtlich zum natürlichen Tannenareal. So schreibt MATTFELD (1926, S. 19): „Sie (*die Tanne*) findet sich auch auf dem aus der Rheinebene aufsteigenden Kaiserstuhle.“ FIRBAS (1949) erklärt, dass die Oberrheinische Tiefebene während der starken jungatlantischen bzw. subborealen Ausbreitung tannenarm blieb. Daraus lässt sich jedoch im Umkehrschluss ableiten, dass der Autor Tannenvorkommen nicht völlig ausschließt. So schreibt FIRBAS lediglich: „Jedenfalls fehlen in der Oberrheinischen Tiefebene,..., sichere Hinweise auf ein ursprüngliches Vorkommen.“ (FIRBAS 1949, S. 256).

In den Profilen „WWR Ost“ bzw. „WWR West“ (FRIEDMANN 2000) erreicht die Tanne mit etwa 5-7 bzw. rund 15% der Gesamtpollensumme zwar deutlich geringere, aber dennoch ebenfalls beachtliche Anteile seit dem jüngeren Atlantikum. FRIEDMANN deutet eine mögliche Verbreitung der Tanne in den Hochlagen des Kaiserstuhls an, erklärt aber gleichzeitig, dass ein hoher Anteil der Tannenspollen durch Fernflug in das Moor eingetragen wurde. *Abies*- Pollen zeichnen sich jedoch durch eine nur mäßige Fernflug-Höhenverbreitung aus (BURGA & PERRET 1998). Ab 2% Pollenanteil ist *Abies* in ein Gebiet eingewandert (HUNTLEY & BIRKS 1983, GLIEMEROTH 1995). Je nach Autor liegt die rationelle Pollengrenze (=Grenze, ab der eine Spezies eine Massenausbreitung bzw. einen signifikanten Anteil an der Vegetation eines Gebietes erreicht) der Tanne bei 2, 7 oder 10% der BPS 2 (=Gesamtpollensumme ohne Helo- und Hydrophyten) (HUNTLEY & BIRKS 1983, GLIEMEROTH 1995, BURGA & PERRET 1998). Eine die Vegetation dominierende Stellung erreicht sie ab 25% Anteil an der BPS 2 (HUNTLEY & BIRKS 1983, OEGGL 2004). Ökologisch bevorzugt die Weißtanne frische bis feuchte, humose, mittelgründige Lehm- und Tonböden in humid-sommerwarmen Klimlagen. Sie ist ein typisches Schattholz, ein Schattenkeimer und spätfrostempfindlich. Im östlich an das südliche Oberrheintiefland angrenzenden Südschwarzwald ist *Abies alba* heute nach der potentiell natürlichen Vegetation von Baden-Württemberg am Aufbau folgender Tannen- und Tannen-Buchenwälder beteiligt (MÜLLER & OBERDORFER 1974) (von Ost nach West): In der montanen Stufe des südöstlichen Schwarzwaldes und östlichen Hochschwarzwaldes stocken Tannenwälder wie Beerstrauch-Tannenwälder mit Preiselbeere und Kiefer (*Vaccinio-Abietum*) und Labkraut-Tannenwälder (*Galio rotundifolii-Abietum*). Die Hochlagen

des Südschwarzwaldes werden vom subalpinen Hainsimsen-Buchenwald mit Tanne und Fichte (*Luzulo-Fagetum* mit *Picea abies* und *Abies alba*) eingenommen. In den sich westlich anschließenden montanen Lagen des Schwarzwaldes dominieren Tanne und Buche die Hainsimsen-Tannen-Buchenwälder (*Luzulo-Fagetum* mit *Abies alba*) und Waldschwingel-Tannen-Buchenwälder (*Abieti-Fagetum*). Am Westrand des Schwarzwaldes kommt *Abies* untergeordnet in Hainsimsen-Buchenwäldern mit Perlgras-Buchenwald vor (*Luzulo-Fagetum* bzw. *Melico-Fagetum*). Hier erreicht die Tanne nach MÜLLER & OBERDORFER (1974) die Grenze ihrer potentiell natürlichen Verbreitung. In der Kammregion des Kaiserstuhls, in der submontanen Stufe, ist als heutige potentiell natürliche Vegetation auf mäßig frischen Parabraunerden mit guter Basenversorgung ein Perlgras-Buchenwald (*Melico-Fagetum*), in dem *Quercus* beigemischt sein kann, ausgewiesen. Innerhalb des Tannenareals bzw. innerhalb der bisher angenommenen Grenze der Tannenverbreitung ist in den potentiell natürlichen Perlgras- (bzw. Waldmeister-) Buchenwäldern auch die Weißtanne am Aufbau der Baumschicht beteiligt (MÜLLER & OBERDORFER 1974). Die edaphischen und klimatischen Bedingungen (humid und sommerwarm) sagen *Abies* auf den potentiellen Standorten dieser Buchenwälder demnach zu. Weiterhin kommt *Abies* im armen Hainsimsen-Buchenwald (*Luzulo-Fagetum*), der potentiell natürlich zum Beispiel am Schwarzwaldwestrand verbreitet ist, vor (MÜLLER & OBERDORFER 1974). Im Kaiserstuhl haben sich an den Nordseiten der Kämmen flachgründige, tonreiche und saure Silikatverwitterungsböden aus Tephriten und Essexiten entwickelt. Auf diesen Standorten sind heute Hainsimsen-Buchenwälder mit Beteiligung der Traubeneiche allgemein verbreitet (WILLMANN 1974, 1989) und stellen hier weitgehend auch die potentiell natürliche Vegetation dar.

Die mittlere jährliche Niederschlagsmenge liegt in den Kammlagen des Kaiserstuhls zwischen 800 und 900mm (WILLMANN 1974, SCHMIDT-VOGT 1993). Wie bereits erwähnt, sind Tannen empfindlich gegenüber Spätfrösten. Während die tieferen Lagen des Oberrheintieflands in weiten Teilen spätfrostgefährdet sind, tritt dieses Problem in den mittleren und höheren Lagen des Kaiserstuhls nicht auf. Es stellt sich also die Frage, ob die heute angenommene Grenze der Tannenverbreitung (Schwarzwaldwestrand), zumindest in bestimmten Bereichen, möglicherweise nicht zutrifft. Hierzu müssen weitere Faktoren diskutiert werden.

Ein gewisser Fernfluganteil am *Abies*- Pollen- Niederschlag in den Torfen des Wasenweiler Rieds ist zwar anzunehmen. Die Werte sind jedoch so hoch, dass ein ausschließlicher Eintrag der Pollen aus dem Schwarzwald oder den Vogesen kaum in Frage kommt. Der ferntransportierte Pollen kann allenfalls einen gewissen Anteil ausmachen. Legt man die heutigen Hauptwindrichtungen auch für das jüngere Atlantikum zugrunde, sind im Gebiet südlich des Kaiserstuhls während der Vegetationsperiode Südwestwinde und, nachgeordnet, Winde aus Nord-Nordost vorherrschend (REKLIP 1995). Die Luftlinie zwischen der submontanen Stufe der Vogesen und dem Wasenweiler Ried beträgt mindestens 35 km, die Entfernung zum Ostrand des Schwarzwaldes über 15km. Die Tanne ist in die Südvogesen während

des jüngeren Atlantikums eingewandert (WOILLARD 1978, BURGA & PERRET 1998, LANG 1992). Eine Massenausbreitung erfolgte hier jedoch erst im frühen bis mittleren Subboreal (nach FRIEDMANN 2000: zwischen 4900 und 4000 konv. BP). Stimmt diese zeitliche Einordnung der Massenausbreitung, lässt sich ein hoher Fernflugpolleneintrag aus den Vogesen in das Wasenweiler Ried demnach zumindest für das Atlantikum ausschließen. Denn die ersten Tannepollen führenden Schichten im Profil „Murr“ wurden bereits im jüngeren Atlantikum abgelagert. Allerdings bestehen Zweifel an der Richtigkeit der chronologischen Einordnung der Tannen- Massenausbreitung in den Südvogesen durch FRIEDMANN (2000). Der Autor verwendete unkalibrierte ¹⁴C-Daten. Nach einer Kalibrierung der Daten erreichte die Tanne bereits im Verlauf des jüngeren Atlantikums signifikante Anteile am Pollenspektrum und war damit stark am Aufbau der Wälder in den Südvogesen beteiligt. Selbst in den vermutlich später erreichten Nordvogesen (GLIEMEROTH 1995) kam *Abies* bereits im jüngeren Atlantikum zur Massenausbreitung (SUDHAUS 2005). Pollenanalytische Untersuchungen in einem sich nördlich von Colmar entlang der Ill erstreckenden Versumpfungsmoor der oberelsässischen Rheinebene durch OBERDORFER (1937) geben jedoch einen anderen Hinweis auf einen nur geringen Fernflugeintrag von *Abies*- Pollen in das Wasenweiler Ried aus den Vogesen. So waren in den atlantischen Torfschichten eines Profils, das der Autor in der Nähe von Ohnenheim erbohrt hat, nur vereinzelt Tannepollen enthalten. Dies ist umso bemerkenswerter, da die oberen Torfschichten sehr stark zersetzt waren. Von einer selektive Anreicherung der *Abies*- Pollen kann demnach ausgegangen werden. Dieses Moor liegt, im Gegensatz zum Wasenweiler Ried, lediglich wenige Kilometer von den Vogesen entfernt. OBERDORFER (1937) führt die vereinzelt Tannepollen auf einen Fernflugeintrag aus den nahen Vogesen zurück und schließt daraus, dass die Weißtanne ihre atlantische Herrschaft in dem Mittelgebirge, womit er wohl ihre Massenausbreitung meint, angetreten hat. Einschränkend ist allerdings anzumerken, dass aus der Quelle nicht sicher hervor geht, ob der Autor die atlantischen Torfe des Profils bereits in das jüngere Atlantikum stellt. Nach pollenanalytischen Untersuchungen im Moor bei Urbis (420m NN) durch OBERDORFER (1937) begann die Vorherrschaft der Tanne in den Südvogesen gemeinsam mit der Buche im jüngeren Atlantikum. Wenn aber *Abies*- Pollen nur vereinzelt in das nahe gelegene Moor bei Ohnenheim eingetragen wurden, mag dies erst recht für das viel weiter entfernte Wasenweiler Ried gelten. Möglicherweise hat die Tanne im Ohnenheimer Moor sogar Anteil am regionalen Pollenniederschlag, bei einer Luftlinie von lediglich etwa 11-13 km bis zur submontanen Stufe der Vogesen (vgl. LANG 1994).

Im Südschwarzwald begann eine Massenausbreitung der Tanne bereits im jüngeren Atlantikum (FRIEDMANN 2000). Ein Eintrag ihrer Pollen durch Fernflug wäre also, selbst unter Berücksichtigung ihrer nur mäßigen Fernflugverbreitung, zumindest anteilig denkbar. Die höheren Lagen des Kaiserstuhls beginnen bereits in einer Entfernung von etwa 3km nördlich des Wasenweiler Rieds. Die Moorflächen umfassen noch heute etwa 130ha (LfU 1997), einschließlich der anmoorigen

Bereiche ist das Ried mindestens doppelt so groß. Der Durchmesser der heutigen zentralen östlichen Moorbereiche (ohne Anmoor) beträgt etwa 1,5x1,5km. Das Ried ist somit ein mittel großes Moor. Nach LANG (1994) dominiert in Seen und Mooren mittlerer Größe (>1km Durchmesser) der regionaltransportierte Pollen bei weitem (ca. 70%) den Pollenniederschlag. Der unmittelbar über dem Kronendach der Wälder über Entfernungen bis 5km (max. 10km) verwehte Pollen bildet die regionaltransportierte Pollenkomponente (LANG 1994). Vor allem dieser Pollenanteil spiegelt die Vegetation des weiteren Untersuchungsgebietes wieder. Selbst die Kammlagen des Kaiserstuhls sind lediglich maximal 5km vom Wasenweiler Ried entfernt.

Weiterhin ist *Abies* ein mittlerer Pollenproduzent, die Anteile am Pollenspektrum sind nicht überrepräsentiert (nach FAEGRI & IVERSEN 1950, BURGA & PERRET 1998).

Ähnliches gilt für *Picea*. Die Pollenproduktion der windblütigen Fichte ist zwar groß, dennoch ist sie im fossilen Pollenniederschlag nicht überproportional vertreten (nach BURGA & PERRET 1998). Der Fichten-Pollen weist jedoch eine mäßige bis gute Fernflug-Höhenverbreitung auf. Fichtenpollen werden ab dem jüngeren Atlantikum ebenfalls kontinuierlich und zunehmend, jedoch in weitaus geringeren Anteilen (1-3%) als die Tannepollen nachgewiesen. Die Werte zeigen, dass *Picea abies* bereits zum Ende des Atlantikums in das Gebiet eingewandert sein müsste (empirische Pollengrenze ab 2% n. GLIEMEROTH 1995, ab 2-5% n. BURGA & PERRET 1998). *Picea abies* ist eine boreal- kontinental- montan verbreitete Baumart (FIRBAS 1949), bevorzugt kühle Gebiete mit einer ausgeprägten kalten Jahreszeit und zeichnet sich durch große Frosthärte und ausgesprochene Spätfrostresistenz aus (LANG 1994). In den Vogesen erreichte die Fichte im Gegensatz zum Schwarzwald, vermutlich vor allem aufgrund des ozeanischen Klimas und infolge der unter diesen Bedingungen starken Konkurrenz der Buche und Tanne, keinen signifikanten Anteil (Massenausbreitung) an der Vegetation (u.a. OBERDORFER 1937, SCHLOSS 1979, LANG 1994, GLIEMEROTH 1995). Allerdings konnte KALIS (1984) pollenanalytisch einen isolierten Vorposten im Süden des Gebirges nachweisen. Ansonsten kam die Fichte lediglich auf azonalen Standorten wie Karen und Mooren vor (FIRBAS et al. 1948). Die Fichte meidet winterwarme ozeanische Gebiete wie die Vogesen auffällig. Gleichzeitig stellt *Picea* während der Vegetationsperiode hohe Ansprüche an die Bodenfeuchtigkeit, womit natürliche Fichtenvorkommen in sommertrockenen Tieflagen ebenfalls nicht möglich sind (FIRBAS 1949). Die Fichte verträgt als ausgesprochener Flachwurzler eine oberflächliche Bodenaustrocknung kaum. Somit ist eine natürliche Verbreitung im Oberrheintiefland weitgehend auszuschließen. In die höheren Lagen des Südschwarzwaldes wanderte *Picea* dagegen während des Subboreals ein, zur Massenausbreitung kam sie weitgehend erst im älteren Subatlantikum (nach FRIEDMANN 2000). In den kontinentaleren Ostschwarzwald bzw. in die Baar wanderte *Picea* bereits zu Beginn des jüngeren Atlantikums ein und erreicht noch im Atlantikum einen signifikanten Anteil an der Vegetation (SUDHAUS 2005). Der geringe Fichtenpollen-Niederschlag im Wasenweiler Ried ist also

tatsächlich nur auf einen Eintrag durch Fernflug aus dem Schwarzwald, im jüngeren Atlantikum möglicherweise aus dem Ostschwarzwald, zurückzuführen. Für einen kontinuierlichen Fernflug-Polleneintrag spricht auch, dass die Anteile der Fichtenpollen bis in das jüngste Subatlantikum auf konstant niedrigem Niveau bleiben (vgl. Profil „Schachen“ Abb. 7.2.19) und zwar unabhängig von einer starken Ausbreitung der Fichte in den Hochlagen des Südschwarzwaldes seit dem älteren Subatlantikum.

Nach den pollenanalytischen Untersuchungen von FRIEDMANN (1998, 2000) im Wasenweiler Ried sind die Anteile der Tannepollen im Profil „WWR West“ deutlich niedriger als im Profil „WWR Ost“. Der Autor erklärt die höheren Werte im Profil „WWR Ost“ mit der Lokalität der Bohrstelle am Westende der Freiburger Bucht und damit einer näheren und offenen Lage gegenüber der Vorbergzone und dem Schwarzwald. Daraus zieht er die Schlussfolgerung, dass der größte Teil des Tannepollens als Fernflug in das Profil gelangt sein muss (FRIEDMANN 2000). Die Bohrstellen seiner Profile liegen jedoch nur etwa 500m voneinander entfernt (Abb. 7.1.18), ein Fernflugeintrag aus östlicher Richtung hätte sich demnach in beiden Bereichen relativ gleichmäßig niedergeschlagen.

Weiterhin kann eine mögliche *Abies*- Pollenanreicherung diskutiert werden. Die Pollen von *Abies* sind relativ korrosionsresistent. Eine selektive Anreicherung wäre in den stärker zersetzten Torfschichten demnach grundsätzlich denkbar. Dagegen spricht aber, dass die *Abies*- Pollenanteile auch in den geringer zersetzten Torfen der Kerne „Schachen“ und „Murr“ jeweils vergleichbar hoch sind. Außerdem werden bei einer Pollenzerstörung häufig die Luftsäcke der vesiculaten Pollenkörner abgetrennt, was hier kaum der Fall war. Des weiteren sind auch die Pollen von *Picea* gegenüber Korrosion relativ widerstandsfähig. Im Erhaltungsvermögen des Pollens der Fichte und Tanne bestehen keine wesentlichen Unterschiede (FIRBAS 1952). Wenn eine stärkere selektive Anreicherung vorliegen würde, wären also die Anteile der Fichtenpollen ebenfalls deutlich erhöht, was selbst in den stärker zersetzten Torfen definitiv nicht der Fall ist. Eine relative Anreicherung der *Abies*- Pollen infolge von Selektion kann zwar dennoch nicht ausgeschlossen werden, zu einer starken quantitativen Erhöhung des Anteils führte diese aber wahrscheinlich nicht.

Sämtliche Faktoren wie die enorm hohen Pollenanteile von *Abies* in den Torfen des Rieds, die nur mäßige und gegenüber der Fichte sogar schlechtere Fernflugverbreitung der Pollen, die aufgrund der Größe des Geoarchivs weitaus überwiegende regionale Pollenkomponente im Ried, die geringe Entfernung zu den Hochlagen des Kaiserstuhls, die erläuterten Standortsansprüche der Tanne, eine zumindest in Teilprofilabschnitten wenig ausgeprägte selektive Anreicherung ihrer Pollen und die sonstigen diskutierten Indizien sprechen in der Summe für eine regionale Verbreitung der Tanne seit dem jüngeren Atlantikum im Untersuchungsraum. Am wahrscheinlichsten sind Vorkommen der Weißtanne in den höheren Lagen des Kaiserstuhls. Insbesondere die östlichen Kammlagen (Hufeisenkamm) dieses Mittelgebirges werden demnach mindestens seit dem

jüngeren Atlantikum vermutlich von Buchen-Tannenwäldern, in denen auch Vorkommen weiterer Schattbaumarten wie des Berg-Ahorns denkbar sind, dominiert. In hochliegenden Talanfängen hat sich verwittertes Material und Schutt von den Kämmen angereichert, aus dem sich tonreiche Parabraunerden (aus tertiären Mergeln, teilweise mit Löss) entwickelt haben. Auf diesen bodenfrischen bis -feuchten Standorten ist bis heute der feuchtere Perlgras-Buchenwald, der in der bisherigen Annahme auch die potentiell natürliche Waldgesellschaft darstellt, entwickelt (WILLMANN 1974, 1989).

Eine sichere Bestätigung der These von früheren natürlichen Tannenvorkommen im Kaiserstuhl wäre durch den lokalen Nachweis von datierbaren Großresten der Tanne wie zum Beispiel Nadeln, Samen oder Samenschuppen möglich. Auch gezielte anthrakologische Untersuchungen, die seit Jahren im Schwarzwald und den Vogesen durchgeführt werden (u.a. LUDEMANN 2001, LUDEMANN & NELLE 2002, NÖLKEN 2003), könnten hierzu beitragen. Die Untersuchungen von Holzkohlen an archäologischen Fundplätzen durch MÜLLER-STOLL (1936) geben jedoch bereits bestätigende Hinweise. Da die Fundplätze zu verschiedenen Kulturepochen des älteren Subatlantikums gehören, wird dies in Kap. 7.2.2.6 diskutiert.

Die erfolgreiche Einbringung der Tanne seit dem Beginn des 19. Jh. vor allem in Buchenwälder insbesondere des nordöstlichen Kaiserstuhls zeigt deutlich, dass die Standortsqualität in bestimmten Lagen des Kaiserstuhls den Ansprüchen der Tanne vollauf genügen. So gedeihen Tannen vor allem in den Perlgras-Buchenwäldern gut und verjüngen sich (WILLMANN 1974, 1989)(Abb. 7.2.23). Nach SCHMIDT-VOGT (1993) ist eine künstliche Einbringung von *Abies alba* in den Gemeindewald der Gemeinden Endingen (ab ca. 1800), Amoltern (ab ca. 1900), Oberrotweil (ab 1920-1930) und Bahlingen (etwa ab 1772) belegt. Im Gemeindewald von Bahlingen erfolgte also die früheste nachgewiesene Einbringung. *Abies alba* wurde demnach vor allem im zentralen und nordöstlichen Kaiserstuhl angebaut. Heute gibt es noch Tannenvorkommen in Bahlingen, Bötzingen, Eichstetten und Bickensohl (Gemeinde Vogtsburg), Amoltern (G. Endingen), Endingen und Oberbergen (G. Vogtsburg) (VOGEL 1964, SCHMIDT-VOGT 1993). Im Gemeindewald von Bahlingen nimmt die Tanne im ersten Viertel des 20. Jh. etwa 25% der Fläche ein. Besonders reichlich verjüngte sich *Abies* im Gemeindewald Eichstetten. Nach Forsteinrichtungswerken von 1928 und 1962 gab es hier jeweils kleinere Tannenreinbestände verschiedener Altersklassen (SCHMIDT-VOGT 1993). Gegenwärtig gibt es an der Eichelspitze (520m NN), die im Bereich des potentiellen Buchenwaldes liegt, einen etwa 75jährigen Waldbestand, an dessen Baumschicht Tannen zur Hälfte beteiligt sind.



Abb. 7.2.23:
Buchenwald mit
Weißtannen im
Unterwuchs.
Nordöstlicher
Kaiserstuhl.
Quelle:
WILLMANN 1989
Foto: Januar 1973

Auf einem Bannplan der Gemarkung Oberbergen aus dem Jahr 1772 sind nordöstlich und südöstlich bzw. östlich der Ortslage Oberbergen auf größeren Flächen in den höheren Lagen (östlich Staffelberg, Mondhalde bzw. Totenkopf-Gebiet, Eichelspitze) Nadelgehölze eingezeichnet. Hier ist allerdings nicht klar, ob es sich um Aufforstungen handelt (vgl. SCHUMACHER, in Vorbereitung). Auch die Spezies lässt sich nicht ableiten. Aus den Forsteinrichtungswerken geht ein so früher Anbau der Tanne in der Gemarkung Oberbergen im Gegensatz zu Bahlingen jedenfalls nicht hervor (SCHMIDT-VOGT 1993). Möglicherweise handelt es sich um natürliche Tannenvorkommen. Allerdings wurden im Kaiserstuhl seit dem 18. Jh. in größerem Umfang Wald-Kiefern vor allem auf ehemaligen Weidflächen und verlassenem Reb Gelände gepflanzt (SCHÜHLE 1937, VOGEL 1964, WILLMANN 1989). Auch auf alten, durch Streunutzung, Viehweide und Kahlschlag übernutzten Waldböden wurde die Kiefer angebaut (SCHÜHLE 1937). Beispielsweise sind im Gemeindewald Leiselheim im westlichen Kaiserstuhl bereits seit den 1750er Jahren Kiefernbestände belegt (VOGEL 1964). Bis über die Mitte des 19. Jh. war der Anteil der Kiefer in den Wäldern des Kaiserstuhls beträchtlich angestiegen. Forsteinrichtungswerke weisen für die Zeit zwischen 1850 und 1880 Kiefer auf 50-75 % der Fläche aus (WILLMANN 1989), im nordwestlichen Kaiserstuhl erreichte sie sogar einen Anteil von 70-80 % (VOGEL 1964). Wahrscheinlich handelt es sich demnach bei den Nadelgehölz-Signaturen auf dem genannten Bannplan eher um Kiefern. Dauerhaft konnten sich

angebaute Tannen im Kaiserstuhl an schattigeren Nord- und Osthängen sowie in frischen Mulden halten, Naturverjüngungen verdeutlichen dies (vgl. VOGEL 1964, SCHMIDT-VOGT 1993).

Aus dem südlichen Oberrheintiefland gibt es weitere Pollenanalysen, die eine starke Beteiligung der Tanne am Pollenspektrum zeigen. So analysierte OBERDORFER (1936) einige Torfproben aus dem Opfinger Moor und den moorigen Riedwiesen bei Tiengen östlich des Tunibergs (MAYER 1937). Die Autoren leiteten aus dem Pollenspektrum eine höchstens atlantische Bildungszeit der untersuchten Torfe ab. Vermutlich wurden die Torfe im Jüngerem Atlantikum abgelagert. Der Pollenanteil von *Abies* liegt bei >7 bzw. 11% der Gehölzpollensumme. WICK (2004) führte Pollenanalysen in einem mit Sedimentlagen überdeckten Moor auf der Mengener Brücke südlich des Tunibergs durch. Nach dem Pollenspektrum beginnt hier die Torfbildung im späten Boreal. Die Einwanderung von *Abies* in den Untersuchungsraum (geschlossene Pollenkurve) erfolgte im jüngerem Atlantikum. Wenig später setzte ihre Massenausbreitung ein, was die pollenanalytischen Ergebnisse aus dem Wasenweiler Ried bestätigt. Bereits zum Ende des Atlantikums erreicht *Abies* im Mengener Profil einen Anteil von über 20% an der terrestrischen Pollensumme. Im Subboreal steigen die Tannepollenwerte weiter bis auf etwa 30%. Das Moor liegt etwa 5-6km westlich des Schönbergs, demnach im Einflussbereich des regionalen Pollenniederschlags. Der Schönberg befindet sich nach der angenommenen potentiell-natürlichen Vegetation ebenso wie der Kaiserstuhl bereits außerhalb der Grenze der Tannenverbreitung (MÜLLER & OBERDORFER 1974). Aber auch hier ist ab der submontanen Stufe wie in den höheren Lagen des Kaiserstuhls unter anderem ein Perlgras-Buchenwald als potentielle Waldgesellschaft ausgewiesen. *Abies alba* könnte demnach ebenfalls am Aufbau dieser Buchenwälder beteiligt gewesen sein. WICK (2004) geht jedoch sogar von Tannenvorkommen in unmittelbarer Nähe des Mengener Profils aus. Daraus ließe sich schließen, dass *Abies* auch im Tuniberg vorkam, was zumindest anteilig die Tannenwerte in den atlantischen Torfen aus den Mooren bei Opfingen und Tiengen erklären könnte. Diese Moore grenzen unmittelbar östlich an den Tuniberg und liegen damit im Einfluss der Hauptwindrichtung. Bei der zumindest bisher bekannten geringen Größe des überdeckten Moores bei Mengen könnte der lokale Pollenniederschlag tatsächlich einen hohen Anteil am Pollenspektrum haben (LANG 1994). Hier würden ebenso Nachweise von Großresten zur Klärung beitragen.

Gehören die Hochlagen des Kaiserstuhls und Schönbergs tatsächlich zum natürlichen Tannenareal, sind auch Aspekte der Einwanderung in die Region zu diskutieren. Die Wiedereinwanderung der Gehölze aus ihren letzteiszeitlichen Refugien nach Mitteleuropa erfolgte entlang verschiedener Routen (Abb. 7.2.24).

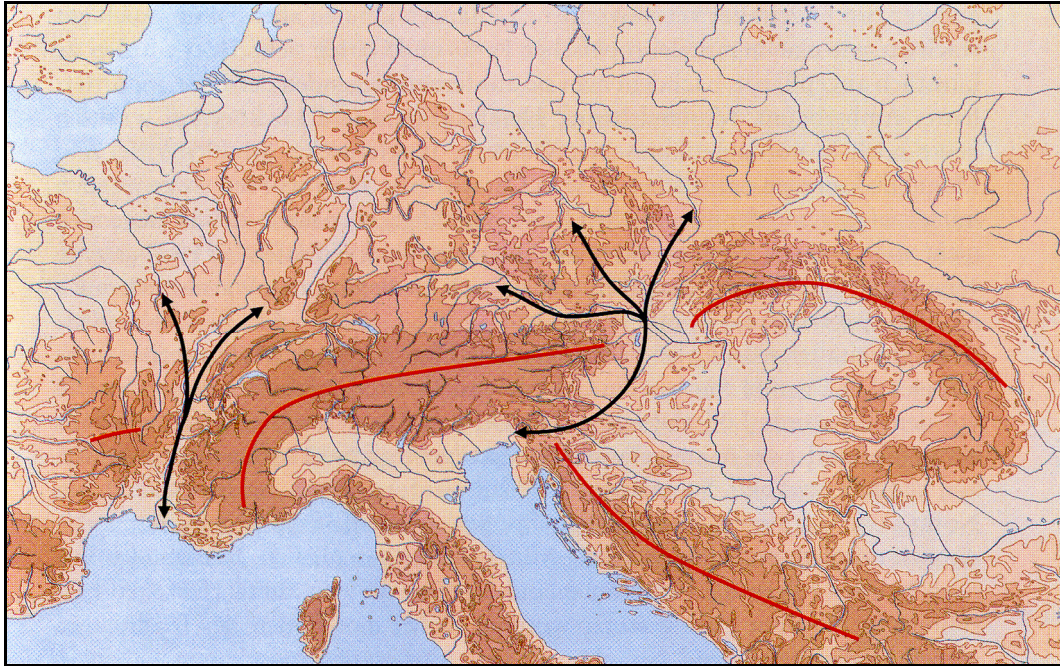


Abb. 7.2.24: Einwanderungswege der Gehölze nach Mitteleuropa nach dem Ende der Eiszeiten. Die Einwanderung erfolgte auf einer westlichen und/oder östlichen Route um die Alpen herum. Quelle: KÜSTER 1995, verändert.

Sehr wahrscheinlich wanderte die Weißtanne auf zwei Haupttrouten nach Norden und Nordwesten. Einerseits wanderte *Abies* aus ihren südlichen Refugien auf der Apenninenhalbinsel längs der Apenninen über die Ligurischen, Cottischen und Piemontesischen Randalpen in weitem Bogen nach Westen und anschließend nach Norden und Nordosten (Juraweg) und andererseits entlang der Venezianischen, Trienter und den Bergamasker Alpen aus ihren östlichen, auf der südlichen Balkanhalbinsel gelegenen Refugien, nach Norden und Nordwesten (LANG 1992, BURGA & PERRET 1998).

Im Laufe des Jüngeren Atlantikums breitete sich die Tanne über den Jura einerseits bis zum Schwarzwald (ZOLLER 1964), andererseits bis in die Vogesen aus (LANG 1961, 1992). Die pollenanalytischen Arbeiten von FRIEDMANN (2000) scheinen zu zeigen, dass der Schwarzwald aus südöstlicher Richtung besiedelt wurde. Möglicherweise trafen im Südschwarzwald die beiden Einwanderungsrichtungen zusammen. An dieser Schnittstelle wären, auch zur genaueren zeitlichen Differenzierung, weitere, vor allem radiokarbon-datierungsgestützte Pollenanalysen in den Südvogesen bzw. im Jura und dem Südschwarzwald unbedingt notwendig. Genetische Untersuchungen in den verschiedenen Tannenpopulationen könnten ebenfalls zur Differenzierung der Einwanderungsrichtungen beitragen. Nach dem bisherigen Kenntnisstand kam die Tanne also aus Richtung Süden und Südosten beiderseits der Rheinebene. Im Gegensatz zur Fichte stellte die Ebene demnach keine Barriere dar. *Picea* wanderte aus den Refugien im östlichen Alpenraum bzw. dem östlich angrenzenden dinarischen Gebirge aus dem Osten bzw. Südosten in den Schwarzwald ein (BURGA & PERRET 1998). Die sommerwarme und -trockene sowie wintermilde Oberrheinebene konnte die Fichte dann aufgrund ihrer

standörtlichen und klimatischen Ansprüche kaum überwinden. Die Massenbreitung von *Abies* setzte im Südschwarzwald etwas früher als in den Südvogesen ein (FIRBAS 1949, FRIEDMANN 2000). Nicht auszuschließen wäre neben der Einwanderungsrichtung aus dem Jura in die Vogesen auch eine Arealverschiebung aus östlicher Richtung. Dann hätten der Schönberg und der Kaiserstuhl möglicherweise als Trittsteine, über die sich die Tanne auch vom Südschwarzwald ausgehend in die Vogesen ausbreiten konnte, fungiert.

Zu Beginn des erfassten Zeitraumes im jüngeren Atlantikum liegen die Pollenanteile von *Corylus* noch bei etwa 5-6% der Gehölze, nachfolgend gehen die Werte deutlich zurück. Während die lichtliebende Haselnuss im Unterholz der Eichenwälder weiterhin eine Rolle spielt, ist ihr Rückgang insgesamt auf die Ausbreitung der Schattbäume Buche und Tanne zurückzuführen. Die Ausbreitung der Laubbäume und der Tanne ging insbesondere zu Lasten der Lichtbaumart *Pinus sylvestris*, die auf den besseren Standorten weitgehend verdrängt wurde. Insgesamt hat sich im Untersuchungsraum bereits im jüngeren Atlantikum ein Vegetationsbild eingestellt, dass der bisherigen potentiell natürlichen Vegetation, abgesehen von der Tannenbeteiligung, zumindest in Teilen recht nahe kommt:

Eine Besiedlung der niederschlagsreichen höher gelegenen Standorte vor allem in den östlichen Kammlagen des Kaiserstuhls, auf denen sich vermutlich bereits bis zum jüngeren Atlantikum grundfrische bis -feuchte, mergelige Böden entwickelt haben, durch *Abies* und *Fagus* wurde bereits diskutiert. Hier dominieren weitgehend Buchen-Tannenwälder. Auf den tonreichen und sauren Silikatverwitterungsböden an den Nordseiten der Kämme haben sich vorwiegend Buchenwälder eingestellt. Noch heute sind auf diesen Standorten bodensaure Hainsimsen-Buchenwälder verbreitet (WILLMANN 1974, 1989). Seit dem jüngeren Atlantikum sind aus lokalklimatischen und standörtlichen Gründen (schattige Nordlagen, tonreiche, frische bis feuchte Böden) auch in diesen Wäldern Tannenvorkommen wahrscheinlich.

Dagegen dominieren Eichenwälder, die mit Buchen durchsetzt bzw. mit Buchenwäldern verzahnt sind, die tieferen, wärmeren und trockeneren Lagen des Kaiserstuhls auf verschiedenen lössgeprägten Standorten. Während im trockenwarmen westlichen Kaiserstuhl Traubeneichenmischwälder, die mit submediterranen Flaumeichen (*Quercus pubescens*) durchsetzt und in denen auch Vorkommen von Feldulmen und Feldahorn denkbar sind, vorherrschen, ist im niederschlagsreicheren östlichen Kaiserstuhl eher mit einer Dominanz von Buchen zu rechnen. Insbesondere im noch föhnbeeinflussten westlichen Kaiserstuhl kommt auch die Linde, vermutlich die Winterlinde, auf sommertrockenen Standorten vor. Neben den Trocken-Eichenwäldern ist hier noch heute auf einigen Standorten ein Seggen-Lindenwald ausgebildet (POTT 1992). Es ist eine ausgesprochen thermophile, Trockenheit ertragende Waldgesellschaft (HÜGIN 1979). Nach POTT (1992) ist dieser Lindenwald wahrscheinlich eine wärmezeitliche, das heißt atlantische Reliktgesellschaft. Auch die Flaumeichen-Vorkommen stellen als submediterranes Florenelement Xerothermrelikte des postglazialen Wärmeoptimums (Atlantikum) dar (BURGA &

PERRET 1998). Demnach nahmen diese Waldgesellschaften im Atlantikum wahrscheinlich größere Flächen im trocken-warmen südlichen und südwestlichen Kaiserstuhl ein. Die Einwanderung der Flaumeiche aus südwestlicher Richtung in das Gebiet erfolgte also, noch bevor ihnen die Schatthölzer stärkere Konkurrenz machten, vor fünf- bis siebtausend Jahren während des Jüngeren Atlantikums (WILLMANNNS 1989). Die drei Eichenarten *Quercus pubescens*, *Q. robur* und *Q. petraea* lassen sich jedoch pollenmorphologisch nicht unterscheiden. Die felsig-flachgründigsten Steilhänge in Süd- und Südwestlagen stellen extreme Trockenstandorte im Kaiserstuhl dar. Heute sind auf diesen Standorten Trockenrasengesellschaften ausgebildet (WILLMANNNS 1989). Da hier vermutlich keine Gehölze dauerhaft aufkommen können, ist von natürlichem Vorkommen und damit auch im jüngeren Atlantikum von kleinräumig begrenzten, mosaikhaften Offenstandorten im Untersuchungsraum auszugehen. Nach MÜLLER & OBERDORFER (1974) gehören die örtlich vorkommenden Trockenrasen innerhalb der thermophilen Eichenwälder zur potentiell natürlichen Vegetation.

Die lössbedeckten kollinen Grabenrandschollen Tuniberg, Nimberg und Lehener Berg werden vorwiegend durch Buchenwälder, denen Traubeneichen beigemischt sind, geprägt. Auf sämtlichen der bisher diskutierten kollinen bis submontanen Standorte ist von einer weitgehenden Verdrängung der Kiefer bereits im jüngeren Atlantikum auszugehen. Nach WILLMANNNS (1974, 1989) sind heute nur lokal eingesprengte Vorkommen der Waldkiefer im Kaiserstuhl als ursprünglich anzusehen. Allerdings bleibt unklar, auf welche Standorte sich die Autorin bezieht.

Die grundwassergeprägten Standorte der Niederterrasse sowie die Schwemmfächer der Schwarzwaldflüsse werden vorwiegend durch Stieleichenwälder eingenommen, auch hier wurde die Kiefer verdrängt.

Südwestlich und westlich des Rieds stehen die wärmzeitlichen glazialen Sande und Kiese der Niederterrasse unmittelbar an der Geländeoberfläche an bzw. sind von gering mächtigen Hochflutsedimenten bedeckt. Die stark kiesigen Sande und die Deckschichten sind heute oberflächlich vollständig entkalkt, verlehmt, stark verbraunt und tondurchschlämmt, da sie sich seit dem Spätglazial weitgehend ungestört entwickeln konnten (vgl. Kap. 7.1.4.3.3). Der ausgewaschene Kalk wurde in einem stellenweise stark verfestigten Basishorizont angereichert. Nach der Auffassung von MOLL (1970) hatten die sich hier entwickelten Böden ihr Bildungsoptimum im Atlantikum. Es sind Böden mit mediterranem Habitus, die MOLL (1970) als rubefizierte Parabraunerden und die heute nach HÄDRICH & STAHR (2001) als Rötliche Norm-Parabraunerden bezeichnet werden. Diese mittel- tiefgründigen Böden sind im Unterboden (Bt-Horizont) durch einen hohen Anteil hochporöser Gerölle ehemaliger alpiner Kieselkalke gekennzeichnet und ohne Grundwasseranschluss (HÄDRICH & STAHR 2001). Die Wasserspeicherleistung ist aufgrund des hohen Kiesanteils sehr gering, die Böden sind demnach im Wasserhaushalt als trocken einzustufen. Auf diesen vor allem im Sommer rasch austrocknenden Standorten hat die Kiefer deutliche Konkurrenzvorteile gegenüber den anderen Baumarten. Lediglich die

Traubeneiche, die Grund- und Stauwasser scheut, vermag als Lichtholzart in diese Kiefernwälder einzudringen. Beide Baumarten können auf ärmeren Standorten gut nebeneinander gedeihen, eine Verdrängung der Kiefer findet hier nicht statt (SCAMONI 1988). Die Verbreitung dieser Böden reicht im Süden etwa bis Stein Stadt (südlich von Neuenburg) und es gibt sie noch stärker ausgeprägt sowie großflächiger im Elsass (nach HÄDRICH & STAHR 2001). Ihre geschlossene Verbreitung nach Norden hört an der Linie Grezhausen – Hausen a.d. Möhlin auf. Nördlich dieser Linie gibt es noch größere inselhafte Vorkommen, so z.B. im Gewann Dornshau südöstlich von Gündlingen. Dagegen reicht nach RILLING & WALDMANN (1994) die geschlossene Verbreitung dieser Parabraunerden weiter nach Norden, etwa bis zur Linie Gündlingen-Zwölferholz. Weiterhin ist die Entwicklung solcher Parabraunerden denkbar auf den sedimentfreien Niederterrassenschottern westlich des Rieds (z.B. im Härtlewald). Dafür spricht deutlich, dass die Niederterrassenschotter auch hier eine weitgehend entkalkte, braune, zum Teil braunrote und lehmige Verwitterungsschicht tragen. Außerdem sind die Kalksteingerölle aufgelöst oder angegriffen und unter der Verwitterungsschicht folgt häufig eine Lage Sekundärkalk (SCHREINER 2003). Auch FISCHER & KLINK (1967) beschrieben die Böden im westlichen Bereich der Niederterrasse zwischen Kaiserstuhl, Tuniberg und Hochgestade bereits als ferritisiert und trocken. MAYER (1937, S. 238) bemerkt: „Das Gebiet südlich und westlich des Tunibergs war schon immer (vor der Rheinkorrektion) trocken, da hier der Rhein sich bereits natürlich in sein Bett erodiert hat.“ Auch KRAUSE (1963) spricht von überwiegend bis ausnahmslos trockenen Standorten auf den Kiesen der westlichen Niederterrasse. Zwar ist die Kiefer am Pollenspektrum aufgrund ihrer starken Pollenproduktion überrepräsentiert und eine selektive Anreicherung ihrer relativ korrosionsresistenten Pollen ist anzunehmen. Dennoch sind ihre Pollenanteile selbst in den Schichten, die keine oder nur wenige Indeterminata enthielten, fast kontinuierlich so hoch (20-45, z.T. bis >70%), dass es natürliche Kiefern vorkommen im Untersuchungsraum während des gesamten Holozäns gegeben haben muss (Abb. 7.2.19, 7.2.21). Als Standorte kommen seit der Einwanderung der Laubbäume nur die diskutierten kiesigen, grundwasserfernen und trockenen westlichen Niederterrassenbereiche, auf denen sich weitgehend rubefizierte Parabraunerden entwickelt haben, in Frage. Auf diesen edaphischen Trockenstandorten stellen vermutlich Kiefern-Traubeneichen-Mischwälder die natürliche Vegetation dar.

Neben der Kiefer wird auch die Birke als lichtliebendes Gehölz von fast allen Standorten verdrängt. Lediglich auf trockenen und lichten Kiefernstandorten kann sie sich behaupten.

In der Rheinaue sind im jüngeren Atlantikum Stieleichen-Auenwälder mit Beteiligung von Ulmen (Feldulme, Flatterulme) ausgebildet. Die Ulmenpollen-Werte sind zwar gering, die Rheinaue ist jedoch auch etwa 8 km von der Bohrstelle des Profils „Murr“ entfernt. Seit dem jüngeren Atlantikum werden die Pollen von *Alnus* kontinuierlich nachgewiesen. Lokal besiedelt die Erle vermoorte, nasse Standorte im Ried (Kap. 7.1.4.3.2). Vereinzelt Nachweise der Pollen von *Fraxinus* lassen auf Vorkommen

von Erlen-Eschen-Auenwäldern schließen. Diese könnten sich im Bereich der Schwemmfächer galerieartig entlang der Schwarzwaldflüsse etabliert haben. Aber auch auf anmoorigen und vergleyten Böden in der Umgebung des Rieds, die für die Stieleiche zu staunass sind, stellten sich vermutlich Erlen-Eschenwälder ein. Allerdings werden die Eschen-Pollen im Profil „Murr“ seit dem Atlantikum nur vereinzelt und unregelmäßig nachgewiesen. Dennoch ist auch eine Beteiligung von *Fraxinus* am Aufbau der Eichen-Ulmen-Wälder in der Rheinaue anzunehmen. Wie in Kap. 7.2.1.1 dargelegt, sind Pollen von *Fraxinus* aufgrund ihrer geringen Produktion in einer Ablagerung deutlich unterrepräsentiert, sie sind korrosionsanfällig und werden schlecht verweht. Demzufolge lassen sich bereits aus einzelnen Pollennachweisen Vorkommen des Baumes ableiten (vgl. KUBITZ 2000).

Die starke prozentuale Zunahme der Pollen von *Abies* in der letzten Probe unterhalb des Hiatus zum Ende des Atlantikums von 24 auf über 46 % der Gehölze ist überraschend hoch. Zwar ist eine natürliche weitere Ausbreitung der Tanne im Untersuchungsraum denkbar. Da sich aber gleichzeitig die geringen Pollenanteile der Fichte von unter 1 auf 3% erhöhen und sich weiterhin der Anteil der korrosionsresistenten Asteraceae- Pollen gegenüber den älteren atlantischen Proben vervielfacht, kann von einer selektiven Pollenanreicherung ausgegangen werden. Die Tannenwerte in der letzten Probe wären demnach überhöht. Die sich oberhalb anschließende Schichtlücke kann hierfür als weiteres Indiz gedeutet werden (vgl. Kap. 7.1.4.3). Der starke Rückgang von *Fagus* und *Quercus* in der letzten Schicht unter dem Hiatus wäre demnach zumindest anteilig lediglich durch die überhöhte Zunahme der Pollen von *Abies* bedingt.

Im Spektrum und Anteil der Nichtbaumpollen zeichnen sich im jüngeren Atlantikum gegenüber dem Boreal kaum Veränderungen ab (Abb. 7.2.22). Dominiert wird das NBP- Pollenspektrum weiterhin von den *Asteraceae*. Dies gilt im Profil „Murr“ auch für alle nachfolgenden chronologischen Abschnitte. Zum einen ist die paläoökologische Aussagekraft insbesondere der Pollenfunde von *Cichorioideae*, wie bereits in den vorangegangenen Chronozonen diskutiert, stark eingeschränkt (Kap. 7.2.2.1, 7.2.2.3). Andererseits sind diese Pollen aufgrund ihrer hohen Korrosionsresistenz vermutlich angereichert. Wie bereits für das Boreal gilt also auch im Atlantikum, dass der Offenlandanteil geringer ausgeprägt ist, als es die NBP-Anteile an der Pollensumme insgesamt zeigen. Die deutlichen und gegenüber dem Boreal erhöhten Anteile der Süßgräserpollen zeigen jedoch, dass Offenstandorte auch im jüngeren Atlantikum ausgebildet waren. Trockenrasen an felsig-flachgründigen Steilhängen in Süd- und Südwestlagen im Kaiserstuhl wurden bereits diskutiert. In den lichten Eichenwäldern sowie Traubeneichen-Kiefernwäldern sind vermutlich ebenfalls Süßgräser am Aufbau der Krautschicht beteiligt. Ein Teil der Gräserpollen repräsentiert somit nicht unbedingt Offenland. Verschiedene *Poaceae* kommen jedoch auch auf feuchten Standorten vor. Ein Teil dieser Pollen gehört demnach zum lokalen Pollenspektrum, stammt also aus dem Wasenweiler Ried selbst. Ansonsten werden die Hygrophyten *Succisa pratensis* und *Valeriana*

officinalis häufiger pollenanalytisch nachgewiesen, was wiederum zeigt, dass auch im Bereich des Rieds natürliche Offenstandorte weiterhin verbreitet waren. Erhöhte Anteile der Sporen von *Polypodium vulgare* lassen auf eine stärkere Verbreitung auf mäßig trockenen Standorten in den lichten Eichenwäldern der kollinen Stufe insbesondere im Süd- und Westkaiserstuhl schließen.

Im jüngeren Atlantikum werden weitgehend noch keine Hemerophyten nachgewiesen (Abb. 7.2.22). Primäre Kulturzeiger fehlen nach dem Pollenspektrum vollständig, vereinzelt (jeweils mit nur einem Pollenkorn) treten lediglich die Pollen von Sekundärzeigern wie *Plantago lanceolata*, *Artemisia* und *Urtica* auf. *Urtica dioica* ist jedoch in Auenwäldern natürlich verbreitet und kommt wie *Artemisia* auch in Ufergesellschaften natürlich vor (vgl. Kap. 7.2.1.2). Lediglich der Ruderal- und Weidezeiger *Plantago lanceolata* wird als deutlicher Beleg für den Beginn der menschlichen Landnahme gewertet (BURGA & PERRET 1998). Ob aber tatsächlich ein einzelnes Pollenkorn, welches nur in der untersten jungatlantischen Schicht (Jungneolithikum) nachgewiesen wurde, als Indikator für den Beginn einer menschlichen Landnutzung zu werten ist, darf stark bezweifelt werden. In der Regel tritt der Spitzwegerich-Pollen erstmalig zusammen mit den Getreidepollen auf (u.a. RÖSCH 1985).

Nach den pollenanalytischen Befunden kann im Jüngeren Atlantikum (Jung- bis Spätneolithikum) kein oder ein allenfalls nur geringer anthropogener Einfluss auf die Vegetation und Landschaften im Untersuchungsraum abgeleitet werden. Zwar kann aus den fehlenden Getreidenachweisen nicht zwingend auf einen fehlenden Ackerbau geschlossen werden (vgl. KUBITZ 2000, Kap. 7.2.1.1, 7.2.2.5). Zwischen Kaiserstuhl und Tuniberg gibt es im Jungneolithikum die ersten sicheren Nachweise von Siedlungen der Kugelbecher- und Michelsberggruppen (LECHNER et al. 2003)(Kap. 7.1.4.3.2, Abb. 7.1.29). So kommt Kugelbecherkeramik in vier Siedlungen (in Abb. 7.1.29: Fundplatz- Nr.: 76, 79, 81, 85) und Michelsbergkeramik in sieben Siedlungen vor (in Abb. 7.1.29: Fundplatz- Nr.: 77, 78, 79, 81, 85, 130, 141). Getreide- Pollen treten jedoch in der Regel zusammen mit weiteren Kulturzeigern auf (BURGA & PERRET 1998). Ein stärkerer anthropogener Einfluss auf die Vegetation ist demnach zumindest aus pollenanalytischer Sicht noch nicht zu erkennen. Das rekonstruierte Vegetationsbild des Jüngeren Atlantikums ist demzufolge das Resultat einer weitestgehend natürlichen Entwicklung. Im Untersuchungsraum am südlichen Oberrhein kann bis etwa 5000 cal. BP von einer durch den Menschen noch wenig beeinflussten Naturlandschaft gesprochen werden.

7.2.2.5 Subboreal

Das Subboreal ist zeitlich nur im Profil „Schachen“ erfasst. Im Gegensatz zu den vorherigen Epochen wird nun die Vegetationsentwicklung nach den palynologischen Befunden anthropogen beeinflusst bzw. überprägt. Zahlreiche anthropogene Indikatoren und ihr hoher Anteil an der Pollensumme insgesamt lässt deutlich

erkennen, dass vor allem auf den mineralischen Standorten die Vegetationsentwicklung nicht mehr ausschließlich durch natürliche Faktoren gesteuert wird. Angenommene natürliche Entwicklungen wie die Einwanderung weiterer Gehölze, ihre Ausbreitung oder Auswirkungen eines insgesamt kontinentaler werdenden Klimas auf die Vegetation werden überlagert von der menschlichen Überprägung der Landschaft.

Getreidepollen (*Cerealia p.p.* und *Hordeum*) werden erstmalig im Endneolithikum (ca. 2800 cal. BC) nachgewiesen, was eine ackerbauliche Nutzung in der unmittelbaren Umgebung des Rieds belegt. Da außer *Secale* sämtliche *Cerealia*, insbesondere *Triticum* und *Hordeum*, im Pollenniederschlag zumeist unterrepräsentiert sind, können bereits geringe Pollenanteile als Indikator für einen lokalen Getreideanbau gewertet werden (BURGA & PERRET 1998). *Cerealia*- Pollenkörner sind nur aus der direkten Nachbarschaft eines Ablagerungsraumes nachweisbar (BEHRE & KUČAN 1986). Neben den Pollen von *Cerealia p.p.* und des *Hordeum*- Typs werden vereinzelt die Pollen von *Plantago lanceolata* und *Urtica* nachgewiesen. Ein zunehmender menschlicher Einfluss auf die Landschaften im Untersuchungsraum macht sich also bemerkbar. Die in der weiteren Umgebung des Wasenweiler Rieds zumindest bisher nachgewiesenen Siedlungen stammen jedoch alle aus dem Jungneolithikum (LECHNER et al. 2003). Aus dem Zeithorizont vom Endneolithikum bis zur Mittleren Bronzezeit liegt in der Umgebung des Rieds nur eine Fundmeldung vor (vermutete Siedlung südwestlich von Ihringen, Fundplatz-Nr. 3.105 in Abb. 7.1.29). Allerdings sind am gesamten südlichen Oberrhein in diesem Zeitfenster nur sehr wenige Fundplätze und Befunde nachgewiesen (LECHNER et al. 2003).

Nach den pollenanalytischen Befunden lässt neben den Getreidenachweisen insbesondere ab der frühen Bronzezeit das breite Spektrum sekundärer Kulturzeiger auf eine ausgeprägte landwirtschaftliche Erschließung und Nutzung im Gebiet schließen. So belegen die zunehmenden Nachweise in der Frühen bzw. die geschlossene Pollenkurve und hohen Anteile von *Plantago lanceolata* ab der Mittleren Bronzezeit eine Ausweitung von frischem Grünland bzw. Weideland. Parallel sind die Pollenanteile des *Ranunculus acris*- und des *Centaurea jacea*- Typs ebenfalls hoch, was die Verbreitung solcher Standorte untermauert. Allerdings kommt *Centaurea jacea* auch auf mäßig trockenen Standorten wie Magerrasen vor (vgl. Kap. 7.2.2.1). Da jedoch das Artenspektrum und die Pollenwerte der Hygrophyten während der Bronzezeit insgesamt hoch sind (Abb. 7.2.20), erscheint die vorgenommene Interpretation schlüssig. Auch Pollen des *Rumex acetosa*- Typs, die ebenso ein Zeiger für Feuchtgrünland bzw. Weideland sind, werden nachgewiesen.

Die geschlossene Pollenkurve und hohe Anteile der Pollen von *Chenopodiaceae* seit dem Übergang vom Endneolithikum zur Frühen Bronzezeit gehen unter anderem einher mit dem Getreideanbau. Diese Kräuter sind als typische Begleiter des Ackerbaus sowohl in Getreideäckern als auch auf Feldern mit Hackfrüchten sowie in Brachen verbreitet. Zeitweilig höhere Anteile erreicht auch der *Polygonum persicaria*-

Pollentyp. Der Flohknöterich kommt ebenfalls verbreitet in Ackerunkrautfluren vor. Vereinzelt werden die Pollen von *Papaver rhoeas*, einem weiteren typischen Wildkraut in Getreideäckern, nachgewiesen. Auch Ruderalstandorte (z.B. Lägerfluren) und Trittpflanzengesellschaften sind verbreitet. So wird *Artemisia vulgaris* als Charakterart der Stickstoffkrautfluren vor allem seit der mittleren Bronzezeit in höheren Anteilen nachgewiesen. Auch die *Chenopodiaceae* besitzen auf diesen nährstoffreichen Standorten einen Verbreitungsschwerpunkt (Zweizahngesellschaften). Weiterhin sind auch *Plantago media/ major* und *Polygonum aviculare*, die regelmäßig pollenanalytisch nachgewiesen werden, typische Kennarten solcher Standorte. Die deutliche Zunahme des Spektrums der Hygrophyten, von denen viele auch auf natürlichen Feuchtstandorten wie beispielsweise in Hochstaudenfluren an Gewässerufeln oder auf Moorwiesen verbreitet sind (Kap. 7.2.1.1, 7.2.2.1-4), ist ein weiteres Indiz für eine zunehmende anthropo-zoogene Öffnung der Landschaft. Auch die steigenden Pollenanteile der *Poaceae* und das enorm zunehmende Artenspektrum der sonstigen Kräuter belegen deutlich eine Öffnung der Landschaft im Untersuchungsraum ab dem Endneolithikum (Abb. 7.2.20). Die vor allem in der mittleren und späten Bronzezeit auffällig hohen Pollenwerte der *Cichorioideae* sind allerdings sehr wahrscheinlich zu einem großen Anteil das Resultat einer selektiven Pollenanreicherung. Der Anteil der Indeterminata in diesen Schichten ist entsprechend hoch (Abb. 7.1.25). Während der Mittleren und Späten Bronzezeit erreichen die Hemerophyten insgesamt bereits einen hohen Anteil von etwa 4-4,5% (max. >5%) an der BPS 2 (Abb. 7.2.20, 7.2.29).

Archäologische Funde und Befunde gibt es jedoch, wie auch allgemein im südlichen Oberrheintiefland, erst ab der späten Bronzezeit im Gebiet (in Abb. 7.1.30: Fundplatz- Nr.: 3,021; 3,031; 3,097; 3,100; 3,102; 3,104; 3,108; 3,114; 3,187; 3,233; 3,418; 3,421; 3,447; 3,105).

Zu Beginn der Späten Bronzezeit wird erstmalig *Vitis vinifera* pollenanalytisch nachgewiesen (mehrere Pollenkörner). Die Ursprungsart der heutigen Kulturform des Weins (*Vitis vinifera* spp. *vinifera*) wurde erst von den Römern nach Mittel- und Westeuropa gebracht (LANG 1994, BURGA & PERRET 1998). Demnach handelt es sich hier um die Pollen der Wildrebe (*Vitis vinifera* spp. *sylvestris*), die in Hartholzauenwäldern vorkommt. Die Pollenkörner beider Subspezies lassen sich nicht unterscheiden. Da die Weinrebe jedoch insektenblütig ist, kann eine deutliche Unterrepräsentanz im Pollenniederschlag angenommen werden. Die Aue des Rheins als potentieller Standort der Wildrebe beginnt erst in einer Entfernung von etwa 6 km (Luftlinie). Allerdings zeigten Vergleiche der heutigen *Vitis vinifera*- Höhen-Obergrenze mit den höchstgelegenen Polleneinzelfunden in den Höhenzeit-Diagrammen der Alpen, dass die Pollen eine außerordentlich gute Fernflug-Verbreitung aufweisen (BURGA & PERRET 1998). Ohne die Funde von Makrofossilien sind Aussagen demzufolge schwierig.

Im Endneolithikum ist nach den oben erläuterten Pollenbefunden ein menschlicher Einfluss auf die Landschaften zwar eindeutig nachweisbar. Dieser war aber

vermutlich noch lokal begrenzt (vgl. BURGA & PERRET 1998), was insbesondere die gegenüber der nachfolgenden Bronzezeit geringeren Pollenwerte der sekundären Hemerophyten zeigen. Die regionale Waldentwicklung im frühen Subboreal lässt sich somit noch als weitgehend durch natürliche Faktoren gesteuert betrachten. Das Verhältnis von Gehölzpollen zu Nichtgehölzpollen ist ein Maß für den Bewaldungsgrad einer Landschaft (FIRBAS 1949). Allerdings ist die Relation zwischen beiden nicht linear und abhängig vom Naturraum. Bisher gibt es jedoch kaum Arbeiten, die einen Zusammenhang zwischen dem Baumpollenanteil und der entsprechenden Waldfläche herstellen. RÖSCH (1994) ermittelte für das westliche Bodenseegebiet einen rezenten Gehölzpollenanteil von 69% bei einem gegenwärtigen Bewaldungsgrad von 34%. Vor dem Neolithikum setzt der Autor bei einem angenommenen Bewaldungsgrad von 99% aufgrund von pollenanalytischen Ergebnissen einen Gehölzpollenanteil von 95% an. In völlig waldfreien Gebieten erreichen die Gehölzpollen, in Abhängigkeit von der Größe des Geoarchivs und damit des Anteils der lokalen Pollenkomponente, immer noch einen Anteil von 30% und mehr an der Bezugspollensumme (= Ges.-Summe excl. Helo- und Hydrophyten), da Gehölze insgesamt deutlich überrepräsentiert sind am Pollenniederschlag. Aus diesen groben Angaben berechnete RÖSCH (1994) eine Regressionskurve, die annäherungsweise den Zusammenhang zwischen dem Anteil der Gehölzpollen und dem Bewaldungsgrad wiedergibt (Abb. 7.2.25).

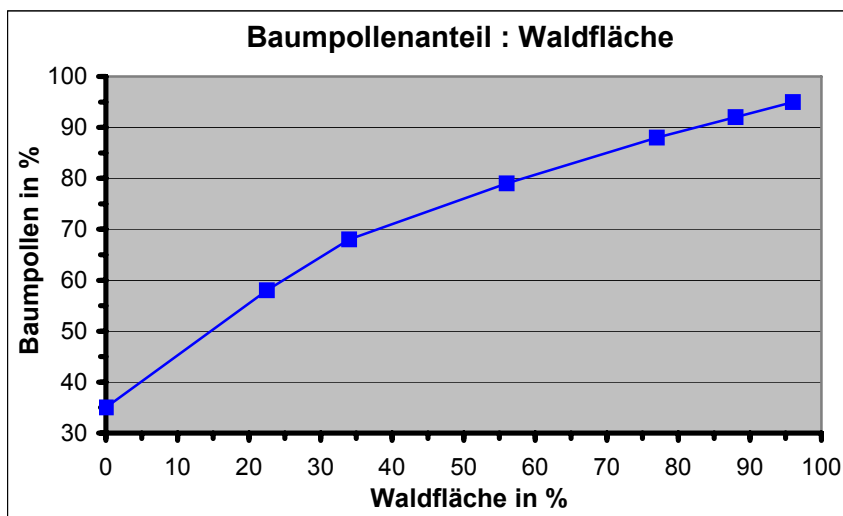


Abb. 7.2.25:
Baumpollenanteil und Waldfläche –
Regressionskurve zur annähernden Ermittlung des Bewaldungsgrades aus dem Anteil der Gehölzpollen in Pollendiagrammen am Bsp. des westlichen Bodenseegebietes.
Daten aus RÖSCH (1994).

In diesen Berechnungen wird zwar nicht nach den unterschiedlichen naturräumlichen Gegebenheiten bzw. Standorten eines Gebietes differenziert. Des Weiteren werden mögliche Pollenanreicherungen bzw. -abreicherungen infolge von Torfzersetzung nicht eingerechnet. Dennoch lässt sich ein ungefähres Gesamtbild des Wald-Offenland-Verhältnisses zumindest aus pollenanalytischen Untersuchungen in mittleren Mooren (wie auch dem Wasenweiler Ried), in denen der regionale Pollenniederschlag die dominierende Rolle spielt, ableiten. Der heutige Waldanteil im Untersuchungsgebiet (5km-Radius) ist annähernd so groß wie im westlichen Bodenseeraum.

Im Endneolithikum erreichen die Baumpollen im Profil „Schachen“ einen durchschnittlichen Anteil von 93% an der BPS 2 (Abb. 7.2.19). Dies entspräche nach dem oben erläuterten Modell einem Bewaldungsgrad von fast 92%. Dagegen sind in der Frühen Bronzezeit (BP: ca. 88%) durchschnittlich nur noch 78%, in der Mittleren Bronzezeit (BP: ca. 84%) etwa 66% und in der Frühen Bronzezeit (BP: ca. 83%) nur noch etwa 64% der Flächen in der Region bewaldet.

Im beginnenden Subboreal setzt sich zunächst die im jüngeren Atlantikum angedeutete Ausbreitung der Schatthölzer *Abies* und *Fagus* fort, was sich an deutlich steigenden Pollenwerten erkennen lässt. Zu Beginn der Bronzezeit erreicht *Fagus* mit über 15% der Gehölzpollen den maximalen Anteil im gesamten Profil. Die weitere Ausbreitung dieser Gehölze geht vor allem zu Lasten von *Pinus*, deren prozentualer Anteil von anfangs über 75% im beginnenden Subboreal bis zum Ende des Neolithikums auf etwa 30% der Gehölze zurück geht (Abb. 7.2.19).

Ab der frühen Bronzezeit lassen sich aus dem stark zunehmenden Offenlandanteil und dem deutlich steigenden Anteil der Kulturzeiger im Pollendiagramm verstärkte Rodungen der Wälder im Gebiet ableiten. Allerdings ist eine Ableitung von eindeutig zuordenbare Rodungen in den unterschiedlichen Wäldern des Untersuchungsraumes nach der Pollenanalyse schwierig. Lediglich bei *Fagus* ist an der schlagartigen Abnahme des Anteils von gut 15% zum Ende des Endneolithikums auf etwa 8% zu Beginn der Bronzezeit ein stärkerer Rodungseinfluss deutlich erkennbar. Vom Rückgang der Schattbaumart *Fagus sylvatica* scheint kurzzeitig *Corylus avellana* zu profitieren. So steigen die Pollenanteile der Haselnuss von etwa 2 bis 4% im Endneolithikum auf ca. 6% nach dem ersten *Fagus*- Gipfel, gehen jedoch nachfolgend wieder deutlich zurück und verharren auf relativ konstantem Niveau bis zum Ende des Subboreals. Die fast stetige Zunahme der Anteile von *Quercus* scheinen zunächst widersprüchlich zu einem Rodungseinfluss. Die Rodungen in der Bronzezeit wurden jedoch sicher nicht flächenhaft durchgeführt. Bestimmte Bäume wie die Eiche produzieren in aufgelichteten Wäldern bzw. als Einzelbäume aufgrund der verminderten Konkurrenz durch andere Bäume um Licht, Wasser und Nährstoffe deutlich mehr Pollen, was sich entsprechend im Pollenniederschlag widerspiegeln kann.

Ab dem Ende des Neolithikums dominiert *Abies* bei weitem das Pollenspektrum im Profil. Die höheren Lagen des Kaiserstuhls wurden vermutlich bis in die Späte Bronzezeit noch nicht gerodet, was sich zumindest pollenanalytisch aus den konstant hohen bzw. sogar noch steigenden *Abies*- Anteilen schließen lässt. Auch die ab der Frühen Bronzezeit etwa konstant bleibenden *Fagus*- Pollenanteile sind vermutlich hierin begründet (submontane Buchen-Tannenwälder des Kaiserstuhls). Während Ackerbau und Grünlandnutzung insbesondere auf gerodeten Flächen in der kollinen Stufe zum Beispiel des lössbedeckten Kaiserstuhls und Tunibergs betrieben wurden, ist auf den ärmeren Niederterrassenflächen bzw. im Bereich nicht allzu vernässter Moor- bzw. Anmoorbereiche des Rieds eher mit verbreiteter Grünlandwirtschaft zu rechnen. Erst gegen Ende des Subboreals macht sich im Gehölzpollenspektrum eine

stärkere Verschiebung bemerkbar. So sinken kurzzeitig die *Abies*- Anteile, während entsprechend die Pollen der anderen Bäume, insbesondere von *Quercus* anteilig zunehmen. Eine kurzzeitige stärkere Rodung der Tanne im ausgehenden Subboreal wäre demnach denkbar. Zum Ende des Subboreals erreicht *Quercus* nach zuvor etwa 10% mit ungefähr 19-22% die höchsten prozentualen Anteile an der Pollensumme im gesamten zeitlich erfassten Holozän, was nur zum Teil auf eine prozentuale Verschiebung infolge der *Abies*- Abnahme zurückzuführen ist. Möglich ist zum einen eine stärkere Pollenproduktion der verbleibenden Eichen in den stärker aufgelichteten Wäldern. Zum anderen könnte bereits eine beginnende Waldweide zur selektiven Förderung der Eiche geführt haben. Allerdings ist es ebenso denkbar, dass zumindest ein Teil der Verschiebungen in den Pollenanteilen (insbesondere von *Quercus* und *Abies*) in den letzten beiden ausgewerteten subborealen Torfschichten auch methodisch bedingt sein könnte. So lassen der stark sinkende Anteil der Indeterminata an der Pollensumme, der abnehmende Zersetzungsgrad des Torfes (Abb. 7.1.25) und die deutliche Abnahme korrosionsresistenter Pollen wie der *Cichorioideae* auf eine Zunahme korrosionsanfälligerer Pollen wie der von *Quercus* schließen.

7.2.2.6 Subatlantikum

Zum Ende des Subboreals setzt die Vermoorung auch im Bereich Schachen aus (Kap. 7.1.4.3.2). Während des frühen Subatlantikums wird in weiten Bereichen des Wasenweiler Rieds kein Torf gebildet. Die profilübergreifende zeitliche Lücke reicht vom Ende der Späten Bronzezeit über die Ältere Eisenzeit (Hallstatt C/D) bis in die frühe Jüngere Eisenzeit (Latène A/B) und umfasst so etwa 750 Jahre. Eine Vegetationsentwicklung im Untersuchungsraum lässt sich erst wieder mit der erneut einsetzenden Vermoorung im Bereich „Murr“ ab der zweiten Hälfte der Jüngeren Eisenzeit (Latène C, D) rekonstruieren. Im Bereich „Schachen“ beginnt eine erneute Akkumulation von Torf erst nach der Römischen Kaiserzeit (Abb. 7.1.24, 25, 35). Da die Torfwachstumsraten im Profil „Murr“ relativ gering sind (Abb. 7.1.24-25), ist die zeitliche Auflösung für die Kulturepochen Latène und Römische Kaiserzeit dementsprechend niedrig. So ist die Latènezeit lediglich mit einer Probe, die Römerzeit mit nur zwei Proben pollenanalytisch erfasst.

Aus der Umgebung des Wasenweiler Rieds sind bisher drei Fundplätze bekannt (in Abb. 7.1.29: Fundplatz-Nr.: 3,020; 3,294; 3,298)(LECHNER et al. 2003). Darunter ist nur eine Siedlung (3,020). Die mittlere Latènezeit ist jedoch grundsätzlich im archäologischen Verbreitungsbild gering vertreten (RÖDER 1995). Von den beiden Fundplätzen 3,294 und 3,298 liegen nur Luftbilder vor, die annähernd rechteckige Strukturen zeigen. Es wird von verschiedenen Autoren diskutiert, ob es sich um spätkeltische Viereckschanzen handelt, andere Interpretationen sind aber ebenso möglich (BITTEL et al. 1990, WEBER-JENISCH 1995). Weiterhin sind in den Grabhügelfeldern südwestlich und südöstlich von Ihringen Gräber seit der mittleren

Bronzezeit bis in die Frühlatènezeit enthalten (in Abb. 7.1.29: 3,418; 3,421; 3,447; 3,105). Aus der Spätlatènezeit gibt es mehrere große Höhensiedlungen (Oppida) am südlichen Oberrhein. Bisher sind jedoch im Kartenausschnitt (Abb. 7.1.29) keine sicheren Fundplätze aus dieser Zeit belegt. Der zur Versorgung etwaiger solcher Siedlungen zu erwartende Rückgang des Waldanteils zugunsten von Wirtschaftsflächen und aufgrund der Entnahme von Nutzholz kann nach den pollenanalytischen Ergebnissen für den Untersuchungsraum nicht belegt werden. Gegenüber der Späten Bronzezeit scheint die Nutzungsintensität im Gebiet sogar nachzulassen, was mit der geringeren Anzahl an Fundplätzen kongruent gehen würde. So nehmen die Baumpollenanteile auf 87% zu, woraus sich nach der oben erläuterten Regression ein ungefährender Waldanteil von 75% berechnen ließe. Weiterhin sind nach den Pollenbefunden das Spektrum und die jeweiligen Anteile der noch nachgewiesenen Kulturzeiger deutlich verringert. Es werden lediglich *Hordeum*, *Plantago lanceolata*, *Chenopodiaceae*, *Artemisia* und *Rumex* in jeweils sehr wenigen Pollenkörnern nachgewiesen. Der Summenanteil der Hemerophyten beträgt in der Jüngerer Eisenzeit nur noch etwa 0,7% am Gesamtpollenspektrum (BPS 2). Unter den sonstigen Gräsern und Kräutern werden neben den *Asteraceae*, deren Pollen jedoch in sämtlichen Schichten des Profil „Murr“ mehr oder weniger stark vertreten sind (vgl. Kap. 7.2.2.1,3,4), nur wenige Spezies pollenanalytisch in höheren Prozentwerten nachgewiesen. Lediglich *Succisa pratensis* erreicht höhere Anteile an der entsprechenden Pollensumme. Dies lässt sich jedoch auf eine verstärkte lokale Ausbreitung der Art auf moorigen bzw. anmoorigen Flächen im Zuge der zunehmenden Versumpfung im östlichen Bereich des Rieds „Murr“ zurück führen (vgl. Kap. 7.1.4.3.3).

Unter den Gehölzen dominieren die Pollen von *Pinus* und *Abies* das Pollenspektrum bei weitem. Beide Bäume erreichen zusammen über 93% der Gehölzpollensumme. Sämtliche sonstigen Gehölze sind an der Pollensumme dementsprechend jeweils nur in geringen Anteilen vertreten. Dieses Bild ändert sich für das gesamte Profil nur noch geringfügig. In den nachfolgenden Epochen vollziehen sich zwar teilweise Änderungen im Artenspektrum, nicht oder kaum jedoch in der prozentualen Verteilung der Gehölzpollen insgesamt. Die Pollen von *Abies* und *Pinus* bleiben im Profil „Murr“ weitaus dominierend, wobei die Kiefernwerte mit etwa 62% doppelt so hoch sind wie die von Pollenanteile von *Abies*. Aufgrund der nach den pollenanalytischen Befunden rekonstruierten geringeren anthropogenen Nutzungsintensität gegenüber der Bronzezeit könnte die quantitative Verschiebung zwischen beiden Baumarten zugunsten von *Pinus* auf eine Erholung der Kiefernbestände auf der würmzeitlichen Niederterrasse zurück geführt werden.

Zumindest teilweise sind die dominierenden Anteile der relativ korrosionsresistenten Pollenkörner von *Pinus* und *Abies* bis in die jüngsten Schichten des Profils auf die bereits mehrfach diskutierte selektive Pollenanreicherung im Profil „Murr“ zurückzuführen. So ist in fast sämtlichen Schichten dieses Profils der Anteil der besonders resistenten Pollen vor allem der *Asteraceae* deutlich bis hoch. Umgekehrt

sind empfindliche Pollenkörner wie zum Beispiel die Pollen von *Fraxinus* entsprechend untervertreten, was auch der Vergleich mit dem Profil „Schachen“ in den sich zeitlich überschneidenden subatlantischen Schichten zeigt (Frühmittelalter). Im Verlaufe des Subatlantikums steigende Anteile der Indeterminata sowie der ab der Römischen Kaiserzeit nochmals steigende Zersetzungsgrad des Torfs im Profil „Murr“ untermauern die These (Abb. 7.1.25). Da sich aus diesen Gründen insgesamt nur noch wenige Veränderungen in den quantitativen Anteilen der Gehölze bis in die jüngere Neuzeit ergeben, ist eine Rekonstruktion der tatsächlichen Waldentwicklung und entsprechend der anthropogenen Einflüsse auf diese im Subatlantikum aus dem Pollenprofil „Murr“ nur unter Berücksichtigung der methodischen Einschränkungen möglich.

In Kap. 7.2.2.4 wurde eine mögliche natürliche Verbreitung der Tanne im Untersuchungsraum nach den pollenanalytischen Ergebnissen diskutiert. Als Bestätigung bzw. zur Überprüfung wurden ältere Untersuchungen von Holzkohlen an archäologischen Fundplätzen im Gebiet bereits erwähnt. MÜLLER-STOLL (1936) untersuchte prähistorische Holzkohlen in latènezeitlichen und frühmittelalterlichen Siedlungen bei Breisach-Hochstetten. Die Siedlungen wurden südlich der Ortschaft Hochstetten auf dem Vorsprung des Hochgestades erschlossen. Durch die Grabungen wurde eine große Anzahl latènezeitlicher Wohngruben, des weiteren Brunnen, Ofenanlagen und Grabenzüge aufgedeckt. Darunter befanden sich auch verschiedene Anlagen aus römischer und frühmittelalterlicher Zeit. Die an zahlreichen Stellen entdeckten Holzkohlereste untersuchte MÜLLER-STOLL (1936) holzanatomisch auf ihre botanische Zugehörigkeit. Sowohl in den späteisenzeitlichen als auch in den frühmittelalterlichen Schichten dominiert Weißtannenholz neben dem Holz von Buche und Eiche das Gesamtspektrum der nachgewiesenen Hölzer (Abb. 7.2.26, 7.2.28).

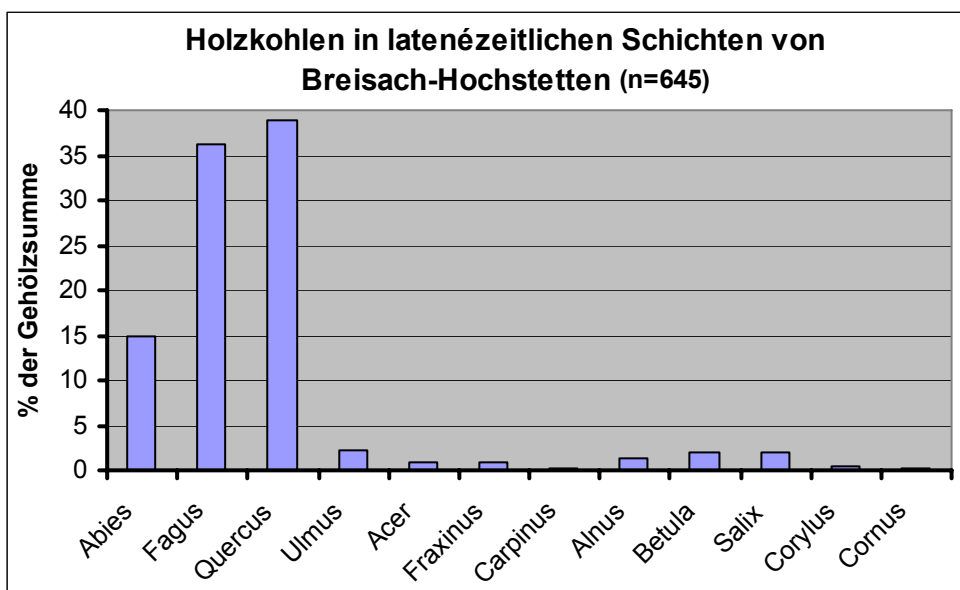


Abb. 7.2.26: Prozentuale Verteilung der Holzarten nach den Ergebnissen der Holzkohlenanalysen in den latènezeitlichen Schichten von Breisach-Hochstetten. Nach: MÜLLER-STOLL (1936), verändert.

Bei Holzkohlen aus Lagerfeuern und Herdstellen kann davon ausgegangen werden, dass diese in ihrem Artenspektrum zumindest näherungsweise in einem ähnlichen

Verhältnis auftreten, wie es einst im Waldbild der Umgebung der Fall war (u.a. MÜLLER-STOLL 1936, RÖSCH 1994, LUDEMANN 2002, NELLE 2002). Dagegen hat der Mensch für die Nutzung von Holz als Baumaterial oder zur Herstellung von Gerätschaften in Abhängigkeit von den Holzeigenschaften eine selektive Auslese unter den zur Verfügung stehenden Holzarten getroffen. So wurden Geräte, die hohen mechanischen Belastungen ausgesetzt wurden, insbesondere aus zähen und relativ harten Hölzern wie Buche, Esche und Ahorn gefertigt. Dagegen wurde für Bauzwecke das aufgrund des hohen Gerbstoffgehaltes gegenüber Witterungseinflüssen besonders haltbare Eichenholz oder harzreiche Nadelhölzer wie Kiefer bevorzugt verwendet (MÜLLER-STOLL 1936, RÖSCH 1994). So kommen Reste von Bauholz zur quantitativen Auswertung mit dem Ziel einer Rekonstruktion früherer Waldbilder weniger in Frage. Holzkohlenfunde liefern dagegen eher ein ungefähres Abbild des früheren Waldbestandes, da im wesentlichen Fallholz verwendet wurde, das relativ wahllos zusammen gelesen wurde (nach MÜLLER-STOLL 1936). Eine Aufschlüsselung der *Abies*- Holz-Nachweise in den späteisenzeitlichen Schichten zeigt, dass dieses Holz an verschiedenen Fundstellen nachzuweisen war (Abb. 7.2.27).

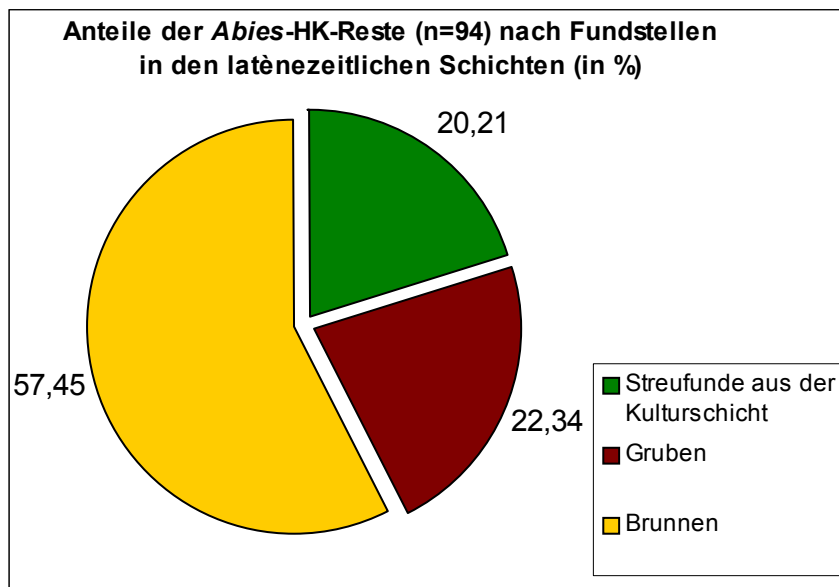


Abb. 7.2.27: Prozentuale Verteilung der *Abies*- Holzkohlen nach Fundstellen in den latènezeitlichen Schichten von Breisach-Hochstetten. Nach: MÜLLER-STOLL (1936), verändert.

Einschränkend muss jedoch erwähnt werden, dass die Kohlen von Nadelhölzern sich besonders leicht entlang von Jahrringgrenzen aufspalten und in kleine, brettchenartige Stückchen zerfallen. Dieses Problem tritt bei Laubhölzern kaum auf (MÜLLER-STOLL 1936). Demnach muss bei einem Vorhandensein von Koniferenholz im Holzkohlenspektrum mit einer gewissen Überrepräsentanz gerechnet werden. Sowohl in den latènezeitlichen als auch in den frühmittelalterlichen Schichten bzw. Fundplätzen sind die Anteile von *Abies* an der Summe der Holzkohlereste vermutlich überhöht. Eine größere Rolle spielt dieses Problem wahrscheinlich bei den *Abies*-Proben aus den frühmittelalterlichen Funden von Breisach-Hochstetten, da sämtliche Nachweise von nur einer Fundstelle, aus einem karolingischen Brunnen stammen

(Abb. 7.2.28). Die deutliche *Abies*- Dominanz am Holzartenspektrum ist hier wohl auf die erläuterte mögliche Überrepräsentanz zurückzuführen (vgl. MÜLLER-STOLL 1936).

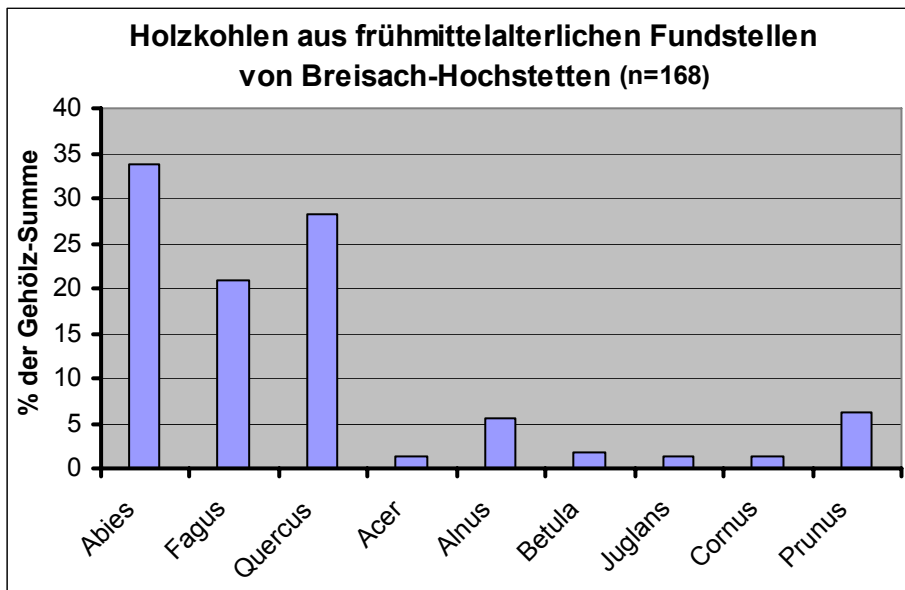


Abb. 7.2.28: Prozentuale Verteilung der Holzarten nach den Ergebnissen der Holzkohlenanalysen aus frühmittelalterlichen Fundstellen von Breisach-Hochstetten. Nach: MÜLLER-STOLL (1936), verändert.

Neben den diskutierten gibt es noch weitere Untersuchungen prähistorischer pflanzlicher Makroreste im Gebiet. So analysierte NEUWEILER (1935) Holzreste unter anderem aus einem spätlatènezeitlichen Brunnen bei Hochstetten und aus einem römischen Brunnen bei Ihringen. In beiden Fällen wurde wiederum Tannenholz nachgewiesen. MÜLLER-STOLL (1936) geht bei allen Tannenholznachweisen aufgrund der verbreiteten Annahme, dass die Tanne im nahen Kaiserstuhl nicht natürlich vorkam, von einer Herbeischaffung des Holzes aus dem Schwarzwald aus. Der Autor nimmt an, dass das Tannenholz zu besonderen Zwecken, für die Laubhölzer nicht geeignet waren, benötigt wurde. Um welche Zwecke es sich gehandelt haben könnte, führt er jedoch nicht aus. Die Entfernung von Hochstetten zum Schwarzwald beträgt allerdings mehr als 20-25 km (Luftlinie!). Dagegen beginnt die submontane Stufe des Kaiserstuhls, in der die natürliche Verbreitung der Weißtanne in Buchen-Tannenwäldern angenommen wird (Kap. 7.2.2.4), bereits in einer Entfernung von lediglich 5-6 km nordöstlich von Hochstetten. Von Ihringen sind die höheren Lagen des Kaiserstuhls sogar nur ca. 2-3 km entfernt. Ein Transport des Tannenholzes aus dem nahen Kaiserstuhl erscheint demnach viel wahrscheinlicher.

Die Ergebnisse der Holzkohlenuntersuchungen von NEUWEILER (1935) und vor allem durch MÜLLER-STOLL (1936) können, nach dem bisherigen Kenntnisstand, demnach als weitere Bestätigung natürlicher Tannenvorkommen im Kaiserstuhl herangezogen werden.

Die Römische Kaiserzeit ist ebenfalls nur im Profil „Murr“ erfasst. Nach den pollenanalytischen Befunden ist nun die Hainbuche als letzte Baumart in das Gebiet eingewandert, was der Beginn der geschlossenen Pollenkurve zeigt. Allerdings stellt sich die Frage, ob überhaupt noch von einer natürlichen Einwanderung in den bereits stark genutzten und veränderten Landschaften am Oberrhein in der Römerzeit gesprochen werden kann. *Carpinus betulus* erreicht im Profil „Murr“ bis in die Neuzeit

jedoch nur geringe Anteile an der Pollensumme, was jedoch vermutlich ein Resultat der erläuterten Pollenselektion im Profil ist. Im Vergleich mit dem Profil „Schachen“ sind die Werte jedenfalls deutlich niedriger. Erstmals wird *Juglans regia* pollenanalytisch nachgewiesen, was auf eine anthropogene Verbreitung der Walnuss durch die Römer hindeutet (vgl. BURGA & PERRET 1998).

Gegenüber der Jüngerer Eisenzeit gehen die *Pinus*- Pollenwerte stark zurück, die Anteile von *Abies* erhöhen sich entsprechend. Wie auch in der Bronzezeit (Kap. 7.2.2.5) könnte dies auf umfangreichere Rodungen im Bereich der planaren und kollinen Stufen im Gebiet zurückgeführt werden. Die submontanen Höhenlagen des Kaiserstuhl waren dagegen vermutlich weniger von Rodungen betroffen. So nehmen die Pollenanteile von *Pinus*, die vorwiegend auf Standorten der Niederterrasse verbreitet waren, durchschnittlich um etwa 41% ab, während die Anteile von *Abies* um den gleichen Betrag steigen. Eine intensive Landnutzung ist durch zahlreiche pollenanalytische Nachweise von Kulturzeigern belegt. Dabei werden sowohl Getreidepollen in höheren Anteilen, als auch zahlreiche sekundäre Kulturzeiger, so verschiedene Begleiter des Ackerbaus wie *Polygonum persicaria*, *Papaver rhoeas*, *Polygonum aviculare* und *Centaurea cyanus*, aber auch typische Grünlandzeiger wie *Plantago lanceolata*, *Rumex acetosa* und *Centaurea jacea (nigra)* pollenanalytisch nachgewiesen. Weiterhin zeigen höhere Pollenanteile der *Chenopodiaceae* oder auch Nachweise der Pollen von *Artemisia* eine Verbreitung von Ruderalstandorten an. Zum Ende der Römerzeit werden erstmals Pollenkörner des *Cannabis/ Humulus*- Typs auf. Da dieser Pollentyp ab der unmittelbar nachfolgenden Völkerwanderungszeit hohe Anteile erreicht, kann davon ausgegangen werden, dass die nachgewiesenen Pollenkörner bereits vom kultivierten *Cannabis* stammen. Steigende Gräserwerte und zunehmende Anteile der sonstigen NBP von Pflanzen mineralischer Standorte belegen insgesamt eine starke Öffnung der Landschaft. Zum Ende der Römerzeit erreicht auch der *Ranunculus acris*- Pollentyp höhere Anteile an der entsprechenden Bezugspollensumme (BPS 2), was zusammen mit den hohen Pollenwerten der *Poaceae* ein deutliches Indiz für eine Ausweitung der Grünlandflächen wie Wiesen und Weiden ist. Zum Ende der Römerzeit erreichen die Kulturzeiger in der Summe mit einem etwa 4,5%igen Anteil einen zweiten holozänen Gipfel. Parallel beträgt der Baumpollenanteil insgesamt nur noch etwa 75%, was einem Waldflächenanteil von lediglich ca. 50% entsprechen würde (nach RÖSCH 1994, Abb. 7.1.11). Im Bereich „Murr“ hat sich nie ein Erlenbruchwald etabliert (Abb. 7.2.21)(Kap. 7.1.4.3.3). Vermutlich wurden die Flächen in der weiteren Umgebung der Bohrstelle durch Wiesen- bzw. Weidenutzung mehr oder weniger kontinuierlich über sämtliche Kulturepochen seit der Bronzezeit hinweg genutzt, so dass sich ein Erlenwald bzw. Erlen-Eschenwald in diesem Bereich des Wasenweiler Rieds nicht entwickeln konnte.

Der Nachweis zahlreicher archäologischer Fundplätze bestätigt eine Besiedlung und starke Landnutzung der Naturräume zwischen Kaiserstuhl und Tuniberg während der Römerzeit. So waren zum Teil sogar Bereiche des Rieds selbst besiedelt, von

Straßen durchzogen und durch mehrere nachgewiesene Gutshöfe (in Abb. 7.1.31: Fundplatz-Nr.: 6,085; 6,195; 6,011; vermutlich auch 6,190; 6,109; 6,795) landwirtschaftlich erschlossen (LECHNER et al. 2003, vgl. Kap. 7.1.4.3.3).

In der Völkerwanderungszeit setzt auch im Bereich „Schachen“ die Vermooring wieder ein (Abb. 7.1.24). Aufgrund der höheren Wachstumsraten ist die zeitliche Auflösung sowohl für die Völkerwanderungszeit als auch das nachfolgende Frühmittelalter deutlich höher als im Profil „Murr“. Außerdem ist der Zersetzungsgrad des Torfs im Profil „Schachen“ bis weit in das Frühmittelalter niedriger, das gleiche gilt für die Anteile der Indeterminata (Abb. 7.1.25). Eine Interpretation der pollenanalytischen Ergebnisse hinsichtlich einer Vegetationsentwicklung auf den mineralischen Standorten erfolgt deshalb ab der Völkerwanderungszeit vorwiegend nach dem Pollenprofil „Schachen“.

Während der Völkerwanderungszeit geht im Totaldiagramm der Anteil der Hemerophyten an der Pollensumme deutlich zurück (Abb. 7.2.19). Hier sind jedoch sämtliche Gehölzpollen, das heißt auch die Pollen von *Alnus* eingerechnet. Die Erlenpollen erreichen im Profil „Schachen“ während der Völkerwanderungszeit und im Frühmittelalter maximale Anteile an der Pollensumme, da sich zumindest im Bereich Profils ein Erlenbruchwald etabliert (Kap. 7.1.4.3.3). Der hohe Pollenniederschlag der Erlen überlagert somit die Anteile der NBP stark. Deshalb wurde eine weitere Berechnung durchgeführt, in der für sämtliche Hemero- und Heliophyten, die Süßgräser und ausgewählte sonstige NBP *Alnus* aus der Bezugspollensumme 2 ausgeschlossen wurde. Das Resultat zeigt für die Kulturzeiger ein anderes Bild (Abb. 7.2.29). Demnach erreichen diese an der Bezugspollensumme weiterhin deutliche bzw. sogar noch steigende Anteile.

Umkehrschluss, dass sowohl in der näheren als auch in der weiteren Umgebung des Wasenweiler Rieds intensiver Getreideanbau erfolgte, wobei der reale *Secale*-Anbau einen geringeren Anteil am gesamten Getreideanbau hatte, als es die Pollenanteile suggerieren. Auffällig hoch sind die Pollenwerte des *Cannabis/Humulus*- Typs während der Völkerwanderungszeit und zu Beginn des Frühmittelalters. Dies entspricht der Hauptausbreitung der Hanfkultur in Mitteleuropa in der nachrömischen Zeit (ZOLLER 1960). Da der Hanf relativ hohe Standortsansprüche hat, tiefgründige und kalkhaltige Böden mit einer guten Wasserversorgung bevorzugt, wäre ein Anbau vorzugsweise im Lösshügelland (Kaiserstuhl, Tuniberg) denkbar (vgl. KÖRBER-GROHNE 1995). Wahrscheinlich wurden bereits nicht nur die nahrhaften Früchte vom Hanf verwendet, sondern auch die Hanffasern, die mit verschiedenen Aufbereitungsweisen (Rösten etc.) gewonnen wurden, genutzt. Zumindest ist nach den hohen Pollenanteilen von einem recht intensiven Hanfanbau bereits in der Völkerwanderungszeit im Gebiet auszugehen (Abb. 7.2.25).

Bei den sonstigen NBP ist im Gegensatz zu den Hemerophyten in der Summe ein deutlicher Rückgang festzustellen. Insbesondere ist dies auf die insgesamt sinkenden Pollenwerte der *Poaceae* und sämtlicher *Asteraceae* zurückzuführen. Auch das Artenspektrum der sonstigen Kräuter nimmt ab. Der Rückgang der *Cichorioideae* könnte allerdings teilweise auch im relativ geringen Zersetzungsgrad der in der Völkerwanderungszeit und im frühen Frühmittelalter abgelagerten Torfschichten bedingt sein (Abb. 7.1.25). Da die Werte in den ebenfalls nur mittel zersetzten Torfen der frühen Spätbronzezeit (Kap. 7.2.2.5) jedoch hoch sind, kann dieses methodische Problem nur eine geringere Rolle spielen. Es ist also tatsächlich von einem insgesamt sinkenden Offenlandanteil während der Völkerwanderungszeit auszugehen. Veränderungen im Gehölzartenspektrum und den jeweiligen Anteilen belegen diese Veränderung. Am auffälligsten ist im Profil „Schachen“ (neben *Alnus*) die Dominanz der Pollen von *Corylus*. Das Spektrum der Sträucher insgesamt nimmt gegenüber den vorangegangenen Epochen geradezu explosionsartig zu. Einige wie *Viburnum* erreichen während der Völkerwanderungszeit und im frühen Frühmittelalter deutliche Anteile an der entsprechenden Pollensumme. Daneben werden *Salix*, *Sambucus*, *Cornus*, *Sorbus*, *Hedera helix*, *Euonymus europaeus* und vereinzelt *Ilex aquilifolium* nachgewiesen. Zum Ende der Völkerwanderungszeit und im frühen Frühmittelalter beträgt der Anteil der Sträucher zeitweilig maximal 14-15% an der Gesamtsumme der Pollen (excl. Helo-/ Hydrophyten, incl. *Alnus*). Der hohe Sträucheranteil in den Wäldern und die enorme Zunahme des Spektrums und der Anteile der Sträucher lässt sich zumindest teilweise mit einer Ausbreitung einiger Sträucher wie zum Beispiel *Corylus* und *Sambucus* auf aufgelassenen Grünlandflächen begründen. Der deutliche Rückgang der typischen Indikatoren für eine Wiesen- bzw. Weidenutzung wie *Plantago lanceolata* und die Abnahme der Zeiger von Ruderalstandorten wie *Artemisia* und der *Chenopodiaceae* bestätigen einen Rückgang der Grünlandbewirtschaftung im Gebiet. Größtenteils dürfte dies in

der zunehmenden Versumpfung der Ebene zwischen Kaiserstuhl und Tuniberg spätestens seit der Völkerwanderungszeit begründet sein (Kap. 7.1.4.3.3 und 7.1.5.2). Auch die Zunahme von *Salix* ist auf die Vernässung zurückzuführen. Dagegen wurde Getreide vermutlich vorwiegend im Lösshügelland angebaut und war so hiervon nur wenig betroffen. Unter den Sträuchern befinden sich Pionierarten oder lichtliebende Arten der Waldsäume, die aufgelassene Standorte sehr rasch besiedeln und diese infolge der fehlenden Konkurrenz dann zeitweilig dominieren. Hohe Pollenanteile des typischen Pionierbaumes *Betula* bestätigen die Verbreitung nicht mehr genutzter Flächen bzw. deren Verbuschung. In der Völkerwanderungszeit und im beginnenden Frühmittelalter erreicht die Birke ihre höchsten Pollenprozentwerte im gesamten Profil.

Unter den Laubbäumen (excl. *Alnus*) dominieren nach den palynologischen Befunden bei weitem *Quercus* und *Fagus*. Ab der Völkerwanderungszeit sind die Pollen von *Carpinus* stärker an der Gehölzpollensumme beteiligt. Demnach ist die Hainbuche nun am Aufbau insbesondere der Eichenwälder beteiligt. Ihre Verbreitungsschwerpunkte liegen sowohl im Bereich der Niederterrassen (Traubeneichen-Hainbuchen-Kiefern-Wälder) als auch in der kollinen Stufe des Kaiserstuhls (Traubeneichen-Hainbuchenwälder). Neben diesen für die Buche zumindest teilweise zu trockenen Standorten, ist *Carpinus betulus* auch am Aufbau der Eichenwälder im Bereich der Schwemmfächer der Freiburger Bucht auf frischen bis feuchten Standorten beteiligt (Stieleichen-Hainbuchenwälder). *Viburnum lantana* besitzt in relativ lichten Eichen-Hainbuchenwäldern insbesondere in sonnigen, trockenen Säumen einen Verbreitungsschwerpunkt. Dagegen ist *Viburnum opulus* auf feuchten Standorten in Auenwäldern und an Moorrändern verbreitet. Da *Viburnum* insektenblütig ist, der Pollen entsprechend unterrepräsentiert ist, kann von einer entsprechenden Dominanz der Pollen von *Viburnum opulus* am Pollenniederschlag ausgegangen werden. Zu Beginn des Frühmittelalters nehmen die Anteile der Pollen von *Fraxinus* stark bis auf ein Maximum von etwa 5% zu. Dies geht etwa einher mit den maximalen Pollenwerten von *Alnus*, was auf eine weite Verbreitung von Erlen-Eschen-Wäldern, die an vernässten Stellen teilweise mit Weiden durchsetzt sind bzw. gesäumt werden, im Ried schließen lässt. Dabei dominiert auf den nasserem vermoorten Standorten eher die Erle, auf den anmoorigen und vergleyten basenreichen Böden tritt die Esche stärker hervor (vgl. POTT 1992). Nach HUNTLEY & BIRKS (1983) dokumentieren *Fraxinus*- Pollenwerte über 1% bereits lokale und Werte ab 5% dominante Vorkommen des Baumes. Auch die heute auf den Schwemmfächern der Freiburger Bucht ausgebildeten Traubenkirschen-Erlen-Eschen-Auwälder (Mooswälder) sind im Subatlantikum entstanden (nach SLEUMER 1934, vgl. Kap. 7.1.4.3.3).

Ab der Völkerwanderungszeit werden regelmäßig die Pollen von *Castanea sativa* nachgewiesen. *Castanea sativa* wurde wie auch *Juglans regia* vielfach durch die Römer in Mitteleuropa verbreitet. Die Edelkastanie ist insektenblütig und produziert nur mäßig viele Pollen (BURGA & PERRET 1998). Weiterhin ist der *Castanea*- Pollen

sehr klein, kann also bei Pollenanalysen leicht übersehen werden. Die fehlenden Nachweise der entsprechenden Pollen in den römerzeitlichen Torfschichten des Profils „Murr“ bedeuten also nicht zwangsläufig, dass auch das Gehölz im Gebiet fehlte. Während der Völkerwanderungszeit werden mehrfach Pollenkörner von *Myricaria germanica* nachgewiesen. Die Deutsche Tamariske ist eine ausschlagfähige, lichtkeimende Pionierpflanze auf offenen Kiesen und Schotterflächen der alpenbürtigen Flüsse (OBERDORFER 2001), Vorzugsweise besiedelt der Halbstrauch als Wechselwasserzeiger periodisch überflutete, kalkhaltige, schluffig-sandige bis (grob)kiesige Standorte, demnach wären Vorkommen auf Alluvialstandorten in der Furkationszone des Oberrheins denkbar. Die ausgeprägte Versumpfung weiter Bereiche der Niederterrasse zwischen Kaiserstuhl und Tuniberg während der Völkerwanderungszeit ermöglichte der Tamariske aber auch hier vermutlich eine zeitweilige Besiedlung sandig-kiesiger Böden mit hochanstehendem Grundwasser. Gerade wenn man berücksichtigt, dass *Myricaria germanica* durch Insekten bestäubt wird bzw. autogam ist (Selbstbestäubung), machen bereits geringe Pollennachweise lokale Vorkommen wahrscheinlich. Heute ist *Myricaria germanica* am Rhein insbesondere durch die Flussbegradigungen und damit das Verschwinden der entsprechenden Alluvialstandorte sowie durch die intensive Landnutzung verschollen bzw. (im Elsass) vom Aussterben bedroht (OBERDORFER 2001).

Im Verlauf des Frühmittelalters nehmen die Pollenanteile von *Alnus* stark ab. In Versumpfungs- und Verlandungsmooren stellt der Erlenbruchwald die natürliche Schlussgesellschaft der Vegetationsentwicklung dar (vgl. Kap. 7.1.4.3.3). Der starke Rückgang lässt sich nur mit zunehmenden Rodungen, die auch die Bruchwälder des Gebietes erfasste, erklären. Die Pollenwerte von *Quercus* sinken im Verlauf des Frühmittelalters relativ kontinuierlich ab, was ebenfalls auf zunehmende Rodungen hinweisen könnte. Dagegen bleiben die Anteile der Pollen von *Fagus* und *Abies* bis zum Ende des Frühmittelalters etwa konstant hoch. Möglicherweise erfassten die frühmittelalterlichen Rodungen die höheren Lagen des Kaiserstuhls noch nicht. Der hohe Sträucheranteil insbesondere in den Eichen-Hainbuchenwäldern deutet auf erhebliche menschliche Störungen hin (POTT 1992). So ist *Hedera helix* ein typischer Störungszeiger. Der Wald diente bereits im frühen Mittelalter als Viehweide (Waldweide bzw. –hude) und als Laubheuspender (Schneitelwirtschaft) sowie als Streulieferant zur Düngung der Äcker (POTT 1992, ELLENBERG 1996). Sehr stark auf die Wälder hat sich auch die Niederwaldwirtschaft, die bereits seit der frühen Eisenzeit bzw. sogar schon in der Späten Bronzezeit in einigen Landschaften Mitteleuropas eine Rolle spielte (RÖSCH 1990), ausgewirkt. Insbesondere ausschlagfähige Baumarten wie die zum Beispiel die Hainbuche (auch Linde, Ahorn und Esche) und unter den Sträuchern die Haselnuss ertragen den Niederwaldbetrieb und profitieren gegenüber empfindlicheren Arten von dieser Art der Waldnutzung (ELLENBERG 1996). An nassen Standorten sind Erlen und Weiden unempfindlich gegenüber der Niederwaldnutzung. Die im Verlauf des Frühmittelalters noch

steigenden *Carpinus*- Pollenkurve wäre demnach schlüssig erklärbar. Denkbar ist auch, dass zumindest ein Teil der in der Völkerwanderungszeit und zu Beginn des Frühmittelalters sehr hohen *Corylus*- Pollenwerte ebenfalls auf eine stärkere Niederwaldnutzung in den Eichenwäldern des Kaiserstuhls zurückzuführen ist.

So sind zum Beispiel die heutigen Haselwäldchen am Badberg im Kaiserstuhl das Resultat einer langen und intensiven Niederwaldnutzung (WILLMANN 1989). Auch etliche inzwischen durchgewachsene Eichen-Niederwälder auf flachgründigen Vulkanitböden in warmen, südexponierten Lagen zeugen noch heute von einer Jahrhunderte langen Niederwaldnutzung im Kaiserstuhl. Eine intensive Streunutzung war im Kaiserstuhl bis in die 30er Jahre des 20. Jh. noch üblich. Das Laub der Wälder wurde direkt als Dünger in die Rebfluren gebracht, was durch den ständigen Nährstoffentzug entsprechende Auswirkungen auf die Waldböden und damit die Wälder selbst hatte (WILLMANN 1989).

Eine Intensivierung der Landnutzung im Verlauf des Frühmittelalters lässt sich deutlich im Pollendiagramm an steigenden Anteilen der Getreidewerte erkennen. Indikatoren des Getreidefeldbaus wie *Spergula arvensis* werden im Frühmittelalter erstmalig nachgewiesen. Enorm zunehmende Pollenwerte der *Poaceae* und sonstigen Nichtbaumpollen belegen eine weitgehende Öffnung der Landschaft im Untersuchungsraum. So erreichen sämtliche Bäume um 800 cal. AD einen Anteil von weniger als 60% an der Pollensumme (BPS 2), was einem Waldflächenanteil von unter 25% entsprechen würde (Abb. 7.2.25). Rechnet man *Alnus* hierbei noch heraus, wäre der Waldanteil außerhalb des Moores, also auf den mineralischen Standorten entsprechend noch niedriger.

Im Gegensatz zur römischen Zeit ist im Frühmittelalter (Merowingerzeit) jedoch ein deutlicher Rückgang der Fundplätze im Gebiet zu beobachten (LECHNER et al. 2003). Die Fundstellen sind ausschließlich am Fuße des Kaiserstuhls und Tunibergs lokalisiert (Abb. 7.1.32). Aus dem Bereich der Niederung dazwischen ist dagegen kein Fundplatz bekannt. Die Ursache hierfür liegt in der Versumpfung der Ebene zwischen Kaiserstuhl und Tuniberg seit der Völkerwanderungszeit und im Frühmittelalter (Kap. 7.1.4.3.3).

Für eine Interpretation der pollenanalytischen Ergebnisse im Kern „Schachen“ muss wiederum der Zersetzungsgrad in den oberen Torfschichten, der die Resultate zumindest etwa für die obersten 20cm des Profils verfälscht, diskutiert werden. So ist hier der Torfzersetzungsgrad hoch (H8), was auch die entsprechend erhöhten Anteile der Indeterminata belegen. Des weiteren erreichen die korrosionsresistenten Pollenkörner wie z.B. der *Cichorioideae* sehr hohe Anteile (6-12%) an der BPS 2 (Abb. 7.2.29). Von einer Pollenselektion ist also auszugehen. Der stärkere Rückgang der *Quercus*- Pollen in den obersten Schichten könnte hiermit zusammen hängen. Auch die leicht zersetzbaren *Fraxinus*- Pollen werden im Profil kaum noch nachgewiesen. Des weiteren kann für die obersten Bereiche des Profils eine Umlagerung von Pollen durch Bioturbation nicht ausgeschlossen werden. Eine

Interpretation der pollenanalytischen Ergebnisse hinsichtlich einer Vegetationsentwicklung ist aus den erläuterten Gründen in den jüngsten Schichten des Bohrkerns kaum oder nur mit großer Vorsicht möglich. Ab dem Ende des Frühmittelalters gebildeter Torf ist im Profil „Schachen“ nicht mehr vorhanden (Kap. 7.1.4.3.3.1).

Im Profil „Murr“ ist mindestens bis zu den Meliorationen des frühen 20. Jh., vermutlich sogar bis in die jüngste Gegenwart gebildeter Torf noch enthalten (Kap. 7.1.4.3.3). Das Hoch- und Spätmittelalter sowie die Neuzeit sind damit pollenanalytisch zwar erfasst. Aufgrund des hohen Zersetzungsgrades der oberen Torfschichten sind jedoch seriöse Interpretationen kaum möglich (Abb. 7.1.25). Ein enorm hoher Anteil korrosionsresistenter Pollenkörner wie der *Cichorioideae* (12-16% der BPS2!) sind in diesen stark zersetzten Torfen als deutliches Indiz für eine selektive Pollenanreicherung zu werten. Auch der Anteil der Indeterminata ist entsprechend hoch (Abb. 7.1.25). Demzufolge ändert sich seit dem Frühmittelalter bis in die jüngsten Schichten auch im Gehölzpollendiagramm nur noch wenig, da die korrosionsresistenteren Pollen von *Pinus* und *Abies* die Gehölzpollensumme sehr stark dominieren (Abb. 7.2.21). Deutliche Veränderungen sind für das Hoch-/Spätmittelalter gegenüber dem Frühmittelalter aus den Pollenbefunden kaum zu erkennen. Ähnliches gilt das Pollenspektrum bzw. die –anteile der Hemerophyten (Abb. 7.2.22). Auffällig sind lediglich die Nachweise der Pollenkörner von *Zea mays* in den jüngsten Schichten. Erstmals treten diese Pollen in der Torfschicht auf, die etwa um 1800 AD abgelagert wurde. Damit ist ein Maisanbau, der heute eine große Rolle im Gebiet wie in weiten Teilen des südlichen Oberrheintieflands spielt, in der Umgebung des Wasenweiler Rieds bereits seit etwa mindestens 200 Jahren pollenanalytisch belegt.

8 Zusammenfassung

Im Oberrheintiefland wurden paläoökologische Untersuchungen in zwei Gebieten durchgeführt. Am nördlichen Oberrhein wurden vermoorte Paläomäander in der pfälzischen Rheinniederung bei Jockgrim nordwestlich von Karlsruhe untersucht. Das zwischen Kaiserstuhl und Tuniberg gelegene Wasenweiler Ried war das Untersuchungsobjekt in der südlichen Oberrheinebene. Ziele der Arbeit waren jeweils eine Rekonstruktion der nacheiszeitlichen Moorgenese unter besonderer Berücksichtigung der Entwicklung der lokalen Moor- und Wasserpflanzen-Vegetation sowie die Rekonstruktion der Vegetationsentwicklung auf den mineralischen Standorten außerhalb der Moore. Aus diesen beiden Schwerpunkten ließen sich wiederum neue Erkenntnisse zur Fluss- und Auenentwicklung bzw. zur holozänen Landschaftsgenese in den Untersuchungsräumen insgesamt ableiten.

Untersuchungsmethode war vor allem die ^{14}C -gestützte Pollenanalyse, die insbesondere durch umfangreiche litho- und moorstratigraphische sowie ergänzende makrorestanalytische Untersuchungen flankiert wurde.

In der nördlichen Oberrheinniederung wurden Bohrkern aus drei vermoorten Mäandern gewonnen. Die Kerne wurden unter anderem stratigraphisch untersucht, an litho- bzw. biostratigraphischen Grenzen erfolgten ^{14}C -Datierungen. Pollenanalysen wurden in den Profilen „Unterm Schnabel“ und „Bruchstücke“ durchgeführt.

Während der älteste Mäander („Unterm Schnabel“) bereits im Jüngeren Atlantikum verlandete und eine Vermoorung zu Beginn des sich anschließenden Subboreals einsetzte, verlandeten und vermoorten die beiden anderen Flussschlingen im Verlauf des Älteren Subatlantikums („Bruchstücke“, „Schnabelbruch“). Die zeitliche Entwicklung dieser drei Mäanderbögen ist damit eine andere, als bisher angenommen. Die Verlandungsbedingungen differierten zwischen den Flussschlingen zum Teil beträchtlich. In den Rheinmäandern „Unterm Schnabel“ und „Bruchstücke“ sedimentierten unter fluvial-limnischen Bedingungen vorwiegend mineralische Mudden. Diese Mäander wurden zumindest während der ersten Verlandungsphasen zeitweilig noch durchströmt. Dagegen wurden im Mäander „Schnabelbruch“ unter limnischen Verhältnissen molluskenreiche Kalkmudden abgelagert. Die Mollusken wurden weitgehend bestimmt. Das Artenspektrum weist hier eindeutig auf ein stehendes, allenfalls langsam durchströmtes Gewässer hin. Nach Abschluss der Verlandung begann in allen drei Mäandern die telmatische Phase mit der Torfbildung. Es entwickelten sich Verlandungsmoore. Im ältesten Mäander „Unterm Schnabel“ setzt die Torfakkumulation im späten Subboreal aus. Mit der Verbesserung der hydrologischen Situation beginnt im älteren Subatlantikum eine erneute Vermoorung. Quartärgeologische Prospektionen, die vorwiegend im Mäander „Bruchstücke“ durchgeführt wurden, wiesen nach, dass es während der Vermoorung immer wieder zu Einträgen von Auensedimenten kam. Wechsellagerungen von Sedimenten und Torf zeigen dies deutlich. In den vermoorten Mäandern „Unterm Schnabel“ und „Bruchstücke“ lassen ab dem Hoch-

bzw. Spätmittelalter sedimentreiche Torfe oder Auensedimentlagen auf eine enorm gesteigerte Hochwasserdynamik, die weite Bereiche der Talaue erfasste, schließen. Zeitweilige Reaktivierungen alter Rheinmäander sind dabei nicht auszuschließen. Das „Schnabelbruch“ wurde dagegen nur kurzzeitig zu Beginn des Hochmittelalters überflutet, nachfolgend findet hier eine weitgehend ungestörte Moorentwicklung bis in die Gegenwart statt.

Im „Wasenweiler Ried“ wurden in verschiedenen Moorbereichen mehrere Bohrkerne gewonnen, von denen drei lithostratigraphisch und zwei pollenanalytisch ausgewertet und radiokarbondatiert wurden.

Die Genese des „Wasenweiler Rieds“ erfolgte im Abflussbereich des spätglazialen Ostrheins zeitlich und räumlich diskontinuierlich. Zum Teil entwickelte es sich aus verlandenden Rinnen. Während der Verlandung wurden unter fluvial-limnischen Bedingungen in der Regel Silikatmudden, zum Teil auch Organo- bzw. Kalkmudden abgelagert. Nach Abschluss der Verlandung entwickelte sich hier zunächst ein Verlandungsmoor. Infolge des im Frühholozäns ansteigenden Grundwasserspiegels kam es in der Depression zwischen Kaiserstuhl und Tuniberg jedoch zu einer weiträumigen Versumpfung, die durch die Stauwirkung des Schwemmfächerkegels der Dreisam noch verstärkt wurde und zur Torfbildung unmittelbar auf den Ostrheinkiesen führte. In weiten Teilen entwickelte sich so ein Versumpfungsmoor. Im Bereich von tieferen Rinnen zeigt das Ried eine Abfolge beider Moortypen. Die verlandeten Rinnen, in denen sich zunächst ein Verlandungsmoor ausbildete, gehen in sekundäre Versumpfungsmoore über. Eine solche Genese zeigt das Profil „Murr“, während sich im Bereich „Schachen“ ein Versumpfungsmoor unmittelbar auf dem Kies entwickelte.

Sowohl die Prospektionen entlang von Querprofilen als auch die pollenanalytischen Untersuchungen belegen durch den Nachweise von Sedimentlagen in den untersten Torfschichten, dass eine zeitweilige Aktivierung der alten Ostrheinrinnen allenfalls bis in das Frühholozän stattgefunden haben kann. Im „Wasenweiler Ried“ sind zwei Hauptvermoorungsphasen ausgebildet. Die erste beginnt im Spätglazial und findet bis in das Präboreal bzw. Boreal statt. Die zweite Hauptvermoorung setzt erst im älteren Subatlantikum ein. Die in zahlreichen Quellen belegten mittelalter- bis neuzeitlichen Überflutungen zwischen Kaiserstuhl und Tuniberg bzw. die verstärkten Versumpfungen in weiten Bereichen des Rieds mit der Folge entsprechender Torfbildung insbesondere seit der Völkerwanderungszeit sind dabei nicht, wie bisher angenommen, auf (Re-) Aktivierungen alter Ostrheinrinnen durch Rheinhochwässer, sondern auf einen starken Grundwasserspiegelanstieg zurückzuführen. Im mittleren Holozän fand zwar ebenfalls eine Torfakkumulation statt, in beiden untersuchten Bereichen des Rieds jedoch zu unterschiedlichen Zeiten. Dagegen setzte im frühen Atlantikum und frühen Subatlantikum in weiten Bereichen die Vermoorung aus.

Die moorübergreifenden Schichtlücken stellen eine auffällige Gemeinsamkeit zwischen den untersuchten Mooren „Unterm Schnabel“ und dem „Wasenweiler Ried“

bzw. zwischen verschiedenen Moorbereichen im Ried dar. Weiterhin ist allen Mooren die jüngste subatlantische Vermoorungsphase gemeinsam. Aufgrund der Überregionalität der Schichtlücken bzw. der Hauptvermoorungsphasen, ist nicht von lokalen, sondern vielmehr von überregional wirksamen Ursachen auszugehen. Hierfür kommen nur klimatische Änderungen (Schichtlücken) bzw. massive anthropogene Eingriffe in den Wasserhaushalt (jüngste Vermoorungsphasen) in Frage.

Die Akkumulationsraten während der Wachstumsphasen unterscheiden sich nicht nur zwischen den verschiedenen Mooren, sondern differieren auch in den einzelnen Mooren teilweise beträchtlich. Hiervon hängt entsprechend die chronologische Auflösung und damit eine genaue Zuordnung vegetationsgeschichtlicher Entwicklungen zum Beispiel zu archäologischen Kulturepochen ab.

Die Rekonstruktion der Vegetationsentwicklung aus den pollenanalytischen Befunden lieferte ebenfalls neue, teilweise überraschende Erkenntnisse.

Im Untersuchungsraum am nördlichen Oberrhein fehlen bis in das zeitlich noch erfasste mittlere/ späte Subboreal Zeiger einer anthropogenen Beeinflussung der Vegetation in der Rheinaue noch weitestgehend. Entsprechend kann mindestens bis in die mittlere Bronzezeit eine durch den Menschen noch weitgehend unbeeinflusste Landschafts- und Vegetationsentwicklung zumindest für den untersuchten Ausschnitt der Rheinniederung angenommen werden. Die Standortverhältnisse in der Aue des mittleren Holozäns sind mit den heutigen Bedingungen kaum vergleichbar. Die Flussaue wurde nur selten überflutet, war eher durch sandige und terrestrische Verhältnisse geprägt. Akkumulationen von Auenlehmen/-tonen setzten erst am Übergang vom Atlantikum zum Subboreal ein, massive Sedimenteinträge durch starke Hochwässer sogar erst zum Ende des Subboreals. Die heutige Vorstellung einer natürlichen Auwaldgliederung in eine deutliche Weichholzaue aus Weiden und Pappeln und eine Hartholzaue aus Eichen, Ulmen und Eschen findet in der letztmalig weitgehend natürlichen Aue des mittleren Holozäns kaum eine Entsprechung. So fehlen nach den pollenanalytischen Befunden die Nachweise von Pappeln und Weiden fast völlig. Die Auenwälder des späten Atlantikums bzw. Subboreals werden vor allem durch Eichen-Ulmenwälder mit einer relativ geringen Beteiligung von Esche und Ahorn gebildet. Wahrscheinlich hat auch die Rotbuche nach ihrer Einwanderung zumindest höher gelegene Standorte innerhalb der damaligen Aue wenigstens bis zu den Hochwasseraktivitätsphasen besiedelt. Selbst Kiefernvorkommen sind in der damaligen Aue nicht gänzlich auszuschließen.

Erst durch die Hochwässer und Auensedimenteinträge seit der späten Bronzezeit hat sich ein Standortmosaik herausgebildet, das eine Differenzierung in die heute angenommene natürliche Auwaldgliederung ermöglichte. Insbesondere in Abhängigkeit von den edaphischen Bedingungen und der Höhenlage der einzelnen Auenwaldstufen herrschen spätestens ab der Eisenzeit Stieleichen-Ulmen-Auenwälder und Weiden-Pappel-Auenwälder in der Rheinniederung vor, was sich in den Pollendiagrammen deutlich widerspiegelt. In der Eisenzeit ist erstmalig ein

direkter anthropogener Einfluss auf die Auenwälder und die Vegetation der angrenzenden Niederterrasse pollenanalytisch nachweisbar. Eine intensive landwirtschaftliche Nutzung findet während dieser Epoche auch in der Aue selbst statt.

Die bis in das Mittelalter relativ geringen Pollennachweise der Hainbuche, was sich in beiden Untersuchungsgebieten zeigte, lassen auf eine deutlich geringere natürliche Beteiligung am Aufbau der Wälder sowohl in der Talau als auch auf den angrenzenden Terrassen, als bisher angenommen, schließen. Die gegenwärtig hohen Hainbuchenanteile in den Wäldern im Oberrheintal sind wohl auf vor allem auf direkte oder indirekte anthropogene Förderung zurückzuführen. Ähnliches gilt für die Esche.

Nach den pollenanalytischen Ergebnissen ist am südlichen Oberrhein zumindest im Untersuchungsraum letztmalig zum Ende des Atlantikums von einer weitgehenden Naturlandschaft auszugehen. Ab dem Beginn des Subboreals, also seit dem Endneolithikum, sind in der Umgebung des Wasenweiler Rieds bereits erste Rodungen und eine landwirtschaftliche Nutzung nachgewiesen.

Beide Pollenprofile aus dem Wasenweiler Ried sind seit dem mittleren Holozän durch enorm hohe Tannen- Pollenwerte gekennzeichnet. Unter Berücksichtigung zahlreicher Indizien wurde dargelegt, dass die Tanne regional natürlich verbreitet war. Aus standörtlichen Gründen kommt hierfür die submontane Stufe des Kaiserstuhls, in der nach der potentiell natürlichen Vegetation Buchenwälder ausgewiesen sind, in Frage. Die höheren Lagen des Kaiserstuhls wurden demnach seit dem jüngeren Atlantikum wahrscheinlich von Buchen-Tannenwäldern dominiert.

In beiden Untersuchungsgebieten ist während fast sämtlicher erfasster Zeiträume die Waldkiefer durch hohe Pollenanteile belegt. Die Kiefer besitzt hier auf einigen Standorten natürliche Vorkommen. Im nördlichen Oberrheintiefland kommen vor allem die ausgedehnten Sanddünenzüge auf den Schwemmfächern in Frage. Dünenstandorte sind unmittelbar westlich der Rheinniederung auf dem Schwemmfächer der Lauter verbreitet. Am südlichen Oberrhein sind die grundwasserfernen, stark sandig-kiesigen Bereiche der Niederterrasse westlich und südwestlich des Rieds, auf denen rubefizierte Parabraunerden ausgebildet sind, als natürliche Kiefernstandorte denkbar. Auf den edaphischen Trockenstandorten besitzt die Kiefer Konkurrenzvorteile gegenüber den Laubbäumen. Von den besseren Böden wurde die Kiefer zwar durch die einwandernden Laubbäume verdrängt, auf stark wasser-durchlässigen, grundwasserfernen Standorten konnte sie sich jedoch behaupten.

In sämtlichen Bohrkernen spielte zumindest abschnittsweise der Zersetzungsgrad der Torfe eine gewichtige Rolle. Bei einer stärkeren Torfzersetzung ist in der Regel infolge einer Pollenkorrosion der Anteil der nicht bestimmaren Pollenkörner (Indeterminata) erhöht. Bei stärkerer Zersetzung reichern sich die besonders korrosionsresistenten Pollenkörner an, während die anfälligeren Pollen abgereichert werden oder unter Umständen fehlen. In die Interpretationen der pollenanalytischen Ergebnisse hinsichtlich einer Vegetationsentwicklung floss die Diskussion der methodischen Probleme entsprechend umfangreich ein.

9 Summary

The following work presents a palaeoecological analysis of two areas in the Upper Rhine river basin. In the northern part of the research area the work concentrates on palaeomeanders under the village of Jockgrim, north-west of Karlsruhe. In the southern part the “Wasenweiler Ried” between Kaiserstuhl and Tuniberg served as a reference. The aim of the research was to reconstruct the development of the two mires in the holocene, taking into account, on the one hand the development of local mire- and aquatic vegetation, on the other hand the reconstruction of the vegetation at the mineral locations around the mire. In addition to these two main emphasises the research also provides new findings about the development of the Rhine River, the vegetation of the floodplain and the holocene genesis of the landscape.

Pollen analysis served as main method based on radiocarbon dating, assisted by litho- and stratigraphical methods as well as the analysis of vegetative plant macrofossils.

In the northern part of the Upper Rhine River three profiles could be identified. These were analysed stratigraphically and with radiocarbon dating. Pollen analysis was done in two of them, namely ‘Unterm Schnabel’ and ‘Bruchstücke’. The analysis of the three palaeomeanders shows that their development over time varies more than one has been expecting. Firstly, initiation of deposit conditions varies considerably. Secondly, exposure to flooding after the beginning of peat accumulation showed significant differences between the three samples.

In the southern part of the research area ‘Wasenweiler Ried’, several peat profiles could be found, out of which three were analysed lithostratigraphically, two with pollen analysis and radio carbon dating methods.

The results show that the development of the mire ‘Wasenweiler Ried’ is discontinuous in time and space. Though it is possible to distinguish two main periods of peat deposition for the mire: the first starts in the spaetglazial and lasts till the praeboreal/ boreal. The second begins in the older subatlanticum. There are also peat deposits during the midst of holocene in both areas of the mire, but not simultaneously in both parts. In the early atlanticum and early subatlanticum the peat deposition stopped in wide parts of the area.

One of the most interesting similarities between the two analysed mires is the common hiatus. Additional we can find a common phase of peat deposit in the youngest subatlanticum. Due to the fact that the hiatus and the main phases of peat deposit occure in both mires, one needs to act on the assumption of supra-regional causes. Therefore the discussion takes climate and other reasons into account to explain the regional phenomenon.

The reconstruction of the vegetation development delivers new and sometimes even surprising results. In the northern part of the Upper Rhine there are no indications for

an anthropogen impact on the vegetation till the late subboreal. Therefore one can conclude that vegetation and landscapes were not influenced by human beings till the late subboreal. The conditions in these days are hardly comparable to what can be found today. The flood plain was seldom awashed and more affected by its sandy and terrestrial sediments. The accumulation of alluvial clay did not happen before the transition from atlanticum to subboreal. The present perception about the classification of flood plains in softwood lumber out of willow and poplar trees and hardwood lumber consisting of oak, elm and ash trees has hardly anything in common with the last time of a natural flood plain without human impact. The pollen diagram shows hardly any willow or poplar trees, in contrast the forest of the flood plain mainly consists of hazel-rich oak and elm trees with a small percentage of maple and ash trees. Probably the upper parts of the flood plain were also populated by oak trees after their re-immigration, at least till the more active flooding periode started.

Primarely due to the flooding and deposit of alluvial sediments during the late Bronze Age the differentiation of sites took place, which influenced the current classification of alluvial forest. The dominance of common oak-elm-trees and willow-poplar-trees in the alluvial forest is due to the edaphic conditions and the altitude of individual levels in the flood plain. The relatively small number of pollen of hornbeam leads to the assumption that these trees did not participate in the composition of the forest till the middle age. The high number of hornbeam trees today is due to direct or indirect anthropogenic influence. Exactly the same can be said about the high number of ash trees. The anthropogenic influence on alluvial forest is visible in the pollen diagram for the first time during the Iron Time. The alluvial plain itself was used intensive as farmland.

Both pollen diagrams of the 'Wasenweiler Ried' are characterized by extremly high values of fir trees since the middle holocene. Several indiziens were taken into account to show that fir trees belong to the potential natural vegetation of the region. Therefore the higher parts of the Kaiserstuhl were probably dominated by oak-fir forest since the younger atlanticum.

In both research areas there is evidence of the continuous appearance of pine trees. Despite the general thought, pine trees seemed to occur naturally at the Upper Rhine River on several places. In the northern part of the research area the alluvial fans are one probable location. In the southern part only the sandy-gritty parts of the low terrasse in the west and south-west of the mire are relevant for pines.

10 Literatur

- AG BODEN (1994): Bodenkundliche Kartieranleitung. – Hannover, 392 S.
- ALDINGER, E., W. HÜBNER, H.-G. MICHIELS, G. MÜHLHÄUSER; M. SCHREINER & M. WIEBEL (1998): Überarbeitung der standortkundlichen regionalen Gliederung im Südwestdeutschen Standortlichen Verfahren. – Mitt. Ver. Forstl. Standortkunde u. Forstpflanzenzüchtung 39, S. 7-71.
- ANDERSEN, S.T. (1970): The relative pollen productivity and representation of North European trees, and correction for tree pollen spectra. – Danm. Geol. Unders., KØbenhavn, II/91, S. 1-99.
- ANDRES, W. & T. LITT (1999): Termination I in Central Europe. - Quaternary International 61, S. 1-4.
- BANGERT, V. (1958): Über Rheinarme und Grundwasserverhältnisse südlich des Kaiserstuhls. Ber. Naturforsch. Ges. Freiburg i. Br., 48, H. 1, S. 159-166.
- BECKER, A. (1990): Die Pfalz und die Pfälzer. - [Neuaufl. d. Ausg. von 1858]. Landau in d. Pfalz, 460 S.
- BECKER, B. (1978): Beiträge zur postglazialen Landschaftsentwicklung des Donautales. – In: NAGL, H. (1978): Beiträge zur Quartär- und Landschaftsforschung. – Wien, S. 23-35.
- BECKER, B. (1982): Dendrochronologie und Paläoökologie subfossiler Baumstämme aus Flussablagerungen: ein Beitrag zur nacheiszeitlichen Auenentwicklung im südlichen Mitteleuropa. – Wien, 120 S.
- BEHRE, K.-E. (1981): The interpretation of anthropogenic indicators in pollen diagrams. – Pollen et Spores 23. S. 225-245.
- BEHRE, K.-E. (1986): Anthropogenic indicators in pollen diagrams. – Rotterdam, 232 S.
- BEHRE, K.-E. & D. KUČAN (1986): Die Reflektion archäologisch bekannter Siedlungen in Pollendiagrammen verschiedener Entfernung – Beispiele aus der Siedlungskammer Flögeln, NW-Deutschland. – In: BEHRE, K.-E. (1986): Anthropogenic indicators in Pollen Diagrams, S. 95-114.
- BERGLUND, B.E. & M. RALSKA-JASIEWICZOWA (1986): Handbook of holocene palaeoecology and palaeohydrology. – Chichester u.a., 869 S.
- BEUG, H.-J. (1961): Leitfaden der Pollenbestimmung. Lieferung 1. – Stuttgart, 63 S.
- BEUG, H.-J. (2004): Leitfaden der Pollenbestimmung für Mitteleuropa und angrenzende Gebiete. – München, 542 S.

- BITTEL, K., S. SCHIEK, & D. MÜLLER (1990): Die keltischen Viereckschanzen. - Atlas archäol. Geländedenkmäler Baden-Württemberg 1/1, Stuttgart.
- BIRKS, H.J.B. (1968): The identification of *Betula nana* pollen. - New Phytol. 67, S. 309-314.
- BIRKS, H.J.B. (1973): Past and present vegetation of the Isle of Skye. A. palaeoecological study. - Cambridge, 415 S.
- BJÖRK, S., M.J.C. WALKER, L.C. CWYNAR, S. JOHNSON, K.L. KNUDESEN, J.J. LOWE & B. WOHLFARTH (1998): An event stratigraphy for the last termination in the North Atlantic region bases on the Greenland ice-core record: a proposal by the INTIMATE group. - Journal of Quaternary Science Synchronized terrestrial-atmospheric deglacial records around the North-Atlantic. - Science, 13, S. 283-292.
- BOHLANDER, K. (1982): Der Bienwald – Entstehung, Entwicklung und Funktion einer Waldlandschaft. - In: ROESLER, R.-U. (1982): Das Landschaftsschutzgebiet Bienwald in der Südpfalz. - Pollichia- Buch Nr. 3, Bad Dürkheim, S. 304-330.
- BORK, H.-R., H. BORK, C. DALCHOW, H.-P. PIORR, T. SCHATZ & A. SCHRÖDER (1998): Landschaftsentwicklung in Mitteleuropa. - Gotha, Stuttgart, 328 S.
- BURGA, C.A. & R. PERRET (1998): Vegetation und Klima der Schweiz seit dem jüngeren Eiszeitalter. - Thun, 805 S.
- CARBINIER, R. (1970): Un exemple de type forestier exceptionnel pour l'Europe occidentale: La forêt du lit majeur du Rhin au niveau du fossé Rhénan (*Fraxino-Ulmetum* Oberd.53). - Vegetatio 20, S. 97-148.
- CARBIENER, R. & E. DISTER, (1988): Auen am Oberrhein - Ökologie und Management. - Ettligen, 79 S.
- CASPERS, G. (1993): Vegetationsgeschichtliche Untersuchungen zur Flußauenentwicklung an der Mittelweser im Spätglazial und Holozän. - Münster, 101 S.
- CHRISTMANN, E. (1953): Seit wann ist die Kiefer in der Pfalz heimisch ? - Pfälzer Heimat 4, S. 113-116.
- CLARK, J.S., J. MERKT & H. MÜLLER (1989): Post-Glacial fire, vegetation and human history in the northern alpine forelands, South-West Germany. - Journal of Ecology 77, S. 897-925.
- COUWENBERG, J., P. DE KLERK, E. ENDTMANN, H. JOOSTEN & D. MICHAELIS (2001): Hydrogenetische Moortypen in der Zeit – eine Zusammenschau. - In: SUCCOW, M. & H. JOOSTEN (2001): Landschaftsökologische Moorkunde. - Stuttgart, 622 S.
- CZIESLA, E. (1991): Die Besiedlung der Vorderpfalz in vor- und frühgeschichtlicher Zeit. - In: GEIGER, M., G. PREUB & K.-H. ROTHENBERGER (1991): Der Rhein und die pfälzische Rheinebene. - Landau i.d. Pfalz, S. 94-101.

- DAMBECK, R. & K.-J. SABEL (2001): Spät- und postglazialer Wandel der Flusslandschaft am Nördlichen Oberrhein und Altneckar im Hessischen Ried. – Jahresberichte u. Mitt. der oberrhein. Geol. Ver. N.F. 83, S. 131-143.
- DAMBECK, R. & H. BOS (2002): Late glacial and early holocene landscape evolution of the northern upper Rhine valley, South-West Germany. – Zeitschr. für Geomorphologie, N.F. Supplement-Bd. 128, S. 101-127.
- DAMBECK, R. & H. THIEMEYER (2002): Fluvial history of Upper Rhine River during the Late Glacial and Holocene times. – Quaternary International 93-94, S. 53-63.
- DAMBECK, R. (2005): Beiträge zur spät- und postglazialen Fluss- und Landschaftsgeschichte im nördlichen Oberrheingraben. - Dissertation im Fachbereich Geowissenschaften/ Geographie der Universität Frankfurt, 246 S.
- DANSGAARD, W., S.J. JOHNSEN & J. MØLLER (1969): One Thousand Centuries of Climatic Record from Camp Century on the Greenland Ice Sheet. – Science 166, S. 377-381.
- DAVIS, M.B. (1963): On the theory of pollen analysis. – Amer. J. Science 261, S. 897-912.
- DEECKE, W. (1918): Geologisch-morphologische Bemerkungen zur Prähistorie Badens. - Prähist. Zeitschr. 10, S. 40-57.
- DIERBEN, K. & B. DIERSSEN (2001): Moore. – Stuttgart (Hohenheim), 230 S.
- DISTER, E. (1980): Geobotanische Untersuchungen in der hessischen Rheinaue als Grundlage für die Naturschutzarbeit. – Göttingen, 171 S.
- DOSTAL, P. (2004): Klimarekonstruktion der Regio TriRhena mit Hilfe von direkten und indirekten Daten vor der Instrumentenbeobachtung. - Berichte des Meteorologischen Institutes der Universität Freiburg, 13, Freiburg, 165 S.
- EISENGREIN, O. v. (1883): Eine Überschwemmung des Breisgaus in alter Vorzeit. – Schauinsland 1883, S. 10.
- ELLENBERG, H. (1992): Zeigerwerte von Pflanzen in Mitteleuropa. - Göttingen, 258 S.
- ELLENBERG, H. (1996): Vegetation Mitteleuropas mit den Alpen in ökologischer, dynamischer und historischer Sicht. – Stuttgart, 1095 S.
- ENGELS, H.-J. (1964): Fundkarte der jüngeren Eisenzeit. – In: ALTER, W. (1964): Pfalzatlas Textbd. I, S. 457-465.
- ENGELS, H.-J. (1971): Fundkarte der sichtbaren vor- und frühgeschichtlichen Denkmäler. – In: ALTER, W. (1971): Pfalzatlas Textbd. II, S. 625-635.
- FAEGRI, K. & J. IVERSEN (1950): Textbook of modern pollen analysis. – Munksgaard, Copenhagen, 168 S.

- FAEGRI, K. & J. IVERSEN (1989): Textbook of modern pollen analysis. - 4th edition, Cichester, New York, 328 S.
- FAEGRI, K. & J. IVERSEN (1993): Bestimmungsschlüssel für die nordwesteuropäische Pollenflora. – Jena, Stuttgart, New York, 85 S.
- FAUSTMANN, A. (in Vorbereitung): Besiedlungswandel im südlichen Oberrheintal von der Römerzeit bis zum hohen Mittelalter. – Dissertation an der Philosophischen Fakultät der Albert-Ludwigs-Universität Freiburg.
- FECHT, C. (1811): Geschichte der Großherzoglich badischen Landschaften. – Lahr, S. 93-94.
- FELDHOFF, R.A. (1997): Anmerkungen und Begriffserklärungen zur Geologische Karte Bl. 6716 Germersheim, vorl. Ausg. LGRB, Freiburg. S. A1.
- FEZER, F. (1974): Randfluss und Neckarschwemmfächer. – Heidelberger Geographische Arbeiten 40, S. 167-183.
- FEZER, K.D., K. LARRES, K.-J. SABEL, E.-D. SPIES & M. WEIDENFÄLLER (1995): Fluviale Sedimente des Rheins und seiner Nebenflüsse. – In BENDER, L. (1995): Das Quartär Deutschlands, Stuttgart, S. 220-240.
- FIRBAS, F. (1927): Beiträge zur Kenntnis der Schieferkohlen des Inntals und der interglazialen Waldgeschichte der Ostalpen. – Zeitschr. Gletscherkunde 15, S. 261-277.
- FIRBAS, F. (1948): Über das Verhalten von Artemisia in einigen Pollendiagrammen. - Biol. Zentralbl. 67, S. 17-22.
- FIRBAS, F., G. GRÜNIG, I. WEISCHEDEL & G. WORZEL (1948): Beiträge zur Spät- und Nacheiszeitlichen Vegetationsgeschichte der Vogesen. – Bibliotheca Botanica 121, Stuttgart, 76 S.
- FIRBAS, F. (1949): Waldgeschichte Mitteleuropas. - Erster Band, Jena, 480 S.
- FIRBAS, F. (1952): Waldgeschichte Mitteleuropas. - Zweiter Band, Jena, 256 S.
- FISCHER, H. & H.-J. KLINK (1967): Die naturräumlichen Einheiten auf Blatt 177 Offenburg. - In: Naturräumliche Gliederung Deutschlands, Bad Godesberg, 48 S.
- FLECK, W. (2003a): Hochflutsedimente. – In: LGRB (2003): Erläuterungen Kaiserstuhl, Freiburg, S. 163-165.
- FLECK, W. (2003b): Holozäne Ablagerungen. – In: LGRB (2003): Erläuterungen Kaiserstuhl, Freiburg, S. 165-169.
- FOELLMER, A., A. HOPPE & R. DEHN (1997): Anthropogene Schwermetallanreicherungen in holozänen Auensedimenten der Möhlin (Südlicher Oberrheingraben). – Geowissenschaften 15, S. 61-66.

- FRENZEL, H. (1930): Entwicklungsgeschichte der sächsischen Moore und Wälder seit der letzten Eiszeit. – Abh. d. sächs. geol. Landesamts, 9, S. 1-119.
- FRENZEL, B. (1995): European river activity and climatic change during the Lateglacial and early Holocene. – Paläoklimaforschung 14, Jena, New York, 226 S.
- FRIEDMANN, A. (1998): Pollenanalytische Untersuchungen im Wasenweiler Ried (Südbaden). – In: MÄCKEL, R. & A. FRIEDMANN (1998): Wandel der Geobiosphäre in den letzten 15.000 Jahren im südlichen Oberrheintiefland und Schwarzwald. Freiburger Geogr. Hefte 54, S. 163-174.
- FRIEDMANN, A. (2000): Die Spät- und Postglaziale Landschafts- und Vegetationsgeschichte des südlichen Oberrheintieflands und Schwarzwalds. - Freiburger Geogr. Hefte 62, Freiburg, 222 S.
- FRÖMMING, E. (1956): Biologie der mitteleuropäischen Süßwasserschnecken. – Berlin, 313 S.
- FURRER, G. (1991): 25.000 Jahre Gletschergeschichte, dargestellt an einigen Beispielen aus den Schweizer Alpen. – Neujahrsbl. Naturf. Ges. Zürich 93, S. 1-52.
- GALLUSSER, W. A. & A. SCHENKER (1992): Die Auen am Oberrhein: Ausmaß und Perspektiven des Landschaftswandels am südlichen und mittleren Oberrhein seit 1800. - Basel, Boston, Berlin, 192 S.
- GEEL, B. VAN, J. BUURMAN & H.T. WATERBOLK (1996): Archaeological and palaeoecological indications of abrupt climate change in The Netherlands, and evidence for climatological teleconnections around 2650 BP. – Journal of Quaternary Science 11/6, S. 451-460.
- GEIGER, M., G. PREUB & K.-H. ROTHENBERGER (1991): Der Rhein und die pfälzische Rheinebene. - Landau i.d. Pfalz, 525 S.
- GERKEN, B. (1988): Auen: verborgene Lebensadern der Natur. - 1. Aufl., Freiburg i.Br., 132 S.
- GEYER, O.F. & M.P. GWINNER (1986): Geologie von Baden-Württemberg. – 3., völlig Neubearb. Aufl., Stuttgart, 472 S.
- GEYH, M.A. (1983): Physikalische und chemische Datierungsmethoden in der Quartär-Forschung. - Clausthaler tektonische Hefte 19, Clausthal-Zellerfeld, 163 S.
- GEYH, M.A. (2005): Handbuch der physikalischen und chemischen Altersbestimmung. – Darmstadt, 211 S.
- GLASER, R., CHR. BECK & H. STANGL (2004): Zur Temperatur- und Hochwasserentwicklung der letzten 1000 Jahr in Deutschland. - DWD Klimastatusbericht 2003, S. 55-67.
- GLIEMEROTH, A.K. (1995): Paläoökologische Untersuchungen über die letzten 22.000 Jahre in Europa. - Paläoklimaforschung 18, Stuttgart, 252 S.
- GÖTTLICH, K.-H. (1990): Moor- und Torfkunde. – Stuttgart, 529 S.

- GROSSE-BRAUCKMANN, G., G. MALCHOW & B. STREITZ (1990): Makrofossil- und pollenanalytische Befunde vom Altneckarbett bei Riedstadt-Goddelau. - In: WAGNER, P. (1990): Die Holzbrücken von Riedstadt-Goddelau, Kreis Groß-Gerau. Materialien zur Vor- und Frühgeschichte von Hessen, S. 111-132.
- HAILER, N. (1971): Die natürlichen Vegetationsgebiete. - In: ALTER, W. (1971): Pfalzatlas Textbd. II, S. 639-644.
- HAILER, N. (1982): Natur und Landschaft am Oberrhein: Versuch einer Bilanz. – Speyer, 105 S.
- HÄDRICH, F. & K. STAHR (2001): Die Böden des Breisgaus und angrenzender Gebiete. – Ber. Naturf. Ges. Freiburg i. Br., 91, Freiburg, S. 1-141.
- HASSLER, D. (1995): Wässerwiesen. - Beihefte zu den Veröffentlichungen für Naturschutz und Landschaftspflege in Baden-Württemberg, 87, 432 S.
- HATT, J.-P. (1937): Contribution a l'analyse Pollinique des tourbières du nord-est de la France. – Bulletin du service de la carte géologique d'Alsace et de Lorraine 4, S. 1-79.
- HOEPER, M. (2001): Alemannische Siedlungsgeschichte im Breisgau. - Freiburger Beiträge zur Archäologie und Geschichte des ersten Jahrtausends 6, Rahden, 328 S.
- HÖLZER, A. & A. HÖLZER (1994): Studies on the vegetation history of the Lautermoor in the Upper Rhine Valley (SW-Germany) by means of pollen, macrofossils and geochemistry. – In: A.F. LOTTER & B. AMMAN (1994): Festschrift Gerhard Lang, Dissertationes botanicae 234, S. 309-336.
- HONSELL, M. (1885): Die Korrektion des Oberrheins von der Schweizer Grenze unterhalb Basel bis zur großherzoglich hessischen Grenze unterhalb Mannheim. – Beiträge zur Hydrographie des Großherzogthums Baden, Heft 3, Centralbureau für Meteorologie und Hydrographie, Karlsruhe.
- HÜGIN, G. (1979): Die Wälder im Naturschutzgebiet Buchswald bei Grenzach. Eine pflanzensoziologisch-bodenkundliche Untersuchung. – Natur- und Landschaftsschutzgebiete Bad.-Württ. 9, S. 147-199.
- HÜGIN, G. (1990): Die Moorswälder in der Freiburger Bucht. – Beih. z. d. Veröff. Naturschutz u. Landschaftspflege in Bad.-Württ. 29, S. 1-88.
- HUNTLEY, B. & H. BIRKS (1983): An atlas of past and present pollen maps for Europe: 0-13.000 years ago. 2 Bände. – Cambridge, 667 S.
- ILLIES, J.H. & G. GREINER (1979): Holocene Movements and State of Stress in the Rhinegraben Rift System.- Tectonophysics 52, S. 349-359.
- ILLIES, J.H. (1982): Lebendige Tektonik am Oberrhein. – In: HAILER, N. (1982): Natur und Landschaft am Oberrhein. Versuch einer Bilanz. - Speyer, S. 9-33.

- IMMELS, R. (1933): Beiträge zur Frühgeschichte der Nadelholzkultur und Holzartenverbreitung in Hessen. – Allg. Forst- und Jagd-Zeitung, 109, S. 173-219.
- JACOBSON, G.J. & R.H.W. BRADSHAW (1981): The selection of sites for palaeovegetational studies. – Quaternary research 16, S. 80-96.
- JACOMET, S. & A. KREUZ (1999): Archäobotanik - Aufgaben, Methoden und Ergebnisse vegetations- und agrargeschichtlicher Forschung. - Stuttgart, 368 S.
- JAECKEL, S.H. (1992): Mollusken. – In: STRESEMANN, E. (1992): Exkursionsfauna von Deutschland. Bd. 1: Wirbellose (ohne Insekten). Berlin.
- JÄGER, H. (1964): Geologische und bodenkundliche Untersuchungen im Raum Wörth. - Mitteilungen der Pollichia, III. Reihe, 11. Bd., S. 141-162.
- JÄGER, H. (1968): Die Ziegelindustrie um Jockgrim und Rheinzabern. - Speyer, 124 S.
- JÄGER, K.-D. (1998): Ur- und frühgeschichtliche Klimabeeinflussung durch Intensitätsunterschiede agrarischer Landnutzung ? – In: CZIESLA, E., TH KERSTING & ST. PRATSCH (1999): Den Bogen spannen ... Festschrift für Bernhard Gramsch zum 65. Geburtstag, Weissbach, S. 515-522.
- JANKE, W. (2000): Mollusken als Millieuindikatoren. – In: BARSCH, H., K. BILLWITZ & H.-R. BORK (2000): Arbeitsmethoden in Physiogeographie und Geoökologie, Gotha, S. 386-395.
- JANSSEN, C.R. (1981): On the reconstruction of past vegetation by pollen analysis. – Proceedings C 84, S. 197-210.
- JERZ, H. & M. PETERS (2002): Flusssdynamik der Donau bei Ingolstadt in vorgeschichtlicher, geschichtlicher und heutiger Zeit, mit Ergebnissen zur Landschafts- und Vegetationsentwicklung. - Rundgespräche der Kommission für Ökologie 24, S. 95-108.
- JOOSTEN, H. & M. SUCCOW (2001): Hydrogenetische Moortypen. – In: SUCCOW, M. & H. JOOSTEN (2001): Landschaftsökologische Moorkunde. - Stuttgart, S. 234-240.
- JOOSTEN, H. & P. DE KLERK (2002): What's in name ? Some thoughts on pollen classification, identification and nomenclature in Quaternary palynology. – Rev. of Palaeobotany and Palynology 122, S. 29-45.
- KAISER, K.W. (1951): Gräberfunde der Merowingerzeit von der Wanzenheimer Mühle bei Rheinzabern. – Pfälzer Heimat, Heft 2, Speyer.
- KALIS, A.J. (1984): Forêt de la Bresse (Vogesen). Vegetatiekundige en pollenanalytische Onderzoekingen naar de Bosgeschiedenis van een Centraal-europeens Middelgebergte. – Dissertation, Utrecht.
- KALIS, A.J., J. MEURERS-BALKE, I. CLOSS & A. SCHWEIZER (2001): Die Hochmittelalterliche Pollenflora von Köln. – Kölner Jahrbuch 34, S. 909-929.

- KALWEIT, H., W. BUCK, K. FELKEL, H. GERHARD, H. KALWEIT, J. VAN MALDE, K.-R. NIPPES, B. PLOEGER & W. SCHMITZ (1993): Der Rhein unter der Einwirkung des Menschen. Ausbau, Schifffahrt, Wasserwirtschaft. - Bericht der KHR I, Nr. 11, 260 S.
- KANGUR, M. (2002): Methodological and practical aspects of the presentation and interpretation of microscopic charcoal data from lake sediments. – *Vegetation history and Archaeobotany* 11, S. 289-294.
- KAPFER, A. & P. POSCHLOD (1997): Sümpfe und Moore. – Stuttgart, Wien, Bern, 135 S.
- KAYSER, S. & R. MÄCKEL (1994): Fluviale Geomorphodynamik und Reliefentwicklung im Ostrheingebiet. - *Ber. Naturforsch. Ges. Freiburg i. Br.* 82/83, S. 93-115.
- KEß, R., R. DAMBECK, H. THIEMEYER, & K.-J. SABEL (1999): Bodengesellschaft Bänderparabraunerde/ Grauer Tschernosem im Verzahnungsbereich von Flugsanden und Hochflutsedimenten im nördlichen Oberrheingraben. – *Mitt. Deutsche Bodenkundl. Ges.* 91/2, S. 1045-1048.
- KLOSS, K. (1987): Pollenanalysen zur Vegetationsgeschichte, Moorentwicklung und mesolithisch-neolithischen Besiedlung im Unteren Rhinluch bei Friesack, Bezirk Potsdam. – *Veröffentlichungen des Museums für Ur- und Frühgeschichte Potsdam*, 21, S. 101-120.
- KÖRBER-GROHNE, U. (1995): Nutzpflanzen in Deutschland: von der Vorgeschichte bis heute. – Hamburg, 490 S.
- KRAUSCH, H.-D. (1998): Potentielle natürliche Vegetation 1:300.000. - Landschaftsprogramm Land Brandenburg, MUNR, mit Erläuterungen, Potsdam, S. 32-39.
- KRAUSE, W. (1963): Eine Grünland-Vegetationskarte der südbadischen Rheinebene und ihre landschaftsökologische Aussage. - *Arbeiten zur rheinischen Landeskunde*, Bonn, 77 S.
- KUBITZ, B. (2000): Die holozäne Vegetations- und Siedlungsgeschichte in der Westeifel am Beispiel eines hochauflösenden Pollendiagrammes aus dem Meerfelder Maar. – Berlin, Stuttgart, 106 S.
- KÜSTER, H. (1995): Geschichte der Landschaft in Mitteleuropa: Von der Eiszeit bis zur Gegenwart. – München, 424 S.
- KÜSTER, H. (1998): Geschichte des Waldes: Von der Urzeit bis zur Gegenwart. – München, 266 S.
- LAIS, R. (1933): Diluvium und Alluvium. – In: LAIS, R. (1933): *Der Kaiserstuhl*, Freiburg, S. 85-101.
- LAMB, H.H. (1977): *Climate – present, past and future. 2: Climatic history and the future.* – London, 835 S.
- LANG, G. (1952): Späteiszeitliche Pflanzenreste in Südwestdeutschland. – *Beitr. Naturk. Forsch. Südwestdeutschland*, Karlsruhe, 11, S. 89-110.

- LANG, G. (1961): Die spät- und frühpostglaziale Vegetationsgeschichte im Umkreis der Alpen. - Eiszeitalter und Gegenwart 12, S. 9-17.
- LANG, G. (1962): Vegetationsgeschichtliche Untersuchungen der Magdalénienstation an der Schussenquelle. - Veröff. Geobot. Inst. Rübel 37, S. 129-154.
- LANG, G. (1992): Some aspects of European late- and post-glacial flora history. - Acta Bot. Fenn. 144, S. 1-17.
- LANG, G. (1994): Quartäre Vegetationsgeschichte Europas. – Jena, 462 S.
- LANG, G. (2005): Seen und Moore des Schwarzwaldes. – andrias 16, Staatl. Museum f. Naturkunde Karlsruhe, 160 S.
- LANG, W. & P. WOLFF (1993): Verbreitungsatlas der Farn- und Blütenpflanzen für die Pfalz und ihre Randgebiete. - Flora der Pfalz, Veröffentlichung der Pfälzischen Gesellschaft zur Förderung der Wissenschaft in Speyer.
- LECHNER, A., C. MCCABE, A. FAUSTMANN & D. MISCHKA (2003): Zur holozänen Landschaftsgenese im Bereich des Wasenweiler Rieds unter besonderer Berücksichtigung archäologischer Fundplätze vom Mesolithikum bis zum Frühmittelalter. – Freiburger Universitätsblätter 160, S. 35-61.
- LECHNER, A. (2004): Untersuchungen zur mittel- und spätholozänen Vegetations- und Landschaftsentwicklung im nördlichen Oberrheintiefland – Dynamik und Variabilität in der holozänen Talaue des Oberrheins. – Vortrag, abstract im Tagungsband. Jahrestagung des AK Veg.-Gesch. der RTG 2004, Berlin.
- LECHNER, A. (2005): Moorgenese in Zeitfenstern ? Neue Erkenntnisse zur postglazialen Entwicklung von Mooren am nördlichen und südlichen Oberrhein. - Palyno-Bulletin Contents Vol. 1 - No. 3-4, S. 28.
- LEHMANN-CARPZOV, R., K. PATERNOSTER & U. STUBENDORFF (1978): Quartärgeologische Deckschichten-Kartierung im Wasenweiler Ried zwischen Kaiserstuhl und Tuniberg (Südbaden). Jh. Geol. Landesamt Baden-Württemberg 20, S. 77-100.
- LEHMANN, U. (1983): Pollenanalysen an Böden im nördlichen Oberrheintal unter besonderer Berücksichtigung der Steppenböden. - Bonn, 108 S.
- LFU (1997): Moore und Anmoore in der Oberrheinebene. - Handbuch Boden 6, Karlsruhe, 114 S.
- LITT, T., M. FRÜCHTL, B. KUBITZ & M. STEBICH (1997): Jungquartäre Floren in den Eifelmaaren. Terra Nostra 97/7: Exkursionsführer zur 67. Jahrestagung der Paläontol. Ges., S. 54-62.

- LOŽEK, V. (1986): Mollusca analysis. – In: BERGLUND, B.E. & M. RALSKA-JASIEWICZOWA (1986): Handbook of holocene palaeoecology and palaeohydrology. – u.a. Chichester, S. 729-740.
- LUDEMANN, T. (2001): Das Waldbild des Hohen Schwarzwaldes im Mittelalter, Ergebnisse neuer holzkohleanalytischer und vegetationskundlicher Untersuchungen. – Alemannisches Jahrbuch 1999/2000, S. 43-64.
- LUDEMANN, T. & O. NELLE (2002): Die Wälder am Schauinsland und ihre Nutzung durch Bergbau und Köhlerei. – Freiburger Forstliche Forschung 15, 139 S.
- MÄCKEL, R. (1997): Spät- und Postglaziale Flussaktivität und Talentwicklung im Schwarzwald und Oberrheintiefland. – In: MÄCKEL, R. & B. METZ (1997): Schwarzwald und Oberrheintiefland. Eine Einführung in das Exkursionsgebiet um Freiburg i. Br. – Freiburger Geographische Hefte 36, S. 75-99.
- MÄCKEL, R. (1998): Flussaktivität und Talgeschichte des Spät- und Postglazials im Oberrheintiefland und Schwarzwald. – In: MÄCKEL, R. & A. FRIEDMANN (1998): Wandel der Geobiosphäre in den letzten 15.000 Jahren im südlichen Oberrheintiefland und Schwarzwald. – Freiburger Geographische Hefte 54, S. 31-49.
- MÄCKEL, R. & A. RÖHRIG (1991): Flussaktivität und Talentwicklung des Mittleren und Südlichen Schwarzwaldes und des Oberrheintieflandes. – Ber. zur dt. Landeskunde 65, S. 287-311.
- MÄCKEL, R. & G. ZOLLINGER (1995): Holocene river and slope dynamics in the Black Forest and Upper Rhine Lowlands under the impact of man. - Z. Geomorph. N.F. Supl. - Bd. 100, S. 89-100.
- MÄCKEL, R., A. FRIEDMANN & A. SCHLOTTMANN (1998): Die ¹⁴C-Daten der seit 1986 am Institut für Physische Geographie der Universität Freiburg laufenden DFG-Forschungsprojekte im Oberrheintiefland und Schwarzwald. - In: MÄCKEL, R. & A. FRIEDMANN (1998): Wandel der Geobiosphäre in den letzten 15.000 Jahren im südlichen Oberrheintiefland und Schwarzwald. – Freiburger Geographische Hefte 54, S. 191-202.
- MAISE, C. (1998): Archäoklimatologie: vom Einfluß nacheiszeitlicher Klimavariabilität in der Ur- und Frühgeschichte. - Freiburg, 199 – 235.
- MANGERUD, J., S.T. ANDERSEN, B.E. BERGLUND & J.J. DONNER (1974): Quaternary stratigraphy of Norden, a proposal of terminology and classification. – Boreas, Oslo, S. 109-128.
- MATTFELD, J. (1926): Das Areal der Weißtanne. - Mitteilungen Dtsch. Dendrochronologische Gesellschaft 1926/ II, S. 16-35.
- MAYER, C. (1937): Die Niederungswälder und die Moore der Freiburger Bucht. - Bot. Jb. f. Systematik, Pflanzengesellschaften und Pflanzengeographie, 68, S. 216 - 243.

- MCCABE, C. (in Vorbereitung): Landscape changes and social perspectives of the upper-Rhine valley during the Neolithic Recognizing nature in culture. – Dissertation an der Philosophischen Fakultät der Albert-Ludwigs-Universität Freiburg.
- MEINERT, W. & R. KINZELBACH (1985): Die Limnischen Schnecken und die Muscheln von Rheinland-Pfalz (Mollusca: Gastropoda et Bivalvia): Materialien zu einer flächendeckenden Bestandserfassung. - Naturhistorisches Museum Mainz 58, 60 S.
- METZGER, K. (1992): Topogenes Niedermoor in der Randrinne des Oberrheingrabens zwischen Bruchsal und Ubstadt als Hinweis auf synsedimentäre Setzungen im Postglazial. – Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F. 74, S. 127-138.
- MICHAELIS, D. (2002): Die spät- und nacheiszeitliche Entwicklung der natürlichen Vegetation von Durchströmungsmooren in Mecklenburg-Vorpommern am Beispiel der Recknitz. - Dissertationes botanicae 365, Stuttgart, 188 S.
- MICHIELS, H.-G. & E. ALDINGER (2002): Forstliche Standortsgliederung in der badischen Rheinaue. – AFZ- Der Wald 15/2002. S. 811-815.
- MISCHKA, D. (in Vorbereitung): Methodische Aspekte zur Erstellung von Besiedlungsmustern. Ein Beitrag zur Landschaftsgenese vom Endneolithikum bis zur Eisenzeit im Gebiet des südlichen Oberrheins. - Dissertation an der Philosophischen Fakultät der Albert-Ludwigs-Universität Freiburg.
- MOLL, W. (1970): Beiträge zur Genese und systematischen Stellung rubefizierter Parabraunerden aus alpinen Schottern und Geschieben. – Freiburger Bodenkundliche Abhandlungen, 3, 298 S.
- MONE, F.J. (1848): Quellensammlung der badischen Landesgeschichte. – I. Bd., Kap. 20, Karlsruhe, S. 285.
- MOORE P.D., J.A. WEBB & M.E. COLLINSON (1991): Pollen analysis. - Oxford, 216 S.
- MÜLLER, T. & E. OBERDORFER (1974): Die potentielle natürliche Vegetation von Baden-Württemberg. - unter Mitw. von Georg Philippi. - Beihefte zu den Veröffentlichungen der Landesstelle für Naturschutz und Landschaftspflege Baden-Württemberg, 6, 46 S.
- MÜLLER, M. (2004): Auswirkungen von Änderungen der Landnutzung auf das lokale Klima in Räumen mit unterschiedlichem Relief: der nächtliche Strahlungshaushalt historischer Landnutzungsmuster im Bereich südlicher Oberrhein, Schwarzwald und Baar. - Freiburg i. Br., URL: <http://www.bsz-bw.de/cgi-bin/xvms.cgi?SWB11611895> - online Dokument.
- MÜLLER-STOLL, W. (1936): Untersuchungen urgeschichtlicher Holzreste nebst Anleitung zu ihrer Bestimmung. - Praehistorische Zeitschrift, Bd. XXVII, 1./2. Heft, Berlin, S. 1-57.
- MUNDEL, G. (1995): Das Vorkommen von subfossilen Eichenresten im Havelländischen Luch in seiner Beziehung zur Niedermoorogenese. – Telma 25, S. 85-96.

- MÜNNICH, K.O. (1957): Messungen des ^{14}C -Gehaltes von hartem Grundwasser. – Naturwissenschaften, 44, S. 32-33.
- MUSALL, H. (1969): Die Entwicklung der Kulturlandschaft der Rheinniederung zwischen Karlsruhe und Speyer vom Ende des 16. bis zum Ende des 19. Jahrhunderts. – Heidelberger geographische Arbeiten H. 22, 279 S.
- MUSALL, H. (1982): Die Veränderungen des Oberrheinlaufs zwischen Seltz im Elsaß und Oppenheim vom 16. Jh. bis zum Beginn der Tullaschen Korrektur. – Natur und Landschaft am Oberrhein Bd. 70, S. 21-34.
- MUSALL, H., G. PREUB, & K.-H. ROTHER (1991): Der Rhein und seine Aue. – In: GEIGER, M. (1991): Der Rhein und die pfälzische Rheinebene, Landau i.d. Pfalz, S. 46-73.
- NELLE, O. (2002): Zur holozänen Vegetations- und Waldnutzungsgeschichte des Vorderen Bayerischen Waldes anhand von Pollen- und Holzkohleanalysen. – Hoppea, Denkschr. Regensb. Bot. Ges. 63, S. 161-361.
- NEUWEILER, E. (1935): Nachträge urgeschichtlicher Pflanzen. - Ebenda, 80, S. 98.
- NÖLKEN, W. (in Vorbereitung): Wandel des Waldkleides von Schwarzwald und Vogesen in der vegetationshistorischen Dimension. - Dissertation an der Fakultät für Biologie der Albert-Ludwigs-Universität Freiburg.
- O'BRIEN, S.R., P.A. MAYEWSKI, L.D. MEEKLER, D.A. MESSE, M.S. TWICKLER & S.I. WIETLOW (1995): Complexity of Holocene climate as reconstructed from a Greenland ice core. – Science 270, 1962-1964.
- OBERDORFER, E. (1934): Zur Geschichte der Sümpfe und Wälder zwischen Mannheim und Karlsruhe. - Ver. Naturkunde Mannheim, 100/101, S. 99-124.
- OBERDORFER, E. (1937): Zur spät- und nacheiszeitlichen Vegetationsgeschichte des Oberelsasses und der Vogesen. Zeitschr. f. Bot., 30, S. 513-572.
- OBERDORFER, E. (2001): Pflanzensoziologische Exkursionsflora für Deutschland und angrenzende Gebiete. - Stuttgart (Hohenheim), 1051 S.
- OEGGL, K. (2004): Der spätholozäne Tannen-Abfall in den Ostalpen – anthropogen oder klimainduziert? – Vortrag, abstract im Tagungsband. Jahrestagung des AK Veg.-Gesch. der RTG 2004, Berlin.
- OVERBECK, F. & S. SCHNEIDER (1938): Mooruntersuchungen bei Lüneburg und Bremen und die Reliktnatur von *Betula nana* L. in Nordwestdeutschland. – Zeitschr. Bot. 33, S. 1-54.
- OVERBECK, F. (1975): Botanisch-geologische Moorkunde. – Neumünster, 719 S.
- PETERS, I. (1965): Zur Altersstellung der Torfe und Gytten von Herxheim, Jockgrim und Rheinzabern in der Vorderpfalz. Eiszeitalter und Gegenwart, Bd. 16, S. 121-131.

- PETERS, M. & H. JERZ (2002): Entwicklung und Veränderung der Flusslandschaft im Bereich Ingolstadt/ Manching seit der letzten Eiszeit. - In: DOBIAT, C., S. SIEVERS & T. STÖLLNER (2002): Dürrenberg und Manching. Wirtschaftsarchäologie im ostkeltischen Raum. Kolloquien zur Vor- und Frühgeschichte 7, S. 207-218.
- POTT, R. (1992): Die Pflanzengesellschaften Deutschlands. – Stuttgart, 427 S.
- POTT, R. (1993): Farbatlas Waldlandschaften: ausgewählte Waldtypen und Waldgesellschaften unter dem Einfluss des Menschen. – Stuttgart, 224 S.
- POTT, R. & J. HÜPPE (2001): Die Hudelandschaften Nordwestdeutschlands. - Abh. Westfäl. Mus. f. Naturkunde, Jg. 53, 1/2, Münster, 313 S.
- PRETZEL, D. & A. REIF (1999): Erlenbruchwälder im Oberrheingraben und ihre Degradationsstadien. Tuexenia 19, S. 179-191.
- RAAB, K. (1995): Eine Landschaft wird umgewandelt: Mineralbodeneintrag ins Grabener Moor durch Wiesenwässerung. – In: HASSLER, D. (1995): Wasserwiesen. - Beihefte zu den Veröffentlichungen für Naturschutz und Landschaftspflege in Baden-Württemberg, 87, S. 260-268.
- RAMBACH, P. & R. BUCHWALD (1998): Limnologische und vegetationskundliche Untersuchungen von Grundwasserbächen der südlichen Oberrheinebene. – Mitt. bad. Landesver. Naturkunde u. Naturschutz, N.F. 17, S. 59-84.
- RASIMUS, D. (1992): Chronik der Gemeinde Jockgrim. – Jockgrim, 515 S.
- REIF, A. (1996): Die Vegetation der Trockenaue am Oberrhein zwischen Müllheim und Breisach. - Ber. Naturf. Ges. Freiburg i. Br. 84/85, S. 81-150.
- REILLE, M. (1999): Pollen et spores d'Europe et d'Afrique du Nord. – Marseille, 535 S.
- REKLIP (1995): Klimaatlas Oberrhein Mitte-Süd, Zürich.
- RÖDER, B. (1995): Frühlatènekeramik aus dem Breisgau - ethnoarchäologisch und naturwissenschaftlich analysiert. - Materialh. zur Archäologie in Baden-Württemberg 30, Stuttgart.
- ROESLER, R.U. (1982): Das Landschaftsschutzgebiet Bienwald in der Südpfalz. - Pollichia 3, Bad Dürkheim, 351 S.
- RÖSCH, M. (1985): Ein Pollenprofil aus dem Feuenried bei Überlingen am Ried, Stratigraphische und landschaftsgeschichtliche Bedeutung für das Holozän im Bodenseegebiet. – Materialhefte zur Vor- und Frühgeschichte in Baden-Württemberg 7, S. 43-79.
- RÖSCH, M. (1994): Gedanken zur Auswirkung (prä)historischer Holznutzung auf Wälder und Pollendiagramme. – In: Lotter, A.F. & B. Amman (1994): Festschrift Gerhard Lang. – Dissertationes botanicae 234, S. 447-471.

- RÖSCH, M. (2000): Long-term human impact as registered in an upland pollen profile from the southern Black Forest, South-West Germany. – *Vegetation History and Archaeobotany* 9, S. 205-218.
- ROTHMALER, W., E.J. JÄGER & K. WERNER (2001): *Exkursionsflora von Deutschland. Gefäßpflanzen: Band 4, Kritischer Band.* – Jena, 948 S.
- ROTHSCHILD, S. (1936): Zur Geschichte der Moore und Wälder im Nordteil der Oberrheinischen Tiefebene. - *Beih. z. Bot. Centralblatt* 54/B, S. 140-184.
- RUDOLPH, K. (1926): Pollenanalytische Untersuchungen im thermophilen Florenggebiet Böhmens: Der „Kommerner See“ bei Brüx. – *Ber. Dtsch. Bot. Ges.*, 44, S. 239-248.
- RUDOLPH, K. (1930): Grundzüge der nacheiszeitlichen Waldgeschichte Mitteleuropas. – *Beih. Bot. Centralbl.* 47/II, S. 111-176.
- SANGMEISTER, E. (1993): *Zeitspuren: Archäologisches aus Baden.* – Freiburg, 238 S.
- SCAMONI, A. (1988): Gedanken über die Verbreitung der Kiefer im Tiefland. – *Forstarchiv*, 59, S. 173-180.
- SCHÄFER, W. (1973): Der Oberrhein, sterbende Landschaft ? – *Natur und Museum* Bd. 103, S. 1-29.
- SCHÄFER, W. (1974): Der Oberrhein, sterbende Landschaft ? – *Natur und Museum* Bd. 104 (11), S. 331-343.
- SCHARPF, H.-J. (1977): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen. 1:25.000 Bl.6316 Worms. - *HfLB*, Wiesbaden.
- SCHEFFER, F. & P. SCHACHTSCHABEL (1998): *Lehrbuch der Bodenkunde.* – Stuttgart, 494 S.
- SCHENKER, A. (1992): Auenbildung und Auendynamik. - In: GALLUSSER, W. A. & A. SCHENKER (1992): *Die Auen am Oberrhein.* – Basel, S. 18-21.
- SCHIRMER, W. (1988): Holocene valley development on the Upper Rhine and Main. – In: LANG, G. & CH. SCHLÜCHTER (1988): *Lake, Mire and River Environments during the Last 15.000 Years*, S. 53-160.
- SCHLOSS, S. (1979): Pollenanalytische und stratigraphische Untersuchungen im Sewensee. - *Dissertationes botanicae*, 52, 138 S.
- SCHLÜCHTER, C. & U. JÖRIN (2004): Alpen ohne Gletscher ? Holz und Torffunde als Klimaindikatoren. – *Die Alpen* 6/2004, S. 34-47.
- SCHMIDT-VOGT, H. (1993): Die künstliche Verbreitung der Tanne (*Abies alba*) im Kaiserstuhl in Abhängigkeit von den ehemaligen Konfessionsgrenzen. Eine historische Studie zur Ökologie und Verbreitung der Tanne. – *Allg. Forst- u. Jagd-Zeitung*, 165. Jg., 3, S. 51-60.

- SCHMIDT, (2000): Hochwasser und Hochwasserschutz in Deutschland vor 1850: eine Auswertung alter Quellen und Karten. – München, 330 S.
- SCHNEIDER, R. (2000): Landschafts- und Umweltgeschichte im Einzugsgebiet der Elz. – URL: <http://www.bsz-bw.de/cgi-bin/xvms.cgi?SWB8832563>, online-Dokument.
- SCHÖNWIESE, C. (1995): Klimaänderungen: Daten, Analysen, Prognosen. - Berlin, 224 S.
- SCHREINER, A. (1959): Das Quartär. – In: Erläuterungen zur geologischen Exkursionskarte des Kaiserstuhls 1:25.000, Geologisches Landesamt Baden-Württemberg, S. 77-89.
- SCHREINER, A. (1996): Quartär. - In: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Freiburg i. Br. und Umgebung 1:25.000, Geologisches Landesamt Baden-Württemberg, S. 174-199.
- SCHREINER, A. (2003): Flussschotter. - In: LGRB (2003): Erläuterungen Kaiserstuhl, Freiburg, S. 148-163.
- SCHÜHLE, O. (1937): Umwandlung schlechtwüchsiger Forlenbestände des Kaiserstuhls in hochwertige Laubholzmischbestände. – Allg. Forst- und Jagszeitung 113, S. 128-132.
- SCHULZ, R. (1991): Terra Sigillata aus Rheinzabern. – In: Geiger (1991): Der Rhein und die Pfälzische Rheinebene, Landau, S. 160-161.
- SCHUMACHER, K. (2003): Landkarten des 18. Jahrhunderts als Quellen zur Erforschung der Kulturlandschaftsgenese, erläutert an Beispielen des Kaiserstuhls. – Freiburger Universitätsblätter, 160, S. 127-158.
- SCHUMACHER, K. (in Vorbereitung): Der Kaiserstuhl als Paradigma mitteleuropäischer Kulturlandschaften, in der historischen Interdependenz natürlicher Prozesse und anthropogener Überprägung. - Dissertation an der Fakultät für Forst- und Umweltwissenschaften der Albert-Ludwigs-Universität Freiburg.
- SCHWEINGRUBER, F. H. (2001): Dendroökologische Holzanatomie : anatomische Grundlagen der Dendrochronologie. – Bern, Stuttgart, Wien, 472 S.
- SINGER, C. (2005): Die Vegetation des Nördlichen Hessischen Rieds während der Eisenzeit, der Römischen Kaiserzeit und dem Frühmittelalter. - Dissertation im Fachbereich Geowissenschaften/ Geographie der Universität Frankfurt.
- SLEUMER, H. (1934): Eine pollenanalytische Untersuchung des Wasenweiler Rieds. - Mitt. des Badischen Landesvereins für Naturkunde und Naturschutz in Freiburg i. Br. Bd. 3/ Heft 3, S. 25-28.
- SPARKS, B.W. (1961): The ecological interpretation of Quaternary non-marine Mollusca. - Proceedings Linn. Soc. London, 172. Session 1, S. 71-80.
- SPRATER, F. (1948): Die Pfalz in der Vor- und Frühzeit. – Speyer a. Rh., 80 S.
- STARK, P. (1926): Ein altes Moorprofil im Oberrheintal bei Mannheim - Ber. d. Dt. Bot. Ges., 44, S. 373-376.

- STEBICH, M. (1999): Palynologische Untersuchungen zur Vegetationsgeschichte des Weichsel-Spätglazial und Frühholozän an jährlich geschichteten Sedimenten des Meerfelder Maares (Eifel). - *Dissertationes Botanicae* 320, 127 S.
- STEGMANN, H. & J. ZEITZ (2001): Bodenbildende Prozesse entwässerter Moore. – In: SUCCOW, M. & H. JOOSTEN (2001): *Landschaftsökologische Moorkunde*. – Stuttgart, S. 47-57.
- STIPES, R. J. & R. J. CAMPANA (1981): *Compendium of elm diseases*. – St. Paul, Minn., 96 S.
- STOBBE, A. (1996): Die holozäne Vegetationsgeschichte der nördlichen Wetterau: paläoökologische Untersuchungen unter besonderer Berücksichtigung anthropogener Einflüsse. - *Dissertationes botanicae*, 260, Berlin, 216 S.
- STÖHR, W. TH. (1964): Bodenübersichtskarte der Pfalz. – In: ALTER, W. (1964): *Pfalzatlase* Textbd. I, S. 553-576.
- STREBLE, H. & D. KRAUTER (2002): *Das Leben im Wassertropfen*. – Stuttgart, 428 S.
- STRESEMANN, E. (1983): *Exkursionsfauna für die Gebiete der DDR und der BRD. Wirbellose I*. – Berlin, 494 S.
- SUCCOW, M. & L. JESCHKE (1990): *Moore in der Landschaft*. – Leipzig u.a., 168 S.
- SUCCOW, M. & H. JOOSTEN (2001): *Landschaftsökologische Moorkunde*. - Stuttgart, 622 S.
- SUDHAUS, D. (2005): Paläoökologische Untersuchungen zur spätglazialen und holozänen Landschaftsgenese des Ostschwarzwaldes im Vergleich mit den Buntsandsteinvogesen. – *Freiburger Geographische Hefte* 64, 151 S.
- TACITUS: *Germania*. - Übers., Erl. u. Nachw. von Manfred Fuhrmann. – Stuttgart, 1977, 79 S.
- TAUBER, H. (1965): Differential pollen deposition and the interpretation of pollen diagrams. *Danm. Geol. Unders. II/89*, KØbenhavn, S. 1-69.
- TAUBER, H. (1977): Investigations of aerial pollen transport in a forested area. – *Dansk Bot. Arktiv* 32, S. 1-121.
- THÜRACH, H. (1912): *Erläuterungen zu den Blättern Karlruhe und Daxlanden der geologischen Spezialkarte des Großherzogtums Baden*. Heidelberg, 102 S.
- TINNER, W., M. CONEDERA, B. AMMAN, H.W. GÄGgeler, S. GEDYE, R. JONES & B. SÄGESSER (1998): Pollen and charcoal in lake sediments compared with historically documented forest fires in southern Switzerland since 1920. – *The Holocene* 8,1 , S.31-42.
- TOLONEN, K. (1986): Charred particle analysis. – In: BERGLUND, B.E. & M. RALSKA-JASIEWICZOWA (1986): *Handbook of holocene palaeoecology and palaeohydrology*. – u.a. Chichester, S. 485-496.

- TRAUTMANN, W. & W. LOHMEYER (1960): Gehölzgesellschaften in der Flussaue der mittleren Ems. – Mitt. Florist.-Soziol. Arbeitsgem. N.F.8, S. 227-247.
- TULLA, J. G. (1825): Ueber die Rektifikation des Rheins von seinem Austritt aus der Schweiz bis zu seinem Eintritt in das Großherzogtum. – Karlsruhe, 60 S.
- TÜXEN, R. (1967): Pflanzensoziologie und Palynologie. – Den Haag, 275 S.
- USINGER, H. (1982): Pollenanalytische Untersuchungen an spätglazialen und präborealen Sedimenten aus dem Meerfelder Maar (Eifel). - Flora 172, S. 373-409.
- UNTERSEHER, E. (1992): Der moderne Oberrheinausbau – Durchführung und Auswirkungen auf den Landschaftswasserhaushalt und die Landnutzung. – In: SCHENKER, A. & W. A. GALLUSSER (1992): Die Auen am Oberrhein. – Basel, S. 57-67.
- VILLINGER, E. (2003): Landschaftlicher und Geologischer Überblick. – In: WIMMENAUER, W. (2003): Erläuterungen zur Geologischen Karte 1:25.000 Blatt Kaiserstuhl, LGRB Baden-Württ., Freiburg, S. 5-7.
- VOGEL, O. (1964): Zu den standörtlichen und waldbaulichen Verhältnissen im Kaiserstuhl. – Allg. F.-u. J.-Ztg., 135. Jg. 7, S. 161-171.
- VOLK, H. (2001): Die Rekonstruktion des Auewaldes am Oberrhein- Waldzustand vor der Flußkorrektion (1750-1830). Beiträge zur Forstgeschichte. - Berichte Freiburger Forstliche Forschung, 21, S. 68-87.
- VOLK, H. (2003): Die Rheinauewälder bei Karlsruhe vor und nach der Rheinkorrektion. Ergebnisse landschaftsgeschichtlich-ökologischer Untersuchungen in der Nördlichen Oberrheinaue. - Mitteilungen des Vereins für Forstliche Standortkunde und Forstpflanzenzüchtung, 40, S. 35-61.
- WAHL, P. (1985): Erläuterungen zur Karte der potentiellen natürlichen Vegetation von Rheinland-Pfalz. 1:25.000. – Unveröffentlichtes Manuskript LfUG Oppenheim.
- WAHL, P.G. (1988): Zur Paläoökologie des südlichen und mittleren Oberrheingrabens. – In: Führer zur Exkursion des systematisch-geobotanischen Instituts Bern in den Schwarzwald, die Oberrheiebene und die Vogesen – Bern.
- WALDMANN, F. (1989): Beziehungen zwischen Stratigraphie und Bodenbildungen aus spätglazialen und holozänen fluviatilen Sedimenten in der nördlichen Oberrheinebene. - Freiburg i. Br., 166 S.
- WATTENDORF, J. (1964): Über Hartholz-Auenwälder im westlichen Münsterland (Kreis Steinfurt/Westfalen). – Abhandlungen Landesmuseum Naturk. Münster Westf. 26, S. 2-33.
- WEBER-JENISCH, G. (1995): Der Limberg bei Sasbach und die spätlatènezeitliche Besiedlung des Oberrheingebietes. Materialh. zur Archäologie in Baden-Württemberg 29, Stuttgart.

- WEIDNER, E. (1990): Erläuterungen zur Bodenkarte der nördlichen Oberrheinebene 1:50.000. – HLfB, Wiesbaden, 278 S.
- WEIKIN, C. (1958/63): Quellentexte zur Witterungsgeschichte Europas von der Zeitenwende bis zum Jahre 1850. – Berlin.
- WENDELBERGER, G. (1973): Überschwemmte Hartholzauen ? Ein Beitrag zur Ökologie der mitteleuropäischen Auenwälder. – *Vegetatio*, Bd. 28, S. 253-281.
- WICK, L. (2004): Das Pollenprofil von der Mengener Brücke. – Vortrag im Rahmen des Graduiertenkollegs „Gegenwartsbezogene Landschaftsgenese“, Universität Freiburg.
- WILLERDING, U. (1986): Aussagen von Pollenanalyse und Makrorestanalyse zu Fragen der Landnutzung. - In: BEHRE, K.-E. (1986): *Anthropogenic indicators in pollen diagrams*. – Rotterdam, S. 135-151.
- WILLMANNS, O. (1974): - Der Kaiserstuhl. – Ludwigsburg, 241 S.
- WILLMANNS, O. & W. WIMMENAUER (1989): *Der Kaiserstuhl: Gesteine und Pflanzenwelt*. – Stuttgart, 244 S.
- WIMMENAUER, W. (1989): Gesteine und Minerale. – In: WILLMANNS, O. & W. WIMMENAUER (1989): *Der Kaiserstuhl*. - Stuttgart, S. 39-88.
- WITTMANN, H. (1955): Zur Morphogenese des Oberrheins. *Wasserwirtschaft*, 45.Jg., Nr.5, S. 121- 131.
- WOILLARD, G. (1978): Grand Pile peat bog: a continuous pollen record for the last 140.000 years. – *Quaternary Research* 9, S. 1-21.
- WOLTERS, S. (2002): *Vegetationsgeschichtliche Untersuchungen zur spätglazialen und holozänen Landschaftsentwicklung in der Döberitzer Heide (Brandenburg)*. - *Dissertationes botanicae* 366, 157 S.
- WOLTERS, S. (2005): *Pollenanalytische Untersuchungen zur Vegetationsgeschichte des Pfälzer Waldes*. – *Palyno-Bulletin Contents Vol. 1 - No. 3-4*, S. 23.
- WUNDT, W. (1948): Der ehemalige Rheinlauf östlich des Kaiserstuhls. *Mitteilungsblatt der Badischen Geologischen Landesanstalt*, S. 67-69.
- ZOLLER, H. (1960): *Pollenanalytische Untersuchungen zur Vegetationsgeschichte der insubrischen Schweiz*. – *Denkschrift Schweizer Naturf. Ges.* 83 (2), S. 45-156.
- ZOLLER, H. (1964): Zur postglazialen Ausbreitungsgeschichte der Weißtanne (*Abies alba*) in der Schweiz. – *Z. Forstwesen* 115, S. 681-700.

11 Karten

- Topographische Karte 1:25.000, Bl. 6815, Herxheim bei Landau, 2001.
- Topographische Karte 1:25.000, Bl. 6915, Wörth am Rhein, 1997.
- Topographische Karte 1:25.000, Bl. 7911, Breisach am Rhein, 1998.
- Topographische Karte 1:25.000, Bl. 7912, Freiburg im Breisgau- NW, 1998.
- Topographische Karte 1:25.000, Bl. 8011, Hartheim, 1998.
- Topographische Karte 1:50.000, Bl. 6914, Landau in der Pfalz, 1998.
- Topographische Karte 1:50.000, Bl. L 6916, Karlsruhe-Nord, 1997.
- Geologische Karte von Baden-Württemberg 1:25.000, Bl. 6716, Germersheim, vorläufige Ausgabe 1997.
- Geologische Karte von Baden-Württemberg 1:25.000, Bl. 6915, Wörth am Rhein, vorläufige Ausgabe 1997.
- Geologische Spezialkarte des Grossherzogtums Baden 1:25.000, Bl. 51, 1905.
- Geologische Exkursionskarte des Kaiserstuhls 1:25.000, Freiburg i. Br., 1957.
- Geologische Karte von Baden-Württemberg 1:25.000, Bl. Kaiserstuhl, Freiburg i. Br., 2003.
- Geologische Karte von Baden-Württemberg 1:25.000, Bl. 7911, Breisach, 2. vorl. Ausg. 1997.
- Geologische Karte von Baden-Württemberg 1:25.000, Bl. 7912, Freiburg im Breisgau- NW, 1. vorl. Ausg. 1997.
- Geologische Karte von Baden-Württemberg 1:50.000, Freiburg i. Br. und Umgebung, 3. ergänzte Auflage, Freiburg i. Br., 1996.
- Geologische Karte von Hessen 1:25.000, Bl. 6316 Worms, 1977.
- Geologische Übersichtskarte von Baden-Württemberg 1:200.000, Bl. 1, 4. Auflage, 1962.
- Bodenkarte - landwirtschaftliche Nutzflächen Verbandsgemeinde Jockgrim/ Südpfalz, 1:10.000, Mainz, 1972/73.
- Bodenkarte Biotop Erlenbruch / Schnabel, Jockgrim 1:10.000, unveröffentlicht.
- Bodenkarte der Nördlichen Oberrheinebene 1:50.000, Wiesbaden, 1990.
- Bodenkarte von Baden-Württemberg 1:25.000, Bl. 7015, Rheinstetten, 1997.
- Bodenkarte von Baden-Württemberg 1:25.000, Bl. 7712, Ettenheim, 1995.
- Bodenkarte von Baden-Württemberg 1:25.000, Bl. 7912, Freiburg i. Br.-NW, 1999.
- Bodenübersichtskarte von Baden-Württemberg 1:200.000, Bl. CC 7110 Mannheim, 1995.
- Bodenübersichtskarte von Baden-Württemberg 1:200.000, Bl. CC 7910 Freiburg-Nord, 1994.

- Carte géologique de la France A1/1:50.000, Bl. XXXVIII-15 Brumath - Drusenheim, 1967-1970.
- Carte géologique de la France A1/1:50.000, Bl. XXXIX-13-14 Seltz – Wissembourg, 1976.
- Geographische Landesaufnahme 1:200.000, Naturräumliche Gliederung Bl. 160 Landau in der Pfalz, 1968.
- Geographische Landesaufnahme 1:200.000, Naturräumliche Gliederung Bl. 161 Karlsruhe, 1953.
- Geographische Landesaufnahme 1:200.000, Naturräumliche Gliederung Bl. 177 Offenburg, 1966.
- Geographische Landesaufnahme 1:200.000, Naturräumliche Gliederung Bl. 185 Freiburg im Breisgau, 1964.
- REKLIP (1995): Klimaatlas Oberrhein, Mitte-Süd. Zürich.
- TOP 25 Baden-Württemberg Nord, 2002.
- TOP 25 Baden-Württemberg Süd, 2002.
- Pfalzatlant (1976): ALTER, W. (Hrsg.), Kartenband 1, Speyer.
- Pfalzatlant (1994): ALTER, W. (Hrsg.), Kartenband 2, Speyer.
- Wasser- und Bodenatlas Baden-Württemberg, Landesanstalt für Umweltschutz (LfU), Karlsruhe, 2001.

Historische Karten

- Theatrum Belli Rhenani, Bl. 2, 1702-1713.
- Theatrum Belli Rhenani, Bl. 8, 1702-1713.
- Atlas von Naudin: Theatre de la Guerre an Allemagne, 1726.
- Schmitt'sche Karte von Südwestdeutschland, Bl. 17, 1797.
- Schmitt'sche Karte von Südwestdeutschland, Bl. 18, 1797.
- Schmitt'sche Karte von Südwestdeutschland, Bl. 32, 1797.
- Schmitt'sche Karte von Südwestdeutschland, Bl. 33, 1797.
- Schmitt'sche Karte von Südwestdeutschland, Bl. 43, 1797.
- Reduktion der Kartenaufnahme der Rheinlande durch Tranchot, Bl. Landau, 1840.
- Preußische Generalstabskarte 1:86.400, Bl. 67 Landau, 1816-1847.
- Topographischer Atlas über das Großherzogthum Baden, Sect. V3, Bl. 11 Speyer, 1838.
- Topographischer Atlas über das Großherzogthum Baden, Sect. V3, Bl. 15 Mörsch, 1838.

12 Anhang

Beilage 1: Pollen- und Sporendiagramme Jockgrim / Nördliche Oberrheinniederung – Profile „Bruchstücke“ (Jo I) und „Unterm Schnabel“ (Jo II).

Beilage 2: Pollen- und Sporendiagramme Wasenweiler Ried / Südliches Oberrheintiefeland – Profile „Schachen“ (WR I) und „Murr“ (WR II).

