

**Beiträge zur spät- und postglazialen Fluß- und Landschafts-
geschichte im nördlichen Oberrheingraben**

Dissertation
zur Erlangung des Doktorgrades
der Naturwissenschaften

vorgelegt beim Fachbereich 11 Geowissenschaften/Geographie
der Johann Wolfgang Goethe-Universität
in Frankfurt am Main

von
Rainer Dambeck
aus Wiesbaden

Frankfurt am Main, 2005
(DF1)

Vom Fachbereich Geowissenschaften/Geographie der
Johann Wolfgang Goethe-Universität als Dissertation angenommen.

Dekan: Prof. Dr. H. Thiemeyer

1. Gutachter: Prof. Dr. H. Thiemeyer (Frankfurt a. M.)
2. Gutachter: Prof. Dr. K.-J. Sabel (Wiesbaden)

Datum der Disputation: 24. Mai 2004

Meiner Mutter Emmi
(† 25.05.2002)
und meinem Vater Manfred
gewidmet

„Weil der Fluß um so schneller wird und den Damm und den Grund um so mehr zernagt und zerstört, je gerader er ist, deshalb ist es nötig, solche Flüsse entweder stark zu verbreitern oder sie durch viele Windungen zu schicken oder sie in viele Zweige zu teilen.“

Leonardo da Vinci (1452-1519; zitiert in Stiftung Hessischer Naturschutz 1997: 50).

„Wird der Rhein rektifiziert, so wird alles längs des Stromes anders werden. Der Mut und die Tatkraft der Rheinuferbewohner wird in dem Maße wachsen, in dem ihre Wohnungen, ihr Land und dessen Ertrag geschützt werden. Das Klima längs des Rheines wird durch Verminderung der Wasserfläche auf beinahe ein Drittel, durch das Verschwinden der Sümpfe und die dadurch gebildete Verringerung der Nebelbildung wärmer und angenehmer und die Luft reiner werden.“

Zitat des badischen Obersten und Oberbaudirektors Johann Gottfried Tulla (1770-1828) in seiner Schrift *„Rektifikation des Rheins“* aus dem Jahr 1825 (zitiert von KÖBLER 1937 in HERZBERG 1962: 45; verändert).

Vorwort

Herr Prof. Dr. H. Thiemeyer hat mich als Leiter des Forschungsprojektes *„Flußgeschichte des nördlichen Oberrheines. Klimatische und anthropogene Ursachen und Auswirkungen vom Spätglazial bis zur frühen Neuzeit“* zu dieser Studie angeregt. Für sein Engagement als Betreuer und Erstgutachter der Dissertation, seine langjährige Förderung sowie das in mich gesetzte Vertrauen bei der Gestaltung und Bearbeitung des Themas möchte ich ihm sehr herzlich danken.

Herr Prof. Dr. K.-J. Sabel (HLUG, Wiesbaden) förderte mich seit dem Hauptstudium und hat meinen beruflichen Werdegang stets mit Wohlwollen begleitet. Für die engagierte Betreuung dieser Arbeit, für die er das Zweitgutachten erstellt hat, und die er in vielen Diskussionen mit Hinweisen und durch kritische Anmerkungen bereicherte, gilt auch ihm mein herzlicher Dank.

Ermöglicht wurde diese Studie durch die finanzielle Förderung der Projekte Th552/2-1 bzw. Th552/3-2 im Rahmen des Schwerpunktprogramms *„Wandel der Geo-Biosphäre während der letzten 15000 Jahre. Kontinentale Sedimente als Ausdruck sich verändernder Umweltbedingungen“*. Dafür danke ich der Deutschen Forschungsgemeinschaft (DFG, Bonn).

Die Forschungsarbeiten wurden in den Jahren 1996-2000 durch das Hessische Landesamt für Bodenforschung (HLfB, Wiesbaden) bzw. ab dem Jahr 2000 durch das aus der Fusion mit der Hessischen Landesanstalt für Umwelt hervorgegangene Hessische Landesamt für Umwelt und Geologie (HLUG) unterstützt. Stellvertretend für die in vielerlei Hinsicht erfolgte Unterstützung sei Herrn Prof. Dr. A. Hoppe (jetzt TU Darmstadt), dem ehemaligen Amtsleiter des HLfB gedankt, der die umfassende Kooperation seinerzeit ermöglichte.

Besonderer Dank gebührt Herrn Dipl.-Ing. (FH) W. Rosenberger, der sein Fachwissen zu den Sediment- und Bodenverhältnissen im Untersuchungsgebiet in zahlreiche Diskussionen uneigennützig einbrachte und der mir, ebenso wie Herr Dipl.-Geogr. E. Weidner, dem ich dafür gleichfalls danke, detaillierte bodenkundliche Geländeaufzeichnungen zur Verfügung stellte. Danken möchte ich auch Herrn Dr. M. Hottenrott, für die gewährte Einsichtnahme in unveröffentlichte Pollendaten, Herrn J. Wedel, für malakozologische Analysen sowie den Herren K.-D. Geis, S. Schäfer und M. Wurzer vom *„Bohrtrupp“* des HLfB/HLUG, die im Gelände mit großem Engagement bei der Sache waren und trotz z.T. unwirtlicher Witterungsbedingungen etliche hundert Bohrmeter absolvierten.

Eine wertvolle Unterstützung der landschaftsgeschichtlichen Forschungen zu dieser Studie stellten die im DFG-Projekt *„Paläoökologische Untersuchungen zur Vegetations- und Land-*

schaftsgeschichte der Flußaue des nördlichen Oberrheines im Spätglazial und frühen Holozän“ an Auensedimenten aus verlandeten Paläorinnen des nördlichen Oberrheines und des Bergstraßen-Neckars durchgeführten Pollenanalysen dar. Dafür möchte ich dem Leiter des Projektes, Herrn Dr. A. J. Kalis (Labor für Archäobotanik, Seminar für Vor- und Frühgeschichte, JWGU), sowie den Mitarbeiterinnen der Arbeitsgruppe, Frau Dr. J. A. A. Bos (jetzt Universität Utrecht), Frau Dr. A. Schweizer, Frau Dr. A. Stobbe und Frau Dipl.-Geogr. K. Sojka, herzlich danken.

Herzlich danke ich auch meinem ehemaligen Kollegen, Herrn Dr. R. Urz (jetzt Universität zu Köln), für Makrorestanalysen an Altlaufsedimenten und Herrn Dr. K. van der Borg (R. J. Van de Graaff laboratorium, Faculteit Natuur- en Sterrenkunde, Universität Utrecht/NL) für die radiometrische Altersbestimmung (^{14}C -AMS) von Großresten

Für die Durchführung von IR-OSL-Datierungen danke ich Herrn Prof. Dr. G. A. Wagner (Forschungsstelle Archäometrie, MPI für Kernphysik, Heidelberg). Mein besonderer Dank gilt den MitarbeiterInnen der Arbeitsgruppe, namentlich Frau Dr. A. Kadereit sowie Frau Dr. B. Mauz und Herrn Prof. Dr. A. Lang (beide jetzt University of Liverpool), die verantwortlich für die Feldbeprobung zeichneten und mir die Ergebnisse der Lumineszenz-Datierungen näher erläuterten.

Großen Dank schulde ich Herrn Prof. Dr. W. Plass (Wiesbaden) für exakte Ortsangaben zu Lokalitäten mit LST-Vorkommen im Raum Groß-Gerau, Herrn Dr. R. Petschick (GPI, JWGU) für röntgendiffraktometrische Tonmineralanalysen, Herrn Dr. P. Kühn (jetzt JLU Gießen) für mikromorphologische Untersuchungen an Bodendünnschliffen, Frau Dr. Ch. Jöckel und Frau Dipl.-Geogr. S. Neeb (seinerzeit IPG, JWGU) für die Herstellung der Dünnschliffe, Frau Dipl.-Geogr. M. Guddat-Seipel (Nieder-Mörlen) und Frau Dipl.-Geogr. S. Schmitt (seinerzeit IPG, JWGU) für Schwermineralanalysen sowie Herrn Dipl.-Geogr. J. Hoffmann (Frankfurt/M.) für Hinweise zu Bohrlokalitäten und thematische Anregungen, die er in zahlreichen Diskussionen und während gemeinsamer Geländeaufenthalte vertiefte.

Frau D. Bergmann-Dörr (IPG, JWGU), Frau Dipl.-Geogr. D. Schneider und Frau Ch. Müller (IfG, FSU Jena), danke ich für die überaus sorgfältige und stets gewissenhafte Durchführung von Laboranalysen.

Als Hilfskräfte im Gelände und/oder Labor trugen A. Bernhard, S. Friederich, H. Gundlfinger, S. Huck, S. Jost, R. Keß, K. Pilz, A. Lambert, S. Schmitt, K. Sojka und M. Wolf durch eine engagierte und zuverlässige studentische Mitarbeit zum Gelingen dieser Arbeit bei. Dafür gilt ihnen mein anerkennender Dank.

Meinem lieben „*Kolleesch*“, Herrn Dipl.-Geogr. U. Radtke, danke ich sehr herzlich für die kritischen Anmerkungen und die überaus akribischen Korrekturen am Manuskript. Zu danken habe ich auch meinem früheren Kollegen, Herrn Dipl.-Geogr. U. Kannengießer, der häufig mit mir über die Landschaftsentwicklung im Hessischen Ried diskutierte und philosophierte, und dazu beitrug, daß wir bei der Arbeit am Schreibtisch viel Freude an der gemeinsamen Sache hatten.

Große Anerkennung und ein dickes Lob verdiente sich vor allem Herr Dr. D. Strauch (DLR, Berlin), dessen „*Adleraugen*“ bei der Durchsicht des Manuskriptes kaum etwas entging und der diese Arbeit stets mit Interesse und freundschaftlich-kritischen Anmerkungen begleitete. Ihm schulde ich uneingeschränkten Dank. Gleiches gilt auch für meine Frau, Dr. M. Igl, die umfassende Korrekturen am Manuskript übernahm und Herrn Dr. H.-P. Niller (Regensburg), der Teile meiner Arbeit aufmerksam und mit großer Sorgfalt durchgesehen hat.

In meinen Dank ausdrücklich einbeziehen möchte ich auch all jene, an dieser Stelle nicht namentlich erwähnten Kollegen, Freunde und Bekannte, die mir während der „*Dissphase*“ durch Zuspruch ihre Verbundenheit zum Ausdruck brachten. Dafür sei ihnen allen herzlich gedankt.

Nicht zuletzt gilt mein aufrichtiger Dank den vielen Versorgungsunternehmen, die mehr oder weniger unbürokratische Einsichtnahme in Kabelpläne gewährten, zahlreichen Stadt-, Gemeinde- und Verbandsgemeindeverwaltungen, Kiesgrubenbetreibern, Grundstückseigentümern und Pächtern sowie dem Hessischen Forstamt Groß-Gerau, die mir Genehmigungen erteilten und damit die Projektarbeiten sehr unterstützten.

Ohne Moni, Theresa und Julian wäre es mir in den letzten Jahren schwerer gefallen diese Arbeit zu schreiben. Danke für die Geduld, die ihr in dieser Zeit mir hattet und dafür, daß ihr mich immer wieder motiviert und bestärkt habt.

Inhaltsverzeichnis

	Seite
Abbildungsverzeichnis	x
Tabellenverzeichnis	xiii
Verzeichnis verwendeter Abkürzungen	xiv
1. Einleitung	1
2. Allgemeiner Forschungsstand	3
2.1 Bio-/chronostratigraphische Gliederung des Spätglazials und Holozäns	4
2.2 Steuerungsfaktoren der fluvialen Geomorphodynamik	8
2.2.1 Zusammenfassung	15
2.3 Entwicklung der fluvialen Geomorphodynamik in Mitteleuropa im jüngeren Quartär	16
2.3.1 Entwicklung der fluvialen Geomorphodynamik im Spätglazial	16
2.3.1.1 Zusammenfassung	19
2.3.2 Entwicklung der fluvialen Geomorphodynamik im Holozän	20
2.3.2.1 Zusammenfassung	25
3. Forschungsstand der spät- und postglazialen (Fluß-)Landschaftsentwicklung im nördlichen Oberrheingraben	26
3.1 Gliederung und Altersstellung der Niederterrasse	26
3.2 Aufbau und zeitliche Einstufung von Flug-/Dünensanden	30
3.3 Spätglaziale und holozäne Entwicklung des Bergstraßen-Neckars	35
3.4 Auenentwicklung und Gliederung der Mäandersysteme am nördlichen Oberrhein	37
3.5 Sedimente und Bodenbildungen	44
3.5.1 Decksediment	45
3.5.2 Obere Niederterrasse	46
3.5.2.1 Böden auf Flugsanden	46
3.5.2.2 Böden auf Hochflutsedimenten	48
3.5.3 „Höchste Auenterrasse“ und Ältere Mäandersysteme <i>sensu</i> FETZER et al. (1995)	49
3.5.3.1 Grauer (Auen-)Tschernosem	50
3.5.4 Mittlere Mäandersysteme <i>sensu</i> FETZER et al. (1995)	52
3.5.5 Jüngste Mäandersysteme <i>sensu</i> FETZER et al. (1995)	54
4. Thematischer Rahmen der Forschungsarbeiten am nördlichen Oberrhein	54
4.1 Hintergründe der landschaftsgeschichtlichen Forschungen	54
4.2 Problemstellung und Ziele	55

	Seite
4.2.1 Phasen der Flugsand-/Dünenbildung	56
4.2.2 Existenz der Hauptlage	57
4.2.3 Spät- und postglaziale Entwicklung des Bergstraßen-Neckars.....	57
4.2.4 Beginn der Mäanderbildung am nördlichen Oberrhein und Zeitstellung der äMS.....	58
4.2.5 Zeitliche Präzisierung der mMS und Charakterisierung der „Schwarzen Tone“.....	59
4.2.6 Entstehungsursachen und Altersstellung der jMS	59
5. Untersuchungsgebiet	60
5.1 Naturräumlicher Überblick	60
5.2 Klima	63
5.3 Hydrographie und Hydrologie.....	63
5.4 Geologie und Tektonik.....	67
6. Arbeitsmethoden	70
6.1 Vorbereitende Arbeiten.....	70
6.2 Geländeuntersuchungen	73
6.3 Labormethoden	75
6.4 Allgemeine Probleme und Schwierigkeiten	80
7. Untersuchungsergebnisse	81
7.1 Standorte in der Altaue des Bergstraßen-Neckars.....	81
7.1.1 Untersuchungsgebiet Berkach (TK25 6116 Oppenheim).....	81
7.1.1.1 Altlauf „Großes Bruch“	82
7.1.1.1.1 Profil „Großes Bruch-1“ (BRK-1).....	82
7.1.1.2 Flugsandgebiet „Heißfeld“.....	83
7.1.1.2.1 Profil „Heißfeld-1“ (HF-1)	87
7.1.1.2.2 Profil „Heißfeld-2“ (HF-2)	89
7.1.1.2.3 Profil „Heißfeld-3“ (HF98/-1)	93
7.1.1.2.4 Profil „Heißfeld-4“ (HF/98-11)	94
7.1.2 Untersuchungsgebiet Dornberg (TK25 6016 Groß-Gerau)	96
7.1.2.1 Profil „Fasanerie-1“ (FAS-1).....	97
7.1.2.2 Profil „Auf Esch-1“ (ECH-1).....	99
7.1.3 Untersuchungsgebiet Crumstadt (TK25 6117 Darmstadt-West)	101
7.1.3.1 Profil „Wasserbiblos-1“ (CW-1)	102
7.1.3.2 Profil „Wasserbiblos-2“ (CW-2)	105
7.2 „Höchste Auenterrasse“ des nördlichen Oberrheines <i>sensu</i> ROSENBERGER et al. (o.J.)	106

	Seite
7.2.1 Flugsandgebiet „Sandwoog“ bei Eich/Rhh.....	106
7.2.1.1 Profil „Sandhof-4“ (EIC-4)	109
7.2.1.2 Profil „Am alten Wormser Weg“ (EIC-5).....	113
7.3 Ältere Mäandergeneration (äMS <i>sensu</i> FETZER et al. 1995).....	114
7.3.1 Untersuchungsstandorte im Bereich der GK25 6316 Worms und östlich angrenzender Gebiete	115
7.3.1.1 Profil „Wattenheim-4“ (WAT-4).....	115
7.3.1.2 Profil „Bobstadt-3“ (BOB-3)	118
7.3.1.3 Profil „Riedsee-1“ (BRS-1)	121
7.3.1.4 Catena „Riedsee“	124
7.3.1.5 Profil „Farrenwiesengraben“ (ERAF-1)	127
7.3.1.6 Profil „Kieswerk Schäfer“ (LAMP-1/SJ).....	130
7.3.1.7 Profil „Erlache“ (LAMP-1).....	131
7.3.2 Rechtsrheinische Untersuchungsstandorte im Bereich der GK25 6216 Gernsheim	134
7.3.2.1 Profil „Nachtgarten“ (GRH-1)	134
7.3.2.2 Profil „Neuwiese“ (GRN-1)	137
7.3.2.3 Profil „Niederbruch“ (GRD-1)	140
7.3.2.4 Profil „Nachtweide“ (KR-1)	142
7.3.3 Linksrheinische Untersuchungsstandorte im Bereich der GK25 6216 Gernsheim	143
7.3.3.1 Profil „Seegraben“ (RDH-1).....	145
7.3.3.2 Profil „Dörrlache“ (EID-1)	147
7.4 Mittlere Mäandergeneration (mMS <i>sensu</i> FETZER et al. 1995).....	148
7.4.1 Profil „Hessenaue“ (HESS-1)	149
7.4.2 Profil „Geinsheim-1“ (GEIN-1).....	152
7.4.3 Profil „Fuchsloch“ (GEIN-3).....	154
8. Ergebnisdiskussion und Interpretation	158
8.1 Gliederung und Altersstellung der Niederterrasse.....	158
8.2 Gliederung und chronostratigraphische Einstufung von Flugsandphasen	163
8.2.1 Pleniglazial – Ältere Dryas	164
8.2.2 Jüngere Dryas (– frühes Präboreal).....	165
8.2.3 Holozän	169
8.3 Existenz der Hauptlage	170
8.4 Spätglaziale und holozäne Entwicklung des Bergstraßen-Neckars	174
8.5 Spät- und postglaziale Entwicklung des nördlichen Oberrheines.....	182

	Seite
8.5.1 Beginn der Mäanderbildung	182
8.5.2 Chronostratigraphische Einstufung der Älteren Mäandergeneration	185
8.5.2.1 Genese und Alterstellung der Grauen Tschernoseme	191
8.5.2.2 Vergesellschaftung Grauer Tschernosem/Parabraunerde	194
8.5.3 Chronostratigraphische Einstufung der Mittleren Mäandergeneration	195
8.5.4 Chronostratigraphische Einstufung der Jüngsten Mäandergeneration	203
9. Zusammenfassung	205
10. Schlußbetrachtung	211
11. Schriftenverzeichnis	213
12. Verzeichnis der verwendeten Karten	246
Anhang	

Abbildungsverzeichnis

	Seite
Abb. 1: Zeitscheibenschema des SPP WGB 15 (Spätglazial nach BRAUER et al. 1999b und LITT & STEBICH 1999; Holozän nach STOBBE 1996; verändert).	5
Abb. 2: Modell der komplexen Wechselbeziehungen von Einflußgrößen der fluvi- alen Geomorphodynamik (KNIGHTON 1998: 2; verändert nach BARSCH & MÄUSBACHER 1993 und STARKEL 1990).	9
Abb. 3: Fluviale Aktivität und Entwicklung der fluvialen Geomorphodynamik in Mitteleuropa im Spätglazial und frühen Holozän (VANDENBERGHE 1995a; verändert).	17
Abb. 4: Schematischer Querschnitt durch die Niederterrasse des nördlichen Ober- rheines im Raum Nierstein/Oppenheim – Geinsheim – Leeheim (SCHEER 1978; verändert).	27
Abb. 5: Stratigraphische Gliederung und Altersstellung der Niederterrasse am nörd- lichen Oberrhein und in benachbarten Gebieten.	29
Abb. 6: Vergleich verschiedener Gliederungen zur stratigraphischen Einstufung von Flugsanden im nördlichen Oberrheingraben und benachbarten Gebieten.	32
Abb. 7: Übersicht der relativstratigraphischen Auengliederung für die GK 25 6316 Worms (SCHARPFF 1977; verändert).	39
Abb. 8: Gliederung der Mäandersysteme des nördlichen Oberrheines (FETZER et al. 1995, HLFB 1990, ROSENBERGER et al. 1996, o.J., SCHARPFF 1977).	43
Abb. 9: Lage des Untersuchungsgebietes mit Profilstandorten (FETZER et al. 1995; HLFB 1990; verändert).	61
Abb. 10: Klimadaten ausgewählter Niederschlags- und Klimastationen des Deutschen Wetterdienstes (DWD) im Untersuchungsgebiet.	64
Abb. 11: Schematische Darstellung der Gefälleverhältnisse am nördlichen Oberrhein im Vergleich zur Flußstrecke Basel-Bingen (SCHÄFER 1975: 73; verändert).	65
Abb. 12: (Hydro-)geologisch-tektonisches Querprofil durch den nördlichen Oberrhein- graben (nach KÄRCHER 1987, Ministerium für Umwelt und Verkehr Baden- Württemberg et al. 1999, ROSENDAHL 2001 und SCHARPFF 1977; verändert).	68
Abb. 13: Arbeitsschritte und Labormethoden zur Untersuchung von Referenzprofilen (links: Bohrkernprofile; rechts: Aufschlußprofile).	74
Abb. 14: Lage von Profilstandorten und Catenen im Untersuchungsgebiet Berkach.	81
Abb. 15: Lithostratigraphischer Aufbau von Profil BRK-1 – Niedermoor über sandiger Rinnenfazies im verlandeten Altneckarlauf bei Berkach.	82
Abb. 16: Schematisches Dünenquerprofil durch das Flugsandgebiet „Heißfeld“ (SCHMITT 1999; verändert).	84
Abb. 17: Lithostratigraphischer Aufbau von Profil HF-1 – Reliktisch vergleyte kolluvial überdeckte erodierte Bänderparabraunerde aus Flugsand über Hochflutsedi- menten mit Rheinweiß über Auensanden.	88
Abb. 18: Lithostratigraphischer Aufbau von Profil HF-2 – Kolluvial überdeckte Bänder- parabraunerde aus Flugsand.	90

	Seite
Abb. 19: Lithostratigraphischer Aufbau von Profil HF/98-1 – Reliktisch vergleyter Auenpelosol aus Hochfluttonen mit Rheinweiß über Auensanden.	93
Abb. 20: Lithostratigraphischer Aufbau von Profil HF/98-11 – Verbraunte Reliktgley-Parabraunerde aus Flugsand über Hochflutsedimenten mit Rheinweiß.	95
Abb. 21: Lage der Profilstandorte bei Dornberg (TK25 6016 Groß-Gerau).	97
Abb. 22: Lithostratigraphischer Aufbau von Profil FAS-1 – Reliktisch vergleyte Auenpararendzina aus Hochflutsedimenten mit Rheinweiß über Auensanden.	98
Abb. 23: Lithostratigraphischer Aufbau von Profil ECH-1 – Kolluvial überdeckte Niedermoortorfe über sandiger Rinnenfazies (SOJKA 2002; verändert).	100
Abb. 24: Lage der Profilstandorte bei Crumstadt (TK25 6117 Darmstadt-West).	101
Abb. 25: Lithostratigraphischer Aufbau von Profil CW-1 – Niedermoor über Mudden über kiesig-sandiger Rinnenfazies.	103
Abb. 26: Lithostratigraphischer Aufbau von Profil CW-2 – Kolluvial überdeckte erodierte Parabraunerde aus Flugsand über Terrassensanden mit Rheinweiß.	106
Abb. 27: Lage ausgewählter Untersuchungsstandorte im Flugsandgebiet „Sandwoog“ bei Eich/Rhh. (TK25 6216 Gernsheim).	107
Abb. 28: Schematisches Querprofil der Sediment- und Bodenverhältnisse im Flugsandgebiet „Sandwoog“ (KEß et al. 1999; verändert).	108
Abb. 29: Lithostratigraphischer Aufbau von Profil EIC-4 – Kolluvial überdeckte erodierte Bänderparabraunerde aus Flugsand über Hochflutsedimenten mit Rheinweiß und Laacher See-Tephra über Terrassensanden.	110
Abb. 30: Lithostratigraphischer Aufbau von Profil EIC-5 – Kolluvisol über reliktsch vergleytem Kalktschernosem aus Hochflutsedimenten mit Rheinweiß über Terrassensanden.	114
Abb. 31: Lage ausgewählter Profilstandorte im Gebiet der GK25 6316 Worms und östlich angrenzender Gebiete.	115
Abb. 32: Lithostratigraphischer Aufbau von Profil WAT-4 – Reliktisch vergleyter Kalktschernosem aus Hochflutsedimenten mit Rheinweiß über Auenterrassensanden und -kiesen.	116
Abb. 33: Lithostratigraphischer Aufbau von Profil BOB-3 – Reliktisch vergleyte Auenpararendzina aus Hochflutsedimenten mit Rheinweiß.	119
Abb. 34: Lithostratigraphischer Aufbau von Profil BRS-1 – Auenpararendzina aus jüngeren Hochflutsedimenten über reliktsch vergleytem Kalktschernosem aus älteren Hochflutsedimenten mit Rheinweiß über Auenterrassensanden und -kiesen.	122
Abb. 35: Schematische Darstellung der räumlichen Bodenabfolge in der Kiesgrube „Riedsee“ bei Biblis.	125
Abb. 36: Lithostratigraphischer Aufbau von Profil ERAF-1 – Niedermoor über Torfmudde über sandiger bis schluffig-toniger Altlauffazies über sandig-kiesiger Rinnenfazies.	129
Abb. 37: Lithostratigraphischer Aufbau von Profil LAMP-1/SJ – Erodierter reliktsch vergleyter Kalktschernosem aus Hochflutsedimenten mit Rheinweiß über Auenterrassensanden und -kiesen.	130

	Seite
Abb. 38: Lithostratigraphischer Aufbau von Profil LAMP-1 – Niedermoor über Schluff- mudde über sandiger bis schluffig-lehmiger Altlauffazies über sandiger bis kiesiger Rinnenfazies.	132
Abb. 39: Lage der rechtsrheinischen Untersuchungsstandorte im Gebiet der GK 25 6216 Gernsheim.	134
Abb. 40: Lithostratigraphischer Aufbau von Profil GRH-1 – Erodierter reliktsch ver- gleyter Kalktschernosem aus Hochflutsedimenten mit Rheinweiß über schwach kiesigen Auenterrassensanden.	135
Abb. 41: Lithostratigraphischer Aufbau von Profil GRN-1 – Niedermoortorf über Mud- den über sandig- bis tonig-schluffiger Altlauffazies über sandig-kiesiger Rinnenfazies.	138
Abb. 42: Lithostratigraphischer Aufbau von Profil GRD-1 – Niedermoortorf über Torf- mudde über tonig-schluffiger bis schluffig-toniger Altlauffazies über sandi- ger Rinnenfazies.	140
Abb. 43: Lithostratigraphischer Aufbau von Profil KR-1 – Niedermoortorf über Torf- mudde über tonig-schluffiger bis schluffig-lehmiger Rinnenfazies über sandiger Rinnenfazies.	142
Abb. 44: Lage der linksrheinischen Untersuchungsstandorte der GK 25 6216 Gerns- heim.	144
Abb. 45: Lithostratigraphischer Aufbau von Profil RDH-1 – Jüngere Auensedimente über tonig-schluffiger bis schluffig-toniger Altlauffazies über sandiger Rinnenfazies.	146
Abb. 46: Lithostratigraphischer Aufbau von Profil EID-1 – Tonig-schluffige bis schluffig-tonige Altlauffazies über sandiger Rinnenfazies.	147
Abb. 47: Lage der Untersuchungsstandorte im Bereich der Mittleren Mäander- generation.	149
Abb. 48: Lithostratigraphischer Aufbau von Profil HESS-1 – Auengley-Auenpelosol aus „Schwarzen Tönen“ über reliktsch vergleytem Kalktschernosem aus schluffig-lehmigen bis tonig-schluffigen Hochflutsedimenten mit Rheinweiß über Auenterrassensanden.	150
Abb. 49: Lithostratigraphischer Aufbau von Profil GEIN-1 – Auengley-Auenpelosol aus „Schwarzen Tönen“ über reliktsch vergleytem Kalktschernosem aus schluffig-sandigen bis tonig-lehmigen Hochflutsedimenten mit Rheinweiß über Auenterrassensanden.	153
Abb. 50: Lithostratigraphischer Aufbau von Profil GEIN-3 – Auengley-Auenpelosol aus „Schwarzen Tönen“ über reliktsch vergleytem Kalktschernosem aus schluffig-sandigen bis tonig-lehmigen Hochflutsedimenten mit Rheinweiß über Auenterrassensanden.	155
Abb. 51: Flugsandphasen im Untersuchungsgebiet.	169
Abb. 52: Synoptische Übersicht der spätglazial-holozänen Entwicklung des Berg- straßen-Neckars.	181
Abb. 53: Schematische Übersicht zur chronostratigraphischen Einstufung von Paläo- mäandern der äMG nach Ergebnissen der vorliegenden Studie.	189
Abb. 54: Landschaftsgliederung des Untersuchungsgebietes nach Ergebnissen der vorliegenden Studie.	207

Tabellenverzeichnis

	Seite
Tab. 1: Übersichtstabelle wichtiger Zeitmarken im Übergangszeitraum vom Spätglazial zum Holozän (ANDRES 1998; verändert).	7
Tab. 2: Übersicht der Auengliederung für die GK25 6216 Gernsheim (ROSENBERGER et al. o.J.; verändert).	40
Tab. 3: Abfluß- und Hochwasserdaten des Oberrheines für ausgewählte Pegelstationen (Landesamt für Umweltschutz Baden-Württemberg 1995; verändert).	66
Tab. 4: Lithostratigraphischer Aufbau von Profil BRK-2 – Auengley-Pelosol aus Auentonen über Auensanden mit Rheinweiß.	85
Tab. 5: Lithostratigraphischer Aufbau von Profil BRK-4 – Reliktgley-Parabraunerde aus Hochflutsedimenten über Auensanden mit Rheinweiß.	86
Tab. 6: Lithostratigraphischer Aufbau von Profil BRK-3 – Reliktgley-Braunerde aus (?)Hauptlage/Kolluvium über fossiler Auenpararendzina aus Hochflutsedimenten mit Rheinweiß über Auensanden.	87
Tab. 7: Ergebnisse der Schwermineralanalysen an Profil HF-1 (SCHMITT 1999; verändert).	89
Tab. 8: Ergebnisse der Schwermineralanalysen an Profil HF-2 (SCHMITT 1999; verändert).	91
Tab. 9: Ergebnisse der Schwermineralanalysen an Profil HF-2a.	92
Tab. 10: Ergebnisse der Schwermineralanalysen an Profil HF/98-1 (SCHMITT 1999; verändert).	94
Tab. 11: Ergebnisse der Schwermineralanalysen an Profil HF/98-11 (SCHMITT 1999; verändert).	96
Tab. 12: Ergebnisse der Schwermineralanalysen an Profil FAS-1.	99
Tab. 13: Ergebnisse der Schwermineralanalysen an LST in Profil EIC-4.	111
Tab. 14: Artenzusammensetzung der Molluskenfauna aus Profil EIC-4.	112
Tab. 15: Ergebnisse der Schwermineralanalysen an Profil WAT-4.	118
Tab. 16: Artenzusammensetzung der Molluskenfauna aus Profil BOB-3.	120
Tab. 17: Vergleich der Korngrößenzusammensetzung in ausgewählten Horizonten aus Profil BRS-2/AI (Kalktschernosem) und Profil BRS-3/AI (Auenparabraunerde).	127
Tab. 18: Ergebnisse semiquantitativer Schwermineralanalysen an Profil GRH-1.	136
Tab. 19: Ergebnisse von röntgendiffraktometrischen Tonmineralanalysen an ausgewählten Horizonten von Profil HESS-1.	151
Tab. 20: Ergebnisse von röntgendiffraktometrischen Tonmineralanalysen an ausgewählten Horizonten von Profil GEIN-3.	157
Tab. 21: Stratigraphische Zuordnung von Terrassenteilflächen zur Oberen bzw. Unteren Niederterrasse.	161

Verzeichnis verwendeter Abkürzungen

a	Jahre	JMS	Jüngste Mäandersysteme
äMG	Ältere Mäandergeneration	JWGU	Johann Wolfgang Goethe-Universität, Frankfurt/M.
äMS	Ältere Mäandersysteme	ka	10 ³ Jahre
Abb.	Abbildung	k.A.	keine Angabe
AD	¹⁴ C-Jahre nach Christus	Kap.	Kapitel
AF	Alttauffazies	KE	Kartenlegendeneinheit
AL	Allerød	konv.	konventionelles
AMS	Accelerator Mass Spectrometry	LGM	Late Glacial Maximum
AT	Atlantikum	LH	Hauptlage
BC	¹⁴ C-Jahre vor Christus	LSE	Laacher See-Ereignis/Event
BFS	Black Floodplain Soil	LST	Laacher See-Tephra
BE	Bodeneinheit	MD	Ältere Dryas (Dryas II)
BP	konventionelle ¹⁴ C-Jahre vor heute	m.E.	meines Erachtens
BØ	Bølling	MEI	Meiendorf
BO	Boreal	mMG	Mittlere Mäandergeneration
bzw.	beziehungsweise	mMS	Mittlere Mäandersysteme
C	chemisches Symbol für Kohlenstoff	MPI	Max-Planck-Institut
ca.	circa	MS	Mäandersystem
cal. BP	kalibrierte ¹⁴ C-Jahre vor heute (1950)	m	Meter
Chr.	Christus	ü. NN	über Normal Null
d.h.	das heißt	n.b.	nicht bestimmt
DFG	Deutsche Forschungsgemeinschaft	N	Nord(-en), nördlich
EMAU	Ernst-Moritz-Arndt-Universität, Greifswald	NT	Niederterrasse
E	Ost(-en), östlich	o.A.	ohne Angabe
et al.	(lat. et altera) und andere	o.g.	oben genannt
EZG	Einzugsgebiet	o.Bez.	ohne Bezifferung
f.	folgende	OC	Organic Carbon
ff.	ferner folgende	o.J.	ohne Jahresangabe
FU	Freie Universität	OD	Älteste Dryas (Dryas I)
FSU	Friedrich-Schiller-Universität Jena	oNT	Obere Niederterrasse
Glv	Glühverlust	org. S	Organische Substanz
GOF	Geländeoberfläche	PB	Präboreal
GPI	Geologisch-Paläontologisches Institut, Frankfurt/M.	R	Rechtswert (Gauß-Krüger)
H	Hochwert (Gauß-Krüger)	RF	Rinnenfazies
HLfB	Hessisches Landesamt für Boden- forschung, Wiesbaden	S	Süd(-en), südlich
HLUG	Hessisches Landesamt für Umwelt und Geologie, Wiesbaden	SA	Subatlantikum
ib.	ebenda	SAB	Schwarzer Auenboden
i.d.R.	in der Regel	SB	Subboreal
i.S.v.	im Sinne von	SPP	Schwerpunktprogramm
IfG	Institut für Geographie	s.u.	siehe unten
IGBP	International Geo-Biosphere Program	u.a.	unter anderem
IM	Institut für Mineralogie	UF	Umlaufflächenfazies
IPG	Institut für Physische Geographie	uNT	Untere Niederterrasse
IR-OSL	Infrarot-Optisch Stimulierte Lumines- zenz	vgl.	vergleiche
Jhdt.	Jahrhundert	W	West(-en), westlich
JLU	Justus Liebig-Universität, Gießen	WGB 15	Wandel der Geo-Biosphäre während der letzten 15 000 Jahre
JMG	Jüngste Mäandergeneration	YD	Jüngere Dryas (Dryas III)
		Z	Zeitscheibe
		z.B.	zum Beispiel
		z.T.	zum Teil

1. Einleitung

Die vorliegende Dissertationsschrift dokumentiert die Forschungsergebnisse des Projektes „*Flußgeschichte des nördlichen Oberrheines. Klimatische und anthropogene Ursachen und Auswirkungen vom Spätglazial bis zur frühen Neuzeit*“ (Th552/2-1 bzw. 3-2) und leistet einen Beitrag zum Schwerpunktprogramm (SPP) „*Wandel der Geo-Biosphäre während der letzten 15 000 Jahre. Kontinentale Sedimente als Ausdruck sich verändernder Umweltbedingungen*“ (WGB 15) der Deutschen Forschungsgemeinschaft (DFG). Im Vordergrund des SPP WGB 15 stand die Erforschung terrestrischer Ökosysteme und deren Entwicklung im Spätglazial und Holozän (ANDRES 1994, 1998; ANDRES & LITT 1999; KALIS et al. 2003; LITT 2003; LITT et al. 2003; ZOLITSCHKA et al. 2003). Das Ziel dieser Studie gilt der Rekonstruktion der spät- und postglazialen Fluß- und Landschaftsgeschichte in der nördlichen Oberrheinebene. Daher wurden auch Teilbereiche der Altaue des verlandeten Bergstraßen-Neckars im Hessischen Ried in die Arbeiten integriert (MANGOLD 1892; SCHENK 1914; Kap. 7.1).

Der Zeitraum der vergangenen 15 000 a ist von z.T. einschneidenden Veränderungen der paläoökologischen Umweltverhältnisse gekennzeichnet (LITT 2003). Während des Hoch- und Spätglazials war die Flußentwicklung vom Klima geprägt (VANDENBERGHE & MADDY 2001). Im Holozän führten anthropogene Eingriffe (z.B. Rodungen) zu Störungen der natürlichen Umweltbedingungen. Als eine der Folgeerscheinungen von „*human impact*“ kam es vielerorts zu Beeinflussungen der fluvialen Geomorphodynamik (z.B. verursacht durch verstärkten Oberflächenabfluß, Zunahme der Abflußmenge und/oder gesteigerte Sedimentzufuhr) bis hin zur nachhaltigen Veränderung von Flußlandschaften (MÄCKEL & ZOLLINGER 1995; MÄCKEL et al. 1997; LITT et al. 2003; SCHIRMER 1995).

Fluviale Systeme reagieren sensitiv auf klimatische Einflüsse und/oder „*human impact*“ bzw. Wandlungen der Paläoumweltverhältnisse (BUCH 1988a; HOUBEN 2002; HOUBEN et al. 2001; IGL 2000; IGL et al. 2000; MACKLIN 1999; MACKLIN & LEWIN 1993; MOORES et al. 1999, NOLTE 2000; PASTRE et al. 2001; SCHELLMANN 1990; SCHIRMER 1983a; STARKEL 1991d; VANDENBERGHE 1995a). Folglich sind Zeiten mit hoher morphodynamischer Instabilität (z.B. fluviale Aktivitätsphasen) von Interesse für die Rekonstruktion der Landschaftsgeschichte. Phasen, in denen signifikante Umweltveränderungen erfolgten, wurden im SPP WGB 15 als Zeitscheiben (Z) definiert (ANDRES & LITT 1999; LITT 2003):

Z1: Der Übergang vom Würm zum Postglazial (ca. 15 000-11 000 cal. BP), d.h. der von menschlicher Einflußnahme noch weitgehend unberührte Zeitraum vor, während und nach Ablagerung der spätallerødzeitlichen Laacher See-Tephra (LST).

Z2: Das postglaziale Wärmeoptimum (ca. 9 000-5 500 cal. BP), in dem die spürbaren anthropogenen Eingriffe in die Naturlandschaft beginnen.

Z3: Der Beginn intensiver Nutzung natürlicher Ressourcen im jüngeren Holozän in der Zeit zwischen 2 000 BC-500 AD (Bronzezeit bis Völkerwanderungszeit).

Diese Arbeit fokussiert die Entwicklung der Fluß- und Landschaftsgeschichte am nördlichen Oberrhein vom Spätglazial bis zum jüngeren Holozän und partizipiert vor allem an den zwei älteren (Z1, Z2) der im SPP WGB 15 vorgegebenen drei Zeitscheiben (Abb. 1).

Hinsichtlich der instabilen (Paläo-)Umweltbedingungen im Untersuchungszeitraum erfordert die Erforschung der spät- und postglazialen Flußgeschichte eine differenzierte Betrachtung der komplexen Wechselbeziehungen potentieller Einflußgrößen der Flußentwicklung (z.B. Klima, Mensch, Vegetation) und deren zeitlicher Dynamik (BROWN & QUINE 1999). Um den Anteil der unterschiedlichen Faktoren bzw. das Ausmaß von *“human impact”* bewerten zu können, ist eine Unterscheidung natürlicher Abläufe von anthropogenen Beeinflussungen notwendig. Entsprechende Erkenntnisse sind durch die interdisziplinäre Zusammenarbeit mit benachbarten Fachrichtungen (z.B. Archäologie mit Archäobotanik und Archäometrie) und den Einsatz eines breitgefächerten Methodenspektrums zu erwarten (ANDRES 1998; ANDRES & LITT 1999; Kap. 4.2). An den Arbeiten zu dieser Studie waren daher verschiedene Labors bzw. Arbeitsgruppen beteiligt. In diesem Kontext ist insbesondere die Kooperation mit dem ebenfalls im SPP WGB 15 angesiedelten Teilprojekt *„Paläoökologische Untersuchungen zur Vegetations- und Landschaftsgeschichte der Flußbaue des nördlichen Oberrheines im Spätglazial und frühen Holozän“* (Arbeitsgruppe Dr. A. J. Kalis, JWGU) zu nennen.

Fluviale Landschaftsformen und Sedimente können direkte oder indirekte Hinweise zu (Paläo-)Umweltverhältnissen liefern und sind somit geeignete Geoarchive zur Erforschung der Landschaftsentwicklung (BROWN 1996, 1997; BROWN & KEOUGH 1992a, 1992b; BROWN & QUINE 1999b; MADDY et al. 2001; ROWAN et al. 1999; STARKEL 1991d; VANDENBERGHE & MADDY 2000). Gleichzeitig setzt der Anspruch einer zeitlich hochauflösenden Rekonstruktion der Umweltgeschichte (z.B. chronostratigraphische Korrelation fluvialer Entwicklungsphasen) die akkurate Datierung dieser Archive voraus. Im Rahmen der vorliegenden Studie wurden verschiedenartige Sedimente (z.B. Hochflutsedimente, Flugsande) untersucht und datiert, um die möglichst präzise zeitliche Einordnung zu gewährleisten. Verschiedene Verfahren der absoluten Altersbestimmung (¹⁴C-AMS, IR-OSL) kamen zur Anwendung (Kap. 7).

Das im Zuge der Projektarbeiten gewonnene Datenmaterial wurde in das Datenbanksystem PANGAEA (<http://www.pangaea.de>) überführt. Dieses Informationssystem hält einen umfangreichen Basisdatensatz mit Paläodaten der letzten 15 000a bereit und soll gebietsübergreifende Vergleiche zum *“global change”* gewährleisten (WUNDERLICH 1999).

2. Allgemeiner Forschungsstand

Morphologisch ist die nördliche Oberrheinniederung durch zahlreiche freie Paläomäander untergliedert. FETZER et al. (1995) ordnen die verschiedenen Auenniveaus, ausgehend von jeweils charakteristischen Merkmalen (z.B. Morphologie, Sedimentaufbau, Pedogenese), drei Mäandersystemen (MS) zu. Nach dem derzeitigen Kenntnisstand wird deren Entstehung einem mehrfachen deutlichen Wandel der fluvialen Geomorphodynamik zugeschrieben, der den nördlichen Oberrhein im Zeitraum der letzten 15 000 a erfasst haben soll (FETZER et al. 1995; ROSENBERGER et al. o.J.; SCHARPFF 1977; Kap. 3.4). Die Ursachen und Hintergründe – angenommen werden sowohl klimatische als auch anthropogene Beeinflussungen (FETZER et al. ib.) – sowie die zeitlichen Abläufe dieser Entwicklung sind bislang jedoch noch kaum erforscht.

Allgemeine Erkenntnisse zur spätpleistozänen und/oder holozänen Flußentwicklung sind dem umfangreichen Schrifttum zu entnehmen (BUCH 1988a; HERGET 1997; HILGART 1995; LIPPS 1985, 1988; MEINKE 1992, 1995; PRETZSCH 1994; ROTHER 1989; SCHELLMANN 1990; SCHIRMER 1980, 1983a, 1995; STRIEDTER 1988; THOMAS 1993a).

Im SPP WGB 15 war diese Thematik u.a. Gegenstand von Untersuchungen im südlichen Oberrheintiefland (MÄCKEL 1997, 1998a, 1998b; MÄCKEL & FRIEDMANN 1999; MÄCKEL et al. 1997), an der Wetter (ANDRES et al. 2001; HOUBEN 1997, 2002; HOUBEN et al. 2001; NOLTE 2000), der Lahn (BOS & URZ 2003; URZ 1995, 2000, 2003; URZ et al. 2002), der Werra (IGL 2000; IGL et al. 2000; MÄUSBACHER et al. 2000) und der Schwülme (BUBENZER 1999, 2000).

Auch aus Nachbarländern (z.B. Frankreich, Großbritannien, Niederlande, Polen) liegen dazu zahlreiche flußmorphologische Studien vor (BERENDSEN 1993; BERENDSEN et al. 1995; BOHNCKE & VANDENBERGHE 1991; BOHNCKE et al. 1993; HUISINK 1997, 1998, 1999, 2000; MACKLIN 1999; MACKLIN & LEWIN 1993; MOL 1997a, 1997b; PASTRE et al. 2001; ROSE 1995; ROSE et al. 1980; STARKEL 1983b, 1985, 1995d; TÖRNQVIST 1993a; VANDENBERGHE 1995a, 1995b; VANDENBERGHE et al. 1994).

Trotz der vorliegenden Arbeiten bleiben viele Aspekte der Entwicklung fluvialer Systeme ungeklärt. Häufig erschweren die Vielfalt potentieller Steuerungsfaktoren bzw. Überlagerung von Einflußgrößen die Ursachenforschung. Das gilt insbesondere im Hinblick auf die Gründe von flußdynamischen Veränderungen sowie hinsichtlich der Identifizierung und der Trennung natürlicher und anthropogener Effekte (KNOX 1995). Zunächst werden daher in Kapitel 2.2 potentielle Steuerungsgrößen der fluvialen Geomorphodynamik erörtert. Daran schließt sich ein Überblick über Grundzüge der Flußentwicklung im Spätglazial (Kap. 2.3.1) und Holozän (Kap. 2.3.2) an. Berücksichtigung finden Beispiele aus verschiedenen mitteleuropäischen Regionen (u.a. Deutschland, Niederlande, Polen).

Dieser Übersicht zur fluvialen Geomorphodynamik ist ein Abriß der stratigraphischen Gliederung des Spätglazials und Holozäns vorangestellt (Kap. 2.1), um die Gründe für die

Verwendung der im SPP WGB 15 vorgegebenen Bio-/Chronostratigraphie in dieser Studie zu erläutern (vgl. NOLTE 2000). Zudem wird die Bedeutung der LST als isochroner Leithorizont für die Chronostratigraphie des Spätglazials herausgestellt (BOGAARD & SCHMINCKE 1985; LITT et al. 2003; SCHMINCKE et al. 1999).

2.1 Bio-/Chronostratigraphische Gliederung des Spätglazials und Holozäns

Für das nördliche Oberrheingebiet existiert keine „moderne“, d.h. auf absolute Datierungen (z.B. ^{14}C) gestützte Bio-/Chronostratigraphie für die letzten 15 000 a. Aus anderen Regionen (z.B. Eifel, Wetterau) liegen dagegen Arbeiten zur stratigraphischen Gliederung des Spät- und Postglazials vor (BOS 1998, 2001; BRAUER et al. 1999a, 1999b; LITT & STEBICH 1999; U. SCHIRMER 1998, 1999; STOBBE 1996). Darunter sind die Systematiken von FIRBAS (1949) und MANGERUD et al. (1974) bis heute weithin anerkannt.

FIRBAS (ib.) begründet die Grenzziehung von Pollenzonen biostratigraphisch. MANGERUD et al. (ib.) stützen die Abgrenzung von Chronozonen auf konventionelle Radiokarbonalter. Zwar finden diese Einteilungen noch bis in jüngere Zeit Verwendung (z.B. RITTWEGER 1997, NILLER 1998), allerdings sind diese Schemata aus Gründen der fehlenden unabhängigen Zeitkontrolle (z.B. ^{14}C in Kombination mit Dendro-/Warvenchronologie) nicht dazu geeignet, die Dauer der jeweiligen (Pollen-, Bio-, Chrono-)Zonen präzise zu definieren. Zur exakten chronostratigraphischen Einstufung ist es nämlich erforderlich, die ^{14}C -Skala mittels absoluter Datierungsmethoden zu kalibrieren (BOS 1998: 30).

Heute basiert die Abgrenzung von Bio-/Chronozonen nicht mehr auf gemessenen ^{14}C -Altern, sondern auf warven- oder dendrochronologisch kalibrierten ^{14}C -Jahren (BRAUER et al. 1999b, 2000; FRIEDRICH et al. 1999; LITT & STEBICH 1999; MERKT & MÜLLER 1999). Dadurch sind die u.a. im Spätglazial und frühen Holozän auftretenden „ ^{14}C -Plateaus“ auszugleichen (AMMANN & LOTTER 1989; KROMER et al. 1998; LOTTER et al. 1992a, 1992b). Im Unterschied zum Holozän liegt zur „Eichung“ von ^{14}C -Daten aus spätglazialen Sedimenten bislang noch kein kompletter Jahrringkalender vor (BRAUER et al. 2000; FRIEDRICH et al. 1999). Eine nur auf Radiokarbonaten gestützte Zeittabelle ist zum Aufbau einer soliden Chronostratigraphie für das Spätglazial jedoch wenig geeignet (LITT & STEBICH 1999). In diesem Kontext stellen vollständig annuell geschichtete („*gewarvte*“) Seesedimente eine unabhängige terrestrische Kalenderskala zur zeitlichen Gliederung des Spätglazials dar (GOSLAR et al. 1995; LITT & STEBICH 1999; LITT et al. 1998; NEGENDANK et al. 1990; STOCKHAUSEN & ZOLITSCHKA 1999; ZOLITSCHKA 1996, 1998; ZOLITSCHKA & NEGENDANK 1998).

Die an gewarvten Sedimentsequenzen aus Eifel-Maaren entwickelte Bio-/Chronostratigraphie für das Spätglazial (BRAUER et al. 1999b; LITT & STEBICH 1999; LITT et al. 2003) zeigt

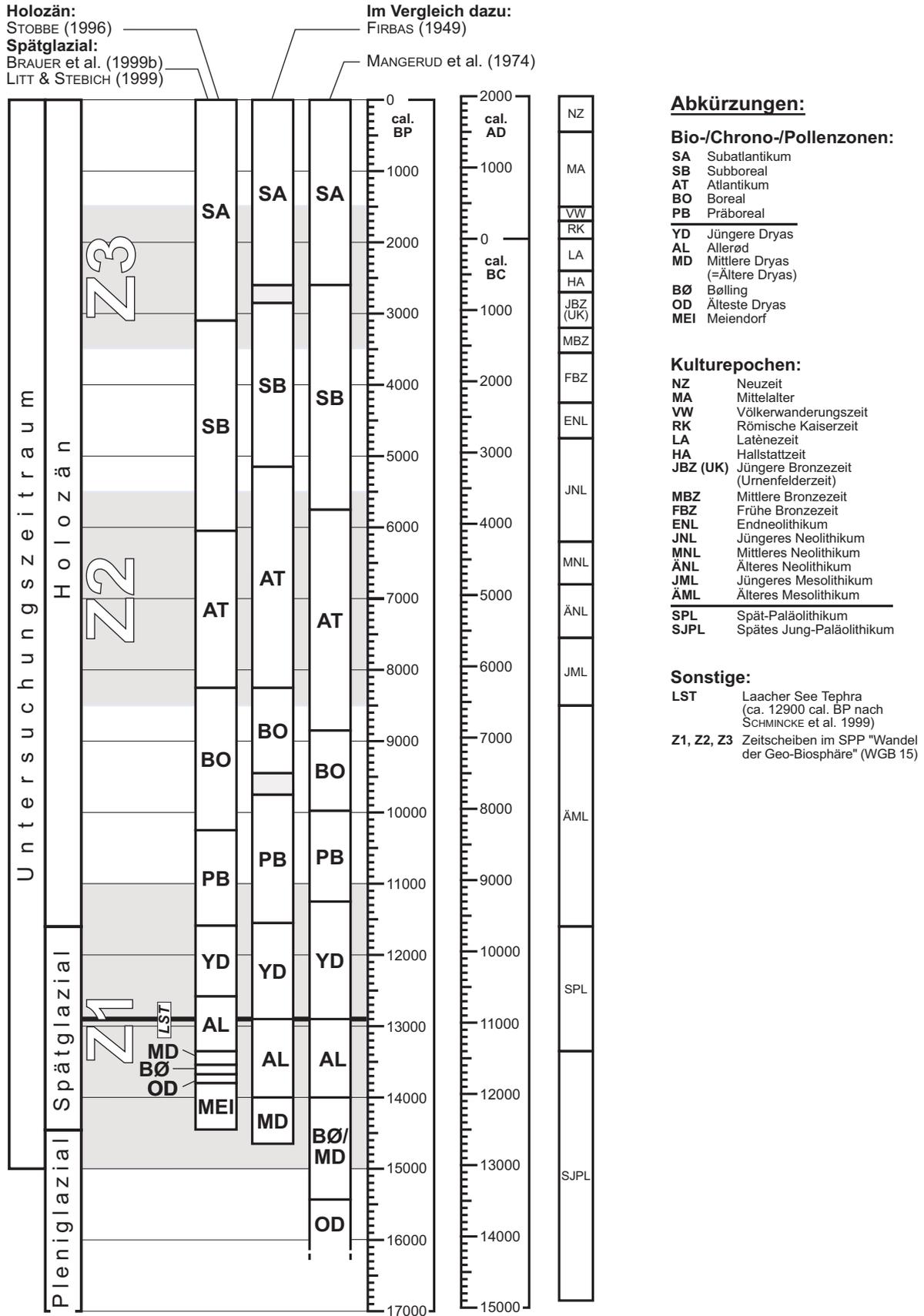


Abb. 1: Zeitscheibenschema des SPP WGB 15 (Spätglazial nach BRAUER et al. 1999b und LITT & STEBICH 1999; Holozän nach STOBBE 1996; verändert).

eine gute Übereinstimmung mit den Zeitskalen aus grönländischen Eiskernen (ALLEY et al. 1993; JOHNSEN et al. 1992). Dieses Gliederungsschema bildet zusammen mit der auf ^{14}C -datierten Pollenzonen basierenden Gliederung des Holozäns von STOBBE (1996) für die Wetterau das Gerüst der im Rahmen des SPP WGB 15 vorgegebenen Zeittabelle. Zwar handelt es sich bei diesen Einteilungen um regionalstratigraphische Gliederungen. Aufgrund der relativen geographischen Nähe der jeweiligen Regionen zum nördlichen Oberrheingebiet dürften diese jedoch eine hinreichend gut geeignete Bezugsbasis zur chronostratigraphischen Einordnung der Ergebnisse der vorliegenden Studie darstellen (Abb. 1).

Im Hinblick auf die zeitliche Präzision der Warvenchronologie ist anzumerken, daß z.B. während der relativ kurzen Übergangsphase von der Jüngeren Dryas (YD) zum Präboreal (PB) keine deutlichen Warven ausgeprägt sind. BRAUER et al. (1997) erklären das mit der Instabilität der Paläoumweltbedingungen im Zuge der raschen Erwärmung an der Wende zum Holozän. Daher besteht noch die Notwendigkeit zu klären, ob die *„[...] Diskrepanzen bei den Datierungen des Beginns und des Endes und [...] der Dauer der YD das Resultat von bisher unentdeckten Fehlern [...] sind oder ob es sich um die Datierung von verschiedenen Ereignissen [...] handelt“* (ZOLITSCHKA 1995: 37).

Die der Abbildung 1 zugrunde liegenden Jahresangaben zur Dauer der spätglazialen Stadial-/Interstadialphasen bzw. Biozonen (vgl. BRAUER et al. 1999b) weisen eine deutliche Asynchronität gegenüber dem Gliederungsschema von MANGERUD et al. (1974) auf. Nach Befunden aus Eifel-Maaren beginnt das Spätglazial um 14450 cal. BP mit dem Meiendorf (MEI; *„Meiendorf-Schwankung“ sensu* MENKE 1968, zitiert in BOCK et al. 1985) und nicht wie bei MANGERUD et al. (1974) mit dem Bølling-Interstadial (BØ) um 13000 BP (zur Diskussion um die Existenz des *„Meiendorf“* vgl. BOS 1998: 114ff. und U. SCHIRMER 1999: 139ff.). Die Jüngere Dryas (Dryas III; YD) dauerte danach von ca. 12680 cal. BP bis um 11590 cal. BP (LITT & STEBICH 1999). Im Durchschnitt umfaßte die Dryas III einen Zeitraum von 1150 ± 20 a (ZOLITSCHKA 1995). Damit war die Jüngere Dryas deutlich länger als die vorhergehenden relativ kurzen Kaltphasen der Ältesten Dryas (OD; Dryas I), die um 13800 cal. BP eingesetzt und 130 a gedauert haben soll, und der Älteren Dryas (MD; Dryas II), die vermutlich 13540 cal. BP begann und 190 a anhielt (Abb. 1).

Wie die schwankenden Zeitangaben in Tabelle 1 belegen, ist die Dauer der Jüngeren Dryas bislang noch nicht exakt zu ermitteln (ALLEY et al. 1993; BRAUER et al. 1999b; BURGA & PERRET 1998). Als gesichert gilt jedoch das relativ rasche Ende der Jüngeren Dryas, bedingt durch die abrupte Erwärmung im Übergang zum Holozän (LITT et al. 2003; LOWE et al. 1994; SEVERINGHAUS et al. 1998). Aus verschiedenen Archiven (z.B. grönländische Eisbohrkerne) abgeleitete Erkenntnisse machen es wahrscheinlich, daß der klimatische Übergang von der Jüngeren Dryas zum Präboreal nur wenige Jahrzehnte (ca. 20-50 a) in Anspruch genommen hat (ALLEY et al. 1993; BRAUER et al. 1999b; DANSGAARD et al. 1989; TAYLOR et al. 1997).

Tab. 1: Übersichtstabelle wichtiger Zeitmarken im Übergangszeitraum vom Spätglazial zum Holozän (ANDRES 1998; verändert).

	BRAUER et al. (*1999a, **1999b) LITT & STEBICH (*1999) (Warven, ¹⁴ C)	HAJDAS et al. (1995) ZOLITSCHKA (1995) STREET et al. (1994) (Warven, ¹⁴ C)	MERKT & MÜLLER (1999) (Warven)	KROMER & SPURK (1998) KAISER (1994) (Dendro, ¹⁴ C)	JOHNSEN et al. (1992, 1994) (GRIP-Eiskern)	TAYLOR et al. (1993) ALLEY et al. (1993, 1997) (GISP2-Eiskern)	
Holozän	YD/BP	*11 640-11 590 **11 590	11 560	11 560	11 600	11 550	11 640
		*1025-1090 **1090	1140	1140	1140	1150	1180
Spätglazial	AL/YD	*12 680-12 665 **12 680	12 700	12 700	12 740	12 700	12 820
		**200	230	200	192		
	LST	**12 880	12 930	12 900	12 932		

Vulkanische Aschelagen stellen isochrone Leithorizonte dar (BOGAARD & SCHMINCKE 1985). Für die Chronostratigraphie des Spätglazials im nördlichen Oberrheingebiet ist die LST von herausragender Bedeutung (Kap. 7.1.1; Kap. 7.2.1). Die Zeitangaben (Dendro-, Warven-, ¹⁴C-Alter) zum Zeitpunkt der Eruption des Laacher See-Vulkans variieren (FRIEDRICH et al. 1999; vgl. dazu BRAUER et al. 2000, HAJDAS et al. 1995, ZOLITSCHKA 1995). Im Rahmen des SPP WGB 15 wurde ein Warvenalter von 12 880 cal. BP für die LST angenommen (LITT et al. 1997). Neuere Arbeiten gehen von einem Alter von ca. 12 900 cal. BP aus (SCHMINCKE et al. 1999). Dieses Datum wird inzwischen weithin akzeptiert (LITT et al. 2003). Somit dürfte das Laacher See-Ereignis (LSE) ungefähr 190-200 a vor Beginn der Jüngeren Dryas im späten Allerød erfolgt sein (FRIEDRICH et al. 1999; MERKT & MÜLLER 1999).

Die aus verschiedenen Archiven abgeleiteten Zeitangaben zur Spätglazial/Holozän-Grenze schwanken über einen relativ kurzen Zeitraum (Tab. 1). Zeitliche Unterschiede sind auch im Holozän in Bezug auf die Grenzziehung der postglazialen Chronozonen zu beobachten (vgl. LANG 1994). Letztlich ist dies auf die Abgrenzung der holozänen Chronozonen anhand von biostratigraphischen Merkmalen zurückzuführen (SCHNEIDER 2002). Gründe dafür könnten eine regional unterschiedliche Vegetationsentwicklung (z.B. als Folge einer geographisch uneinheitlichen Reaktion gegenüber holozänen Klimasignalen) oder räumlich divergierende anthropogene Beeinflussungen sein. SCHNEIDER (ib: 7) hält die Annahme „eine bestimmte Biozone [...] in Deutschland an allen Orten einem genau definierten Zeitraum zuordnen zu wollen“ daher schon im Ansatz für folgewidrig. Dieser Gedanke ist auch im Hinblick auf die Übertragbarkeit der von STOBBE (1996) aufgestellten Chronostratigraphie für das Holozän in der Wetterau – trotz der räumlichen Nähe zum nördlichen Oberrhein – zu berücksichtigen.

2.2 Steuerungsfaktoren der fluvialen Geomorphodynamik

Seit dem richtungsweisenden Band *"Fluvial Processes in Geomorphology"* (LEOPOLD et al. 1964) sind zahlreiche Arbeiten zum Themenkreis „*Fluvialmorphologie und Paläohydrologie*“ erschienen (BAKER et al. 1988; BRANSON et al. 1996; BRISTOW 1996; BROWN & QUINE 1999a; CARLING & DAWSON 1996; GREGORY et al. 1987, 1995; GURNELL & PETTS 1995; HICKIN 1995, KNIGHTON 1998; KNOX 1995, 1999; MANGELSDORF et al. 1990; PETTS 1995; SCHUMM 1977a, 1977b; STARKEL et al. 1991). Darunter ist auch eine Vielzahl an Abhandlungen zu finden, die sich mit den Grundlagen fluvialer Sedimentation, der Faziesanalyse fluvialer Sedimente oder mit der Rekonstruktion der räumlichen Sedimentverteilung in Flußauen beschäftigen (ALLEN 1978, 1986; COLLINSON 1996; EINSELE 1992; FRIEDMAN et al. 1992; FÜRCHTBAUER 1988; GREGORY & MAIZELS 1991; LEWIN 2001; MIALL 1985, 1987, 1996; NORTH 1996; READING 1996; REINECK & SINGH 1980; TODD 1996).

Ziel der vorliegenden Studie ist es, die spät- und postglaziale Entwicklung des nördlichen Oberrheines und mögliche Hintergründe für den vermuteten mehrfachen Wandel der fluvialen Geomorphodynamik zu erforschen (Kap. 4). Daher wird auf die vorgenannten Aspekte nicht näher eingegangen. Aus thematischen Gründen wird an dieser Stelle der Erörterung potentieller Einflußgrößen der Flußdynamik eine größere Bedeutung eingeräumt.

Als wesentliche Steuerungsfaktoren der fluvialen Geomorphodynamik werden die folgenden Parameter(komplexe) in einer je nach Flußgebiet variierenden raum-zeitlichen Gewichtung genannt (BLUM & STRAFFIN 2001; KNIGHTON 1998; KNOX 1995; STARKEL 1995a, 1995b):

- Klima(-*verhältnisse*),
- Relief(-*beschaffenheit*) im Einzugsgebiet (z.B. Geologie, Lithologie, Böden),
- Vegetation(-*sverhältnisse*),
- Änderung der Erosionsbasis (z.B. eustatisch, glazialisostatisch, tektonisch),
- Mensch bzw. anthropogene Einflüsse (z.B. Rodungen, Deichbauten, Rektifikationen).

KNIGHTON (1998: 1ff.) bemerkt dazu einleitend:

"Rivers usually have well defined spatial boundaries and can usefully be regarded as open systems in which energy and matter are exchanged with an external environment. The character and behaviour of the fluvial system at any particular position reflect the integrated effect of a set of upstream controls, notably geology, land use and basin physiography, which together determine the hydrologic regime and the quantity and type of sediment supplied. Downstream controls [...] are also important. Climate is of primary significance in that it provides the energy for the most important processes and, in combination with vegetation, directly influences basin hydrology and rates of erosion."

Somit steht die fluviale Geomorphodynamik in direkter Relation zur Geofaktorenkonstellation im Einzugsgebiet (EZG) und stellt eine Funktion der komplexen Fluß-Umland-Beziehungen

dar. BARSCH & MÄUSBACHER (1993) beschreiben die systeminhärenten Korrelationen und Rückkoppelungen der determinierenden Parameter im „Konzeptionellen Modell zur fluvialen Dynamik“. Darin wird der „Parameterkomplex Einzugsgebietsausstattung“ als die zentrale Regeleinheit der fluvialen Geomorphodynamik aufgefaßt, die in Relation zu übergeordneten klimatischen Einflüssen die Transformation des Niederschlags [N] in den Abfluß [Q] „steuert“ und somit wesentliche Elemente des hydrologischen Regimes (z.B. mittlerer Jahresabfluß, Häufigkeit des bordvollen Abfluß, Frequenz von Spitzenabflüssen) beeinflusst. In Abbildung 2 sind die vielschichtigen Abläufe im antagonistischen Wirkungsgefüge exogener („extrinsic“) und endogener („intrinsic“) Steuergrößen und -mechanismen schematisch dargestellt.

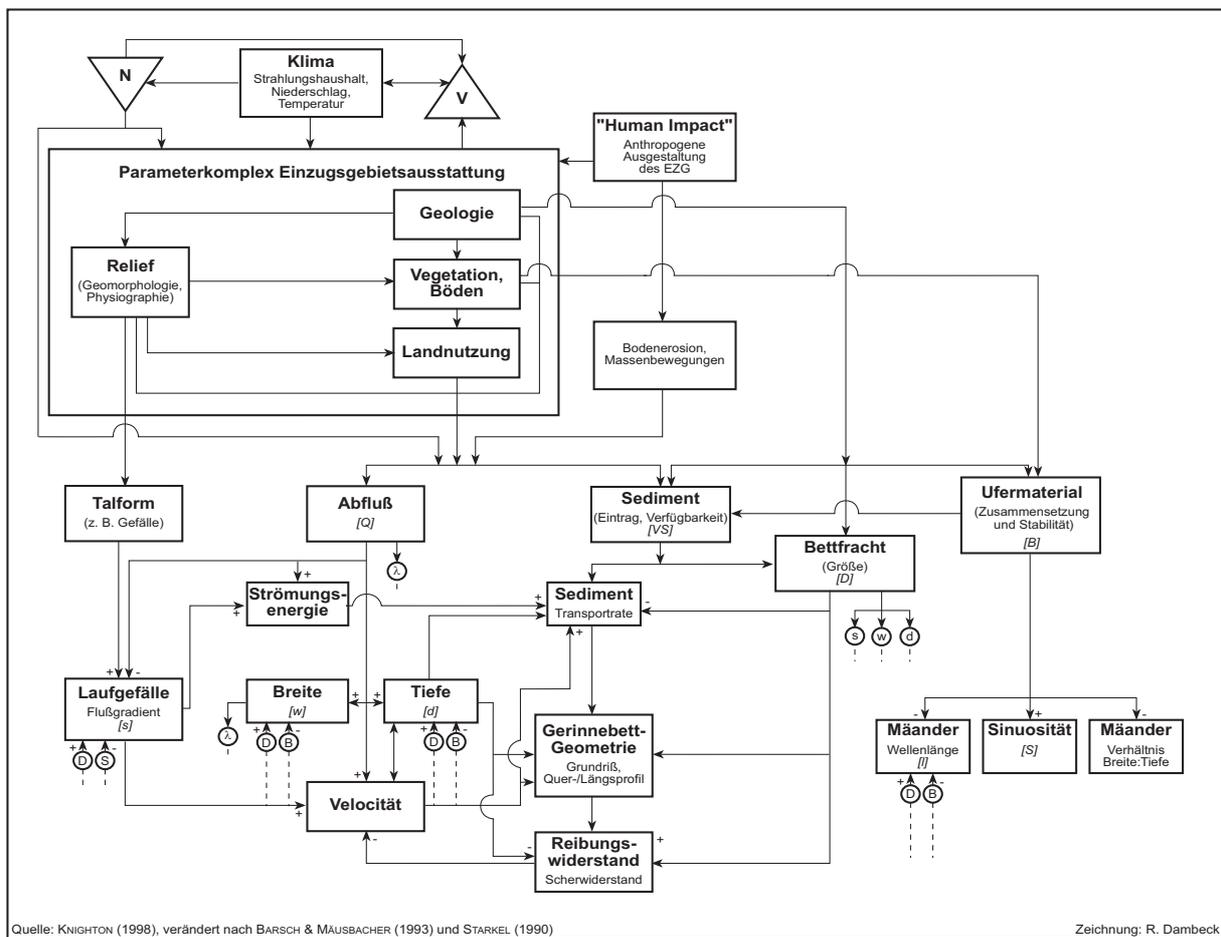


Abb. 2: Modell der komplexen Wechselbeziehungen von Einflußgrößen der fluvialen Geomorphodynamik (KNIGHTON 1998: 2; verändert nach BARSCH & MÄUSBACHER 1993 und STARKEL 1990).

Vielfach wird das Klima als der übergeordnete Steuerungsfaktor („major driving force“) der fluvialen Geomorphodynamik erachtet (VANDENBERGHE & MADDY 2001). Im Hinblick auf die klimatische Beeinflussung unterscheidet KNOX (1995) für den Zeitraum der letzten 20000 a

drei divergierende Phasen der Flußaktivität in Mitteleuropa. In den ersten beiden Phasen, d.h. dem von glaziären oder periglaziären Verhältnissen geprägten Zeitabschnitt zwischen 20 000-14 000 BP sowie dem Übergang vom Spät- zum Postglazial (14 000-9 000 BP) setzte das Klima wesentliche Akzente der Flußentwicklung. In der dritten Phase, ab ca. 9 000 BP, verringerte sich der unmittelbare Einfluß des Klimas, da das Aufkommen von geschlossener Vegetationsbedeckung im frühen Holozän und die beginnenden anthropogenen Eingriffe im Neolithikum die klimatischen Effekte überlagerten und sich modifizierend auf die Evolution fluvialer Systeme auswirkten (KNOX ib.).

In Bezug auf die Rolle des Klimas werden verschiedene Forschungsansätze diskutiert (BUCH & HEINE 1988). Im klimagenetischen Ansatz wird eine primär klimatische Steuerung der Flußentwicklung angenommen. Als Beleg für einen morphologisch direkt wirksamen überregionalen Klimaimpuls führen einige Autoren die gleiche Anzahl sowie das annähernd synchrone Auftreten von drei spätpleistozänen und bis zu sieben holozänen Terrassen im Alpenvorland (Donau, Isar) und im Mittelgebirgsraum (Main, Rhein, Weser) an, die jeweils in periodischen Phasen mit stärkerer Flußaktivität entstanden sein sollen. Regionale und lokale Faktoren spielen danach im Vergleich zum Klima nur eine nachgeordnete Rolle und würden im wesentlichen Art und Ausmaß, jedoch weniger den Zeitpunkt fluvialer Reaktionen (z.B. Akkumulations-, Erosionsprozesse) beeinflussen (SCHELLMANN 1990, 1993, 1994a, 1994b; SCHELLMANN & W. SCHIRMER 1994; SCHIRMER 1983a, 1983b, 1995; STRIEDTER 1988).

Im Unterschied dazu, basiert der funktional-prozessuale Ansatz auf der Hypothese, die fluviale Entwicklung werde in Abhängigkeit von der konkreten Raumsituation (z.B. Geologie, Talgeschichte/-konfiguration, Tektonik) in einem komplexen Gefüge interner Einflußfaktoren gesteuert (Abb. 2). Dieser Ansatz beschreibt die Flußentwicklung als in der Zeit verzögerte Oszillation autozyklischer Erosions- und Akkumulationsprozesse ohne dabei eine klimatische oder anthropogene Beeinflussung zu leugnen (vgl. *“Dynamic Process-Response Model of river channel development”*; HEY 1979). Da sich dynamische Rückkoppelungsmechanismen nach ober- und unterstrom auswirken können, sind morphologische Veränderungen (z.B. eigendynamische Mäanderentwicklung) im System während autozyklischer Phasen möglich, ohne daß dies äußere Störeinflüsse (z.B. klimatischer Impuls) erfordert. Das widerspricht einer direkten Kausalität fluvialer Formungsprozesse und klimatischer Fluktuationen (BROWN & QUINE 1999b; BUCH 1987, 1988a, 1988b; BUCH & HEINE 1988, 1995; HEY 1979; HILGART 1995; MOORES et al. 1999; THOMAS 1993a, 1993b).

Nach SCHELLMANN (1994b: 142) durchdringen sich die vorgenannten Erklärungsansätze der fluvialen Geomorphodynamik insofern, als *„[...] weder der klimagenetische Ansatz die komplexen Wechselwirkungen zwischen einer Veränderung externer Einflußfaktoren und der konkreten Raumsituation verneint, noch [...] der funktional-prozessuale Ansatz [...] die Veränderungen externer Einflüsse wie Klimaänderungen auf die fluviale Dynamik übersieht“*.

Beide Ansätze seien i.d.R. dadurch zu unterscheiden, „*daß sie unterschiedliche zeitliche und räumliche Dimensionen fluvialer Veränderungen betrachten*“ (SCHELLMANN 1994: ib.).

Wie bereits dargelegt wurde, stellt die Flußentwicklung keine einfache Funktion des Klimas dar, sondern resultiert aus dem Zusammenspiel verschiedener Faktoren im EZG (Abb. 2), die unterschiedlich durch exogene und/oder endogene Vorgänge beeinflusst sind (TAYLOR & LEWIN 1997). Die verschiedenen Einflußfaktoren können räumlich und/oder zeitlich variieren, und zudem in Abhängigkeit vom Zeitmaßstab unterschiedliche Gewichtung erlangen. Nach VANDENBERGHE (1995c: 637) sind fluviale Systeme über eine Zeitspanne von

- 10^5 a (Glazial/Interglazial-Sequenzen) in Grundzügen und innerhalb der tektonischen Rahmenbedingungen vom Klima gesteuert (vgl. *“first-order changes”*; BROWN 1991).
- 10^4 a (einzelner Kalt-Warm-Zyklus) von klimatischen Ableitungen (d.h. zeitverzögerter Zustandsänderungen von Vegetation, Bodenstabilität und Abflußverhältnissen) determiniert, die Klimaschwankungen nachfolgen (vgl. *“second-order changes”*; BROWN 1991).
- 10^3 a (einzelne Aktivitätsphasen) durch die *„interne Entwicklung“* (*“intrinsic evolution of the system”*) des Flußsystems gesteuert.
- 10^2 a (klimatische Änderungen geringerer Ordnung) von Schwellenwerten (z.B. Dauer und Intensität klimatischer Veränderungen, Flußgradient, Relief, Korngröße und Menge an verfügbarem Sediment) bestimmt (vgl. *“fourth-order changes”*; BROWN 1991).

Somit scheint die Flußentwicklung über längere Zeiträume (10^5 a) mit der allgemeinen Klimaentwicklung zu koinzidieren. Jedoch ist eine direkte Beziehung zwischen klimatischen und fluvialen Abläufen mit abnehmender Dauer eines Ereignisses zunehmend schwieriger nachweisbar. Die Problematik besteht u.a. darin, den Einfluß kurzzeitiger Klimafluktuationen von katastrophalen Singularitäten zu unterscheiden (STARKEL 1991d). Ob und in welchem Ausmaß eine fluviale Reaktion eintritt, hängt von der Sensitivität eines Systems gegenüber Zustandsänderungen von Einflußfaktoren ab. Eine Veränderung ist nur dann zu beobachten, wenn der Störimpuls (z.B. klimatische Oszillation) die Reaktionszeit des Flusses gegenüber dieser *„Störung“* überdauert (MOL 1995; VANDENBERGHE 2002).

In diesem Zusammenhang betonen einige Autoren die Bedeutung geomorphologischer Schwellenwerte für die Flußentwicklung (BROWN & QUINE 1999b; BUCH 1988a; MOL et al. 2000; MOORES et al. 1999; SCHUMM 1977c; STARKEL 1983b, 1991c; VANDENBERGHE 1995a, 1995c). Die morphologische Relevanz der *“geomorphic threshold values”* ist darin zu sehen, daß systeminhärente Veränderungen erst bei Überschreiten eines für das jeweilige System *„kritischen Schwellenwertes“* eintreten, was eine aktivere oder stabilere Entwicklungsphase nach sich ziehen kann (STARKEL 1985, 1995b, 2002). Diese Grenzwerte sind jedoch in der Praxis kaum zu evaluieren. Generelle Probleme bereitet dabei die Identifizierung bzw. die

Trennung der jeweiligen Anteile von übergeordneten Faktoren und lokalen Einflußgrößen (VANDENBERGHE et al. 1994).

BUCH (1988a, 1988b) sieht in seinen Arbeiten über die Donau die wesentliche Ursache der flußmorphologisch steuernden Eigengesetzlichkeiten durch die morphologische Gliederung des Donaulaufes begründet, die sich durch eine Abfolge von Engtalstrecken und Talweitungen auszeichnet. Da für jeden Laufabschnitt ein individuelles Wirkungsgefüge interner und externer Steuerungsfaktoren mit jeweils spezifischen geomorphologischen Schwellenwerten bestehe, könne die Änderung von Faktoren in Anbetracht des in den einzelnen Teilstrecken morphologisch unterschiedlich ausgestalteten und sensitiv reagierenden Systems bei Überschreitung von Schwellenwerten zu divergierenden flußdynamischen Reaktionen führen (BUCH ib.).

Neben dem Klima wird vielfach auf die Bedeutung der Vegetation (Vegetationstyp, -grad) als Einflußgröße der fluvialen Geomorphodynamik verwiesen, die über vielfältige Parameter (z.B. Evapotranspiration, Oberflächenabfluß, Bodenstabilität) das Abflußgeschehen und die Sedimentation beeinflusst (BARBER & TWIGGER 1987; BROWN 1995a, 1996; FALKOWSKI 1975; PASTRE et al. 2001; ROSE 1995, ROSE et al. 1980; STARKEL 1985, 1991a; VANDENBERGHE et al. 1994). So habe die allmähliche Erwärmung zwischen 15000-8000 BP im frühen Holozän zu höheren Niederschlägen und einem durch das Vegetationsaufkommen bedingten Anstieg der Evapotranspirationsrate geführt. Die davon ausgelösten simultanen Veränderungen der hydrologischen Verhältnisse werden in vielen Fällen als Ursache für den flußdynamischen Wandel vom *“braided river”* zum mäandrierenden System erachtet (STARKEL 1983b, 1990, 1995c).

Mit den Vegetationsverhältnissen korrespondiert die Stabilität der Landoberfläche (z.B. Uferstabilität) und damit die Sedimentverfügbarkeit im EZG (BROWN 1995b; VANDENBERGHE 1993b). Zahlreiche Studien belegen einen direkten Zusammenhang zwischen einem anthropogen induziertem Vegetationsrückgang im Holozän und einer dadurch ausgelösten Zunahme der Sedimentzufuhr in die fluvialen Systeme (MACKLIN & LEWIN 1993; THIEME 2001). Die Auswirkungen von Vegetationsveränderungen auf die fluviale Dynamik zeigen sich allerdings nicht erst seit dem Beginn systematischer Rodungen im Neolithikum. So vermutet BROWN (1995b), daß bereits in früheren Zeiten die Vegetation(-sentwicklung) einen deutlich stärkeren Einfluß auf fluviale Prozesse hatte, als das heute der Fall ist. Diesbezüglich sind vor allem Arbeiten aus den Niederlanden zu nennen, die in der zeitverzögerten Reaktion der Vegetation auf die spätglazialen Klimaschwankungen – neben weiteren Faktoren (z.B. Bodenstabilität) – eine der Ursachen für relativ kurze Phasen mit morphodynamischer Instabilität sehen, die während des Spätglazials jeweils zu Beginn klimatischer Übergangsphasen aufgetreten sein sollen (HUISINK 1997, 1999; MOL 1995; MOL et al. 2000; VANDENBERGHE 1993a, 1993b, 1995c).

Als weiterer Einflußfaktor der fluvialen Geomorphodynamik wird die Einzugsgebietsgröße erachtet. Mehrere Studien liefern Hinweise darauf, daß (Mittel-)Gebirgsflüsse auf klimatische Veränderungen sensitiver reagieren als Flüsse im Tiefland (BUBENZER 1999, 2000; IGL 2000; IGL et al. 2000; MERRETT & MACKLIN 1999; STARKEL 1991d; URZ 2003). Das wird u.a. damit begründet, daß mit der EZG-Größe die Komplexität geoökologischer Interaktionen sowie die Reaktionszeit gegenüber „Störungen“ zunehmen (STARKEL 1990; VANDENBERGHE 1995a). Jedoch ist daraus nicht der allgemeine Grundsatz abzuleiten, kleinere Flußsysteme würden generell sensitiver auf Veränderungen im Faktorengefüge reagieren. Möglicherweise werden nämlich morphodynamisch wirksame Schwellenwerte nicht erreicht, so daß *„klimatische oder anthropogene Impulse verzögert oder gar vollständig unterdrückt werden“* (BUBENZER 2000: 41f.). Daher wäre es im Rahmen von Untersuchungen zu den heutigen als auch früheren Prozeßabläufen wünschenswert, die relevanten Schwellenwerte zu identifizieren und auf die Landschaftsentwicklung des gesamten Systems bzw. EZG zu beziehen (BUBENZER ib.).

Flüsse sind evolutionäre Systeme, deren Entwicklungsgeschichte von althergebrachten Strukturen im EZG geprägt ist. BROWN (1990) und BROWN & QUINE (1999b) sehen in den ererbten Formen eine der Ursachen für die variierende Sensitivität bzw. Reaktion fluvialer Systeme auf Veränderungen der Umweltbedingungen. Die unterschiedliche Empfindlichkeit gegenüber Umwelteinflüssen bzw. die häufig geringere Sensitivität größerer Systeme könnte ein Problem der Paläoumweltforschung darstellen, weil die Ablagerungen großer Flußläufe im Unterschied zu kleineren Gerinnen für umweltgeschichtliche Arbeiten nur eingeschränkt geeignet scheinen. Darauf weist ANDRES (1998: 122) hin, der als Begründung anführt, daß in größeren Flußtälern *„die vielfältigen Mechanismen von Fern- und Nahwirkung, klimatischen Impulsen und anthropogenem Einfluß so stark gekoppelt und überlagert“* sind, daß daraus im Hinblick auf die Rekonstruktion der Entwicklungsgeschichte des fluvialen Systems *„kaum räumlich und zeitlich zuzuordnende Aussagen getroffen werden können“*.

Die vielschichtigen Wechselbeziehungen der verschiedenen Einflußgrößen der fluvialen Geomorphodynamik und deren räumliche und/oder zeitliche Variabilität sowie die potentielle Überlagerung von Steuerungsfaktoren erschweren es, die Häufigkeiten (*“frequency”*) und die Größenordnungen (*“magnitude”*) der klimatischen Beeinflussung fluvialer Prozesse/Systeme abzuschätzen (VANDENBERGHE 1995c, 2002). In Bezug auf die Identifizierung und Trennung natürlicher und anthropogener Effekte der Flußentwicklung ist es bisweilen nicht möglich, zu bewerten, welcher Faktor dominiert (HUISINK 1998). Detaillierte Kenntnisse der komplexen Fluß-Umland-Beziehungen stellen daher eine Voraussetzung zum Verständnis und für die Interpretation fluvialer Reaktionen auf Veränderungen der (Paläo-)Umwelt dar. Deshalb ist es zur Abschätzung und Beurteilung extrinsischer Faktoren gegenüber systemimmanenten Steuergrößen der Flußentwicklung notwendig, die Untersuchungen zur Rekonstruktion von Flußlandschaften über das gesamte Längsprofil durchzuführen (BROWN 1995a), d.h. *“at a multi-site reach scale”* zu betreiben (HOWARD et al. 1999: 174). An Einzelstandorten (*“single*

sites“) erzielte Ergebnisse sind dagegen aufgrund der Komplexität der Flußentwicklung (z.B. raum-zeitlich differenzierte Faziesablagerungen, erosionsbedingte Hiaten in Vertikalprofilen) nur schwerlich auf größere Gebiete zu übertragen und daher für generalisierte Aussagen zur Fluß- und Auenentwicklung wenig hilfreich (TAYLOR & LEWIN 1997). Daran anknüpfend weist ANDRES (1998) darauf hin, daß zuverlässige Informationen zur Auenentwicklung in der Vergangenheit nur an großflächigen Aufschlüssen oder aus einer Vielzahl engständiger Bohrungen zu gewinnen waren.

Veränderungen im Längs- und/oder Querprofil eines Flusses stellen eine Ursache dafür dar, daß sich das EZG und das hydrologische Regime im Laufe der Zeit ändern. Hintergrund von derartigen Änderungen können u.a. Einwirkungen durch tektonische Einflüsse, pleistozänen Eisrückgang oder Ozeanspiegelschwankungen sein (STARKEL 1991a). Einige Flußsysteme, wie z.B. der Rhein, waren im Verlauf ihrer jüngeren Geschichte durch Vergletscherung im Quellgebiet beeinflusst, während sich im Unterlauf der postglaziale Meeresspiegelanstieg auf die Flußentwicklung auswirkte. Das verdeutlicht die räumliche Variabilität von Einflußfaktoren der fluvialen Geomorphodynamik im Längsprofil eines Flußlaufes (BERENDSEN et al. 1995; BLUM & TÖRNQVIST 2000; KIDEN 1991; STARKEL 1991c; TÖRNQVIST 1993a, 1993c, 1993d).

Verschiedentlich wird auf den Einfluß tektonischer Vorgänge für die Entwicklung fluvialer Systeme hingewiesen (HERGET 1997; SCHUMM et al. 1987; STARKEL 1987; VANDENBERGHE et al. 1994). Das Ausmaß der tektonischen Beeinflussung der Flußentwicklung wird sehr unterschiedlich bewertet. STARKEL (1990) sieht in der Tektonik einen substantiellen Faktor für die morphologische Gestaltung (z.B. Größe, Neigung) des EZG, der klimatische Einflüsse modifiziert. So können tektonische Verstellungen ein variierendes Höhenniveau zeitgleicher Terrassenablagerungen hervorrufen (STARKEL 1991b). In tektonischen Senkungszonen, wie z.B. im Oberrheingraben, ist ferner damit zu rechnen, daß stehengebliebene oder weniger abgesenkte bzw. relativ gehobene Bruchschollen die lokale Erosionsbasis bilden, auf die sich ein Fluß in einem bestimmten Laufabschnitt einzustellen hat (STARKEL 1995a). Zudem können Verwerfungen die Fließrichtung beeinflussen (HUISINK 1998). Jedoch schätzt HUISINK (ib.) den Einfluß von Tektonik auf die Terrassenbildung als relativ gering ein. Tektonische Bewegungen hätten zwar lokal eine tiefere Einschneidung der Maas verursacht, dies habe aber nicht zu erkennbaren Änderungen der Flußmorphologie geführt (HUISINK 1997). Daraus ist auf eine regional bzw. gebietsspezifisch differenzierte Rolle der Tektonik zu schließen.

Im Holozän führte menschliches Handeln (z.B. Rodungen, Ackerbau) zu Beeinflussungen der fluvialen Geomorphodynamik. Die anthropogenen Eingriffe in den Landschaftshaushalt verliefen weder synchron noch uniform und verursachten unterschiedliche flußdynamische Reaktionen (GREGORY 1995; KNOX 1999; SPEIER 1999; STARKEL 1991d, 1995c; Kap. 2.3.2). Generell ist zu berücksichtigen, daß Auswirkungen anthropogener Störungen die natürlichen

Abläufe überlagern können (FALKOWSKI 1975; SCHIRMER 1981). Beispielsweise wird eine Koinzidenz von *“human impact”* mit Phasen verstärkter Flußaktivität beschrieben (MÄCKEL & ZOLLINGER 1995; SCHIRMER 1995; TIPPING et al. 1999). Die Überlagerung von Steuergrößen erschwert die Interpretation der Flußentwicklung. In diesem Zusammenhang ist vor allem die Frage nach den Anteilen der jeweiligen Faktoren zu stellen. Zudem wird die Identifizierung und Trennung natürlicher und anthropogener Effekte durch die große Zahl an potentiellen Einflußfaktoren der fluvialen Geomorphodynamik verkompliziert (KNOX 1995; TIPPING et al. 1999; VANDENBERGHE et al. 1994; Abb. 2). Diesbezüglich spielt auch die frühere Entwicklung im EZG eine Rolle. Jeder größere Fluß besitzt Laufabschnitte unterschiedlicher Entstehung und variierenden Alters (BUCH 1988a). Ererbte Landschaftsformen (*“inherited landforms”*) und Ablagerungen können sich über die Physiographie des EZG (z.B. Relief, Laufgradient, Sedimentverfügbarkeit) jederzeit indirekt auf die Flußentwicklung auswirken und somit die Eigendynamik des fluvialen Systems beeinflussen (BUCH 1988a, 1988b; STARKEL 1990).

2.2.1 Zusammenfassung

Die Entwicklung der fluvialen Geomorphodynamik ist das Ergebnis komplexer Abläufe im Wirkungsgefüge verschiedener antagonistischer Steuerungsfaktoren. Die Rolle des Klimas als übergeordnete Einflußgröße wird unterschiedlich beurteilt (Stichwort: *„klimagenetischer“ versus „funktional-prozessualer Ansatz“*). Eine Koinzidenz von Klima- und Flußentwicklung ist nicht generell nachweisbar. Ob eine fluviale Reaktion gegenüber Änderungen der (Paläo-) Umwelt eintritt, hängt von der Sensitivität des jeweiligen Flußsystems ab, die wiederum in Relation zur physiographischen Ausstattung des EZG steht. Die Einflußgrößen der fluvialen Geomorphodynamik können räumlich und/oder zeitlich variieren. Daher kann die fluviale Entwicklung in verschiedenen Laufabschnitten bzw. Teilbereichen des EZG zur selben Zeit unterschiedlich verlaufen sein.

Es wird auf die Bedeutung geomorphologischer Schwellenwerte für die Flußentwicklung hingewiesen. Die Vielzahl potentieller Ursachen (exogene Faktoren, endogene Faktoren) stellt eine Hauptschwierigkeit in Bezug auf die Unterscheidung übergeordneter (z.B. Klima) und kleinräumig bzw. lokal einwirkender Steuergrößen (z.B. Tektonik, anthropogene Beeinflussungen) der Flußentwicklung dar. Dies gilt insbesondere hinsichtlich der Trennung natürlicher und anthropogener Ursachen und Auswirkungen, da zum einen die verschiedenen Einflußfaktoren sich überlagern können und zum anderen häufig nicht bekannt ist, wann die Effekte von *“human impact“* sich gegenüber natürlichen Abläufen durchsetzen konnten.

Nach der Erörterung der Steuerungsfaktoren wird im folgenden Kapitel auf die Entwicklung der fluvialen Geomorphodynamik in Mitteleuropa im jüngeren Quartär eingegangen.

2.3 Entwicklung der fluvialen Geomorphodynamik in Mitteleuropa im jüngeren Quartär

2.3.1 Entwicklung der fluvialen Geomorphodynamik im Spätglazial

Gegen Ende des Würm-Pleniglazials waren die Flußsysteme in Mitteleuropa vermutlich von generellen Ähnlichkeiten der fluvialen Geomorphodynamik gekennzeichnet. Überregional verbreitet dominierten vertikal aufschotternde, hochenergetische Flußtypen (*“braided rivers”*), ehe zu Beginn des Spätglazials, vielerorts im Zuge einer flußdynamischen Übergangsphase, der klimatisch bedingte Umbruch zur Mäanderbildung einsetzte (BERENDSEN et al. 1995; BOHNCKE & VANDENBERGHE 1991; BOHNCKE et al. 1988; FALKOWSKI 1975; FUHRMANN 1999b; HUISINK 1997, 2000; KASSE et al. 1995; KOZARSKI 1991a; LIPPS & CASPERS 1990; MOL et al. 2000; PASTRE et al. 2001; SCHIRMER 1983a, 1995; STARKEL 1983b, 1985; VANDENBERGHE 1987, 1995a; VANDENBERGHE et al. 1994).

Der Wandel von vielfach verzweigten Systemen zu einzelnen schwach gewundenen oder einfachig mäandrierenden Fließrinnen soll an der Wende vom Hoch- zum Spätglazial an allen mitteleuropäischen Flüssen erfolgt sein (MÄCKEL 1994, 1998b). Für den Zeitraum vom frühen Spätglazial bis in das Altholozän ist von zwei divergierenden Phasen der Mäanderbildung auszugehen (STARKEL 1991b, 1995c). Die Entwicklung war vielerorts zunächst durch die Entstehung von Großmäandern geprägt (KLIMEK 1999; KOZARSKI 1983; STARKEL 1983a). Zu Beginn des Holozäns leitete dann ein erneuter flußdynamischer Umschwung die Ausbildung von kleineren Mäandern ein, die im Vergleich zu den Großmäandern des Spätglazials, in der Dimension um das 3-4fache verringert waren (CARLS 1997; STARKEL 1983b, 1991d). Diese flußmorphologische Dreigliederung – *“braided river”*, Großmäander, kleinere Mäander – läßt nach VANDENBERGHE et al. (1994) die fluviale Reaktion auf klimatisch bedingte Änderungen der Vegetation im Übergang Pleni-/Spätglazial (Aufkommen von Tundravegetation) bzw. Spätglazial/Holozän (Wechsel von Parktundra zu Waldland) erkennen (Abb. 3).

Die fluviale Entwicklung in Teilen der Mittelhessischen Senke zu Beginn des Spätglazials steht in guter Übereinstimmung zu dem in Abbildung 3 gezeigten Schema (HOUBEN 1997, 2002). Dort soll der flußdynamische Umbruch von einer *“braidplain”* zum einfachigen oder aus wenigen stabilen Fließrinnen bestehenden Fluß am Oberlauf der Wetter im beginnenden Spätglazial erfolgt sein (HOUBEN et al. 2001: 259). Auch an Main und Regnitz dürfte der klimatisch verursachte Übergang vom *“braided river”* zum Mäanderlauf vor dem Bølling begonnen haben, wo sich ein mäandrierender Fluß spätestens zu Beginn des Allerød durchsetzte (SCHIRMER 1983a). Jedoch erfolgte dieser Wandel – auch innerhalb eines Flußsystems bzw. entlang eines Flußlaufes – nicht überall zeitgleich (FELDMANN & SCHELLMANN 1994; SCHELLMANN 1994b; SCHIRMER 1983a). Exemplarisch für diese Asynchronität der Flußentwicklung sei auf Arbeiten aus dem Donau- und Isartal (BUCH 1990, 1994b; SCHELLMANN et al. 1994)

sowie aus dem Wesertal (LIPPS 1988; MEINKE 1995; SCHELLMANN 1994a, THOMAS 1993a) verwiesen.

Stratigraphie		Fluviale Aktivität (Prozesse, Gerinnebettmuster, Sedimentation) - allgemeine Aspekte -	Klima (abgeleitet von fluvialer Aktivität)
Holozän	Boreal	Morphodynamische Stabilitätsphase des Präboreals setzt sich in NW-Europa fort (Mittelwasserabfluß und mittlere Jahresniederschläge verbleiben auf niedrigem Niveau des Präboreals).	relativ geringe mittlere Jahresniederschläge, deutlich saisonal verteilt (teilweise anhaltend bis ins späte Boreal)
	Präboreal	Genereller Rückgang der fluvialen Geomorphodynamik (reduzierter Mittelwasserabfluß, Abnahme von Überflutungen und Spitzenabflüssen, verringerter Anteil der Schneeschmelze am Gesamtabfluß). Morphodynamische Stabilitätsphase, Sediment- und Bodenstabilisierung infolge Vegetationsaufkommen, in Gebieten mit starkem Vegetationsrückgang während der Jüngeren Dryas kurzphasige Tiefenerosion, lokal schwache Aufschotterung. Einfadige Gerinnebettmuster werden beibehalten bzw. reformiert, teilweise gestreckte oder geschwungene Läufe, meistens jedoch Mäanderbildung mit im Vergleich zum Spätglazial deutlich verringerten Wellenlängen.	relativ geringe mittlere Jahresniederschläge, deutlich saisonal verteilt höhere Wintertemperaturen, im Vergleich zum Zeitraum Bølling/ Allerød starker Anstieg der Evapotranspirationsrate
Spätglazial	Jüngere Dryas	Jahreszeitliche Abflußschwankungen durch periodische Niederschläge, Schneeschmelzereignisse und/oder verstärkten Oberflächenabfluß infolge infiltrationshemmender Wirkung des Permafrostes, häufigere Überflutungsereignisse zu Beginn der Jüngeren Dryas, in der zweiten Hälfte weitverbreitete äolische Aktivität im Wechsel mit Phasen starker Abflüsse und großer Sedimentfrachten. Vegetationsrückgang führt zu Bodeninstabilität, dadurch bedingt höherer Sedimenteintrag in die Flüsse, Flüsse zeigen unterschiedliche geomorphologische Reaktionen: entweder Einschneidung, Lateralerosion oder fortgesetzte Aufschotterung. Einige Flüsse behalten mäandrierendes Gerinnebettmuster bei, andere zeigen Tendenz zu Laufverzweigung oder Umstellung auf "braided river"-System.	deutliche Abkühlung bei klimatischer Zwei-Teilung: 1. Hälfte = wärmer, feuchter, 2. Hälfte = trockener, kälter geringe mittlere Jahresniederschläge geringe Evapotranspirationsrate
	Allerød	Allgemein Anstieg der mittleren Wasserführung, Spitzenabflüsse 10-16fach höher als heute. Sediment- und Bodenstabilisierung infolge Vegetationsaufkommen, Tiefenerosion aufgrund verringerter Sediment/Abflußverhältnisse, Einschneidung nimmt im Laufe des Bølling zu, Sedimentationszunahme gegen Ende des Allerød.	hohe mittlere Jahresniederschläge, betont saisonale Verteilung (Starkregen, ztw. große Schneehöhen) geringe Evapotranspirationsrate
	Bølling	Transformation verwilderter ("multi-channel") Systeme zu einfadigen Flußläufen ("one-channel") bzw. Übergang gestreckter in geschwungene Rinnen bedingt abnehmende Anzahl an Laufarmen mit tief eingeschnittenen Mäanderbögen.	kalte Winter, warme Sommer (den heutigen vergleichbar)
Spätes Pleniglazial		Wechsel hoher Spitzenabflüsse mit Phasen geringer Flußaktivität in Verbindung mit großer Verfügbarkeit an Sediment und nahezu völliger Vegetationslosigkeit. Aufschotternde "braided river"-Typen mit hoher Transportrate bzw. Sedimentfracht.	geringe mittlere Jahresniederschläge (saisonale Regenfälle, Schnee) kalt

Abb. 3: Fluviale Aktivität und Entwicklung der fluvialen Geomorphodynamik in Mitteleuropa im Spätglazial und frühen Holozän (VANDENBERGHE 1995a; verändert).

Im Allerød setzte sich der Trend zur Stabilisierung der Abflußrinnen in vielen Flußgebieten (z.B. Maas, Main, Oberweser, Ruda, Vistula, Warta, Wisłoka) unter zunehmender Bedeutung lateral-erosiver Prozesse fort. Vielerorts entwickelten sich einfadige Flußläufe ("one-channel systems") mit z.T. weit ausschwingenden Mäanderbögen (KASSE et al. 1995; KLIMEK 1999; KOZARSKI 1983; SCHELLMANN 1994; SCHIRMER 1983a; STARKEL 1983a, 1990, 1991b, 1995c). Den Wandel vom schwach mäandrierenden Gerinnebettmuster im Bølling zu Großmäandern im Allerød interpretiert VANDENBERGHE (1987) als die verzögerte Reaktion der Flußsysteme auf die rapiden Klimaänderungen zu Beginn des Spätglazials.

Gegen Ende des Allerød ist überregional eine Phase der Hochflutsedimentation zu beobachten. An der Mittelweser sind erste Hochflutsedimente durch die Beimengung von LST relativ sicher in das Spätglazial zu datieren (LIPPS & CASPERS 1990). Am Untermain weisen LST-Einschaltungen im „Älteren Hochflutlehm“ auf eine bereits vor dem LSE beginnende und danach noch andauernde fluviale Sedimentation im Allerød hin (SEMMELE 1980). Zu der Zeit kam es auch an der Wetter und im Amöneburger Becken zu Hochflutablagerungen (ANDRES et al. 2001). Ebenso wird von einer allerødzeitlichen Auenlehmbildung an der Lahn berichtet, wo die Auenlehmsedimentation in die zweite Hälfte des Allerød zu stellen ist (HEINE 1970; URZ 1995).

In der Jüngeren Dryas zeigen die mitteleuropäischen Flußsysteme eine unterschiedliche fluviale Reaktion. Neben den überregional nachgewiesenen Unterschieden, ist für diese Zeit ein räumlich differenziertes Verhalten auch regional in verschiedenen Teileinzugsgebieten eines Flusses zu beobachten (HOUBEN et al. 2001: 260). Viele Flüsse waren in der Jüngeren Dryas durch eine erhöhte Aktivität gekennzeichnet (HOUBEN et al. 2001; LANG & NOLTE 1999; NOLTE 2000; PASTRE et al. 2001; ROSE 1995). In einigen Flußtälern kam es dadurch zu einer erneuten Ausbildung eines *“braided river-systems”* (ANDRES et al. 2001; BERENDSEN et al. 1995; HEINE 1982; HERGET 1997; HUISINK 2000; KASSE 1995; KASSE et al. 1995; MOL et al. 2000; ROSE & BOARDMAN 1983; SCHELLMANN et al. 1994; STARKEL 1991b, 1991c, 1995a, 1995c). Aus verschiedenen Flußgebieten (z.B. Lahn, Main, Rhein) wird die Aufschotterung einer jungdryaszeitlichen Niederterrasse beschrieben (BIBUS 1980; BOS & URZ 2003; NOLTE 2000; PRETZSCH 1994; SCHELLMANN 1990; SCHIRMER 1995; URZ 1995, 2003).

Einige Flußsysteme behielten den bereits etablierten Mäanderlauf dagegen während der Jüngeren Dryas kontinuierlich bei (BOHNCKE & VANDENBERGHE 1991; BOHNCKE et al. 1995; FELDMANN & SCHELLMANN 1994; KOZARSKI 1983; KOZARSKI & ROTNICKI 1977; SCHELLMANN 1994a; SCHELLMANN & W. SCHIRMER 1994; VANDENBERGHE 1995b). Das dokumentiert, daß der mit der jungdryaszeitlichen Abkühlung korrespondierende Wandel der Paläoumwelt (z.B. Vegetationsrückgang, Verringerung der Evapotranspiration, höhere Abflüsse, zunehmende Instabilisierung der Böden, höhere Sedimentzufuhr in die Vorfluter) die Flußaktivität in der Jüngeren Dryas nicht überall in gleichem Maße beeinflusste. VANDENBERGHE (1995a, 1995c) führt diese Heterogenität der fluvialen Geomorphodynamik auf *“individual site conditions”* zurück und begründet das divergierende Fließverhalten damit, daß zu der Zeit nicht in allen Flußgebieten die geomorphologisch wirksamen Schwellenwerte überschritten wurden.

Einige Autoren sehen Hinweise für eine klimatische Zweiteilung der Jüngeren Dryas in eine etwas kältere und humidere erste Phase und einen anschließenden trockeneren und wärmeren zweiten Abschnitt (ANDRES et al. 2001; BOS 2001; ISARIN et al. 1998; KASSE et al. 1995; LOTTER et al. 1992a; LOWE & NASP Members 1995; LOWE et al. 1994). In Teilen der Niederlande ist zu Beginn der Jüngeren Dryas zeitweise ein Anstieg der Abflusssmengen zu beobachten, der in Torfbildung resultierte oder mit Ablagerung von Hochflutsedimenten ein-

herging (BOHNCKE & VANDENBERGHE 1991; BOHNCKE et al. 1988, 1993). Zu der Zeit ist auch in der Wetterau eine Zunahme der Wasserführung anzunehmen (BOS 1998). Im Unterschied dazu, wird für die zweite, vergleichsweise trockenere Hälfte der Jüngeren Dryas aus verschiedenen Regionen von einer Abnahme der Flußdynamik und von einem Einsetzen äolischer Aktivität berichtet (BERENDSEN et al. 1995; BOHNCKE et al. 1988, 1993, 1995; BOHNCKE & VANDENBERGHE 1991; HUISINK 1998; KASSE et al. 1995; KOZARSKI 1991b; VANDENBERGHE 1995b). Eine jungdryaszeitliche Dünenbildung ist aus verschiedenen Regionen überliefert (BUSSEMER et al. 1998; KASSE 1995, 1999; KOZARSKI & NOWACZYK 1991; SCHIRMER 1999; SCHLAAK 1999; VANDENBERGHE 1991). Hinweise für Flugsandbildung während der Jüngeren Dryas existieren auch aus dem nördlichen Oberrheingraben (BECKER 1963, 1967; LÖSCHER 1988, 1994; LÖSCHER & HAAG 1989; SEMMEL 1980, 2001c). In Kapitel 3.2 wird darauf noch ausführlich eingegangen.

2.3.1.1 Zusammenfassung

In der Übergangsphase Pleni-/Spätglazial waren die Flußläufe in Mitteleuropa von klimatischen Einflüssen geprägt und zeigten generelle Ähnlichkeiten der fluvialen Geomorphodynamik. Es dominierten breitbettig verwilderte *“braided river-systems”*. Der flußdynamische Umbruch zur Mäanderbildung erfolgte vielerorts während einer fluvialen Transformationsphase bis zum Allerød. In einigen Regionen setzte dieser fluviale Wandel jedoch erst zu Beginn des Holozäns ein.

Für das Allerød ist die Ablagerung von Hochflutsedimenten in verschiedenen Flußtälern belegt. Regional sind Hochflutablagerungen aufgrund der Beimengung von LST relativ sicher in das ausgehende Allerød oder die nachfolgende Jüngere Dryas zu datieren

Während der Jüngeren Dryas zeigen die Flußsysteme nicht nur überregional, sondern auch in verschiedenen Teileinzugsgebieten eines Flusses eine unterschiedliche Reaktion. Einige Flußläufe waren von höherer Aktivität gekennzeichnet und verwandelten sich erneut in *“braided rivers”*. Andere Flüsse behielten das mäandrierende Gerinnebettmuster hingegen bei. Als Ursache der ungleichförmigen Flußentwicklung werden gebietspezifische Faktoren angegeben. Es wird angenommen, daß als Folge der jungdryaszeitlichen Abkühlung nicht in allen, sondern nur in einigen Flußgebieten geomorphologische Schwellenwerte überschritten wurden, die flußdynamische und/oder -morphologische Veränderungen verursachten.

Es existieren Hinweise für eine klimatische Zweiteilung der Jüngeren Dryas in eine von stärkerer fluvialer Aktivität geprägte, kältere und humidere erste Hälfte und eine im Vergleich dazu trockenere und wärmere zweite Hälfte. Für diese spätere Phase wird vielfach von einer reduzierten Flußdynamik und dem Einsetzen äolischer Dynamik bzw. dem Aufkommen einer

Flugsandphase berichtet. Hinweise für eine jungdryaszeitliche Dünenbildung liegen auch aus dem nördlichen Oberrheingraben vor.

2.3.2 Entwicklung der fluvialen Geomorphodynamik im Holozän

Im Übergang vom Spät- zum Postglazial setzte in vielen Flußsystemen ein erneuter Wandel der Flußdynamik ein. An einigen Flüssen kam es zu Beginn des Holozäns zur Transformation der verwilderten Gerinnestrukturen der Jüngerer Dryas in ein (einfadig) mäandrierendes System (SCHELLMANN 1990, 1993; VANDENBERGHE 1995a). Andere Flußläufe behielten den bereits vorher angelegten Mäanderlauf bei und entwickelten kleiner dimensionierte Mäander (STARKEL 1983a, 1983b, 1991d, 1995d; VANDENBERGHE et al. 1994). Die im Vergleich zu den spätglazialen Mäandern verringerte Wellenlänge der frühholozänen Mäander reflektiert nach Ansicht von VANDENBERGHE (1995a) die geänderten hydrologischen Bedingungen zu Beginn des Holozäns (z.B. höhere Evapotranspirationsrate infolge zunehmender Vegetationsbedeckung, ausgeglichene Jahresabflüsse, verminderte Spitzenabflüsse, zunehmende Stabilisierung der Böden, verringerte Sedimentzufuhr in die Vorfluter). Diese Entwicklung ist jedoch nicht überregional zu beobachten. Einige Flüsse zeigen z.T. noch bis weit in das Holozän andauernd den Charakter eines *“braided rivers”* (BLUDAU & FELDHOFF 1997; BUCH 1988a; THOMAS 1993a). Zudem führten anthropogene Beeinflussungen (z.B. Rodungen, Ackerbau) zu Störungen der natürlichen Auengenese (THIEME 2001: 377f.). Für das Holozän ist somit von einer diachronen Flußentwicklung auszugehen. Das belegen verschiedene Studien aus Mitteleuropa (BROWN 1990; FALKOWSKI 1975; HILGART 1995; IGL 2000; MÄCKEL 1998a, 1998b; MOL 1995; MOORES et al. 1999; NOLTE 2000; SCHELLMANN 1990, 1993; SCHELLMANN & W. SCHIRMER 1994; SCHIRMER 1983a, 1990a, 1995; STARKEL 1983a, 2002; vgl. dazu auch BUCH 1988a: Abb. 55, IGL 2000: Tab. 4, NILLER 1998: Tab. 7, THOMAS 1993a: Tab. 1).

Zahlreiche Autoren liefern Hinweise zu Phasen wechselnder bzw. gesteigerter Flußaktivität im Holozän (BECKER 1982, 1983; BRUNNACKER & STRAUCH 1985; FELDMANN & SCHELLMANN 1994; MACKLIN & LEWIN 1993; SCHELLMANN 1990, 1994b; SCHIRMER 1973, 1983a, 1995; STARKEL 1983a, 1983b, 1983c, 1985, 1990, 1991b, 1991c, 1991d, 1995a, 1995b, 1995c; vgl. NILLER 1998: Abb. 4). Während der letzten ca. 10 000 a sollen fluviale Aktivitätsphasen von kürzerer Dauer, die durch längere Abschnitte mit relativer morphologischer Stabilität getrennt waren, weitgehend simultan verlaufen sein (STARKEL 1983b, 1991b, 1995c; vgl. SCHELLMANN 1994b: Abb. 8). In dem Zusammenhang nimmt STARKEL (1985) mehrere *“short-term cycles”* an, d.h. rhythmische Änderungen der Flußdynamik in Intervallen, die jeweils 2000-2500 a gedauert hätten. Die durch Phasen mit höherer fluvialer Aktivität gekennzeichneten Zeiten

korrespondieren nach STARKEL (1991c) auffallend gut mit alpinen Gletschervorstößen und der Absenkung der Baumgrenze im Alpenraum. Als Ursache werden Klimafluktuationen in Verbindung mit Veränderungen der atmosphärischen und ozeanischen Zirkulation vermutet, die den Trend der langfristigen kontinuierlichen Erwärmung seit dem Spätglazial überlagert hätten (KNOX 1995; STARKEL 1995b). Es bestünden Zusammenhänge zwischen der Häufung von Extremereignissen (z.B. Überflutungen) und Perioden mit verminderter Sonnenaktivität und erhöhter kosmischer Strahlung (STARKEL 2002). Als ein Beispiel nennt STARKEL (1985) den signifikanten Anstieg der Überflutungshäufigkeit im Zeitraum von 8 500-8 000 BP. Dieses vermehrte Auftreten von Hochflutereignissen im frühen Holozän führt STARKEL (1995c) auf die polwärtige Verschiebung des nordhemisphärischen Hochdruckgürtels zurück.

Es ist unklar, ob eine Verbindung zwischen sogenannten *“millennial-scale cycles”* (BOND et al. 1997) und fluvialen Aktivitätsphasen besteht. Für einen übergeordneten Klimaimpuls als Ursache erhöhter Flußaktivität spricht, daß Umlagerungsphasen *„nicht zufällig und lokal, sondern zeitlich und räumlich einheitlich über das Flußsystem verbreitet sind“* (SCHIRMER 1980: 12). Eine überregionale Synchronität von Zeiten höherer bzw. geringerer Flußdynamik ist aus den Literaturangaben allerdings nicht herzuleiten. Vielmehr decken sich z.B. die von STARKEL (1983c, 1991b, 1995d) genannten Phasen mit gesteigerter Aktivität in Polen nicht mit den von BECKER (1980) erwähnten Zeiträumen aus dem südlichen Mitteleuropa. Zudem verweisen einige Autoren auf den regionalen bzw. lokalen Charakter von *“flooding phases”* (HOFSTEDÉ et al. 1989). Somit bestehen Unsicherheiten hinsichtlich der Steuerungsfaktoren von Schwankungen der Flußaktivität.

SHELLMANN (1994b) merkt kritisch an, die Verknüpfung von fluvialen Aktivitätsphasen mit Klimaschwankungen im Holozän erfordere eine zeitlich präzise Erfassung. Aufgrund der zumeist nur in geringer Anzahl und für Einzelstandorte vorliegenden Altershinweise gäbe es jedoch häufig große Defizite in der geochronologischen Einstufung von Terrassenabfolgen. Daher sei vielfach zwar der Bildungszeitraum einer Terrasse bzw. die Gesamtdauer einer Umlagerungsphase einzuordnen, *„die weitere Untergliederung dieser fluvialen Großzyklen“* in Phasen *„gesteigerter oder abgeschwächter Umlagerung“* bleibe hingegen auch weiterhin weitgehend unbekannt (SHELLMANN ib.: 141). Ähnlich äußern sich MOORES et al. (1999), die auf Schwierigkeiten bezüglich der Abschätzung von Größenordnungen sowie der Häufigkeit von fluvialen Phasen im Holozän hinweisen. Das Problem der genauen Erfassung besteht demnach offenbar darin, daß es i.d.R. an gut datierten Sedimentsequenzen mangelt, die singuläre Ereignisse in Flußauen zeitlich hochaufgelöst widerspiegeln (MOORES et al. ib.).

Ungeachtet der diachronen Entwicklung der Flußaktivität in Mitteleuropa sind im Holozän in vielen Tälern zwei zeitlich grob abzugrenzende Hauptphasen zu unterscheiden. Die erste Phase, das Altholozän (Präboreal, Boreal), gilt aufgrund der klimatisch bedingten Änderung bzw. Stabilisierung der allgemeinen Umweltverhältnisse (z.B. Aufkommen geschlossener

Vegetationsbedeckung, konstanterer Abflußgang, zunehmende Stabilisierung der Böden, verringerter Sedimenteintrag, Abnahme der Sedimentfracht) im Vergleich zum Spätglazial verbreitet als morphologische Stabilitätsphase (BOHNCKE & VANDENBERGHE 1991; BUBENZER 2000; HOUBEN et al. 2001; HOWARD et al. 1999; IGL 2000; KIDEN 1991; LIPPS & CASPERS 1990; MACKLIN & LEWIN 1993; MAIZELS & AITKEN 1991; PASTRE et al. 1997; ROBERTSON & LAMBRICK 1984; ROSE et al. 1980; SCHIRMER 1973; TIPPING 1998; VANDENBERGHE 1995a; VANDENBERGHE & SMEDT 1979).

In diesem Zeitraum war die Flußentwicklung von anthropogenen Effekten weitgehend unbeeinflusst. Potentiell könnten lokale Störungen des Naturhaushaltes durch mesolithische Jäger und Sammler eine erste Beeinträchtigung der fluvialen Geomorphodynamik im frühen Holozän verursacht haben (BOS & URZ 2003; BURRIN & JONES 1991; KLIMEK 1999, MACKLIN 1999; MOORES et al. 1999; PASTRE et al. 2001; URZ 2000). Das gilt insbesondere, wenn man berücksichtigt, daß *„jede vom Menschen verursachte Veränderung im Einzugsgebiet eines Flusses [...] in direkter oder indirekter Weise auch die Flußlandschaft“* beeinflusste (URZ et al. 2002: 274). Somit ist eine im Altholozän durch *“human impact”* induzierte Beeinflussung der fluvialen Dynamik auch für den nördlichen Oberrhein nicht grundsätzlich auszuschließen.

In der zweiten Phase setzte – mit Beginn der neolithischen Landnutzung im Atlantikum – vielerorts die spürbare anthropogene Beeinflussung der fluvialen Geomorphodynamik ein. Danach stand die Entwicklung der Flußsysteme unter dem kombinierten Einfluß natürlicher Prozesse und menschlicher Aktivitäten. Die anthropogene Beeinflussung der Auedynamik war zunächst sicher noch vergleichsweise gering. Ab der Bronze- bzw. spätestens seit der Eisenzeit ist an vielen Flüssen jedoch eine deutliche Intensivierung von *“human impact”* zu erkennen (BARBER & TWIGGER 1987; BROWN 1987a, 1996; BURRIN & JONES 1991; HERGET 2000; HEUSCH et al. 1998; HILLER et al. 1991; JOCKENHÖVEL 1986; KALIS et al. 2003; KIDEN 1991; KLIMEK 1999; KLOSTERMANN 1988; LIPPS 1988; MACKLIN 1999; MACKLIN & LEWIN 1993; MACKLIN & NEEDHAM 1992; MÄCKEL 1998b; MÄCKEL & FRIEDMANN 1999; MÄCKEL et al. 1997; MAIZELS & AITKEN 1991; MOORES et al. 1999; SCHELLMANN 1993, 1994b; SCHIRMER 1980, 1983b, 1995; SPEIER 1999; STARKEL 1985, 1990, 1995a, 1995b, 1995c; TAYLOR & LEWIN 1997; THIEME 2001; URZ 2000; URZ et al. 2002; VAN VLIET-LANOË 1991).

Anthropogen beeinflusste Phasen der Auenentwicklung sind für verschiedene Zeiten im Holozän, insbesondere jedoch für die späte Bronzezeit, die Römerzeit, das Mittelalter und das *“Little Ice Age”* nachgewiesen (BARTELS & MEYER 1972; BERENDSEN et al. 1995; BUCH & HEINE 1995; DELORME & LEUSCHNER 1983; FELDMANN & SCHELLMANN 1994; GERLACH 1990; HAGEDORN & ROTHER 1992; LIPPS 1988; LÜTTIG 1960; MÄCKEL 1994, 1997; PASTRE et al. 1997, 2001; SCHIRMER 1973, 1990b; STARKEL 1987, 1991b, 1991c, 1991d; THOMAS 1993a). Als Beispiel für die zunehmende Beeinflussung der fluvialen Geomorphodynamik durch den Menschen sei auf das südliche Oberrheintiefland und den W-Rand des Schwarzwaldes ver-

wiesen, wo acht weitgehend anthropogen induzierte Auenlehmphasen seit dem Neolithikum unterschieden werden können (MÄCKEL 1998b; MÄCKEL & FRIEDMANN 1999).

Die anthropogenen Eingriffe verliefen diachron und beeinflussten die Flußentwicklung in unterschiedlicher Weise. In der Literatur erwähnte Folgereaktionen waren z.B. der schnellere Anstieg der Abflußganglinie, Veränderungen der Hochflutdynamik, eine durch Bodenerosion bedingte Zunahme der Sedimentzufuhr, ein geänderter Baustil von Auenterrassen oder der Wandel des Gerinnebettmusters (BARSCH et al. 1993; BLUDAU & FELDHOFF 1997; BROWN 1996; BRUNOTTE & SICKENBERG 1977; GREGORY 1995; HAVLÍČECK 1983; HILLER et al. 1991; HUCKRIEDE 1972; JOCKENHÖVEL 1986; KNOX 1999; MACKLIN & NEEDHAM 1992; PASSMORE et al. 1993; PASTRE et al. 1997; SCHELLMANN 1990, 1993, 1994a; STARKEL 1983a, 1985, 1990, 1991d, 1995c; STEINMÜLLER 1987).

Häufig wird in Zusammenhang mit den Auswirkungen anthropogener Beeinflussungen auf eine Zunahme der fluvialen Sensitivität, d.h. eine gesteigerte Empfindlichkeit gegenüber Umwelteinflüssen hingewiesen (FELDMANN & SCHELLMANN 1994). Es ist jedoch schwierig zu beurteilen, inwieweit *“human impact”* die natürliche Entwicklung überlagert und damit Art und Ausmaß von Veränderungen geprägt hat (Kap. 2.2). Einige Autoren führen Änderungen in der Auensedimentation sowohl auf klimatische als auch auf anthropogene Ursachen zurück (BARSCH et al. 1993; MÄCKEL & FRIEDMANN 1999). Andere Bearbeiter sehen die deutliche Zunahme der Flußaktivität in der zweiten Hälfte des Holozäns eher in den zunehmenden anthropogenen Störungen begründet, als durch die relativ schwachen Wandlungen des Klimas verursacht (FRENZEL 1983). Im allgemeinen überwiegt die Meinung, die Beeinflussung der fluvialen Geomorphodynamik durch menschliche Eingriffe in den Landschaftshaushalt sei in diesem Zeitraum so massiv gewesen, daß jegliche klimatische Einflüsse dadurch vollständig überdeckt worden seien (MACKLIN & LEWIN 1993; ROBERTSON & LAMBRICK 1984). Dennoch wird mitunter kategorisch ausgeschlossen, daß *„Auelehm ein kulturbedingtes“* oder *„kulturbeeinflusstes“* Sediment darstellt (FUHRMANN 1999a: 35).

Das späte Subboreal war in Teilen Mitteleuropas eine Phase größerer paläoökologischer und hydrodynamischer Veränderungen. PASTRE et al. (2001) erwähnen zahlreiche Flüsse, die zu dieser Zeit von erhöhter fluvialer Aktivität gekennzeichnet waren. Zudem setzte eine verstärkte Landnutzung durch bronzezeitliche Siedler ein (SPEIER 1999). In etwa gleichzeitig kam es im Übergang vom Subboreal zum Subatlantikum im Zeitraum von 2850-2550 BP zu einer deutlichen Klimaänderung, hin zu kühleren und/oder feuchteren Bedingungen (BARBER & COOPE 1987; GEEL et al. 1996; MAISE 1998). Dieser Aspekt ist in Zusammenhang mit der Diskussion der Untersuchungsergebnisse aus dem nördlichen Oberrheingraben noch einmal aufzugreifen (Kap. 8.5.4).

Spätestens ab dem Subatlantikum war die Entwicklung der fluvialen Geomorphodynamik überregional vermutlich weitgehend durch anthropogene Beeinflussungen bestimmt. Im Isar-

und im Donautal führten die zunehmenden Eingriffe des Menschen zu einer Intensivierung der fluvialen Dynamik. Der dadurch ausgelöste „*innerholozäne Umbruch*“ der Talentwicklung resultierte in einer in immer kürzeren Zeitintervallen erfolgten Terrassenbildung und bewirkte eine Tieferlegung des Auenniveaus (FELDMANN & SCHELLMANN 1994; SCHELLMANN 1990, 1993). Eine ähnliche Entwicklung ist auch am Main zu beobachten, wo seit der Römerzeit insgesamt vier jungholozäne Auenniveaus gebildet wurden (SCHIRMER 1980, 1983a, 1990a, 1990b, 1995).

In Zusammenhang mit der Landschaftsentwicklung der Flußauen im Holozän ist ein weiterer, bislang nicht erwähnter Aspekt zu besprechen. Aus verschiedenen Flußgebieten sind dunkel gefärbte bis schwarze, zumeist stark tonige Auensedimente/-böden überliefert (BERENDSEN et al. 1995; BLUDAU & FELDHOFF 1997; BOHNCKE & VANDENBERGHE 1991; BROSCHE 1984; BUBENZER 1999, 2000; DAMBECK & SABEL 2001; DAMBECK & THIEMEYER 2002; EBERHARDT 1998; FELDMANN & SCHELLMANN 1994; FETZER et al. 1995; HOFSTEDE et al. 1989; HOUBEN 1997; HOUBEN et al. 2001; IGL 2000; IGL et al. 2000; JANSSEN et al. 1995; LANG & NOLTE 1999; LÜTTIG 1960; MÄCKEL 1969, 1997; NOLTE 2000; PASTRE et al. 1997, 2001; PRETZSCH 1994; SCHELLMANN 1990, 1993; SCHIRMER 1983a; THOMAS 1993b; VANDENBERGHE 1979; VANDENBERGHE & DE SMEDT 1979; WALDMANN 1989; WILDHAGEN & MEYER 1972).

Die Bezeichnung dieser Phänomene wird recht uneinheitlich gehandhabt (RITTWEGER 1997, 2000). Das belegen Begriffe, wie z.B. „*Feuchtschwarzerde*“, „*Pseudo-Tschernosem*“, „*Schwarzer Auenboden*“ oder „*Schwarzer Leine-Ton*“. Für diese Bildungen gilt ein holozänes Alter mehrheitlich als wahrscheinlich. Bisweilen wird aber auch eine spätglaziale Entwicklung vermutet. Beispielsweise nimmt SCHIRMER (1983a) für die „*Auen-Feuchtschwarzerde*“ eine vorwiegend im Spätglazial erfolgte, örtlich jedoch noch bis in das Frühholozän andauernde Pedogenese an. Die Entstehung der dunklen Horizonte wird häufig – vor allem in größeren Tälern – in das Boreal oder Atlantikum, dagegen seltener in das Präboreal oder Subboreal gestellt (BUBENZER 2000). Als ein Beispiel ist der „*Schwarze Auenboden*“ (SAB) bzw. „*Black Floodplain Soil*“ (BFS) zu nennen, der höchstwahrscheinlich im Zeitraum vom frühen Boreal bis zum Subboreal gebildet wurde (EBERHARDT 1998; HOUBEN 1997; HOUBEN et al. 2001; NOLTE 2000; RITTWEGER 1997, 2000). Gleichwohl deuten die variierenden Altersangaben auf eine diachrone Entstehung hin, weshalb es generell fraglich erscheint, ob es sich um einen überregionalen Leithorizont der holozänen Auenentwicklung handelt.

Die häufig am Aufbau vorherrschend beteiligte pelitische Lithofazies läßt auf sehr ruhige Entstehungsbedingungen schließen (LANG & NOLTE 1999). In den meisten Fällen scheint die Entwicklung allerdings nicht geklärt zu sein, jedenfalls liegen i.d.R. keine bzw. nur wenig konkrete Angaben zur Genese vor. Eine Ausnahme stellt der SAB/BFS dar, der seitens der Arbeitsgruppe um Prof. Dr. W. Andres (JWGU) eingehender bearbeitet und beschrieben wurde. In dem Zusammenhang entstanden auch die Arbeiten von RITTWEGER (1997, 2000),

der für den SAB eine polygenetische Entstehung unter dichter Vegetationsbedeckung in sumpfigen Auenwäldern im Boreal und Atlantikum vermutet. HOUBEN et al. (2001) stimmen dem insofern zu, als der hohe Tongehalt des SAB/BFS nur mit einer Bildung unter dichter Auenvegetation zu erklären ist. Allerdings ist es bezüglich der Genese fragwürdig, ob es sich um eine autochthone Bodenentwicklung, um allochthones Material oder möglicherweise um beides handelt (HOUBEN 1997). Jüngste Erkenntnisse deuten auf eine Entstehung im Zuge einer Kombination von langsamer Sedimentanlagerung (*“slow accretion of overbank fines”*) und Pedogenese hin. Daher ist zu vermuten, daß der Name die Genese nicht hinreichend reflektiere (HOUBEN et al. 2001). Auch eine Beziehung zur Degradation von Schwarzerden – durch Verlagerung von erodiertem humosem Tonmaterial von den Hängen bis in die Tiefenlinie bzw. Sedimentation in der Aue – wird hinsichtlich der Entwicklung in Betracht gezogen (RITTWEGER 2000). Die Ausprägung der *“final characteristics”* des SAB/BFS soll während einer Trockenphase im Subboreal erfolgt sein (RITTWEGER ib.). Diese Annahme wird gestützt durch das Fehlen oder die extrem schlechte Erhaltung botanischer Reste in diesen Straten. Daher fassen KREUZ et al. (1998) den SAB/BFS als terrestrische Bildung oder Produkt von Grundwasserabsenkung auf.

2.3.2.1 Zusammenfassung

Zu Beginn des Holozäns ist an vielen mitteleuropäischen Flußläufen ein flußdynamischer Wandel zu erkennen. Einige Flüsse beginnen erstmalig zu mäandrieren, andere stellen den verwilderten jungdryaszeitlichen Lauf um, so daß die Mäanderbildung erneut einsetzt. Eine überregionale Gleichförmigkeit der fluvialen Entwicklung im Übergang Spätglazial/Holozän ist jedoch nicht erkennbar. Das frühe Holozän gilt verbreitet als Phase relativer morphologischer Stabilität, in der die Flußentwicklung weitgehend klimatisch gesteuert ist. Eine erste anthropogene Beeinflussung der Flußsysteme zu der Zeit ist dennoch nicht auszuschließen, bevor es ab dem Neolithikum zu spürbaren Veränderungen der fluvialen Geomorphodynamik durch *“human impact”* kommt. Im Subatlantikum dominieren die Folgen der Landnutzung (z.B. Bodenerosion) vielerorts gegenüber natürlichen Einflüssen, was an vielen Flußläufen die weitestgehend anthropogen gesteuerte Talentwicklung einleitet.

Einige Autoren nehmen einen synchronen Verlauf fluvialer Aktivitätsphasen im Holozän an. Andere Quellen verweisen auf den regionalen/lokalen Charakter von Zeiten mit erhöhter Flußaktivität. Eine generelle Synchronität der Flußentwicklung in Mitteleuropa im Holozän ist nicht zu beobachten. Probleme bereitet u.a. die Verknüpfung fluvialer Aktivitätsphasen mit holozänen Klimaschwankungen. Eine zeitlich präzise Erfassung einzelner Phasen/Perioden ist aufgrund der zumeist geringen Anzahl und der nur punktuell vorliegenden Altershinweise schwierig.

Während des Holozäns kommt es in zahlreichen Flußgebieten in Mitteleuropa zur Ausbildung dunkel gefärbter Auensedimente/-böden. Im Hinblick auf den Entstehungszeitraum und die Bildungsbedingungen ist unklar, ob diese Erscheinungen untereinander vergleichbar sind. Die Altersangaben variieren und Hinweise zur Genese fehlen i.d.R weitgehend. Häufig wird eine Entstehung im Früh- und Mittelholozän angenommen. Die verbreitet am Aufbau beteiligte tonige Lithofazies deutet auf eine Phase morphodynamischer Stabilität während der Ablagerung hin. Für den SAB/BFS wird eine polygenetische Entwicklung unter dichter Auwaldbedeckung im Boreal und Atlantikum vermutet. Ein anthropogene Beeinflussung (z.B. Bodenerosion) der Bildungsbedingungen dieses Horizontes wird in Betracht gezogen.

3. Forschungsstand der spät- und postglazialen (Fluß-)Landschaftsentwicklung im nördlichen Oberrheingraben

Das Kapitel gibt einen Überblick zum Forschungsstand der spät- und postglazialen (Fluß-)Landschaftsentwicklung im nördlichen Oberrheingraben. Aus geowissenschaftlicher Sicht existiert eine große Bandbreite an thematisch relevanten Schriften. Ein beträchtlicher Teil der Arbeiten befaßt sich mit quartärgeologischen und/oder bodenkundlichen Themen, wie z.B.

- Alter und Gliederung der Niederterrasse (Kap. 3.1),
- Aufbau und zeitliche Einstufung von Flug-/Dünensanden (Kap. 3.2),
- Entwicklung des Bergstraßen-Neckars (Kap. 3.3),
- Entstehung und Altersstellung der MS im Rheinauenbereich (Kap. 3.4),
- Beziehungen zwischen Sedimenten und Bodenentwicklung (Kap. 3.5),
- Gliederung, Genese und Bildungszeitraum von „*Grauer Tschernosem*“ (Kap. 3.5.3.1).

Die vorgenannten Aspekte sind für die Untersuchungen zur Landschaftsrekonstruktion von besonderer Bedeutung. Daher wird der Stand der Forschung zu diesen Punkten in zeitlicher Reihenfolge nachfolgend abgehandelt.

3.1 Gliederung und Altersstellung der Niederterrasse

Im nördlichen Oberrheingraben werden zwei Stufen der Niederterrasse (NT) unterschieden: die „*Obere Niederterrasse*“ (oNT) mit der Altaue des Bergstraßen-Neckars und die „*Untere Niederterrasse*“ (uNT) im Bereich der Rheinniederung (SCHEER 1978; SCHWEISS 1988; Abb. 4). Im Raum Karlsruhe ist zwischen dem pleistozänen Hochgestade und der holozänen Rheinaue ein Höhenunterschied von ca. 10 m zu verzeichnen (BARTZ 1976; SCHEER 1978). Nach N nimmt diese Höhendifferenz tektonisch bedingt ab und beträgt – zwischen Worms

und Mainz (Abb. 9) – am N-Ende des Oberrheingrabelns noch 0,5-2 m (ABELE 1977; FETZER et al. 1995; ILLIES 1982; SCHEER 1978; SCHWEISS 1988).

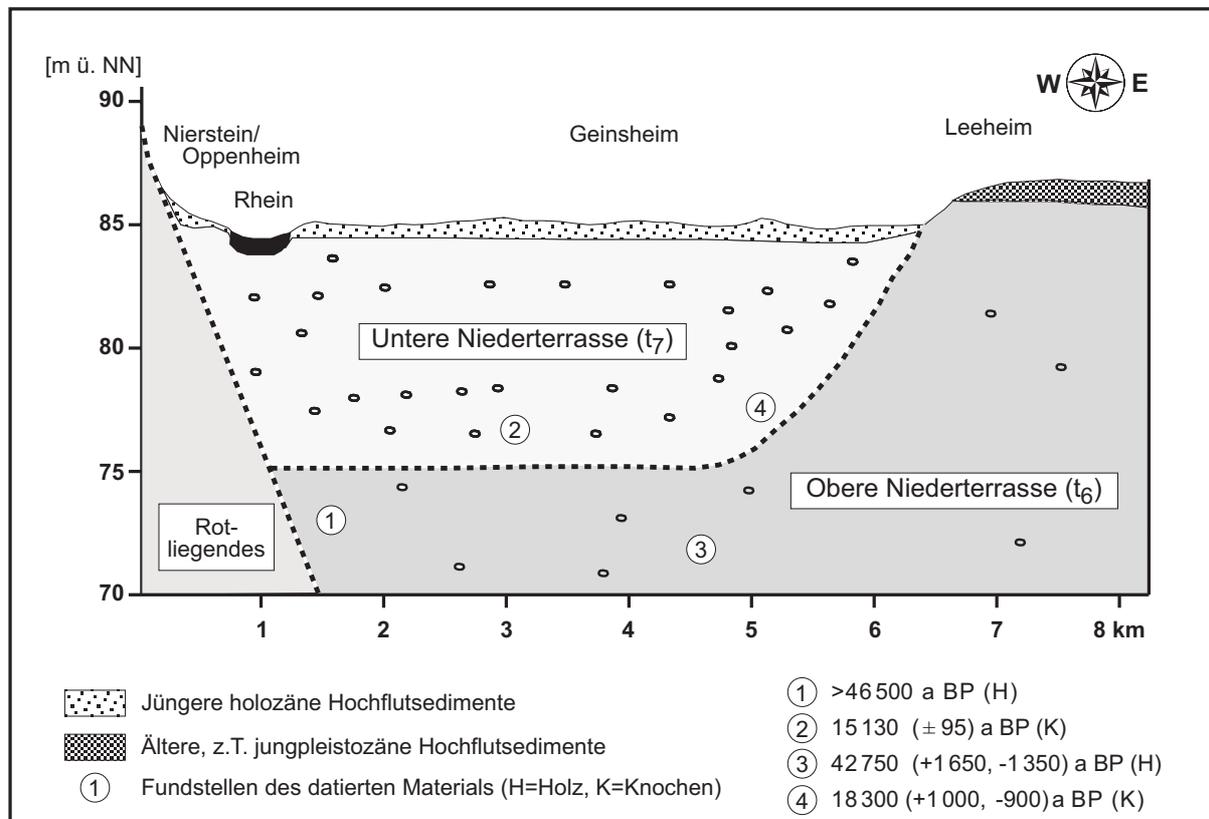


Abb. 4: Schematischer Querschnitt durch die Niederterrasse des nördlichen Oberrheines im Raum Nierstein/Oppenheim – Geinsheim – Leeheim (SCHEER 1978; verändert).

Der zweistufige Charakter der Niederterrasse (NT) ist aus verschiedenen Laufabschnitten des Rheintales bekannt (BIBUS 1980; FRECHEN & HEIDE 1969; HEINE 1982; KANDLER 1970; KLOSTERMANN 1988; KLOSTERMANN & PAAS 1990; THOSTE 1974). Zwei NT-Niveaus kommen auch in der im N an das Untersuchungsgebiet angrenzenden Untermainebene vor (BECKER 1963, 1967; SEMMEL 1969, 1980). Diese lassen sich stratigraphisch vermutlich mit der NT am nördlichen Oberrhein parallelisieren. Wahrscheinlich ist die t_6 des Untermaingebietes mit dem Hochgestade des nördlichen Oberrheines bzw. die t_7 am Untermain mit den Kiesen im Bereich der Rheinaue zu korrelieren (SCHEER 1978). Am N-Ende des Oberrheingrabelns ist die morphologische Differenzierung der verschiedenen Niveaus nicht möglich. Dort erweist sich die Gliederung der NT als problematisch. Die Schwierigkeiten sind u.a. auf das Fehlen einer klaren lithologischen Differenzierungsmöglichkeit der Rheinsedimente (z.B. in Bezug auf Färbung, mineralogische Komposition) zurückzuführen. Daher gilt die vermutete Existenz einer zweigliedrigen NT am nördlichen Oberrhein letztlich als nicht belegt (SCHEER 1978).

Zu der von SCHEER (1978) postulierten Zweistufigkeit der NT liefern vor allem die älteren Arbeiten (z.B. KUPFAHL et al. 1972a, SCHMITT & STEUER 1974) keine konkreten Angaben. In den Ausführungen von STEUER (1974: 22) taucht in der Überschrift zum Kapitel „*d. Jungpleistozäne Ablagerungen [...]*“ der Zusatz „(Niederterrasse)“ auf. SCHMITT (1974: 39) erwähnt im S-Abschnitt von Blatt 6016 Groß-Gerau eine „vom [...] (Älteren) Hochflutlehm“ bedeckte „Untere Niederterrasse“ des Rheins. KUPFAHL (1972b: 134) verbindet mit der „Niederterrasse“ den „höchsten, örtlich an die Oberfläche tretenden Teil der Terrassen von Rhein und Neckar“ im Bereich der TK25 6217 Zwingenberg an der Bergstraße.

In den Legenden der neueren geologischen Kartenwerke (z.B. ROSENBERGER et al. 1996, SCHARPFF 1977) ist die „Niederterrasse“ *expressis verbis* nicht ausgewiesen. Allerdings sind den Erläuterungsbänden zu den GK25-Blättern 6316 Worms bzw. 6216 Gernsheim – diese Karten werden nachfolgend als Blatt Worms bzw. Blatt Gernsheim bezeichnet – diverse Angaben zu entnehmen, die auf ein blattübergreifendes einheitliches NT-Niveau hindeuten, das rechtsrheinisch an die Rheinaue angrenzt (ROSENBERGER et al. o.J.; SCHARPFF 1977).

Für SCHARPFF (1977: 36) entspricht die rechtsrheinische „ $t_{(5)}$ -Terrasse E des Rheins“ von Blatt Worms altersmäßig der NT von KUPFAHL (1972b). Dieses Terrassenniveau scheint sich gen N über den gesamten rechtsrheinischen Bereich von Blatt Gernsheim fortzusetzen. Dort erachten ROSENBERGER et al. (o.J.) die als „Niederterrasse“ bezeichnete Terrassenfläche zwischen der von verschiedenen Paläomäandern geformten Rheinniederung im W und dem E-Rand des Kartenblattes als N-Fortsetzung der „ $t_{(5)}$ E des Rheins“ *sensu* SCHARPFF (1977). Zum Alter dieser „Niederterrasse“ machen ROSENBERGER et al. (ib.) keine Angaben. Zudem steht die morphostratigraphische Zuordnung der Fläche zu einer der beiden NT-Stufen i.S.v. SCHEER (1978) aus.

Auf linksrheinischem Gebiet unterscheidet SCHARPFF (1977) im S von Worms zwei als „ $t_{(4)}$ “ bzw. „ $t_{(5)}$ “ bezeichnete jungwürmzeitliche Terrassenniveaus, die topographisch einige Meter über dem Niveau der rezenten Rheinniederung liegen und morphologisch durch eine auffällige 2-3 m hohe Geländekante voneinander getrennt sind. In jüngerer Zeit (Holozän) wurden diese Areale von Hochwässern nicht mehr erreicht. Die als „ $t_{(5)}$ -Terrasse W des Rheines“ benannte Fläche deutet SCHARPFF (ib.) als N-Fortsetzung der sich „in einem 37 km langen [...] Bogen von Speyer bis Worms“ erstreckenden Terrassenebene, die in weiter im S gelegenen Gebieten als uNT eingestuft und als „Frankenthaler Terrasse“ (Frankenthaler-T.) bezeichnet wird (HARKE & WOURTSAKIS 1988; SCHEER & WOURTSAKIS 1986; STÄBLEIN 1968).

Im N von Worms ist die morphologische Zweiteilung der jungwürmzeitlichen Terrasse nicht zu erkennen. Dort nimmt die „ $t_{(4)}$ “ die gesamte Fläche zwischen der Rheinniederung und der Paläorinne des MS 12 ein, während die „ $t_{(5)}$ “ offenbar fehlt (SCHARPFF 1977). Jedoch gilt die Bezeichnung dieser Flächeneinheit als „ $t_{(4)}$ “ als unsicher (SCHARPFF ib.). Im S von Worms liegt die Terrassenoberfläche der „ $t_{(4)}$ “ in einem Höhenniveau von 93-97 m ü. NN und steht damit deutlich höher an, als die „ $t_{(4)}$ “ im N von Worms (89,5-92,5 m ü. NN). Dagegen

befindet sich die Oberkante der „t₍₄₎“ im N von Worms in etwa auf gleichem Höhenniveau wie die „t₍₅₎“ im S von Worms (90,5-92,5 m ü. NN). Darauf macht bereits SCHARPFF (1977: 33) aufmerksam, der es nicht ausschließen kann, daß die der „t₍₄₎“ zugeordnete Fläche im N von Worms die Fortsetzung der topographisch tiefergelegenen „t₍₅₎“ im S von Worms bildet.

Auf dem Gebiet der im N an Blatt Worms anschließenden TK25 6216 Gernsheim sehen ROSENBERGER et al. (o.J.) eine signifikante Höhendifferenz zwischen der als „Niederterrasse“ bezeichneten rechtsrheinischen Terrasse und der Terrassenfläche, die auf linksrheinischer Seite im Raum Eich direkt an die Rheinniederung angrenzt. Das im Vergleich zur rechten Rheinseite im Durchschnitt um ca. 1,2 m tiefer gelegene linksrheinische Terrassenniveau bezeichnen die Autoren als „Höchste Auenterrasse“ (Kap. 3.4: Tab. 2). Dieser Bezeichnung ist der mit Fragezeichen versehene Namenszusatz „im Holozän überprägte Niederterrasse“ angehängt (ROSENBERGER et al. ib.). Des weiteren vermuten ROSENBERGER et al. (ib.), daß diese linksrheinische Fläche, die sich nach N bis in den Raum Guntersblum erstreckt, die Fortsetzung der „t₍₄₎-Terrasse“ im N von Worms i.S.v. SCHARPFF (1977) bildet. Nach Ansicht von ROSENBERGER et al. (ib.) handelt es sich möglicherweise um die nördlichste Teilfläche der „Frankenthaler-T.“, die laut KÄRCHER (1987), auch in weiter S gelegenen Grabenabschnitten ein im Vergleich zur rechtsrheinischen NT tiefergelegenes Terrassenniveau einnimmt. FETZER et al. (1995) stufen die „Höchste Auenterrasse“ jedoch nicht als uNT ein, sondern weisen diese Fläche den „Älteren Mäandersystemen“ (äMS) zu (Kap. 3.4).

BECKER (1963, 1967)			KUPFAHL (1972c)	SCHARPFF (1977)		SCHEER (1978)	ROSENBERGER et al. (o.J.)	SEMMELE (1969)	SEMMELE (1980)	KANDLER (1970) ABELE (1977)			
nördliches Oberrheintal			GK25 6217 Zwingenberg	GK25 6316 Worms		nördlicher Oberrheingraben (Rhein, Untermain)	GK25 6216 Gernsheim	GK25 5916 Hochheim (Untermain)	GK25 5917 Kelsterbach (Untermain)	Raum Mainz/Wiesbaden bis Bingen/Rüdesheim			
	Main	Rhein	Niederterrasse von Rhein und Neckar	linksrh.	rechtsrh.	vorwiegend Spätwürm	Frankenthaler-T. (= nördliche Fortsetzung der linksrheinischen t ₍₅₎ -Terrasse E des Rheines i.S.v. SCHARPFF 1977)	t ₇ -Terrasse (= "Untere NT" i.S.v. BECKER 1963,1967)	Spätwürm	t ₇ -Terrasse (Aufschotterung während der Jüngeren Dryas unsicher)	t _{1/2} -Terrasse (zweistufiger Charakter bzw. Zweiphasigkeit der Niederterrasse)		
Mittel- bis Spätwürm	Untere NT (UNT)	?		t ₍₅₎ -Terrasse	t ₍₅₎ -Terrasse E d. Rheines							t ₇ -Terrasse	t ₇ -Terrasse
Frühwürm bis Mittelwürm	Obere NT (ONT)	Obere NT (ONT)		(? Frankenthaler-T. i.S.v. STÄBLEIN 1968)	(= NT von Rhein und Neckar i.S.v. KUPFAHL et al. 1972)							t ₆ -Terrasse	t ₆ -Terrasse
				t ₍₄₎	?							Hochgestade (= NT von Rhein und Neckar i.S.v. KUPFAHL et al. 1972 bzw. t ₍₅₎ -Terrasse E des Rheines i.S.v. SCHARPFF 1977)	t ₆ -Terrasse (= "Obere NT" i.S.v. BECKER 1963,1967)

Abb. 5: Stratigraphische Gliederung und Altersstellung der Niederterrasse am nördlichen Oberrhein und in benachbarten Gebieten.

Wie aus Abbildung 5 zu ersehen ist, variieren die Ansichten zur stratigraphischen Gliederung und Altersstellung der NT im nördlichen Oberrheingraben. KUPFAHL (1972b) nimmt für die NT eine Entstehung spätestens an der Wende vom Hoch- zum Spätglazial an. BECKER (1963, 1967) und LUSKY (1977) stellen die Bildung der oNT am Untermain in den Zeitraum von der Ältesten bis zur Älteren Dryas. STÄBLEIN (1968) vermutet, der Rhein habe im Allerød damit begonnen sich in die NT einzuschneiden. SCHEER (1978) geht von einer Zerschneidung der

alt- bis mittelwürmzeitlichen älteren NT (t_6) ab dem Ende des Mittelwürm aus. Somit könnte diese Zerschneidungsphase am nördlichen Oberrhein etwas früher als im Untermaingebiet begonnen haben (SCHEER ib.), wo die Aufschotterung der t_6 höchstwahrscheinlich vor ca. 20 000 a beendet war (SEMMELE 1969, 1980). Hinweise zum Mindestalter der t_6 -Schotter am Untermain liefern Einlagerungen von LST im „Älteren Hochflutlehm“, der die oNT überdeckt (PLASS 1972; SEMMELE 1980). Infolgedessen lässt sich die prä-allerødzeitliche Entstehung der oNT in dieser Region tephrostratigraphisch belegen.

Auch die mit der Zerschneidung der t_6 einsetzende Aufschotterung der t_7 -Terrasse soll noch im Spätwürm geendet haben (SCHEER 1978; SCHWEISS 1988). Am Untermain liefern kryoturbate Stauchungen in den überlagernden Hochflutsedimenten einen Hinweis für das spätwürmzeitliche Alter der t_7 -Terrasse (SEMMELE 1969, 1974, 1980). Im Untersuchungsgebiet fehlen derartige Nachweise.

Im Raum Speyer und in den N anschließenden Laufabschnitten des Oberrheins wird die Entstehung der uNT bzw. der „Frankenthaler-T.“ von STÄBLEIN (1968) in die Jüngere Dryas gestellt. Dagegen nimmt BARTZ (1976) für die t_7 -Terrasse ein holozänes Alter an. BARTZ (ib.: 168) führt die Bildung dieser Terrasse darauf zurück, daß das Obere Kieslager im Holozän im Bereich der Rheinniederung teilweise ausgeräumt wurde. Die holozänen Ablagerungen des Rheins lägen daher als Sande und Kiese vor, die von feinkörnigen Hochflutsedimenten bedeckt seien (BARTZ ib.). Im Unterschied dazu sieht SCHEER (1978) die Existenz eines solchen 10-15 m mächtigen holozänen Schotterkörpers unter der Rheinaue im nördlichen Oberrheingraben als nicht bewiesen an.

3.2 Aufbau und zeitliche Einstufung von Flug-/Dünensanden

Flug-/Dünensande besitzen im nördlichen Oberrheingraben eine räumlich große Verbreitung. Die äolischen Ablagerungen treten vor allem E des Rheins auf der oNT und auf den höher gelegenen Flußterrassen und Bruchschollen in Erscheinung (LÖSCHER 1994). Zur Übersicht über die regionalen Flugsandvorkommen sei auf die „Bodenkarte der nördlichen Oberrheinebene 1:50 000“ (HLfB 1990) und die „Quartärgeologische Karte des nördlichen Oberrheintals“ von BECKER (1963) verwiesen.

Flugsande sind im Raum Darmstadt/Zwingenberg („Bergsträßer Flugsande“) und in der Gegend um Lorsch/Viernheim („Lorsch/Viernheimer Flugsande“) in größerer Mächtigkeit zu deckenartigen Dünenfeldern aufgeweht. Weitere Flugsandareale finden sich in den Gebieten S von Groß-Gerau, wo auf Umlaufflächen des Bergstraßen-Neckars kleinere Dünenkomplexe vorkommen, die den größeren, zusammenhängenden Dünengebieten im E lokal vorgelagert sind und mit diesen räumlich nicht in Verbindung stehen. Auch auf der linksrheinischen

Seite existieren einige inselartige Flugsandagglomerationen, wie z.B. das „Sandwoog“ bei Eich (Kap. 7.2.1). Im Unterschied zu den großflächig abgelagerten rechtsrheinischen Dünen-vorkommen treten die äolischen Sedimente hier flächenmäßig jedoch nur untergeordnet auf (HLfB 1990).

Die Flugsandvorkommen in der Region dürften erst in größerer Mächtigkeit akkumuliert worden sein, als im Bereich der Rheinaue eine tiefergelegene Auswehungsfläche existierte und der Rhein die NT nicht mehr periodisch überflutete (LÖSCHER 1988, 1994; LÖSCHER & HAAG 1989). Angaben zum lithostratigraphischen Aufbau und/oder zur Zeitstellung von Flug-/Dünensanden im nördlichen Oberrheingebiet finden sich in zahlreichen Arbeiten. Es handelt sich um z.T. mehrfach gegliederte Flugsandkomplexe. Für die Hauptmasse der äolischen Sande wird eine Entstehung während verschiedener Phasen im Würm angenommen. Einige Quellen erwähnen auch anthropogen induzierte Flugsandreaktivierungen im Holozän (BARAY & ZÖLLER 1993; BECKER 1963, 1967; BREUNIG 1994; FETZER et al. 1995; HANKE & MAQSUD 1985; HOFFMANN 1985; KUPFAHL 1972c, 1972d, 1972e; LÖSCHER 1988, 1994; LÖSCHER & HAAG 1989; LUSKY 1977; PLASS 1980; ROHDE 1994; SCHENCK 1914; SCHMITT 1955; SEMMEL 1980, 2001c, 2002; SPITZ 1910; STÖHR 1967; STRIGEL 1934; WALTER 1951).

Ausführlichere Abhandlungen zur regionalen Flugsandstratigraphie wurden von BECKER (1963, 1967) vorgelegt. Bislang existiert jedoch kein einheitliches Gliederungsschema für die Flugsande im Untersuchungsgebiet. Zur Übersicht sei auf Abbildung 6 verwiesen. Darin sind verschiedene Flugsandgliederungen gegenübergestellt. In dieser Zusammenstellung wurden auch Arbeiten aus benachbarten Regionen berücksichtigt.

Vor allem im älteren Schrifttum wird der „Ältere Flugsand“ von einem „Jüngeren Flugsand“ unterschieden (DIEHL 1933, 1935; SCHMITT 1955; SCHOTTLER 1913, 1925). Allerdings sind mit dieser Unterscheidung auch stratigraphische Fehlinterpretationen verbundenen, da die lithostratigraphische Trennung i.d.R. an in den äolischen Sanden entwickelten, tonigeren Bodenhorizonten (z.B. „Verlehmungshorizont“) orientiert ist. Darauf weisen PLASS (1981) und WALDMANN (1989) hin.

Die Altersstellung der Flugsande in der nördlichen Oberrheinebene ist nicht abschließend geklärt. Da absolute Datierungsmethoden den meisten Bearbeitern noch nicht zur Verfügung standen, basiert die zeitliche Einstufung der verschiedenen Flugsandphasen im wesentlichen auf relativstratigraphischen Erkenntnissen. Isochrone Leithorizonte, wie z.B. Aschelagen der LST, die in benachbarten Räumen die lithostratigraphische Untergliederung der Dünensande erlauben (HANKE & MAQSUD 1985; SEMMEL 1980; SONNE & STÖHR 1959; STÖHR 1967), sind aus dem Untersuchungsgebiet bisher nicht bekannt. Allerdings gilt ein völliges Fehlen von LST als unwahrscheinlich (KUPFAHL 1972c). Spuren der pyroklastischen Komponente waren

Abb. 6: (nächste Seite) Vergleich verschiedener Gliederungen zur stratigraphischen Einstufung von Flugsanden im nördlichen Oberrheingraben und benachbarten Gebieten.

Chronozone	BECKER (1963, 1967)		SCHMITT (1955)	KUPFAHL (1972c)	LUSKY (1972)	LÖSCHER & HAAG (1989) LÖSCHER (1988, 1994)	PLASS (1980, 1981)	SEMML (1969, 1980)	HANKE & MAQSUD (1985)
Holozän	Keisterbacher-T. Untermaingebiet	Bergstraße Lorsch-Viernheim				11. Jhdt. n. Chr. anthropogen induzierte Flugsandumlagerung	Braunerde Bänder- bzw. Parabraunerdebildung	Erosion, Verwehungen Braunerde Bänder- bzw. Parabraunerdebildung	Subatlantikum AT PB-BO
		Braunerde Bänderbildung Flugsand Bänderbraunerde		Jüngerer Flugsand	Decksediment, geringe Flugsandumlagerung	Flugsand	Decksediment	Flugsand	Flugsand
		Braunerde Flugsand Braunerde Flugsand	Verlehmuingshorizont Älterer Flugsand, Ältere Schuttkegelsande	Jüngere Schuttkegelsande Älterer Flugsand, Ältere Schuttkegelsande	LST Bodenbildung?	Flugsand	Flugsand	Decksediment/ Decksand	LST schwache Bodenbildung
Spätglazial		Bänderbildung			LST Bodenbildung?		würzeitliche Flugsandserte	Flugsand an Basis häufig geschichtet im Wechsel mit verschwemmten Lagen	LST schwache Bodenbildung
		Tonanreicherungs-horizont			2. Phase der Flugsandverwehung mit Umlagerung der älteren Flugsande			← ca. 20 000 BP	Flugsand
		Flugsand			Bildung und Vergrößerung von Dünen und Deflationsmulden				Flugsand
		Mittelmwürm	Ältere Flugsand, Ältere Schuttkegelsande		Mittelmwürm Nassfleckenhorizont				Flugsand
älteres Würm-Glazial		Flugsand			1. Phase der Flugsandverwehung mit Bildung von Dünen und Deflationsmulden				Flugsand
		Flugsand Dünenbildung Nassfleckenhorizont Flugsand						t(6)-Sedimente z.T. überdeckt von umgelagertem äolischem Material	Flugsand Hochglazial

AT = Atlantikum
BO = Boreal
PB = Präboreal

bislang jedoch nur schwermineralogisch und insbesondere im „*Decksediment*“ nachzuweisen (HEIL 1987; Kap. 3.5.1), obgleich LST-Mineralen örtlich auch umgelagerten Flugsanden und Hochflutsedimenten beigemischt sind (GREINERT et al. 1984).

Im Hinblick auf die Entstehungsgeschichte der Flugsande in der nördlichen Oberrheinebene und in benachbarten Räumen finden sich Hinweise für mehrere größere Flugsandphasen seit dem jüngeren Quartär. Verwiesen sei hierzu vor allem auf die Flugsandstratigraphie von BECKER (1963, 1967; Abb. 6). Das Gliederungsschema der Flugsande von BECKER (ib.) läßt Unterschiede zwischen der Untermainebene und den Bergsträßer bzw. Lorsch-Viernheimer Dünenvorkommen erkennen. Im Gegensatz zur Untermainregion ist in den oberrheinischen Gebieten eine jungdryaszeitliche Flugsandbildung nicht explizit ausgewiesen (BECKER 1963: Tab. 8, 1967: Tab. 5).

Der Beginn der Flugsandentstehung ist zeitlich nicht genau zu fassen. BECKER (1963, 1967) und BRÜNING (1975, 1977) stellen die ältesten Flugsande in das Würm-Hochglazial. Am Untermain sollen gegen Ende der t_6 -Akkumulation im Mittelwürm dünne Flugsanddecken auf älteren Mainterrassen entstanden sein (LUSKY 1977). Dort ist die gesamte Abfolge der äolischen Sande jünger als die Aufschotterung der t_6 einzustufen (SEMMELE 1980). Zumindest im Untermaingebiet könnte die älteste Flugsandphase vor dem Spätglazial geendet haben. LUSKY (1977) vermutet, im beginnenden Spätwürm habe in dieser Region eine erneute und zugleich die bedeutendste Periode der Flugsandbildung eingesetzt. Im Verlauf dieser Phase seien die aus älteren Flugsanddecken ausgewehten Sande zu Dünen auf der t_6 aufgeweht worden. Diese Vermutung korrespondiert gut mit den Lumineszenzalthern von Flugsanden auf der oNT des Untermaines (SEMMELE 2001b).

Auch im Mainzer Raum fällt das Maximum der Flugsandakkumulation in das Spätglazial (BRÜNING 1975, 1977). In weiter S gelegenen Abschnitten des nördlichen Oberrheingrabens könnte die Hauptflugsandphase vor dem Bølling – wahrscheinlich in der Zeit zwischen dem ausgehenden Mittelwürm bis in die Älteste Dryas – stattgefunden haben (WALDMANN 1989). Auf eine Flugsandbildung im frühen Spätglazial deuten auch Ergebnisse von Datierungen an Dünensanden aus der Umgebung der Klosteranlage in Lorsch (TK25 6317 Bensheim) hin, die (1σ -)IR-OSL-Alter von $14,4\pm 1,4$ ka (C-L1011) bzw. $14,2\pm 1,7$ ka (C-L1013) lieferten (pers. Mitt. Prof. Dr. H. Thiemeyer, Frankfurt/M.).

BECKER (1963) nimmt an, die älteste Flugsandphase am N-Ende des Oberrheingrabens habe bis gegen Ende der Älteren Tundrenzeit angedauert. Diese Einschätzung stimmt gut mit den Ansichten von SCHMITT (1955) und KUPFAHL (1972c) zum Ablagerungszeitraum der „*Älteren Flugsande*“ überein, für die eine im wesentlichen auf die Ältere Dryas beschränkte Entstehung vermutet wird. Eine im frühen Spätglazial bzw. vor dem späten Allerød erfolgte Flugsandakkumulation gilt bedingt durch eine in die Dünensande eingeschaltete LST-Lage in verschiedenen Teilen der Rhein-Main-Region als gesichert (HANKE & MAQSUD 1985; PLASS

1981; RADTKE & JANOTTA 1998; SEMMEL 1980, 2001a, 2001c; SONNE & STÖHR 1959; STÖHR 1967). Dafür spricht auch eine in Flugsanden örtlich entwickelte schwache, allerødzeitliche Bodenbildung, die zudem die Unterbrechung der äolischen Aktivität im Allerød belegt (HANKE & MAQSUD 1985; PLASS 1981).

Als weitere bedeutende Phase der Flugsandauswehung wird die Jüngere Dryas genannt, wobei deutlich variierende Angaben zur Intensität der äolischen Sedimentation im nördlichen Oberrheingraben gemacht werden. LUSKY (1977) vermutet in diesem Zeitraum eine geringe Flugsandauflagerung und auch SCHMITT (1955) hält eine intensivere Flugsandanwehung in dieser Phase für unwahrscheinlich. Dagegen gehen LÖSCHER (1988, 1994) und LÖSCHER & HAAG (1989) von einer stärkeren Flugsandakkumulation während der Jüngeren Dryas aus. LÖSCHER (1994: 18) vertritt die Ansicht, die Flugsande im nördlichen Oberrheingraben seien weder früher noch später ausgeweht worden. BECKER (1963, 1967) sieht zu der Zeit zwar ebenfalls ein kräftiges Aufleben der Flugsanddynamik, er verweist aber gleichzeitig auf einen Widerspruch zu den palynologischen Erkenntnissen von FIRBAS (1952). Danach sei anzunehmen, daß die Vegetation in der klimatisch begünstigten Oberrheinebene während der Jüngeren Dryas nicht vollständig zurückgedrängt wurde. Für HARRES (1982: 36) ist es daher fraglich, ob unter diesen Vorgaben in der Jüngeren Dryas eine gelisolifluidale Entstehung der „Jüngeren Schuttkegelsande“ bzw. die Bildung der „Jüngeren Flugsande“ möglich war.

KUPFAHL (1972c) vermutet die Aufwehung des „Jüngeren Flugsandes“ sei spätestens in der Jüngeren Dryas erfolgt. In diesen Zeitabschnitt stellen KUPFAHL et al. (1972b) auch noch den „Umgelagerten Flugsand“. Zumindest in den oberen Lagen dieser fluvial umgelagerten Sande sind LST-Minerales beigemischt. Daher halten GREINERT et al. (1984) es für denkbar, daß diese Sedimente eine Phase der jungdryaszeitlichen Auenentwicklung repräsentieren und ein zeitliches Pendant zum „Decksediment“ bzw. „Decksand“ darstellen (Kap. 3.5.1).

Zu Beginn des Postglazials war die großflächige Flugsandauswehung aus dem Bereich der Rheinniederung weitgehend beendet (LÖSCHER 1994). Zahlreiche Autoren beschreiben ein Aufleben äolischer Aktivität während unterschiedlicher Zeiten im Holozän. Beispielsweise schließen HANKE & MAQSUD (1985) und HEIL (1987) aus dem Fehlen des „Decksedimentes“ auf Bodenerosion und holozäne Flugsandumlagerungen. Als Ursache für die Reaktivierung von Dünenflugsanden wird „human impact“ genannt. Einen entscheidenden Einfluß auf die holozäne Flugsanddynamik dürfte die seit der Bandkeramik zunehmende Siedlungstätigkeit und hier vor allem die römische Besiedlung gehabt haben (HANKE & MAQSUD 1985). Große Teile der Dünen im Untersuchungsgebiet waren vermutlich bis in die jüngste Vergangenheit genutzt oder sogar entwaldet, so daß es (wiederholt) zu Bodenerosion und Verlagerung von Flugsanden kommen konnte (HEIL 1987; HOFFMANN 1985; WAWRIK 1999).

Es ist anzunehmen, daß die anthropogen induzierten holozänen Flugsandumlagerungen im Vergleich zur spätglazialen Flugsandbildung von geringerem Umfang waren (LÖSCHER 1994; LÖSCHER & HAAG 1989). Dennoch kam es infolge der anthropogenen Beeinflussungen

auch zu deutlichen Reliefveränderungen. In den Dünengebieten führte Bodenerosion örtlich zum vollständigen Abtrag der ursprünglichen Bänderparabraunerden bis auf den C-Horizont. Relativ ungestörte Profile dieser Böden sind nur noch in holozänen Akkumulationsbereichen unter kolluvialer Überdeckung anzutreffen. Auch in Positionen, wo carbonathaltiger Flugsand erosionsbedingt an die Oberfläche tritt, kommen Pararendzinen vor (BECKER 1963, 1967; GREINERT et al. 1984; HARRES 1982; KEß et al. 1999; LÖSCHER & HAAG 1989; SCHMITT 1999).

3.3 Spätglaziale und holozäne Entwicklung des Bergstraßen-Neckars

Im Spätglazial floß der Neckar in der E-Grabenrandsenke zwischen der Bergstraße und den Flugsanddünen im Hessischen Ried nach N und mündete ca. 5 km W von Trebur in den Rhein. Dieser bereits in sehr frühen Schriften (vgl. HICKETHIER & KUPFAHL 1967) erwähnte „*Bergstraßenlauf*“ des Neckars wurde erstmals von MANGOLD (1892) genauer beschrieben, ehe sich in der Folgezeit weitere Autoren mit den Entstehungsursachen bzw. der spät- und postglazialen Entwicklungsgeschichte des Bergstraßen-Neckars beschäftigten (BERNHARD & HICKETHIER 1966; DIEHL 1933, 1935; FEZER 1974; GROSSE-BRAUCKMANN et al. 1990; HAUPT 1928; HOFFMANN & KRZYZANOWSKI 1984; KUPFAHL 1972d; LÖSCHER 1981, 1990; LÖSCHER et al. 1980, 1983; OBERDORFER 1934, 1937; ROTHSCHILD 1936; SCHMITT 1955; STARK 1926; STEUER 1903, 1911; STRIGEL 1934).

Trotz der in großer Zahl vorliegenden Arbeiten zum Bergstraßen-Neckar, sind die näheren Umstände der Entwicklung nicht geklärt. Im Schrifttum finden sich Hinweise für verschiedene Entstehungsursachen.

Der Weg des Bergstraßenlaufes im Hessischen Ried folgt der im Jungtertiär tektonisch angelegten „*Hauptsenkungsachse*“ der „*Bergsträßer-Neckarlauf-Tiefscholle*“ (KUPFAHL et al. 1972c). Im Pleistozän stellte diese Störungszone ein bevorzugtes Senkungsgebiet dar. BÖKE & KUPFAHL (1972) sehen einen Zusammenhang zwischen quartären Senkungsbereichen, dem Verlauf von Fluß- bzw. Gerinnebetten und geologischen Grabenstrukturen im miozänen Untergrund.

Einige Autoren führen die Anlage des Bergstraßen-Neckars auf die Abdämmung durch einen in S-N-Richtung langgestreckten älteren Dünengürtel zurück. Die Flugsanddünen hätten den Neckar an einem direkten Zufluß nach W zum Rhein gehindert habe. Dieser sei dadurch gezwungen gewesen, den Lauf nach NW zu verlegen (FEZER 1974; MANGOLD 1892; ROTHSCHILD 1936).

FEZER (1974) sieht im Bergstraßenlauf die N-Fortsetzung des von TULLA als „*Ostrhein*“ bzw. von THÜRACH als „*Kinzig-Murg-Fluß*“ bezeichneten Randflusses. Der Verlauf und die

räumliche Ausdehnung dieses Flußlaufes wurde bis in die jüngere Vergangenheit kontrovers diskutiert (GEYER & GWINNER 1991; KAYSER & MÄCKEL 1994). Die vorliegende Studie zielt u.a. auf die chronostratigraphische Präzisierung des Bergstraßen-Neckars ab. Daher wird auf die Diskussion um die Gesamtentwicklung dieses o.g. Rheinseitenflusses im Folgenden nicht mehr eingegangen.

Im Hessischen Ried sind mindestens zwei, möglicherweise jedoch sogar drei verschiedene Laufgenerationen des Bergstraßen-Neckars zu unterscheiden (DIEHL 1933; HAUPT 1928; MANGOLD 1892; ROTHSCHILD 1936). Der jüngste Lauf ist morphologisch nahezu durchgängig noch bis in heutige Zeit zu verfolgen. Die Profile in diesem letzten Hauptlauf sind dadurch gekennzeichnet, daß dort Niedermoortorfe den fluvialen Sanden an der Paläorinnenbasis unmittelbar auflagen. ROTHSCHILD (1936) schließt aus dem relativ scharfen Fazieswechsel von Sanden zu Torfen auf eine „überstürzte Verlandung“ des jüngeren Neckarbettes (Kap. 7.1.1.1). Im Unterschied dazu, ist der Aufbau der sedimentären Rinnenfüllungen in den von diesem Neckarlauf abgeschnürten älteren Mäanderschlingen (z.B. Profil CW-1; Kap. 7.1.3.1) durch die lithologische Abfolge „Sand-Schlick-Torf“ charakterisiert (KUPFAHL 1972e).

Zeitlich ist der Bergstraßen-Neckar nicht genau einzuordnen. MANGOLD (1892) kalkuliert den Zeitraum in dem dieser Fluß aktiv war auf 4-5 Jahrhunderte. Allgemein vertreten ist die Ansicht, der Neckar habe den Bergstraßenlauf gegen Ende des Pleistozäns eingenommen und auf dem Weg durch das Hessische Ried die Flugsanddünen am Fuße der Bergstraße durchbrochen, bevor spätestens im Übergang zum Holozän die Verlandung eingesetzt habe (HAUPT 1928; HICKETHIER & KUPFAHL 1967; KUPFAHL 1972d, 1972e; OBERDORFER 1934; ROTHSCHILD 1936; STARK 1926; STEUER 1903).

Die verlandeten Neckaraltläufe sind an keiner Stelle mit Flugsand verfüllt oder überweht worden (HLfB 1990). Das legt den Schluß nahe, für den Bergstraßen-Neckar ein jüngeres Alter als für die umgebenden Dünen anzunehmen (MANGOLD 1892; HICKETHIER & KUPFAHL 1967). Der Durchbruch des Neckars durch den Dünengürtel nach W zum Rhein soll während der Jüngeren Dryas um 11 000 BP erfolgt sein (BARSCH & MÄUSBACHER 1979, 1988). Auch palynologische Befunde von ROTHSCHILD (1936: 180) deuten darauf hin, daß der Neckar den Bergstraßenlauf im Spätglazial verlassen und die Einmündung in den Rhein nach S in das heutige Mündungsgebiet bei Mannheim verlegt hatte. Allerdings existieren auch Meinungen, die von einer unmittelbar nacheiszeitlich erfolgten vollständigen Abschnürung des Neckars im Hessischen Ried ausgehen (OBERDORFER 1934). In Bezug auf die Laufverlegung wird ein zeitlicher Zusammenhang zwischen der endgültigen Deaktivierung des Bergstraßen-Neckars und der Tieferlegung des Rheinlaufes für möglich gehalten (SCHMITT 1974).

Nachdem der Bergstraßenlauf komplett aufgelassen worden war, soll die Torfbildung in den unterschiedlich alten Paläorinnen annähernd gleichzeitig eingesetzt haben (ROTHSCHILD 1936). Der Beginn der Verlandung und das Aufkommen von Torfwachstum wird häufig in das

frühe Präboreal gestellt (GEYER et al. 1977; GROSSE-BRAUCKMANN et al. 1990; KUPFAHL 1972d, 1972e; STARK 1926). Gleichwohl könnte der Fluß auch danach noch zeitweise aktiv gewesen sein. HICKETHIER & KUPFAHL (1967: 115) gehen davon aus, daß der Neckar einen zwischenzeitlich bereits verlandeten Altlauf in einem späteren Zeitabschnitt des Holozäns „wieder benutzte“. GROSSE-BRAUCKMANN et al. (1990) sehen Belege für einen „Restneckar“, der in den Grenzen des spätpleistozän/frühholozänen „Urneckars“ schwach mäandrierte und in der Römerzeit – im 1. Jhdt. n. Chr. – verlandete. Zudem deuten lokal eingeschaltete tonige Zwischenlagen auf eine zeitweise Unterbrechung der Torfbildung hin (GROSSE-BRAUCKMANN et al. ib.). Auch andere Autoren behaupten, der Lauf des Bergstraßen-Neckars sei erst zu einem späteren Zeitpunkt im Holozän verlassen worden (HANTKE 1993; HAUPT 1928). In der Altaue an verschiedenen Lokalitäten geborgene Hölzer von Pfosten- und Brückensetzungen deuten auf Phasen der Wasserführung im jüngeren Holozän hin (GEYER et al. 1977; HAUPT 1928). Dieses Gewässer soll während der Eisenzeit existiert haben und im 3.-4. Jhdt. n. Chr. verlandet sein (WAGNER 1981, 1990).

Mit der Laufverlegung bzw. mit der endgültigen Deaktivierung des Bergstraßen-Neckars muß die Ablagerung von Auensedimenten in den ehemaligen Niederungsbereichen nicht zum Erliegen gekommen sein. Zum einen wurden die Neckarbetten im Hessischen Ried im Holozän von Hochwässern erfaßt, die den in Verlandung befindlichen Neckarschlingen noch Sedimente zuführen konnten. Zum anderen transportierten die Zuflüsse aus dem Odenwald (z.B. Modau) Sedimentmaterial heran. Daher sind die Paläorinnen stellenweise von jüngeren Schwemmsedimenten überdeckt (HLfB 1990; KUPFAHL 1972e, 1972f; LÖSCHER 1990).

3.4 Auenentwicklung und Gliederung der Mäandersysteme am nördlichen Oberrhein

Der Forschungsstand zur Auenentwicklung am nördlichen Oberrhein basiert weitgehend auf den am Hessischen Landesamt für Bodenforschung (HLfB; jetzt Hessisches Landesamt für Umwelt und Geologie, HLUG, Wiesbaden; im Folgenden HLfB/HLUG genannt) gewonnenen Erkenntnissen der geologischen Landesaufnahme. Die daraus hervorgegangenen geologischen Kartenblätter 6316 Worms bzw. 6216 Gernsheim sowie die „*Bodenkarte der nördlichen Oberrheinebene 1:50 000*“ (HLfB 1990) dokumentieren im wesentlichen den Stand der Forschung zur spät- und postglazialen Flußgeschichte in dieser Region, der von FETZER et al. (1995: 235ff.) unter der Überschrift „*Holozäne Auenentwicklung*“ erstmals umfassend dargestellt wurde.

Die Niederung des nördlichen Oberrheines ist durch zahlreiche, heute zum größten Teil verlandete Paläomäander in sich gegliedert. Bislang wurde nur für die beiden GK25-Blätter 6316 Worms und 6216 Gernsheim ein jeweils kartenblattbezogenes, relativstratigraphisches

Gliederungsschema der Rheinaue vorgelegt (SCHARPFF 1977; ROSENBERGER et al. 1996). Diese Relativgliederungen basieren hauptsächlich auf morphologischen, lithologischen und pedogenetischen Merkmalsunterschieden der verschiedenen Paläomäander (Abb. 7, Abb. 8; Tab. 2), die nach Luftbildauswertungen und Geländebefunden ausgegrenzt werden konnten, wobei die systematische Durchnummerierung der einzelnen Mäanderflächen der relativen Abfolge vom jeweils älteren zum jüngeren entspricht. Die blattübergreifende Parallelisierung der verschiedenen Gliederungen steht allerdings noch aus.

Für die vorgenannten geologischen Kartenblätter wurde eine divergierende Anzahl an MS ermittelt. SCHARPFF (1977) unterscheidet im Bereich von Blatt Worms insgesamt 12 MS (MS 1-MS 12). Die Sequenz beginnt mit dem „*allseitig von [...] Prallhängen angeschnittenen*“ MS 1, dessen Altlauf nicht erhalten ist (SCHARPFF ib.: 48). Aufgrund der morphologischen Merkmale der Umlaufläche, die eine relativ flachwellige und nur selten von schwach gekrümmten und lang gestreckten Senken unterbrochene Ebene darstellt, nimmt SCHARPFF (ib.: 75) für dieses MS eine Genese durch einen „*noch breitflächig furkativ tätigen Fluß*“ an.

Das MS 2 von Blatt Worms soll danach eine Übergangstellung zwischen dem furkativen System und dem mäandrierendem Flußlauf einnehmen (SCHARPFF 1977). Zeitlich wären die MS 1 bis MS 3 dieses Kartenblattes in den Zeitraum vom Präboreal bis zum frühen Boreal einzuordnen und würden somit die früheste postglaziale Entwicklungsphase des nördlichen Oberrheines repräsentieren (SCHARPFF ib.). Die sukzessive Änderung der morphologischen Merkmale (z.B. Abnahme von Krümmungsradien und Altlaufbreiten) sowie die gleichzeitige Zunahme des Tongehaltes in den Auensedimenten von den älteren zu den jüngeren dieser altholozänen MS interpretiert SCHARPFF (ib.) als Folge nachlassender Transportkraft.

Analog dazu korreliert SCHARPFF (ib.) den Entstehungszeitraum der nächst jüngeren MS (MS 4-MS 7), bedingt durch die weitere Abnahme der Krümmungsradien und Flußbreiten in Verbindung mit einer stärkeren Tonablagerung, mit den niederschlagsärmeren Zeiten des Boreals bis Subboreals. Zwischenzeitlich sei es durch kurzfristig erhöhte Niederschläge im Atlantikum zur Häufung von Hochwässern und zur Vergrößerung der Auensedimentation gekommen. Den dann ab dem späten Subboreal wieder stärker furkativen Laufcharakter des nördlichen Oberrheines (MS 8-MS 11), führt SCHARPFF (ib.: 79) auf die erhebliche Zunahme der Niederschläge im Subatlantikum zurück.

Nach der Bildung von MS 9 und MS 10 in den beiden Jahrtausenden vor der Zeitenwende ist im Gebiet von Blatt Worms im Laufe der letzten 1500 a eine unterschiedliche Entwicklung des Rheinlaufes zu beobachten (SCHARPFF 1977). Die geographische Lage der römischen Schiffslände „*Zullestein*“ (HERRMANN 1989; JORNS 1973) an der Grenze von MS 10 zu MS 11 belegt nach SCHARPFF (ib.), daß der Rhein am N-Rand von Blatt Worms, im Bereich des bis heute aktiven MS 11, seither keine bedeutende Verlagerung mehr erfahren habe. Anders verhalte sich die Situation im S dieses Kartenblattes, wo größere Flußbettverlagerungen sich noch bis in die Neuzeit ereignet hätten (SCHARPFF ib.: 79).

Im Gliederungsschema von SCHARPFF (1977) nimmt das nur auf linksrheinischem Gebiet entwickelte MS 12 eine Sonderstellung ein. Es handelt sich vermutlich um „*eines der ältesten Reste der holozänen Rheinablagerungen*“ (ib.: 72). Dieses MS steht morphologisch nicht in Verbindung mit anderen MS der GK25 6316 Worms. Die Systemzuordnung erfolgte „*ohne Festlegung auf eine stratigraphische Aussage*“ (ib.: 72). Daher vermutet SCHARPFF (ib.), der Altlauf dieses MS stelle den westlichsten Arm eines verzweigten furkativen Systems dar, das ähnlich dem Bergstraßen-Neckar im Jungpleistozän entstanden sein könnte. Als ein Hinweis für die kaltzeitliche Entwicklung wird das Vorherrschen von Kiefern- und Birkenpollen in den Torfen aus der verlandeten Paläorinne des MS 12 angeführt (BRELIE 1977; SCHARPFF ib.).

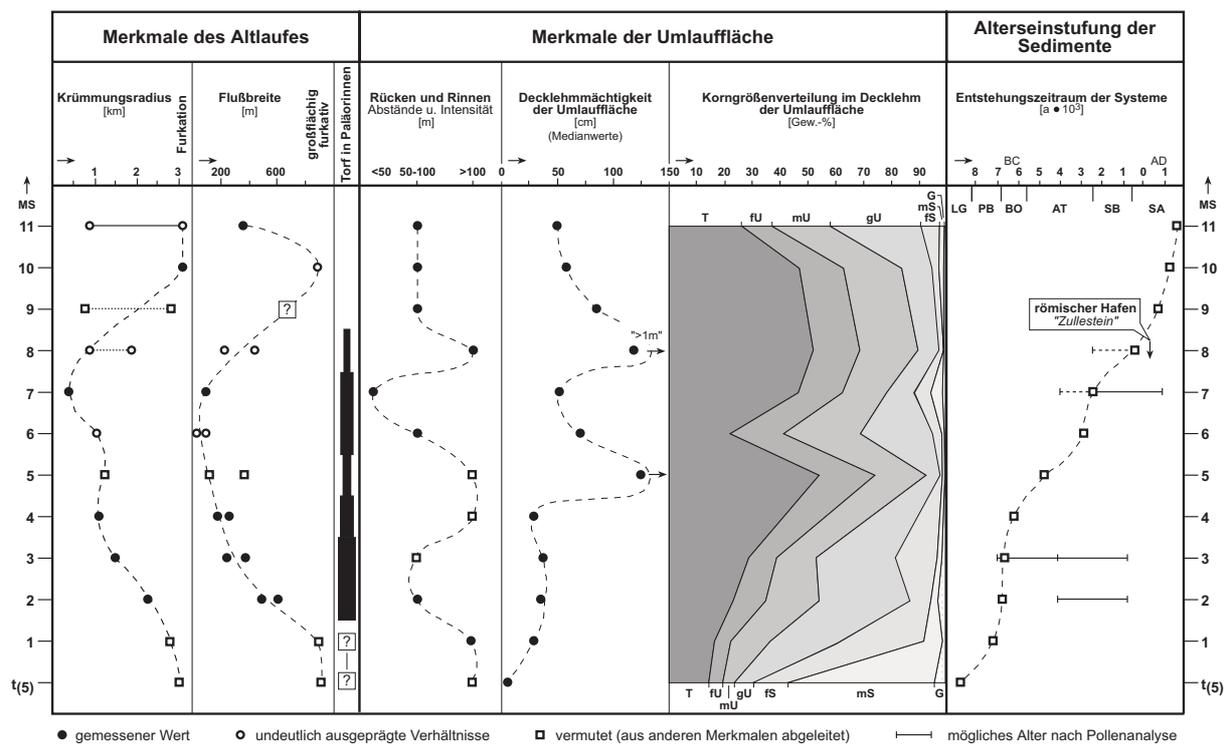


Abb. 7: Übersicht der relativstratigraphischen Auengliederung für die GK25 6316 Worms (SCHARPFF 1977; verändert).

Im Unterschied zur Auengliederung der GK25 6316 Worms unterscheiden ROSENBERGER et al. (1996) für Blatt 6216 Gernsheim insgesamt 14 (MS 1-MS 14) als „*Auenterrassen*“ *sensu* SCHIRMER (1983a) bezeichnete MS. Eine blattübergreifende Angleichung der Systematik an das Gliederungsschema von SCHARPFF (1977) für Blatt Worms steht zwar aus. Dennoch vermuten ROSENBERGER et al. (o.J.: 21), daß MS 1 von Blatt Gernsheim die N-Fortsetzung des MS2 von Blatt Worms bildet.

ROSENBERGER et al. (o.J.) ordnen die verschiedenen Auenniveaus im Gebiet von Blatt Gernsheim einer 5-stufigen „*Terrassentreppe*“ zu. Wie aus Tabelle 2 zu ersehen ist, beruht

diese Einteilung insbesondere auf morphologischen und pedologischen Gliederungskriterien (z.B. durchschnittliche Höhenlage der Terrassenoberflächen, typische Bodenbildungen).

Tab. 2: Übersicht der Auengliederung für die GK25 6216 Gernsheim (ROSENBERGER et al. o.J.; verändert).

Terrassenstufe (NT = Niederterrasse, AT = Auenterrasse)	Mäandersystem (MS)	Höhe [m ü. NN]	Gefälle S nach N [m]	Relative Sprunghöhe - gemittelt -	Gerinne- bettmuster - Paläostrukturen -	Leitbodentyp - Normalfazies -	"Rheinweiß" - Carbonat- anreicherungs- horizont
I NT "t ₅ E des Rheins" sensu SCHARPFF (1977)	—	88,5-91,5 m	k. A.	—	furkativ	Parabraunerde	sehr intensiv
II hhAT "Frankenthaler-T." sensu STÄBLEIN (1968)	—	87-91 m	2,4 m	ca. 1,2 m tiefer als NT	anastomisierend	Grauer Tschernosem	intensiv
III hAT "Ältere MS" sensu FETZER et al. (1995)	MS 1-7	86-90 m	2,0-2,2 m	0,5 m tiefer als hhAT	mäandrierend	Grauer Tschernosem Parabraunerde Auen-Pelosol	intensiv
IV tAT "Mittlere MS" sensu FETZER et al. (1995)	MS 8-13	85-88 m	1,8 m	1,0 m tiefer als hAT	mäandrierend mit Übergang zur Furkation	Auengley-Pelosol Vega	schwach
V ttAT "Jüngste MS" sensu FETZER et al. (1995)	MS 14	84-87 m	k. A.	1,5 m tiefer als tAT	anthropogen gesteuert	Gley-Vega	fehlt

Erläuterung: NT = Niederterrasse, hhAT = höchste Auenterrasse, hAT = höhere Auenterrasse, tAT = tiefere Auenterrasse, ttAT = tiefste Auenterrasse

Als oberstes Glied (Terrassenstufe I) dieser Terrassensequenz sehen ROSENBERGER et al. (ib.) die rechtsrheinische t₅-Fläche an. Auf diese NT folgt als nächst jüngere Terrassenstufe (Terrassenstufe II) die vermutlich ebenfalls pleistozäne, im Mittel ca. 1,2 m tiefergelegene, linksrheinische „Höchste Auenterrasse“ (hhAT), die auch im Holozän noch zeitweise von Hochwässern überflutet wurde. Das daran anschließende, ca. 0,5 m tiefergelegene Niveau (Terrassenstufe III) entspricht der „Höheren Auenterrasse“ (hAT), der ROSENBERGER et al. (ib.) die MS 1 bis MS 7 zuordnen (Tab. 2). Diese Auenstufe ähnelt im sedimentologischen und pedogenetischen Aufbau der hhAT. Gleichzeitig sind aufgrund der kennzeichnenden Sediment- und Bodenbildungen deutliche Merkmalsunterschiede zu der im Durchschnitt um etwa 1,0 m niedriger gelegenen „Tieferen Auenterrasse“ (tAT) gegeben (Abb. 8). Diesem als Terrassenstufe IV bezeichneten Auenniveau weisen ROSENBERGER et al. (ib.) die MS 8 bis MS 13 zu. Als jüngste Flächeneinheit (Terrassenstufe V) im Bereich der Rheinniederung von Blatt Gernsheim reiht sich daran die „Tiefste Auenterrasse“ (ttAT) an, die ausschließlich mit der Verbreitung von MS 14 korrespondiert.

Die mittleren Sprunghöhen zwischen den von ROSENBERGER et al. (o.J.) ausgegliederten Auenniveaus sind nicht über das gesamte Kartenblatt gleichbleibend. So weisen die Autoren auf den sich stromabwärts allmählich reduzierenden Höhenunterschied zwischen der hAT (Terrassenstufe III) und der nächst tieferen tAT (Terrassenstufe IV) hin. Die sukzessive nach N abnehmende Höhendifferenz führe schließlich dazu, daß die morphologische Diskordanz auf dem N-Anschlußblatt, TK25 6116 Oppenheim, nicht mehr vorhanden sei. Als Ursache vermuten ROSENBERGER et al. (ib.: 13) geotektonische Gründe. Die beiden Auenstufen seien

wahrscheinlich auf dasselbe Niveau an der Nackenheimer Schwelle eingestellt, so daß sie sich im Bereich des Blattes Oppenheim sogar noch überlagerten (Kap. 8.5.3).

Während die Auengliederung für Blatt Worms ausschließlich auf relativstratigraphischen Befunden beruht, stützen sich die zeitlichen Vorstellungen zur Mäanderentwicklung für Blatt Gernsheim auf ^{14}C -Alter von konventionellen radiometrischen Bestimmungen an Sedimenten aus verlandeten Altlauftrinnen, die am HLfB/HLUG existieren (ROSENBERGER et al. o.J.). Die dort in geringer Zahl und in unveröffentlichter Form vorhandenen Radiokarbonaten sind für die zeitlich hochauflösende Rekonstruktion der Flußgeschichte jedoch als nicht hinreichend präzise anzusehen, da die datierten Proben (i.d.R. Mischproben; pers. Mitt. W. Rosenberger, HLUG) in keinem Fall von der Basis der Paläorinnenfüllungen stammen. Daher spiegeln die vorhandenen Daten den jeweiligen Verlandungsbeginn nur ungenau wider. Das gilt auch für die geringe Anzahl an Pollenanalysen, die für Blatt Gernsheim am HLfB/HLUG vorliegen.

ROSENBERGER et al. (1996) stufen die Entstehung der MS 1-MS 7 von Blatt Gernsheim in den Zeitraum des frühen und mittleren Holozäns ein. In einigen Fällen ist die Einordnung auf Radiokarbonalter gestützt (ROSENBERGER et al. o.J.). Entsprechende Daten liegen aber nicht für alle Teilflächen dieser Auenstufe (hAT) vor. An Niedermoortorfen aus der Paläorinne des MS 1 wurde ein ^{14}C -Alter von 6540 ± 90 BP (Hv-19841; 7565-7330 cal. BP) ermittelt (vgl. auch WEDEL 1996), das dieses MS in die Zeit vor dem mittleren Atlantikum stellt. Für das MS 3 ist ein Mindestalter von 4055 ± 65 BP (Hv-19842; 4790-4420 cal. BP) anzunehmen. Dieses an einer Sedimentprobe aus der torfigen Altlaufauffüllung des MS 3 gewonnene Datum deutet auf eine Entstehung vor dem mittleren Subboreal hin. Eine ähnliche Zeitstellung zeichnet sich auch für MS 6 ab, für das aus der verlandeten Paläorinne (Lokalität B93/BO-1; Abb. 44) ein ^{14}C -Alter von 3580 ± 76 BP (Hv-19836; 3980-3725 cal. BP) vorliegt. Zudem ergibt sich daraus ein Höchstalter für die dort in höheren Schichten vorkommenden „Schwarzen Tone“ (Kap. 3.5.4). Weiterhin war das jüngste MS der hAT – MS 7 – ebenfalls spätestens im Subboreal in Verlandung begriffen. Darauf weist die Datierung von „anmoorigen Tonen“ aus dem Altlauf hin, die ein ^{14}C -Alter von 3455 ± 65 BP (Hv-19846; 3830-3635 cal. BP) ergab (ROSENBERGER et al. o.J.: 20-30).

Auch die zeitliche Einstufung der „Tieferen Auenterrassen“ (MS 8-MS 13) in den Zeitraum vom mittleren Holozän bis zum Subatlantikum wird durch Radiokarbonaten aus verlandeten Flußtrinnen gestützt. So läßt die Datierung eines „anmoorigen Horizontes“ aus der Paläorinne von MS 9, die ein ^{14}C -Alter von 5345 ± 90 BP (Hv-19840; 6270-5990 cal. BP) lieferte, darauf schließen, daß dieser Altlauf im späten Atlantikum nicht mehr aktiv war (ROSENBERGER et al. o.J.). Die Entstehung von MS 11 war spätestens im frühen Subatlantikum beendet. Wie das ^{14}C -Datum von 2625 ± 70 BP (Hv-19847; 2850-2540 cal. BP) belegt, hatte zu der Zeit bereits das Wachstum von Niedermoortorfen im Altlauf von MS 11b eingesetzt (ROSENBERGER et al. o.J.). In einem gewissen Widerspruch dazu steht allerdings ein palynologischer Befund aus dem Altlauf einer weiteren, heute zwar dem MS 11b zugerechneten, vormals aber als MS 7

bezeichneten Lokalität, der auf eine Verlandung dieser Paläorinne im Boreal schließen läßt (vgl. THIEMEYER 1989a). Jedoch ist bislang unklar, ob die verschiedenen Daten überhaupt zueinander in Bezug gesetzt werden können. Diese beiden Teilflächen des heutigen MS 11b liegen räumlich einige Kilometer voneinander entfernt. Daher könnten die Diskrepanzen in der radiometrischen bzw. palynologischen Alterseinstufung auch darauf beruhen, daß zwei altersmäßig unterschiedliche Paläomäander zu einem MS zusammengefaßt wurden.

Die Entstehung des MS 12 korrespondiert nach Ansicht von ROSENBERGER et al. (o.J.: 44) mit einem „*radikalen Umbruch im Auengeschehen*“. Das Mindestalter dieses MS ist den Autoren zufolge durch den spätrömischen Burgus „*Zullestein*“ markiert, der im Gebiet von Blatt 6216 Gernsheim im Bereich der Grenze von MS 12 zu MS 13 positioniert ist. Das zuletzt genannte MS repräsentiert ein Entwicklungsstadium des Rheinlaufes in historischer Zeit. Dagegen bildete sich das MS 14 erst als Folge von Flußverbauungen im 19. Jhdt. und weist eine sicher anthropogen induzierte Entstehung auf (ROSENBERGER et al. o.J.: 48).

Für die vorliegende Studie ist auch das ca. 20 km weiter N gelegene Profil „*Große Lache*“ aus dem verlandeten Altlauf des „*Mäanders Leeheim-Geinsheim*“ von Bedeutung (Abb. 47). Der Bohrkern wurde in den 80er Jahren des 20. Jahrhunderts von der Arbeitsgruppe um Dr. A. J. Kalis (JWGU) bearbeitet. FETZER et al. (1995) weisen diesen Paläomäander den mMS zu (Abb. 9). Biostratigraphische Befunde und radiometrische Altersbestimmungen (¹⁴C-AMS) an fossilen terrestrischen Großresten aus Sedimenten der Altlauffüllung legen dort einen Verlandungsbeginn im mittleren Atlantikum nahe (SCHWEIZER & KALIS 2002).

Auf der Basis der Auengliederungen von SCHARPFF (1977) und ROSENBERGER et al. (1996) sowie der variierenden morphologischen, lithologischen und pedogenetischen Merkmale der Paläomäander in der nördlichen Oberrheinniederung wurde von FETZER et al. (1995) eine Gruppierung der verschiedenen Auenterrassen in drei übergeordnete MS vorgenommen. Zu unterscheiden sind „*Ältere*“ (äMS), „*Mittlere*“ (mMS) und „*Jüngste Mäandersysteme*“ (jMS). Im idealisierten Querprofil durch die Rheinaue ist die Abfolge dieser Mäandereinheiten nicht immer komplett entwickelt. Insbesondere im nördlichsten Teil des Oberrheingrabens (z.B. im Bereich der TK25 6016 Groß-Gerau) fehlen die äMS und gebietsweise auch die jMS. Statt dessen treten dort in den N des NSG „*Kühkopf-Knoblochsau*e“ gelegenen Auenabschnitten die mMS nahezu flächenhaft auf (vgl. FETZER et al. 1995: Abb. 3).

Die Dreigliederung der MS des nördlichen Oberrheines von FETZER et al. (1995) reflektiert u.a. den lithofaziell variierenden Sedimentaufbau der Auenterrassen. Die Umlaufflächen (Normalfazies) sind im Falle der äMS von vorherrschend sandig-lehmigen Ablagerungen, im Verbreitungsgebiet der mMS von schwarzen Auentonen („*Schwarze Tone*“; Kap. 3.5.4), und in den Bereichen der jMS von sandig-schluffigen Auenablagerungen gekennzeichnet. Das um Angaben weiterer Verfasser ergänzte Gliederungsschema der verschiedenen MS des nördlichen Oberrheines ist in Abbildung 8 dargestellt.

		Mäandersysteme (MS) des nördlichen Oberrheines		
Typische Kennzeichen		Ältere MS (äMS)	Mittlere MS (mMS)	Jüngste MS (jMS)
Umlauffläche	Lithofazies (Umlaufflächen-Normalfazies)	vorwiegend sandig-lehmige Auensedimente	vorwiegend schluffig-tonige Auensedimente	vorwiegend sandig-schluffige Auensedimente
	Pedogenese	vorwiegend terrestrisch	vorwiegend semiterrestrisch	vorwiegend semiterrestrisch
	Leitbodentypen	vorwiegend Graue Kalktschernoseme Parabraunerden	vorwiegend Auengley-Auenpelosole Auenpelosol-Auengleye	vorwiegend Auengleye Vegen
	"Rheinweiß" = post-sedimentäre CaCO ₃ -Anreicherung	ausgebildet	ausgebildet	fehlt weitgehend (z.T. auf älteren Flächen ausgebildet)
Altlauf	Krümmungsradius	m ä a n d r i e r e n d		
	Laufbreite	weit Großmäander	Verengung	sehr weit z.T. Streckung mit Furkation
Zeitraum	Niedermoortorf (in verlandeten Paläorinnen)	meistens ausgebildet	meistens ausgebildet	fehlt
	Nördlicher Oberrhein (FETZER et al. 1995)	(?)Spätglazial → Boreal	(?Boreal) Atlantikum → Subboreal	(?Subboreal) Subatlantikum
	GK25 Blatt 6316 Worms (SCHARPFF 1977)	MS-1 bis MS-3 Präboreal → Boreal	MS-4 bis MS-7 Boreal → Subboreal	MS-8 bis MS-11 seit jüngerem Subboreal
	GK25 Blatt 6216 Gernsheim (ROSENBERGER et al. 1996, o.J.)	Höhere Auenterrasse(n) MS-1 bis MS-7 Präboreal → Boreal	Tiefere Auenterrasse(n) MS-8 bis MS-13 MS-8 bis MS-13 historische Zeit	Tiefste Auenterrasse(n) MS-14 Neuzeit

Zusammenstellung: R. Dambeck

Abb. 8: Gliederung der Mäandersysteme des nördlichen Oberrheines (FETZER et al. 1995; HLFB 1990; ROSENBERGER et al. 1996, o.J.; SCHARPFF 1977).

Im Hinblick auf die weiteren Ausführungen zur Auengliederung am nördlichen Oberrhein (vgl. Kap. 8.5), ist an dieser Stelle der Terminus „Mäandersystem“ zu erörtern. Etymologisch ist unter einem „System“ ein aus verschiedenen Teilen bestehendes und in sich gegliedertes Gesamtgefüge zu verstehen. Daher scheint die von SCHARPFF (1977) bzw. ROSENBERGER et al. (1996, o.J.) gehandhabte Verwendung des Begriffes „Mäandersystem“ zur Bezeichnung einzelner Mäanderflächen irreführend. Als präziser wird die Begriffsführung von FETZER et al. (1995) erachtet. Danach handelt es sich bei einem „Mäandersystem“ um eine übergeordnete Reliefeinheit, die aus mehreren, von der Höhenlage und im Baustil (z.B. Sedimentaufbau der Umlaufflächen, Leitbodentypen) ähnlichen Mäanderteilflächen, zusammengesetzt ist. Jedoch impliziert auch der von FETZER et al. (ib.) gewählte Plural (z.B. Ältere Mäandersysteme), daß einer Mäandergruppe mehrere „Mäandersysteme“ untergeordnet sind.

Um Fehlinterpretationen zu vermeiden, wird der Begriff „*Mäandersystem*“ im Folgenden ausschließlich in Bezug auf das Gliederungsschema von FETZER et al. (1995) verwendet und zur exakteren Bezeichnung im Rahmen dieser Studie der Terminus „*Mäandergeneration*“ (MG) eingeführt. In Anlehnung an FETZER et al. (ib.) werden die jeweiligen „*Systeme*“ (äMS, mMS, jMS) – im Ergebnisteil dieser Studie und den anschließenden Kapiteln (Kap. 7 bis Kap. 10) – synonym als „*Ältere*“ (äMG), „*Mittlere*“ (mMG) bzw. „*Jüngste Mäandergeneration*“ (jMG) bezeichnet. Die von den Autoren der geologischen Kartenblätter Worms (SCHARPFF 1977) und Gernsheim (ROSENBERGER et al. 1996) zur relativstratigraphischen Kennzeichnung von Mäanderflächen bzw. Aueniveaus gewählten Kürzel (z.B. MS 1) werden hingegen an dieser Stelle auch weiterhin unverändert beibehalten.

3.5 Sedimente und Bodenbildungen

Zur spät- und postglazialen Sediment- und Bodenentwicklung am nördlichen Oberrhein und in angrenzenden Regionen en zahlreiche Abhandlungen und Beiträge vor (BARGON 1972; BECKER 1963, 1967; FETZER et al. 1995; FLECK 1997; GREINERT et al. 1984; HARKE & WOURTSAKIS 1988; HEIL 1987; HOFFMANN 1985; KEß et al. 1999; LESSMANN-SCHOCH 1983, 1986; LESSMANN-SCHOCH et al. 1986, 1988; LÖSCHER 1988, 1994; LÖSCHER & HAAG 1989; OTTENSTEIN & WOURTSAKIS 1989; PLASS 1972, 1980, 1981; REICHMANN 1974; SCHARPFF 1977; SCHEER & WOURTSAKIS 1986; SCHMITT 1999; SCHOTTLER 1925; SEMMEL 1969, 1972, 1974, 1980, 1993, 1994, 1996, 2001c; STREMMER 1953, 1955; THIEMEYER 1989a, 1989b; WALDMANN 1989; WOLLERSEN 1982; ZAKOSEK 1962, 1989, 1991).

In einigen geologischen Karten ist der Sedimentaufbau im oberflächennahen Untergrund sowohl relief- als auch flächenbezogen nach Faziesbereichen (z.B. Rinnen-, Umlaufflächen-, Rückenfazies) getrennt dargestellt (ROSENBERGER et al. 1996; SCHARPFF 1977). Daraus sind u.a. Erkenntnisse zu Schichtmächtigkeiten und sedimentstratigraphische Informationen (z.B. geologische Profilschichtung, vertikale Stapelung von Auensedimenten, laterale Verzahnung verschiedener Faziesbereiche) zu entnehmen. Zudem liefern diese Kartenwerke deutliche Hinweise für ein relieforientiertes räumliches Verteilungsmuster der (Auen-)Sedimente (z.B. stärker tonige Lithofazies in Geländedepressionen und Paläorinnen, sandigere Lithofazies in Rückenpositionen).

Mit der lithologisch-sedimentologischen Gliederung der Rheinmäander korrespondieren wechselnde Bodenverhältnisse in der Rheinaue. Darauf wird in Abbildung 8 hingewiesen. Für die Umlaufflächen der äMS sind terrestrische Bodenbildungen (z.B. Grauer Tschernosem) typisch (Kap. 3.5.3.1). Im Unterschied dazu, herrscht auf den Mäanderflächen der mMS eine semiterrestrisch geprägte Pedogenese vor, wie die vorherrschend entwickelten

Auengley-Auenpelosole belegen (Kap. 3.5.4). Mit Annäherung an den Rheinlauf nimmt die hydromorphe Beeinflussung der Böden zu. In flußnahen Auenbereichen dominieren daher stark vom Grundwasser geprägte Auengleye und Veges. Diese stellen die Leitbodentypen der jMS dar (Kap. 3.5.5).

Vergleiche von Bodenkarten mit geologischen Karten lassen auf eine von der jeweiligen Reliefposition und den Ausgangssubstraten stark beeinflusste Pedogenese (z.B. Pelosole in tonigeren Geländesenken, Parabraunerden in Bereichen sandiger Rücken) schließen. Nach Ansicht von FLECK (1997), treten andere die Bodenbildung beeinflussende Parameter (z.B. Niederschlagsverteilung) demgegenüber als Einflußfaktoren zurück. Im Folgenden werden nun Beziehungen von Sedimenten und Böden abgehandelt, da hiervon Hinweise zur spät- und postglazialen Landschaftsentwicklung im Untersuchungsgebiet zu erwarten sind. In dem Zusammenhang wird insbesondere der Situation in Flugsandgebieten (z.B. Vorkommen von Decksediment; Kap. 3.5.1) sowie den Sediment- und Bodenverhältnissen der äMS (z.B. Zeitstellung und Bildungsbedingungen von Grauer Tschernosem; Kap. 3.5.3.1) und der mMS (z.B. Altersstellung der „Schwarzen Tone“; Kap. 3.5.4) besondere Bedeutung beigemessen.

3.5.1 Decksediment

Die „*Bodenkarte der nördlichen Oberrheinebene 1:50 000*“ (HLfB 1990) weist „*Decksediment*“ *sensu* SEMMEL (1964, 1968) in Bereichen der rechtsrheinischen oNT und der Dünengebiete als bodenbildendes Ausgangssubstrat aus. Nach neuer bodenkundlicher Nomenklatur wird diese Deckschicht als „*Hauptlage*“ (LH) bezeichnet (AG Boden 1994; AK Bodensystematik 1998). Für die südhessischen Flugsandgebiete ist von einer flächenhaften Verbreitung der LH auszugehen. Lokal fehlt die LH in Flugsandarealen. Dieses Fehlen wird üblicherweise mit holozäner Bodenerosion erklärt (SEMMEL 2002).

Als Hinweis für das jungdryaszeitliche Alter der LH werden LST-Beimengungen gewertet, die stellenweise in Eiskeilpseudomorphosen oder Kryoturbationstaschen an der Schichtbasis nachzuweisen sind (PLASS 1980; SEMMEL 1969, 2001a). Örtlich kommt das „*Decksediment*“ im Hangenden von stark LST-führenden Flugsanden vor. Daher wird angenommen, die LH sei unter periglaziären Bedingungen entstanden und stelle den sommerlichen Auftauboden der Jüngeren Dryas dar (PLASS 1981; SEMMEL 1980). In Anbetracht der auffällig konstanten Mächtigkeit der LH (40-70 cm) auf den Dünen, stellt SEMMEL (2001c) diese Ansicht jedoch in jüngster Zeit zumindest für die Flugsandgebiete in Frage, weil in den porenreichen Sanden eine ungleichmäßigere Mächtigkeitsausprägung der früheren Auftauzone zu erwarten sei.

Im Unterschied zur Untermainebene, wo das Vorkommen der LH aufgrund der o.g. Merkmale als gesichert gilt, ist die Existenz dieser Deckschicht im Untersuchungsgebiet

nicht belegt. Beispielsweise ist die Bezeichnung „*Decksediment*“ in einigen Profilbeschreibungen von Böden des Hessischen Rieds mit einem Fragezeichen versehen (PLASS 1981). Aus der Gegend um Darmstadt berichtet HEIL (1987) von einem schwach ausgeprägten „*Decksediment*“ an Dünenstandorten. Neben örtlich in Spuren enthaltenen LST-Mineralen, akzeptiert HEIL (ib.) auch einen im Vergleich zum liegenden Flugsand geringfügig höheren Schluffanteil als Hinweis für die LH (vgl. SEMMEL 2001a). Im Unterschied zu HEIL, erkennt HOFFMANN (1985) die stärkere Beteiligung der Schluffkomponente in den obersten Schichten von Flugsandprofilen jedoch nicht als eindeutiges diagnostisches Merkmal der LH an. Zudem fehlen klare Belege (z.B. Froststrukturen) für die kryogene Entstehung der LH, wie sie in der angrenzenden Untermainebene zu beobachten sind. Daher beruht die Kennzeichnung von „*Decksediment*“ in der „*Bodenkarte der nördlichen Oberrheinebene 1:50 000*“ (HLfB 1990) letztlich auf Analogieschlüssen, die aus Vergleichen mit benachbarten Regionen gezogen wurden (pers. Mitt. Prof. Dr. K.-J. Sabel, HLUG).

3.5.2 Obere Niederterrasse

3.5.2.1 Böden auf Flugsanden

Typische Bodenbildungen in den Flugsandgebieten des nördlichen Oberrheingraben stellen „*Braunerden mit Bändern aus Decksediment über Flugsand*“ dar (HLfB 1990: KE 23). Nach aktueller bodenkundlicher Nomenklatur werden solche Böden als „*Bänderparabraunerden*“ bezeichnet (AG Boden 1994; AK Bodensystematik 1998).

Häufig sind die ursprünglichen Bänderparabraunerden bis an die kalkhaltige Flugsandbasis erodiert (HARRES 1982; HOFFMANN 1985; KEß et al. 1999). Örtlich überdeckt äolisch oder kolluvial umlagertes erodiertes Flugsandmaterial die verkürzten Bodenprofile. Als Folge sind in Dünengebieten im Bereich der Dünenkämme oft kleinräumige Mosaiks von erodierten Bänderparabraunerden und Pararendzinen ausgebildet, während in tieferen Reliefpositionen Kolluvien bzw. Äolien vorherrschen (FLECK 1997; KEß et al. 1999; SCHMITT 1999). Bedingt durch randliche Überflutungen, treten in Randbereichen der Dünensande Verzahnungen von „*Bänderparabraunerden aus Decksediment über Flugsand und/oder sandigem Hochflutlehm*“ (HLfB 1990: KE 28) mit „*Parabraunerden mit reliktscher Vergleyung im Untergrund aus Decksediment, örtlich über Flugsand, über Hochflutlehm über Terrassensand und -kies*“ auf (HLfB 1990: KE 42; Kap. 3.5.2.2).

Kennzeichnend für die Bänderparabraunerden ist der gebänderte Unterboden (Bbt+Bv), in dem Abschnitte aus rötlichbraunen Tonbändern mit bänderfreien Partien abwechseln. Das Phänomen der Bänderbildung wird von einigen Autoren ausführlicher abgehandelt (BECKER

1963, 1967; GOETZ 1970; LÖSCHER & HAAG 1989). Mitunter ist anstelle der Bänderung ein kompakter Bt-Horizont („*Brandletten*“; SCHOTTLER 1913, 1925) entwickelt, der an der Basis unregelmäßig geformte, z.T. taschen- bis zapfenförmige Ausbuchtungen in die kalkhaltigen Flugsande im Liegenden zeigt (FLECK 1997; KUPFAHL 1972c; PLASS 1981; SCHMITT 1955).

Zur Form der Tonanreicherung in Profilen aus Flugsand werden verschiedene Ansichten vertreten. BECKER (1963: 115) vermutet einen direkten Zusammenhang mit der „*Mächtigkeit des kalkfreien [...] Substrates bei Beginn der Tondurchschlämmung*“. PLASS hingegen sieht (1981) in Substratinhomogenitäten (z.B. Korngröße, Lagerungsdichte, Wurzelbahnen) einen Einflußfaktor für die morphologische Ausbildung der Tonbänder. Von anderen Autoren wird einer eng an substratbedingten Diskontinuitäten oder geogenen Schichtgrenzen angelehnten Bänderung jedoch keine Bedeutung beigemessen (GOETZ 1970; LÖSCHER & HAAG 1989).

Die pedogenetisch bedingte bänderförmige Anreicherung von Schluff- und Tonpartikeln im Unterboden setzt die vollständige Entkalkung der Substrate voraus. Allerdings können in den Bänderflugsanden „*einzelne rundliche Partien [...] als Folge eines noch geringen [...] Kalkgehaltes*“ auch völlig bänderfrei bleiben (BECKER 1963: 69). Nach Einschätzung von PLASS (1980) korrespondiert die Intensität der Bänderbildung mit dem jeweiligen LST-Anteil in den bodenbildenden Ausgangssubstraten und ist bei geringen „*Bimstoffgehalten*“ stärker ausgeprägt als bei höheren Anteilen.

Zum Alter der Bodenbildungen in den Flugsandgebieten werden verschiedene Auffassungen vertreten. KUPFAHL (1972c: 139) postuliert eine spätglaziale Phase der Bodenentwicklung und spekuliert, die LST könne sich „*im Verlehmungshorizont verbergen*“, was „*indirekt für die Einstufung des Horizontes in das Allerød*“ spreche. BECKER (1967) nimmt an, daß schon vor der Ablagerung der LST in älteren, prä-allerødzeitlichen Flugsanden „*Sandparabraunerden*“ bzw. „*Bänderflugsande*“ entwickelt waren. Danach wäre die Bänderbildung im wesentlichen das Produkt einer vor dem Allerød erfolgten Pedogenese (BECKER ib.). Allerdings verweist BECKER (1963) darauf, daß solche Tonbänder zeitunabhängig gebildet werden können und daher möglicherweise auch noch gegenwärtig entstehen.

Andere Autoren widersprechen einer im Spätglazial erfolgten Bänderbildung. So bemerkt WALDMANN (1989: 85) der „*Verlehmungshorizont mit Taschenboden*“ sei von BECKER (1963) und KUPFAHL (1972c), genetisch fehlinterpretiert, als fossile Bodenbildung eingestuft worden und habe damit eine falsche stratigraphische Bedeutung erfahren. PLASS (1981) deutet die Verlehmungszone als einen erst im Holozän durch tiefreichende Pedogenese entstandenen Horizont. SEMMEL (1980, 1993) sieht die Bänderbildung ebenfalls im wesentlichen als das Ergebnis holozäner Prozesse an. Für die Zeit vor dem LSE geht PLASS (1980) allerdings von einer schwachen Bodengenese (Ah-Horizont) aus. Danach lief während der Jüngerer Dryas die Entkalkung und schwache Verbraunung des Decksedimentes ab, bevor dann im Holozän eine intensivere Bodenentwicklung (Bv-, Bt-Horizonte) stattgefunden habe (PLASS ib.). Im

Unterschied dazu, liegen SEMMEL (1980) aus Dünengebieten keine Befunde für einen unter LST-Ablagerungen erhaltenen fossilen Bodenhorizont vor, wie das auf der mit Hochflutlehm bedeckten oNT am Untermain der Fall sei (Kap. 3.5.2.2). Daraus folgert SEMMEL (ib.), dieser Boden sei entweder „*unmittelbar vor der Tuffsedimentation*“ erodiert worden oder aber die LST zu einer Zeit abgelagert worden, „*als (dort) kein Boden ausgebildet war*“.

3.5.2.2 Böden auf Hochflutsedimenten

Die Ablagerung von Hochflutsedimenten setzte im nördlichen Oberrheingraben und in den angrenzenden Gebieten bereits im Spätwürm ein. Hinweise für ein spätwürmzeitliches Alter liefern LST-Funde, die in Auenlehmen des Rheins auf der NT zwischen Mainz und Ingelheim (SONNE & STÖHR 1959: 103) bzw. in der Untermainebene in dem fast ausschließlich auf der oNT verbreiteten „*Älteren Hochflutlehm*“ eingeschaltet sind (FETZER et al. 1995; PLASS 1972; SEMMEL 1980, 1990, 2001c). Auch aus dem Untersuchungsgebiet sind zwei Standorte mit LST-Einschaltungen in fluvialen Sedimenten bekannt. Eines dieser Vorkommen existiert in der Neckaraltaue bei Zwingenberg, wo die LST als fast reines Bimstufbändchen in schluffig-tonigen Lehmen auftritt (HOFFMANN 1985). Die andere – bisher nicht untersuchte Lokalität – befindet sich in der „*Fasanerie*“ bei Groß-Gerau (pers. Mitt. Prof. Dr. W. Plass, Wiesbaden; dieses Profil wurde im Rahmen dieser Studie für Untersuchungen ausgewählt und wird in Kapitel 7.1.2.1 vorgestellt).

Die Sedimentation der sandig-schluffigen, manchmal lößartigen „*Älteren Hochflutlehme*“ soll am Main bereits vor dem Allerød begonnen und mit der Jüngeren Dryas geendet haben (SEMMEL 1980). Während einer Phase prä-LST-zeitlicher Bodenbildung, die zur Entwicklung eines Ah-Horizontes, möglicherweise sogar zu Tonverlagerung bis in den Unterboden führte war die Ablagerung unterbrochen (SEMMEL ib.; vgl. SEMMEL 2001a). Die zeitliche Stellung des „*Älteren Hochflutlehmes*“ ist auch dadurch charakterisiert, daß diese fluvialen Sedimente randlich älteren Dünen auflagern und großenteils nur von in historischer Zeit aufgewehten Flugsanden überlagert werden (SEMMEL 1980).

Außerhalb der Flugsandgebiete und der Neckaraltaue dominieren auf der rechtsrheinischen NT z.T. stark erodierte, pseudovergleyte Parabraunerden (HLfB 1990: KE 44). Entgegen der bänderförmigen Tonanreicherung im Flugsand (Kap. 3.5.2.1) sind die in mehrfach geschichteten Hochflutsedimenten entwickelten Parabraunerden durch einen kompakten, bis zu 1 m mächtigen Bt-Horizont gekennzeichnet. Nach der Färbung unterscheidet THIEMEYER (1989a, 1989b) zwischen dunkelbraunen und rotbraunen Bt-Horizonten. Ein Hinweis für die unterschiedliche Altersstellung ergibt sich aus der divergierenden Schwermineralführung. In den

dunkelbraunen Bt-Horizonten sind Spuren der LST-typischen Schwerminerale (Ägirinaugit, Braune Hornblende, Titanit) nachweisbar. Im Unterschied dazu, führen die rotbraunen Bt-Horizonte diese vulkanischen Anteile nicht. Daher lehnt THIEMEYER (1989a) die zeitliche Einstufung der rotbraunen Bt-Horizonte in die Jüngere Dryas ab.

Mit Ausnahme der Kernbereiche in Flugsandgebieten sind die Böden des Hochgestades im Untergrund von reliktscher Vergleyung gekennzeichnet (HLfB 1990). Neben einer durch Fe-/Mn-Ausfällungen bedingten Rostfleckung, deuten die in vielen Profilen ausgeprägten, bis zu 1 m mächtigen Rheinweiß-Horizonte auf die frühere Grundwasserbeeinflussung hin. Als „*Rheinweiß*“ werden helle Carbonatanreicherungen (Kalkgehalte von 30-80%; PLASS 1981) bezeichnet. Diese kommen diffus verteilt im Sediment, mitunter jedoch auch in Form poröser oder verfestigter Lagen vor, die sich häufig schichtparallel erstrecken und bei Austrocknung z.T. bankig aushärten oder Carbonatkrusten bilden. Die Entstehung von Rheinweiß ist auf sekundäre Kalkausfällung im Kapillarsaum zurückzuführen. Die Ausfällung erfolgt bevorzugt an Substratgrenzen und wird durch schichtungsbedingte Änderungen des Porenvolumens begünstigt. In Abhängigkeit von Grundwasserschwankungen können innerhalb eines Profiles mehrere Rheinweiß-Horizonte übereinander, d.h. in verschiedenen Tiefen ausgebildet sein und markieren dann, jeder für sich, ein früheres Grundwasserniveau (GREINERT et al. 1984; HERZBERG 1962; KUPFAHL 1972d; THIEMEYER 1989b; WALDMANN 1989).

3.5.3 „Höchste Auenterrasse“ und Ältere Mändersysteme *sensu* FETZER et al. (1995)

Die morphologisch-geologische Landschaftsgliederung in das pleistozäne Hochgestade im E und die tiefergelegenen Bereiche der Rheinniederung im W kommt auch in unterschiedlichen Bodenverhältnissen zum Ausdruck. Der Übergang zwischen diesen Reliefeinheiten ist durch den abrupten Wechsel der Bodengesellschaften geprägt (THIEMEYER 1989a). Im Unterschied zur Hochgestadefläche, wo die Hochflutsedimente bzw. Flugsandprofile nach der Entkalkung der Parabraunerde-Bildung unterlagen (PLASS 1981), zeigen die Böden der Rheinaue eine unterschiedlich starke Beeinflussung durch Grundwasser (FETZER et al. 1995; HLfB 1990; ROSENBERGER & WEIDNER 1995). Bei Hochwasser werden heute nur vor dem Sommerdeich gelegene, relativ schmale, flußparallele Auenbereiche und Uferrandstreifen regelmäßig noch überflutet. Allerdings kann Qualmwasser die Böden bis in die jenseits der Deiche gelegenen Areale beeinflussen (HERZBERG 1962).

Die „Höchste Auenterrasse“ *sensu* ROSENBERGER et al. (o.J.) sowie die Umlaufflächen der äMS *sensu* FETZER et al. (1995) sind im oberflächennahen Untergrund von Sedimenten der vorwiegend sandig-lehmigen Umlaufflächen-Normalfazies aufgebaut und pedogenetisch durch Vorkommen von Grauer (Auen-)Tschernosem (nachfolgend als „*Grauer Tschernosem*“

bezeichnet) gekennzeichnet (HLfB 1990: KE 90; Abb. 8; Tab. 2). Die nahezu flächenhafte Verbreitung dieser Kalktschernoseme ist nur in morphologischen Rückenpositionen und in Geländesenken unterbrochen (FETZER et al. 1995). Während in den meist mit feinkörnigeren Ablagerungen verfüllten Vertiefungen und Paläorinnen stärker von Grundwasser beeinflusste Böden (z.B. Auenpelosol-Auengleye) ausgeprägt sind, treten in Bereichen sandiger Rücken auch Parabraunerden auf (HLfB 1990: KE 89, KE 91).

Die als Leitbodentyp der äMS entwickelten Grauen Tschernoseme wurden vermutlich im frühen Holozän gebildet (ZAKOSEK 1962). Entstehungszeitraum und Bildungsbedingungen sind jedoch nicht abschließend geklärt. Aus diesem Grund sind diese Bodenbildungen für die Rekonstruktion der (Fluß-)Landschaftsgeschichte während Z1 von Interesse. Daher wird der derzeitige Kenntnisstand zu diesen Aspekten im folgenden Kapitel erörtert.

3.5.3.1 Grauer (Auen-)Tschernosem

Bei den Grauen Tschernosemen (früher „*Degradierter Grauer Tschernosem des nördlichen Oberrheintales*“; vgl. ZAKOSEK 1962) handelt es sich um „*Mycellar-Tschernoseme*“ (ZAKOSEK 1991). Vergleichbare Bodenbildungen sind auch in weiter im S gelegenen Gebieten auf der „*Frankenthaler-T.*“ und in Bereichen älterer Rheinmäander entwickelt (HARKE & WOURTSAKIS 1988; SCHEER & WOURTSAKIS 1986). Auf der oNT kommen derartige Böden nicht vor (PLASS 1981; Kap. 3.5.2.2). Somit besteht ein signifikanter pedogenetischer Unterschied zwischen der „*Höchsten Auenterrasse*“ sensu ROSENBERGER et al. (o.J.) und der um 0,5-1,5 m höher gelegenen Fläche des rechtsrheinischen Hochgestades (ROSENBERGER et al. o.J.: 51).

Das Verbreitungsgebiet der Grauen Tschernoseme gehört zu den trockensten Lagen der nördlichen Oberrheinebene (Abb. 11). Die Vorkommen dieser Reliktböden sind auf Flächen mit prä-atlantischen Hochflutsedimenten beschränkt (ZAKOSEK 1962, 1991). Örtlich treten kleinräumige Vergesellschaftungen mit „*(Auen-)Parabraunerde(Braunerde)*“ auf (HLfB 1990: KE 91). Die lokale Ausprägung von Parabraunerden/Braunerden wird auf den Regenfaktor und bodenartige Unterschiede der Ausgangssubstrate zurückgeführt (ZAKOSEK 1962).

Aufgrund des Maßstabes umfaßt die in der „*Bodenkarte der nördlichen Oberrheinebene 1:50 000*“ (HLfB 1990) ausgehaltene Einheit „*Grauer (Auen-)Tschernosem*“ auch Vorkommen von „*Tschernitza*“ (ROSENBERGER & WEIDNER 1995: KE 80-81, SEMMEL 1996). In der Region treten Vergesellschaftungen dieser Bodentypen sonst nur noch auf der rechtsrheinischen Hochgestadefläche in Randlage zur Rheinaue auf (HLfB 1990: KE 48). Nach ROSENBERGER repräsentiert „*Tschernitza*“ eine tonige Varietät von Grauer Tschernosem, die vorwiegend in morphologischen Senken- und Rinnenpositionen auftritt (pers. Mitt. W. Rosenberger, HLUg). ZAKOSEK (1991: 167) sieht dagegen in den Grauen Tschernosemen weder eine „*Vorstufe der*

Tschernitza“ noch erkennt er zeitliche Übergänge zwischen diesen Bodentypen. Gleichzeitig weist ZAKOSEK (ib.) darauf hin, daß Graue Tschernoseme in den post-atlantisch gebildeten Auenbereichen nicht mehr vorkommen, wohl aber „*tschernitzaartige Böden*“.

Die „*Rheintal-Tschernoseme*“ (u.a. Genese und Gliederung) wurden von ZAKOSEK (1962, 1989, 1991) umfassender bearbeitet. ZAKOSEK (ib.) geht davon aus, daß die Pedogenese dieser Schwarzerden vornehmlich unter xerothermen, kontinentalen Klimabedingungen und lockerer xerophytischer Grasvegetation während des holozänen Klimaoptimums erfolgt sei. Nach der Hauptbildungszeit im Boreal hätten diese Reliktböden im mittleren Atlantikum eine kurzzeitige Degradationsphase (Entkalkung, Verlehmung/Verbraunung, Gefügeumbildung) bzw. im späten Atlantikum sowie im Subboreal ein Stadium der Regradation durchlaufen. Während der Regradationsphase seien die vollständig entkalkten Steppenböden sekundär mit Kalk aus dem Cc-Horizont angereichert worden (ZAKOSEK 1962). Dem steht die Ansicht von WALDMANN (1989) gegenüber, der die primäre Entkalkung dieser Bodenbildungen aufgrund der klimatischen Bedingungen als eher gering einstuft. ZAKOSEK et al. (1991) vermuten in dem Zusammenhang, daß der Prozeß sekundärer Aufkalkung – aus klimatischen Gründen und durch Ackerbau begünstigt – bis heute anhält. Diese Kalkanreicherung wird z.T. auf die Ausfällung von im Grundwasser gelösten Carbonaten im Kapillarsaum (Rheinweißbildung) zurückgeführt (ZAKOSEK 1962, 1991). An der Wiederaufkalkung könnten allerdings auch biogene Durchmischungsvorgänge mitgewirkt haben (WALDMANN 1989).

Zum Alter der Tschernoseme im nördlichen Oberrheintal und in angrenzenden Gebieten existieren unterschiedliche Auffassungen. LESER & MAQSUD (1975) halten eine spätglaziale Steppenbodenbildung im Allerød für möglich. Dagegen sieht ZAKOSEK (1962) eine derartige Bodenentwicklung in wärmeren Phasen des Spätglazials als unwahrscheinlich an, da die zur Pedogenese notwendigen Klimabedingungen frühestens im Präboreal eingetreten seien. In einer späteren Arbeit stellt ZAKOSEK (1991) den Beginn der Tschernosemgenese allerdings in das ausgehende Spätglazial. ZAKOSEK et al. (1991: 185) werten den Umstand, „*daß der Graue Tschernosem auf zeitlich abgestuften Mäandern zwischen der Jüngeren Dryas und dem Atlantikum entwickelt ist*“, als Beweis dafür, „*daß die Bildungsphase der Steppenböden in der nördlichen Oberrheinebene im Präboreal und Boreal gelegen hat*“. ZIEHEN (1970: 104) sieht in Tschernosemen eine „*in der Steppenzeit des endenden Präboreal und Boreal bis ins Älteste Ältere Atlantikum*“ erfolgte Weiterbildung vor-präborealer Pararendzinen, deren Degradation im „*Jüngeren Älteren und Älteren Jüngeren Atlantikum*“ stattgefunden habe.

Es ist unklar, ob auch in späteren Zeiten des Holozäns noch eine Tschernosembildung im nördlichen Oberrheingraben möglich war. ZAKOSEK (1991) gibt an, in jüngeren Hochflut-sedimenten, die Tschernosemprofile überdecken, seien keinerlei Steppenbodenmerkmale erkennbar. Dagegen hält es SCHARPFF (1977) für möglich, daß sich die Tschernosemgenese keineswegs auf das Boreal beschränkte, sondern bis in das späte Subboreal und Subatlantikum fortgesetzt haben könnte.

Zu den Entstehungsbedingungen der Rheintal-Tschernoseme vertreten LESSMANN-SCHOCH (1986) und ZAKOSEK (1962, 1991) die Meinung, diese Böden seien in offenen Steppen oder steppenartigen Landschaften gebildet worden. STREMMER (1955) nimmt an, das Gebiet der Steppenböden sei im Neolithikum wahrscheinlich waldfrei gewesen und habe zu der Zeit unter Ackerkultur gestanden. Als Hauptfaktor der Steppenbodenbildung erachtet STREMMER (ib.: 68) die Vegetation einer „*Kultursteppe einschließlich ihrer Fauna*“. STREMMER (ib.) hält die Pedogenese jedoch auch ohne Einfluß einer natürlichen Steppenvegetation für erklärbar.

Die Datierung der Tschernosemengenese ist bislang nicht gelungen. Aus „steppen- und wiesenelementreichen Pollenspektren“ in den „reliktischen bis fossilen Ah-Horizonten“ wird auf „offene, höchstens von Gebüsch durchsetzte, kräuterreiche“ Vegetationsverhältnisse im Bildungszeitraum dieser Böden geschlossen (LESSMANN-SCHOCH 1986: 77 u. 98). ZAKOSEK (1991) stützt seine Vorstellungen zur Paläoumwelt im Zeitraum der Tschernosembildung auf die Befunde von BRELIE (1977: 81f.), dessen palynologische Untersuchungen an Torfen aus Paläorinnen des nördlichen Oberrheines Hinweise für lichte Bewaldung und steppenähnliche Pflanzengesellschaften im Präboreal geliefert hatten. Nach Meinung von LESSMANN-SCHOCH (1986) bringt BRELIE (1977) es damit deutlich zum Ausdruck, daß das nördliche Oberrheintal seit dem Präboreal nicht kontinuierlich bewaldet war. Auch REICHMANN (1977) zweifelt daran, daß alle Tschernoseme in Mitteleuropa Steppenböden darstellen, sondern gibt zu bedenken, daß der palynologische Nachweis für offene Steppen im Holozän noch nicht erbracht sei.

Im Vergleich zu heute dürften die Grauen Tschernoseme ursprünglich größere Areale im nördlichen Oberrheingebiet eingenommen haben. ZAKOSEK (1962) bemerkt nämlich, daß die Steppenbodenvorkommen durch Erosion laufend verkleinert werden und an deren Stelle auf den Abtragungsflächen häufig Pararendzinen entwickelt sind. Vollständig ungestörte Profile sind daher nur selten erhalten (ZIEHEN 1970). Vermutlich wurden die Grauen Tschernoseme im Atlantikum am stärksten degradiert, wobei die vollständige Degradation vor allem Profile aus sandigen Hochflutsedimenten erfaßt haben soll (ZAKOSEK 1991: 161).

3.5.4 Mittlere Mäandersysteme *sensu* FETZER et al. (1995)

Für die mittleren Mäandersysteme (mMS) *sensu* FETZER et al. (1995) sind überwiegend stark tonige, stets dunkel gefärbte Auensedimente (Umlaufflächen-Normalfazies) charakteristisch (ROSENBERGER et al. 1996: Kap. 3.4). Wegen der dunkelgrauen bis schwarzgrauen Färbung und der zumeist vorherrschenden pelitischen Lithofazies (i.d.R. >40 Gew.-% Ton) werden diese Bildungen am HLfB/HLUG gemeinhin als „*Schwarze Tone*“ bezeichnet (pers. Mitt. W. Rosenberger, HLUG; vgl. DAMBECK & SABEL 2001). Im Rahmen der vorliegenden Studie wird der Terminus als Begriff zur Bezeichnung der schwarzen Auentone beibehalten.

„Schwarze Tone“ und darin entwickelte Bodenbildungen wurden bislang nur ansatzweise beschrieben (z.B. REICHMANN 1974: Profil 7). Nach SCHARPFF (1977: 77f.) handelt es sich um Ablagerungen, die lakustrischen Sedimenten ähnlich sind. Die Genese dieser Auentone sei entweder die Folge einer flußabwärts gelegenen Abflußbehinderung oder einer klimatisch bedingten „intensivere chemische Verwitterung im Oberlauf“, oder durch die „Einbeziehung neuer, tonreicher Erosionsgebiete“ im EZG verursacht worden (SCHARPFF ib.).

Die „auffallend tonreichen, durch feinstverteilten Humus dunkel gefärbten“ Ablagerungen sind gekennzeichnet durch vorwiegend semiterrestrische Bodenverhältnisse (FETZER et al. 1995: 237; HlFB 1990, 1999; ROSENBERGER & WEIDNER 1995). Pedogenetisch sind in diesen Auentonen insbesondere Auenpelosole bzw. bodentypologische Varietäten entwickelt. Als Leitbodentypen treten vergleyte Auenpelosole(-Braune Auenböden), Auengley-Pelosole und Auenpelosol-Auengleye auf (HlFB 1999: KE 86-90). Untergeordnet kommen in „gewissen Mittelpositionen“ auch Tschernitzen und vertisolähnliche Böden vor (SEMMELE 1996: 11).

Stellenweise unterbrechen z.T. dicht gescharte morphologische Rücken und Rinnen die relativ ebenen Umlaufflächen der mMS (vgl. ROSENBERGER et al. 1996, SCHARPFF 1977). Im Unterschied zu den pelitreichen Sedimenten der Umlaufflächen-Normalfazies, überwiegen in Rückenpositionen sandig-schluffige bis schluffig-lehmige Auenablagerungen. Die schwarzen Auentone können in diesen Reliefbereichen aussetzen (HlFB 1999; THIEMEYER 1989a). Das ist z.B. im „Hohes Kammerfeld“, ca. 2 km W von Leeheim (TK25 6116 Oppenheim), der Fall (vgl. unveröffentlichte „Bodenkarte für das Mäandersystem Leeheim-Geinsheim 1:10 000“; HlFB 1999). Im Unterschied zu den tonigen Flächen in der Umgebung, ist in den Bereichen dieser Lokalität Grauer Tschernosem entwickelt. Das Vorkommen derartiger Bodenbildungen ist in der „Bodenkarte der nördlichen Oberrheinebene 1:50 000“ (HlFB 1990) an dieser Stelle nicht vermerkt. Diese Karte weist für die o.g. Örtlichkeit Parabraunerden als Böden aus (vgl. HlFB 1990: KE 91).

Die Bodenprofile im Bereich der mMS weisen i.d.R. geologische Schichtung auf, so daß lithofaziell verschiedenartige Schichten in den Vertikalprofilen aufeinander abfolgen können. Häufig sind die Rheinweiß-Horizonte erst im Liegenden der Auentone, in sandig-schluffigen bis schluffig-lehmigen Auensedimenten, entwickelt (HlFB 1999; HlFB 1990; ROSENBERGER & WEIDNER 1995; THIEMEYER 1989a).

Die Altersstellung der mMS wurde bereits in Kapitel 3.4 abgehandelt. Präzise Angaben zum Ablagerungszeitraum der „Schwarzen Tone“ gehen daraus nicht hervor. Einen relativen Altershinweis liefert eine Pollenanalyse an Niedermoortorfen aus der verlandeten Paläorinne des früheren MS7 von Blatt 6216 Gernsheim (THIEMEYER 1989a; nach neuerer Einstufung wird dieses MS jetzt als MS 11b bezeichnet; vgl. ROSENBERGER 1996, o.J.), die schwarze Auentone unterlagern. Der palynologische Befund aus den Torfablagerungen deutet auf eine Verlandung des Altlaufes im Boreal hin (THIEMEYER 1989a). Damit läßt sich das Maximalalter der „Schwarzen Tone“ zeitlich grob in einen jüngeren Klimaabschnitt des Holozäns einstufen.

„Schwarze Tone“ existieren in der Niederung des nördlichen Oberrheines auch im Gebiet der TK25 6416 Mannheim-NW (pers. Mitt. J. Hoffmann Frankfurt/M.) und weiter S im Raum Karlsruhe-Mannheim. Dort faßt WALDMANN (1989: 58) die Vorkommen von zumeist grauen bis grauschwarzen, humosen und kalkfreien Auentone als Äquivalente der Niedermoortorfe in Altläufen auf, die sich in „speziellen, tiefergelegenen Positionen der Auenlandschaft“ oder in „Rinnen auf Hochflut- und Auensedimenten“ gebildet hätten. Hinsichtlich der Entstehung wird angenommen, es handele sich um unter saprolithischen Bedingungen gebildete Böden, deren Genese auf hohe Grundwasserstände und sporadische Überflutungen ohne größeren Materialtransport zurückzuführen sei (WALDMANN ib.). Eine zeitliche Konstanz und damit eine stratigraphische Aussagefähigkeit dieser Tone wird von WALDMANN (ib.) verneint. Der Autor (WALDMANN ib.) vertritt allerdings die Ansicht, anhand der schwarzen Auentone lasse sich die Mächtigkeit der jüngeren, anthropogen beeinflussten Sedimente im Hangenden bestimmen.

3.5.5 Jüngste Mäandersysteme sensu FETZER et al. (1995)

Im Unterschied zum i.d.R. sehr stark tonigen Sedimentaufbau der Umlaufflächen der mMS, sind die jMS sensu FETZER et al. (1995) von sandig-schluffigen Umlaufflächen-Normalfazies gekennzeichnet (vgl. ROSENBERGER et al. 1996, SCHARPFF 1977).

Die Pedogenese unterliegt in diesem Teil der Rheinaue bis heute einer mehr oder weniger starken Beeinflussung durch Grundwasser (HLfB 1990). Als Bodentypen herrschen hier Auengleye und vergleyte Braune Auenböden (nach der aktuellen Nomenklatur werden letztere als Vega bezeichnet; AK Bodensystematik 1998) aus kalkreichen sandigen Schluffen bis schluffig-tonigen Lehmen vor, die kiesige Sande oder Schluffe überlagern (HLfB 1990: KE 75-81).

In Abhängigkeit von der Kombination der jeweiligen Ausgangssubstrate sind Bodenverhältnisse typisch, die in etwa der Entwicklungsreihe Auengley – (Kalkhaltiger Brauner Auenboden-Auengley) – (Auengley-Kalkhaltiger Brauner Auenboden) – Kalkhaltiger Brauner Auenboden entsprechen (THIEMEYER 1989a).

4. Thematischer Rahmen der Forschungsarbeiten am nördlichen Oberrhein

4.1 Hintergründe der landschaftsgeschichtlichen Forschungen

Die Motivation zur Erforschung der jungquartären Landschaftsgeschichte in der nördlichen Oberrheinebene resultierte vor allem aus Erkenntnissen, die sich in Zusammenhang mit der

quartärgeologisch-bodenkundlichen Kartierung dieser Region, im Rahmen der geologischen Landesaufnahme Hessen, am HlFB/HLUG ergeben hatten.

So deutet beispielsweise die räumliche Sedimentverteilung in der Rheinniederung darauf hin, daß der nördliche Oberrhein seit dem Beginn der Mäanderbildung einem mehrmaligen Wandel der fluvialen Geomorphodynamik und der Ablagerungsbedingungen unterlag. Bisher sind die Ursachen nur wenig erforscht bzw. die Sedimentationsphasen chronostratigraphisch nur relativ grob einzuordnen (Abb. 8). Das gilt auch im Hinblick auf die zeitliche Einstufung der verschiedenen jungwürmzeitlichen Flugsandphasen im nördlichen Oberrheingebiet sowie die flußgeschichtliche Entwicklung des Bergstraßen-Neckars (Kap. 3.2; Kap. 3.3).

Differenziertere Vorstellungen zur Auenogenese am nördlichen Oberrhein waren erstmals im Zuge der Bearbeitung der GK25 6316 Worms (SCHARPFF 1977) entwickelt worden, ohne das seither eine weiterführende Regionalstudie vorgelegt worden wäre. Daher entsprach der Forschungsstand zur spät- und postglazialen (Fluß-)Landschaftsentwicklung zum Zeitpunkt der Antragstellung für das bereits in Kapitel 1 erwähnte SPP-Teilprojekt „*Flußgeschichte des nördlichen Oberrheines*“ im wesentlichen den Erkenntnissen von SCHARPFF (ib.) bzw. den zusammenfassenden Ausführungen von FETZER et al. (1995). Weitere Hinweise ergaben sich durch die Bearbeitung der GK25 6216 Gernsheim (ROSENBERGER et al. 1996), die erst kurz vor Beginn der Projektarbeiten veröffentlicht wurde. Bisher waren die Zeitvorstellungen zur Auenentwicklung am nördlichen Oberrhein insbesondere auf das in Zusammenhang mit der Aufnahme der genannten Kartenblätter gewonnene Datenmaterial (z.B. Pollenanalysen, archäologische Hinweise) gestützt. Das erlaubte mit wenigen Ausnahmen zwar eine relative Einordnung der Befunde. Eine chronostratigraphisch präzise Alterseinstufung war jedoch in den meisten Fällen nicht möglich.

4.2 Problemstellung und Ziele

Das Ziel der vorliegenden Studie war es, die spät- und postglaziale Landschaftsentwicklung in der nördlichen Oberrheinebene während der letzten 15 000 a vor dem Hintergrund der sich wandelnden Paläoumweltbedingungen zeitlich hochauflösend zu rekonstruieren. Dazu sollte der Stand der Forschung um allgemeine Vorstellungen zu verschiedenen Aspekten erweitert werden (z.B. Zeitpunkt/-raum in dem sich der flußdynamische Wandel vom „*braided river*“ zum mäandrierenden Fluß ereignete, Ursachen für den mehrmaligen Umbruch der fluvialen Geomorphodynamik und der Sedimentationsbedingungen ab dem Spätglazial, anthropogene Beeinflussung der holozänen Auenentwicklung, Phasen der Flugsandbildung, Chronologie der Flußgeschichte des Bergstraßen-Neckars) und die zeitliche Präzisierung der bisherigen Erkenntnisse erfolgen.

Dieser Zielsetzung wurde durch die fächerübergreifende Zusammenarbeit verschiedener geowissenschaftlicher Fachrichtungen (z.B. Archäobotanik, Archäometrie, Bodenkunde, Geomorphologie, Quartärgeologie) unter Anwendung eines breiten Methodenspektrums (z.B. ^{14}C -AMS, IR-OSL, Palynologie, Sedimentologie) Rechnung getragen. Von der multidisziplinären Herangehensweise war zu erwarten, daß durch die Synthese möglichst breitfächerter Ergebnisse (z.B. Verknüpfung archäobotanischer oder sedimentologischer Erkenntnisse mit absoluten Altersdatierungen oder archäologischen Befunden) natürliche Entwicklungen besser von anthropogenen Einflüssen unterschieden werden können.

Zugleich sollten die Untersuchungen dazu beitragen, die bestehende flußgeschichtliche Forschungslücke im Längsprofil des Rheines zwischen dem südlichen Oberrheintal (MÄCKEL 1994, 1997, 1998a, 1998b; MÄCKEL & FRIEDMANN 1999; MÄCKEL & ZOLLINGER 1995; MÄCKEL et al. 1997), der Region Unterelsaß/mittlerer Oberrhein (STRIEDTER 1988), dem Mittel- und Niederrhein (BIBUS 1980; BRUNNACKER 1978a, 1978b; HOPPE 1970; KLOSTERMANN 1986, 1988, 1992) sowie dem niederländischen Rheindelta (HESSELINK 2002; TÖRNQVIST 1993a, 1993b, 1993c) weiter zu schließen.

Die Untersuchungen im Rahmen dieser Studie konzentrierten sich daher vorrangig auf die (Fluß-)Landschaftsentwicklung im Übergang Spätglazial/Holozän (Z1) und den Zeitraum des postglazialen Wärmeoptimums (Z2). Schwerpunktmäßig wurden die in Kapitel 4.2.1 bis 4.2.6 aufgeführten Aspekte bearbeitet.

4.2.1 Phasen der Flugsand-/Dünenbildung

Die chronostratigraphische Stellung der Flugsande im nördlichen Oberrheingebiet ist unklar. Es ist zu vermuten, daß die flächenhaften Dünenfelder auf der oNT erst entstehen konnten, als der Rhein dieses Niveau nicht mehr periodisch überflutete (LÖSCHER 1988). Zwar finden sich Hinweise für mindestens drei Phasen der Flugsandakkumulation seit dem Hochglazial (Abb. 6). Einige Autoren halten jedoch eine ausschließlich auf die Jüngere Dryas begrenzte Dünenbildung für wahrscheinlich (Kap. 3.2). Vor diesem Hintergrund ist die Frage nach dem Ablagerungszeitraum der Flugsande zu stellen, die linksrheinisch in Bereichen der „*Höchsten Auenterrasse*“ bzw. rechtsrheinisch auf Umlaufflächen des Bergstraßen-Neckars vorkommen und dort inselartige Dünenkomplexe bilden.

Letzteres ist vor allem im Hinblick auf die zeitliche Einstufung des Bergstraßen-Neckars von Bedeutung, der einen älteren Dünenzug zerschnitten haben soll (Kap. 3.3). Daher gilt es über die chronostratigraphische Einstufung hinaus zu klären, ob es sich um die Reste einer einstmals ausgedehnteren älteren Flugsanddecke handelt, die vom Neckar teilweise fluvial ausgeräumt wurde bzw. diese Dünensande kleinräumig angewehrte, isolierte Vorkommen repräsentieren.

4.2.2 Existenz der Hauptlage

Das Vorkommen der LH im nördlichen Oberrheingraben gilt als unbewiesen. Bislang beruht die Annahme der Existenz dieser Deckschicht im Untersuchungsgebiet im wesentlichen auf Analogieschlüssen, die aus Vergleichen mit benachbarten Regionen gezogen wurden (FRIED 1984; PLASS 1980; SEMMEL 1980; Kap. 3.5.1). Die von SEMMEL (erstmalig 1964) postulierte Entstehung der LH in der Jüngeren Dryas wird in letzter Zeit – ausgelöst durch Erkenntnisse aus dem Bayerischen Wald und anderen Mittelgebirgen (MAHR 1998; RAAB & VÖLKEL 2002; VÖLKEL & LEOPOLD 2001; VÖLKEL et al. 2002a, 2002b) – kontrovers diskutiert. Diese Diskussion wird im Folgenden nicht aufgegriffen. Dazu sei auf SEMMEL (2002: 180) verwiesen.

Aufgrund palynologischer Befunde aus älteren Schriften ist es unter Berücksichtigung der heutigen Klimagunst des Oberrheintales allerdings denkbar, daß der engere Grabenbereich auch im Spätglazial gegenüber den umgebenden Rahmenhöhen klimatisch begünstigt war. Nach OBERDORFER (1937: 525) fehlt in der Oberrheinebene im Gegensatz zu den angrenzenden Mittelgebirgen eine waldlose Tundrenphase während des Spätglazials, was darauf hindeute, daß die Kiefer (*Pinus*) in diesem Gebiet früher eingewandert sei oder zumindest „in lockeren Beständen [...] den letzten Hochstand der Eiszeit“ überdauert habe. FIRBAS (1952: 45) hält es ebenfalls für unwahrscheinlich, daß die Jüngere Dryas im nördlichen Oberrheintal noch zu einer Entwaldung geführt hat. Laut ZIEHEN (1970) wurde die Vegetation zu der Zeit von einer überwiegend widerstandsfähigen Krautflora gebildet. Jedoch habe die Kiefer sich in dieser Region auch während der Jüngeren Dryas gehalten (ZIEHEN ib.).

Unter Berücksichtigung der Ausführungen zur Vegetationsentwicklung ist es unsicher, ob die zur Bildung der LH notwendigen Umweltbedingungen im Untersuchungsgebiet in der Jüngeren Dryas gegeben waren. Im Unterschied zur Untermainebene, wo die LH lokal mit Permafrost-Merkmalen zu verknüpfen ist (PLASS 1980, 1981; SEMMEL zuletzt 2002), fehlen hier bislang die entsprechenden Belege für periglaziäre Verhältnisse in diesem Zeitraum. Dieser Sachverhalt ist für die Rekonstruktion der Landschaftsentwicklung während Z1 von Interesse. Daher stellt die Frage nach der Existenz dieser Deckschicht einen weiteren Untersuchungspunkt dar, der im Rahmen dieser Studie geklärt werden soll.

4.2.3 Spät- und postglaziale Entwicklung des Bergstraßen-Neckars

Die zeitliche Entwicklung des Bergstraßen-Neckars ist bislang nicht abschließend geklärt. Es fehlen absolute Datierungen zur Absicherung der – zumeist palynologisch begründeten – Vorstellungen zur Laufgeschichte. Morphologisch sind im Hessischen Ried mindestens zwei, möglicherweise drei Mäandergenerationen des Altneckars zu unterscheiden. Der Zeitraum, in dem der Fluß diesen Lauf inne hatte, wird auf mindestens 4-5 Jahrhunderte veranschlagt

(MANGOLD 1892). Die endgültige Abschnürung soll in der Übergangsphase vom Spät- zum Postglazial erfolgt sein (Kap. 3.3). Zugleich ist der Bergstraßenlauf jünger einzustufen als die umgebenden Flugsanddünen (Kap. 3.2). Chronostratigraphisch wäre dieser Fluß somit in die Zeit zwischen der Flugsandakkumulation im Spätglazial und dem frühen Holozän zu stellen.

Von diesem spätpleistozän/frühholozänen „*Urneckar*“ wird ein holozäner „*Restneckar*“ unterschieden, der noch in römischer Zeit aktiv gewesen sein soll (WAGNER 1990). Hinweise für dieses Geschehen liefern u.a. archäologische und palynologische Befunde (Kap. 3.3).

Vor dem Hintergrund der bisherigen relativen Alterseinstufungen, bedarf es für zeitlich exaktere Angaben zu den verschiedenen Entwicklungsphasen einer unabhängigen Kontrolle. Absolute Daten zur Flußgeschichte fehlen jedoch. Somit steht die chronostratigraphische Präzisierung (z.B. Absicherung der biostratigraphischen Befunde mittels ^{14}C -AMS) noch aus. Hierzu ist eine teilweise Neubearbeitung des Bergstraßen-Neckars erforderlich, die überdies auch Neuerkenntnisse zu den Ursachen der endgültigen Laufverlegung bringen soll.

4.2.4 Beginn der Mäanderbildung am nördlichen Oberrhein und Zeitstellung der äMS

Zum Beginn der Mäanderbildung am nördlichen Oberrhein liegen keine exakten Zeitangaben vor. Es wird angenommen, der Umbruch vom „*braided river-system*“ zum mäandrierenden Fluß sei in der klimatischen Übergangsphase vom Spät- zum Postglazial erfolgt (FETZER et al. 1995; SCHARPFF 1977; STRIGEL 1934). Dieser Hypothese steht die Aussage von MÄCKEL (1998b) gegenüber, der das Einsetzen der Mäanderdynamik zu Beginn des Spätglazials in allen Laufabschnitten des Oberrheingrabens für belegt hält. Es galt zu klären, wann und warum der flußdynamische Umbruch erfolgte und wie lange die Bildung der äMS mit ihren typischen Bodengesellschaften andauerte.

In Zusammenhang mit der Entstehung der äMS ist die Frage nach dem Bildungszeitraum von Grauer Tschernosem im nördlichen Oberrheingebiet zu stellen. Die Pedogenese dieser Schwarzerden soll hauptsächlich im Boreal unter steppenbodenartigen Bildungsbedingungen erfolgt sein (ZAKOSEK 1962, 1991). Ein früherer Beginn der Schwarzerdeentwicklung ist nicht auszuschließen, da die Bildung von Auenfeuchtschwarzerden in anderen Flußtälern z.T. in das Spätglazial gestellt wird (SCHELLMANN 1998; SCHIRMER 1983a). Ebenso ist eine bis in das Jungholozän anhaltende Schwarzerdegenese denkbar. SCHARPFF (1977) erachtet es als möglich, daß die Tschernosembildung in der nördlichen Oberrheinebene keineswegs auf das Boreal beschränkt war, sondern bis in das späte Subboreal und Subatlantikum angedauert haben könnte. Es besteht somit Klärungsbedarf hinsichtlich des Entstehungszeitraums dieser Bodenbildungen.

Mit den Untersuchungen zur Genese und Altersstellung der Tschernoseme im nördlichen Oberrheintal sind Forschungen zu den Entstehungsursachen der kleinräumigen Bodenmosa-

iks von Grauer Tschernosem mit Parabraunerde auf Umlaufflächen der äMG zu verknüpfen (Kap. 3.5.3.1). Darin ist ein weiteres Teilziel dieser Studie zu sehen.

4.2.5 Zeitliche Präzisierung der mMS und Charakterisierung der „Schwarzen Tone“

Die Umlaufflächen der an die äMS anschließenden mMS sind von dunkel gefärbten Auentonen – den sogenannten „Schwarzen Tonen“ (DAMBECK & SABEL 2001) – geprägt (vgl. HLFB 1990, SCHARPFF 1977). Der Wechsel in der Auensedimentation von primär sandig-schluffiger bis sandig-lehmiger Normalfazies im Entstehungszeitraum der ältesten Rheinmäander, hin zu vorwiegend tonigen Ablagerungen zur Zeit der mittleren Mäandergruppe, läßt auf eine deutliche Veränderung der Sedimentationsbedingungen und einen signifikanten Wandel der fluvialen Geomorphodynamik schließen (Kap. 3.4). Die Ursachen und Zeitabläufe dieser Entwicklung sind noch weitgehend ungeklärt, und daher zu untersuchen.

Auch in anderen Flußgebieten kommen vergleichbare Auentone vor (Kap. 2.3.2). Häufig ist unbekannt, ob es sich um Sedimente und/oder Bodenbildungen handelt. Pedogenetisch sind in den „Schwarzen Tonen“ meist Auengley-Auenpelosole entwickelt. Die allgemeine Charakterisierung dieser Bildungen, die Hinweise zur wenig erforschten Entstehung dieser Phänomene am nördlichen Oberrhein liefern könnte, stellt einen weiteren Untersuchungspunkt dieser Studie dar.

4.2.6 Entstehungsursachen und Altersstellung der jMS

Ein erneuter flußdynamischer Umbruch soll im Übergang zur historisch erfaßbaren Zeit die Entstehung der jMS eingeleitet haben. Der damit einhergehende Fazieswechsel von primär toniger Auenfazies zur Zeit der mMS zu der bis heute andauernden vorwiegend sandig-schluffigen Auensedimentation der jMS deutet auf eine radikale Änderung der Abflußverhältnisse und Sedimentationsbedingungen hin (FETZER et al. 1995). Die exakte zeitliche Einstufung und die Hintergründe dieser Entwicklung sind unklar. SCHARPFF (1977: 79) nimmt an, daß der wieder stärker furkative Charakter des Flußlaufes im Subatlantikum durch überregional höhere Niederschläge und die erhebliche Zunahme der Abflußmenge infolge ungünstigerer Klimabedingungen verursacht worden sei. Diese neuerliche Wandlung der fluvialen Geomorphodynamik am nördlichen Oberrhein könnte von „*human impact*“ (z.B. Rodungen) beeinflusst worden sein (DAMBECK & THIEMEYER 2002; FETZER et al. 1995). Somit ist neben dem Entstehungsbeginn der jMS zu klären, ob und in welchem Maße anthropogene Eingriffe sich auf dieses Geschehen ausgewirkt haben.

5. Untersuchungsgebiet

Das Untersuchungsgebiet reicht von Mainz im NW bis nach Groß-Gerau im NE sowie von Worms im SW bis nach Lorsch im SE (Abb. 9). Es hat Anteil an den Bundesländern Hessen und Rheinland-Pfalz (TK50 6116 Darmstadt-West, TK50 6316 Worms) und befindet sich in der natürlichen Umrahmung des Rheinhessischen Tafel- und Hügellandes im W, der Untermainebene im N sowie des Odenwaldes mit der vorgelagerten Bergstraße im E.

5.1. Naturräumlicher Überblick

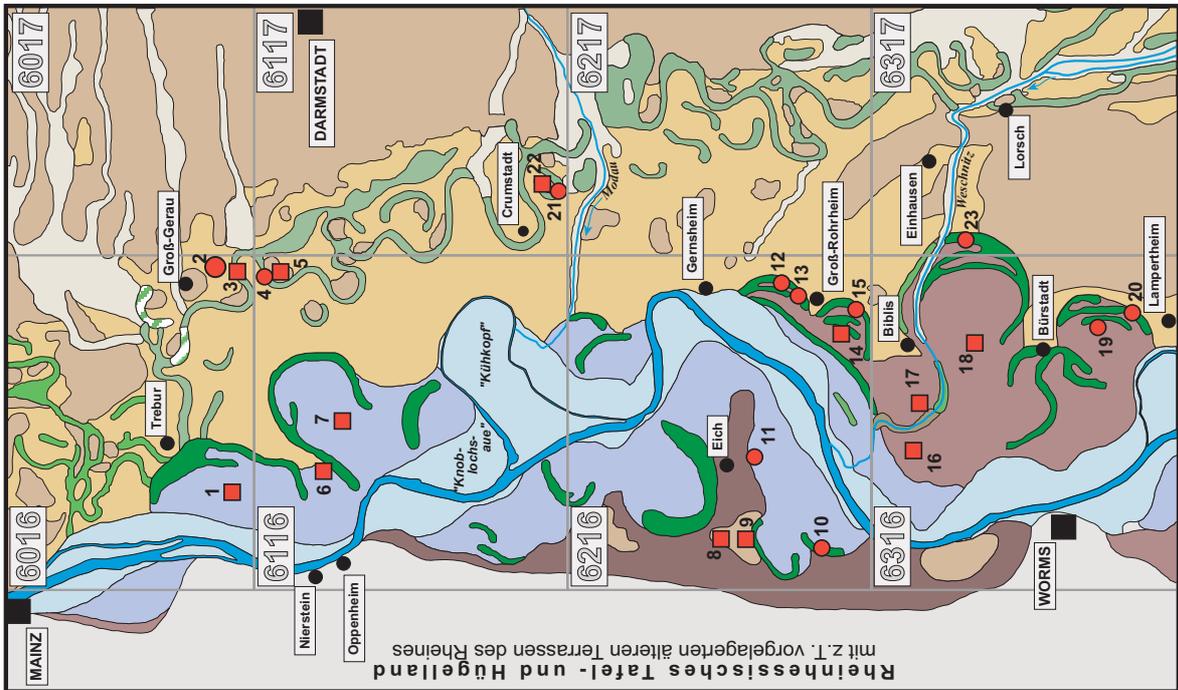
Naturräumlich gehört das Arbeitsgebiet zur Haupteinheit „*Nördliches Oberrheintiefland*“ mit den Untereinheiten „*Nördliche Oberrheinniederung*“ – als stromnaher Eintiefung des Rheines – im W und „*Hessische Rheinebene*“ im E. Letztgenannte Einheit bildet zusammen mit dem hessischen Teil der nördlichen Oberrheinniederung das „*Hessische Ried*“. Linksrheinisch sind Teilbereiche der Niederterrasse dem „*Vorderpfälzer Tiefland*“ naturräumlich zugeordnet (KLAUSING 1988).

Infolge der Hochwassergefährdung ist die nördliche Oberrheinniederung heute bis auf wenige Ausnahmen (z.B. die auf der Umlaufläche des MS 1 von Blatt 6316 Worms gelegenen Ortschaften Wattenheim und Nordheim) siedlungsfrei. Die Siedlungen liegen vorwiegend auf der hochwasserfreien Niederterrasse, unmittelbar an der Grenze zur Rheinaue (Abb. 9).

Im S des Untersuchungsgebietes ist die Rheinniederung deutlich mit einer Geländekante (Sprunghöhe 1-2 m) in das pleistozäne Hochgestade eingetieft (FETZER et al. 1995; SCHÄFER 1973a; SCHEER 1978). Von dort nach N verringert sich dieser Reliefunterschied allmählich. Am N-Ende des Oberrheingrabens, im Raum W von Trebur (TK25 6016 Groß-Gerau; Abb. 9), ist die Höhendifferenz dann morphologisch kaum mehr erkennbar (LÖSCHER 1988; Kap. 3.1). Hier bilden die verschiedenen Flächen ein fast einheitliches Höhenniveau.

Zahlreiche zum überwiegenden Teil bereits verlandete Paläomäander untergliedern die Rheinaue in verschiedene Auenniveaus (HLfB 1990; Abb. 9). An die Rheinniederung im W schließt nach E das pleistozäne Hochgestade an. In dieses höhergelegene Terrassenniveau ist die Altaue des Bergstraßen-Neckars eingetieft, die naturräumlich dem „*Neckarried*“ zugeordnet ist. Prägende Landschaftselemente stellen die verlandeten, stets mit Niedermoortorf verfüllten Paläorinnen der früheren Neckarmäander dar, die aufgrund der tieferen Lage im Relief morphologisch deutlich von den inselartigen Dünenvorkommen auf den zugehörigen Umlauflächen zu unterscheiden sind.

Abb. 9: (nächste Seite) Lage des Untersuchungsgebietes mit Profilstandorten (FETZER et al. 1995; HLfB 1990; verändert).



Kartenlegende:

- Niederterrasse**
- Ältere Mäandergeneration (äMS sensu FETZER et al. 1995) / "Höchste Auenterrasse"**
vorwiegend sandig-schluffrige Auensedimente
- Ältere Mäandergeneration (äMS sensu FETZER et al. 1995)**
vorwiegend sandig-schluffrige Auensedimente
- Mittlere Mäandergeneration (mMS sensu FETZER et al. 1995)**
vorwiegend tonige Auensedimente
- Jüngste Mäandergeneration (jMS sensu FETZER et al. 1995)**
vorwiegend sandig-lehmige Auensedimente
- Flugsande, z. T. Dünen**
- Altfläue des nördlichen Oberrheines**
vorwiegend Niedermoorstoffe
- Altfläue des Bergstraßen-Neckars**
vorwiegend Niedermoorstoffe
- Altfläue des Untermaines**
vorwiegend Niedermoorstoffe
- Schwemmsedimente der Nebenflüsse**

***Lokalitäten (Profilkurzbezeichnung):**

- TK 25 6016 Groß-Gerau**
 - 1 HESS-1
 - 2 FAS-1
 - 3 ECH-1
- TK 25 6116 Oppenheim**
 - 4 BRK-1
 - 5 HF-1, HF-2, HF-98/1, HF-98/11
 - 6 GEI-1
 - 7 GEI-3
- TK 25 6216 Gernsheim**
 - 8 EIC-5
 - 9 EIC-4
 - 10 RDH-1
 - 11 EID-1
 - 12 KR-1
 - 13 GRD-1
 - 14 GRH-1
 - 15 GRN-2
- TK 25 6316 Worms**
 - 16 WAT-4
 - 17 BRS-1, Catena "Riedsee"
 - 18 BOB-3
 - 19 LAMP-1/SJ
 - 20 LAMP-1

- TK 25 6117 Darmstadt-West**
 - 21 CW-1
 - 22 CW-2
- TK 25 6317 Bensheim**
 - 23 ERAF-1

- Aufschlußprofil**
- Sedimentbohrkern**



*im Rahmen dieser Studie bearbeitete Profile

Die Landschaft im nördlichen Oberrheingraben besitzt über weite Strecken einen relativ flachwelligen, dem Talgradienten entsprechenden, schwach nach N geneigten Charakter. Für die Rheinniederung sind Höhengniveaus von 84-90 m ü. NN kennzeichnend, während die Geländehöhen auf dem Hochgestade 86-95 m ü. NN erreichen. Stärkere Reliefunterschiede sind dort in den Flugsandgebieten zu verzeichnen. Die Dünenkämme liegen häufig in einem Niveau zwischen 92-95 m ü. NN. Nach E zum Odenwald hin s. höchstiegen die Höhen auf ca. 130 m ü. NN an.

Zahlreiche Bäche (z.B. Modau) entwässern die umliegenden Rahmenhöhen zum Rhein. Die meisten Gerinne folgen nicht mehr dem natürlichen Bett, sondern fließen dem Rhein in künstlich angelegten Gräben zu (KUPFAHL 1972a; STEUER 1974). Einige wurden umgeleitet und verlaufen daher heute in verlandeten Paläorinnen des Rheins (z.B. Weschnitz, SE Biblis; TK25 6316 Worms) oder des Bergstraßen-Neckars (z.B. Winkelbach E Langwaden; TK25 6217 Zwingenberg).

Die Errichtung von Dammbauten, Deichen und Drainagesystemen in historischer Zeit ist überliefert (HERZBERG 1962; HEYL 1929). Wasserbauliche Maßnahmen sind jedoch vermutlich mindestens seit der Römerzeit erfolgt und lassen sich wahrscheinlich sogar bis in noch weiter zurückliegende Zeiten verfolgen (SCHENK 1914). Diskutiert wird u.a. eine Anlage des „*Landgrabensystems*“ (TK25 6016 Groß-Gerau) als schiffbarer Verbindungsweg zum Rhein in römischer Zeit (pers. Mitt. U. Kannengießer, Frankfurt/M.).

Das Untersuchungsgebiet ist spätestens seit dem Neolithikum besiedelt und wird seither ackerbaulich genutzt (SCHARPFF 1977; SCHARPFF & PLASS 1975; WAGNER 1981, 1990). Von intensiver Beackerung zeugen Ackerberge, die sich morphologisch z.T. als mehrere Meter hohe, langgestreckte Rücken hervorheben. Diese anthropogenen Formen treten in größerer Zahl vor allem auf dem Hochgestade und in grundwasserferneren Bereichen der Niederung auf, wie z.B. auf der Umlauffläche des MS 1 von Blatt Worms (HLfB 1990).

Hinweise zur Waldentwicklung im nördlichen Oberrheintal sind den Arbeiten von FIRBAS (1949, 1952), OBERDORFER (1934, 1937), ROTHSCHILD (1936) und STARK (1926) zu entnehmen. Heute herrschen in den Flugsandgebieten Kiefernwälder vor. Örtlich unterliegen die Dünensande landwirtschaftlicher Sondernutzung (z.B. Spargel, Wein) und sind dann waldfrei.

Im Bereich der rechtsrheinischen Niederterrasse sind größere Areale mit Eichen-Buchen-Mischwald bestockt (z.B. Jägersburg-Gernsheimer Wald; TK25 6216 Gernsheim). Restbestände früherer Auenwälder existieren nur noch an verschiedenen Altwässern, wie z.B. am Stockstadt-Erfeldener-Alt Rhein mit dem NSG „*Kühkopf/Knoblochsaue*“ (TK25 6116 Oppenheim; Abb. 9). Zum größten Teil handelt es sich dabei um Sekundärvegetation, die sich nach früherer Entwaldung eingestellt hat (DISTER 1980; KLAUSING 1988; Stiftung Hessischer Naturschutz 1997). Der weitaus überwiegende Teil des Untersuchungsgebietes unterliegt jedoch intensiver landwirtschaftlicher Nutzung.

5.2 Klima

Der größte Teil des Untersuchungsgebietes ist dem Klimabezirk „*Oberrhenebene*“ zugeordnet. Nur am N-Rand gehören Teilbereiche dem Klimabereich „*Rhein-Main-Gebiet*“ an. Klimatisch ist die nördliche Oberrhenebene von relativ milden Wintern und warmen Sommern geprägt (Der Regierungspräsident in Darmstadt 1985). Durch die Lage zwischen dem Rheinhessischen Tafel- und Hügelland im W, dem Taunus im N und dem Odenwald im E ergibt sich in Verbindung mit mittleren Höhenlagen von 85-115 m ü. NN das Bild eines klimatischen Gunstraumes (HENDL 1994).

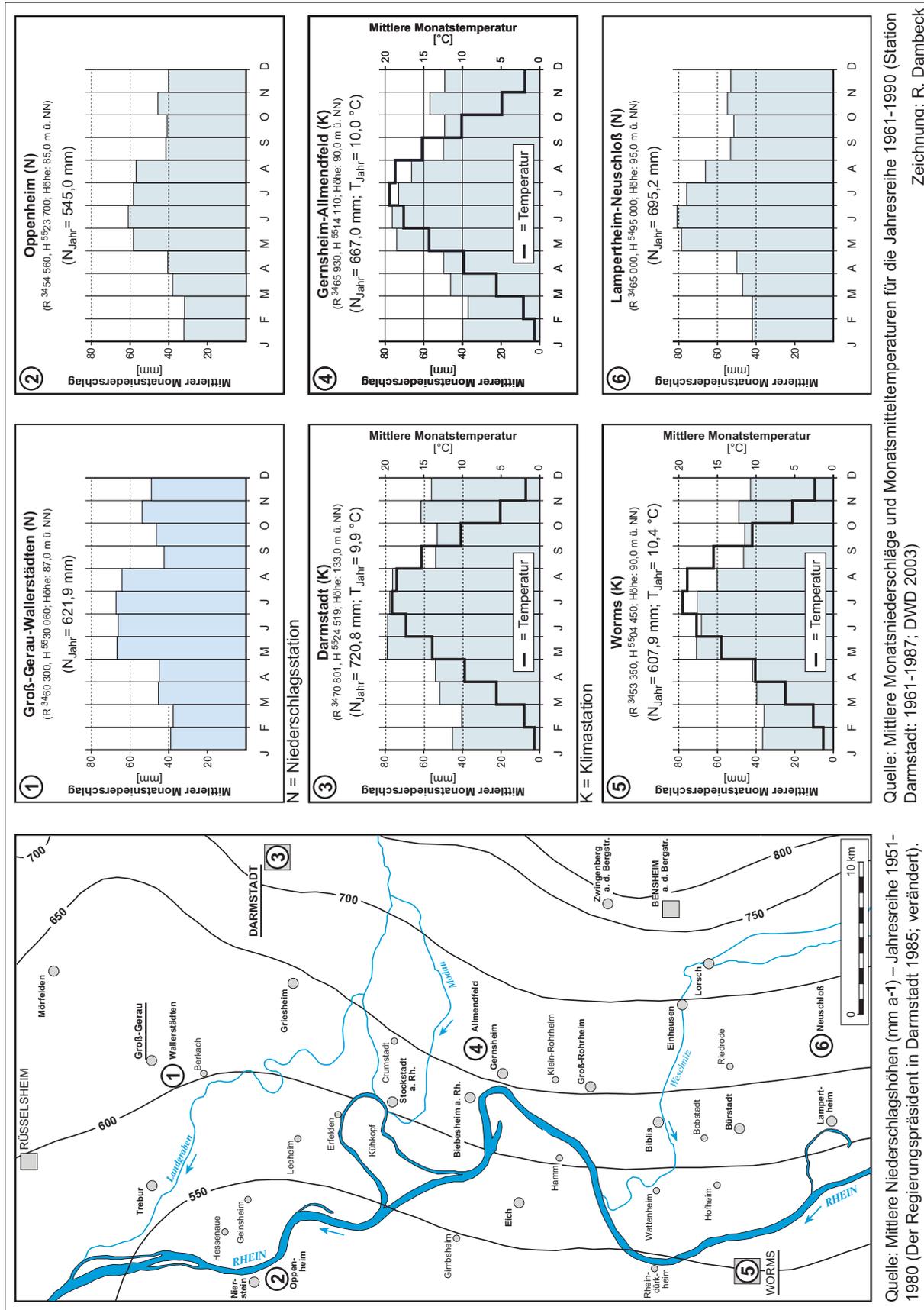
Die Jahresdurchschnittstemperatur im Untersuchungsgebiet beträgt 9,5°C, bei mittleren Jahresniederschlägen von 600-700 mm (DWD 1981; KLAUSING 1988). Klimadaten von ausgewählten Stationen sind der Abbildung 10 zu entnehmen. Die Niederschlagsverteilung im nördlichen Oberrheingraben läßt einen deutlichen W-E-Gradienten erkennen. Mit Niederschlägen von z.T. deutlich <600 mm a⁻¹ liegen die Niederschlagshöhen vor allem im W, im Übergang zum Rheinhessischen Tafel- und Hügelland, unter dem großflächigen Jahresmittel. Nach E steigt die Summe der jährlichen Niederschläge bedingt durch den Stauereffekt des Odenwaldes bis an die Bergstraße auf 750-800 mm an.

Im nördlichen Oberrheingebiet fallen ca. 60% der Jahresniederschläge im hydrologischen Sommerhalbjahr. Davon unterliegt ein erheblicher Niederschlagsanteil ($\leq 500 \text{ mm a}^{-1}$) der Evapotranspiration (DENEKE 1992). Edaphisch korrespondiert das warm-trockene Klima mit einer während der Vegetationsperiode vorherrschenden negativen klimatischen Wasserbilanz (DOMMERMUTH & TRAMPF 1980).

5.3 Hydrographie und Hydrologie

Das Untersuchungsgebiet gehört zum N-Teil der Mäanderzone des nördlichen Oberrheines, in der das Gefälle deutlich schwächer ausgeprägt ist als in der stromaufwärts gelegenen Furkationszone, die N von Karlsruhe ausläuft. Das Talgefälle in der Mäanderzone variiert zwischen 0,1-0,2 m km⁻¹, bei einem Flußgradienten von 0,1-0,05 m km⁻¹ (KUNZ 1982; MOCK 1992; SCHÄFER 1973a, 1975). Nach N verringert sich das Gefälle stetig bis in die Gegend um Oppenheim, wo am NSG „*Kühkopf*“ ein Wert von ca. 0,04 m km⁻¹ erreicht wird. Stromabwärts von Oppenheim beträgt das Gefälle ca. 0,1 m km⁻¹. Diese Veränderung im Laufgradienten wird mit der N von Nierstein gelegenen, geotektonisch wirksamen „*Nackenheimer Schwelle*“ (TK25 6016 Groß-Gerau) begründet (HERZBERG 1962; Abb. 9). In Abbildung 11 sind die Gefälleverhältnisse im Untersuchungsgebiet schematisch dargestellt.

Abb. 10: (nächste Seite) Klimadaten ausgewählter Niederschlags- und Klimastationen des Deutschen Wetterdienstes (DWD) im Untersuchungsgebiet.



Quelle: Mittlere Monatsniederschläge und Monatsmitteltemperaturen für die Jahresreihe 1961-1990 (Station Darmstadt: 1961-1987; DWD 2003)

Im S des Untersuchungsgebietes weist die Rheinniederung zwischen Rheindürkheim (TK25 6316 Worms) im W und Einhausen (TK25 6317 Bensheim) im E eine Breite von >12 km auf. Dagegen erstreckt sich die Rheinaue am N-Rand des Oberrheingrabens im Raum Trebur an vielen Stellen nur über eine Breite von <2 km (vgl. TK25 6016 Groß-Gerau).

Der rezente Rheinlauf folgt dem W-Rand des Oberrheingrabens über größere Abschnitte und fließt dabei in eggischer Richtung (NNW-SSE). Eine Richtungsänderung tritt am N-Rand von Blatt 6316 Worms ein. Dort biegt der Rhein im Bereich der „Stockstadter Schwelle“ aus dem „gradlinigen NNW-Verlauf in einen NE-wärts (variscisch) gerichteten Verlauf um“, der über ca. 12 km Entfernung beibehalten wird (SCHARPFF 1977: 91).

Am N-Ende des Grabens überquert der Rheinlauf die „Westliche Grabenrandverwerfung“ und zerschneidet dort im Bereich der „Nackensteiner Schwelle“ die Ausläufer des „Nierstein-Nackensteiner Rotliegend-Zuges“ (SCHENK 1914; STEUER 1974). In diesem Laufabschnitt besitzt der Rhein einen gestreckten Hauptlauf mit flußparallelen Altarmen und Inseln.

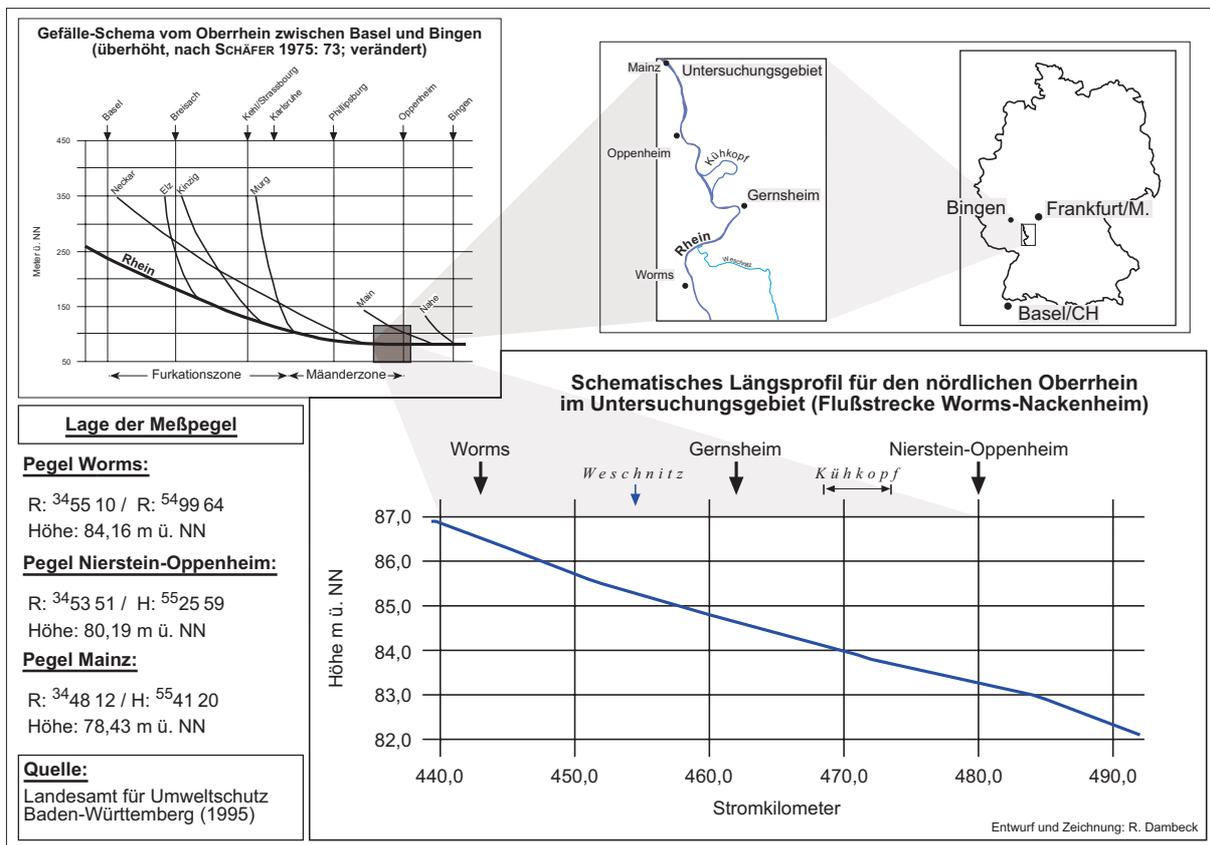


Abb. 11: Schematische Darstellung der Gefälleverhältnisse am nördlichen Oberrhein im Vergleich zur Flußstrecke Basel-Bingen (SCHÄFER 1975: 73; verändert).

Bedingt durch die Anbindung an den alpinen Raum, unterliegt das Abflußregime des Oberrheines sowohl pluvialen als auch glazialen und nivalen Einflüssen. Ab der Neckarmündung

tritt der Mittelgebirgscharakter im Abflußverhalten stärker hervor. Nach SCHÄFER (1973a) läßt die Abflußkurve im mehrjährigen Mittel drei Maxima erkennen:

- zwei Winter-Maxima als Folge von Niederschlagsereignissen (November/Dezember) bzw. Schneeschmelze (Februar/März) in den Mittelgebirgen,
- ein Sommer-Maximum (Juli/August) bedingt durch Gletscher-/Schneeschmelze in den Alpen.

Das Auftreten des durch Herbstregen und Schnee in den Mittelgebirgen sowie in den Alpen unterhalb von 1200 m induzierten „Adventshochwassers“ im November/Dezember hält einer statistischen Überprüfung jedoch nicht stand (Stiftung Hessischer Naturschutz 1997). Daher sind im hydrologischen Regime des Oberrheines eigentlich nur zwei Abflußspitzen – in den Monaten Februar/März sowie Juli/August – ausgeprägt.

Etwa 15 km SE von Worms mündet heute der Neckar bei Mannheim in den Rhein. Für den Meßzeitraum 1931-1995 wird am Pegel Worms ein MQ von $1410 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ angegeben. Bis zur Einmündung des Maines im S von Mainz (TK25 6015 Mainz) nimmt der Rhein weitere Tributäre (z.B. Weschnitz, Modau) auf. Das ist hinsichtlich der Angaben zur Abfluß- und Hochwassercharakteristik des Oberrheines zu berücksichtigen, die für die Pegel Worms und Mainz in Tabelle 3 dargestellt sind.

Tab. 3: Abfluß- und Hochwasserdaten des Oberrheines für ausgewählte Pegelstationen (Landesamt für Umweltschutz Baden-Württemberg 1995; verändert).

Oberrhein (Beobachtungszeitraum 1931-1995)						
Pegel	¹ Strom-kilometer	² A _{Eo}	³ MNQ [m ³ s ⁻¹]	⁴ MQ [m ³ s ⁻¹]	⁵ HQ [m ³ s ⁻¹]	⁶ HHQ [m ³ s ⁻¹]
Worms	443,4	68 827 km ²	662	1410	3370	5600 (17.1.1955)
Mainz	498,3	98 206 km ²	752	1600	4010	6950 (29.3.1988)

¹unterhalb Rheinbrücke Konstanz links

²Einzugsgebiet (oberirdisch)

³mittlerer Niedrigwasserabfluß

⁴mittlerer Abfluß

⁵mittlerer Hochwasserabfluß

⁶Spitzenwasserabfluß

Durch Regulierungen im Zuge der „Tulla'schen Rheinkorrektion“ wurde der Oberrhein im 19. Jhdt. begradigt und der Lauf des Rheines allein im Bereich der Mäanderzone um ca. 50 km verkürzt (HERZBERG 1962; KUNZ 1982; MOCK 1982; MUSALL 1969, 1982; SCHÄFER 1974a, 1974b, 1974c; Stiftung Hessischer Naturschutz 1997; STRIGEL 1934). Technische Eingriffe in den Rheinlauf erfolgten aus unterschiedlichen Gründen (z.B. Anlage von Deichbauten zum Hochwasserschutz, Ausbau zur Großschiffahrtsstraße). In dem Zusammenhang ist auch auf den „Generalkulturplan zur Verbesserung der Wasser- und Bodenverhältnisse im gesamten Hessischen Ried“ (HEYL 1929) zu verweisen.

Eine hydrologische Folgeerscheinung der wasserbaulichen Maßnahmen am Rheinlauf bzw. in der Rheinaue stellen nachhaltige Veränderungen im Grundwasserhaushalt dar (HERZBERG 1962; SCHÄFER 1973c). Auswirkungen der wasserwirtschaftlichen Maßnahmen (z.B. starke Grundwasserabsenkung) werden von verschiedenen Autoren erwähnt (z.B. DENEKE 1992, GOCHT 1999, HARSCH 1988, KUNZ 1975, SCHWEINFURTH 1997). Seit der Rheinkorrektion sind die Grundwasserstände nur noch in den flußnahen Bereichen zeitlich parallel zu Hoch- und Niedrigwasserphasen stärkeren Schwankungen unterworfen. Das gilt nicht für die vom Fluß weiter entfernt gelegenen Gebiete, die von solchen Wasserstandsänderungen weniger stark beeinflusst sind. In einer Entfernung von 3-4 km zum Rhein ist der Grundwasserpegel i.d.R. nur vom Niederschlag abhängig (HERZBERG 1962; SCHÄFER 1973b). Aufgrund der relativ hohen Verdunstungsraten von bis zu 500 mm unterliegt ein erheblicher Niederschlagsanteil der Evapotranspiration (DENEKE 1992). Die geringe Grundwasserneubildung ist u.a. für den Bodenwasserhaushalt von Relevanz. Da der Betrag der Grundwasserbildungsrate aus dem Niederschlag in Rheinnähe gleich Null ist, übt der Rhein selbst den größten Einfluß auf den Grundwasserhaushalt im Auenbereich aus. Bei Hochwasser strömt Rheinwasser als Druck- und Qualmwasser in das Grundwasser über und kann dann zu einer sekundären Aufkalkung der Sedimente und Böden, und zur Bildung von Rheinweiß beitragen (THIEMEYER 1989a).

5.4 Geologie und Tektonik

Der Oberrheingraben stellt eine seit dem Jungtertiär tendenziell einsinkende geologische Grabenzone dar, die in sich tektonisch in Gräben, Horste und Staffelschollen gegliedert ist (Abb. 12). Die Zone stärkster Absenkung verlagerte sich seither im N-Teil des Grabens – im Raum Heidelberg-Mannheim – von nahe der E-Randverwerfung, unter allmählicher Hebung der Trogachse, in die W-Grabenbereiche (PFLUG 1985; SCHWEISS 1988).

Die Mächtigkeit der sedimentären Verfüllung des nördlichen Oberrheingrabens variiert und beträgt bis zu 3305 m (ANDERLE 1968; DOEBL 1967, in SCHARPFF 1977: 90). Im Quartär kam eine nahezu 400 m mächtige Folge pleistozäner Lockersedimente zur Ablagerung. Die bislang größte Quartärmächtigkeit wurde mit einer Teufe von 382 m bei Heidelberg erbohrt (BARTZ 1953; ILLIES 1982). Bedingt durch das relativ stabile geotektonische Verhalten der Stockstadter Schwelle (GK25 6316 Worms) nimmt die Mächtigkeit der quartären Schichten nach N ab (ANDERLE & GOLWER 1980). Im Raum Trebur (TK25 6016 Groß-Gerau) sind die Quartärablagerungen ca. 150 m mächtig (ANDERLE 1968). Der Verlauf der 100 m-Isohypse der Quartärmächtigkeit entspricht annähernd der gedachten Linie Darmstadt-Rüsselsheim (SCHWEISS 1988). In Abbildung 12 sind die (hydro-)geologisch-tektonischen Verhältnisse im nördlichen Oberrheingraben schematisch dargestellt.

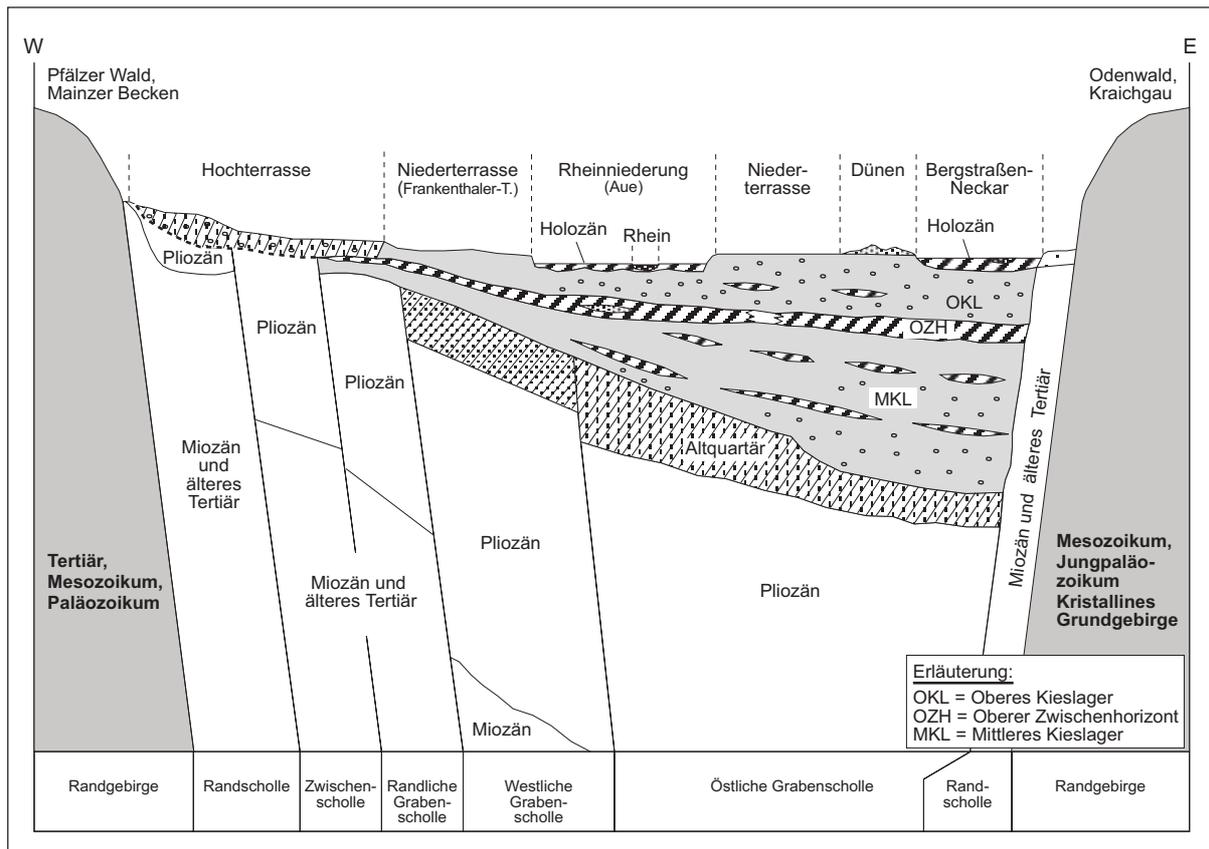


Abb. 12: (Hydro-)geologisch-tektonisches Querprofil durch den nördlichen Oberrheingraben (nach KÄRCHER 1987, Ministerium für Umwelt und Verkehr Baden-Württemberg et al. 1999, ROSENDAHL 2001 und SCHARPFF 1977; verändert).

Das in Abbildung 12 dargestellte Schema zum geologisch-tektonischen Aufbau besitzt nur für den Grabenabschnitt zwischen Karlsruhe und Darmstadt weitgehende Gültigkeit. Für das Jungquartär im Oberrheingraben sind weiträumige zyklische Fazieswechsel von Kieslagern mit feinkörnigeren Zwischenhorizonten kennzeichnend (BARTZ 1976, 1982; KÄRCHER 1987). Deren Korrelation ist – bedingt durch die Einschaltung von „zwei bis drei Tonlagen und bis zu sieben tonigeren Sandlagen“ – in den N-Grabenabschnitt schwierig (SCHEER 1978: 277; vgl. auch SCHARPFF 1977: 107f.). Eine vergleichbare Schichtenfolge wie in weiter S gelegenen Grabenbereichen ist dort nicht nachzuweisen (BÖKE & KUPFAHL et al. 1972; SCHEER 1978). Probleme der Quartärgliederung im Oberrheingraben werden u.a. von ENGESSER & MÜNZING (1991) diskutiert. FETZER et al. (1995: Tab. 1) beziehen dazu ebenfalls Stellung und liefern eine Übersicht verschiedener stratigraphischer Gliederungen zum Rheingrabenquartär.

Dem Pleistozän wird die Entstehung mehrerer fluvialer Terrassenkörper zugeordnet (BÖKE & KUPFAHL 1972; KUPFAHL et al. 1972a; SCHARPFF 1977; SCHEER 1978). Den Abschluß dieser

Terrassenfolge bildet die NT, die in zwei unterschiedliche Terrassenniveaus zu untergliedern ist und verbreitet nahe der Oberfläche ansteht (FETZER et al. 1995; SCHEER 1978; SCHWEISS 1988; SEMMEL 1994, 1996). Die Zweiteilung der NT ist nur morphologisch am Verlauf des Hochgestades zu erkennen (SCHWEISS 1988). Eine Unterscheidung aufgrund fazieller oder petrographischer Unterschiede ist schwierig, da die Rheinsedimente weder an der Färbung noch am Geröllspektrum bzw. an der Schwermineralführung zu unterscheiden sind (BARTZ 1976; SCHEER 1978; vgl. Kap. 3.1).

Der Rhein fließt heute fast durchweg noch in Würm-Schottern. Nur beim „*Niersteiner Horst*“ schneidet das Flußbett im Bereich der „*Nackenheim Schwelle*“ die Rotliegendeschichten im Anstehenden an. Tektonische Bewegungen kommen in klastischen Quartärgesteinen jedoch oft nur undeutlich zum Ausdruck. Dadurch bedingt sowie aufgrund der im Oberrheingebiet bestehenden Schwierigkeiten der stratigraphischen Korrelation sind Aussagen zur Tektonik schwierig (SCHARPFF 1977).

Zum Verlauf tektonischer Leitlinien im nördlichen Oberrheingraben ist u.a. auf Arbeiten von GEYER & GWINNER (1991), ILLIES & GREINER (1979), KÄRCHER (1987), KUPFAHL et al. (1972c), WALTER (1995) sowie die geologischen Kartenblätter von KUPFAHL et al. (1972a), ROSENBERGER et al. (1996), SCHARPFF (1977) und SCHMITT & STEUER (1974) zu verweisen.

Anhaltspunkte für eine tektonische Beeinflussung des Rheinlaufes stellen Änderungen der Laufrichtung dar. Als Beispiel sei das Umbiegen aus einem etwa 9 km langen, gradlinig gestreckten NNW-Verlauf in eine sich auf ca. 12 km fortsetzende NE-Richtung am N-Rand von Blatt Worms genannt, was nach SCHARPFF (1977: 91) in „*auffallender Übereinstimmung mit zahlreichen Großstrukturen in der Umgebung*“ steht. In diesem Zusammenhang erwähnt SCHARPFF (ib.: 94) auch die SW-NE streichende „*Stockstadter Schwelle*“, die den nördlichen Oberrhein – bedingt durch höhere Fließgeschwindigkeiten und das Auftreten von Stromschnellen – am freien Mäandrieren gehindert und in Höhe von Rheindürkheim nach NE abgelenkt habe.

Diese bis in jüngste Zeit tektonisch aktive Schwellenstruktur wird auch als Ursache für die Verteilung des Flußgradienten zwischen Worms und Rheindürkheim angesehen, wobei gegenwärtig eine „*Hebung des Untergrundes mit Stau im Oberstrom und Stromschnellen im Unterstrom*“ stattfindet (SCHARPFF 1977: 11). Den während der Anlage der letzten neun MS fast unveränderten Rheinverlauf zwischen Nordheim und Rheindürkheim deutet SCHARPFF (ib. 15) ebenfalls als Hinweis dafür, daß am N-Rand von Blatt Worms eine erzgebirgisch streichende, schräg zur Hauptrichtung des Oberrheingrabens angelegte rezente Hebungstruktur vorliegt.

ABELE (1977) wertet die Einschneidung des Rheins in das Rotliegende bei Nackenheim als deutliches Indiz für postwürmzeitliche Hebung. SCHENK (1914) sieht die tektonischen Verhältnisse am N-Rand des Oberrheingrabens als maßgebend für die Anlage bzw. den

Richtungsverlauf der Gewässer im Hessischen Ried an. Tektonische Gründe werden auch als Entstehungsursache der ehemaligen Konfluenzzone von Rhein, Neckar und Main bei Trebur angegeben. SCHENK (ib.) nimmt an, die im äußersten NW des Arbeitsgebietes gelegene und als lokale Erosionsbasis wirkende Nackenheimer Schwelle, habe mittelbar die Mäanderbildung des nördlichen Oberrheines verursacht. Des weiteren hält SCHENK (ib.) es für wahrscheinlich, daß tektonische Senkungen den Bergstraßen-Neckar dazu veranlaßten erst bei Trebur in den Rhein zu münden und nicht bereits 14 km weiter im S bei Goddelau (TK25 6116 Oppenheim, TK25 6117 Darmstadt-West), wo der Neckar sich dem Rhein bis auf 2 km annäherte.

Seismische Strukturen sind aus dem gesamten nördlichen Oberrheingebiet bekannt. Es können sowohl Hebungen als auch Senkungen nachgewiesen werden (WALTER 1995). Aus Feinnivellements lassen sich rezente Vertikalbewegungen ablesen, die häufig phasenhaften Änderungen der Sinkgeschwindigkeit unterliegen (KUTSCHER et al. 1972, 1974; PRINZ 1969; PRINZ & SCHWARZ 1970, 1977). Als Folge divergierender Senkungstendenzen stehen einer Hochzone in der Grabenmitte stärker abgesunkene Tiefschollen an den Grabenrändern (z.B. Hofheim-Wattenheimer Graben) gegenüber (KUPFAHL et al. 1972c; PRINZ & SCHWARZ 1970; SCHARPFF 1977).

Die „*Bergsträßer Neckarlauf-Tiefscholle*“ war während des Pleistozäns ein bevorzugtes Senkungsgebiet. Absenkungsbeträge von durchschnittlich $0,6-0,7 \text{ mm a}^{-1}$ im Vergleich zu Durchschnittswerten von $0,2-0,3 \text{ mm a}^{-1}$ in der Mitte des Grabens belegen das stärkere Absinken im Bereich der Randrinne (PRINZ 1969). Die besonders starke tektonische Absenkung in diesem Bereich könnte zur eng am Odenwaldrand verlaufenden Lage des Bergstraßen-Neckars beigetragen haben (ABELE 1977), da der Neckar dort „*etwa entlang der Hauptsenkungsachse*“ seinen Lauf nahm (KUPFAHL et al. 1972c: 186; Kap. 3.3).

6. Arbeitsmethoden

6.1 Vorbereitende Arbeiten

Aufbauend auf den vom Forschungsstand abgeleiteten Problemstellungen und Zielsetzungen ergab sich die Notwendigkeit eine Auswahl von Referenzstandorten für Untersuchungen zur spät- und postglazialen (Fluß-)Landschaftsgeschichte in der nördlichen Oberrheinebene zu treffen. Diesbezüglich konzentrierten sich die vorbereitenden Recherchen vor allem auf die folgenden Teilräume:

- Flugsandgebiete im Altauenbereich des Bergstraßen-Neckars sowie der „*Höchsten Auenterrasse*“ *sensu* ROSENBERGER et al. (o.J.),
- die Flächen der äMS und mMS *sensu* FETZER et al. (1995),

- Verzahnungsbereiche verschiedenartiger Sedimente (z.B. Flugsande mit Hochflut-sedimenten) und Bodenbildungen (z.B. Grauer Tschernosem mit Parabraunerde).

Zu Beginn wurde das am HLfB/HLUG existierende Datenmaterial zum geologischen Aufbau des oberflächennahen Untergrundes und insbesondere zu den sedimentologisch-bodenkundlichen Verhältnissen in der nördlichen Oberrheinebene gesichtet und ausgewertet. Es bestand u.a. Zugriff auf Bohrkataster, Schichtenverzeichnisse, bodenkundliche Arbeitskarten im Maßstab 1:10 000 und handschriftliche Feldaufzeichnungen von Einzelbohrungen.

Der enorme Umfang der am HLfB/HLUG vorliegenden Datenbasis ist auf die intensive quartärgeologisch-bodenkundliche Kartierung der nördlichen Oberrheinebene in den Jahren 1981-1987 zurückzuführen. In diesem Zeitraum wurden dort im Rahmen der geologischen Landesaufnahme ca. 100 000 vorwiegend 2m-Pürckhauer-Bohrungen niedergebracht (pers. Mitt. E. Weidner, HLUG). Diese Aufnahmen bildeten die Datengrundlage zur Ausarbeitung der „*Bodenkarte 1:50 000 der nördlichen Oberrheinebene*“ (HLfB 1990). In dieser Karte ist das räumliche Sediment- und Bodenverteilungsmuster reliefbezogen abgebildet. Aus der Kartenlegende sind detaillierte Angaben zum lithostratigraphischen und lithofaziellen Aufbau in den obersten 2m des oberflächennahen Untergrundes (z.B. Vertikalschichtung in Auenprofilen) zu entnehmen. Außerdem gehen daraus Hinweise zur räumlichen Verzahnung von genetisch unterschiedlichen Sedimenten (z.B. Flugsande mit Hochflutablagerungen) hervor. Daher verkörperte dieses Kartenwerk eine hervorragende Bezugsbasis für grundlegende Informationen zur Vorauswahl von Untersuchungsstandorten.

Des weiteren konnten am HLfB/HLUG die Ergebnisse unveröffentlichter Pollenanalysen (Dr. M. Hottenrott, HLUG) sowie die für die TK25 6216 Gernsheim vorliegenden konventionellen ¹⁴C-Daten eingesehen werden (Kap. 4.1). Zudem wurde dort auch Einsicht gewährt in unveröffentlichte Texte zur Auenentwicklung (ROSENBERGER et al. o.J.), die als Beitrag zum geologischen Erläuterungsband von Blatt Gernsheim vorgesehen sind.

Eine weitere Informationsgrundlage stellten unveröffentlichte Diplom-/Examensarbeiten dar. Diese Abhandlungen lieferten insbesondere Hinweise zu den Sediment- und Bodenverhältnissen im Untersuchungsgebiet (z.B. HEIL 1987, HOFFMANN 1985, LUSKY 1977).

Durch die Auswertung der bis dato unpublizierten Quellen konnte der Forschungsstand zur spät- und postglazialen Landschaftsgeschichte im nördlichen Oberrheingraben bereits im Vorfeld der Geländeuntersuchungen in einigen Punkten ergänzt bzw. erweitert werden. Von Bedeutung war dieser Erkenntnisgewinn vor allem im Hinblick auf Lokalitäten, die durch eine Verzahnung verschiedenartiger Sedimente oder durch Vergesellschaftung unterschiedlicher Bodentypen bzw. Ausprägung kleinräumiger Bodenmosaiks gekennzeichnet sind.

Aufgrund der Größe des Untersuchungsgebietes und der Bandbreite an zu bearbeitenden Themen, erschien es sinnvoll, bei der Bearbeitung der einzelnen Forschungsschwerpunkte inhaltlich und räumlich getrennt vorzugehen. Daher wurden verschiedene Teilarbeitsgebiete

in unterschiedlichen Landschaftseinheiten ausgewählt. Der Vorteil dieser Vorgehensweise wurde darin gesehen, daß die Arbeiten so lokal jeweils stärker auf bestimmte Aspekte (z.B. Altersstellung der verschiedenen MS des nördlichen Oberrheines) zu konzentrieren waren.

Als Alternative dazu war im Zuge der Vorplanungen auch erwogen worden, die nördliche Oberrheinebene entlang von in W-E-Richtung verlaufenden Geotraversen zu schneiden, die jeweils von der Niederterrasse bis in die jüngsten Auenbereiche geführt werden sollten, um den Sedimentaufbau und die Bodenverhältnisse an idealtypischen Querprofilen zu dokumentieren. Unter Berücksichtigung der Größe des Untersuchungsgebietes und der ungünstigen Aufschlußverhältnisse in der Region hätte ein solches Vorgehen jedoch einen nicht vertretbaren Arbeitsaufwand bedeutet, da zur Rekonstruktion des Schichtaufbaus im oberflächennahen Untergrund eine Vielzahl engständiger Bohrungen notwendig gewesen wäre. Letztlich wurde diese Vorgehensweise auch deshalb nicht umgesetzt, weil die am HLfB/HLUG vorliegenden Erkenntnisse in dieser Hinsicht bereits eine umfassende Datengrundlage darstellen.

Es bot sich daher an, die vorhandene Datenbasis hinsichtlich der Fragestellungen gezielt auszuwerten. Aus diesem Grund erfolgte die Auswahl der jeweiligen Teilarbeitsgebiete für Untersuchungen im Gelände i.d.R. anhand von Karteninterpretation an großmaßstäbigen Arbeitskarten (Maßstab 1:10 000) des HLfB/HLUG. Weitere Informationen dazu ergaben sich aus Gesprächen mit Bodenkartierern des HLfB/HLUG (E. Weidner, W. Rosenberger) und des GLA Rheinland-Pfalz (J. Hoffmann, Frankfurt/M.). Diese lieferten detaillierte Hinweise zu konkreten Fragestellungen (z.B. Vergesellschaftung von Grauer Tschernosem mit Parabraunerde) und z.T. gezielte geographische Angaben zur Lage potentieller Untersuchungsstandorte. Folgende Gebiete wurden für Geländearbeiten ausgewählt:

Nördlicher Oberrhein

- Flugsandgebiet „Sandwoog“ (TK25 6216 Gernsheim) auf der „Höchsten Auenterrasse“ *sensu* ROSENBERGER et al. (o.J.) – Untersuchungsziele: Nachweis der Hauptlage, chronostratigraphische Einordnung von Flugsanden.
- MS 1 bis MS 3 von Blatt 6316 Worms (SCHARPFF 1977) – Untersuchungsziele: chronostratigraphische Einordnung des Beginns der Mäanderbildung, zeitliche Einstufung der äMS, Altersstellung von Grauer Tschernosem, Entstehungsursachen der kleinräumigen Vergesellschaftung von Grauer Tschernosem mit Parabraunerde.
- MS 1 bis MS 3 von Blatt Gernsheim (ROSENBERGER et al. 1996) – Untersuchungsziele: chronostratigraphische Einordnung des Beginns der Mäanderbildung, Entstehungszeitraum der äMS, Altersstellung von Grauer Tschernosem.
- MS 5 bis MS 7 von Blatt Gernsheim (ROSENBERGER et al. 1996) – Untersuchungsziel: zeitliche Einstufung der äMS.
- Mäanderflächen mit „Schwarzen Tonen“ im Bereich der TK25 6016 Groß-Gerau und 6116 Oppenheim - Untersuchungsziele: Entstehungsursachen und Bildungszeitraum der mMS, Charakterisierung von schwarzen Auentonen.

Bergstraßen-Neckar

- Flugsandgebiet „*Heißfeld*“ S von Groß-Gerau (TK25 6116 Oppenheim) – Untersuchungsziel: Altersstellung von Flugsanden, Nachweis der Hauptlage.
- Diverse verlandete Altläufe des Bergstraßen-Neckars – Untersuchungsziel: zeitliche Präzisierung der vollständigen Abschnürung bzw. der beginnenden Verlandung.

6.2 Geländeuntersuchungen

In den Teilgebieten erfolgten zahlreiche Übersichtsbohrungen. Im Anschluß daran wurden in der Umgebung von Untersuchungsstandorten in vielen Fällen relieforientierte Bohrcatenen angelegt und/oder Detailkartierungen durchgeführt. Die Geländearbeiten erfolgten z.T. in Zusammenarbeit mit StudentInnen der JWGU Frankfurt, die im Rahmen ihrer Diplomarbeiten thematisch unterschiedliche Aspekte bearbeiteten (vgl. LAMBERT 2000, SCHMITT 1999, SOJKA 2002). Die Arbeiten im Gelände dienten

- der gezielten Präzisierung von Erkenntnissen die sich aus der Auswertung des u.a. am HlFB/HLUG vorliegenden Datenmaterials ergeben hatten.
- der Stratifizierung von Sedimenten und Böden.
- der Erfassung kleinräumiger Sediment- und Bodenverteilungsmuster.
- der Auswahl von Referenzstandorten für weitere Untersuchungen.
- der Bergung von Probenmaterial für Laboranalysen und absolute Datierungen.

Zur Auswahl von Referenzstandorten wurden im Vorfeld der Untersuchungen insgesamt ca. 950 Pürckhauer-Bohrungen (davon ca. 600 1 m- und ca. 350 2 m-Bohrungen) sowie ca. 200 Rammkernsondierungen (z.T. bis 11 m Teufe) niedergebracht. Ein großer Teil davon erfolgte entlang von Bohrcatenen in Flugsandgebieten (SCHMITT 1999; KEß et al. 1999) sowie im Rahmen einer Detailkartierung im Altlauf des MS2 von Blatt 6316 Worms (Abb. 31).

Für Rammkernsondierungen wurden Schlitzsonden ($\varnothing=40$ mm, $\varnothing=50$ mm, $\varnothing=80$ mm) der Fa. Nordmeyer (Peine) eingesetzt. Als Aggregat diente ein Brennkraft-Schlaghammer (BHF-30S) der Fa. Wacker (München). Die Gewinnung von Bohrkernen aus verlandeten Paläorinnen erfolgte mittels einer geschlossenen 1 m-Rammkernsonde ($\varnothing=50$ mm) der Fa. Nordmeyer unter Verwendung austauschbarer PVC-Innenrohre (HT-Röhren) und stählerner Kernfangringe. Die Plastikliner wurden vor dem Transport und für die weitere Aufbewahrung mit PVC-Schutzkappen (Fa. LAWAL-Kunststoffe, Langenau) luftdicht verschlossen.

Zur Rekonstruktion der Landschaftsgeschichte bedarf es der Gewinnung vollständiger und ungestörter Sedimentsequenzen. Entgegen der Vorgehensweise bei Rammkernsondierungen (Einzelbohrungen), wurden daher bei Kernbohrungen an jedem Profilstandort im Abstand von maximal 0,5 m nebeneinander zwei Einzelbohrungen niedergebracht. Die Parallel

Bohrungen waren in der Tiefe um 0,5 m gegeneinander versetzt angeordnet, so daß die erbohrten Kernabschnitte sich jeweils überlappen (Abb. 13). Dieses Verfahren wurde gewählt, um die Rekonstruktion vollständig ungestörter Profilaufolgen zu gewährleisten und das Problem von „Nachfall“ zu umgehen. Als „Nachfall“ wird das im obersten Abschnitt der 1 m-Kerne enthaltene, aus höheren Profildbereichen nachgefallene Fremdmaterial bezeichnet, das oft nur schwer vom ungestörten Bohrgut im übrigen Sedimentkern zu unterscheiden ist.

Zudem ist durch die „Parallelbohrtechnik“ das Maß der Kompaktion des Bohrgutes beim Bohrvorgang präziser einzuschätzen. Die Verdichtung der Sedimente variiert je nach Lithofazies, Schichtenabfolge und Wassergehalt. Nach Beobachtungen von NOLTE (2000: 37) können weniger dicht gelagerte Sedimente (z.B. Niedermoor torfe) um bis zu 10% komprimiert werden. Daher wurde in einigen Fällen zur Gewinnung von Probenmaterial für Pollenanalysen ein Handbohrgerät („Holland-Bohrer“; Fa. Eijkelkamp/ NL) eingesetzt.

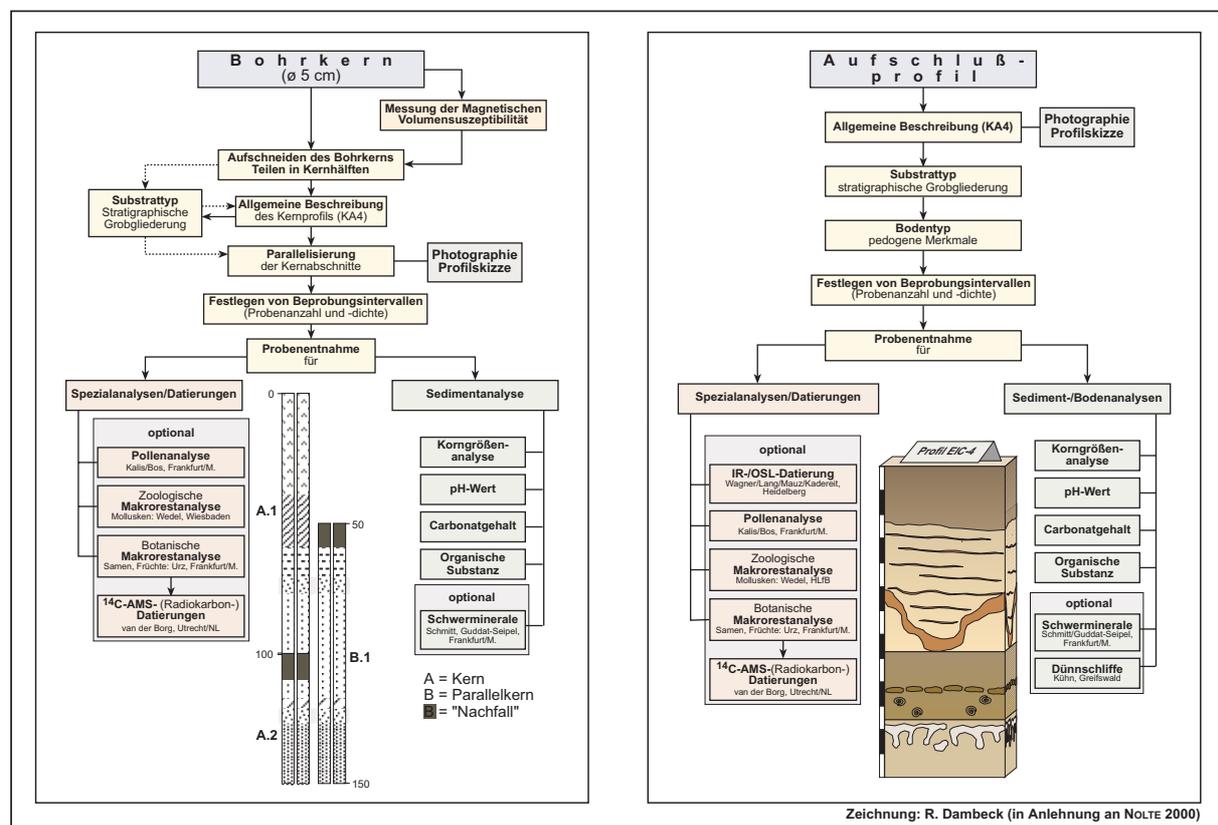


Abb. 13: Arbeitsschritte und Labormethoden zur Untersuchung von Referenzprofilen (links: Bohrkernprofile; rechts: Aufschlußprofile).

Insgesamt wurden 60 Aufschlußprofile angelegt und 20 Sedimentbohrkerne gewonnen. Die Profilaufnahme erfolgte gemäß den Richtlinien der Bodenkundlichen Kartieranleitung (= KA4; AG BODEN 1994) und der Systematik der Böden und bodenbildenden Substrate Deutsch-

lands (AK Bodensystematik 1998). Zur Profilbeschreibung diente ein modifiziertes Geländeformblatt des HfB/HLUG. Bei der Profilsprache im Gelände wurde die Bodenart des Feinbodens mittels Fingerprobe bestimmt und der Grobbodenanteil bzw. die Anteilsverhältnisse der verschiedenen Skelettfractionen zueinander abgeschätzt. Die Angaben zu Sediment-/Bodenfarben orientieren sich an den MUNSELL SOIL COLOR CHARTS (MUNSELL COLOR COMPANY 1992) und entsprechen dem Farbeindruck feuchte Proben. Die Abschätzung der Carbonatgehalte im Gelände erfolgte im Schnelltest mit 10%-iger HCl. Vor der Probenentnahme wurden die Profile photographiert. Zudem wurden profilmorphologische Besonderheiten (z.B. Bioturbationsmerkmale, unregelmäßiger Verlauf von Horizontgrenzen) zusätzlich zeichnerisch festgehalten und im Geländeformblatt schriftlich vermerkt.

Die Beprobung von Aufschlußprofilen erfolgte jeweils schicht- und horizontorientiert von der Profilbasis zum Top durch schrittweise Entnahme von Mischproben in Abständen von max. 10 cm. Von dieser Vorgehensweise wurde nur abgewichen, wenn Sedimentwechsel oder Substratinhomogenitäten kleinere Beprobungsintervalle erforderten. Zum Transport des Probenmaterials dienten Kunststoffbeutel. Im Labor wurden die Proben luftgetrocknet und für Laboruntersuchungen aufbereitet (z.B. Trennung der Fraktion >2 mm vom Feinboden durch Sieben).

Die Aufnahme und Beprobung von Bohrkernprofilen erfolgte in ähnlicher Art und Weise. Nach dem Aufschneiden der Sedimentbohrkerne im Labor sowie der Parallelisierung und Photodokumentation erfolgte die Profilbeschreibung nach obigen Angaben. Zur Aufbewahrung wurden die Kernhälften in handelsübliche Frischhaltefolie verpackt und kühl gelagert.

An Bohrkernprofilen wurde vor der Beprobung für Sedimentanalysen zunächst Material für archäobotanisch/palynologische Untersuchungen entnommen. Im Anschluß erfolgte die Beprobung für Standarduntersuchungen.

Die allgemeine Vorgehensweise der Profilbeschreibung und Beprobung ist in Abbildung 13 dokumentiert.

6.3 Labormethoden

An den Proben durchgeführte Standardanalysen (z.B. CaCO₃, Korngröße, pH-Wert, C_{org}) dienten der Überprüfung der Geländebefunde und Charakterisierung von Sedimenten und Böden. Soweit nicht anders angegeben, wurde luftgetrocknetes Feinbodenmaterial verwendet. Insgesamt wurden ca. 1500 Einzelproben analysiert.

Im Zuge der Probenaufbereitung wurde durch Siebung der luftgetrockneten Proben (DIN 4188, Teil 1) das Bodenskelett (>2 mm) vom Feinboden (≤2 mm) getrennt, der Grobboden

sodann durch Trockensiebung weiter fraktioniert (2-6,3 mm, 6,3 mm-2 cm, ≥ 2 cm) bzw. der Feinboden der analytischen Weiterbearbeitung im Labor zugeführt. Vor der Analyse wurden in den Proben z.T. enthaltene organische Reste (z.B. Wurzelreste, Molluskenschalen) soweit wie möglich mittels Pinzette entfernt, um analyserelevante Beeinflussungen zu vermeiden.

Standardmäßig wurden an jeder Probe die Korngrößenverteilung im Feinboden, pH-Wert, Carbonatgehalt (CaCO_3) sowie Gehalt an organischem Kohlenstoff (C_{org}) bestimmt. Diese Methoden dienen der allgemeinen Charakterisierung bzw. der Erfassung von Kennwerten von Böden und Sedimenten im Untersuchungsgebiet.

pH-Wert

Elektrometrische Bestimmung der H^+ -Ionenkonzentration nach DIN 19684, Teil 1 mit der Glaselektrode in 0,01 M CaCl_2 -Lösung.

Carbonatgehalt (CaCO_3)

Gasvolumetrische Messung an feingemörsertem Probenmaterial mit der SCHEIBLER-Apparatur (DIN 19684, Teil 5). Das analysefeine Mörsern des Probenmaterials diente der Homogenisierung von Proben mit konkretionärer Carbonatanreicherung.

Organischer Kohlenstoffgehalt (C_{org})

Die Bestimmung des organischen Kohlenstoffes erfolgte stets an analysefein gemörsertem Probenmaterial. Es wurden unterschiedliche Analyseverfahren angewendet. An Proben aus Übergangsbereichen in Paläorinnen, wie z.B. Schluffmudde/Torf, wurden beide Verfahren parallel eingesetzt. Im Folgenden werden die Vorgehensweise und die dafür ausschlaggebenden Gründe erörtert:

Mineralische Proben mit einem geschätzten C_{org} -Anteil <15 Gew.-%

Naßchemische Oxidation mit $\text{K}_2\text{Cr}_2\text{O}_7$ (Kaliumdichromat-Schwefelsäure) nach Lichterfelde und colorimetrische Bestimmung der Cr^{3+} -Ionen am Spektralphotometer (CADAS 100) gemäß DIN 19684, Teil 2. Anschließend wurden die C_{org} -Gehalte auf organische Substanz (Faktor 1,724) umgerechnet (AG BODEN 1994; THIELICKE 1987).

Die Methode beinhaltet verschiedene Fehlerquellen (SCHLICHTING et al. 1995). Zugleich ist nicht auszuschließen, daß bei „höheren Gehalten an organischem Kohlenstoff [...] nicht

der gesamte Anteil“ aufgeschlossen wird (IGL 2000: 53). Daher wurde an Proben mit einem geschätzten C_{org} -Gehalt von $\geq 15\%$ der Glühverlust bestimmt.

Mineralische Proben mit einem geschätzten C_{org} -Anteil >15 Gew.-% und organische Proben (>30 Gew.-% C_{org})

Ermittlung des Glührückstandes nach Verbrennung im Muffelofen bei 550°C und Berechnung des Glühverlustes nach DIN 19684, Teil 3.

Es ist zu beachten, daß bei Proben mit hohen Gips-, Ton- und Sesquioxidanteilen bei Temperaturen zwischen 105° - 450°C Kristallwasser abgegeben wird. Erhitzen auf 550°C kann den Fehler erhöhen. Für tonreiche Proben ist der Fehler durch Subtraktion von 0,1% je 1% Ton zu eliminieren (SCHLICHTING et al. 1995). Das war in Einzelfällen zu berücksichtigen.

Korngrößenanalysen

Bestimmung der Korngrößenverteilung im kombinierten Verfahren nach DIN 19683, Blatt 1 und 2 unter Naßsiegung der Fraktionen 63 - $2000\ \mu\text{m}$ und Pipettanalyse der Fraktionen <2 - $63\ \mu\text{m}$ nach KÖHN. Für Korngrößenanalysen an Flugsanden wurde das Naßsiebverfahren modifiziert und der konventionelle 3-teilige Siebsatz ($63\ \mu\text{m}$, $200\ \mu\text{m}$, $630\ \mu\text{m}$) um zwei Siebe ($112\ \mu\text{m}$, $355\ \mu\text{m}$) erweitert. Ziel war die bessere Erfassung schichtungsbedingter Substratinhomogenitäten.

In einigen Fällen war eine Vorbehandlung des Probenmaterials erforderlich. An Proben mit einem Humusgehalt >2 Gew.-% wurde eine Humuszerstörung unter Zugabe von 15%-iger H_2O_2 -Lösung auf dem Sandbad (DIN 19683, Blatt 2) durchgeführt.

An verschiedenen Proben mit einem Carbonatgehalt >2 Gew.-% erfolgte eine vorherige Kalkzerstörung unter Zugabe von 10%-iger HCl -Lösung auf dem Sandbad. Dabei können auch Mineralkörner angegriffen werden. Daher ist die Methode im Hinblick auf den primären CaCO_3 -Gehalt der Sedimente kritisch zu beurteilen. Dennoch wurde das Verfahren zunächst an Profilen mit sekundärer Carbonatanreicherung angewendet. Da die Rheinweißausfällung den ursprünglichen Sedimentcharakter überprägt und höhere Schluffanteile vortäuscht, was die Bestimmung der Bodenart mittels Fingerprobe im Gelände erschwert, war es fraglich, ob die Rheinweißbildung geogene Schichtgrenzen maskiert. Für Hinweise erfolgte an Proben aus Rheinweißhorizonten eine Parallelbestimmung der Korngrößenverteilung im Feinboden. Dazu wurde jeweils eine Probenserie mit vorheriger Kalkzerstörung und eine zweite ohne entsprechende Vorbehandlung analysiert. Die Ergebnisse veranlassen zu dem Schluß, daß Rheinweiß zwar eine Maskierung der granulometrischen Sedimenteigenschaften bewirkt, die lithogene Schichtung aber, wenn auch in abgeschwächter Form, erkennbar bleibt. Daher wurde auf eine durchgängige Parallelbestimmung der Korngrößenzusammensetzung an den

untersuchten Profilen verzichtet. In den Tabellen im Anhang sind jeweils nur die Ergebnisse der Korngrößenanalysen ohne vorherige Carbonatzerstörung aufgeführt (Anh. 1).

Röntgendiffraktometrie

Die röntgendiffraktometrischen Untersuchung an Profilen mit „Schwarzen Tonen“ wurden am Geologisch-Paläontologischen Institut der JWGU durchgeführt. Die Vorgehensweise richtete sich nach der Methodenbeschreibung von PETSCHICK (2002).

Pollenanalysen

Die Pollenanalysen wurden von der Arbeitsgruppe um A. J. Kalis (JWGU Frankfurt/M.) im Rahmen des SPP-Teilprojektes „*Paläoökologische Untersuchungen zur Vegetations- und Landschaftsgeschichte der Flußaue des nördlichen Oberrheins im Spätglazial und frühen Holozän*“ an verschiedenen Sedimenten (z.B. Niedermoortorfe, Mudden) aus verlandeten Paläorinnen durchgeführt (Kap. 7). Zur Probenentnahme diente ein Edelstahl-Bohrzylinder mit einem definierten Volumen von $\sim 0,3 \text{ cm}^3$. Zur methodischen Vorgehensweise sei auf die Arbeiten von BOS (1998), SCHNEIDER (2002), SCHWEIZER (2001), SOJKA (2002) und STOBBE (1996) verwiesen.

Schwermineralanalysen

Schwermineralogische Untersuchungen an Sedimenten und Böden dienen der Suche nach Indikatormineralen der LST. Analysiert wurde die Feinsandfraktion (200-63 μm).

Probenaufbereitung: Vorbehandlung der Proben mit 0,1 N Natriumpyrophosphat-Lösung ($\text{Na}_4\text{P}_2\text{O}_7$). Einstündiges Schütteln auf dem Schüttelapparat. Abtrennung der Feinsandfraktion durch Naßsiebung. Entfernung von Oxidhüllen auf Kornoberflächen durch 30-minütiges Erhitzen in 100 ml 25%-iger HCl auf dem Wasserbad. Anschließend erneute Naßsiebung.

Schwereretrennung: Abtrennung der Schwerminerale durch 10-minütiges Zentrifugieren bei 4000 U/min (Trennmittel: Natriumpolywolframat; Dichte: $2,90 \text{ g/cm}^3$). Bestimmung des Auswaagegewichtes. Berechnung des Schwermineralanteils. Fixieren der Schwerminerale auf Objektträger (Einbettungsmittel: Mountex).

IR-OSL-Datierungen

Die Anwendung der IR-OSL-Methode diente der Altersbestimmung von Sedimenten (z.B. Auensedimente, Flugsande) im Untersuchungsgebiet. Sämtliche Proben (n=19) wurden von

der Arbeitsgruppe G. A. Wagner (Forschungsstelle Archäometrie, Max-Planck-Institut für Kernphysik, Heidelberg) bearbeitet.

Probenaufbereitung: Die Probenaufbereitung erfolgte nach dem routinemäßigen Verfahren für die Quarzgrobkornfraktion und polymineralische Feinkornfraktion. Vor der Lumineszenzmessung an der polymineralischen Fraktion 4-11 μm bzw. an Quarzen der Fraktion 90-200 μm wurden die separierten Quarzkörner 80 Minuten in 40%-iger HF geätzt.

Lumineszenz-Messung: Nach der Bestrahlung wurden die Proben 4-6 Wochen gelagert und vor der Messung vorgeheizt. B-OSL: mit blau-grünem Diodenlicht ($\lambda = 470 \pm 20 \text{ nm}$). Die Emission wurde im Bereich 260-380 nm detektiert. IR-OSL: mit IR-Dioden ($\lambda = 880 \pm 40 \text{ nm}$). Diese Emission wurde im Bereich 390-450 nm detektiert.

Dosisleistung: Der Feuchtefaktor wurde nach der Feldfeuchte der Proben bestimmt. Je nach Grundwasserabstand zur Zeit der Probenentnahme wurden für siltige Sedimente Wassergehaltsschwankungen von 10-40% bzw. für sandige Ablagerungen von 10-20% angenommen. Die kosmische Dosisleistung wurde entsprechend dem Typ des im Hangenden oberhalb des beprobten Horizontes folgenden Materials, nach der mittleren repräsentativen Tiefe unter der Geländeoberfläche oder nach der heutigen Tiefenlage berechnet.

Alter: Die Alter sind generell mit 1σ -Fehler angegeben (Anh. 3-1).

Großrestanalyse

An Probenmaterial aus Sedimentbohrkernen erfolgten Großrestanalysen (Dr. R. Urz, Köln), um terrestrische Makroreste für ^{14}C -AMS-Datierungen zu gewinnen. Die Vorgehensweise und Probenbehandlung beschreibt URZ (1995).

Radiokarbonbestimmungen (^{14}C -AMS)

An terrestrischen Makrofossilien aus verlandeten Altlaufrieten des nördlichen Oberrheines und des Bergstraßen-Neckars wurden mittels ^{14}C -AMS (Accelerated Mass Spectrometry) insgesamt 14 Altersbestimmungen durchgeführt, davon drei im Teilprojekt der Arbeitsgruppe von Dr. A. J. Kalis (Kap. 1), am Sedimentbohrkern CW-1 (Kap. 7.1.3.1; Abb. 25). Vorteile der Beschleunigermethode gegenüber konventionellen (konv.) Radiokohlenstoffbestimmungen erläutern TÖRNQVIST (1993a) und TÖRNQVIST et al. (1993). Einzelheiten zur Probenentnahme und sachgerechten Behandlung der Proben sind bei TÖRNQVIST & DIJK (1993) bzw. GEYH (1971, 1980, 1983) nachzulesen.

Die Kalibration der Beschleunigerdaten erfolgte mit dem EDV-Programm CALIB 3.4 und Intcal98 calibration curve (STUIVER et al. 1998). Soweit nichts anders vermerkt, handelt es sich bei den im Text aufgeführten ^{14}C -Daten um 1σ -Alter (Anh. 3-2).

Magnetische Volumen-Suszeptibilität

Messungen der magnetischen Volumenssuszeptibilität (κ) erfolgten an noch geschlossenen Sedimentbohrkernen aus Paläorinnen des Bergstraßen-Neckars (Profile CW-1, BERK-1) und des nördlichen Oberrheines (Profile ER-1, GRN-1, KR-1, LAMP-1). Vor- und Nachteile der Methode diskutiert NOLTE (2000). Darauf wird an dieser Stelle nicht eingegangen.

Die Messungen wurden am Institut für Geographie der Universität Jena mittels einer Spule ($U = 20 \text{ V}$) bei $0,01 \text{ A}$ in Meßintervallen von 1 cm durchgeführt, wobei sich die Daten aus der Integration der gemessenen Werte über einen Meßbereich von $6\text{-}10 \text{ cm}$ ergeben.

Das Ziel war es, durch die Anwendung der für fluviale Stillwassersedimente geeigneten Methode (WAGNER 1995, 1998) stratigraphisch verwertbare Hinweise auf LST-Vorkommen in den jeweiligen Ablagerungen zu erhalten. Zudem sollte die Methode dazu dienen, die in der Tiefe überlappenden Bohrkerne präziser zu parallelisieren.

6.4 Allgemeine Probleme und Schwierigkeiten

Im Untersuchungsgebiet verlaufen zahlreiche Trassen unterirdischer Versorgungsleitungen (z.B. Gas-/Treibstoff-Fernleitungen). Daher war im Vorfeld der Geländearbeiten eine sehr zeit- und kostenintensive Kabelplanrecherche erforderlich. Teilweise war die Auswahl geeigneter Bohrlokalitäten durch die Trassenführung stark behindert, da Leitungstrassen an mehreren Stellen durch die Rheinaue verlaufen und dabei auch Altlaufbereiche queren, was zu berücksichtigen war.

Eine generelle Einschränkung der Geländearbeiten ergab sich aus der intensiven landwirtschaftlichen Nutzung des Untersuchungsgebietes. Das Graben von Bodenschürfen und Aufschlußprofilen war daher in vielen Fällen nur bedingt möglich. Insbesondere wurden die Geländeaufnahmen in den Verzahnungsbereichen verschiedenartiger Sedimente und Böden dadurch beeinträchtigt.

Ein weiteres Problem stellte die schnelle Rekultivierung von Abbauwänden in Kiesgruben dar. Der Aufbau des oberflächennahen Untergrundes war daher zumeist nur in aktuellen Abbaubereichen von Kiesgruben recherchierbar. Dabei konnten in den meisten Fällen nur verkürzte Profile bearbeitet werden, da die feinklastische, den (Auen-)Terrassenkörper zur Oberfläche hin abschließende Auenlehmdecke mit den darin entwickelten Böden i.d.R. in Vorbereitung des Kiesabbaus bereits entfernt worden war.

Nicht zuletzt wirkten sich z.T. auch die ganzjährig hohen Grundwasserstände negativ auf die Geländearbeiten aus. So kam es bei Sondierungen zu häufigen Kernverlusten. Das war vor allem dann der Fall, sobald stark sandige oder kiesige Sedimente erbohrt wurden. Daher konnten die Profile nicht immer vollständig bzw. in der beabsichtigten Mächtigkeit geborgen werden.

7. Untersuchungsergebnisse

7.1 Standorte in der Altaue des Bergstraßen-Neckars

Die Untersuchungen in der Altaue des Bergstraßen-Neckars erfolgten schwerpunktmäßig an Lokalitäten in verlandeten Paläorinnen sowie an Flugsanden im Dünengebiet „Heißfeld“. Das Ziel der Arbeiten war es, den Zeitpunkt der endgültigen Abschnürung bzw. beginnenden Verlandung des Bergstraßenlaufes zu präzisieren und die inselartigen Dünenvorkommen in der Neckaraltaue in die regionale Flugsandstratigraphie einzuordnen. Nachfolgend sind die Ergebnisse getrennt nach Teilarbeitsgebieten aufgeführt.

7.1.1 Untersuchungsgebiet Berkach (TK25 6116 Oppenheim)

Das Untersuchungsgebiet umfaßt den S der Ortslage von Berkach gelegenen vermoorten jüngsten Altneckarlauf mit dem angrenzenden Flugsandgebiet „Heißfeld“ (Abb. 14). Zunächst wird das Profil BRK-1 aus der im Altlauf gelegenen Lokalität „Großes Bruch“ vorgestellt (Kap. 7.1.1.1). Im Anschluß daran erfolgt die Beschreibung der Ergebnisse aus dem „Heißfeld“ (Kap. 7.1.1.2). Die Lage der Untersuchungsstandorte ist in Abbildung 14 verzeichnet.

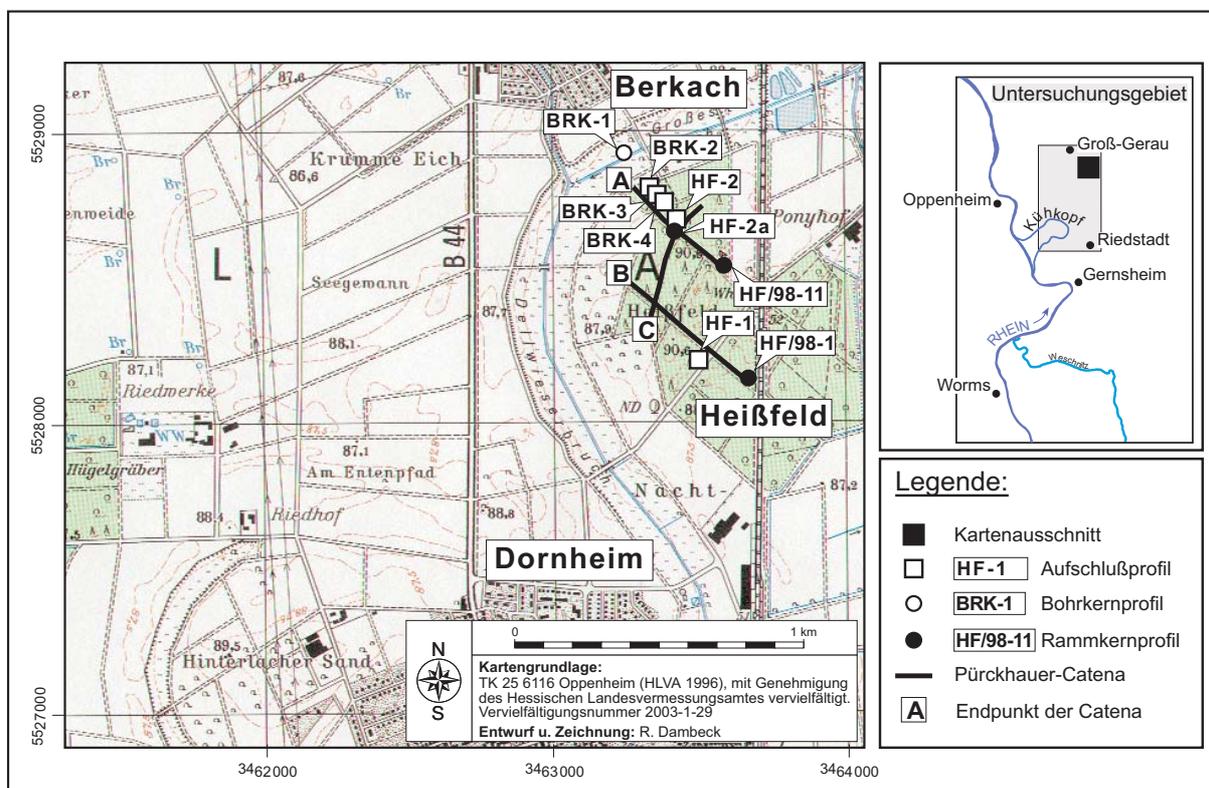


Abb. 14: Lage von Profilstandorten und Catenen im Untersuchungsgebiet Berkach.

7.1.1.1 Altlauf „Großes Bruch“

7.1.1.1.1 Profil „Großes Bruch-1“ (BRK-1)

Profil BRK-1 (R³⁴63 250, H⁵⁵28 895; ca. 86,5 m ü. NN) wurde ca. 235 m SE von Berkach im Bereich der Altlauflokalität „Großes Bruch“ aus dem morphologisch jüngsten Lauf des Bergstraßen-Neckars geborgen (Abb. 14; Abb. 15; Anh. 1-1).

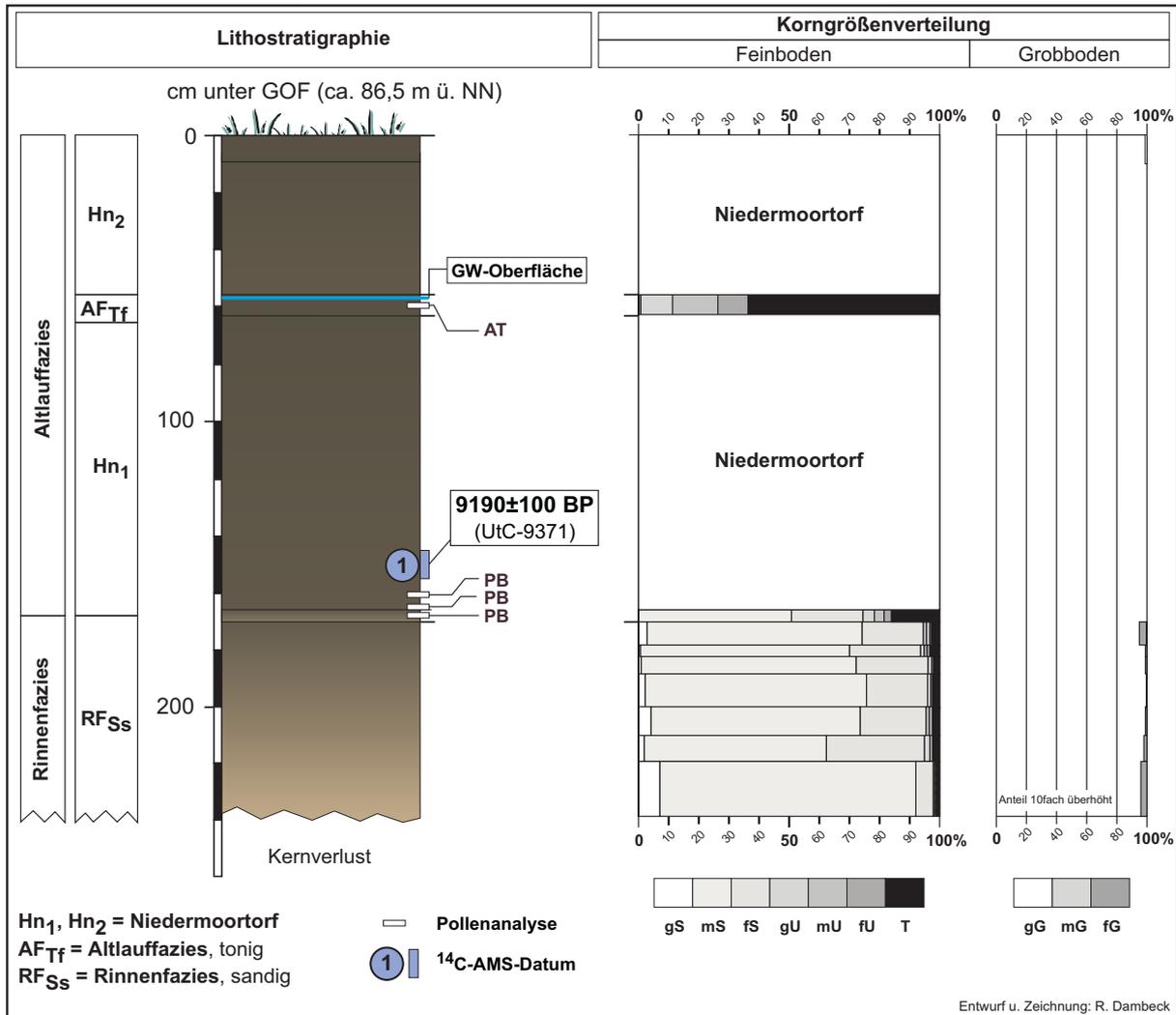


Abb. 15: Lithostratigraphischer Aufbau von Profil BRK-1 – Niedermoortorf über sandiger Rinnenfazies im verlandeten Altneckarlauf bei Berkach.

Die Schichtenabfolge beginnt an der Basis (ca. 240 cm u. GOF) mit sandiger Rinnenfazies (RF_{Ss}). Bedingt durch Kernverlust, war der Aufbau der tieferen Schichten nicht zu erhobren. Im Korngrößenspektrum der gräulichbraunen (2.5Y3/2 – 10YR5-6/2) Sande dominiert die Mittelsandfraktion (Abb. 15). Größere Komponenten sind nur in vergleichsweise geringen

Anteilen vertreten (Anh. 1-1). Lithofaziell ähneln diese basalen Sande den Dünensanden im „Heißfeld“ (Kap. 7.1.1.2). Möglicherweise handelt es sich um fluvial umgelagerte Flugsande. Die Obergrenze der RFSs, in einer Tiefe von 165 cm u. GOF, ist sehr scharf ausgeprägt. Das Hangende bilden schwarze bis dunkelbräunlichgraue (2.5Y2/0 – 10YR3/2) Niedermoor torfe. Diese Torfe (0-165 cm u. GOF) bauen nahezu den gesamten oberen Teil der Profilauffolge bis zur Geländeoberfläche auf. Es ist eine sedimentologische Zweiteilung (Hn₁, Hn₂) zu beobachten. In einer Tiefe von 56-65 cm u. GOF sind die organischen Sedimente durch die Einschaltung schwarzer (2.5Y2/0), schwach schluffiger Tone (AF_{Tf}) unterbrochen. Die Verbreitung dieser Auentone in der Umgebung des Profilstandortes ist räumlich auf die Paläorinne sowie den Übergangsbereich zum E anschließenden Dünengebiet „Heißfeld“ begrenzt (vgl. Abb. 16).

Im Hinblick auf die Altersstellung ist für Profil BRK-1 eine Verlandung im frühen Holozän anzunehmen. Die analysierten Pollenspektren (155-165 cm u. GOF) von der Torfbasis sind zeitlich in das Präboreal (PB) einzustufen (Anh. 4-1). In diesem Profilaufschnitt ist die Hasel (*Corylus*) bereits mit Anteilen von ca. 10% vertreten, bei zum Top ansteigenden Werten (SCHWEIZER & KALIS 2002). Die palynostratigraphische Einstufung wird gestützt durch das Radiokarbonalter von 9190±100 BP (10480-10235 cal. BP), das an pflanzlichen Großresten aus einer Tiefe von 145-155 cm u. GOF ermittelt wurde (vgl. Anh. 2: UtC-9371). Dieses ¹⁴C-AMS-Datum korrespondiert mit dem Zeitraum vom ausgehenden Präboreal bis zum frühen Boreal. Daher ist zu vermuten, daß die vollständige Abschnürung bzw. die beginnende Verlandung dieser Paläorinne spätestens im Präboreal erfolgte.

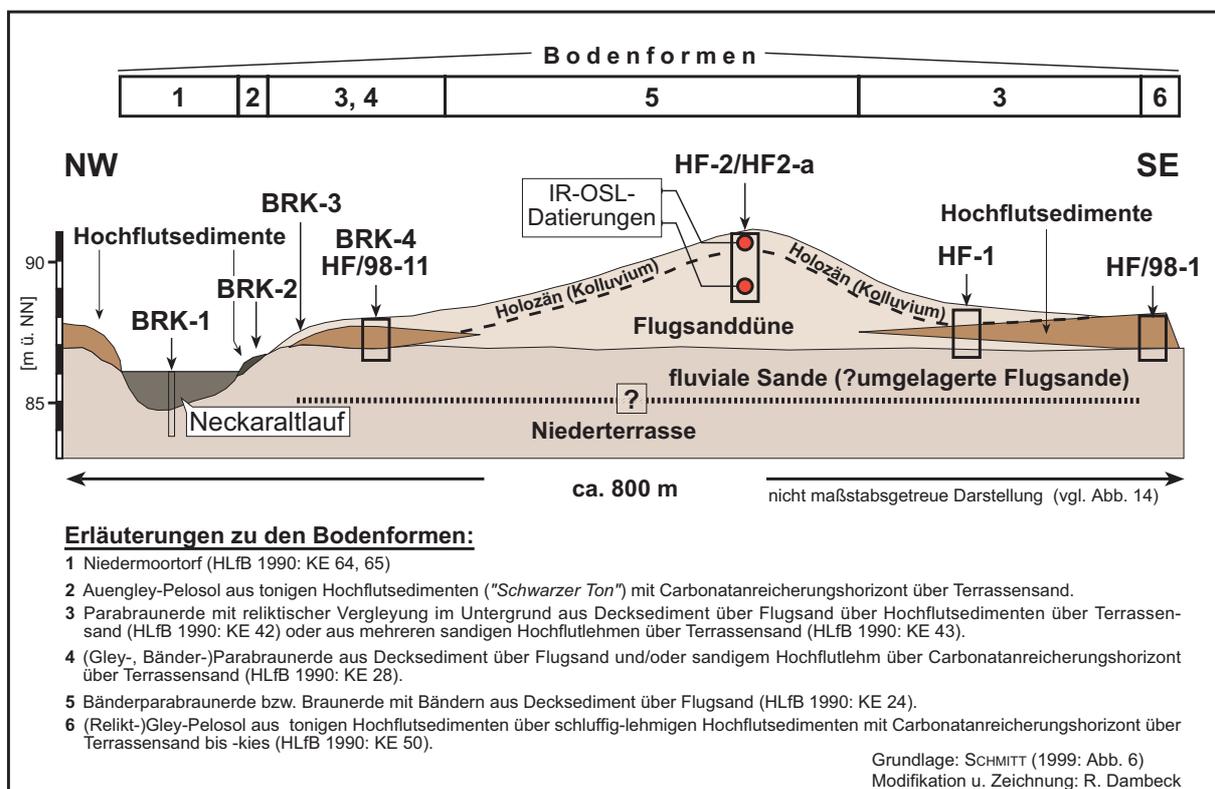
Die in 56-65 cm Tiefe in die Niedermoor torfe eingeschalteten schwach schluffigen Tone (AF_{Tf}), sind nach vorsichtiger palynologischer Einschätzung wahrscheinlich in das Atlantikum zu stellen (pers. Mitt. Dr. J. A. A. Bos, Amsterdam). Aus Mangel an datierfähigem Material für Absolutdatierungen war bislang kein absoluter Altersnachweis für die tonigen Ablagerungen zu erbringen. Die chronostratigraphisch gesicherte Einstufung steht somit noch aus.

7.1.1.2 Flugsandgebiet „Heißfeld“

Das Flugsandgebiet „Heißfeld“ liegt auf der Umlaufläche des verlandeten Neckarmäanders, in dessen Paläorinne sich die vorhergehend beschriebene Lokalität „Großes Bruch“ befindet. Im W bildet der im Uhrzeigersinn drehende Neckaraltlauf eine natürliche Grenze. Nach E reicht die örtliche Flugsandverbreitung in etwa an die Bahnlinie Frankfurt-Mannheim heran (Abb. 14). Zur Erfassung der räumlichen Sediment- und Bodenverhältnisse im „Heißfeld“ wurden mehrere Bohrcatenen angelegt und verschiedene Profilaufschlüsse bearbeitet. In dem Zusammenhang war auch die fragliche Existenz der LH von Interesse (Kap. 4.2.2).

Das idealtypische Verteilungsmuster der Sediment- und Bodenbildungen im „Heißfeld“ ist in Abbildung 16 dargestellt. An den Rändern sind in den Flugsandkomplex tonig-sandige (St2) bis schluffig-tonige (Tu2) Hochflutsedimente eingeschaltet. In diesen Reliefpositionen überdeckt ein dünner Flugsandschleier oder eine geringmächtige Auflage aus umgelagertem flugsandbürtigem Material (z.B. Kolluvium) die randlichen Hochfluteinlagerungen (SCHMITT 1999). Zum Zentrum der Dünen streichen die fluvialen Sedimente aus. Dort stehen in den Kernbereichen mehrere Meter mächtige Dünensande an.

Die Verzahnungen von Flugsanden mit Hochflutsedimenten dokumentieren die stark vom Bergstraßen-Neckar beeinflussten Sedimentverhältnisse an den Rändern des Dünengebietes. Im Rahmen der Arbeiten ergaben sich allgemein starke Hinweise für ein von den jeweiligen Ausgangssubstraten bzw. vom lithostratigraphischen Profilaufbau geprägtes Bodenmosaik im „Heißfeld“. Im Folgenden wird darauf weiter eingegangen.



Die Linienführung des schematischen Dünenquerschnittes entspricht in etwa dem Verlauf der Catenen A und B in Abbildung 14.

Abb. 16: Schematisches Dünenquerprofil durch das Flugsandgebiet „Heißfeld“ (SCHMITT 1999; verändert).

Die Abbildung 16 verdeutlicht, daß an den mit Niedermoortorfen (1) verfüllten Neckaraltlauf nach SE, d.h. in Richtung der Flugsanddüne, lokal begrenzte Vorkommen von dunkelgefärbten tonigen Hochflutsedimenten anschließen (Profil BRK-2; Tab. 4). Diese Auentone (Tf) bilden das Hangende von sandigen Auenablagerungen (Sf). Eine Überdeckung mit Flugsan-

den ist an solchen Standorten nicht zu erkennen. Als Böden sind in den stark tonigen Auen-sedimenten i.d.R. Auengley-Pelosole (2) entwickelt. Der für diese Profile charakteristische Sedimentaufbau ist exemplarisch für Profil BRK-2 (Abb. 14) in Tabelle 4 dargestellt.

Im Übergang von dem in den oberflächenbildenden Tonen entwickelten P-Horizont zu den Sanden im Liegenden ist ein Rheinweiß-Horizont (II Gco) ausgeprägt. Bedingt durch den hohen Carbonatgehalt dieses Horizontes war im Gelände nicht zu klären, ob die sekundäre Kalkausfällung an der Basis der Tone, im obersten Teil der Auensande oder einer amorphen Schicht ausgebildet ist. Die Unsicherheiten bezüglich der Schichtansprache sind in Tabelle 4 durch Fragezeichen kenntlich gemacht.

Tab. 4: Lithostratigraphischer Aufbau von Profil BRK-2 – Auengley-Pelosol aus Auentonen über Auensanden mit Rheinweiß.

Fazies	Horizont	Tiefe	Farbe	Bodenart	Skelett	Bemerkungen
Tf	Axh-P	0-20	10YR4/1	Tu3	fG1	Auentone
Tf	Go-P	20-45	2.5Y3-4/2	TI	fG1	Auentone
Tf/Sf	I/(?)II Gco	45-65	2.5Y7/2	n.b.	fG1	Rheinweiß-Horizont
Sf	II/(?)III Go	65-75	2.5Y2-3	mS	fG1	Auensande
Sf	II/(?)III Gr	75+	2.5Y5/2	mS	fG1	Auensande

Alle Angaben nach Geländebefund (Profilaufnahme: R. Dambeck)

An die randlichen Vorkommen von Auengley-Pelosolen (2) schließen zum Zentrum der Düne reliktsch vergleyte Parabraunerden (3, 4) an (Abb. 16). Nach der „*Bodenkarte der nördlichen Oberrheinebene 1:50 000*“ sind diese Profile aus Decksediment (Hauptlage) über Flugsand und/oder Hochflutsedimenten über Auensanden entwickelt (HLfB 1990: KE 28, 42 u. 43). Der typische Profilaufbau einer solchen Reliktgley-Parabraunerde ist in Tabelle 5 am Beispiel von Profil BRK-4 dokumentiert.

Das Profil-BRK-4 liegt ca. 160 m SE von Profil BRK-2 entfernt, am Fuße der Düne im „*Heißfeld*“ (Abb. 14). In diesem Profil entspricht der pedogenetische Übergang vom AI- zum II Bvt-Horizont einer geologischen Schichtgrenze. Damit einher geht ein Fazieswechsel von flugsandbürtigem Material, als Ausgangssubstrat des Oberbodens, zu fluvialen Sedimenten, als Ausgangssubstrat des Unterbodens. Die Einstufung der obersten Schicht als „*Hauptlage*“ anhand von Geländebefunden ist nicht zweifelsfrei möglich. Eine entsprechende Deckschicht ist zwar in HLfB (1990) ausgewiesen. Am Profil ist der Nachweis der LH jedoch nicht sicher zu führen. Als ein Hinweis für die LH könnte hier die Substratmächtigkeit von 60 cm gewertet werden, die mit den Angaben zur durchschnittlichen LH-Mächtigkeit ungefähr übereinstimmt (AG Boden 1994; AK Bodensystematik 1998; SEMMEL 1964).

Der im Liegenden in Hochflutsedimenten (Lhf) entwickelte II Bvt-Horizont weist starke Mächtigkeitsschwankungen auf. Die Horizontuntergrenze verläuft unregelmäßig. Der zumeist 20 cm mächtige Horizont erlangt stellenweise eine größere Mächtigkeit (≤ 60 cm) in Form

beulen- bis taschenförmiger Ausbuchtungen in den sandigen Untergrund (Sf). Am Profil war nicht zu klären, ob es sich dabei um pedogenetische Durchgriffe in das Liegende handelt oder die Tonverlagerung an geogenen Strukturen im Sediment orientiert ist. Im Gegensatz zum sonst carbonatfreien Solum ist der II Bvt-Horizont an der Basis von kalkhaltigen Partien durchsetzt. Der Kalkgehalt ist auf die Ausfällung von Rheinweiß im II/III rGco-Horizont zurückzuführen. Wahrscheinlich ist dieser Rheinweiß-Horizont in den Auensanden im Liegenden entwickelt. Eine präzise Sedimentansprache im Gelände war jedoch auch hier nicht möglich. Durch die Kalkanreicherung ist der Horizont sehr stark verfestigt. Das erschwerte die Bestimmung der Bodenart mittels Fingerprobe, so daß die Schichtgrenze nicht mit letzter Sicherheit zu ziehen war. Daher sind die geologischen Schichtungssymbole in der Profilbeschreibung an dieser Stelle mit Fragezeichen versehen (Tab. 5).

Tab. 5: Lithostratigraphischer Aufbau von Profil BRK-4 – Reliktgley-Parabraunerde aus Hochflutsedimenten über Auensanden mit Rheinweiß.

Fazies	Horizont	Tiefe	Farbe	Bodenart	Skelett	Bemerkungen
(?)LH	Ah	0-15	10YR4/3	Su3	G0	(?)Hauptlage
(?)LH	Al	-60	10YR5/6	Su3	G0	(?)Hauptlage
Lhf	II Bvt	-80/120	7.5YR4-5/4	St2-Lts	fG1	Hochflutsediment
Sf	II/(?)III rGco	-120/130	10YR7/2	n.b.	FG1	Auensande
Sf	III rGo	130+	10YR6/3	mS	fG1	Auensande

Alle Angaben nach Geländebeobachtung (Profilaufnahme: R. Dambeck)

Die Untersuchungen am NW-Rand des Flugsandgebietes „*Heißfeld*“ zeigen, daß zwischen Auengley-Pelosolen (2) und Reliktgley-Parabraunerden (3, 4) keine im Gelände erkennbaren pedogenetischen Übergänge bestehen (Abb. 16). Eine räumliche Zwischenstellung nimmt Profil BRK-3 ein, das etwa auf halber Strecke zwischen den Standorten der Profile BRK-2 und BRK-4 aufgenommen wurde (Abb. 14; Tab. 6). An dieser Lokalität ist als Bodenform „*Reliktgley-Braunerde aus (?)Hauptlage über fossiler Pararendzina aus Hochflutsedimenten mit Rheinweiß über Auensanden*“ ausgebildet. Es bestehen allerdings Vorbehalte hinsichtlich der Profilansprache. Diese gelten hinsichtlich der unsicheren Substratgenese der obersten Schicht und in Bezug auf die bodentypologische Einstufung als Braunerde.

Die Geogenese der obersten Schicht ist unklar. SABEL nimmt für dieses Schichtglied eine periglaziäre Entstehung als LH an (pers. Mitt. Prof. Dr. K.J. Sabel, HLU). Es fehlen jedoch eindeutige diagnostische Profilm Merkmale für eine derartige Einschätzung. Im Unterschied zu SABEL hält THIEMEYER es für denkbar, daß es sich um Kolluvium handelt (pers. Mitt. Prof. Dr. H. Thiemeyer, Frankfurt/M.). Als Hinweis für die Existenz der LH in Profil BRK-3 könnte die Substratmächtigkeit der obersten Deckschicht gewertet werden, die hier 55 cm beträgt (vgl. Profil BRK-4; Tab. 5). Infolgedessen und vor dem Hintergrund des bislang nicht geklärten

Vorkommens der LH im Untersuchungsgebiet ist die Bezeichnung „Hauptlage“ in Tabelle 6 mit Fragezeichen versehen.

Die Braunerde in Profil BRK-3 ist vergleichsweise schwach ausgeprägt. Es ist daher nicht auszuschließen, daß die Eigenfarbe des Substrates eine pedogenetische Verbraunung nur vortäuscht. Möglicherweise ist anstelle der „Braunerde“ ein Regosol entwickelt. Zwischen dem rGo-Bv-Horizont und dem II fAh-rGo-Horizont existiert eine geologische Schichtgrenze. Der fossile Ah-Horizont ist aus pedostratigraphischer Sicht von Bedeutung. Im Falle einer Überdeckung mit Hauptlage würde es sich um eine spätglaziale Bodenbildung handeln.

Tab. 6: Lithostratigraphischer Aufbau von Profil BRK-3 – Reliktgly-Braunerde aus (?)Hauptlage/Kolluvium über fossiler Auenpararendzina aus Hochflutsedimenten mit Rheinweiß über Auensanden.

Fazies	Horizont	Tiefe	Farbe	Bodenart	Skelett	Bemerkungen
(?)LH	Ah	0-10	10YR3/2	SI2	fG1	(?)Hauptlage/Kolluvium
(?)LH	Ah-Bv	-35	10YR5/2-3	SI2	fG1	(?)Hauptlage/Kolluvium
(?)LH	rGo-Bv	-55	10YR5/3	SI2	fG1	(?)Hauptlage/Kolluvium
Lhf	II fAh-rGo	-70	10YR4/2	St3	fG1	Hochflutsediment
Lhf	II rGo	-100	2.5Y5/2	St2	fG1	Hochflutsediment
Lhf	II/(?)III rGco	-120	2.5Y5-6/2	n.b.	fG1	Hochflutsediment mit Rheinweiß
Sf	III rGr	120+	2.5Y6/2	mS	fG1-2	Auensand

Alle Angaben nach Geländebefund (Profilaufnahme: R. Dambeck)

7.1.1.2.1 Profil „Heißfeld-1“ (HF-1)

Das von S. SCHMITT bearbeitete Profil HF-1 (R³⁴63500, H⁵⁵28225; ca. 89,0 m ü. NN) liegt im W des Dünengebietes „Heißfeld“, im randlichen Verzahnungsbereich von Flugsanden mit Hochflutablagerungen (SCHMITT 1999; Abb. 14; Anh. 1-2). An diesem Standort kommen ca. 185 cm mächtige Dünen sande vor, die lithofaziell variierende fluviale Sedimente überlagern (Abb. 17).

An der Profilbasis (195-217 cm u. GOF) stehen wechsellagernde, z.T. grobkörnige Mittel- und Feinsande an, die von Vergleyung überprägt sind (IV rGor-Horizont). Überlagert werden diese Auensande (Sf) von tonig-sandigen Hochflutsedimenten (Lhf; 185-195 cm u. GOF), in denen ein rötlichbraun gefärbter (7.5YR4/4) III Bt-Horizont entwickelt ist. Darüber folgen im Hangenden gelblichbraune Flugsande (10YR4-6/4), die durch die Ausbildung einer Bänderparabraunerde (II Bbt+Bv-, II Bv+Bbt-Horizonte) pedogenetisch gekennzeichnet sind. Die für diesen Bodentyp charakteristischen rötlichbraunen (7.5YR4/4-6) tonigen Bänder sind sowohl von der Bodenart als auch farblich kaum vom III Bt-Horizont im Liegenden zu unterscheiden. Allerdings sind die i.d.R. nur einige Millimeter bis wenige Zentimeter starken Tonbänder

deutlich geringmächtiger entwickelt als der relativ kompakte, ungefähr 10 cm mächtige III Bt-Horizont in den Hochflutablagerungen im unteren Teil von Profil HF-1.

Ab einer Tiefe von ca. 100 cm u. GOF zum Top nimmt der Anteil der Schluffkomponente in den äolischen Sanden zu (Abb. 17). Eine geologische Schichtung der Flugsande ist nicht zu erkennen. Es liegen keine Hinweise für das Vorkommen der LH vor.

Das ursprüngliche („native“) Profil ist in einer Tiefe von ca. 30 cm u. GOF gekappt. In den obersten Partien ist die Schichtenfolge von Kolluvium (M-Horizont) aufgebaut. Als Hinweis für die kolluviale Entstehung des Substrates ist ein Ziegelfragment zu werten, das an der Schichtbasis in 30 cm Tiefe in den Sedimenten enthalten war. Profilmorphologisch ist die Schichtgrenze Kolluvium/Flugsand relativ schwach ausgeprägt. Jedoch sind die kolluvialen Ablagerungen von der Korngröße etwas feiner zusammengesetzt als die äolischen Sande (Anh. 1-2). Die ähnliche petrographische Beschaffenheit im Vergleich zu den Flugsanden läßt auf eine geringe Umlagerung schließen. Diesbezüglich SCHMITT (1999) vermutet einen kurzstreckigen Transport im Zuge äolischer Anwehungen.

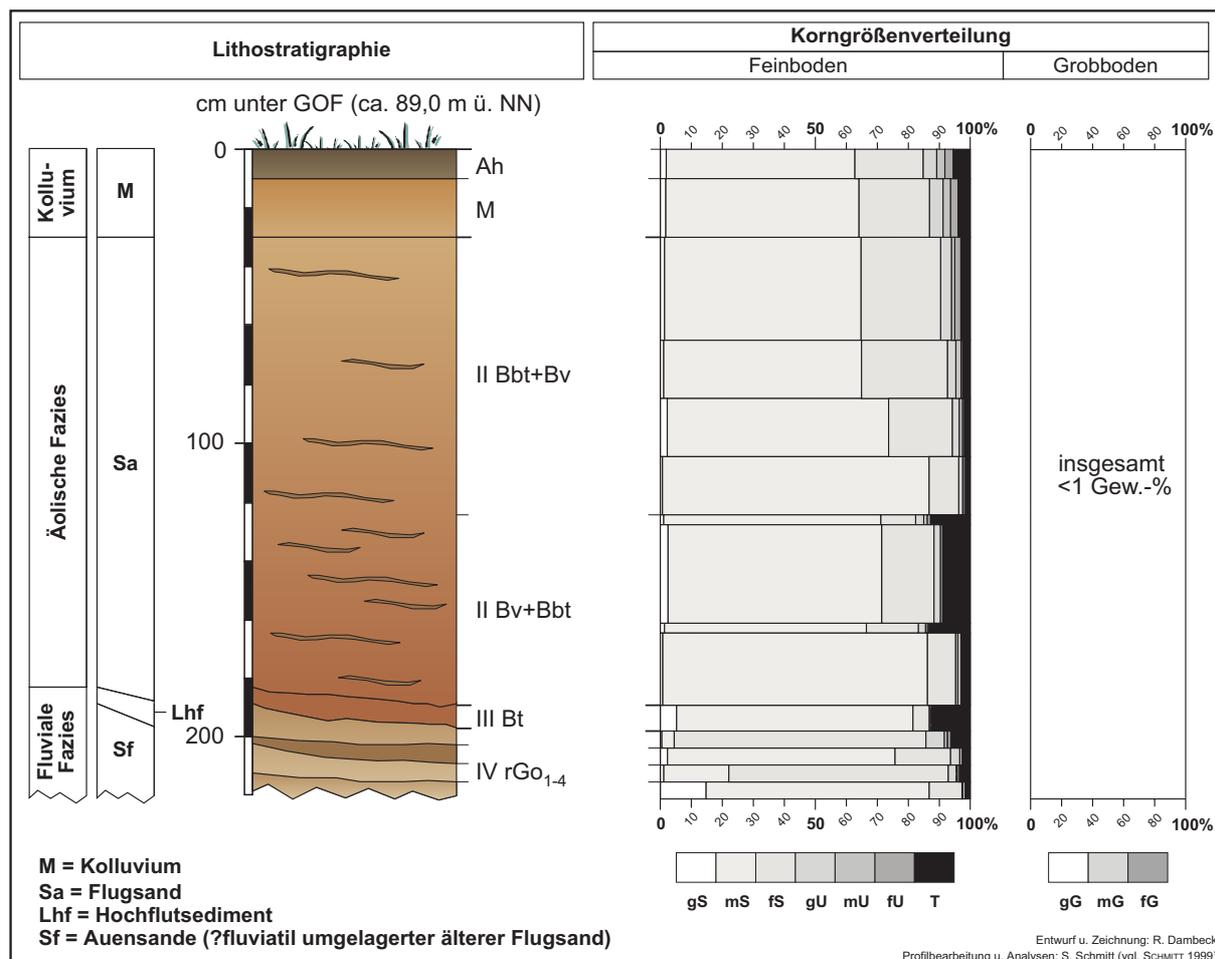


Abb. 17: Lithostratigraphischer Aufbau von Profil HF-1 – Reliktisch vergleyte kolluvial überdeckte erodierte Bänderparabraunerde aus Flugsand über Hochflutsedimenten mit Rheinweiß über Auensanden.

Schwermineralanalysen (S. Schmitt, Frankfurt/M.) belegen generell sehr geringe Anteile an LST-Mineralen (Ägirinaugit, Braune Hornblende, Titanit) in den untersuchten Horizonten von Profil HF-1 (Tab. 7). Die höchsten LST-Gehalte sind im IV rGo-Horizont, d.h. in Auensanden an der Basis von Profil HF-1, enthalten. Wie die Schwermineralführung dokumentiert, sind die Sande erst nach dem LSE zur Ablagerung gekommen. LST-Beimengungen waren in Spuren auch in den überlagernden Hochflutsedimenten (Lhf) und an der Flugsandbasis (Sa) zu finden. Dagegen kommen LST-Mineralen in den höheren Profilabschnitten nur noch vereinzelt in den Ablagerungen vor.

Tab. 7: Ergebnisse der Schwermineralanalysen an Profil HF-1 (SCHMITT 1999, verändert).

Tiefe [cm]	Fazies	Horizont	LST-Mineralen			„Rheinschwer- minerale“			Sonstige Schwerminerale					OP	AL
			BH	TI	AU	GR	EPI	GH	TU	ZI	RU	SO	Σ		
			1, 2 Anteile in Stück-%										Stück		
10-30	M	M	(-)	(-)	(+)	52	26	15	4	2	(+)	(-)	129	34	64
30-65	Sa	II Bbt+Bv	(+)	(-)	(+)	50	25	16	2	5	1	(+)	217	16	14
160-180	Sa	II Bv+Bbt	2	(+)	1	45	30	15	3	2	2	(-)	220	15	30
185-200	Lhf	III Bt	2	(+)	1	45	30	14	3	2	2	(+)	221	15	30
200-210	Sf	IV rGo	1	2	² 2	17	40	30	2	2	2	1	205	21	18

BH = Braune Hornblende, TI = Titanit, AU = Augit/Ägirinaugit, GR = Granat, EPI = Epidot, GH = Grüne Hornblende, TU = Turmalin, ZI = Zirkon, RU = Rutil, SO = Sonstige, OP = Opak, AL = Alterit

¹(+) = Anteil ≤1%, (-) Anteil nicht nachgewiesen

²Ägirinaugit

³Die Prozentangaben der opaken Minerale und Alterite beziehen sich auf 100 % durchsichtige Minerale

7.1.1.2.2 Profil „Heißfeld-2“ (HF-2)

Profil HF-2 (R ³⁴63 480, H ⁵⁵28 635; ca. 90,6 m ü. NN) befindet sich auf dem Top einer Düne am N-Rand des „Heißfeld“ (Abb. 14; Anh. 1-3). Dort wurden bis zu 260 cm mächtige Flugsande erbohrt. Auch an diesem Standort ist der ursprüngliche Profilaufbau nicht vollständig erhalten. Es fehlt der AI-Horizont. In den höchsten Profilabschnitten (0-50 cm u. GOF) bauen kolluviale Ablagerungen die Schichtenabfolge auf (Abb. 18).

Das Korngrößenspektrum der gelblichbraunen (10YR5-6/4) Flugsande ist dominiert von der Mittelsandfraktion (Anh. 1-3). Wie in dem vorhergehend beschriebenen Profil HF-1 (Kap. 7.1.1.2.1), so ist auch hier ab einer Tiefe von ca. 100 cm u. GOF zum Top eine graduelle Zunahme schluffiger Korngrößen zu beobachten. Eine geologische Schichtung der äolischen Sedimente, die auf das Vorkommen der LH hindeuten könnte, ist ebenfalls nicht erkennbar.

In den Flugsanden ist eine Bänderparabraunerde entwickelt. Die für diese Pedogenese charakteristische Bänderung (II Bv+Bbt-Horizont) reicht bis in ca. 120 cm u. GOF. In dieser Tiefe verläuft die Entkalkungsfront. Unterhalb stehen carbonathaltige Flugsande (II ICc) an.

An der Untergrenze vom II Bv+Bbt- zum ICc-Horizont laufen die schwach tonigen Bänder (St2) in einem überdurchschnittlich mächtigen, rötlichbraun (7.5YR5/6) gefärbten II Bbt-Horizont zusammen. In diesem Bereich umgreift die girlandenförmig ausgebildete Tonanreicherung mehrere handtellergroße Partien aus carbonathaltigem Flugsand. Offensichtlich handelt es sich bei diesen kalkhaltigen „Zonen“ im Bänderhorizont um „pedogene Fenster“, die von der Bodenbildung nicht erfaßt wurden, sonst hätte eine Entkalkung erfolgen müssen.

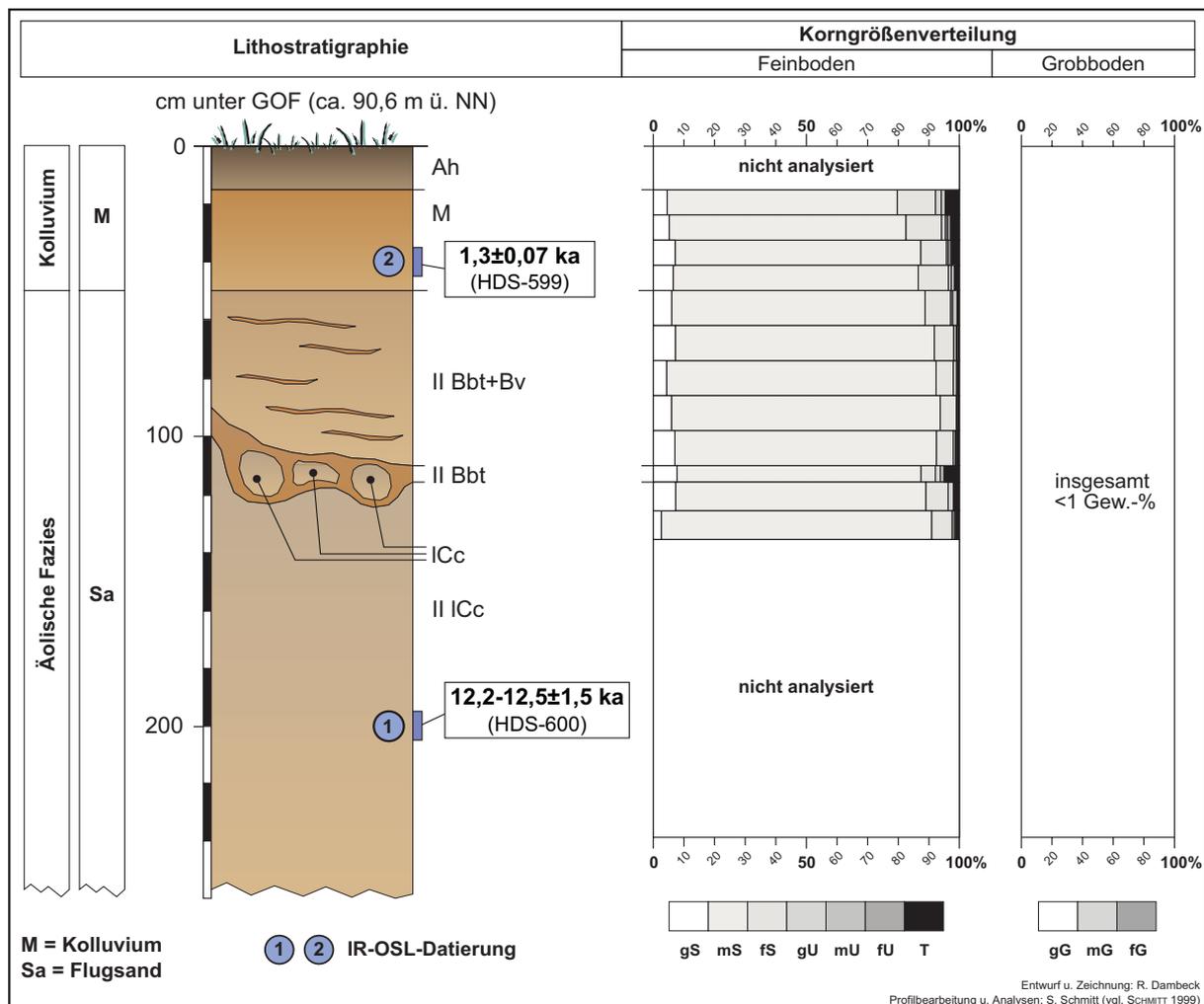


Abb. 18: Lithostratigraphischer Aufbau von Profil HF-2 – Kolluvial überdeckte Bänderparabraunerde aus Flugsand.

Der in den höchsten Partien von Profil HF-2 entwickelte, fleckighumose M-Horizont wurde im Gelände zuerst als Ah-Bv-Horizont aus LH bezeichnet. Als diagnostische Merkmale für diese lithostratigraphische Bezeichnung dienten die signifikante Braunfärbung (10YR5/2), die im Vergleich zu den Flugsanden im Liegenden etwas schluffigere Bodenart (Su2-mS) sowie die Mächtigkeit (50 cm) des Horizontes, die der durchschnittlichen LH-Mächtigkeit entspricht (Kap. 3.2). Von dieser Horizontbezeichnung wurde im Laufe der Geländearbeiten allerdings

abgesehen, weil diese Annahme nicht durch weitere Feldbefunde zu bestätigen war. In der Umgebung des Profilstandortes kommen großflächig verbreitet kolluvial oder äolisch umgelagerte Sedimente vor. Berücksichtigt man zudem die Reliefposition in erosionsanfälliger Kuppenlage, so ist zu vermuten, daß es sich hier eher um einen M-Horizont aus Kolluvium oder Äolium, denn um die LH handelt. Dafür spricht auch die „schmutzigbraune“ Färbung (10YR3-5/2) des Horizontes (SCHMITT 1999: 43).

Zur chronostratigraphischen Einstufung von Profil HF-2 wurden Proben aus verschiedenen Tiefenbereichen mittels IR-OSL datiert (Kap. 6.3). Die Lumineszenzdatierung lieferte für den M-Horizont ein Alter von $1,3 \pm 0,1$ ka (HDS-599; Anh. 3). Danach wäre der Horizont bzw. der Zeitraum der kolluvialen Umlagerung in das Hochmittelalter zu stellen. Aufgrund der recht geringen Beprobungstiefe (40 cm u. GOF) ist allerdings eine Beeinflussung durch von der Geländeoberfläche her bioturbat in tiefere Profilmereiche eingemischtes Material denkbar, so daß Verjüngungseffekte, nicht auszuschließen sind, die sich auf die Datierung des Sedimentalters ausgewirkt haben könnten.

Ein deutlich höheres Sedimentalter wurde für carbonathaltige Flugsande (II ICc-Horizont) aus einer Tiefe von ca. 200 cm u. GOF ermittelt. Hier ergab die IR-OSL-Datierung ein Alter von $12,2 - 12,5 \pm 1,5$ ka (HDS-600; Anh. 3). Dieses Datum ist nicht präzise in eine Chronozone des Spätglazials einzuordnen, sondern streut aufgrund der großen Standardabweichung über einen relativ breiten Zeitraum von der Ältesten Dryas bis in das frühe Holozän (Abb. 1). Eine präzisere Altersbestimmung wurde verhindert durch ^{226}Ra -Verlust bei der Analyse im Labor (schriftl. Mitt. Dr. B. Mauz, Liverpool). Daher ist das Alter der Flugsande in diesem Teil von Profil HF-2 „nur“ auf den Zeitraum von 13,9-10,7 ka einzugrenzen.

Tab. 8: Ergebnisse der Schwermineralanalysen an Profil HF-2 (SCHMITT 1999; verändert).

Tiefe [cm]	Fazies	Horizont	LST-Mineraie			„Rheinschwer- minerale“			Sonstige Schwerminerale					OP	AL
			BH	TI	AU	GR	EPI	GH	TU	ZI	RU	SO	Σ		
			^{1, 2} Anteile in Stück-%												
15-50	Sa	M	1	(-)	(+)	50	29	15	3	(-)	(+)	(+)	219	5	46
50-90	Sa	II Bbt+Bv	5	1	(-)	50	27	18	1	(+)	(+)	(-)	206	18	28

BH = Braune Hornblende, TI = Titanit, AU = Augit/Ägirinaugit, GR = Granat, EPI = Epidot, GH = Grüne Hornblende, TU = Turmalin, ZI = Zirkon, RU = Rutil, SO = Sonstige, OP = Opak, AL = Alterit

¹(+) = Anteil $\leq 1\%$, (-) Anteil nicht nachgewiesen

²Die Prozentangaben der opaken Minerale und Alterite beziehen sich auf 100 % durchsichtige Minerale

Im Hinblick auf die fragwürdige Existenz der LH wurden an zwei Horizonten aus Profil HF-2 Schwermineralanalysen durchgeführt. Die Ergebnisse spiegeln ein typisches Rheinspektrum in den Dünensanden wider (SCHMITT 1999). Im M-Horizont sind die für die LST typischen

Minerale in Spuren (1 Stück-%) enthalten. Eine etwas stärkere Beimengung (6 Stück-%) der entsprechenden Mineralkomponenten ist im II Bbt+Bv-Horizont zu verzeichnen. Somit waren in den untersuchten Profilschnitten jeweils geringe LST-Anteile nachzuweisen (Tab. 8).

Während der Erstbearbeitung (SCHMITT 1999) hatten an Profil HF-2 keine Untersuchungen zum Aufbau der tieferen Schichten stattgefunden. Für Hinweise wurde der oberflächennahe Untergrund in der Umgebung des Standortes zu einem späteren Zeitpunkt erneut mittels Rammkernsondierungen bis zu einer Endteufe von 700 cm u. GOF sondiert. Dabei zeigte es sich, daß im Zentrum der Düne – im Unterschied zu den Randbereichen – in die Flugsande keine Hochflutsedimente eingeschaltet sind (Abb. 16). Darauf deuten die Erkenntnisse zum Schichtenaufbau hin, die an Profil HF-2a gewonnen wurden. Die Lokalität liegt ca. 4 m S von Profil HF-2 (Abb. 14). Auch hier erreichen die äolischen Sedimente eine Mächtigkeit von ca. 260 cm. Der II Bbt-Horizont der in den Dünensanden entwickelten Bänderparabraunerde ist bis in diese Tiefe ausgeprägt. Unterhalb von 260 cm bis in ca. 650 cm u. GOF stehen Sande an, die durch eine Wechsellagerung von mittelsandigen Partien mit feinsandigen Abschnitten gekennzeichnet sind. Vermutlich handelt es sich um fluvial umgelagerte Flugsande. Darauf lassen auch die geringmächtigen (≤ 1 cm) schluffig-tonigen Zwischenlagen schließen, die in diese Sedimente abschnittsweise eingeschaltet sind. Aus einer Tiefe von ca. 680 cm u. GOF wurde ein Kiesgeröll (Durchmesser ca. 3 cm) geborgen. Das könnte darauf hinweisen, das in dieser Tiefe sandig-kiesige Ablagerungen der oNT anstehen.

Tab. 9: Ergebnisse der Schwermineralanalysen an Profil HF-2a.

Tiefe [cm]	Fazies	Horizont	LST-Minerale			„Rheinschwerminerale“			Sonstige Schwerminerale					OP	AL
			BH	TI	AU	GR	E/Z	GH	TU	ZI	RU	SO	Σ		
			^{1, 2} Anteile in Stück-%										Stück		
260-263	Sf	III Cc	2	(-)	4	39	25	17	3	4	3	3	228	20	(-)
263-300	Sf	IV Cc	1	(-)	2	51	20	15	3	3	(+)	3	220	19	(-)
300-370	Sf	V Cc	2	(+)	2	41	21	21	4	2	2	5	256	19	(-)
370-375	Sf	VI Gr	5	(+)	5	30	16	37	4	(-)	(+)	3	186	25	(-)
375-380	Sf	VII Gr	3	(+)	4	37	20	26	3	1	(+)	5	230	22	(-)

BH = Braune Hornblende, TI = Titanit, AU = Augit/Ägirinaugit, GR = Granat, E/Z = Epidot/Zoisit, GH = Grüne Hornblende, TU = Turmalin, ZI = Zirkon, RU = Rutil, SO = Sonstige, OP = Opak, AL = Alterit

¹(+) = Anteil $\leq 1\%$, (-) Anteil nicht nachgewiesen

²Die Prozentangaben der opaken Minerale und Alterite beziehen sich auf 100 % durchsichtige Minerale

Für Hinweise zur Schwermineralführung der Sedimente im Liegenden der Flugsande wurden die höchsten Partien (260-381 cm u. GOF) dieser vermutlich fluvial umgelagerten Sande (Sf) schwermineralogisch untersucht (Analyse: M. Guddat-Seipel, Frankfurt/M.). Die Ergebnisse sind in Tabelle 9 aufgeführt. Daraus geht hervor, daß die Ablagerungen variierende Anteile

(6-10 Stück-%) an LST-Mineralen führen. Braune Hornblende und Augit waren durchweg in den Spektren vertreten. Dagegen kommt Titanit nur in einigen Proben in Spuren ($\leq 1\%$) vor.

7.1.1.2.3 Profil „Heißfeld-3“ (HF/98-1)

Profil HF/98-1 (R ³⁴63625, H ⁵⁵28175; ca. 87,0 m ü. NN) liegt am E-Rand der Dünen im „Heißfeld“, jedoch nicht mehr innerhalb der Bereiche mit Flugsandbedeckung (Abb. 14; Abb. 16; Anh. 1-4). An diesem Standort kommt eine Abfolge verschiedener fluvialer Sedimente vor (Abb. 19).

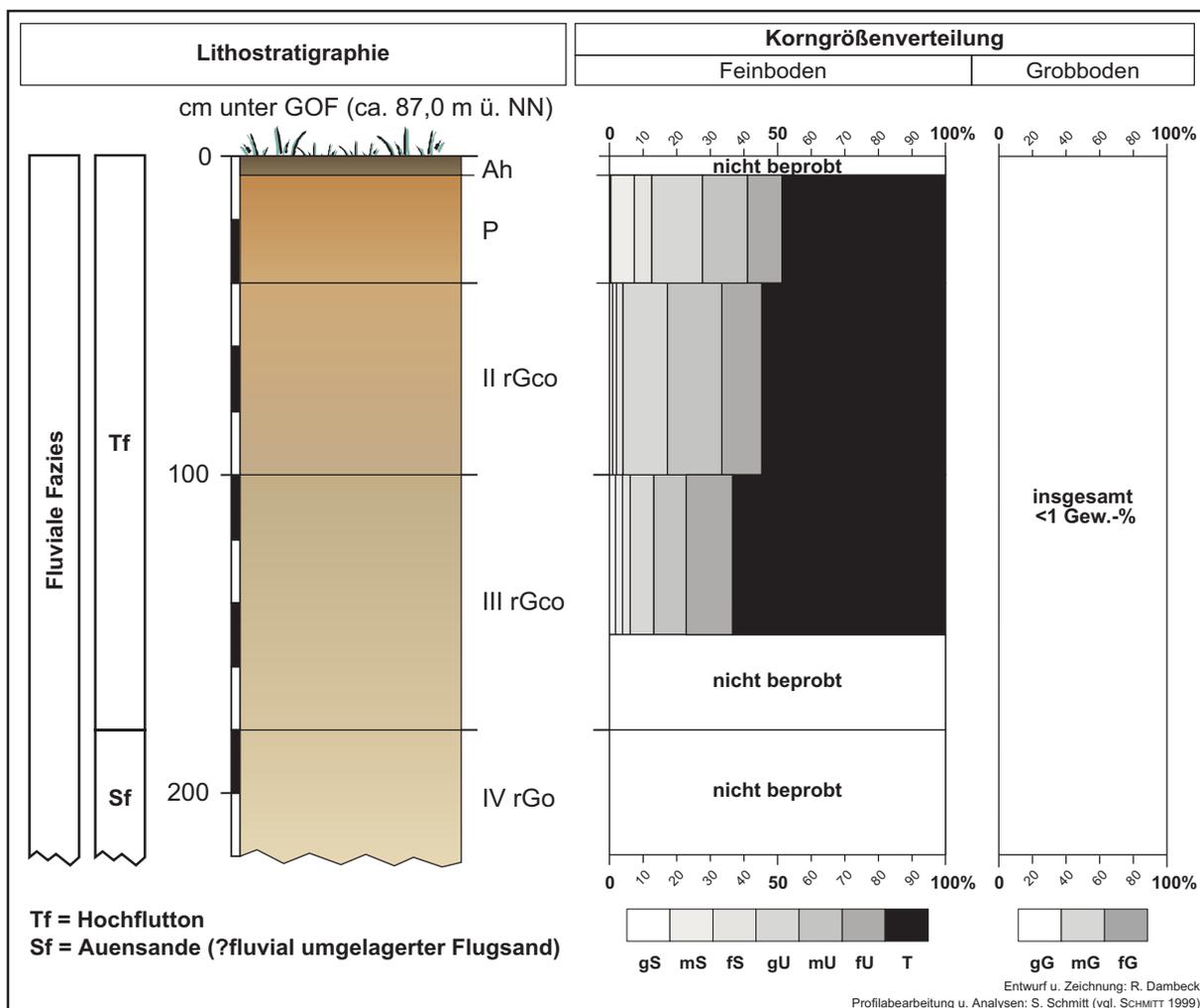


Abb. 19: Lithostratigraphischer Aufbau von Profil HF/98-1 – Reliktisch vergleyter Auenpelo-sol aus Hochflutonen mit Rheinweiß über Auensanden.

An der Profilbasis stehen graue Mittelsande (Sf) in einer Tiefe von 180-220 cm u. GOF an. Nach SCHMITT (pers. Mitt. S. Schmitt, Frankfurt/M.) könnte es sich bei diesen Ablagerungen um fluvial umgelagerte ältere Flugsande handeln. Das Hangende bis zur Geländeoberfläche

bilden mehrfach geschichtete, gelblich- bis gräulichbraune (10YR5-6/3 – 2.5Y7/2), schwach schluffige Tone (Tf).

In den obersten 40 cm der Profilabfolge ist ein Pelosol (P-Horizont) entwickelt. Darunter folgen bis in 180 cm u. GOF zwei durch Rheinweiß-Ausfällung gekennzeichnete, reliktsch vergleyte Carbonatanreicherungs horizonte (II rGco, III rGco).

Profil HF/98-1 wurde schwermineralogisch untersucht (SCHMITT 1999). Bis in eine Tiefe von 150 cm ist den tonigen Ablagerungen das Mineralspektrum der LST beigemischt. Die für die vulkanischen Aschen typische Mineralkomponente ist allerdings nicht immer vollständig vertreten. Im P-Horizont waren Braune Hornblenden nachzuweisen, jedoch nicht Titanite und Augite. Dagegen kommen im II rGco-Horizont alle drei Mineralbestandteile vor. In diesem Horizont sind ca. 75 % der Schwerminerale dem LST-Spektrum zuzurechnen (Tab. 10).

Tab. 10: Ergebnisse der Schwermineralanalysen an Profil HF/98-1 (SCHMITT 1999; verändert).

Tiefe [cm]	Fazies	Horizont	LST-Mineralie			„Rheinschwerminerale“			Sonstige Schwerminerale					OP	AL
			BH	TI	AU	GR	EP	GH	TU	ZI	RU	SO	Σ		
			1, 2 Anteile in Stück-%												
10-40	Tf	P	6	(-)	(-)	14	39	34	2	2	2	1	195	38	30
100-150	Tf	II rGoc	34	6	36	6	7	2	2	5	2	1	223	9	18

BH = Braune Hornblende, TI = Titanit, AU = Augit/Ägirinaugit, GR = Granat, EP = Epidot, GH = Grüne Hornblende, TU = Turmalin, ZI = Zirkon, RU = Rutil, SO = Sonstige, OP = Opak, AL = Alterit

¹(+) = Anteil ≤1%, (-) Anteil nicht nachgewiesen

²Die Prozentangaben der opaken Minerale und Alterite beziehen sich auf 100 % durchsichtige Minerale

7.1.1.2.4 Profil „Heißfeld-4“ (HF/98-11)

Das von S. Schmitt (1999) bearbeitete Profil HF/98-11 (R ³⁴63 575, H ⁵⁵28 550; ca. 88,5 m ü. NN) liegt am NE-Rand des Dünengebietes „Heißfeld“ und weist einen für die Randbereiche der Flugsande typischen Schichtenaufbau auf (Abb. 14; Anh. 1-5). Dort überdecken äolische Sande randlich in den Dünenkomplex eingeschaltete Hochflutsedimente (Abb. 16; Abb. 20).

Im unteren Teil des Profils stehen in einer Tiefe von 65-130 cm gelblichbraune (10YR6/4) Hochflutablagerungen an, die durchweg sandig-lehmigen Sedimentcharakter aufweisen. Die variierende Korngrößenzusammensetzung der Sandfraktion in diesen Ablagerungen deutet auf eine Zweiteilung dieser Sedimente in eine feinsandigere untere Schicht (110-130 cm u. GOF) bzw. eine stärker mittelsandiges oberes (65-110 cm u. GOF) Stratum hin (Anh. 1-5). Im Unterschied zu SCHMITT (1999), die in einer Tiefe von 110 cm u. GOF keine geologische

Schichtgrenze sieht, wird daher in dieser Studie eine Zweiteilung der Hochflutsedimente in einen unteren (Lhf₁) und einen oberen Teil (Lhf₂) vorgenommen (Abb. 20).

Oberhalb einer Tiefe von 65 cm u. GOF ändert sich die Lithofazies. In diesem Bereich ist das Profil HF/98-11 von Flugsanden aufgebaut, die bis zur Geländeoberfläche anstehen. In den äolischen Sanden ist unter dem Ah- ein gelblichgraubrauner (10YR5/6) Al-Bv- Horizont entwickelt. Daran schließt nach unten ein gelblichbrauner (10YR5/4) Al-Horizont an. Dessen Untergrenze (65 cm u. GOF) korrespondiert mit der Flugsandbasis (SCHMITT 1999).

Die fluvialen Sedimente an der Profilbasis sind pedogenetisch unterschiedlich beeinflusst. Während der untere Teil der Hochflutsedimente (Lhf₁) von Vergleyung und Rheinweißbildung (III rGco) geprägt ist, ist in der überlagernden Schicht (Lhf₂) ein gräulichbrauner (7.5YR4/4) SBt-Horizont ausgebildet. Die Bodenform ist als verbrauchte Reliktgley-Parabraunerde aus Flugsand über Hochflutsedimenten mit Rheinweiß-Horizont zu bezeichnen (Abb. 20).

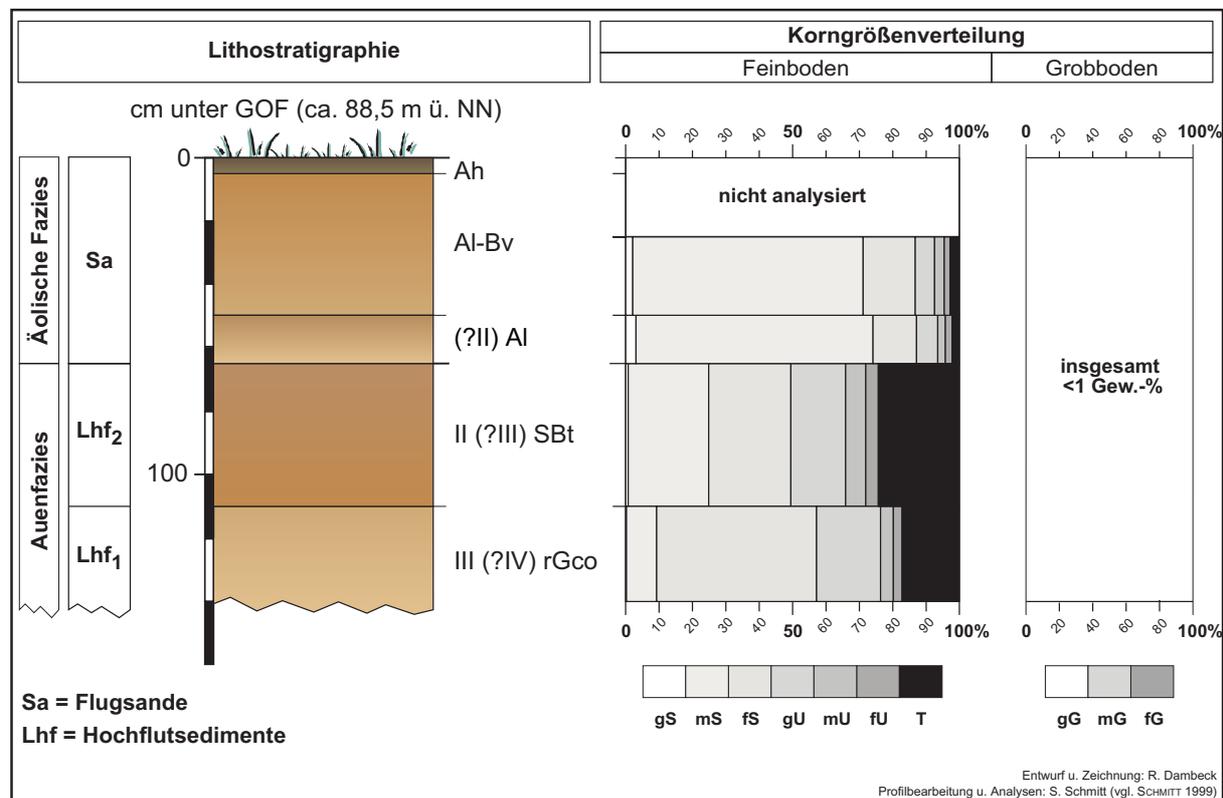


Abb. 20: Lithostratigraphischer Aufbau von Profil HF/98-11 – Verbrauchte Reliktgley-Parabraunerde aus Flugsand über Hochflutsedimenten mit Rheinweiß.

Nach Untersuchungen von SCHMITT (1999) entspricht die Grenze zwischen dem Al-Bv- und dem Al-Horizont einer geologischen Schichtgrenze. Zur Begründung führt SCHMITT (ib.: 66) das unterschiedliche Verhältnis der typischen „Rheinschwerminerale“ Granat, Epidot und Grüne Hornblende in diesen Horizonten an. Die Korngrößenverteilung läßt für den gesamten Profilschnitt eine recht ähnliche Sedimentbeschaffenheit erkennen (Anh. 1-5). Hinweise für

eine Schichtung sind daraus m. E. nicht abzuleiten. Für die Fragestellung dieser Studie ist der Aspekt allerdings von geringer Bedeutung. Daher wird im Folgenden nicht mehr darauf eingegangen. Die Angaben von SCHMITT (1999) zur Schichtung von Profil HF/98-11 sind in der Abbildung 20 – durch in Klammern gesetzte und mit Fragezeichen versehene Symbole – mitberücksichtigt, da die Schichtungsverhältnisse nicht abschließend zu klären waren.

Nach den an Profil HF/98-11 erfolgten Schwermineralanalysen sind in allen Horizonten in geringen Anteilen Minerale des LST-Spektrums nachweisbar. Aus Tabelle 11 geht hervor, daß Braune Hornblenden i.d.R. am häufigsten vertreten sind. Ägirinaugite kommen in den untersten Horizonten (II SBT, III rGco), Titanite hingegen nur im III rGco-Horizont vor.

Tab. 11: Ergebnisse der Schwermineralanalysen an Profil HF/98-11 (SCHMITT 1999; verändert).

Tiefe [cm]	Fazies	Horizont	LST-Minerale			„Rheinschwer- minerale“			Sonstige Schwerminerale					OP	AL
			BH	TI	AU	GR	EP	GH	TU	ZI	RU	SO	Σ		
			1, 3 Anteile in Stück-%												
25-50	Sa	Al-Bv	1	(-)	(-)	40	24	21	5	3	4	2	224	14	40
50-65	Sa	Al	5	(-)	(-)	21	34	35	3	(-)	3	1	199	14	26
65-110	Lhf ₂	II SBT	2	(-)	² (+)	29	34	29	1	1	2	1	215	11	22
200-210	Lhf ₁	III rGco	1	(+)	² 2	19	33	35	4	3	2	1	217	24	18

BH = Braune Hornblende, TI = Titanit, AU = Augit/Ägirinaugit, GR = Granat, EP = Epidot, GH = Grüne Hornblende, TU = Turmalin, ZI = Zirkon, RU = Rutil, SO = Sonstige, OP = Opak, AL = Alterit

¹(+) = Anteil ≤1%, (-) Anteil nicht nachgewiesen

²Ägirinaugit

³Die Prozentangaben der opaken Minerale und Alterite beziehen sich auf 100 % durchsichtige Minerale

7.1.2 Untersuchungsgebiet Dornberg (TK25 6016 Groß-Gerau)

Am S-Ortsrand von Dornberg wurden im Volkspark „Fasanerie“ sowie im S-anschließenden Neckaraltlauf „Osterbruch“ zwei weitere Profile zur Rekonstruktion der spät- und postglazialen Laufgeschichte des Bergstraßen-Neckars bearbeitet. Die Lage der Örtlichkeiten geht aus Abbildung 21 hervor.

Die Lokalität „Fasanerie“ wurde für Untersuchungen ausgewählt, weil dort im Rahmen der geologischen Landesaufnahme Hessen ein Vorkommen von LST in fluvialen Sedimenten beschrieben worden war (schriftl. Aufzeichnungen E. Thiel, seinerzeit HLfB). Daher ist der Standort für die Fragestellung dieser Studie von besonderem Interesse (Kap. 7.1.2.1).

Das Profil „Auf Esch“ wurde von K. Sojka (Frankfurt/M.) im Rahmen des DFG-Projektes „Paläoökologische Untersuchungen zur Vegetations- und Landschaftsgeschichte der Fluß-
aue des nördlichen Oberrheines im Spätglazial und frühen Holozän“ (vgl. SCHWEIZER & KALIS

2002) bearbeitet. Die lithostratigraphische Beschreibung des Profils ist der Diplomarbeit von SOJKA (2002) in leicht abgewandelter Form entnommen (Kap. 7.1.2.2).

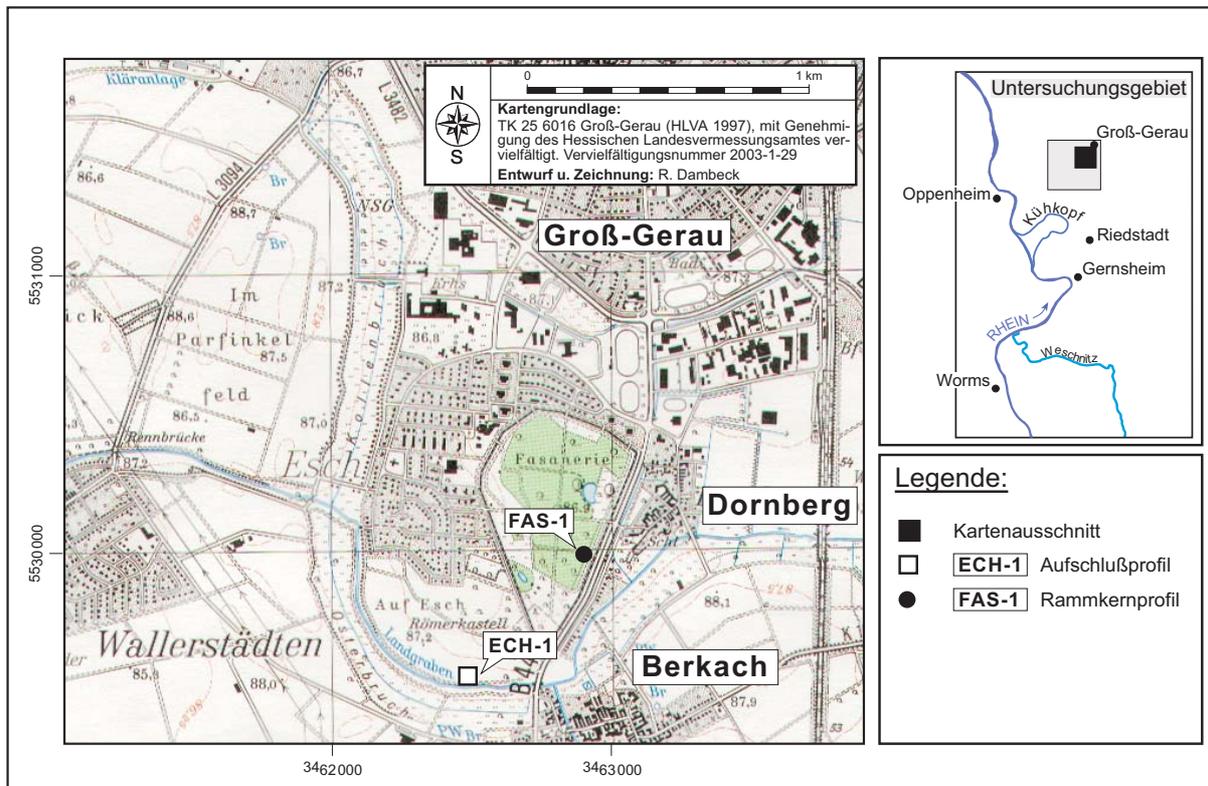


Abb. 21: Lage der Profilstandorte bei Dornberg (TK25 6016 Groß-Gerau).

7.1.2.1 Profil „Fasanerie-1“ (FAS-1)

Das Profil FAS-1 (R ³⁴62915, H ⁵⁵29975; ca. 86,9 m ü. NN) ist aus ca. 180 cm mächtigen, mehrfach geschichteten Hochflutsedimenten aufgebaut, die fluviale Sande überlagern (Abb. 22). Unterhalb von 180 cm u. GOF stehen bis in ca. 245 cm Tiefe wechsellagernde Fein- bis Mittelsande (VI-VIII Gr-Horizont) an. Die Genese dieser Auensande (Sf) ist unklar. Es könnte sich um fluvial umgelagerte Flugsande handeln. Die Basis dieser Sande bzw. der Aufbau des Liegenden war nicht zu erfassen, da Kernverlust die Gewinnung von Sedimenten aus tieferen Schichten verhinderte.

In 140-180 cm Tiefe folgen über den fluvialen Sanden an der Profilbasis zum Hangenden graue (2.5Y4-6/0 – 5Y5-6/1), schwach schluffige Hochfluttone (Tf₁), die im oberen Teil in tonige Lehme übergehen. Ein Kennzeichen dieser sehr feinkörnigen Sedimente, die durch Vergleyung und Ausfällung von Rheinweiß (V Gcor-Horizont) pedogenetisch gekennzeichnet sind, ist der höhere Carbonatgehalt im Vergleich zum Liegenden (Abb. 22; Anh. 1-6).

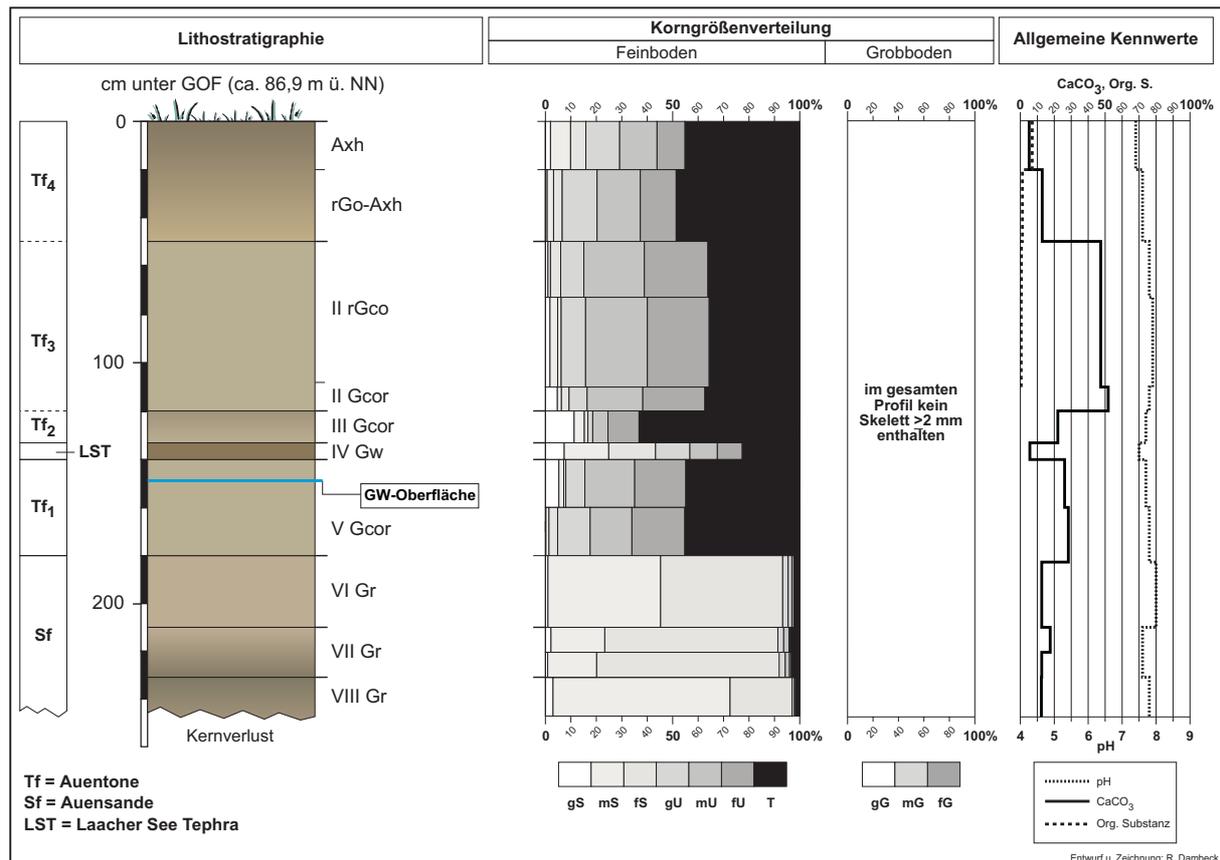


Abb. 22: Lithostratigraphischer Aufbau von Profil FAS-1 – Reliktisch vergleyte Auenpararendzina aus Hochflutsedimenten mit Rheinweiß über Auensanden.

In einer Tiefe von 133-140 cm u. GOF sind die Hochflutsedimente durch die Einschaltung von sandig-lehmigen Ablagerungen unterbrochen. Diese Zwischenlage (IV Gw-Horizont) ist außer an der Körnung auch anhand der dunkelgräulichbraunen Färbung (2.5Y4/2) von den über- bzw. unterlagernden Auentonen zu unterscheiden. Wie die an einer Probe erfolgten Schwermineralanalysen (M. Guddat-Seipel, Frankfurt/M.) belegen, handelt es sich um stark LST-führende Sedimente. Zwar gilt eine gewisse Umlagerung als wahrscheinlich. Jedoch sind die Minerale des LST-Spektrums in der untersuchten Feinsandfraktion (200-63 µm) mit einem Anteil von 97 % vertreten (Tab. 12). Das läßt auf eine eher kurzstreckige Verlagerung zeitnah zum LSE schließen.

Die LST-führende Zwischenlage wird überlagert von grauen (2.5Y6/0) lehmigen Tonen (Tf₂). Darauf folgen oberhalb von 120 cm u. GOF bis in eine Tiefe von 50 cm bräunlichgraue (2.5Y5-6/2 – 5Y6/1), stärker schluffige Auentone (Tf₃). Auffällig ist der sprunghafte Rückgang der Tonanteile im Vergleich zum Liegenden. Gleichwohl sind auch in diesen Sedimenten noch relativ hohe Tonanteile (ca. 35%) zu verzeichnen.

Als oberstes Schichtglied schließen ca. 50 cm mächtige, gräulichbraune (10YR4/1 – 2.5Y4-6/2) schwach schluffige Tone (Tf₄) die Abfolge der verschiedenen fluvialen Schichten

zur Geländeoberfläche hin ab. Die Sedimente in diesem Profildbereich weisen im Vergleich zum Liegenden etwas höhere Tonanteile auf.

Der in den höchsten Partien entwickelte Axh-Horizont belegt eine intensivere bioturbate Beeinflussung der Bodenbildung, während in tieferen Schichten hydromorphe Einflüsse (z.B. II rGco-, III Gcor-Horizonte) dominieren. Als Bodentyp ist an diesem Standort eine reliktsch vergleyte Auenpararendzina entwickelt.

Tab. 12: Ergebnisse der Schwermineralanalysen an Profil FAS-1.

Tiefe [cm]	Fazies	Horizont	LST-Mineraie			„Rheinschwer- minerale“			Sonstige Schwerminerale					OP	AL
			BH	TI	AU	GR	E/Z	GH	TU	ZI	RU	SO	Σ		
			1, 2 Anteile in Stück-%										Stück		
133-140	LST	IV Gw	30	2	65	(+)	1	(+)	(-)	(-)	(-)	(-)	237	5	(-)

BH = Braune Hornblende, TI = Titanit, AU = Augit/Ägirinaugit, GR = Granat, E/Z = Epidot/Zoisit, GH = Grüne Hornblende, TU = Turmalin, ZI = Zirkon, RU = Rutil, SO = Sonstige, OP = Opak, AL = Alterit

¹(+) = Anteil ≤1%, (-) Anteil nicht nachgewiesen

²Die Prozentangaben der opaken Minerale und Alterite beziehen sich auf 100 % durchsichtige Minerale

7.1.2.2 Profil „Auf Esch-1“ (ECH-1)

Das von K. Sojka bearbeitete Profil ECH-1 (R ³⁴62485, H ⁵⁵29540; ca. 87,0 m ü. NN) wurde S der Ortslage von Dornberg am Rande des „Osterbruches“ aus dem vermoorten jüngsten Altlauf des Bergstraßen-Neckars geborgen (Abb. 21; Abb. 23). Die in unmittelbarer Nähe zum ehemaligen römischen Kastell-Vicus „Auf Esch“ (KAENEL & WENZEL 2000) gelegene Lokalität befindet sich in der N-Fortsetzung der morphologisch jüngsten Paläorinne des Bergstraßenlaufes, in der auch die in Kapitel 7.1.1.1.1 abgehandelte Örtlichkeit BRK-1 liegt.

An der Basis von Profil ECH-1 stehen kiesführende Mittelsande (RF_{SS}) in einer Tiefe von 198-221 cm u. GOF an. Das Hangende (148-195 cm u. GOF) dieser fluvialen Sande bilden Niedermoortorfe (Hn₁). Der Wechsel von minerogener zu organogener Sedimentation erfolgt relativ abrupt in einem ca. 3 cm mächtigen Durchmischungsbereich, den SOJKA (2002: 28) als „Torf-Sand-Übergangshorizont“ deutet. Überlagert werden die Torfe von schluffig-tonigen Altlauffazies (AF_{Tf-1}), bevor oberhalb von 131 cm u. GOF bis in eine Tiefe von 83 cm erneut Niedermoortorfe (Hn₂) anstehen. In diese obere Torfschicht sind wiederum schluffig-tonige Altlauffazies (AF_{Tf-2}) eingeschaltet. Nach sedimentologischen und palynologischen Befunden ist die in einer Tiefe von 113-122 cm u. GOF ausgebildete Zwischenlage jedoch vermutlich den als AF_{Tf-1} bezeichneten Sedimenten zuzurechnen. SOJKA (ib.) hält es für wahrscheinlich, daß der obere Teil der schluffig-tonigen Ablagerungen, d.h. die als AF_{Tf-2} benannte Lage, „mit dem hangenden Torf erst später verwürgt wurde“ (schriftl. Mitt. K. Sojka, Frankfurt/M.).

In einer Tiefe von 83 cm u. GOF setzt die Torfbildung aus. Darüber folgen im Bereich von 56-83 cm u. GOF mineralische Sedimente, die aufgrund von Resten römischer Keramik als römerzeitliche Kulturschicht (M_1) zu deuten sind. Das Hangende (23-56 cm u. GOF) bilden kolluviale Ablagerungen. SOJKA (2002: 28) bezeichnet diese Ablagerungen als „*mineralische Überdeckung*“. Die oberste Schicht („k.A.“), mit der die Profilabfolge zur Geländeoberfläche hin abschließt, wurde von SOJKA (ib.) nicht näher beschrieben (Abb. 23).

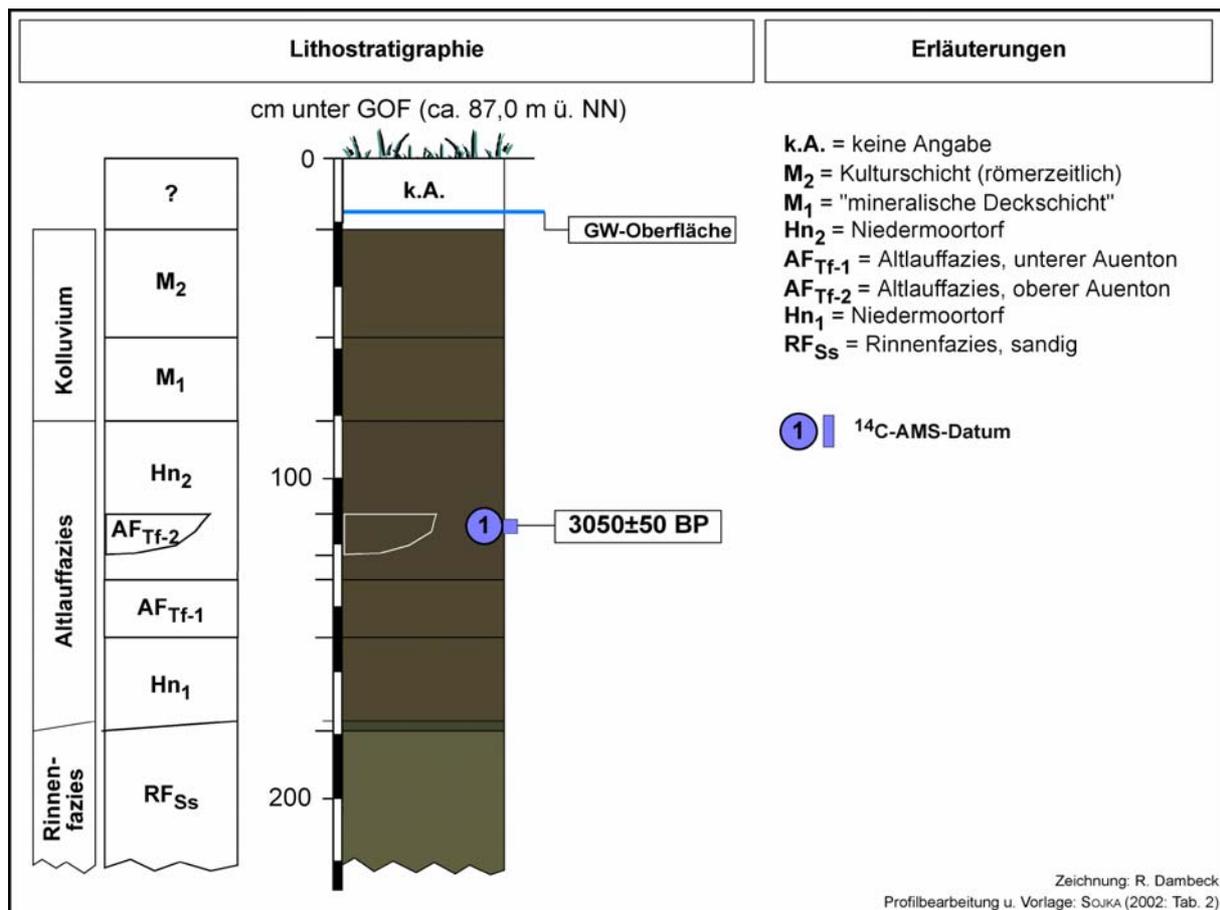


Abb. 23: Lithostratigraphischer Aufbau von Profil ECH-1 – Kolluvial überdeckte Niedermoor- torfe über sandiger Rinnenfazies (SOJKA 2002; verändert).

Palynostratigraphisch ist die Abfolge der verschiedenartigen Sedimente aus Profil ECH-1 vollständig in das Holozän einzustufen. Die Ablagerungen im oberen Bereich der sandigen Rinnenfazies sind in das Präboreal zu stellen, die hangenden Niedermoor- torfe (Hn_1) datieren in den Zeitraum des Präboreals und des anschließenden Boreals (SOJKA 2002).

Der lithologische Wechsel von Torfen (Hn_1) zu tonigen Schluffen (AF_{Tf-1}) soll den Beginn des Atlantikums repräsentieren. SOJKA (2002) stellt die schluffig-tonigen Sedimente in das frühe Atlantikum. Damit verbunden ist eine schlechtere Pollenerhaltung im Vergleich zu den Ablagerungen im Liegenden. Die zweite Hälfte des Atlantikums sowie der größte Teil des

Subboreals sind in Profil ECH-1 wahrscheinlich nicht erhalten. SOJKA (2002: 40) vermutet für diesen Zeitabschnitt einen Hiatus im Hangenden der schluffig-tonigen Sedimente (AF_{Tf-1}) und nimmt an, das „Torfwachstum (sei) durch eine Trockenphase im frühen und/oder mittleren Subboreal unterbrochen“ gewesen. Mit dem erneuten Einsetzen der Torfbildung ist danach ab dem späten Subboreal zu rechnen (SOJKA 2002). Diese Aussage stützt SOJKA (ib.) auf das ¹⁴C-Datum von 3050±50 BP (3480-3410 cal. BP), das belegt, daß das Torfwachstum zu diesem Zeitpunkt bereits wieder begonnen hatte (Anh. 4.2).

7.1.3. Untersuchungsgebiet Crumstadt (TK25 6117 Darmstadt-West)

Das Untersuchungsgebiet liegt ca. 1,5 km SE von Riedstadt-Crumstadt im Bereich der vom jüngsten Lauf des Bergstraßen-Neckars abgeschnürten, morphologisch älteren Paläorinne der Mänderschlinge am „Hof Wasserbiblos“ (Abb. 24).

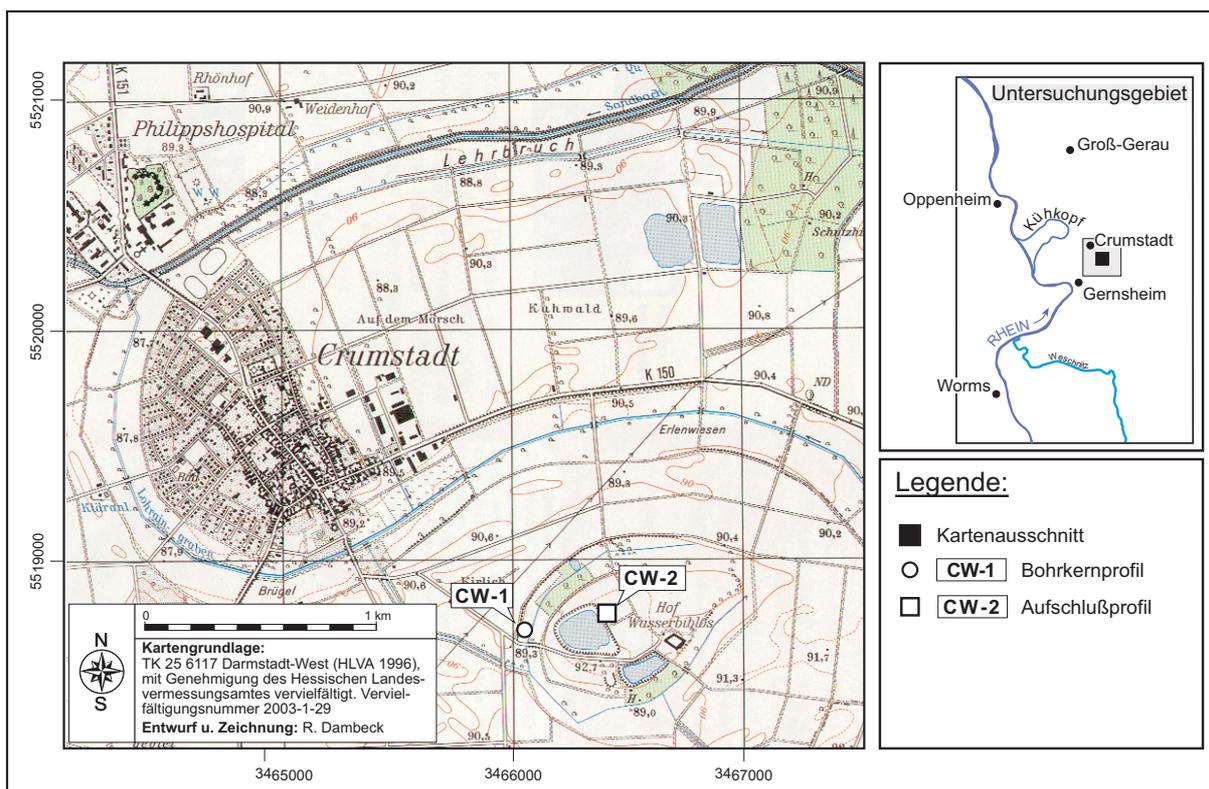


Abb. 24: Lage der Profilstandorte bei Crumstadt (TK25 6117 Darmstadt-West).

Das Profil „Wasserbiblos 1“ (CW-1) ist für die Rekonstruktion der Entwicklungsgeschichte des Bergstraßenlaufes von großer Bedeutung. In dieser Lokalität stehen mehrere Meter mächtige Altlaufsedimente (Niedermoortorfe, Mudden) an, die ein Geoarchiv darstellen, das

die Verlandung dieser Paläorinne über einen längeren Zeitraum dokumentiert (Kap. 7.1.3.1). Da zu erwarten war, daß dieses Profil zeitlich weiter zurückreicht als das Profil BRK-1 (Kap. 7.1.1.1), wurde das Profil CW-1 palynologisch intensiv untersucht (DAMBECK & BOS 2002).

Profil „Wasserbiblos 2“ (CW-2) liegt auf der Umlaufläche des Paläomänders am „Hof Wasserbiblos“ im Bereich der Kiesgrube der Fa. Schellhaas (Crumstadt), ca. 300 m ENE von Profil CW-1 entfernt. Von dort wird eine Abfolge von äolischen und fluvialen Ablagerungen beschrieben (Kap. 7.1.3.2; Abb. 26).

7.1.3.1 Profil „Wasserbiblos-1“ (CW-1)

Profil CW-1 liegt ca. 500 m W vom „Hof Wasserbiblos“ (R ³⁴66 070, H ⁵⁵18 700; ca. 89,0 m ü. NN) im Bogenscheitel einer vom letzten Hauptlauf abgeschnürten, älteren Mänderschlinge des Bergstraßen-Neckars (Abb. 24).

An der Basis (426-600 cm u. GOF) stehen lithofaziell variierende, hellgraue (10YR6/1) bis schwach olivgraue (5Y5-6/2), kiesführende Sande an. Die kiesigen Komponenten deuten darauf hin, daß diese Ablagerungen aus einer Zeit stammen als die Paläorinne noch aktiv durchströmt war. Auf diese sandige Rinnenfazies (RF_{Sg}) folgen zum Hangenden mehrere Meter mächtige Mudden ab. Die Muddesedimentation beginnt in einer Tiefe von 426 cm u. GOF mit vorwiegend schluffig-tonigen Bildungen (F_{mu}), die im unteren Teil graubraun- bis dunkelgrau (2.5Y4/0-2) und im oberen Teil zunehmend schwarz gefärbt (2.5Y2/0) sind. Darin kommen stellenweise feinsandige Laminae vor. In einer Profiltiefe von 280 cm u. GOF gehen diese Sedimente in gräulichbraune (2.5Y4/2) bis olivgraue (5Y4/2) Kalkmudde (F_{mk}) über. Der Sedimentwechsel ist am abrupten Anstieg des CaCO₃-Gehaltes zu erkennen (Abb. 25; Anh. 1-7). Vom Liegenden ist die Kalkdetritusmudde (204-280 cm u. GOF) auch durch den etwas höheren Anteil an organischen Substanzen (i.d.R. 10-20%) und den deutlich höheren Carbonatgehalt (60-85%) zu unterscheiden. An der Obergrenze zum Top ist ein allmählicher Übergang zu bräunlichschwarzen (10YR2/1 – 2.5Y2/0) Niedermoortorfen zu beobachten. Der oberhalb einer Tiefe von 204 cm entwickelte Übergangshorizont (organische Substanz: 19,6-40,0%) läßt aufgrund seiner gräulichbraunen Färbung (10YR2/1 – 2.5Y3-4/2) an der Basis noch deutlich den Einfluß der ausklingenden Kalkmuddebildung erkennen. Nach oben nimmt dieser Horizont einen immer stärker werdenden, torfig-humosen Charakter und eine bräunlichschwarze (10YR2/1 – 5Y2/1) Farbe an. Ab 180 cm Tiefe folgen darüber bis knapp unterhalb der Geländeoberfläche – vor allem in tieferen Partien wenig zersetzte – Torfe (Hn). Den Abschluß der Schichtenfolge bilden schwarze (5YR2.5/1 – 10YR2/1) schluffige Tone (Tu2) bis tonige Lehme (Lt3), die in 0-20 cm Tiefe anstehen. Die signifikante Abnahme der Gehalte an organischer Substanz (Glühverlust: 25,0-31,6%) in der obersten Schicht (M) von

Profil CW-1 dürfte nicht auf die starke Mineralisierung der Niedermoor torfe zurückzuführen sein. Wahrscheinlich handelt es sich um jüngere Hochflutsedimente, die durch die spätere Beackerung (rAp-Horizont) einer Durchmischung mit Material des Liegenden unterlagen.

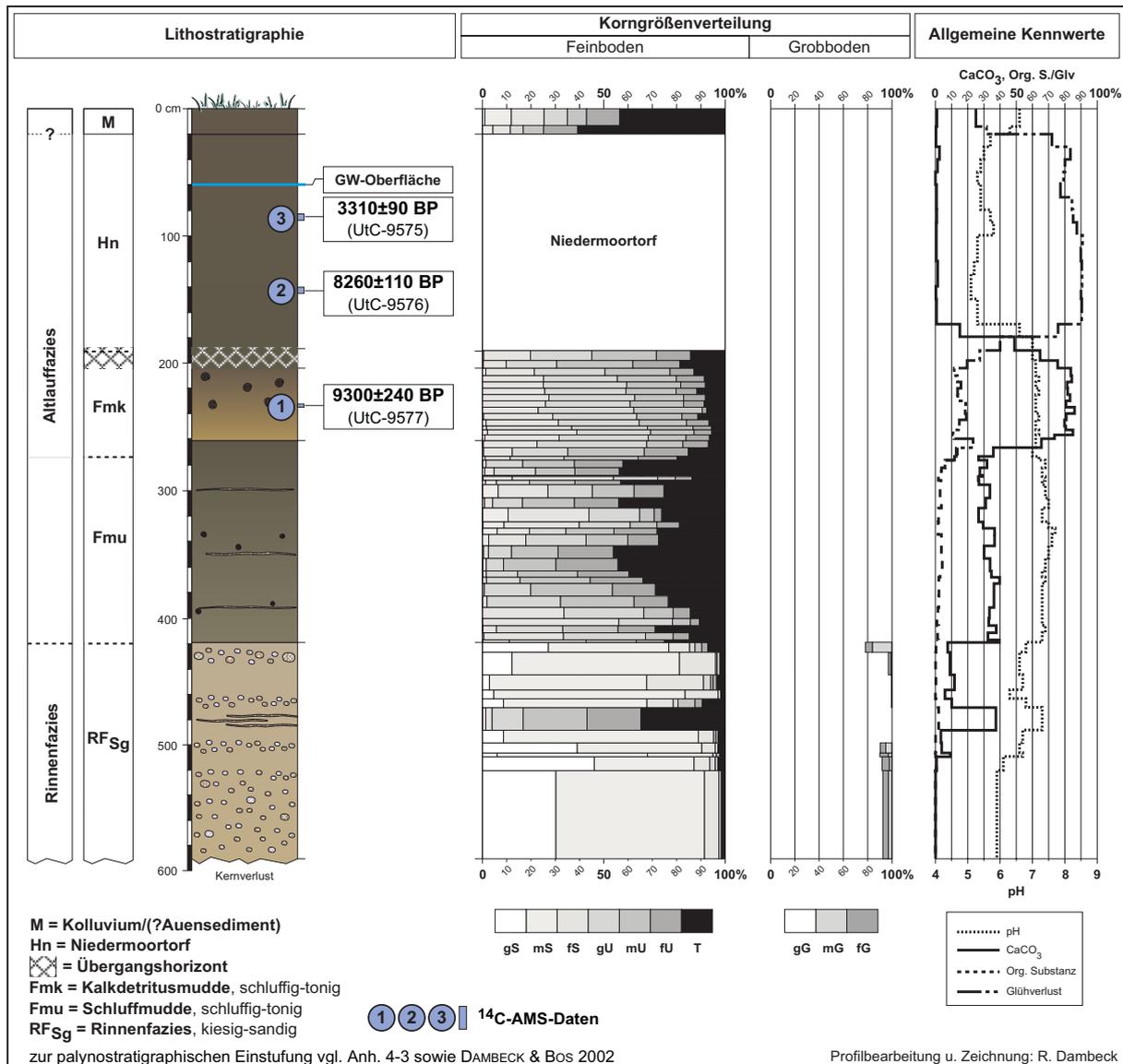


Abb. 25: Lithostratigraphischer Aufbau von Profil CW-1 – Niedermoor über Mudden über kiesig-sandiger Rinnenfazies.

Palynologische Befunde aus dem unteren Teil (tiefer als 314 cm u. GOF) der Schluffmudde (F_{mu}), die das Vorkommen typischer spätglazialer Arten, wie z.B. Wacholder (*Juniperus*), Zwergbirke (*Betula nana*) und Silberwurz (*Dryas octopetala*) sowie hohe NBP-Werte (bis zu 20%) belegen, deuten auf eine Ablagerung in der Jüngeren Dryas hin (DAMBECK & BOS 2002). Dafür sprechen auch flußtransportierter Pollen und Zeigerarten für langsam fließende Gewässer, die vermuten lassen, daß die Paläorinne zu dieser Zeit entweder noch aktiv war

oder zumindest zeitweise von Hochwässern erreicht wurde. Oberhalb von 314 cm u. GOF setzen diese Nachweise aus. Möglicherweise kommt darin die Zerteilung der Jüngerer Dryas in einen feuchteren, flußdynamisch aktiveren ersten Teil und einen etwas trockneren zweiten Abschnitt zum Ausdruck, wie dies schon in anderen Gebieten nachgewiesen wurde (ANDRES et al 2001, BOS 1999, URZ 1995). Die endgültige Abschnürung und die Verlandung der Paläorinne erfolgten ebenfalls noch in diesem Zeitabschnitt (SCHWEIZER & KALIS 2002).

Nach pollenanalytischen Erkenntnissen aus Profil CW-1 endete auch die Bildung von Schluffmudde (F_{mu}) noch in der Jüngerer Dryas, spätestens jedoch im Präboreal. Darauf setzte die Sedimentation von laminiertem Kalkdetritusmudde (F_{mk}) ein. Einen Hinweis zur chronostratigraphischen Stellung dieser Kalkmudde liefert das ^{14}C -AMS-Datum (UtC-9577) von 9300 ± 240 BP (11060 - 10210 cal. BP) aus einer Tiefe von 232,5-235,0 cm u. GOF (Anh. 2). Vorkommen von Wasserpflanzen (z.B. *Nymphaea alba*) lassen für diesen Zeitraum auf einen Altlaufsee und fluvilimnisches Milieu schließen (Anh. 4-3).

Palynostratigraphischen Einschätzungen zufolge, hielt die Bildung der Kalkdetritusmudde bis in das Boreal an (DAMBECK & BOS 2002). Im Anschluß begann das Torfwachstum. Für die Niedermoortorfe liegt aus einer Tiefe von 140,0-145,0 cm u. GOF ein ^{14}C -AMS-Alter (UtC-9576) von 8260 ± 110 BP (9425 - 9030 cal. BP) vor. Dieses Datum fällt in die Zeit nach dem borealen Haselmaximum, daß in Profil CW-1 mit Werten von 80% sehr gut ausgeprägt ist. Zudem zeichnet sich die Einwanderung von Laubgehölzen ab (SCHWEIZER & KALIS 2002; Anh. 4-3).

Die weitere Verlandungsgeschichte der Paläorinne ist gegenwärtig noch nicht vollständig rekonstruierbar. Zur Entwicklung ab dem Atlantikum liegen keine abschließend diskutierten Erkenntnisse vor. Nach palynologischen Befunden ist in den Torfen ein ausgeprägter Hiatus zu vermuten, der den Zeitabschnitt vom späten Boreal bis zum späten Subboreal umfaßt (DAMBECK & BOS 2002). Diese Einschätzung stützt sich u.a. auf die Datierung pflanzlicher Makroreste aus einer Tiefe von 82,5-87,5 cm u. GOF, die ein ^{14}C -AMS-Alter (UtC-9575) von 3310 ± 90 a BP (3680 - 3410 cal BP) erbrachten (DAMBECK & BOS 2002: Abb. 4; Abb. 25). Das Atlantikum ist danach in den Niedermoortorfen nicht nachweisbar. Torfwachstum setzt dort nach Meinung von DAMBECK & BOS (2002) erst wieder im späten Subboreal ein. Für einen Hiatus bzw. eine Unterbrechung der organogenen Sedimentation in Profil CW-1 ließen sich jedoch keine sedimentologischen Hinweise finden.

Im Unterschied zu DAMBECK & BOS (2002), vertreten SCHWEIZER & KALIS (2002) nicht die Ansicht in den Niedermoortorfen aus Profil CW-1 sei eine „Schichtlücke“ ausgeprägt. Diese Autoren gehen vielmehr davon aus, daß die Torfablagerungen im Tiefenbereich zwischen 20-85 cm u. GOF zeitlich in das Atlantikum zu stellen sind und die natürliche Profilabfolge durch den in 0-20 cm Tiefe ausgebildeten Pflughorizont gekappt wurde. Als Indizien für die Einstufung in das Atlantikum sind die Einwanderung von Fichte (*Picea*) und die relativ hohen

Werte von Linde (*Tilia*) oberhalb einer Tiefe von 82,5 cm anzusehen (SCHWEIZER & KALIS ib.) Zudem weisen erhöhte Pollenwerte der Esche (*Fraxinus*) in diesem Profilabschnitt auf einen zunehmenden anthropogenen Einfluß im Atlantikum hin.

Dem aus einer Tiefe von 82,5-87,5 cm u. GOF vorliegenden ^{14}C -Datum von 3310 ± 90 a BP (Abb. 25) begegnet SCHWEIZER kritisch. Es sei nicht auszuschließen, daß dieses Alter durch von oben in die tieferen Schichten gelangtes, jüngeres organisches Material beeinflusst worden sei (pers. Mitt. Dr. A. Schweizer, Frankfurt/M.).

7.1.3.2 Profil „Wasserbiblos-2“ (CW-2)

Das Profil CW-2 (R $^{34}66370$, H $^{55}18750$; ca. 92,0 m ü. NN) befindet sich am NE-Rand des Kiesgrubengeländes der Fa. Schellhaas (Abb. 24). Hier ist eine Sequenz von vorwiegend stark sandigen Sedimenten aufgeschlossen (Abb. 26; Anh. 1-8).

An der Profilbasis (110-170 cm u. GOF) stehen hellbraune (10YR6-7/3) Auensande (Sf) an, in denen ein reliktsch vergleyter Rheinweiß-Horizont (III rGco, III rG(c)o) ausgebildet ist. Oberhalb einer Profiltiefe von 110 cm folgen auf die feinsandigen Mittelsande rötlichbraune (7.5YR5/4) Sande ab, die im Unterschied zum Liegenden, deutlich höhere Mittelsand- und auch Tonanteile führen. Im Gelände wurden diese Sande als Hochflutsande angesprochen. Die Ergebnisse der granulometrischen Laboranalysen lassen jedoch vermuten, daß es sich um Flugsande (Sa) oder kurzstreckig fluviatil umgelagerte Flugsande (?umgelagerter Flugsand sensu KUPFAHL et al. 1972b) handelt. Dafür spricht, daß diese Sedimente eine ähnliche Korngrößenzusammensetzung aufweisen, wie die Dünensande im Flugsandgebiet „Heißfeld“ (Kap. 7.1.1.2).

Der erhöhte Tongehalt ist pedogenetisch bedingt und korrespondiert mit dem in diesen Sedimenten entwickelten sandig-tonigen rGo-Sd*Bt-Horizont. Als Indizien der Bodenbildung sind auch die Färbung, das schwach subpolyedrische Gefüge, der fehlende Carbonatgehalt und der etwas höhere Aktivitätsgrad zu werten. Die Körnungsunterschiede im Vergleich zu den hangenden bzw. liegenden Straten deuten darauf hin, daß dieser Bt-Horizont in einer eigenständigen geologischen Schicht entwickelt ist. Der Verlauf der Horizontgrenzen variiert. Im mittleren Teil des Profilaufschlusses ist die Obergrenze in ca. 60 cm Tiefe ausgeprägt. Nach SE reicht der Bt-Horizont bis an die Geländeoberfläche heran und zeigt dort auch nur noch geringe Merkmale von Pseudovergleyung.

In den obersten 60 cm der Schichtenabfolge in Profil CW-2 stehen kolluvial oder äolisch umgelagerte, gräulichbraune (10YR4-6/3), schwach lehmige Sande (M) an. Punktuell in den Sedimenten enthaltene Ziegelreste, sind als Hinweis für die anthropogene Beeinflussung der Substratgenese zu werten. Die Ablagerungen sind pedogenetisch überprägt. Im unteren Teil

des reliktschen Pflughorizontes (rAp-Bbt+Bv) ist eine schwache Feinbänderung erkennbar, die auf junge Verlagerungsprozesse hindeutet.

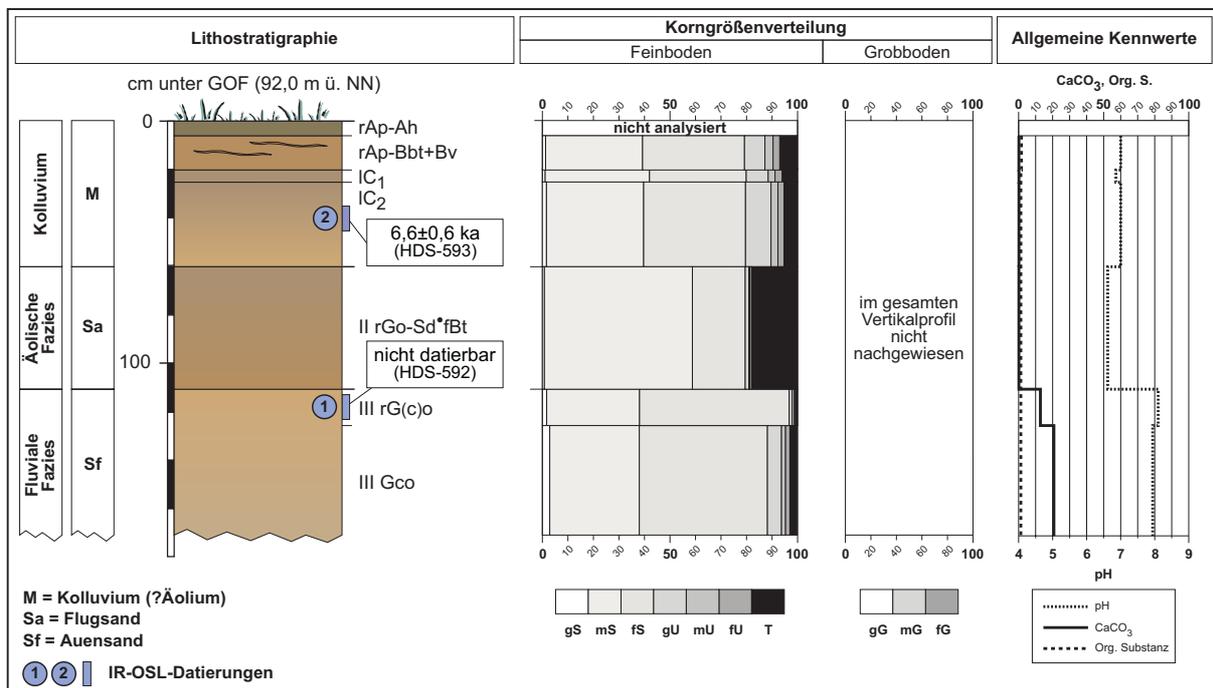


Abb. 26: Lithostratigraphischer Aufbau von Profil CW-2 – Kolluvial überdeckte erodierte Parabraunerde aus Flugsand über Terrassensanden mit Rheinweiß.

Zur stratigraphischen Einstufung von Profil CW-2 wurden zwei Proben aus dem IC₂-Horizont bzw. dem III rG(c)o-Horizont für IR-OSL-Datierungen gewonnen (Anh. 3). Die Probe aus dem umgelagerten Flugsand (IC-Horizont; HDS-593) lieferte ein Alter von 6,6±0,6 ka und datiert somit in den Übergangszeitraum vom späten Atlantikum bis zum frühen Subboreal. Für die Auensande an der Profilbasis (III rG(c)o-Horizont) konnte kein IR-OSL-Alter ermittelt werden. Diese Probe befand sich „in Sättigung“ und war nicht zu datieren (schriftl. Mitt. Dr. B. Mauz, jetzt Liverpool; Abb. 26).

7.2 „Höchste Auenterrasse“ des nördlichen Oberrheines *sensu* ROSENBERGER et al. (o.J.)

7.2.1 Flugsandgebiet „Sandwoog“ bei Eich/Rhh.

Das linksrheinische Dünengebiet „Sandwoog“ bei Eich/Rhh. (TK25 6216 Gernsheim; KEß et al. 1999) stellt ein inselartiges Flugsandvorkommen auf der „Höchsten Auenterrasse“ *sensu* ROSENBERGER et al. (o.J.) dar. Die Untersuchungen konzentrierten sich auf den geologisch-

sedimentologischen Aufbau und die Altersstellung der Flugsande in diesem Dünengebiet, den Bildungszeitraum der Hochflutsedimente der umgebenden Terrassenflächen sowie die pedogenetische Überprägung dieser Ablagerungen. Der Verlauf eines idealtypischen Dünenquerprofils und die Lage ausgewählter Untersuchungsstandorte sind in Abb. 27 dargestellt.

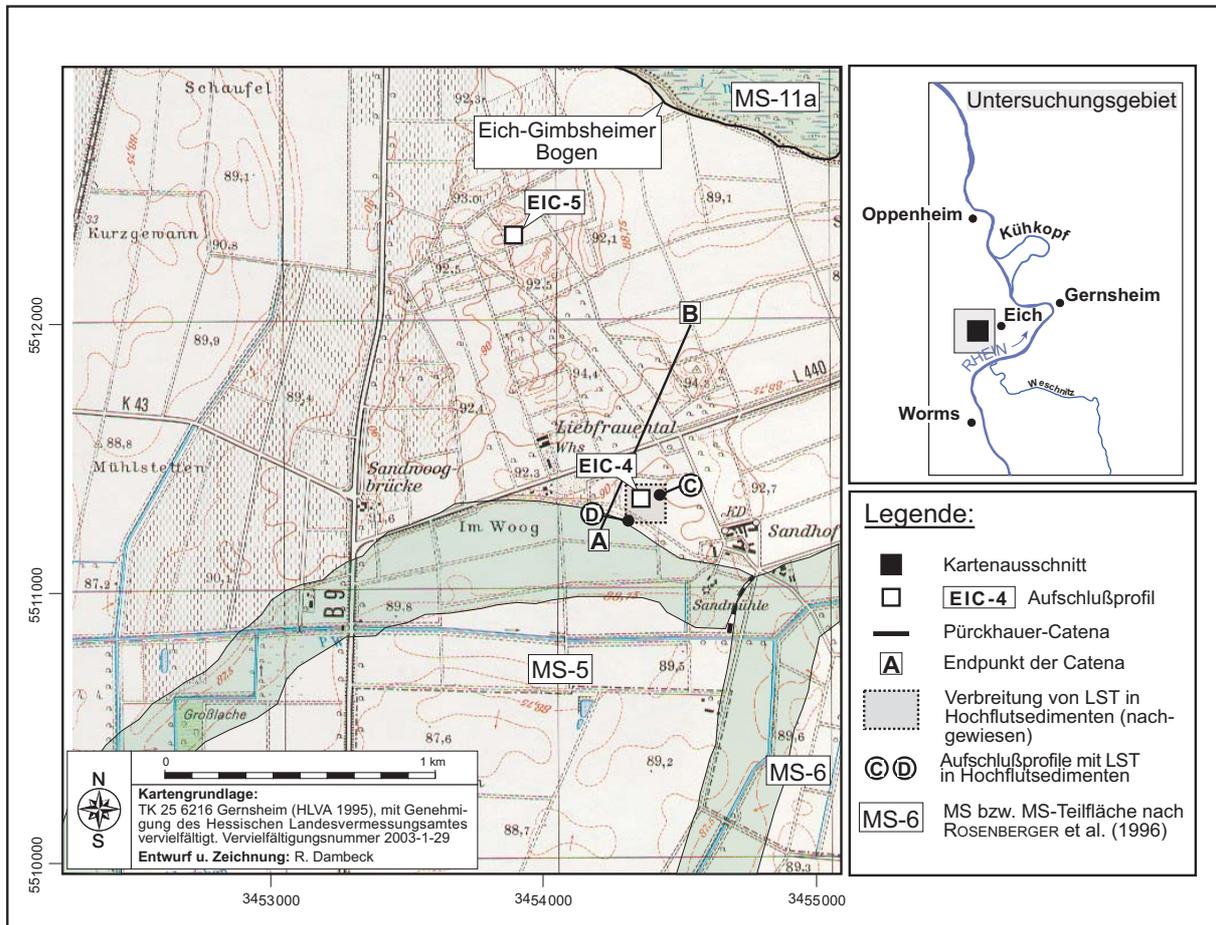


Abb. 27: Lage ausgewählter Untersuchungsstandorte im Flugsandgebiet „Sandwoog“ bei Eich/Rhh. (TK 25 6216 Gernsheim).

Das ca. 2,5 km² große Flugsandgebiet „Sandwoog“ bei Eich ist gekennzeichnet von einem unregelmäßigen Dünenrelief, daß sich mit Geländehöhen von 90,0-94,4 m ü. NN gegenüber der umgebenden mit Hochflutablagerungen bedeckten Fläche der „Höchsten Auenterrasse“ (88,5-90,0 m ü. NN) heraushebt. Die Lagerungsverhältnisse sind nicht abschließend geklärt. Es ist unklar, ob die Hochflutsedimente einem Dünenkern randlich auflagern oder flächenhaft im Liegenden der Flugsandbasis anstehen. Letzteres ist nach systematischen Kartierungen zur Ermittlung der Sediment- und Bodenverhältnisse des „Sandwoog“ als wahrscheinlicher anzusehen. Im Rahmen von mehr als einhundert 2m-Pürckhauer-Bohrungen konnten die äolischen Sande i.d.R. durchteuft und Hochflutsedimente erbohrt werden (pers. Mitt. stud.

cand. R. Keß, Flörsheim). Darauf deuten auch die eigenen Beobachtungen an verschiedenen Profilen in der näheren Umgebung des „Sandhofes“ hin, wo im Liegenden der Flugsande stets Hochflutablagerungen vorkommen. In Abbildung 28 ist der idealtypische Sedimentaufbau der Dünen und das räumliche Bodenverteilungsmuster dargestellt. Die geographische Lage des Querprofils entspricht dem Verlauf von Catena A-B in Abbildung 27.

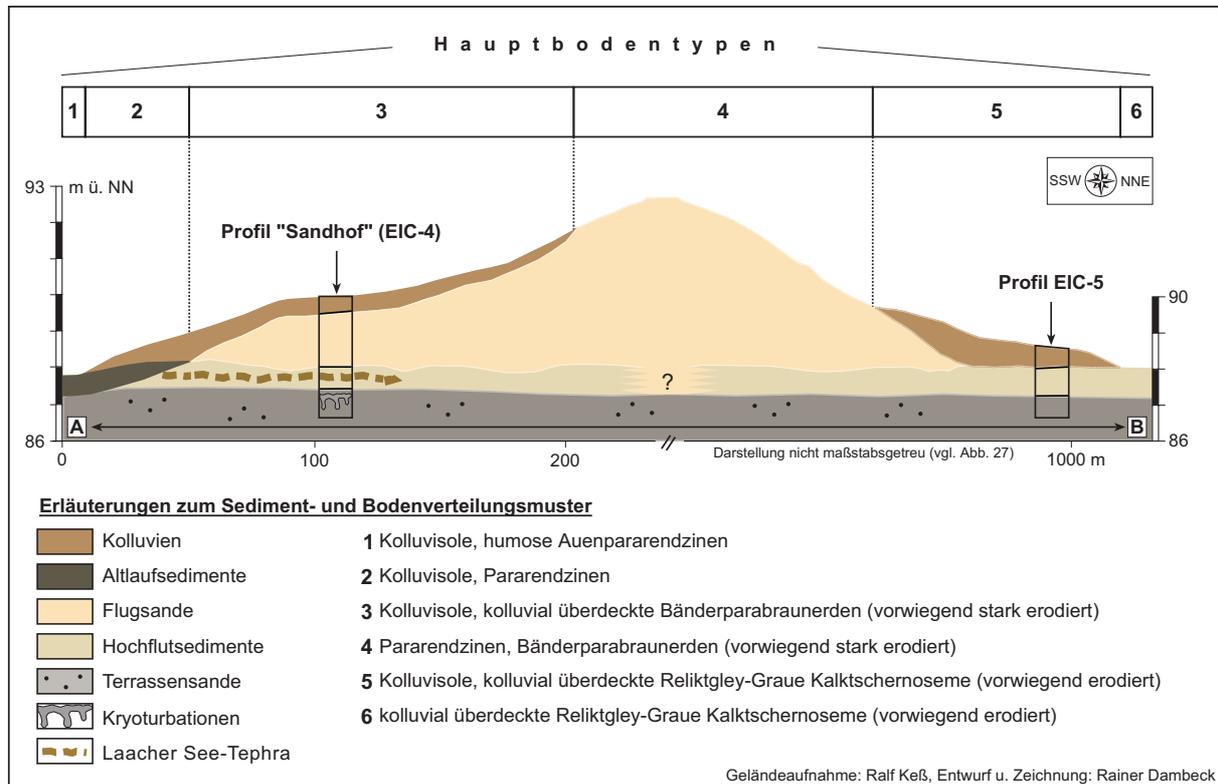


Abb. 28: Schematisches Querprofil der Sediment- und Bodenverhältnisse im Flugsandgebiet „Sandwoog“ (KEß et al. 1999; verändert).

Die Ergebnisse der Sediment- und Bodenkartierung im Flugsandgebiet „Sandwoog“ deuten auf eine substratabhängige Bodenentwicklung hin (KEß et al. 1999). Bänderparabraunerden stellen typische Bodenbildungen der Dünenstandorte dar (Abb. 28: BE 4). Die charakteristische Bänderung des Unterbodens in Form rötlichbrauner Tonbänder greift i.d.R. bis zu mehrere Meter tief in den Untergrund. Stellenweise reicht die Bänderbildung bis an die Flugsandbasis heran, wo einzelne Bänder über den extrem kalkhaltigen Hochflutsedimenten im Liegenden zusammenlaufen und die bänderförmigen Tonanreicherungen größere Mächtigkeit erreichen (Abb. 29).

Die Oberböden dieser ursprünglichen Flugsandprofile sind i.d.R. nicht erhalten. Wie die Untersuchungen belegen, wurden die Bänderparabraunerden örtlich bis auf die kalkhaltigen Flugsande abgetragen. Daher kommt an Erosionsstandorten verbreitet (Kulto-)Pararendzina (Ap – Cc) vor (KEß et al. 1999).

Als ein Indiz für die starke Bodenerosion innerhalb des „Sandwoog“ ist die flächenhafte und reliefunabhängige Verbreitung von Kolluvium zu werten (Abb. 28). Dort wo das kolluvial umgelagerte Bodenmaterial infolge einer Totalerosion der erodierten Bänderparabraunerden den anstehenden Flugsanden direkt auflagert sind ebenfalls (Kulto-)Pararendzinen bzw. ab einer Kolluvienmächtigkeit von ≥ 40 cm sogar Kolluvisole (Ap – M – II Cc) entwickelt.

Jenseits der Verbreitungsgrenze der Flugsandvorkommen des „Sandwoog“ ändern sich die Sediment- und Bodenverhältnisse. Für die das Dünengebiet umgebende, mit vorwiegend sandig-lehmigen Hochflutsedimenten bedeckte Fläche der „Höchsten Auenterrasse“ *sensu* ROSENBERGER et al. (o.J.) sind im Untergrund reliktsch vergleyte Graue Kalktschernoseme pedogenetisch kennzeichnend (vgl. auch HlFB 1990, ROSENBERGER & WEIDNER 1995). In der Umgebung des „Sandwoog“ sind diese Reliktböden auch in Randbereichen zu finden, wo kolluvial umgelagerte Sedimente die Hochflutablagerungen überdecken (Abb. 28). Als Beispiel sei auf Profil EIC-5 (Kap. 7.2.1.2) verwiesen, wo eine derartige Bodenbildung unter mehrfach geschichteten Kolluvien erhalten ist (Abb. 30).

Im Unterschied dazu, sind in den Kernabschnitten des „Sandwoog“ keine Anzeichen von Tschernosemgenese in den mit Flugsand überdeckten Hochflutsedimenten zu beobachten. An diesen Standorten sind die fluvialen Ablagerungen i.d.R. stark hydromorph beeinflusst und infolge von sekundären Carbonatausfällungen mit Rheinweiß überprägt. Es fehlen jedoch die pedogenetischen Merkmale (z.B. A_h-Horizont) einer Bodenentwicklung zum Tschernosem in diesen Profilvereichen. Das ist u.a. am Beispiel von Profil „Sandhof-4“ (EIC-4) zu belegen, dessen Profilaufbau im nachfolgenden Kap. 7.2.1.1 beschrieben wird.

7.2.1.1 Profil „Sandhof-4“ (EIC-4)

Die Profillokalität „Eich Sandhof-4“ (EIC-4; R ³⁴54 360, H ⁵⁵11 325; ca. 90,7 m ü. NN) befindet sich ca. 3,5 km N des aktuellen Rheinlaufes, im Randbereich der „Höchsten Auenterrasse“ zu der ca. 100 m weiter S angrenzenden Rheinaue (Abb. 27; Abb. 29). Das im Rahmen der Diplomarbeit von R. Keß (Flörsheim) bearbeitete Profil EIC-4 wird von verschiedenartigen spätglazialen Ablagerungen (Terrassensande, Hochflutsedimente, Flugsande) aufgebaut, die kolluvial überdeckt sind. Für die Rekonstruktion der spätglazialen Landschaftsentwicklung am nördlichen Oberrhein nimmt das Profil eine Schlüsselposition ein. Zu begründen ist dies mit dem Vorkommen einer in die Hochflutsedimente eingeschalteten Lage von LST, die in der Umgebung der Lokalität EIC-4 verbreitet auf einer Fläche von ca. 1 ha nachgewiesen werden konnte (Abb. 27). Nach derzeitigem Kenntnisstand repräsentiert die Schichtenfolge an diesem Standort die kompletteste Sedimentsequenz für das Spätglazial im nördlichen Oberrheingebiet (KEß et al. 1999).

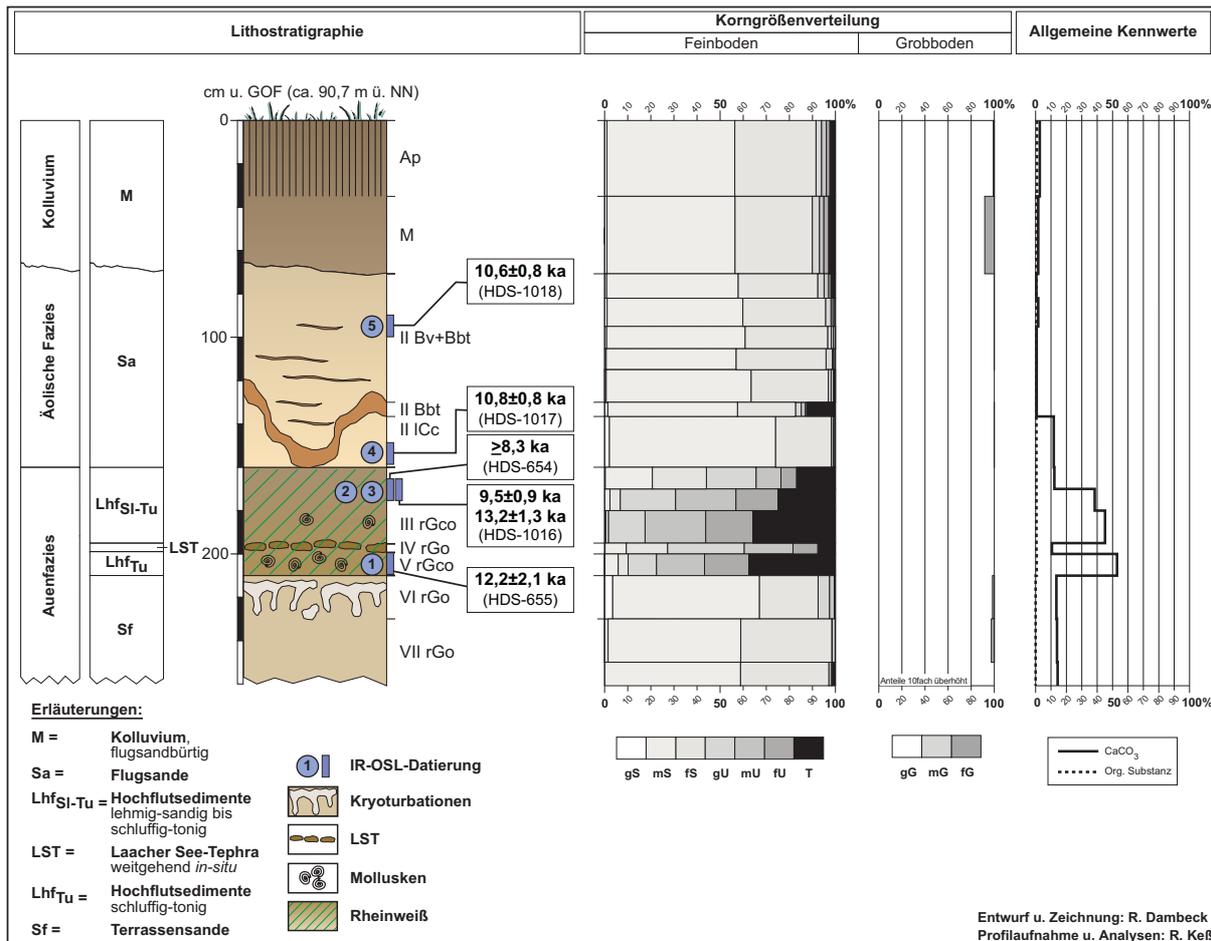


Abb. 29: Lithostratigraphischer Aufbau von Profil EIC-4 – Kolluvial überdeckte erodierte Bänderparabraunerde aus Flugsand über Hochflutsedimenten mit Rheinweiß und Laacher See-Tephra über Terrassensanden.

An der Basis (210-260 cm u. GOF) von Profil EIC-4 stehen hellbraune (10YR7/3) fluviatile Sande (Sf) an. Im oberen Teil dieser sehr schwach feinkiesigen, feinsandigen Mittelsande ist ein durch kryoturbate Prozesse entstandener „Tropfenboden“ (VI rGo) entwickelt (Abb. 29). Dieser Kryoturbationshorizont stellt einen Indikator für die an diesem Standort einst zeitweise vorherrschenden periglaziären Klimaverhältnisse mit Permafrostbedingungen dar. Oberhalb einer Profiltiefe von 210 cm u. GOF folgen auf die sandigen Ablagerungen gräulichbraune (2Y5/2) bis helloliv (5Y6/3) gefärbte, schluffig-tonige bis tonig-schluffige Hochflutsedimente (LhfSi-Tu, LhfTu), die mit Rheinweiß (III rGco, V rGco) intensiv überprägt sind. In einer Tiefe von ca. 195 cm u. GOF ist in diese extrem carbonathaltigen Sedimente (CaCO₃: ≤52,9%) eine sandig-schluffige Lage von weitgehend *in-situ* erhaltener LST eingeschaltet. Das es sich um Aschen des Laacher See-Vulkans handelt, daß belegen die Schwermineralanalysen, die den Nachweis des charakteristischen LST-Spektrums in dieser Schicht erbrachten (Tab. 13). Nach den schwermineralogischen Untersuchungen (M. Guddat-Seipel, Frankfurt/M.) liegt der

Anteil der für die LST typischen Schwermineralgesellschaft von Augit, Brauner Hornblende und Titanit bei 97%. Diese „Reinheit“ im Schwermineralspektrum ist als ein weiteres Indiz für die vermutete Erhaltung der LST in nahezu ungestörter Lagerung zu werten.

Tab. 13: Ergebnisse der Schwermineralanalysen an LST in Profil EIC-4.

Tiefe [cm]	Fazies	Horizont	LST-Mineraie			„Rheinschwer- minerale“			Sonstige Schwerminerale						
			BH	TI	AU	GR	E/Z	GH	TU	ZI	RU	SO	Σ	OP	AL
			^{1,2} Anteile in Stück-%											Stück	Stück-%
188-198	LST	IV rGo	49	5	43	(+)	1	(+)	(-)	(-)	(-)	(-)	223	17	k.A.

BH = Braune Hornblende, TI = Titanit, AU = Augit/Ägirinaugit, GR = Granat, E/Z = Epidot/Zoisit, GH = Grüne Hornblende, TU = Turmalin, ZI = Zirkon, RU = Rutil, SO = Sonstige, OP = Opak, AL = Alterit
¹(+) = Anteil ≤1%, (-) Anteil nicht nachgewiesen
²Die Prozentangaben der opaken Minerale und Alterite beziehen sich auf 100 % durchsichtige Minerale

Die dunkelgräulich- bis olivbraungefärbte (2.5Y4/2-4) LST war in der näheren Umgebung von Profil EIC-4 auch noch an zwei weiteren Standorten (vgl. C, D in Abb. 27) am S-Rand des „Sandwoog“ aufgeschlossen. Allerdings ist die bandartig ausgeprägte LST-Lage stellenweise unterbrochen. Zwar läßt die punktuelle Unterbrechung der ≤5 cm mächtigen Aschenlage auf eine gewisse postsedimentäre Umlagerung schließen. Die LST-Lage ist jedoch über eine größere Fläche in nahezu gleichbleibender Mächtigkeit und Erhaltung nachzuweisen, so daß eine relativ zeitnah zum LSE erfolgte Überdeckung mit Hochflutsedimenten anzunehmen ist (DAMBECK & SABEL 2001).

Zum Top der Hochflutsedimente ist eine graduelle Kornvergrößerung feststellbar, so daß in den höchsten Partien dieser Ablagerungen sandige Bodenarten vorherrschen (Anh. 1-9). In einer Tiefe von 160 cm u. GOF ist erneut eine deutliche Schichtgrenze ausgebildet. Es folgen zum Hangenden ca. 80 cm mächtige, hellgräulichbraune (10YR6/3–7/2) Flugsande (Sa). In diesen feinsandigen Mittelsanden (mSfs) ist eine Bänderparabraunerde (II Bv+Bbt-Horizont) entwickelt. Die rötlichdunkelbraunen (5YR4/4 – 7.5YR5/6) sandig-tonigen Bänder laufen an der Basis der Dünen sande in einem relativ kompakten Tonanreicherungshorizont (II Bbt-Horizont) über dem kalkhaltigen Flugsand (II ICc-Horizont) im Untergrund zusammen (Abb. 29). Stellenweise greift die Bänderung tiefer und reicht dort bis zur Liegendgrenze der äolischen Sande. Wie an carbonatischen Einsprenkelungen im II Bbt-Horizont zu erkennen ist, wurde dieser Horizont später – vermutlich in Zusammenhang mit der Rheinweißbildung in den liegenden Hochflutsedimenten (III und V rGco-Horizonte) – sekundär aufgekalkt.

Die oberste Schicht in Profil EIC-4 wird von gräulichbraunem (10YR4/2–5/3) Kolluvium (M-Horizont) aufgebaut. Nach Aussage von Keß könnte das umgelagerte Flugsandmaterial an diesem Standort auch durch Rigolen in Verbindung mit dem Anbau von Sonderkulturen entstanden sein (pers. Mitt. stud. cand. R. Keß, Flörsheim).

Zur Altersstellung von Profil EIC-4 durchgeführte IR-OSL-Datierungen lieferten teilweise sehr unpräzise Altersangaben (Anh. 3). Die Hochflutsedimente im Liegenden der LST wurden auf ein Alter von 12,2±2,1 ka (HDS-654) datiert. Eine exakte Einstufung des Probenalters in eine der Chronozonen des Spätglazials ist aufgrund der großen Fehlerschwankung nicht möglich.

Die zeitlich genaue Einstufung der oberhalb der LST anstehenden Hochflutablagerungen ist ebenfalls schwierig. Für diese Sedimente liegen unterschiedliche Daten vor. Unter diesen ist das Datum von >8,3 ka (HDS-655) am wenigsten aussagekräftig. Dieses Minimumalter lässt eine präzise zeitliche Einstufung nicht zu. Daher wurde zu einem späteren Zeitpunkt eine erneute Altersbestimmung vorgenommen. Die „Nachdatierung“ ergab unterschiedliche Alter für die Probe HDS-1016. Die Datierung der Quarz-Grobkorn-Fraktion mittels BG-OSL lieferte mit 13,2±1,3 ka ein spätglaziales Datum. IR-OSL-Messungen an der Feinsandfraktion dieser Probe ergaben dagegen ein Alter von 9,5±0,9 ka, das zeitlich in das frühe Holozän einzuordnen ist (Kap. 6.3; Anh. 3).

Holozäne Sedimentalter wurden auch für die Flugsande ermittelt. Für die Probe von der Flugsandbasis ergab sich ein Alter von 10,8±0,8 ka (HDS-1017). Die in einer Profiltiefe von 95 cm u. GOF entnommene Sedimentprobe aus den oberen Partien der äolischen Sande ist mit 10,6 ± 0,8 ka (HDS-1018) nur unwesentlich jünger einzustufen (Abb. 29).

Die Hochflutsedimente führen fossilen Molluskenschill, dessen Hauptkonzentration im unteren Teil dieser Ablagerungen (Probe 2; Tab. 14), d.h. im Liegenden der LST auftritt (schriftl. Mitt. J. Wedel, HLUG). Die Zusammensetzung der Arten geht aus Tabelle 14 hervor.

Tab. 14: Artenzusammensetzung der Molluskenfauna aus Profil EIC-4.

	<i>Anisus leucostoma</i>	<i>Bithynia leachii</i>	<i>Bithynia tentaculata</i>	<i>Cochlicopa lubrica</i>	<i>Eucoconulus alderi</i>	<i>Galba truncatula</i>	<i>Gyraulus albus</i>	<i>Limnaeidae indet.</i>	<i>Oxytoma (keine Form)</i>	<i>Muscilium elegans</i>	<i>Pisidium lacustre</i>	<i>Pisidium cf. obtusale</i>	<i>Pisidium hibernicum</i>	<i>Pisidium sp.</i>	<i>Planorbis planorbis</i>	<i>Sphaerium corneum</i>	<i>Stagnicola agg. palustris</i>	<i>Succinella oblonga</i>	<i>Trichia sp.</i>	<i>Valonia excentrica</i>	<i>Valvata pulchella</i>	<i>Valvata macrostoma</i>	<i>Valvata piscinalis</i>	<i>Vertigo antvertigo</i>	<i>Vertigo geyeri</i>	<i>Vertigo pygmaea</i>
Probe 1 Hochflutsedimente über LST (160-195 cm u. GOF)	x		x	x	x	x	x	x		x	x	x	x		x	x		x	x							x
Probe 2 Hochflutsedimente unter LST (198-210 cm u. GOF)	x	x	x	x	x		x	x	x	x				x	x	x			x	x		x	x	x	x	

Bearbeiter: J. Wedel, (HLUG, Wiesbaden)

Die Artenzusammensetzung in den Proben lässt auf eine allochthone Biozönose eines Verlandungsgebietes schließen, die von typischen Vertretern klimatischer Übergangsphasen repräsentiert wird. Nach Angaben von WEDEL entspricht das in der unteren Probe (Probe 2) nachgewiesene Artenspektrum höchstwahrscheinlich der spätglazialen *columella*-Fauna. In der oberen Probe (Probe 1) deutet die stärkere Zunahme von *Succinella oblonga* und *Trichia hispida* auf etwas kühlere klimatische Verhältnisse nach Ablagerung der LST hin (schriftl. Mitt. J. Wedel, HLUG; Tab. 14).

7.2.1.2 Profil „Am alten Wormser Weg“ (EIC-5)

Die Lokalität „Am alten Wormser Weg“ liegt am NE-Rand des Dünengebietes „Sandwoog“, ca. 500 m SW vom verlandeten Altlauf des „Eich-Gimbsheimer-Bogens“ (Abb. 27), der eine Teilfläche des MS 11a der GK25 6216 Gernsheim repräsentiert (ROSENBERGER et al. 1996). Der Standort von Profil EIC-5 (R ³⁴53 890, H ⁵⁵12 310; ca. 89,5 m ü. NN) befindet sich bereits außerhalb der eigentlichen Flugsandvorkommen des „Sandwoog“ im Übergangsbereich zur von Hochflutablagerungen überdeckten Terrassenfläche der „Höchsten Auenterrasse“. Das Profil wurde ebenfalls im Rahmen der Diplomarbeit von R. KEß (Flörsheim) bearbeitet. Es sollten der Profilaufbau und die pedogenetische Überprägung im Hinblick auf die zeitliche Einstufung der Sediment- und Bodenbildung untersucht werden. In der Abbildung 30 ist der durch die Abfolge lithogenetisch unterschiedlicher Sedimente gekennzeichnete Aufbau von Profil EIC-5 schematisch dargestellt.

An der Basis (222-320 cm u. GOF) stehen verschiedene sandige Schichten (Sf) – vermutlich Terrassensande – an. Die gelblichhellbraunen (2.5Y4-7/2-6 – 10YR7/4-6) bis weißlichgrauen (10YR7-8/1) Mittelsande sind hydromorph stark beeinflusst (vgl. Anh. 1-10). Das ist an der intensiven Rostfleckung des Profilabschnittes (IV bis IX rGo-Horizonte) zu erkennen.

Über den fluvialen Sanden folgen zum Hangenden (150-222 cm u. GOF) ca. 70 cm mächtige, schwach kiesige Hochflutsedimente (Lhf_{US-Lt}), die neben einer Lehmkomponente einen von der Schichtbasis zum Top zunehmenden Sandanteil führen. Die durch sekundäre Carbonatanreicherung bedingte starke Zunahme der Kalkgehalte (16,5-52,0 %) gegenüber den liegenden Sanden belegt die intensive postsedimentäre Überprägung der Ablagerungen mit Rheinweiß (Abb. 30).

In den Hochflutsedimenten (Lhf_{US-Lt}) ist ein reliktsch vergleyter Grauer Tschernosem entwickelt. Im Oberboden weist dieser Kalktschernosem die für diese Bodenbildungen sehr typischen krümelartigen Gefügestrukturen auf. Die variierende gräulichbraune Färbung der Bodenhorizonte (II fAcxh bis II fAcxh-rGkco) – sehr dunkel (10YR3/2-2.5Y3/2) in höheren Partien, deutlich heller (2.5Y5-6/2) an der Basis – zeichnet die mit der Tiefe abnehmende Beeinflussung durch bioturbate Prozesse nach. Im Vergleich zu Tschernosemprofilen in der Umgebung, ist das Solum (Gesamtmächtigkeit 50-60 cm) in Profil EIC-5 überdurchschnittlich mächtig ausgebildet.

Zur Geländeoberfläche schließt der Schichtenaufbau mit einer Abfolge gräulichbrauner (10YR4/2-3 – 2.5Y4/2) Kolluvien ab, die oberhalb einer Tiefe von 150 cm u. GOF über den liegenden Hochflutablagerungen anstehen und mit undeutlicher Grenze einsetzen. Wie die relativ hohen Sandanteile in den obersten Straten vermuten lassen, wurde hier im Zuge der Umlagerung wahrscheinlich vermehrt flugsandbürtiges Material in die kolluvialen Sedimente

eingemischt. Das Profil konnte nicht datiert werden. Daher lassen sich an diesem Standort keine Angaben zum Bildungszeitraum der verschiedenen kolluvialen Ablagerungen treffen, die für Aussagen zu Erosions-/Sedimentationsphasen von Interesse hätten sein können.

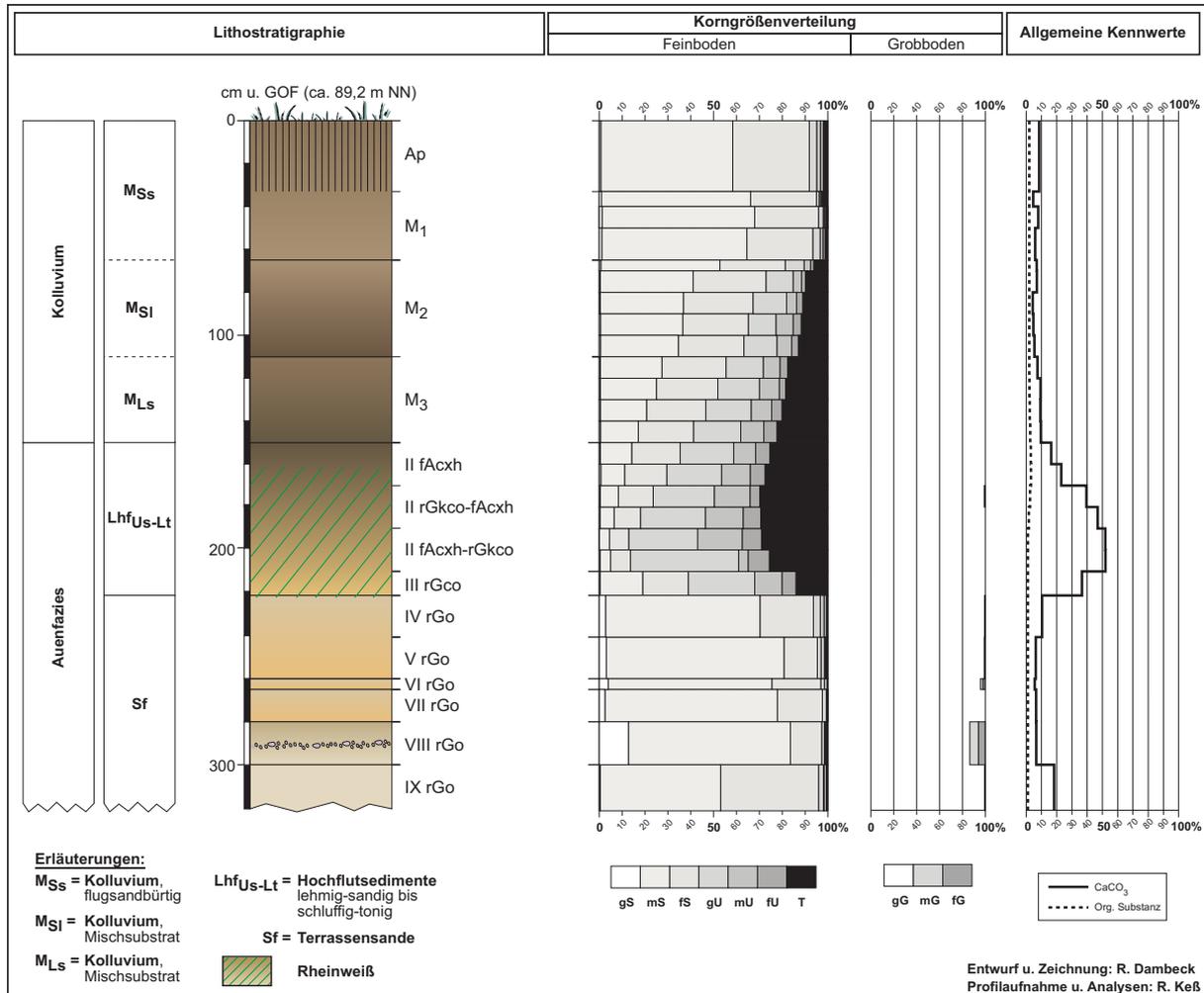


Abb. 30: Lithostratigraphischer Aufbau von Profil EIC-5 – Kolluvisol über reliktsch verglytem Kalktschernosem aus Hochflutsedimenten mit Rheinweiß über Terrassensanden.

7.3 Ältere Mäandergeneration (äMS *sensu* FETZER et al. 1995)

Die Untersuchungen an den äMS *sensu* FETZER et al. (1995) zielten darauf ab, den Beginn der Mäanderbildung am nördlichen Oberrhein zeitlich zu fassen und die Altersstellung bzw. den Entwicklungszeitraum der zugehörigen Mäanderflächen chronostratigraphisch präziser einzuordnen. Im folgenden Kapitel sind die Ergebnisse räumlich getrennt nach Kartenblättern – zunächst für die GK25 6316 Worms (Kap. 7.3.1) und daran anschließend für die GK25 6216 Gernsheim (Kap. 7.3.2) – dargestellt.

7.3.1 Untersuchungsstandorte im Bereich der GK25 6316 Worms und östlich angrenzender Gebiete

Im Gebiet der GK25 6316 Worms und am W-Rand der östlich angrenzenden GK25 6317 Bensheim wurden Untersuchungen an Umlaufflächen und Altlaufrienen von MS 1, MS 2 und MS 3 durchgeführt. Die Lage der Profilstandorte ist in Abbildung 31 verzeichnet.

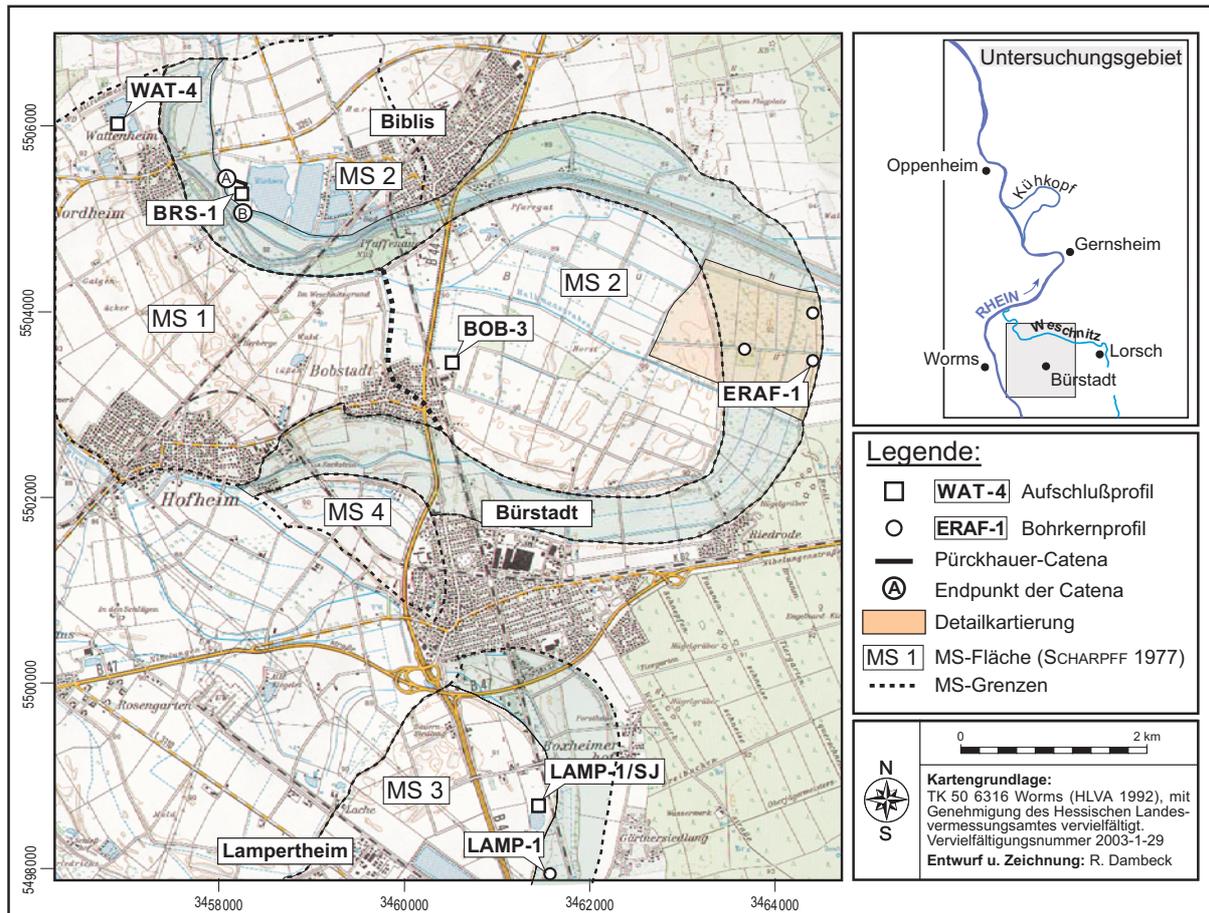


Abb. 31: Lage ausgewählter Profilstandorte im Gebiet der GK25 6316 Worms und östlich angrenzender Gebiete.

7.3.1.1 Profil „Wattenheim-4“ (WAT-4)

Profil WAT-4 (R 3456 960, H 5506 050; ca. 89,75 m ü. NN) liegt am N-Rand der Umlauffläche von MS 1 auf dem Betriebsgelände des KBC-Kieswerkes, ca. 450 m NW von Wattenheim (Abb. 31). Es stellt eines von fünf Aufschlußprofilen dar, die an den Wänden der Kiesgrube angelegt worden waren, um den lithologischen Aufbau der Umlaufflächensedimente mitsamt der darin entwickelten Bodenbildungen zu charakterisieren (Anh. 1-11).

Das MS 1 ist allseitig von Altlauf-Prallhängen jüngerer Rheinmäander angeschnitten und gilt aus diesem Grund als älteste Mäanderteilfläche im Gebiet von Blatt 6316 Worms (Kap.

3.4). Kennzeichnend für den Sedimentaufbau der weit gespannten und relativ flachwelligen Umlauffläche ist eine lehmig-schluffige bis schluffig-lehmige Normalfazies, die zumeist in vergleichsweise geringer Mächtigkeit (<0,5 m) auftritt und sandige Auenfazies – vorwiegend Feinsande und kiesige Mittelsande – überlagert. Örtlich ist das Bild einer morphologisch und sedimentologisch relativ gleichförmig ausgeprägten Fläche von sandigeren Rücken sowie von einzelnen schwach gekrümmten, tonigeren Senken unterbrochen (SCHARPFF 1977).

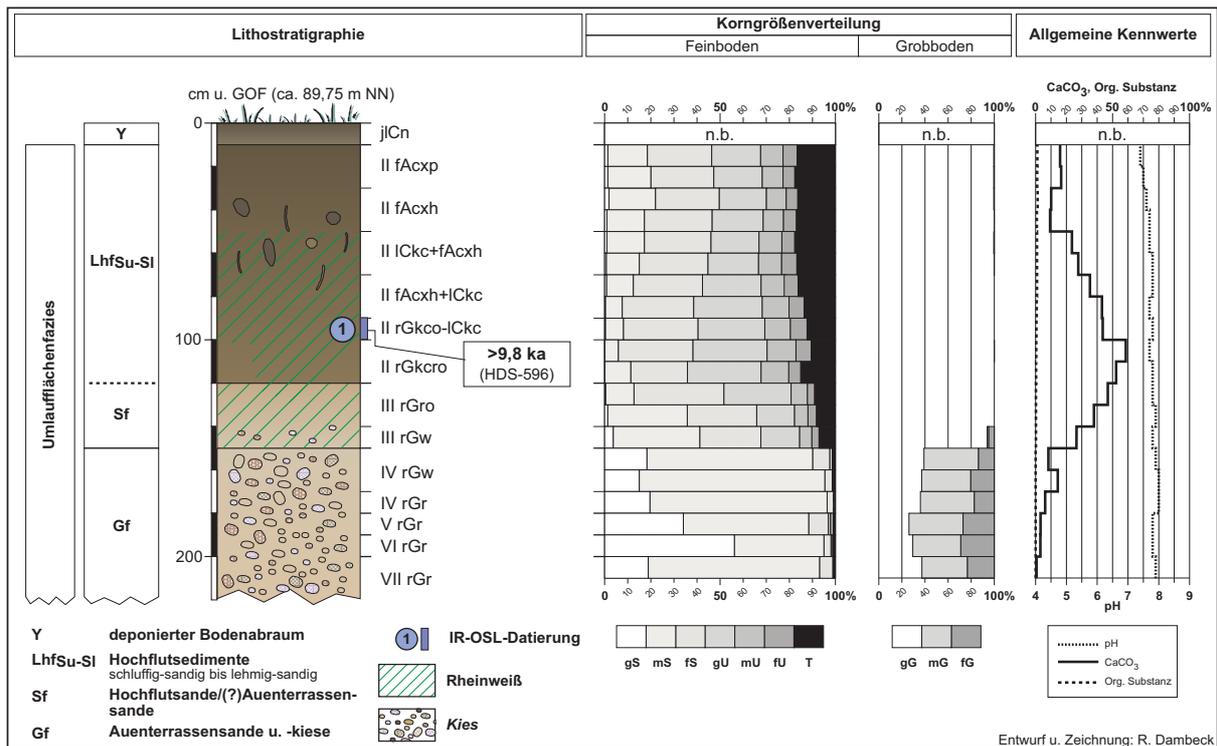


Abb. 32: Lithostratigraphischer Aufbau von Profil WAT-4 – Reliktisch vergleyter Kalktscherosem aus Hochflutsedimenten mit Rheinweiß über Auenterrassensanden und -kiesen.

Zum Zeitpunkt der Profilaufnahme war Profil WAT-4 von einer ca. 3,5 m mächtigen Schicht aus deponiertem Erdaushub („Y“; in Abbildung 32 sind davon nur die untersten 10 cm dargestellt) überdeckt. An der Profilbasis beginnt die Schichtenabfolge mit sandig-kiesigen Auenterrassensedimenten (Gf), die bis in eine Profiltiefe von 150-220 cm u. GOF aufgeschlossen waren. Es handelt sich um hellrötlichgraue (5YR6-7/1-2) Sande und Kiese (IV rGw- bis VII rGr-Horizonte). Oberhalb einer Tiefe von 150 cm folgen ca. 30 cm mächtige, hellgraue (5YR7/1 – 10YR6-7/2), schluffige bis lehmige Sande (Sf). Im Vergleich zum Liegenden sind diese Schichten deutlich feinkörniger und führen nur noch im unteren Teil geringe Feinkiesanteile. Nach oben ähnelt der Habitus zunehmend den überlagernden Hochflutsedimenten (LhfSu-SI). In den höchsten Partien von Profil WAT-4 (0-120 cm u. GOF) finden sich nahezu

skelettfreie, lehmig-sandige bis sandig-lehmige Hochflutablagerungen. Am Profil ist die Grenze zu den liegenden Sanden aufgrund der faziellen Ähnlichkeiten im Übergangsbereich nicht klar zu ziehen. Korngrößenanalysen deuten jedoch darauf hin, daß in 120 cm u. GOF eine signifikante Veränderung in der granulometrischen Zusammensetzung eintritt, was für eine geologische Schichtgrenze spricht (Abb. 32). Für die Hochflutsedimente sind Sand- und Schluffanteile von 35-50% sowie Tongehalte von 10-17% kennzeichnend. Diese im oberen Teil dunkelgräulichbraunen (2.5Y3-4/2) und an der Basis olivgrauen (5Y6/2-3) Ablagerungen sind lithofaziell relativ homogen zusammengesetzt (Anh. 1-11).

In den höchsten Partien (30-90 cm u. GOF) der Hochflutsedimente ist ein Reliktgly-Grauer Kalktschernosem (II fAcxh- bis fAcxh+ICkc-Horizonte) entwickelt – die für die Umlauffläche der MS 1 typische Bodenbildung (vgl. HLFB 1990: KE 90). Kennzeichnend sind die bioturbat geprägten, sehr schwach humosen, graugefleckten II fAcxh-Horizonte bzw. Übergangshorizonte. Auf eine Entstehung durch Bioturbation weisen verschiedene Horizontmerkmale (z.B. Krotowinen, krümelartiges Gefüge) hin. Mit der Tiefe nehmen die C_{org}-Gehalte allmählich ab. Die Abnahme an organischen Substanzen korrespondiert mit der zur Basis hin sukzessive schwächeren profilmorphologischen Ausprägung dieser Horizonte.

An der Untergrenze buchtet der fAcxh-Horizont partienweise in den von der Bioturbation unbeeinflussten ICkc-Horizont aus. Die darunter folgenden Horizonte sind durch reliktsche Vergleyung stärker hydromorph geprägt. Das läßt die deutliche Zunahme an Rostflecken in den II rGkco-ICkc bzw. II rGkcro-Horizonten erkennen.

Gleichzeitig ist dieser Profilbereich von Rheinweißbildung beeinflusst. Das belegt der sprunghafte Anstieg der Carbonatgehalte (von 9,4% auf 23,6%), der an der Obergrenze des II fAcxh-Horizont einsetzt und im II rGkcro-Horizont ein Maximum (58,6%) erreicht. Im Vertikalgradienten des pH-Wertes kommt diese Veränderung allerdings nicht zum Ausdruck. Der extrem carbonatreiche Charakter der Hochflutsedimente ist profilmorphologisch vor allem an CaCO₃-Ausfällungen (Kalkpseudomycelien, Carbonatkonkretionen) in den II ICkc+fAcxh- bis II rGkco-Horizonten erkennbar. Die Auensande (Sf) im Liegenden der Hochflutablagerungen zeigen keine derartigen Anzeichen postsedimentärer Aufkalkung, obwohl dort ebenfalls noch höhere Carbonatgehalte im Vergleich zu den Sanden und Kiesen an der Basis von Profil WAT-4 zu verzeichnen sind.

Im Hinblick auf chronostratigraphische Einstufung von Profil WAT-4 wurde dicht oberhalb der Basis der schluffig- bis lehmig-sandigen Hochflutsedimente (Lhf_{Su-SI}) in einer Tiefe von ca. 100 cm u. GOF eine Sedimentprobe entnommen und mittels IR-OSL datiert. Die Datierung lieferte ein Alter von > 9,8 ka (HDS-596; Anh. 3). Dieses Datum stellt ein Maximalalter dar, das zeitlich nicht präzise einzustufen ist.

Ein relativer Altershinweis ergab sich durch Schwermineralanalysen (M. Guddat-Seipel, Frankfurt/M.) an der Basis des II rGkcro-Horizontes (110-120 cm u. GOF). In der Probe sind in geringen Anteilen LST-Mineralen nachzuweisen (Tab. 15). Dadurch ist das Sedimentalter auf den Zeitraum nach dem LSE im späten Allerød festgelegt.

Tab. 15: Ergebnisse der Schwermineralanalysen an Profil WAT-4.

Tiefe [cm]	Fazies	Horizont	LST-Mineralen			„Rheinschwerminerale“			Sonstige Schwerminerale					OP	AL
			BH	TI	AU	GR	E/Z	GH	TU	ZI	RU	SO	Σ		
			1, 2 Anteile in Stück-%												
90-100	LhfSu-UI	rGkco-ICkc	2	1	1	33	39	14	4	3	1	2	233	15	40
110-120	LhfSu-UI	rGkcro	2	(+)	1	39	40	10	2	4	1	1	458	17	28

BH = Braune Hornblende, TI = Titanit, AU = Augit/Ägirinaugit, GR = Granat, E/Z = Epidot/Zoisit, GH = Grüne Hornblende, TU = Turmalin, ZI = Zirkon, RU = Rutil, SO = Sonstige, OP = Opak, AL = Alterit

¹(+) = Anteil ≤1%, (-) Anteil nicht nachgewiesen

²Die Prozentangaben der opaken Minerale und Alterite beziehen sich auf 100 % durchsichtige Minerale

7.3.1.2 Profil „Bobstadt-3“ (BOB-3)

Der Lokalität BOB-3 (R 3460640, H 5503445; ca. 89,5 m ü. NN) liegt am E-Ortsrand von Bobstadt, ca. 200 m E der Bahnlinie Frankfurt-Mannheim, auf der Umlauffläche von MS2 (Abb. 33). Das Profil wurde von S. Jost (Frankfurt/M.) bearbeitet. Der Standort befindet sich im Grenzbereich von MS1 zu MS2, in einer mit vorwiegend tonigen Sedimenten verfüllten Rinnenposition. Bedingt durch die sedimentäre Verfüllung, ist diese Rinne morphologisch heute kaum mehr erkennbar. Im Hinblick auf die Altersstellung der äMG sowie hinsichtlich der zeitlichen Einordnung von MS2 war das Profil aufgrund der Lage im Übergangsbereich von MS1 zu MS2 von besonderer Wichtigkeit. In Profil BOB-3 war eine Sedimentschicht mit Resten fossiler Mollusken aufgeschlossen, die faunistisch bestimmt werden konnten. Zudem wurden die Rinnenfüllungen palynologisch untersucht. Auch aus diesen Gründen war Profil BOB-3 für die Untersuchungen zur Rekonstruktion der Landschaftsgeschichte am nördlichen Oberrhein von grundsätzlicher Bedeutung.

Die Umlauffläche von MS2 in der Umgebung der Lokalität BOB-3 ist morphologisch schwach differenziert und ähnelt nahezu einer idealen Ebene (SCHARPFF 1977: 53f.). Bedingt durch das allmähliche Ineinanderübergehen der lithologisch ähnlich ausgeprägten Umlaufflächen und die vergleichbaren Reliefverhältnisse ist MS1 nicht eindeutig von MS2 abzugrenzen. Es ist daher nicht auszuschließen, daß MS2 im Zuge kontinuierlicher Mäanderentwicklung aus MS1 hervorging, wenngleich für die Entstehung von MS2 ein „gewisser Klimawandel für die

veränderte Sedimentation und Bodenbildung“ ursächlich gewesen sein könnte (SCHARPFF *ib.*). Die Grenze zwischen MS 1 und MS 2 ist daher in etwa entlang der E-Verbreitungsgrenze der auf der MS 1-Fläche entwickelten tiefgründigen, „humusreichen, schwarzerdeartigen [...] Böden“ zu ziehen (SCHARPFF *ib.*; Abb. 31).

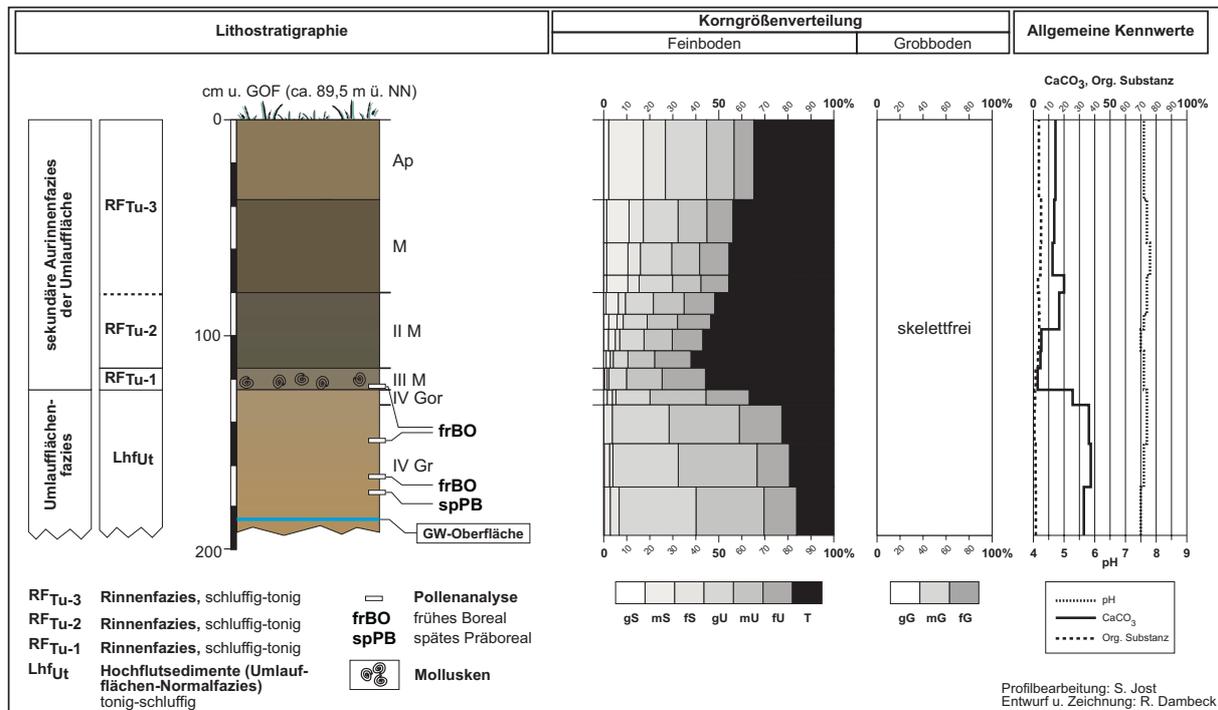


Abb. 33: Lithostratigraphischer Aufbau von Profil BOB-3 – Reliktisch vergleyte Auenpararendzina aus Hochflutsedimenten mit Rheinweiß.

Profil BOB-3 befindet sich auf der MS2-Umlauffläche innerhalb einer schmalen Paläorinne, deren Verlauf im Relief morphologisch nicht erkennbar ist. Diese mit ca. 1 m mächtigen schwach schluffigen Tonen (Tu2) verfüllte Rinne ist wenige Meter breit und streicht lateral aus. Der Aufbau von Profil BOB-3 ist in Abbildung 33 dargestellt (Anh. 1-12). Die räumliche Verbreitung der schluffig-tonigen Rinnenfüllungen (RF_{Tu}) ist unmittelbar auf die Paläorinne beschränkt. Außerhalb der direkten Rinnenposition stehen sandig-lehmige bis tonig-lehmige Hochflutsedimente (Umlaufflächen-Normalfazies) an, in denen als Bodentyp verbreitet stark erodierte Profile von Reliktgley-Grauer Kalktschernosem entwickelt sind.

In Profil BOB-3 erreichen die Paläorinnenfüllungen eine Gesamtmächtigkeit von 125 cm. Die Sedimente sind nicht homogen aufgebaut. Vielmehr belegen Körnungsunterschiede eine geologische Schichtung der schluffig-tonigen Rinnenfazies.

Der Schichtenaufbau beginnt an der Profilbasis (186 cm u. GOF) mit dunkelgräulich- bis olivbraunen (2.5Y5/2-4) Hochflutsedimenten (LhfUt). Diese tonig-schluffigen Ablagerungen (Ut3-Ut4; IV Gr-, IV Gor-Horizonte) repräsentieren eine feinkörnigere Varietät der sandig- bis

schluffig-lehmigen Umlaufflächen-Normalfazies des MS2. Die Untergrenze dieser Ablagerungen konnte im Rahmen der Untersuchungen, bedingt durch Grundwassereinfluß, nicht aufgeschlossen werden. Ab einer Profiltiefe von ca. 127 cm u. GOF zum Hangenden folgen mit scharfer Grenze die basalen Partien der schluffig-tonigen Rinnenfüllungen (RF_{Tu}). An der Basis der Paläorinne (115-127 cm u. GOF) stehen etwa 10 cm mächtige, dunkelgraue (2.5Y4/0), schwach schluffige Tone (RF_{Tu-1}) an, die fossilen Molluskenschill enthalten. Die molluskenführende Schicht ist von dunkelgräulichbraunen (2.5Y3/0), schwach schluffigen Tönen (RF_{Tu-2}; 80-115 cm u. GOF) überlagert, in denen – im Unterschied zum Liegenden – keine Molluskenreste nachweisbar sind. Im Bereich der Obergrenze nimmt der Sandanteil geringfügig zu. Diese Kornvergrößerung setzt sich zum Hangenden in den oberhalb einer Tiefe von 80 cm u. GOF abgelagerten Rinnenfazies (RF_{Tu-3}) fort. Profilmorphologisch sind die in diesem Bereich anstehenden dunkelgräulichbraunen (2.5Y3/0), schwach schluffigen Tone (Tu2) bis tonigen Lehme (Lt3) nur schwer von den tieferen Abschnitten ausgebildeten Schichten zu unterscheiden (Abb. 33)

Tab. 16: Artenzusammensetzung der Molluskenfauna aus Profil BOB-3.

	Acroloxus lacustris	Bithynia tentaculata	Ceciliooides acicula	Galba truncatula	Gyraulus crista	Hippeutis complanatus	Limax sp. (klein)	Lymnaea stagnalis	Musciculum lacustre	Planorbis planorbis	Planorbis planorbis	Sphaerium corneum	Sphaerium corneum	Stagnicola indet.	Succinella oblonga	Valonia pulchella	Valvata cristata	Valvata piscinalis	
RF_{Tu-1} (115-125 cm u. GOF) Anzahl/Stück	1	325	1	123	16	76	7	475	11	2	1	89	3	4	7	2	1	71	2

Analyse: J. Wedel, HLUg

Für paläoökologische Aussagen ist der stark molluskenführende III M-Horizont an der Basis der schluffig-tonigen Rinnenfüllungen von Interesse. Die Molluskenfauna aus dieser Schicht repräsentiert eine Biozönose eines typischen Auenwaldes mit stehendem oder sehr langsam fließendem Wasser. Im Artenspektrum dominieren Schlamm- und Wassermollusken, wie sie in Uferbereichen mit Schlammgrund existieren können. Auf ein pflanzenreiches Habitat lassen Arten, wie z.B. *Hippeutis complanatus*, *Lymnaea stagnalis* und *Valvata cristata* schließen. Die geringe Anzahl an Landmollusken erschwert die faunistische Interpretation. Wahrscheinlich handelt es sich um die *pulchella*-Fauna des frühen Boreals (pers. Mitt. J. Wedel, HLUg). Die Ergebnisse der faunistischen Bestimmungen gehen aus der Tabelle 16 hervor.

Für weitere Erkenntnisse zur Entstehungsgeschichte von Profil BOB-3 wurden verschiedene Proben aus dem Tiefenbereich zwischen 132,5-173,5 cm u. GOF pollenanalytisch untersucht

(Abb. 33; Anh. 4-4). Die Ergebnisse dieser Untersuchungen lassen auf eine Abschnürung und einen Verlandungsbeginn der Paläorinne im Präboreal schließen.

Das Pollenspektrum der aus den Hochflutsedimenten (Lhf_U) zuunterst entnommenen Probe (173,5 cm u. GOF) weist neben hohen Kiefer- (*Pinus*-) Werten erhöhte NBP-Werte auf. Hasel (*Corylus*) und Ulme (*Ulmus*) sind in relativ geringem Umfang vertreten, während Eiche (*Quercus*) noch fehlt. Daher ist dieses Artenspektrum dem ausgehenden Präboreal (spPB) zuzuordnen (DAMBECK & BOS 2002). In den Pollenproben aus den höheren Abschnitten der basalen Ablagerungen nimmt die Konzentration von *Corylus* und *Ulmus* zu. Auch *Quercus* ist darin nachgewiesen. Deshalb werden diese Proben in das frühe Boreal (frBO) gestellt (Abb. 33). In der Probe von der Basis des molluskenführenden III M-Horizontes von der Basis der schluffig-tonigen Rinnenfüllungen deuten die Vorkommen von Erle (*Alnus*) und Weide (*Salix*) zudem an, daß zur Zeit der Ablagerung in der Umgebung der Lokalität ein Auenstandort mit lockerer Bewaldung entwickelt war (SCHWEIZER & KALIS 2002). Für die Pedogenese der Grauen Tschernoseme auf der Umlauffläche des MS2 besitzt dieser Aspekt eine besondere Relevanz. Darauf wird in Kapitel 8 noch näher eingegangen.

7.3.1.3 Profil „Riedsee-1“ (BRS-1)

Der Profilstandort BRS-1 (R 3458490, H 5505170; ca. 89,3 m ü. NN) liegt ca. 1,5 km W von Biblis auf der Umlauffläche von MS2, am SE-Rand der Kiesgrube „Riedsee“ (Abb. 31). Die Lokalität befindet sich nicht auf derselben Fläche wie das zuvor beschriebene Profil BOB-3, sondern ca. 2,8 km NE davon entfernt, auf einer weiteren Teilfläche des MS2. Diese Fläche stellt das Gegenstück zur Umlauffläche bei Bobstadt dar (vgl. SCHARPFF 1977).

An den Grubenrändern am W-Ufer der Kiesgrube „Riedsee“ sowie in den Bereichen der NW-anschließenden Erweiterungsfläche wurden 9 Profile sedimentologisch-bodenkundlich aufgenommen, um typische Sedimente und Bodenbildungen der Umlauffläche von MS2 zu charakterisieren. Vor allem sollten die Untersuchungen an Profil BRS-1 weitere Hinweise zur Altersstellung dieses MS liefern.

Innerhalb der relativ flachwelligen, morphologisch schwach differenzierten Umlauffläche (88,5-90,5 m ü. NN) befindet sich das Profil in einer mit schluffig-sandigen bis tonig-lehmigen Hochflutsedimenten (Lhf_{Su-Lt}) verfüllten Senke, die beidseitig bis an die Oberfläche von kiesig-sandigen Rücken begrenzt ist. Bedingt durch die bis zu ca. 1,5 m mächtige Sedimentverfüllung des Senkenbereiches sind die kleinräumig wechselnden lithologischen Verhältnisse des geologischen Untergrundes an den Reliefstrukturen in der Umgebung der Profillokalität nicht zu erkennen. Zudem dürften durch die frühere Beackerung des Standortes ehemals stärker ausgeprägte Reliefunterschiede weitgehend beseitigt worden sein.

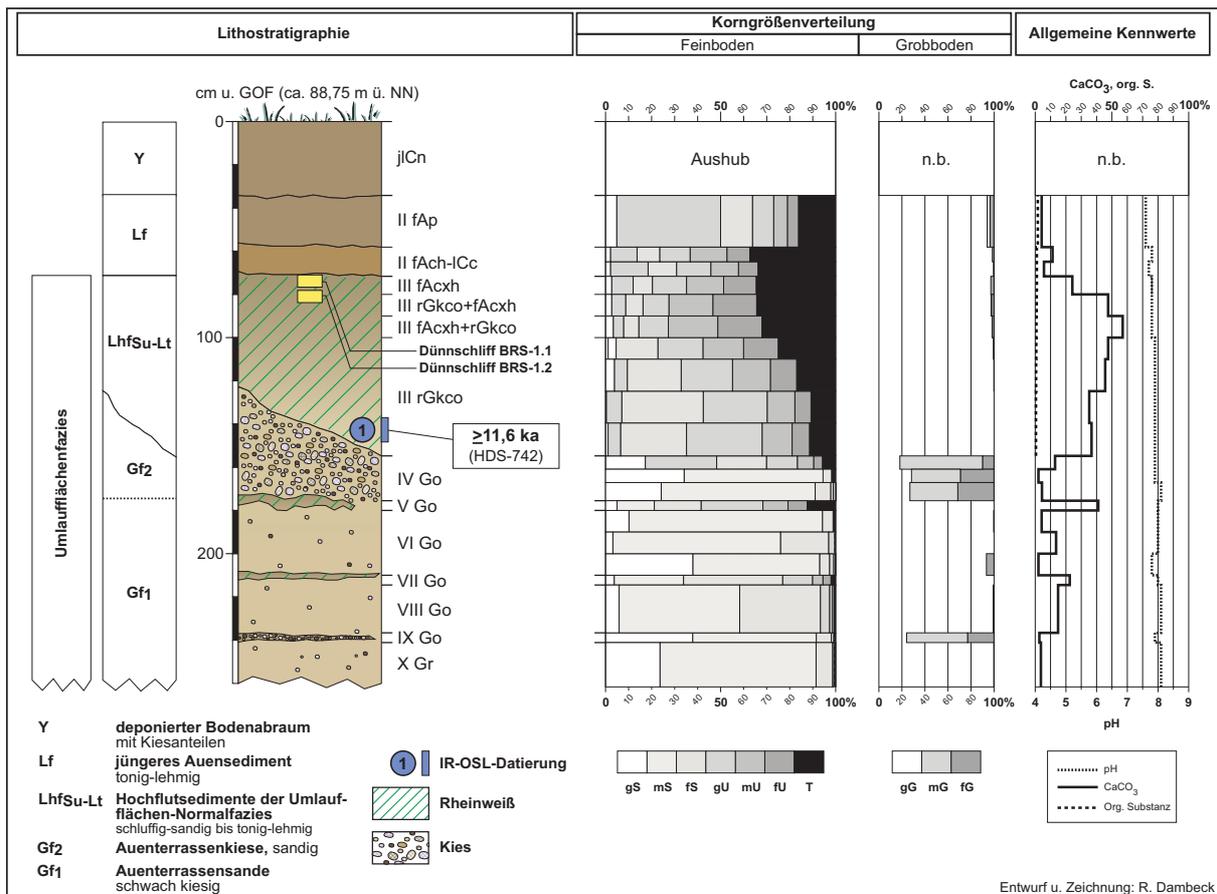


Abb. 34: Lithostratigraphischer Aufbau von Profil BRS-1 – Auenpararendzina aus jüngeren Hochflutsedimenten über relictisch vergleytem Kalktschernosem aus älteren Hochflutsedimenten mit Rheinweiß über Auenterrassensanden und -kiesen.

In Profil BRS-1 beginnt die Schichtenfolge an der Aufschlußbasis (165-250 cm u. GOF) mit wechsellagernden, schräggeschichteten, hellgrauen (10YR6-7/2-3) bis hellgräulichbraunen (2.5Y5-6/2), schwach kiesigen (Auen-)Terrassensanden (Gf₁; Abb. 34). Abschnittsweise sind darin z.T. bankig ausgehärtete, jedoch stets extrem carbonatreiche feinsandig-schluffige Zwischenlagen eingeschaltet. Mitunter kommen in den Sanden auch grobsandig-feinkiesige Einlagerungen vor (V Go- bis X Gr-Horizont). Über den stark sandigen Terrassensedimenten folgen zum Hangenden hellgraue (5Y7/2 – 10YR7/2) Fein- und Mittelkiese (Gf₂), die den Sanden im Liegenden mit deutlicher Diskordanz auflagern. Diese Kiesablagerungen bilden ein 40-50 cm mächtiges Schotterpaket (IV Go-Horizont), mit Sandanteilen von 20-25%. Im Grenzbereich zu den überlagernden Hochflutsedimenten nehmen die kiesigen Schichten einen schwach lehmigen Charakter an und sind stark verfestigt. Die Schichtgrenze zwischen den lithofaziell signifikant unterschiedlichen Sedimenten verläuft bogenförmig in einer Tiefe von 120-150 cm u. GOF (Anh. 1-13).

Oberhalb der profilmorphologisch sehr scharf ausgeprägten Grenzlinie stehen ca. 80 cm mächtige Hochflutsedimente (Lhf_{Su-Lt}) an. Diese Ablagerungen sind durch eine zunehmende Kornverfeinerung von der Basis zum Top gekennzeichnet. Die unteren Abschnitten sind von gräulichgelben (5Y7/2 – 5Y8/3), schluffig-lehmigen Sanden bis sandig-lehmigen Schluffen (Slu, Uls) aufgebaut, auf die in den höchsten Partien olivfarbene (5Y5-6/3 – 5Y7/2) schwach tonige Lehme (Lt2) abfolgen. In diesem Profilabschnitt ist als Boden ein reliktsch vergleyter Grauer Kalktschernosem entwickelt. Das krümelartige Gefüge der fAcxh-Horizonte stellt ein typisches pedogenetisches Merkmal dar, das im Zuge bioturbater Durchmischungsvorgänge entstanden ist. Die mit der Tiefe abnehmenden Humusgehalte (0,2-0,8%) korrespondieren mit der nach unten gerichteten Abschwächung der durch Bioturbation hervorgerufenen Merkmalsausprägungen in diesem Profilbereich.

Mikromorphologische Analysen an Bodendünnschliffen aus dem III fAcxh- (Präparat 1.1) und III rGkco+fAcxh (Präparat 1.2) zeigen, daß in diesen Profilbereichen neben zahlreichen Bioröhren, Nadelstichporen und Krümelstrukturen, z.T. auch ein für Schwarzerden typisches Schwammgefüge (spongy structures) erkennbar ist. Nicht auszuschließen ist zudem eine weitgehende Entkalkung der Substrate vor der späteren sekundären Aufkalkung (schriftl. Mitt. Dr. P. Kühn, Gießen). Allerdings basieren diese Erkenntnisse auf Übersichtsanalysen. Für umfassendere Aussagen zur Pedogenese hätte eine systematische Untersuchung (z.B. engere Beprobungsabstände, größere Anzahl an Schliffen) des Profils erfolgen müssen.

Ein erneuter Schichtwechsel zu gräulich- bis hellolivbraunen (2.5Y5/2-4) tonig-lehmigen Auensedimenten (Lt2-Lt3) setzt in 70 cm Tiefe ein. Diese Bildungen (Lf) sind den liegenden Substraten in der Korngrößenzusammensetzung ähnlich, weisen jedoch im Vergleich dazu eine dichtere Lagerung und eine hellere Färbung auf. Möglicherweise ist die Herkunft dieser Ablagerungen auf Überflutungen durch die nahegelegene Weschnitz zurückzuführen, deren künstlich umgeleiteter Lauf heute die Paläorinne des MS2 durchfließt. Im oberen Teil dieser jüngeren Sedimente ist ein II fAcp-Horizont entwickelt, der auf eine ehemalige Beackerung des Standortes hindeutet. Zur Geländeoberfläche schließt die Profilabfolge mit einer 35 cm mächtigen Schicht ab, die aus Aushubmaterial (Y) besteht (Abb. 34).

Die Sedimente in Profil BRS-1 sind durchweg carbonathaltig. Darauf weisen auch die im schwach alkalischen Wertespektrum schwankenden pH-Werte (pH 7,6-8,1) hin. Während die überlagernden jüngeren Auensedimente (Lf) sowie die basalen Terrassensande (Gf₂) und -kiese (Gf₁) – letztere mit Ausnahme schluffig-feinsandiger Zwischenlagen – vergleichsweise geringe Kalkgehalte von i.d.R. <10% aufweisen, sind die in 70-120 cm bzw. stellenweise bis in 150 cm Tiefe anstehenden Hochflutablagerungen (Lhf_{Su-Lt}) durch deutlich höhere Gehalte (24,2-57,0% CaCO₃) gekennzeichnet. Als typisch für die durch Carbonatanreicherung stark verfestigten Sedimente ist die durch die sekundäre Kalkausfällung (z.B. Pseudomycelien) hervorgerufene weiße Sprenkelung anzusehen. Die jüngeren Schichten im Hangenden (Lf)

sind von der Rheinweißausfällung in weitaus geringerem Maße beeinflusst. Das belegen die nur punktuellen Kalkanreicherungen im fAch-ICc-Horizont (Abb. 34; Anh. 1-13).

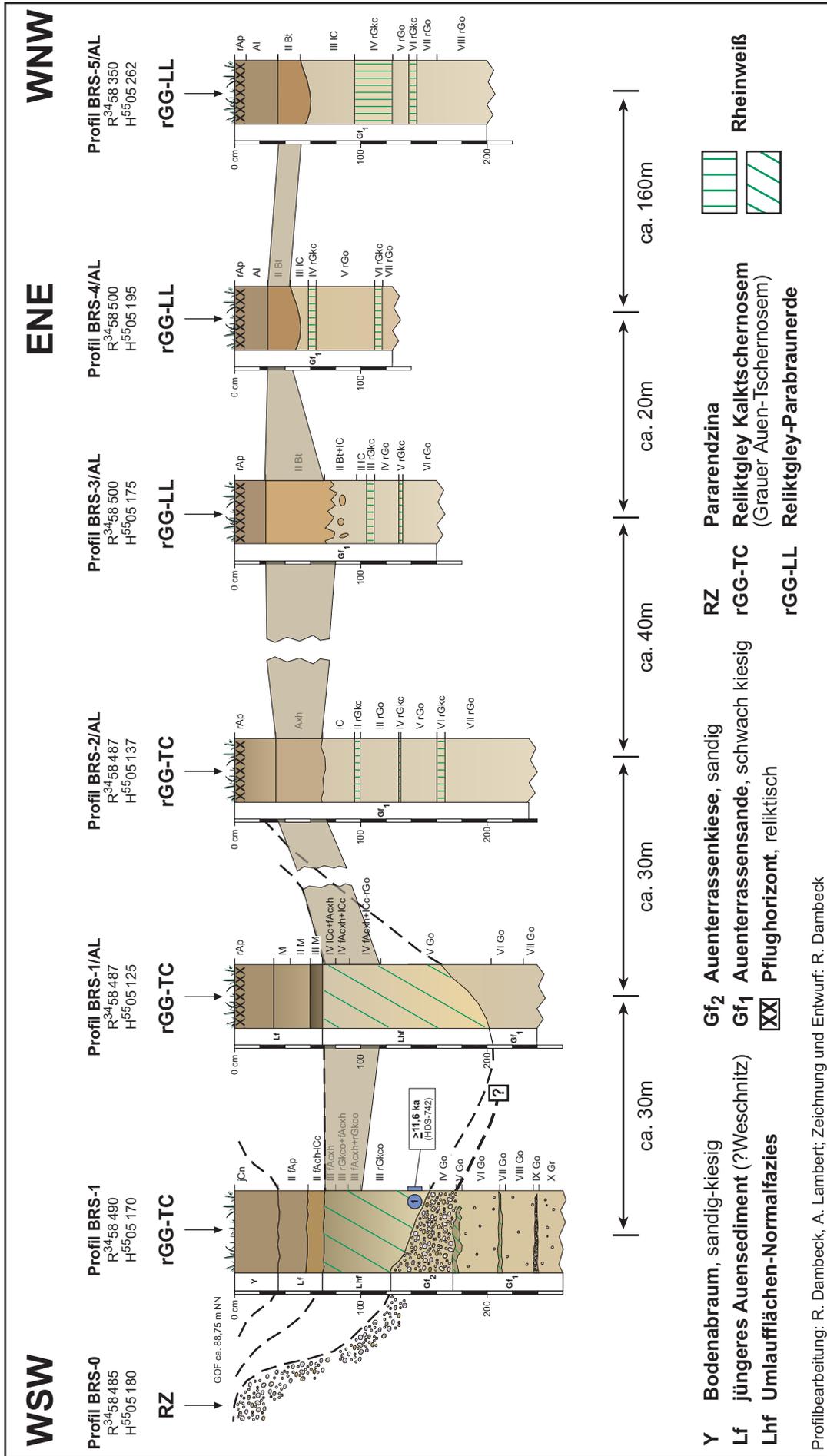
Zur chronostratigraphischen Einstufung von Profil BRS-1 wurde eine Probe von der Basis der schluffig-sandigen Hochflutablagerungen (Lhfs_u-Lt) mittels der IR-OSL-Methode datiert. Die Datierung lieferte ein Sedimentalter von >11,6 ka (HDS-742; Anh. 3). Dabei handelt es sich um ein Mindestalter. Eine präzise zeitliche Einordnung ist somit nicht möglich.

7.3.1.4 Catena „Riedsee“

Auf der Umlauffläche von MS2 sind in der Umgebung der Kiesgrube „Riedsee“ bei Biblis verschiedenartige Bodenbildungen ausgewiesen. Großflächig ist als Leitbodentyp Grauer (Auen-)Tschernosem entwickelt. Innerhalb der ausgedehnten Tschernosem-Flächen treten kleinräumige Vorkommen von (Auen-)Parabraunerde(Braunerden) auf (HLfB 1990: KE 91). Die Entstehungsursachen des Bodenmosaiks von Tschernosemen und Parabraunerden sind nicht geklärt (Kap. 4.2.4). Für Hinweise zu den steuernden Faktoren der Vergesellschaftung dieser verschiedenartigen Bodentypen wurden Untersuchungen in verschiedenen Teilen der MS2-Umlauffläche durchgeführt (LAMBERT 2000). Die Untersuchungsergebnisse werden am Beispiel der Catena „Riedsee“ nachstehend exemplarisch vorgestellt (vgl. Abb. 31: A-B).

Die in Abbildung 35 dargestellte Catena „Riedsee“ dokumentiert die räumlichen Sedi-ment- und Bodenverhältnisse im W-Teil des Kiesgrubengeländes. Über eine Strecke von ca. 250 m waren dort z.T. sehr unterschiedliche sedimentologische Bedingungen und eine typologisch stark variierende Bodenabfolge aufgeschlossen. Stellenweise kommt Pararendzina (RZ; Profil BRS-0) vor. Der Bodentyp ist in seiner Verbreitung auf Reliefbereiche beschränkt, wo sandige Auenterrassenkiese (GF₂) an der Oberfläche anstehen. Etwa 20 m NNE davon befindet sich das in Kapitel 7.3.1.3 beschriebene Profil BRS-1. Die sandigen Kiese aus Profil BRS-0 bilden hier das Liegende von schluffig-sandigen bis tonig-lehmigen Umlaufflächense- dimenten (Lhf), die in einer morphologischen Senkenposition abgelagert wurden. In den deutlich feinkörnigeren Ablagerungen ist als Boden ein Reliktgley-Grauer Kalktschernosem (rGG-TC) entwickelt. Im Oberboden läßt das Profil die für diese Böden in der nördlichen Oberrheinebene typische Horizontabfolge, Acxh – rGco+Acxh – Acxh+rGkco, erkennen. Das Tschernosemprofil ist von jüngeren Auensedimenten (Lf) überdeckt. Diese überlagernden Sedimente sind durch die Ausbildung einer Pararendzina (Ach-ICc-Horizont) pedogenetisch gekennzeichnet sind. Der Übergang zwischen den Profilen BRS-0 und BRS-1 ist nicht erhalten. Wahrscheinlich wurde dieser Profilverbereich im Zuge der ehemaligen Beackerung (rAp-Horizont) gekappt.

Abb. 35: (nächste Seite) Schematische Darstellung der räumlichen Bodenabfolge in der Kiesgrube „Riedsee“ bei Biblis.



Einen vergleichbaren Sedimentaufbau wie Profil BRS-1 zeigt auch das ca. 30 m weiter NNE gelegene Profil BRS-1/AL. Dort fehlt allerdings der Acxh-Horizont. Zudem ist in den jüngeren Auenablagerungen (Lf) keine Pararendzina entwickelt. Vielmehr steht dort eine geschichtete Abfolge verschiedener tonig-lehmiger Auensedimente an (M, II M, III M), die im Unterschied zu den vorherigen Profilen jedoch keine pedogenetische Differenzierung erkennen lassen.

Im Bereich zwischen Profil BRS-1/AL und dem ca. 30 m NNE gelegenen Profil BRS-2/AL tritt eine Veränderung im lithologischen Profilaufbau ein, die dadurch bedingt ist, daß die feinkörnige Umlaufflächen-Normalfazies (Lhf) ausstreicht. Daher wird Profil BRS-2/AL, im Unterschied zu Profil BRS-1/AL, vollständig von lithofaziell variierenden Auensanden (GF₁) aufgebaut. In der obersten Sandschicht (2,8% gS, 53,6% mS, 20,8% fS) ist ein Axh-Horizont ausgebildet, den ein schwaches Krümelgefüge kennzeichnet, das auf eine bioturbat stärker beeinflusste, „*tschernosemähnliche*“ Pedogenese hinweist. Aufgrund der Horizontierung, der Gefügemerkmale und der Horizontmächtigkeit (>4 dm) wurde Profil BRS-2/AL bodentypologisch als „*Tschernosem*“ eingestuft, obwohl weitere charakteristische Merkmale, wie z.B. ein durch intensive Wühltätigkeit entstandener Verzahnungshorizont im Liegenden als Kriterium für eine derartige bodensystematische Einordnung fehlen.

Im Übergang von Profil BRS-2/AL zu Profil BRS-3/AL ändern sich die Bodenverhältnisse über eine Distanz von ca. 40 m und es setzen Parabraunerden (rGG-LL; Abb. 35) ein. Es fehlt jedoch der für diese Böden charakteristische Al-Horizont. Möglicherweise wurde dieser Horizont im Zuge der ehemaligen Beackerung im Pflughorizont (rAp) aufgearbeitet oder bereits vorher abgetragen.

Wie Profil BRS-2/AL so wird auch Profil BRS-3/AL vollständig von sandigem Terrassenmaterial (GF₁) aufgebaut. Im Vergleich zu Profil BRS-2/AL weisen die Sande (8,0% gS, 74,3% mS, 5,2% fS) an diesem Standort einen höheren Mittelsandanteil auf. Unter der früheren Pflugsohle ist ein ca. 50 cm mächtiger Bt-Horizont ausgebildet, den ein deutlicher Tonanteil (7,9%) kennzeichnet. Damit weist dieser Horizont einen höheren Tongehalt auf, als der in Profil BRS-2/AL entwickelte Axh-Horizont (Anh 1-14).

Der Bt-Horizont läßt sich bis zu dem ca. 20 m NNE entfernt gelegenen Profil BRS-4/AL weiterverfolgen (Abb. 35). In diesem Profil ist die Tonanreicherung mit einem Tonanteil von 16,7% stärker ausgeprägt. Zudem ist dort im Hangenden des Bt-Horizontes (gS: 5,0%; mS: 66,3%; fS: 8,8%) ein Al-Horizont (gS: 1,1%; mS: 48,1%; fS: 28,1%; T: 12,3%) entwickelt (LAMBERT 2000: 45f.). Die variierende Zusammensetzung der Sandfraktion in diesen beiden Horizonten läßt vermuten, daß es sich um geologisch geschichtete, d.h. zwei verschiedene Ausgangssubstrate handelt.

Von Profil BRS-4/AL setzt sich die Parabraunerde in WNW-Richtung über den ca. 160 m entfernt gelegenen Profilstandort BRS-5/AL hinaus fort. Die leuchtend gelbbraune Färbung (10YR4/4) läßt darauf schließen, daß der Bt-Horizont in dieser Lokalität im Vergleich zu den

anderen Standorten am kräftigsten entwickelt ist. Korngrößenanalysen belegen jedoch einen gleichbleibenden Tonanteil (16,7% T) des Bt-Horizontes im Vergleich zu dem vorhergehend beschriebenen Profil BRS-4/AL. Der in Profil BRS-5/AL ausgebildete Al-Horizont (87,9% S, 6,4% U, 5,7% T) ist bodenartig deutlich vom liegenden Bt-Horizont (78,4% S, 4,8% U, 16,7% T) zu unterscheiden. Allerdings ist es auch hier fragwürdig, ob die Tongehaltsdifferenz allein pedogenetisch begründet ist oder auf geogenen Substratunterschieden beruht. Auf eine Schichtung deutet die ungleiche Zusammensetzung der Sandfraktion hin, für die variierende mS:fS-Quotienten von 6,0 für den Al- bzw. 4,2 für den Bt-Horizont ermittelt wurden.

Der im Bereich zwischen den Profilen BRS-2/AL und BRS-3/AL einsetzende Wechsel der Bodentypen erfolgt, ohne das deutliche Veränderungen im Relief oder im Sedimentaufbau zu beobachten wären. Bei näherer Betrachtung zeigt sich aber, daß eine Kornvergrößerung damit einhergeht, d.h. die Parabraunerde im Vergleich zum Kalktschernosem in einem etwas sandigeren Ausgangssubstrat entwickelt ist. Das belegen die Korngrößenanalysen (Tab. 17). An den Bt- bzw. Bt+IC-Horizonten der Parabraunerde (Profil BRS-3/AL) wurde sowohl für das S:U- als auch das mS:(fS+U)-Verhältnis jeweils ein größerer Quotient ermittelt als für die Axh- bzw. IC-Horizonte des Kalktschernosems (Profil BRS-2/AL).

Tab. 17: Vergleich der Korngrößenzusammensetzung in ausgewählten Horizonten aus Profil BRS-2/AL (Kalktschernosem) und Profil BRS-3/AL (Auenparabraunerde).

Profil BRS-2/AL												
	Tiefe	gS	mS	fS	ΣS	gU	mU	fU	ΣU	T	S:U	mS:(fS+U)
rAp	0-33											
Axh	-70	2,8	53,6	20,8	77,2	6,8	4,0	2,3	13,1	9,7	5,9	1,6
IC	-92	2,2	42,5	49,1	93,8	2,9	1,2	0,8	4,9	1,2	19,1	0,8
II rGkc	-97	9,8	27,5	37,2	74,4	11,1	5,7	4,4	21,2	4,4	3,5	0,5
III rGo	-130	19,6	77,5	2,4	99,5	0,0	0,4	0,0	0,4	0,1	226,1	26,9
Profil BRS-3/AL												
rAp	0-25											
Bt	-74	8,0	74,3	5,2	87,5	2,1	1,4	1,2	4,6	7,9	18,9	7,6
II Bt+IC	-95	10,3	71,2	10,7	92,1	1,7	1,4	1,3	4,4	3,5	21,0	4,7
II IC	-105	1,1	55,3	38,7	95,2	1,6	1,0	1,1	3,7	1,1	25,4	1,3
III rGkc	-110	11,3	31,1	36,0	78,4	7,6	3,9	3,7	15,3	6,4	5,1	0,6
IV rGo	-128	3,1	88,0	7,3	98,3	0,8	0,3	0,5	1,5	0,1	63,9	9,9
V rGkc	-130	6,4	41,1	16,7	64,2	17,7	6,9	5,5	30,1	5,7	2,1	0,9

Datengrundlage: LAMBERT (2000)

7.3.1.5 Profil „Farrenwiesengraben-1“ (ERAF-1)

Der Profilstandort ERAF-1 (R 3464 515, H 5503 480; ca. 90,0 m ü. NN) liegt ca. 2 km W von Einhausen am W-Rand der TK25 6317 Bensheim. Das Profil wurde dort ca. 50 m S des „Farrenwiesengraben“ im verlandeten Altlauf des MS2 erbohrt (Abb. 31). Nach SCHARPFF

(1977) repräsentiert dieses MS am nördlichen Oberrhein den Übergang vom furkativen zum mäandrierenden System (Kap. 3.4). Es handelt sich um den ältesten erhaltenen Altlauf im Gebiet von Blatt Worms bzw. der E anschließenden TK25 Blatt 6317 Bensheim.

Morphologisch ist der Altlauf von MS2 durch ein System miteinander verzweigter Rücken und Rinnen untergliedert. In den erhöhten Rückenpositionen herrscht eine sandige Fazies („Sandbank-[Rücken-]fazies“; SCHARPFF 1977) vor. Die Rinnenbereiche sind an der Basis häufig mit organoklastischen Mudden verfüllt. Darüber folgen im Hangenden bis zu 1,5 m mächtige Niedermoor torfe. Das ergaben Vorsondierungen bzw. Detailkartierungen (Abb. 31). In einer solchen Paläorinne befindet sich das Profil ERAF-1. Palynologische Untersuchungen an Altlaufsedimenten aus S von Profil ERAF-1 gelegenen Lokalitäten stellen die Torfe in den Zeitraum jüngerer Atlantikum bis Subboreal (BRELIE 1977: 81ff.). Zeitlich exaktere Hinweise zum Beginn der Verlandung gehen daraus nicht hervor. Vor diesem Hintergrund sollten die Untersuchungen an Profil ERAF-1 weitergehende Erkenntnisse zum Verlandungsbeginn von MS2 liefern, um den Beginn der Mäanderbildung sowie die Altersstellung der äMG bzw. äMS *sensu* FETZER et al. (1995) am nördlichen Oberrhein zu präzisieren.

Der lithostratigraphische Aufbau von Profil ERAF-1 ist durch eine Abfolge unterschiedlicher Sedimente gekennzeichnet, die auf verschiedene Entwicklungsphasen in der Geschichte des verlandeten Altlaufes hinweisen (Abb. 36; Anh. 1-15).

An der Profilbasis (147-160 cm u. GOF) stehen graue (10YR5-6/1 – 2.5Y5-6/0), stark kiesige Sande (RF_{Sg}) an, die als Rinnenfazies interpretiert werden und noch während der aktiven Phase im Flußbett abgelagert worden sein dürften. An der Obergrenze folgt auf diese kiesführenden Schichten eine ca. 2 cm mächtige Lage aus sandig-lehmigen Schluffen (Uls). Mit dieser Schlufflage (145-147 cm u. GOF) setzt in Profil ERAF-1 die Sedimentation deutlich feinkörnigerer Altlauffazies (AF) ein. Oberhalb der schluffigen Ablagerungen folgen zunächst schwach feinkiesige, graue (2.5Y5-6/2) Mittelsande. Diese sandige Altlauffazies (AF_{Ss}) baut den Profilabschnitt von 121-145 cm u. GOF auf. Ab einer Tiefe von 121 cm bis in 87 cm ist eine signifikante Zunahme der Schluff- und Feinsandanteile zu beobachten, wobei in diesem Bereich verschiedene wechsellagernde schluffige bis lehmige Sande und sandig-lehmige Schluffe (AF_{Su-Sl-Uls}) auftreten, die farblich nicht von den unter- bzw. überlagernden Partien zu unterscheiden sind. Zur Hangendgrenze (87 cm u. GOF) dieser Ablagerungen ist eine weitere deutliche Verringerung des Sandanteiles zu verzeichnen. Diese Kornverfeinerung leitet über zu grauer (2.5Y4-5/2 – 5Y5/1-2), schluffig-toniger Altlauffazies (AF_{Tu}), die in einer Tiefe von 79,5-87 cm u. GOF ansteht und das Liegende von Torfen (Hn) bildet.

Der sedimentologische Übergang von schluffig-toniger Altlauffazies zu Niedermoor torfen (0-71 cm u. GOF) ist durch eine ca. 8,5 cm mächtige, torfige Mudde (Fhh) repräsentiert, die bereits die dunkelgräulichbraune (10YR3/2) Färbung der hangenden Torfe aufweist, jedoch

neben einem hohen Anteil an stark zersetzten Pflanzenresten auch einen deutlich fühlbaren Gehalt an mineralischen Komponenten führt. Zum Hangenden folgen ca. 70 cm mächtige, dunkelgräulichbraun (5YR3/3-10YR3/2) bis schwarz (10YR2/1) gefärbte Niedermoortorfe, die bis an die Geländeoberfläche anstehen. In den obersten 20 cm sind die Torfe bereits stark zersetzt. Das spiegeln auch die, im Vergleich zu den Torfschichten (81,8% Glv) im unteren Teil, deutlich geringeren Glühverluste (60,7-71,1%) in diesem Profilabschnitt wider (Abb. 36).

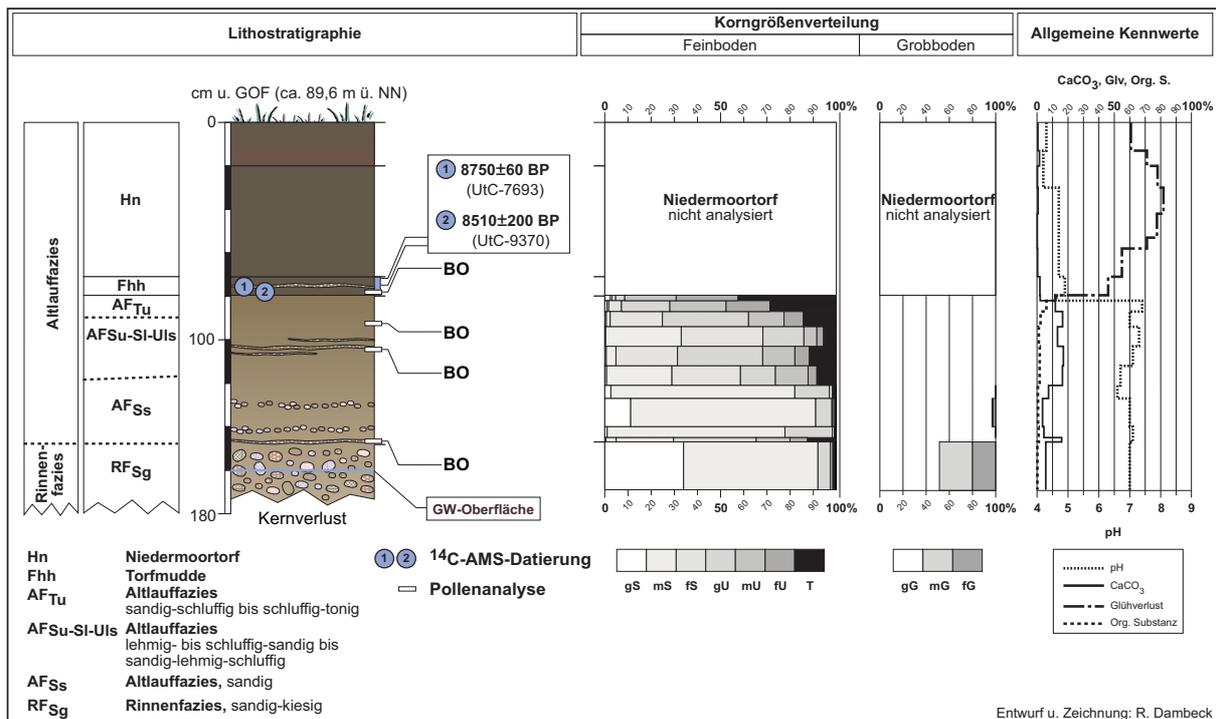


Abb. 36: Lithostratigraphischer Aufbau von Profil ERAF-1 – Niedermoor über Torfmuode über sandiger bis schluffig-toniger Altlauflazies über sandig-kiesiger Rinnenfazies.

Zur zeitlichen Einstufung von Profil ERAF-1 erfolgten radiometrische Altersbestimmungen an fossilen terrestrischen Makroresten (jeweils Steinkerne von *Cornus sanguinea*; pers. Mitt. Dr. R. Urz, Köln). Aus der Torfmuode (Fhh) im Liegenden der Niedermoortorfe wurden zwei Proben datiert (Anh. 2). Diese lieferten ähnliche Radiokarbonalter. Für die Probe (UtC-7693) aus einer Tiefe von 74-81 cm u. GOF wurde ein ¹⁴C-AMS-Alter von 8750±60 BP (9890-9600 cal. BP) ermittelt. Der Großrest (UtC-9370) aus einer Tiefe von 79,5-82 cm u. GOF lieferte ein Datum von 8510±200 BP (9885-9150 cal. BP; Anh. 2). Diese Daten stellen die Bildung der Torfmuode in die erste Hälfte des Boreals.

In guter Übereinstimmung dazu stehen die in unterschiedlichen Tiefen durchgeführten Pollenanalysen (Dr. J. A. A. Bos, Amsterdam; Dr. A. Schweizer, Frankfurt/M.), die darauf schließen lassen, daß der Altlauf spätestens ab dem mittleren Boreal verlandete. Sämtliche Pollenproben spiegeln typische boreale Pollenspektren wieder. Darin ist Hasel (*Corylus*) in

hoher Konzentration enthalten. Zudem kommt Pollen von Kiefer (*Pinus*), Eiche (*Quercus*) und Ulme (*Ulmus*) in den Ablagerungen vor (DAMBECK & BOS 2002: Abb. 7; SCHWEIZER & KALIS 2002; Anh. 4-5).

7.3.1.6 Profil „Kieswerk Schäfer“ (LAMP-1/SJ)

Profil LAMP-1/SJ (R 3461 560, H 5598 700; ca. 91,5 m ü. NN) liegt ca. 1,5 km N Lampertheim auf dem Betriebsgelände der Kiesgrube Schäfer, am E-Rand der Umlauffläche von MS3 (Abb. 31). Die Profilbearbeitung erfolgte durch S. Jost (Frankfurt/M.). Lithologisch dominiert ist der Aufbau der Umlaufflächensedimente von sandig-tonigen Hochflutablagerungen, die verbreitet in den obersten 0,5 m der Profilabfolge anstehen und dort Auenterrassensande und -kiese überlagern (Abb. 37; Anh. 1-16).

Als Leitbodentyp der Umlaufflächen-Normalfazies treten Graue (Auen-)Tschernoseme auf (HLfB 1990: KE 90). Ein entsprechendes Bodenprofil war in der Lokalität LAMP-1/SJ aufgeschlossen. Das Profil wird nachfolgend beschrieben, um die Umlaufflächensedimente des MS3 und die darin entwickelten typischen Bodenbildungen zu charakterisieren.

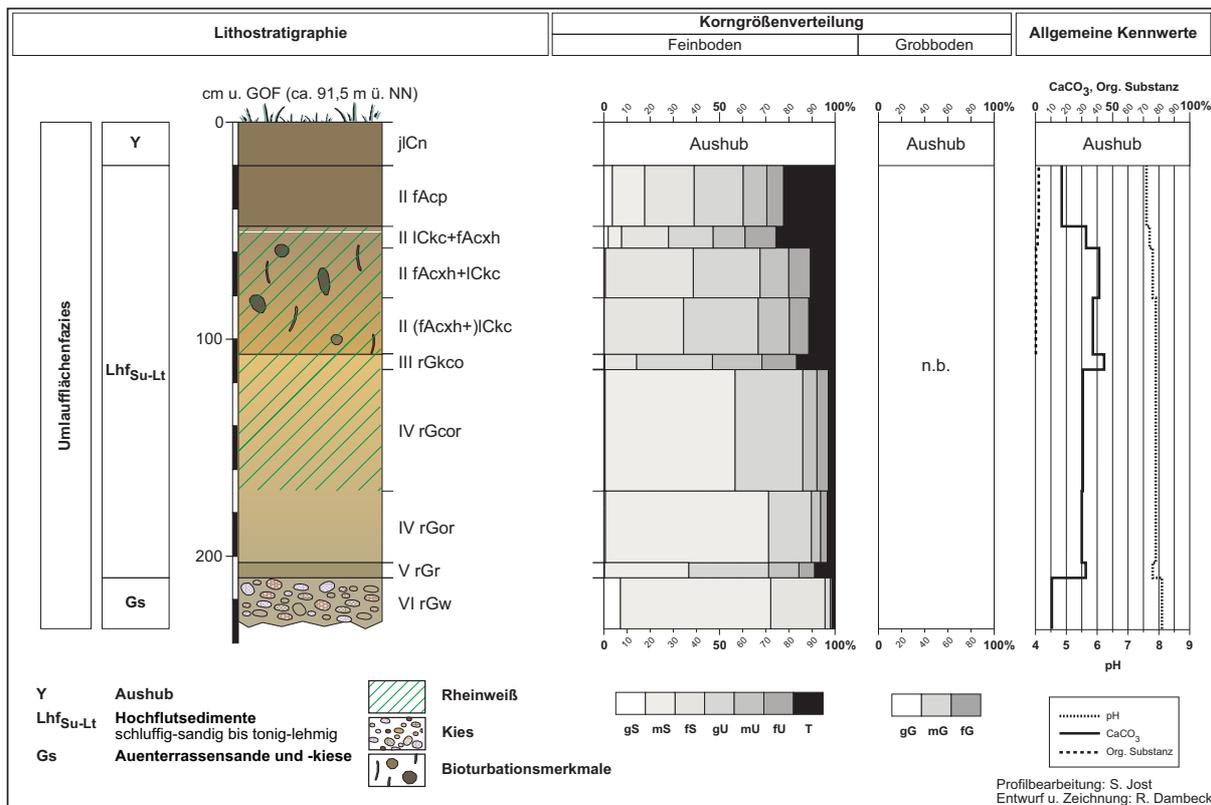


Abb. 37: Lithostratigraphischer Aufbau von Profil LAMP-1/SJ – Erodierter reliktsch vergleyter Kalktschernoseme aus Hochflutsedimenten mit Rheinweiß über Auenterrassensanden und -kiesen.

Das Profil LAMP-1/SJ wird von verschiedenen fluvialen Sedimenten aufgebaut. An der Basis (210-230 cm u. GOF) stehen graue (5Y6/1) Terrassenkiese (Gs) an. Zum Hangenden gehen die sandigen Kiese (VI rGw-Horizont) in lithofaziell variierende Hochflutsedimente (Lhfs_u-Lt) über. Dieser Sedimentwechsel ist im Profil durch eine auffällige Schichtgrenze in einer Tiefe von 210 cm u. GOF markiert. Die Ablagerung der feinkörnigen Hochflutdepositionen setzt mit einer etwa 7 cm mächtigen Lage (203-210 cm) aus sandig-lehmigen Schluffen ein. Oberhalb dieser olivgrauen Schicht (V rGr-Horizont) folgen zum Top hellolivgraue (5Y5-6/2), schluffige Sande (114-203 cm), die von reliktscher Vergleyung und sekundärer Kalkausfällung (IV rGcor-, rGor-Horizonte) gekennzeichnet sind (Abb. 37).

In einer Tiefe von 107-114 cm ist ein III rGkco-Horizont ausgebildet. Die gelbliche Farbe (2.5Y7/6) weist auf die intensive Überprägung mit Rheinweiß hin, was auch am Anstieg des CaCO₃-Gehaltes deutlich zu erkennen ist (Anh. 1-16). Der Carbonatanreicherungs-horizont untergliedert die Hochflutsedimente in einen sandigen unteren und einen schluffig-tonigen oberen Teil. Zudem ist im Profilabschnitt von 48-107 cm u. GOF eine auffällige Änderung der Sediment-/Horizontfarben zu beobachten. Diese Merkmalsänderungen sind pedogenetisch bedingt und auf die Entwicklung des Grauen Kalktschernosems zurückzuführen. Wie an der dunkleren Bodenfarbe (2.5Y5/2 – 2.5Y6/6) und am subpolyedrisch-feinkrümeligem Gefüge sowie an Grabspuren (z.B. Krotowinen) von bodenwühlenden Tieren zu erkennen ist, reicht die wolkig-diffuse Humusanreicherung (II ICkc+fAcxh- bis [fAcxh+]ICkc-Horizonte) bis in eine Tiefe von ca. 107 cm u. GOF. Auf eine intensive sekundäre Carbonatanreicherung weisen neben erhöhten CaCO₃-Gehalten auch Pseudomycelien und Kalkkonkretionen hin.

Die höchsten Partien von Profil LAMP-1/SJ wurden im Zuge der früheren Ackernutzung (fAcp-Horizont) des Standortes verändert. Daher ist die ursprüngliche Abfolge der Horizonte im Oberboden heute nicht vollständig erhalten.

7.3.1.7 Profil „Erlache“ (LAMP-1)

Profil LAMP-1 (R 3461625, H 5597920; ca. 90,5 m ü. NN) wurde im verlandeten Altlauf des MS3 der TK25 Blatt 6316 Worms erbohrt. Der Standort liegt etwa 1 km N von Lampertheim im Bereich der „Erlache“ (Abb. 31).

Zwischen diesem Altlauf und den Altläufen von MS1 und MS2 besteht morphologisch keine direkte Verbindung. Daher ist es nicht klar, ob MS3 „*älter oder jünger ist*“ als diese MS (SCHARPFF 1977: 56). Die relativstratigraphische Einstufung als MS3 basiert im wesentlichen auf der geringeren Altlaufbreite im Vergleich zum MS2 und dem kleineren Durchmesser des Mäanderbogens. SCHARPFF (1977: 56 u. 77) wertet diese morphometrischen Merkmale als Indizien für ein Nachlassen „*furkativer Tätigkeit*“ gegenüber den o.g. vermeintlich älteren MS.

Die Entstehung des MS3 soll spätestens im Boreal erfolgt sein (SCHARPFF 1977: 58). Diese Annahme stützt sich auf Pollenanalysen, die an einem nur unweit von Profil LAMP-1 gelegenen Standort (vgl. geographische Angaben in BRELIE 1977: 82) durchgeführt wurden. Anhand der von BRELIE (ib.) analysierten Spektren (n=2) sind die Niedermoor torfe aus der Paläorinne von MS3 den Pollenzonen V-VI und VII-VIII *sensu* FIRBAS (1949, 1952) zuzuordnen und somit in den Zeitraum Boreal/Atlantikum (Tiefe: 105-125 cm u. GOF) bzw. jüngeres Atlantikum/Subboreal (Tiefe: 65-85 cm u. GOF) zu stellen (BRELIE 1977; SCHARPFF 1977). Aufgrund der geringen Probenzahl, der relativ großen Beprobungsintervalle sowie der fehlenden unabhängigen Alterskontrolle sind diese palynologischen Befunde jedoch wenig aussagekräftig im Hinblick auf die zeitlich präzise Einstufung von MS3. Zudem ist unklar, ob damit der Verlandungsbeginn der Paläorinne erfaßt wurde, da den Angaben von BRELIE (ib.) nicht zu entnehmen ist, ob die unterste Probe von der Basis der Altlauflazies stammt. Daher wurde Profil LAMP-1 für weitere Untersuchungen zur Altersstellung von MS3 ausgewählt.

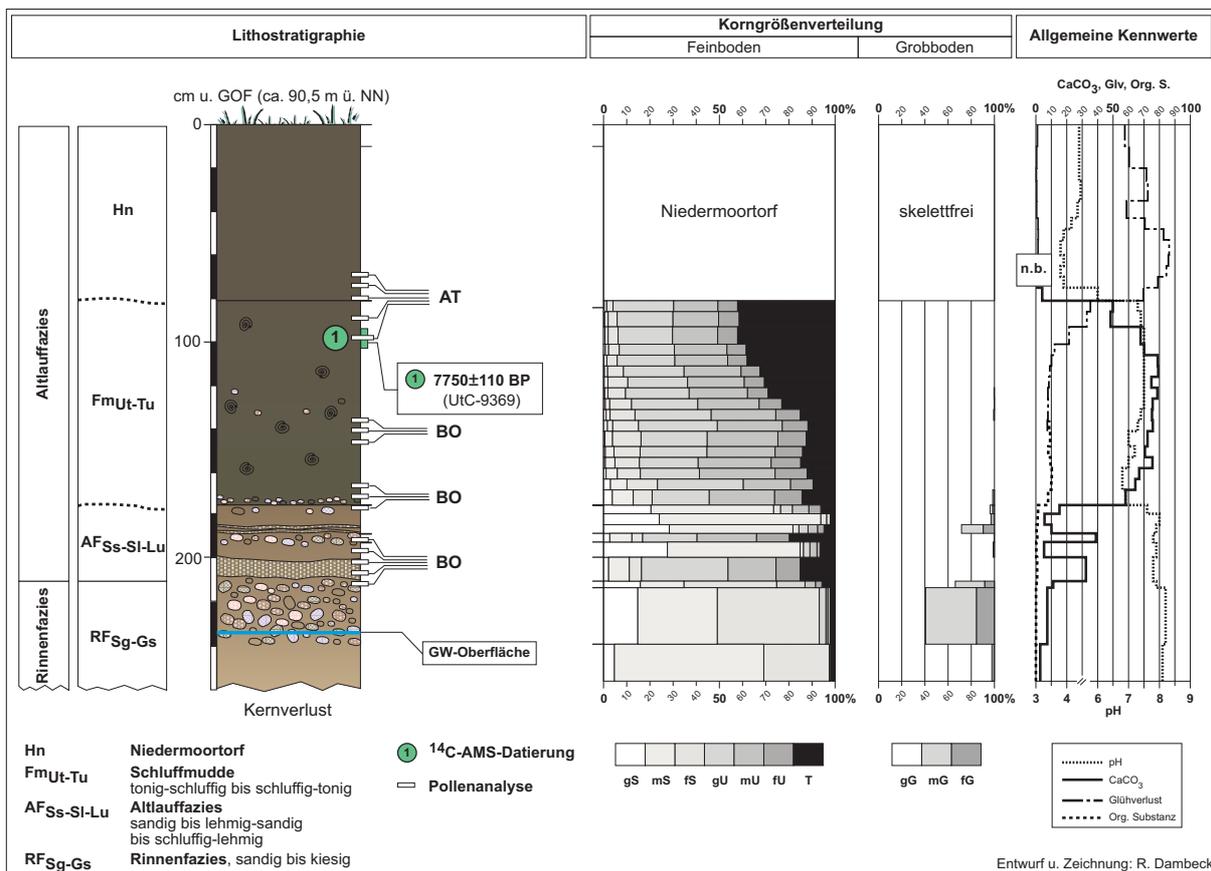


Abb. 38: Lithostratigraphischer Aufbau von Profil LAMP-1 – Niedermoor über Schluffmudde über sandiger bis schluffig-lehmiger Altlauflazies über sandiger bis kiesiger Rinnenfazies.

Der lithostratigraphische Aufbau von Profil LAMP-1 ist in Abbildung 38 dargestellt. An der Profilbasis (214-257 cm u. GOF) stehen gräulichbraune (10YR6/1-2) schwach kiesige Sande

und Kiese (RF_{Sg-Gs}) an. Zum Hangenden folgen über den Kiesen ab einer Tiefe von 214 cm u. GOF gräulichbraune (10YR4/2) bis graue (10YR6/1 – 5Y5/1-2) wechsellagernde Altlauffazies (AF_{Ss-Sl-Lu}), wobei die lithofazielle Ausprägung der jeweiligen Schichten stark variieren kann. So sind in diese Sandablagerungen mehrfach feinmaterialreichere oder kiesführende Lagen eingeschaltet (Abb. 38; Anh. 1-17).

Im Bereich der Obergrenze (175 cm u. GOF) erfolgt ein Übergang zu dunkelgrauen (10YR4/1 – 5Y3/1) bis schwarzen (10YR2/1 – 5Y2/2) Muddebildungen (Fm_{Ut-Tu}), die einen tonig-schluffigen bis schluffig-tonigen Sedimentcharakter aufweisen. Zur Bezeichnung wurde der Begriff „*Schluffmudde*“ gewählt. Gleichwohl vollzieht sich dieser Sedimentwechsel nicht abrupt. Die Muddeablagerungen führen an der Basis noch einen gewissen Sandanteil. Das läßt auf eine allmähliche Veränderung der Sedimentationsbedingungen schließen. Mit dem Einsetzen der sehr feinkörnigen Mudde ist ein deutlicher Anstieg des Carbonatgehaltes und der organischen Substanz verbunden.

Oberhalb einer Profiltiefe von 81 cm u. GOF bilden Niedermoortorfe (Hn) das Hangende der Schluffmudde. Mit diesen schwarzen (10YR2/1) organischen Ablagerungen schließt die Schichtenfolge in Profil LAMP-1 zur Geländeoberfläche hin ab.

Palynostratigraphisch ist das Profil LAMP-1 jünger einzuschätzen als das Profil ERAF-1 (vgl. Kap. 7.3.1.5). In den Pollenspektren aus der sandig-schluffigen Altlauffazies (AF_{Ss-Sl-Lu}) und aus dem unteren Teil der Schluffmudde (Fm_{Ut-Tu}) ist das „*typische boreale Haselmaximum offenbar komplett erfasst und mit bis zu 70% voll ausgeprägt*“ (SCHWEIZER & KALIS 2002: 4).

Außer Hasel (*Corylus*) sind Eiche (*Quercus*) und Ulme (*Ulmus*) in den Spektren präsent. Zudem spiegeln die untersuchten Pollenproben die Einwanderung von Linde (*Tilia*) wider (Anh. 4-6). Oberhalb einer Profiltiefe von 100 cm u. GOF nehmen die Pollenwerte von Eiche (*Quercus*), Erle (*Alnus*), Linde (*Tilia*) und Kiefer (*Pinus*) zu. Nach FIRBAS (1949) stellt diese Entwicklung ein klassisches Kennzeichen für den Beginn des Atlantikums dar. Danach ist anzunehmen, daß die Paläorinne bereits im Boreal abgeschnürt wurde und die Verlandung sich während des Atlantikums fortsetzte (SCHWEIZER & KALIS 2002).

Diese palynologischen Erkenntnisse zur Entwicklung von Profil LAMP-1 korrespondieren gut mit dem ¹⁴C-Alter (UtC-9369) aus dem oberen Teil der Schluffmudde, das in das frühe Atlantikum zu stellen ist. Die radiometrische Altersbestimmung eines fossilen terrestrischen Makrorestes (Analyse: Dr. R. Urz, Köln) aus einer Tiefe von 93-101 cm u. GOF lieferte ein ¹⁴C-AMS-Datum von 7750±110 BP (8640-8390 cal. BP; Anh. 2).

Weitere Untersuchungen zur Altersstellung der äMG wurden an Standorten im Bereich von Blatt Gernsheim durchgeführt. Die Ergebnisse werden in Kapitel 7.3.2 abgehandelt.

7.3.2 Rechtsrheinische Untersuchungsstandorte im Bereich der GK25 6216 Gernsheim

Im Bereich der GK25 6216 Gernsheim (ROSENBERGER et al. 1996) wurden verschiedene rechts- und linksrheinische MS für Untersuchungen zum Beginn der Mäanderbildung und zur Altersstellung der äMG ausgewählt. Auf rechtsrheinischer Seite liegen die Standorte auf der Umlauffläche (Profil GRH-1; Kap. 7.3.2.1) und in der Paläorinne (Profil GRN-1; Kap. 7.3.2.2) von MS 1 sowie im Altlauf von MS 3 (Profile GRD-1 u. KR-1; Kap. 7.3.2.3; Kap. 7.3.2.4; Abb. 39). Linksrheinisch wurden Bohrkerne aus den verlandeten Altlauftrinnen von MS 6 und MS 7 bearbeitet. Diese Lokalitäten werden im anschließenden Kapitel 7.3.3 beschrieben.

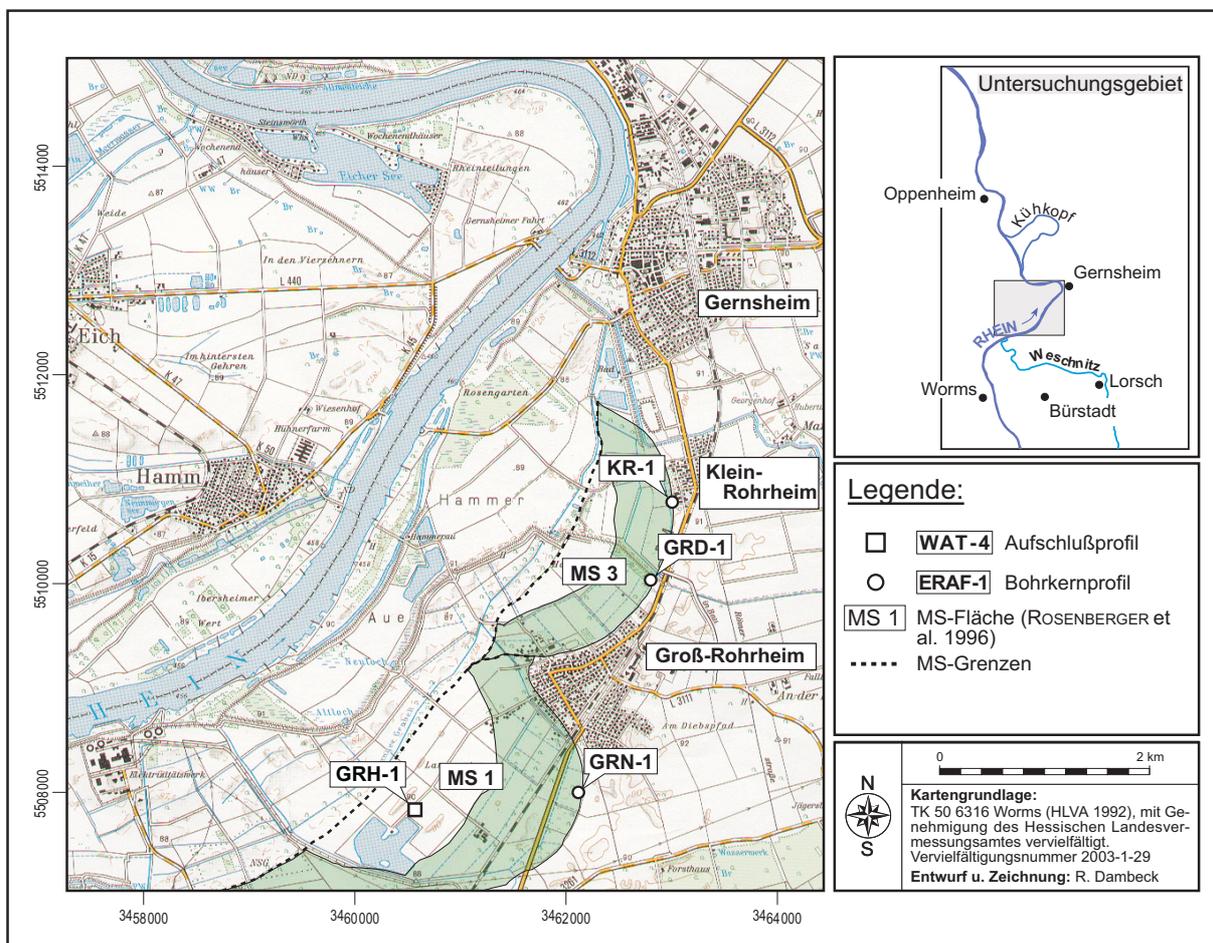


Abb. 39: Lage der rechtsrheinischen Untersuchungsstandorte im Gebiet der GK25 6216 Gernsheim.

7.3.2.1 Profil „Nachtgarten“ (GRH-1)

Der Standort von Profil GRH-1 ($R^{34}60720$, $H^{55}07840$; ca. 89,75 m ü. NN) liegt ca. 1,5 km SW von Groß-Rohrheim, auf der morphologisch schwach gegliederten, relativ flachwelligen Umlauffläche von MS 1 (Abb. 39). Dort waren die in der Umgebung dieser Lokalität verbreitet

anstehenden Sedimente der sandig-schluffigen Umlaufflächen-Normalfazies aufgeschlossen (vgl. ROSENBERGER et al. 1996; Abb. 40).

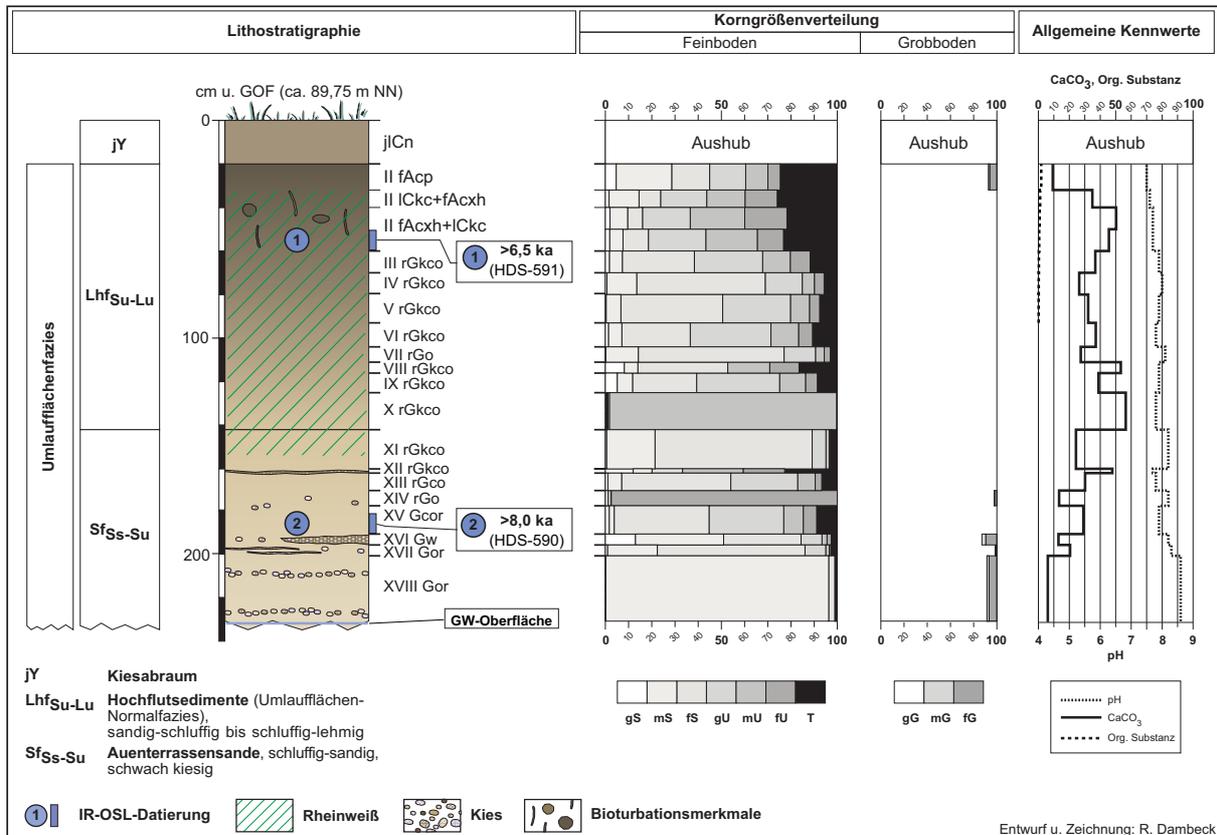


Abb. 40: Lithostratigraphischer Aufbau von Profil GRH-1 – Erodierter reliktsch vergleyter Kalktschernosem aus Hochflutsedimenten mit Rheinweiß über schwach kiesigen Auenterrassensanden.

An der Basis des Profils (142-235 cm u. GOF) stehen weißlichgraue bis hellbräunlichgraue (10YR7-8/1 – 2.5Y6/2), schwach kiesige Sande (Sf_{Ss-Su}) an. Die höchsten Partien dieser Schichten sind von grobsandigen Feinsanden (fSgs) aufgebaut. Oberhalb einer Tiefe von 142 cm u. GOF folgen darauf schluffig-sandige bis schluffig-lehmige Sedimente (Lhf_{Su-Lu}) der Umlaufflächen-Normalfazies ab. Im Übergang von den Sanden an der Profilbasis zu den überlagernden schluffigen Schichten ist ein stark verfestigter Rheinweiß-Horizont (X rGkco) ausgeprägt. Die Hochflutablagerungen lassen von der Untergrenze zum Top eine sukzessive Zunahme feinerer Korngrößen erkennen. Generell ist dieser Profilabschnitt jedoch dadurch gekennzeichnet, daß im unteren Teil grobkörnigere Bereiche wiederholt mit feineren Partien abwechseln und mitunter auch extrem schluffige Zwischenlagen in die Hochflutsedimente eingeschaltet sind (Abb. 40; Anh. 1-18).

Die hell- bis olivgrau (2.5Y6-7/2 – 5Y6/3) gefärbten Hochflutablagerungen (30-142 cm u. GOF) sind bis in eine Tiefe von 60 cm u. GOF durch Grundwassereinfluß geprägt. Darauf

deutet die starke Rostfleckung der in diesem Tiefenbereich entwickelten Bodenhorizonte hin. Zudem ist der gesamte Profilabschnitt durch sekundäre Carbonatausfällung mit Rheinweiß intensiv überprägt. Im Unterschied dazu, sind die obersten Partien durch eine terrestrische Pedogenese gekennzeichnet. In diesem Teil von Profil GRH-1 (32-60 cm u. GOF) ist ein Grauer Kalktschernosem entwickelt. Das Solum dieser Bodenbildung ist allerdings nicht in ursprünglicher Ausprägung erhalten. Bedingt durch die frühere Beackerung des Standortes wurde das Profil verändert. Unter der ehemaligen Ackerkrume (20-32 cm u. GOF), die von einem dunkelgrauen (10YR3-4/1) fAcp-Horizont nachgezeichnet wird, finden sich heute nur noch Reste der für diese Tschernoseme charakteristischen Oberbodenhorizonte. Aufgrund variierender pedogenetischer Merkmale können zwei Horizontbereiche ausgegrenzt werden. Ein gräulichbrauner (2.5Y5/2) ICkc+fAcxh-Horizont (32-43 cm) ist von einem fahl olivgrauen (5Y4-6/2) fAcxh+ICkc-Horizont (43-60 cm) zu unterscheiden. Als Kriterium zur Grenzziehung dienen die divergierenden Flächenanteile der durch Bioturbation (z.B. krümelartiges Gefüge, Grabspuren) hervorgerufenen Horizontmerkmale. Häufigkeit und Intensität der bioturbaten Überprägung nehmen mit der Tiefe ab. Unterhalb von 60 cm u. GOF fehlen Hinweise für Bioturbation. Dieser Profilabschnitt ist ausschließlich hydromorph geprägt.

Zur zeitlichen Einstufung von Profil GRH-1 wurden IR-OSL-Datierungen durchgeführt. Diese lieferten zwei Minimalalter und damit nur wenig präzise Angaben zur Altersstellung. An der Probe (HDS-590) aus einer Tiefe von 185-190 cm wurde ein Alter von >8,0 ka ermittelt, das die Sedimente von der sandigen Basis in das frühe Atlantikum stellt. Die Probe (HDS-591) aus einer Tiefe von 55-60 cm stammt aus dem höchsten, profilmorphologisch nicht bioturbat überprägten Teil der Hochflutsedimente (Lhf_{Su-Lu}). Diese erbrachte ein Alter von >6,5 ka, das in das späte Atlantikum datiert (Anh. 3).

Tab. 18: Ergebnisse semiquantitativer Schwermineralanalysen an Profil GRH-1.

Horizont	Fazies	Tiefe (u. GOF)	Schwerminerale (fett = Dominanz)	LST-Minerale (fett = Anzahl/Stück)
V rGkco	Lhf _{Su-Lu}	85 cm	Brookit, Disthen, Epidot, Glaukonit, Glimmer, Granat, Grüne Hornblende, Rutil, Zirkon,	Augit (12), Braune Hornblende (3), Titanit (6),
IX rGkco	Lhf _{Su-Lu}	120 cm	Granat , Epidot, Zoisit, Grüne Hornblende, Rutil, Anatas, Disthen	Augit (2), Titanit (2)

Relative Altershinweise zur zeitlichen Einordnung von Profil GRH-1 lieferten semiquantitative Schwermineralanalysen (Prof. Dr. H. Thiemeyer, Frankfurt/M.) nach LST an Sedimenten aus unterschiedlichen Tiefenbereichen. Bestandteile der für die vulkanischen Aschen typischen Mineralvergesellschaftung waren in den Spektren aus Tiefen von 85 cm bzw. 120 cm u. GOF in unterschiedlichen Anteilen nachzuweisen. Die Ergebnisse dieser Untersuchungen sind in Tabelle 18 dokumentiert.

7.3.2.2 Profil „Neuwiese“ (GRN-1)

Der Standort von Profil GRN-1 (R ³⁴62225, H ⁵⁵07850; ca. 89,0 m ü. NN) liegt ca. 0,5 km SW von Groß-Rohrheim im verlandeten Altlauf von MS 1 (Abb. 39). Dieser bildet die Nahrinne der Rheinaue zum Hochgestade. Das bis zu 750 m breite frühere Flußbett ist morphologisch gegliedert in ein System verzweigter Paläorinnen, die durch sandige Rücken voneinander getrennt sind (ROSENBERGER et al. 1996). Darin bestehen Ähnlichkeiten zu den Altläufen von MS 2 bzw. MS 3 von Blatt 6316 Worms (Kap. 7.3.1.5; Kap. 7.3.1.7) sowie zum MS 3 von Blatt 6216 Gernsheim (Kap. 7.3.2.3; Kap. 7.3.2.4).

Für Niedermoortorfe aus dem Altlauf von MS 1 liegt am HLfB/HLUG ein konv. ¹⁴C-Datum von 6540±90 BP (7565-7330 cal. BP) vor, das an einem von der Lokalität GRN-1 ca. 130 m entfernt gelegenen Profilstandort (R ³⁴62260, H ⁵⁵07975) ermittelt wurde (schriftl. Mitt. W. Rosenberger, HLUG). Dieses ¹⁴C-Alter deutet darauf hin, daß die Verlandung der Paläorinne im Atlantikum im Gange bzw. spätestens zu der Zeit das Stadium der Torfbildung erreicht war. Aus den in Kapitel 3.4 genannten Gründen dürften die am HLfB/HLUG existierenden Radiokarbonaten den Verlandungsbeginn indes nicht ausreichend genau widerspiegeln. Im Rahmen der vorliegenden Studie sollten Untersuchungen daher eine präzisere Datierung herbeiführen, um dieses MS im Hinblick auf den Beginn der Mäanderbildung am nördlichen Oberrhein und die zeitliche Einstufung der äMG exakter einordnen zu können.

Der lithostratigraphische Aufbau von Profil GRN-1 ist durch eine Abfolge verschiedenartiger Sedimente gekennzeichnet. An der Profilbasis stehen in einer Tiefe von 300-435 cm u. GOF rötlichviolette (7.5YR6-7/2) bis bräunlichgraue (10YR5-6/2 – 2.5Y5-6/2), zumeist feinkiesige Mittelsande (RF_{Sg-Gs}) an. In einer Tiefe von 410-430 cm ist in diese Sedimente ein ca. 20 cm mächtiges Schotterpaket eingeschaltet. Bedingt durch Kernverlust, war die Untergrenze der sandigen Ablagerungen mit Bohrungen nicht zu erfassen. Die Obergrenze (300 cm u. GOF) ist sehr scharf ausgeprägt und markiert einen signifikanten Sedimentwechsel, hin zu deutlich feineren Korngrößen (Abb. 41).

Oberhalb von 300 cm bis in eine Tiefe von 266 cm folgt eine sandige bis schluffig-tonige Altlauffazies (AF_{Ss-Ut}) auf die sandig-kiesige Rinnenfazies an der Basis von Profil GRN-1 ab. Es handelt sich um graue (5Y5/1) bis dunkelgraue (10YR4/1) Rinnenfüllungen, die einen den überlagernden Mudden ähnlichen Sedimentcharakter aufweisen, im Vergleich dazu jedoch weitaus geringere Anteile an organischen Substanzen führen (Anh. 1-19). Wenngleich die lithofazielle Zusammensetzung stärker variiert, so deutet das Vorherrschen schluffiger und toniger Korngrößen doch darauf hin, daß diese Sedimente unter sehr ruhigen Bedingungen nach Abschnürung des Mäanders abgelagert wurden und somit den Beginn der Verlandung repräsentieren.

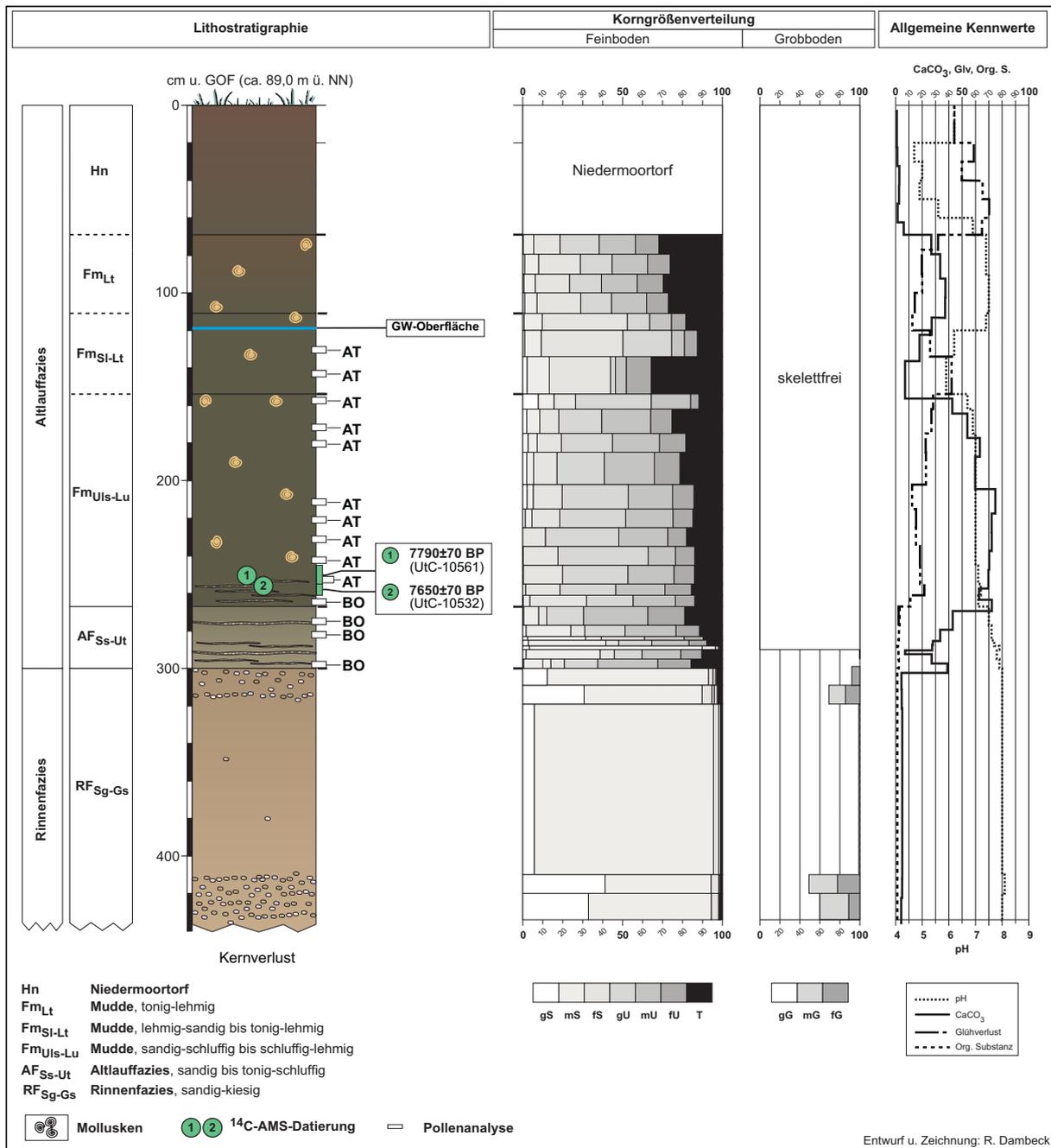


Abb. 41: Lithostratigraphischer Aufbau von Profil GRN-1 – Niedermoortorf über Mudden über sandig- bis tonig-schluffiger Altauffazies über sandig-kiesiger Rinnenfazies.

Ab einer Tiefe von 266 cm u. GOF nehmen die Humusgehalte stark zu (Abb. 41; Anh. 1-19). Diese Zunahme an organischer Substanz korrespondiert mit dem Einsetzen von etwa 2 m mächtigen Mudden (Fm), die das Profil GRN-1 bis in eine Tiefe von 69 cm u. GOF aufbauen. Im Unterschied zu den liegenden Schichten sind diese Ablagerungen grauschwarz (5Y2.5/1) gefärbt. Die dunklere Färbung stellt eine deutliches Unterscheidungsmerkmal dar, das trotz

der sehr ähnlichen Korngrößenzusammensetzung im Übergangsbereich der verschiedenen Altlaufauffüllungen eine klare Abgrenzung der Mudden von den unterlagernden AF_{SS-Ut} erlaubt.

Die lithofazielle Zusammensetzung der Mudden variiert. Während in den unteren Partien bis in eine Tiefe von 154 cm ein lehmig-schluffiger bis schluffig-lehmiger Sedimentcharakter (Fm_{UIS-Lu}) dominiert, herrscht in 111-154 cm u. GOF eine lehmig-sandige bis tonig-lehmige Ausprägung (Fm_{SI-Lt}) vor. In den höchsten Teilabschnitten (111-69 cm) nimmt der Sandanteil wieder ab. Die Ablagerungen in diesem Profilbereich weisen eine überwiegend tonig-lehmige Sedimentbeschaffenheit (Fm_{Lt}) auf.

Oberhalb einer Tiefe von 69 cm stehen in Profil GRN-1 Niedermoortorfe (Hn) an, die nahe der Oberfläche bereits stark vererdet sind. Der Sedimentwechsel von Mudden zu schwarzen (5YR2.5/1 – 10YR2/1 – 5Y2.5/1) Torfablagerungen spiegelt sich u.a. im signifikanten Anstieg der Glühverluste wider, die von 31,9% im oberen Teil der tonig-lehmigen Mudde auf 64,9% an der Basis der Torfe sprunghaft ansteigen (Abb. 41).

Relativstratigraphische Hinweise zum Verlandungsbeginn der Paläorinne von MS 1 lieferten die an Profil GRN-1 durchgeführten Pollenanalysen (Dr. A. Schweizer, Frankfurt/M.). Die palynologischen Übersichtsanalysen deuten darauf hin, daß die Verlandung des Altlaufes mit schluffig-sandigen bis schluffig-tonigen Rinnenfazies (RF_{SS-Ut}) im Boreal einsetzt, hier jedoch später beginnt als in Profil LAMP-1 (Kap. 7.3.1.7). In Profil GRN-1 fällt das Aufkommen von Muddebildung (Fm_{UIS-Lu}) zeitlich etwa mit dem Ende des borealen Haselgipfels zusammen (SCHWEIZER & KALIS 2002). Wie lange die Muddesedimentation in dieser Lokalität andauerte, bevor Torfe aufwuchsen, war im Rahmen dieser Untersuchungen allerdings nicht zu klären.

In den Pollenspektren von der Basis der lehmig-schluffigen bis schluffig-lehmigen Mudde (Fm_{UIS-Lu}) deuten der klare Rückgang der Hasel (*Corylus*) sowie der deutliche Anstieg der Werte von Eiche (*Quercus*), Linde (*Tilia*) und Ulme (*Ulmus*) auf den Beginn des Atlantikums hin (SCHWEIZER & KALIS 2002; Anh. 4-6).

Die palynostratigraphische Einstufung der beginnenden Muddebildung wird gestützt durch zwei ¹⁴C-AMS-Daten von 7650±70 BP (8540-8380 cal. BP; UtC-10532) bzw. 7790±70 BP (8630-8450 cal. BP; UtC-10561), die an fossilen terrestrischen Makroresten (Analyse: Dr. R. Urz, Köln) von der Basis der Muddeablagerungen ermittelt werden konnten (Anh. 2). Nach den radiometrischen Altersbestimmungen zu schließen, datiert der Beginn der Muddebildung in das ausgehende Boreal.

Der oberhalb einer Tiefe von 150 cm u. GOF in den Proben enthaltene Pollen von Buche (*Fagus sylvatica*) sowie die geringen *Corylus*- und *Ulmus*-Werte lassen vermuten, daß diese Pollenspektren das Einsetzen der anthropogenen Beeinflussungen in bandkeramischer Zeit reflektieren (SCHWEIZER & KALIS 2002; SCHWEIZER 2001). Präzisere Aussagen dazu sind nicht möglich. Dies hätte umfassendere Analysen erfordert.

7.3.2.3 Profil „Niederbruch“ (GRD-1)

Der Standort von Profil GRD-1 (R³⁴62925, H⁵⁵09950; ca. 88,5 m ü. NN) liegt ca. 450 m N von Groß-Rohrheim. Dort wurde im „Niederbruch“ ein Sedimentkern aus der verlandeten Paläorinne des MS3 von Blatt 6216 Gernsheim geborgen (Abb. 39). Dieser Altlauf bildet die Nahrinne der Rheinaue gegen das im E angrenzende Hochgestade. Vergleichbar dem MS 1 dieses Kartenblattes, so ist auch der Altlaufbereich des MS 3 morphologisch in torfige Rinnen und sandige Rücken untergliedert (ROSENBERGER et al. 1996).

Am HLfB/HLUG liegt für Niedermoor torfe aus dem Altlauf des MS3 ein konv. ¹⁴C-Alter von 4055±65 BP (4790-4420 cal. BP) vor. Dieses Datum wurde an einem etwa 210 m weiter N gelegenen Profil (R³⁴6301, H⁵⁵1015) ermittelt (schriftl. Mitt. W. Rosenberger, HLUG). Der Paläomäander war danach spätestens im frühen Subboreal vom aktiven Flußlauf abgetrennt und in Verlandung begriffen. Im Hinblick auf den Zeitpunkt der endgültigen Deaktivierung ist dieses ¹⁴C-Alter aus den bereits genannten Gründen als nicht hinreichend genau anzusehen (vgl. Kap. 3.4). Die Untersuchungen an Profil GRD-1 sollten hierzu präzisere Daten liefern. In der Abbildung 42 ist der lithostratigraphische Aufbau dieses Profils dargestellt.



Abb. 42: Lithostratigraphischer Aufbau von Profil GRD-1 – Niedermoor torf über Torfmudde über tonig-schluffiger bis schluffig-toniger Altlauffazies über sandiger Rinnenfazies.

Das Profil GRD-1 zeigt einen mehrgliedrigen Schichtenaufbau. An der Basis (176-277 cm u. GOF) stehen sandige Rinnenfazies (RF_{Ss}) an. Die Untergrenze dieser hellgräulichbraunen (10YR5-7/2-3 – 2.5Y5-6/2-4), schwach kiesigen Mittelsande war, bedingt durch Kernverlust, nicht zu erbohren. An der Obergrenze der Sande erfolgt ein relativ abrupter Fazieswechsel zu tonig-schluffigen bis schluffig-tonigen Altlauffüllungen (AF_{Ut-Tu}). Der überwiegend sehr feinkörnige Sedimentcharakter dieser Ablagerungen (123-176 cm u. GOF) ist stellenweise von sandigeren Abschnitten unterbrochen. Mitunter sind in die dunkelgrauen (10YR3-4/1) bis bräunlicholiv (10YR6/2 – 2.5Y5-6/2-4) gefärbten AF_{Ut-Tu} auch geringmächtige Feinsandlagen eingeschaltet.

Oberhalb einer Tiefe von 123 cm u. GOF bilden torfige Muddeablagerungen (Fhh_{Us}) das Hangende der AF_{Ut-Tu}. Im Profil kommt dieser Fazieswechsel in einem starken Anstieg der Gehalte an organischer Substanz zum Ausdruck (Abb. 42; Anh. 1-20). Weitere Kennzeichen der Torfmudde stellen die schwarze (2.5YN2/0 – 5Y2/1) Farbe und der schluffig-feinsandige Habitus dieser Bildungen dar. Die in diesem Profilabschnitt (63-123 cm u. GOF) stellenweise auftretenden schluffreichen Zwischenlagen belegen, daß das Torfwachstum in Profil GRD-1 zeitweise durch minerogene Stoffeinträge beeinflußt war.

An der Obergrenze der torfigen Muddeablagerungen erfolgt ein Wechsel zu schwarzen (10YR2/1 – 2.5YN2/0) Niedermoortorfen (Hn). Der Übergang zwischen den verschiedenen Sedimenten erfolgt sukzessive und ohne scharfe Begrenzung. Daher ist die Untergrenze der Torfe profilmorphologisch nur schwer zu fassen. Allerdings spiegeln die Sedimentanalysen für die Profiltiefe von 63 cm u. GOF einen sprunghaften Anstieg der Glühverluste (von 43,4% auf 74,7%) wider, so daß die Grenze Torfmudde/Niedermoortorfe in dieser Tiefe zu ziehen ist (Abb. 42).

Erkenntnisse zum Verlandungsbeginn der Paläorinne des MS3 lieferten die radiometrischen Altersbestimmungen an fossilen terrestrischen Großresten aus dem unteren Teil der AF_{Ut-Tu}. An pflanzlichen Resten (Samen von *Alnus glutinosa*; pers. Mitt. Dr. R. Urz, Köln) aus einer Profiltiefe von 148-161 cm u. GOF wurden ¹⁴C-Alter von 5370±140 BP (6285-5990 cal. BP; UtC-7633) bzw. 5760±260 BP (6875-6285 cal. BP; UtC-7634) ermittelt, die jeweils in die Zeit des späten Atlantikums zu stellen sind. Die Datierung eines Makrorestes (Samen von *Alnus glutinosa*; pers. Mitt. Dr. R. Urz, Köln) aus einer Profiltiefe von 161-168 cm u. GOF ergab ein ¹⁴C-Alter von 5410±60 BP (6285-6115 cal. BP; UtC-9503). Auch dieses Alter läßt sich in das späte Atlantikum einordnen (Anh. 2). Obgleich hier eine Altersinversion auftritt, deuten die verschiedenen Daten darauf hin, daß der Altlauf spätestens gegen Ende des Atlantikums in Verlandung begriffen war. Das spricht für einen erheblich früheren Verlandungsbeginn des Paläomäanders als das bisher – unter Bezug auf das am Hlfb/HLUG vorliegende ¹⁴C-Datum – anzunehmen war.

7.3.2.4 Profil „Nachtweide“ (KR-1)

Mit dem Profil KR-1 wurde ein weiterer Sedimentbohrkern aus der verlandeten Paläorinne von MS3 untersucht. Der Profilstandort (R³⁴63070, H⁵⁵10675; ca. 88,5 m ü. NN) liegt in der Flur „Nachtweide“ am S-Ortsrand von Klein-Rohrheim (Abb. 39). Dieses Profil zeigt einen lithologisch weitgehend vergleichbaren Schichtenaufbau, wie das im vorhergehenden Kapitel (Kap. 7.3.2.3) beschriebene – in demselben Altlauf jedoch ca. 730 m weiter SSW gelegene – Profil GRD-1. Die lithostratigraphische Schichtenabfolge von Profil KR-1 ist in Abbildung 43 dargestellt.

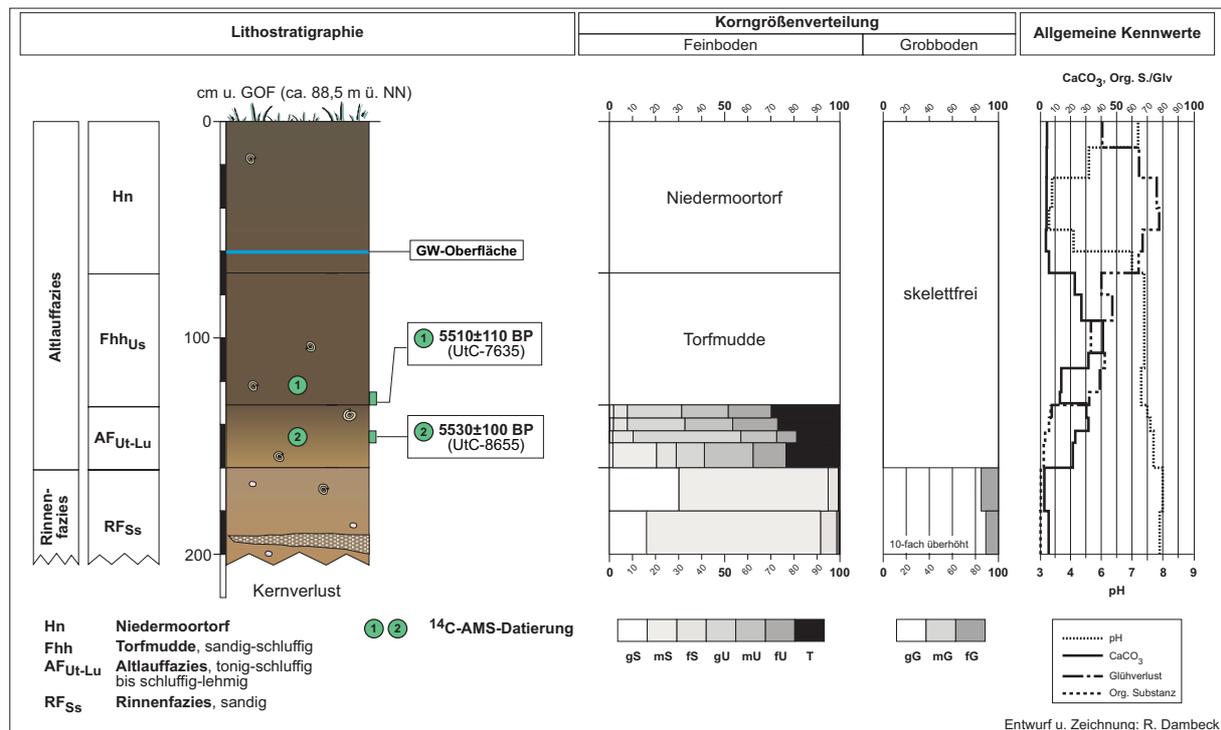


Abb. 43: Lithostratigraphischer Aufbau von Profil KR-1 – Niedermoortorf über Torfmudde über tonig-schluffiger bis schluffig-lehmiger Rinnenfazies über sandiger Rinnenfazies.

An der Basis (160-198 cm u. GOF) von Profil KR-1 stehen gräulichbraune (10YR5/2-3), schwach kiesige Mittelsande der sandigen Rinnenfazies (RF_{Ss}) an. Oberhalb dieser Sande, die zum Top eine gewisse Kornvergrößerung zeigen, setzt in einer Tiefe von 131-160 cm u. GOF eine tonig-schluffige bis schluffig-lehmige Altlauffazies (AF_{Ut-Lu}) ein. Im unteren Teil führen diese gräulicholivbraun (2.5Y5/2-4) bis dunkelgrau (10YR3-4/2) gefärbten Sedimente noch einen stärkeren Sandanteil als in den höchsten Abschnitten, die ein schluffig-lehmiger Sedimentcharakter kennzeichnet. Die von unten nach oben zunehmende Graufärbung dieser

Bildungen korrespondiert mit den zum Top ansteigenden Gehalten an organischer Substanz (2,6% im unteren Teil bzw. 7,1% nahe der Obergrenze; Anh. 1-21).

Das Hangende der sandigen Rinnenfazies wird von dunkelgräulichbrauner (10YR3/2) bis schwarzer (5-10YR2/1) Torfmudde (Fhh_{Us}) aufgebaut. Bedingt durch die starke Beimengung feinsandig-schluffiger Komponenten und signifikant höhere Anteile an organischer Substanz (32,3-48,1 %) unterscheiden sich diese Ablagerungen deutlich von den tieferen Schichten. An der Obergrenze (70 cm u. GOF) geht die Muddebildung ohne farbliche Veränderung in Niedermoor torfe (Hn) über. Ein Unterscheidungsmerkmal der Torfe im Vergleich zur Mudde ergibt sich aus den weitaus geringeren Gehalten an mineralischen Bestandteilen. Wesentlich klarer kommt der Übergang Torfmudde/Torf in der signifikanten Zunahme pflanzlicher Reste oberhalb einer Tiefe von 70 cm u. GOF zum Ausdruck, der mit dem sprunghaften Anstieg der Glühverluste von 40,1% auf 64,3% korrespondiert (Abb. 43; Anh.1-21).

Für Hinweise zur Altersstellung und zum Verlandungsbeginn des Altlaufes von MS3 wurden radiometrische Altersbestimmungen an fossilen terrestrischen Großresten (jeweils Samen von *Rubus caesius*, pers. Mitt. Dr. R. Urz, Frankfurt/M.) aus Profil KR-1 durchgeführt. Die Datierung einer Probe aus dem unteren Teil der AF_{Ut-Lu} (143-148,5 cm u. GOF) lieferte ein ¹⁴C-Alter von 5530±100 BP (6435-6200 cal. BP; UtC-8655; Anh. 2). Ein nahezu identisches Alter ergab sich auch für die Probe von der Basis der Torfmudde (125-131 cm u. GOF), für die ein ¹⁴C-Datum von 5510±110 BP (6410-6180 cal. BP; UtC-7635) ermittelt werden konnte. Folglich war diese Paläorinne während der letzten mindestens 6200 Jahre nicht mehr aktiv. Die Verlandung des Altlaufes muß also spätestens im ausgehenden Atlantikum eingesetzt haben. Somit handelt es sich offenbar um einen der jüngsten der untersuchten Mäander der äMG (vgl. Kap. 8.5.2: Abb. 53).

In Verbindung mit den für Profil GRD-1 (Kap. 7.3.2.3) vorliegenden ¹⁴C-Daten belegt dies, daß MS3 bereits sehr viel früher inaktiviert wurde, als dies aufgrund des am HLFB/HLUG existierenden Radiokarbondatums von 4055±65 BP (4790-4420 cal. BP) bisher anzunehmen war (Kap. 3.4).

7.3.3 Linksrheinische Untersuchungsstandorte im Bereich der GK25 6216 Gernsheim

Am W-Rand der GK25 6216 Gernsheim begrenzt der Altlauf von MS5 (ROSENBERGER et. al 1996) die Dünenflugsande des „Sandwoog“ nach S und bildet die Nahrinne der Rheinaue gegen die angrenzende „Höchste Auenterrasse“ (Kap. 7.2.1; Abb. 44). Dieses MS stellt das morphologisch älteste von drei – als MS5, MS6 und MS7 bezeichneten – Paläomäandern im linksrheinischen Gebiet zwischen dem Rheinlauf im SE und dem o.g. Flugsandgebiet im

N und NW dar (vgl. ROSENBERGER et al. 1996). Die Lage dieser linksrheinischen MS geht aus Abbildung 44 hervor.

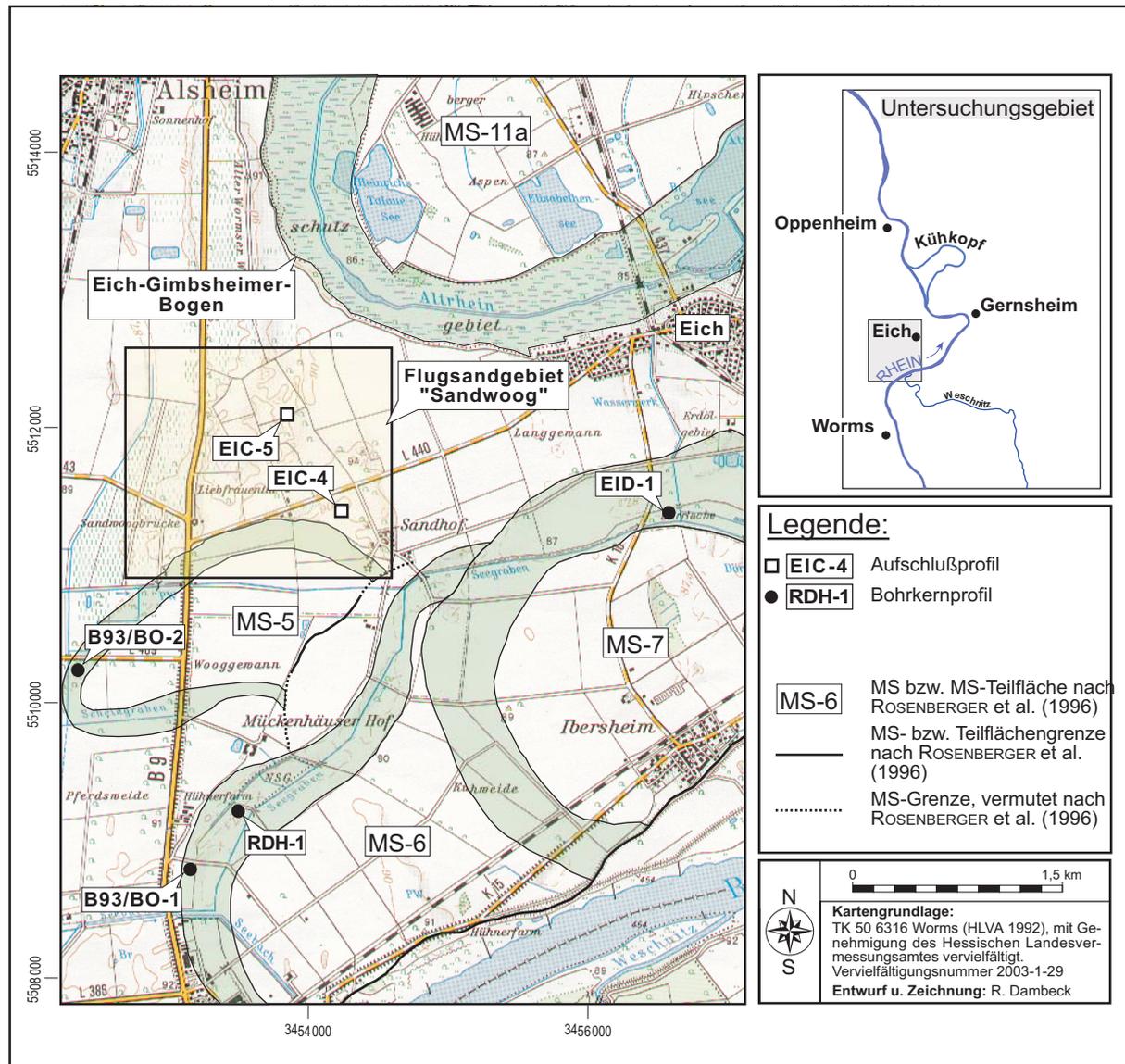


Abb. 44: Lage der linksrheinischen Untersuchungsstandorte der GK25 6216 Gernsheim.

FETZER et al. (1995: 236) ordnen die MS5 bis MS7 von Blatt 6216 Gernsheim den mMS zu. Zur Altersstellung dieser Mäanderflächen liegen am Hlfb/HLUG zwei konv. ¹⁴C-Daten vor. An dem Profil B93/BO-1 aus der Paläorinne von MS6 wurden Torfe auf 3580±76 BP (Hv-19836; 3980-3725 cal. BP) datiert. Anmoorige Tone aus dem verlandeten Altlauf von MS7 lieferten ein Alter von 3455±65 BP (Hv-19846; 3830-3635 cal. BP; ROSENBERGER et al. o.J.). Danach muß die Abschnürung und Verlandung dieser beiden Paläomäander jeweils spätestens im Subboreal erfolgt sein. Aus den bereits mehrfach genannten Gründen (vgl.

Kap. 3.4) handelt es sich dabei allerdings um Mindestalter, die den Verlandungsbeginn nicht hinreichend genau auflösen. Daher wurden im Rahmen dieser Studie noch weitere Profile aus den Altlaufriegen von MS 6 und MS 7 bearbeitet, um den Beginn der Verlandung präziser einordnen zu können. Die Untersuchungsergebnisse werden in den Kapiteln 7.3.3.1 bzw. 7.3.3.2 erörtert.

7.3.3.1 Profil „Seegraben“ (RDH-1)

Die Profillokalität RDH-1 (R ³⁴53625, H ⁵⁵09255; ca. 87, 5 m ü. NN) liegt ca. 600 m NE von Profil B93/BO-1 entfernt am SW-Rand des NSG „Seegraben“ in der verlandeten Paläorinne von MS 6 (Abb. 44). Dort wurde ein ca. 400 cm mächtiger Sedimentbohrkern gewonnen, der einen mehrgliedrigen Schichtenaufbau zeigt (Abb. 45).

An der Profilbasis (295-396 cm u. GOF) stehen hellbräunlichgraue (10YR6-7/2) bis graue (2.5Y6/0 – 10YR6/1), z.T. schwach kiesführende Sande an, die als sandige Rinnenfazies (RF_{SS}) bezeichnet wurden. In einer Tiefe von ca. 295 cm u. GOF erfolgt ein Fazieswechsel zu grauer (5Y4-5/1), schluffig-toniger Altlauffazies (AF_{U_T-T_U}). Diese Altlauffüllungen bauen den gesamten Profilabschnitt bis in eine Profiltiefe von 98 cm u. GOF auf (Abb. 45). In den Sedimenten der sehr stark carbonathaltigen AF_{U_T-T_U} sind Oogonien (*Chara spec.*) in großer Anzahl nachzuweisen. Die Armleuchteralgen weisen auf Zeiten mit Stillwasserbedingungen, vermutlich in Verbindung mit einem Altlaufsee hin (pers. Mitt. Dr. R. Urz, Köln).

Zum Top nehmen die Anteile der Tonfraktion in den AF_{U_T-T_U} zu. Ab einer Tiefe von 98 cm u. GOF kommen stärker tonige Schluffe vor, die aufgrund ihrer grauschwarzen Fleckung von den Sedimenten im Liegenden deutlich zu unterscheiden sind. Farblich bestehen gleichwohl Ähnlichkeiten zu den überlagernden grauschwarzen (2.5Y2/0 – 5Y5/1), schwach schluffigen Tonen (AF_{T_U}), die oberhalb einer Profiltiefe von 85 cm u. GOF einsetzen. Kennzeichnend für diese Ablagerungen sind der relativ hohe Tonanteil (>50%), die dunkle Färbung sowie der anmoorige Habitus, der auf die – in den tonigen Schichten – sehr zahlreich enthaltenen z.T. torfigen Pflanzenreste zurückzuführen ist. Der höhere Gehalt an pflanzlichen Bestandteilen kommt u.a. im signifikanten Anstieg der organischen Substanz (18,0-24,8%) zum Ausdruck (Abb. 45; Anh. 1-22).

Oberhalb von 68 cm u. GOF ändert sich die Farbe erneut und die Tongehalte nehmen ab. Es folgen bis in 23 cm Tiefe schluffig-tonige Auensedimente (Lf), die im Bereich der Basis vor allem an der gräulichbraunen (2.5Y4-5/2) bis dunkelgrauen (10YR3/2) Farbe von den Auentonen im Liegenden zu unterscheiden sind. Möglicherweise handelt es sich dabei um Hochflutablagerungen des nahen Seebaches.

Zur Oberfläche schließt künstlich aufgeschüttetes Material (jY), das zur Befestigung des angrenzenden Feldweges aufgebracht wurde, die Schichtenabfolge ab.

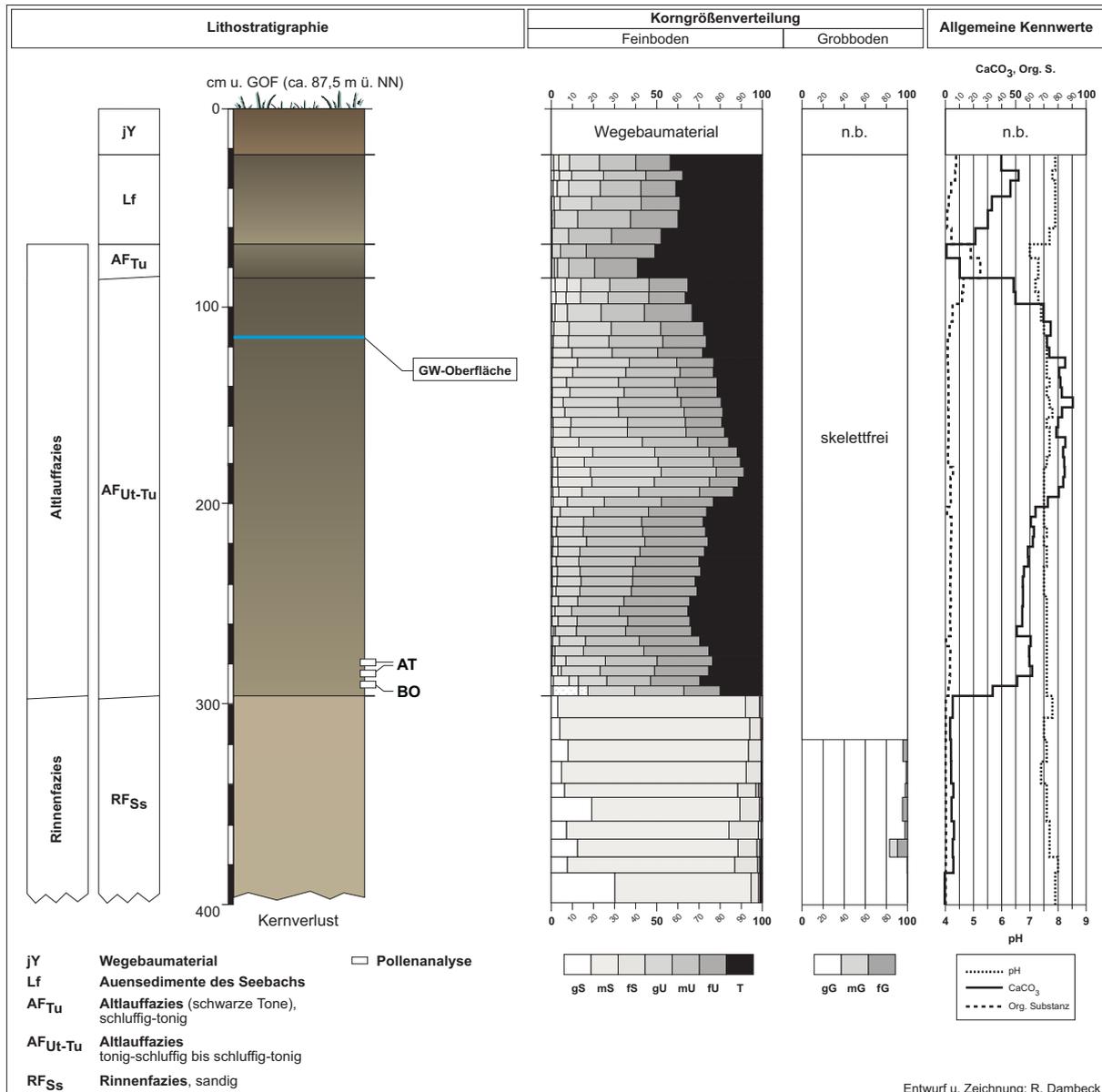


Abb. 45: Lithostratigraphischer Aufbau von Profil RDH-1 – Jüngere Auensedimente über tonig-schluffiger bis schluffig-toniger Altlauflfazies über sandiger Rinnenfazies.

Hinweise zur chronologischen Einstufung des Altlaufes von MS6 liefern die an der Basis der AF_{Ut-Tu} erfolgten palynologischen Untersuchungen. Palynostratigraphisch sind die Spektren zeitlich z.T. noch in das Altholozän einzuordnen. In Anbetracht der relativ hohen Werte von Kiefer (*Pinus*) und der in unterschiedlichen Anteilen nachgewiesenen Laubbaumarten (z.B. *Quercus*, *Ulmus*, *Tilia*), ist die Probe aus einer Tiefe von 291 cm u. GOF in das Boreal zu stellen. Bedingt durch die höheren Werte an *Quercus*-, *Ulmus*- und *Tilia*-Pollen lassen sich

die aus Tiefen von 286 cm bzw. 281 cm u. GOF entnommenen Proben in das Atlantikum einordnen (schriftl. Mitt. Dr. J. A. A. Bos, Amsterdam; Abb. 45; Anh. 4-7).

7.3.3.2 Profil „Dörrlache“ (EID-1)

Der Sedimentkern EID-1 (R³⁴56710, H⁵⁵11320; ca. 87,25 m ü. NN) wurde ca. 1,2 km S von Eich/Rhh. im Bereich der „Dörrlache“ aus der verlandeten Altlauf Rinne des MS7 geborgen. Morphologisch stellt dieser Paläomäander die jüngste Teilfläche der von FETZER et al. (1995) den mMS zugeordneten Rheinmäandern im S bzw. SE des „Sandwoog“ dar (Abb. 44).

Die Untersuchungen sollten Erkenntnisse zur Altersstellung von MS7 und Hinweise zur Charakterisierung der „Schwarzen Tone“ liefern (Kap. 4.2.5). Derartige Auentone bauen die höchsten Partien von Profil EID-1 auf und bilden in dieser Lokalität das Endglied der in der Abbildung 46 dargestellten fluvialen Schichtenabfolge.

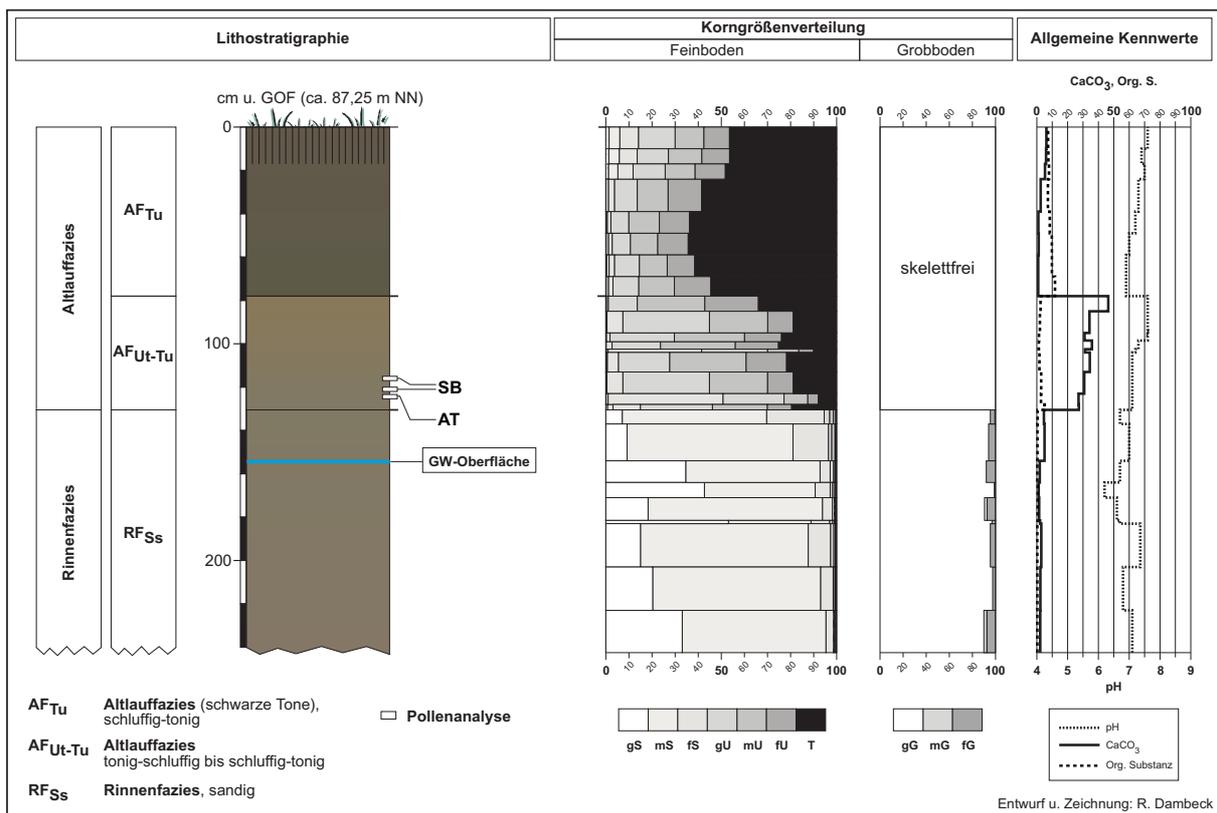


Abb. 46: Lithostratigraphischer Aufbau von Profil EID-1 – Tonig-schluffige bis schluffig-tonige Altlaufazies über sandiger Rinnenfazies.

An der Basis des Profils (128,5-239 cm u. GOF) stehen dunkelgraue (7.5YR3-4/0 – 5Y3-4/1), schwach kiesige Sande an (Abb. 46). Die Mächtigkeit dieser sandigen Rinnenfazies (RF_{Ss})

war nicht zu ermitteln. Kernverlust unterhalb einer Tiefe von 239 cm u. GOF verhinderte die Rekonstruktion des Sedimentaufbaus in den tieferen Schichten. An der Obergrenze erfolgt ein deutlicher Fazieswechsel zu tonig-schluffiger bis schluffig-toniger Altauffazies (AF_{Ut-Tu}). Diese ebenfalls dunkelgrauen (2.5Y4-5/2-5Y3-4/1), im Vergleich zum Liegenden allerdings deutlich feinkörnigeren Ablagerungen, bauen Profil EID-1 bis in eine Tiefe von 76 cm u. GOF auf. Darauf folgen zum Hangenden (24-76 cm u. GOF) vorwiegend schwarze (10YR2-3/1), schwach schluffige Auentone (AF_{Tu}) ab. Kennzeichnend für diese Tone ist ein muddeartiger Sedimentcharakter. Die dunkle Färbung korrespondiert mit einem überdurchschnittlich hohen Gehalt an organischer Substanz (7,2-11,8%). Gleichzeitig weisen die „Schwarzen Tone“, im Unterschied zu den unterlagernden Schichten, einen nur relativ geringen Carbonatgehalt auf und sind stellenweise sogar nahezu carbonatfrei (Abb. 46; Anh. 1-23).

In den obersten Partien (0-24 cm u. GOF) führen die Tonablagerungen einen erhöhten Sandanteil. Es ist nicht auszuschließen, daß es sich um ein vom benachbarten Seegraben abgelagertes sandiges Hochflutsediment handelt, das im Zuge der früheren Beackerung des Standortes oder pedogenetisch durch Quellungs- und Schrumpfungsprozesse in die tonigen Sedimente eingemischt wurde.

Prospektionsanalysen an Pollenproben von der Basis der AF_{Ut-Tu} lassen darauf schließen, daß die Verlandung im Zeitraum Atlantikum/Subboreal begann. Dafür sprechen die jeweils mit Werten von ca. 20% im Gehölzspektrum der untersten Probe vertretenen Anteile von *Ulmus* und *Quercus*-Pollen (pers. Mitt Dr. J. A. A. Bos, Amsterdam; Anh. 4-7).

Eine radiometrische Altersbestimmung war nicht möglich, da in den Ablagerungen keine datierfähigen terrestrischen Großreste enthalten waren.

7.4 Mittlere Mäandergeneration (mMS *sensu* FETZER et al. 1995)

In diesem Kapitel sind die Ergebnisse dokumentiert, die im N des Untersuchungsgebietes in Bereichen der Mittleren Mäandergeneration (mMS *sensu* FETZER et al. 1995) an Profilen mit „Schwarzen Tonen“ gewonnen wurden (Kap. 3.4; Kap. 3.5). Das Ziel war es, diese Tone zu charakterisieren und zu datieren, um präzisere Erkenntnisse zur Altersstellung der mMG sowie den paläoökologischen Umweltverhältnissen in deren Bildungszeitraum zu erhalten. In Abbildung 47 ist die Lage der untersuchten Lokalitäten dargestellt.

Die Profilstandorte liegen auf verschiedenen Mäanderflächen im Gebiet der TK25-Blätter 6016 Groß-Gerau bzw. TK25 6116 Oppenheim. Da für diese Kartenblätter bisher noch keine Relativgliederung der Rheinaue erfolgt ist, wurden die jeweiligen Paläomäanderflächen mit ortsgographischen Eigennamen (z.B. „Mäanderfläche Hessenaue“; Abb. 47) bezeichnet.

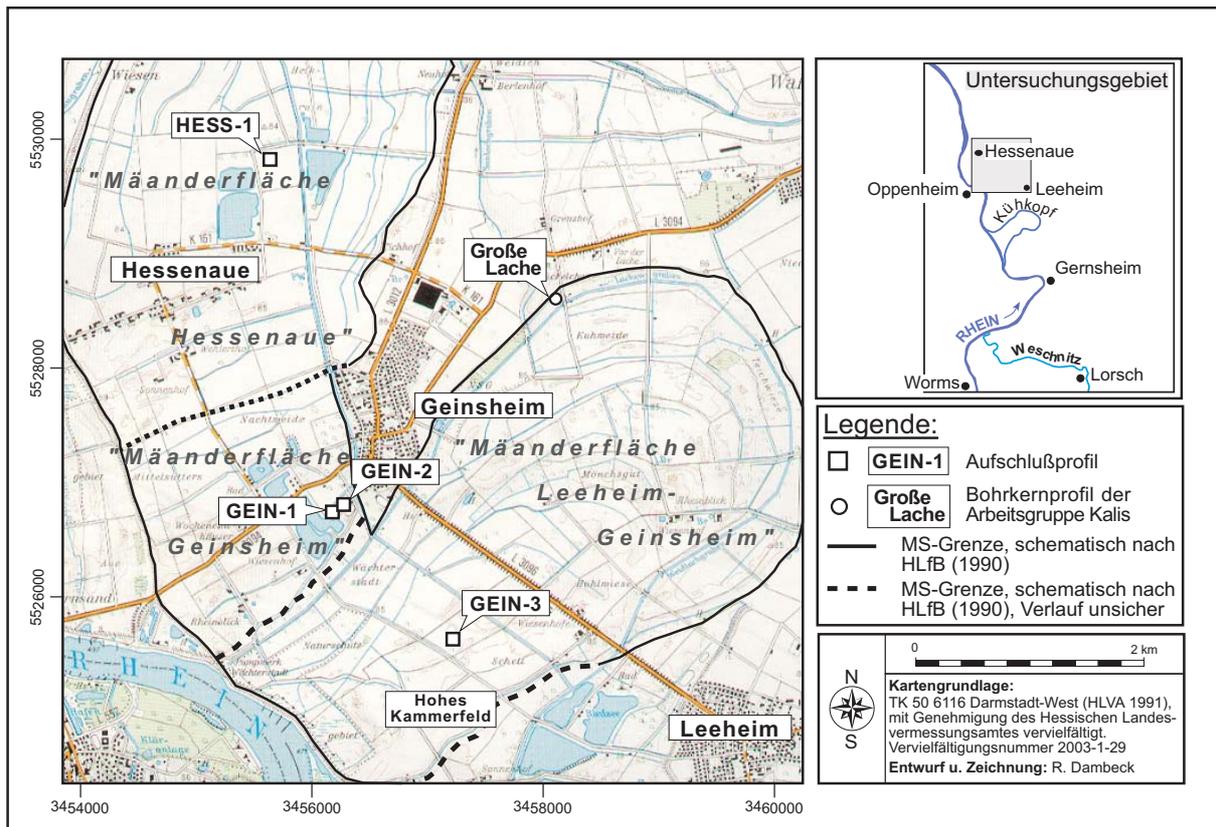


Abb. 47: Lage der Untersuchungsstandorte im Bereich der Mittleren Mäandergeneration.

7.4.1 Profil „Hessenaue“ (HESS-1)

Das ca. 1,6 km NE von Hessenaue (TK25 6016 Groß-Gerau), an der N-Wand der Kiesgrube Seemann, gelegene Profil HESS-1 ($R^{34}55700$, $H^{55}29820$; ca. 83,9 m ü. NN) repräsentiert die typischen Sediment- und Bodenverhältnisse der tonigen Umlaufflächen-Normalfazies der „Mäanderfläche Hessenaue“ (vgl. Abb. 47). Stellvertretend für diese Fläche wurden hier u.a. die für die Umlaufflächen der mMG charakteristischen „Schwarze Tone“ untersucht.

Profil HESS-1 ist von geschichteten, lithofaziell stark variierenden Umlaufflächensedimenten aufgebaut. Drei Faziesbereiche sind grob zu unterscheiden (Abb. 48). Im unteren Teil der Schichtenabfolge (130-155 cm u. GOF) stehen olivgrau (5Y6/1-2) gefärbte, sandig-lehmige Schluffe bis schluffig-lehmige Sande ($Sf_{SiU-Uls}$) an. Aktuell befindet sich dieser Profilabschnitt im Schwankungsbereich des Grundwassers (vgl. III Gor-Horizont, III Gro-Horizont) und zeigt daher Merkmale von intensiver hydromorpher Überprägung.

Das Hangende bilden vorwiegend schluffige Umlaufflächenfazies (Lhf_{Ut-Lu}). Diese setzen in einer Tiefe von 130 cm u. GOF ein und lassen eine sukzessive Kornverfeinerung von der Schichtbasis zum Top (85 cm u. GOF) erkennen. In den unteren Partien herrschen olivgraue

(5Y6/2) tonige Schluffe (Ut4-Ut3) vor, die zur Obergrenze allmählich in dunkelgraue (5Y4/1) schluffige Lehme (Lu) übergehen. Die dunklere Graufärbung in den oberen Bereichen dieser Ablagerungen korrespondiert mit dem geringfügig erhöhten Gehalt an organischer Substanz, und dürfte auf bioturbate Prozesse im Zuge der früheren Bodenbildung zurückzuführen sein. Pedogenetisch sind in diesem Profilabschnitt die Ackxh-Übergangshorizonte eines fossilen Grauen Tschernosems ausgebildet. Diese wurden durch sekundäre Carbonatanreicherung nachträglich mit Rheinweiß überprägt.

In einer Tiefe von 85 cm u. GOF ändert sich das Erscheinungsbild. Mit dem Einsetzen grauschwarzer (5Y2-4/1) Auentone (Tf_{TU-Tt}) tritt ein signifikanter Fazieswechsel ein (Abb. 48; Anh. 1-24). Damit einher geht ein sprunghafter Anstieg der Tonanteile von 23,4% auf 50,2%, die von der Schichtbasis zum Top weiter zunehmen. Das resultiert in Tongehalten von bis zu 70,9 %, die nahe der Oberfläche erreicht werden.

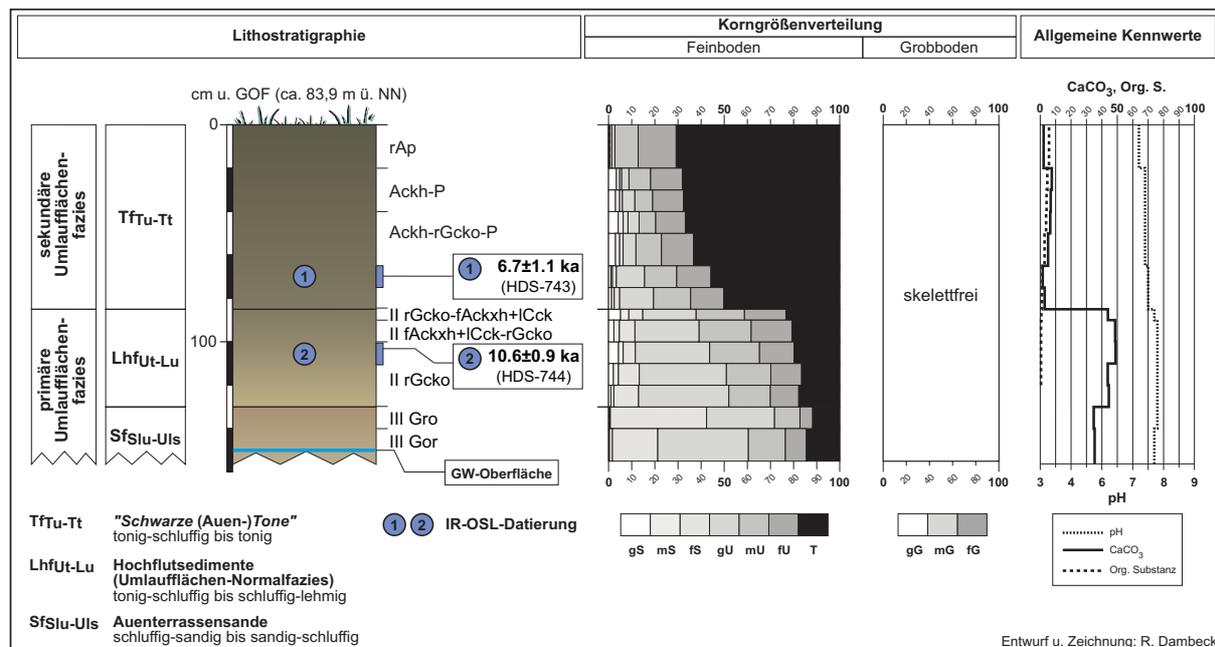


Abb. 48: Lithostratigraphischer Aufbau von Profil HESS-1 – Auengley-Auenpelosol aus „Schwarzen Tonen“ über reliktsch vergleytem Kalktschernosem aus schluffig-lehmigen bis tonig-schluffigen Hochflutsedimenten mit Rheinweiß über Auenterrassensanden.

Pedogenetisch sind die verschiedenen Abschnitte in Profil HESS-1 unterschiedlich geprägt. In den „Schwarzen Tonen“ ist als Boden ein (Auen-)Pelosol ausgebildet. Wie an den bis in eine Tiefe von ca. 60 cm entwickelten Schrumpfrissen zu erkennen ist, haben peloturbate Prozesse zur Absonderung eines Säulengefüges und zur Entstehung eines P-Horizontes geführt. Schwache Rostfleckung dokumentiert zudem eine hydromorphe Beeinflussung bis in die höchsten Partien von Profil HESS-1. Im Unterschied zu den kalkreichen Sedimenten im

Liegenden, sind die „Schwarzen Tone“ vergleichsweise carbonatarm. Auffällig ist zudem, daß die tonige Matrix des Horizontes trotz Carbonatgehalten von bis zu 7,5% auch kalkfreie Stellen aufweist. Zusammenfassend ist somit festzuhalten, daß sich in diesem Profilabschnitt unterschiedliche pedogentische Merkmalsausprägungen durchdringen. Das soll mit der Bezeichnung als Ackh-rGcko-P-Horizont zum Ausdruck gebracht werden.

Im Unterschied dazu, ist in den oberen Teilen der tonig-schluffigen bis schluffig-lehmigen Auenfazies (Lhf_{Ut-Lu}) – d.h. im Liegenden des P-Horizontes – ein begrabener dunkelgrauer (5Y4/1) II rGcko-fAckxh+ICck-Horizont entwickelt. Farblich ist dieser Horizont kaum von den basalen Partien der überlagernden „Schwarzen Tone“ zu unterscheiden. Bedingt durch die intensive Rheinweißbildung sind die Sedimente in diesem Profildbereich sehr stark verfestigt. Daher ist die Bestimmung der Bodenart mittels Fingerprobe im Gelände schwierig, was die Festlegung der Schicht- bzw. Horizontobergrenze erschwert. Als typisches Kennzeichen der tschernosemartigen Pedogenese sind das relativ schwach entwickelte Krümelgefüge sowie die wolkig-diffus ausgeprägte Humusanreicherung zu werten. An der helleren Graufärbung (5Y6/1-2) ist zu erkennen, daß die Humusgehalte unterhalb einer Tiefe von 100 cm u. GOF deutlich abnehmen. Gleichzeitig treten in den carbonatreichen (34,7-48,9%) Sedimenten die Merkmale der hydromorphen Überprägung (10-15% Rostflecken) stärker hervor. Vereinzelt sind die Bioturbationsmerkmale bis in eine Profiltiefe von 130 cm u. GOF ausgeprägt. Dieser Bereich (II rGcko-Horizont) ist jedoch überwiegend durch Grundwasser beeinflusst.

Für Hinweise zur zeitlichen Einstufung wurden an zwei Sedimentproben aus Profil HESS-1 Altersbestimmungen mittels der IR-OSL-Methode durchgeführt. Die Datierungen lieferten für die Probe aus den Lhf_{Ut-Lu} (HDS-744; Entnahmetiefe: 100 cm u. GOF) ein Sedimentalter von $10,6 \pm 0,9$ ka. Diese Altersangabe datiert in die Zeit des späten Präboreals. Für die Probe von der Basis der „Schwarzen Tone“ (HDS-743; Entnahmetiefe: 70 cm u. GOF) wurde ein Alter von $6,7 \pm 1,1$ ka ermittelt. (Abb. 48; Anh. 3). Dieses Datum ist zeitlich in das späte Atlantikum einzuordnen und stellt somit ein Mindestalter für die beginnende Ablagerung der schwarzen Auentone am nördlichen Oberrhein und das Einsetzen der mMG dar (vgl. Kap. 8.5.2 u. Kap. 8.5.3).

Tab. 19: Ergebnisse von röntgendiffraktometrischen Tonmineralanalysen an ausgewählten Horizonten von Profil HESS-1.

ID	Fazies	Tiefe [cm u. GOF]	Relative Tonmineralanteile [%]					
			Smectite	Vermiculite	Mixed layer (Vermiculite/Illite)	Illite	Kaolinite	“Chlorite”
F293	Tf _{Tu-Tt}	40-50	79,1	0,0	0,0	4,8	13,4	2,7
F296	Tf _{Tu-Tt}	70-85	85,8	0,0	0,0	1,9	6,6	5,7
F298	Lhf _{Ut-Lu}	90-100	32,7	20,8	26,7	3,3	7,5	9,0

Weitere Hinweise zum Sedimentaufbau erbrachten die an unterschiedlichen Horizonten aus Profil HESS-1 durchgeführten Tonmineralanalysen (Dr. R. Petschick, Frankfurt/M.; Kap. 6.3). Die tonmineralogische Zusammensetzung der verschiedenartigen Sedimente läßt deutliche Divergenzen erkennen. In der Probe aus den UF_{Ut-Lu} herrschen im Tonmineralbestand zwar Smectite vor, deren Anteil beträgt allerdings „nur“ 32,7%. Im Unterschied dazu dominieren Smectite (79,1% bzw. 85,8%) eindeutig in den Proben aus „Schwarzen Tonen“ (Tab. 19).

7.4.2 Profil „Geinsheim-1“ (GEIN-1)

Der Standort von Profil GEIN-1 (R ³⁴56 225, H ⁵⁵26 700; ca. 85,0 m ü. NN) befindet sich ca. 250 m SW von Geinsheim, an der N-Wand der Kiesgrube Kiebert. Die Lokalität liegt auf der Umlauffläche (nachfolgend als „Mäanderfläche Geinsheim“ bezeichnet) des Paläomäanders, der die bereits abgehandelte „Mäanderfläche Hessenaue“ nach S hin begrenzt (Abb. 47; vgl. Kap. 7.4.1).

Das Profil zeigt einen vergleichbaren lithologischen Aufbau, wie das im vorhergehenden Kapitel beschriebene Profil HESS-1 (Abb. 48, Abb. 49; vgl. Kap. 7.4.1). Im Vergleich sind die „Schwarzen Tone“ hier allerdings in einer geringeren Mächtigkeit entwickelt. In dem Zusammenhang ist zu erwähnen, daß die Untersuchungen an Profil GEIN-2 (Abb. 47) – aus einer im Rahmen dieser Studie nicht weiter berücksichtigten Lokalität – dazu veranlaßt haben, für diese Tone stärkere reliefbedingte Mächtigkeitsschwankungen anzunehmen. Für den Standort GEIN-2 ist die überdurchschnittlich große Mächtigkeit (ca. 70 cm) der schwarzen Auentone mit der Ablagerung in einer schwachen morphologischen Senkenposition zu erklären. Dort waren jedoch keine weiterführenden Erkenntnisse zur Charakterisierung der „Schwarzen Tone“ zu gewinnen. Daher wird an dieser Stelle auf eine Profilbeschreibung verzichtet.

Der lithostratigraphische Aufbau von Profil GEIN-1 ist in Abbildung 49 dargestellt. Die an diesem Standort ausgebildete Schichtenabfolge der Umlaufflächen-Normalfazies war an der N-Wand der „Kiesgrube Kiebert“ über eine Entfernung von mehreren Zehnermetern in relativ gleichbleibender Mächtigkeit bis in eine Tiefe von 200 cm u. GOF aufgeschlossen.

Das Profil GEIN-1 zeigt einen mehrfach geschichteten Vertikalaufbau. An der Profilbasis stehen unterhalb einer Tiefe von 95 cm u. GOF sandige Umlaufflächenfazies (Sf_{Ss-U_s}) an. Es handelt sich i.d.R. um gelblich- bis bräunlichgraue (2.5Y5-7/4-6), schwach kiesige Sande, in die sowohl geringmächtige Kiesbänder als auch schluffige Zwischenlagen eingeschaltet sind. Diese Schichten liegen im rezenten Schwankungsbereich des Grundwassers und zeigen daher deutliche Merkmale von hydromorpher Beeinflussung (Anh. 1-25).

Das Hangende der kiesführenden Sande an der Basis bilden hellgelbe bis fahlolivgraue (5Y6-7/3) schluffig-lehmige Sande. Diese Ablagerungen setzen in einer Profiltiefe von 95 cm

u. GOF ein und gehen zum Top der Schicht (40 cm u. GOF) zunächst in sandig-lehmige Schluffe (UIs) und dann in hellgraue (10YR5/1-5Y7/2), schluffige bis schwach tonige Lehme über. Ein auffälliges Merkmal der schluffig-sandigen bis tonig-lehmigen Hochflutsedimente (Lhf_{S_{lu}-L_t}) ist die intensive Überprägung mit Rheinweiß, die in signifikant erhöhten Kalkgehalten zum Ausdruck kommt. Als Folge der sekundären Carbonatausfällung sind diese Sedimente deutlich verfestigt. Gleichzeitig nehmen die insgesamt schwachen Humusgehalte der Horizonte in diesem Teil der Profilabfolge von unten nach oben geringfügig zu, während die hydromorphe Überprägung, im Unterschied dazu, mit zunehmender Annäherung an die Geländeoberfläche abnimmt.

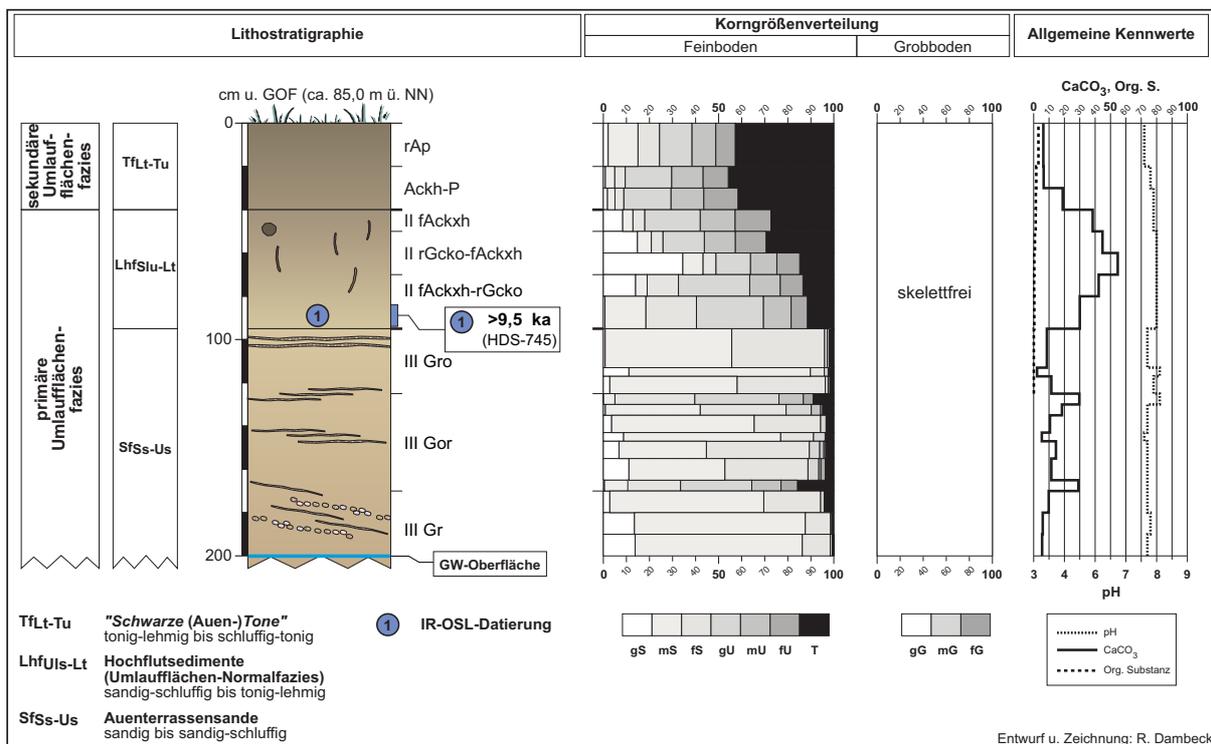


Abb. 49: Lithostratigraphischer Aufbau von Profil GEIN-1 – Auengley-Auenpelosol aus „Schwarzen Tonen“ über reliktsch vergleytem Kalktschernosem aus schluffig-sandigen bis tonig-lehmigen Hochflutsedimenten mit Rheinweiß über Auenterrassensanden.

Oberhalb einer Tiefe von 40 cm u. GOF bilden tonig-lehmige bis schluffig-tonige Auenfazies (Tf_{Lt-Tu}) das Hangende der Lhf_{S_{lu}-L_t}. Obgleich die Tongehalte maximal 45,9% erreichen und damit vergleichsweise niedrig liegen, werden diese Sedimente aufgrund ihrer dunkelgrauen (10YR4-5/1) Färbung und des vorwiegend tonigen Sedimentcharakters als „Schwarze Tone“ bezeichnet (Anh. 1-25).

An der Basis der Tf_{Lt-Tu} ist die Untergrenze zu den Lhf_{S_{lu}-L_t} im Liegenden nicht eindeutig zu ziehen. Das ist auf zum einen durch die weitgehend gleiche Farbgebung dieser Schichten

bedingt, so daß klare Farbunterschiede fehlen und zum anderen auf die Rheinweiß-Bildung zurückzuführen. Von der Carbonatausfällung wurden auch die untersten Abschnitte der Tone überprägt und verfestigt. Bedingt durch die Verfestigung, ist die Schichtuntergrenze maskiert und im Gelände mittels Fingerprobe nicht zweifelsfrei festzulegen.

Hinweise zum Verlauf dieser Schichtgrenze liefern pedogenetische Unterschiede. In den tonig-lehmigen bis schluffig-tonigen Umlaufflächensedimenten der Tf_{Lt-Tu} ist ein schwaches Säulengefüge mit zahlreichen, wenige mm-breite Schrumpfrissen ausgeprägt. Die Form des Bodengefüges steht in Zusammenhang mit Peloturbationsprozessen, die zur Entwicklung des Ackh-P-Horizontes im obersten Teil der Schichtenabfolge geführt haben. Des weiteren sind schwache bis mittlere Humusgehalte (1,4-3,1%) für die Tf_{Lt-Tu} kennzeichnend.

Unterhalb einer Tiefe von ca. 40 cm u. GOF ändert sich, bedingt durch den Wechsel der Lithofazies, mit der Bodenart auch das Bodengefüge. Im Unterschied zu dem in den Tf_{Lt-Tu} entwickelten Ackh-P-Horizont, ist in den unterlagernden Lhf_{Slu-Lt} ein fossiler Ackxh-Horizont ausgeprägt, der ein stark bröckeliges Gefüge mit schwachen Krümelstrukturen aufweist. Das läßt auf eine durch Bioturbation beeinflusste Pedogenese schließen. Zur Basis schwächen sich diese Gefügemerkmale ab und sind in den nach unten anschließenden II rGcko-fAckxh- bzw. fAckh-rGcko-Horizonten nur noch relativ undeutlich ausgebildet. Gleichzeitig gehen die Humusgehalte von 1,3% im fAckxh-Horizont auf 0,3% im fAckh+Gcko-Horizont zurück.

Zur zeitlichen Einordnung von Profil GEIN-1 wurden Sedimente von der Basis der Lhf_{Slu-Lt} mittels IR-OSL datiert. Die Datierung (HDS-745) lieferte ein Minimumalter von >9,5 ka für die in einer Tiefe von ca. 95 cm anstehenden schluffig-lehmigen Sande. Dieses Datum deutet auf eine Ablagerung in der Zeit vor dem mittleren Boreal hin. Es erlaubt jedoch keine präzise Alterseinstufung und ist daher sowohl für die chronologische Einstufung des Profils als auch hinsichtlich der Altersstellung der mMG von relativ geringer Aussagekraft.

7.4.3 Profil „Fuchsloch“ (GEIN-3)

Der Standort von Profil GEIN-3 (R ³⁴57 325, H ⁵⁵25 575; ca. 85,0 m ü NN) liegt ca. 1,5 km SE von Geinsheim auf der Umlauffläche des „Mäanders Leeheim-Geinsheim“ (Abb. 47). Dort war das Profil in der Gemarkung „Fuchsloch“ innerhalb des Betriebsgelände der Kiesgrube der Fa. Renneisen-Wille (Riedstadt) aufgeschlossen.

Profil GEIN-3 wird von mehrfach geschichteten, lithofaziell variierenden Auensedimenten aufgebaut. An der Profilbasis (125-220 cm u. GOF) stehen graue (5Y5/1 – 7.5YR5/0) Sande an. Abschnittsweise sind höhere Schluffanteile zu verzeichnen, so daß die Ablagerungen dann einen schwach lehmigen Sedimentcharakter annehmen. Im Hangenden dieser stark

sandigen bis lehmig-sandigen Umlaufflächenfazies (Sf_{Ss-Sl}) nehmen die Sandanteile spürbar ab. Bedingt durch die stärkere Beimengung feinerer Korngrößen herrschen oberhalb einer Tiefe von 125 cm bis in 75 cm u. GOF schluffig-sandige bis tonig-lehmige Hochflutsedimente (Lhf_{Su-Lt}) vor.

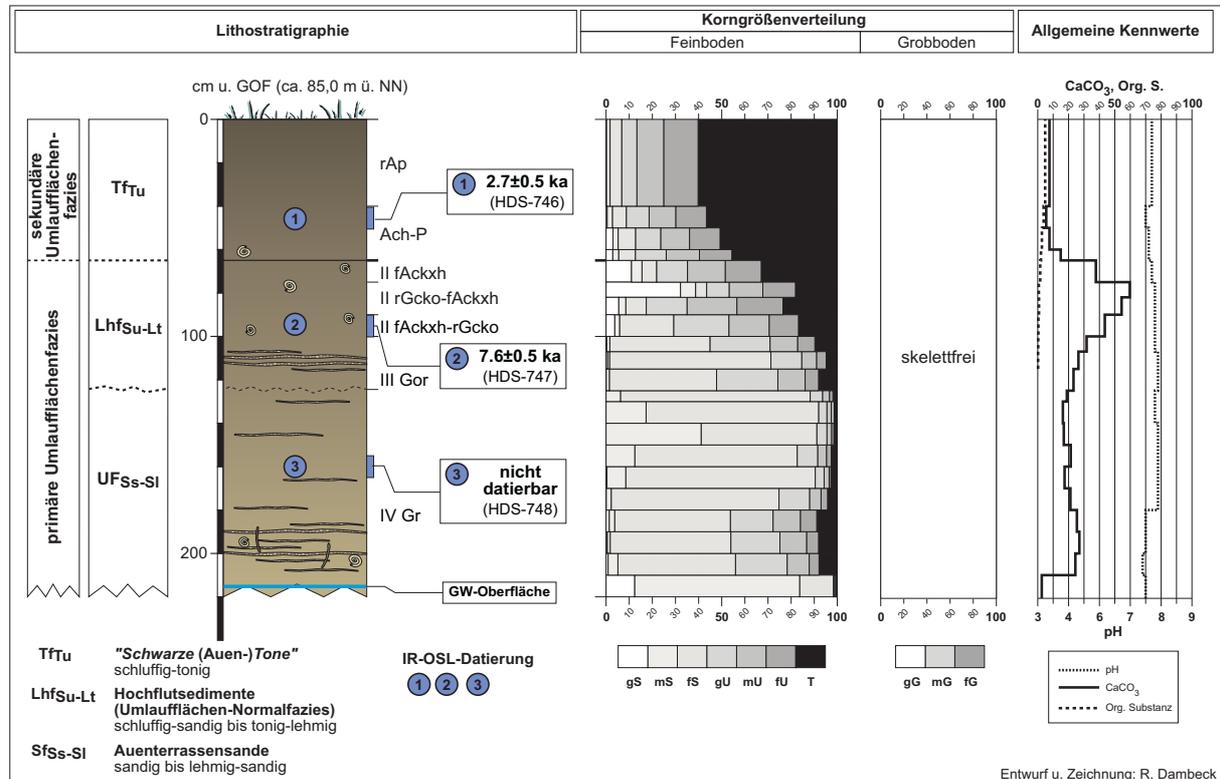


Abb. 50: Lithostratigraphischer Aufbau von Profil GEIN-3 – Auengley-Auenpelosol aus „Schwarzen Tonen“ über reliktsch vergleytem Kalktschernosem aus schluffig-sandigen bis tonig-lehmigen Hochflutsedimenten mit Rheinweiß über Auenterrassensanden.

Innerhalb der Lhf_{Su-Lt} ist eine allmähliche Zunahme der Tongehalte von der Untergrenze bis in die höchsten Partien zu erkennen. Mit dieser sukzessiven Kornverfeinerung ist auch ein allmählicher Anstieg der Carbonatgehalte von der Basis zum Top der Schicht verbunden. Die z.T. signifikant erhöhten Kalkgehalte in diesem Profilabschnitt sind auf Carbonatausfällung in Verbindung mit intensiver Rheinweiß-Bildung zurückzuführen (Anh. 1-26). Zudem ändern sich die Sediment-/Horizontfarben innerhalb der Schicht. Während in dem stärker sandigen unteren Teil olivgraue Farben (5Y6/2-3) dominieren, ist in den höchsten Partien ein Wechsel zu dunkelgrauen (10YR4-5/1) Farbtönen zu beobachten. Die zunehmend dunklere Färbung korrespondiert mit dem schwachen Anstieg der Humusgehalte vom stark durch Grundwasser beeinflussten III Gor-Horizont bis in den hangenden fAckxh-Horizont, der in einer Tiefe von 65-75 cm u. GOF entwickelt ist und die frühere Landoberfläche markiert.

In ca. 65 cm u. GOF setzt ein Sedimentwechsel zu deutlich tonigeren Ablagerungen ein. Es handelt sich um dunkelgraue bis schwarze (10YR2-4/1), schwach schluffige Auentone (Tf_{Tu}), die nach der schwarzgrauen Färbung und der tonigen Bodenart (45,6-60,2% Ton) als „Schwarze Tone“ zu bezeichnen sind. Damit verbunden ist die signifikante Abnahme der Kalkgehalte im Vergleich zu den liegenden Schichten. Allerdings ist an der Schichtbasis eine Häufung von Kalkkonkretionen zu beobachten, was auf eine Kalkumlagerung aus höheren Profilabschnitten hindeutet.

Profilmorphologisch ist der Übergang von den $Lhfs_{Su-Lt}$ zu den Tf_{Tu} aber vor allem an der unterschiedlichen pedogenetischen Prägung und der Veränderung des Bodengefüges zu erkennen. Die Grenzziehung zwischen den verschiedenen Faziesbereichen gestaltete sich am Aufschluß schwierig, da Rheinweiß die Schichtgrenze maskiert und die ausgehärtete Kalkausfällung die sichere Profilsprache mittels Fingerprobe unmöglich machte. Die an Profil GEIN-3 durchgeführten Korngrößenanalysen verdeutlichen jedoch die zwischen den Tf_{Tu} und den $Lhfs_{Su-Lt}$ bestehenden Tongehaltsunterschiede (Abb. 50).

Ähnlich wie in den zuvor beschriebenen Profilen sind die verschiedenartigen Schichten auch pedogenetisch unterschiedlich geprägt (vgl. Kap. 7.4.1 u. Kap. 7.4.2). Auf die frühere Nutzung des Standortes als Acker weist der rAp -Horizont (0-40 cm) hin. Bedingt durch die frühere Beackerung ist der ursprüngliche Profilaufbau des Oberbodens (z.B. Horizontierung, Horizontmächtigkeiten) gestört. Unter dem reliktschen Pflughorizont ist in den schwarzen Auentonen ein $Ach-P$ -Horizont (40-65 cm) entwickelt. Das in diesem Bereich ausgeformte Säulengefüge mit z.T. glänzenden Aggregatoberflächen und die zahlreichen Schrumprisse lassen auf eine durch Peloturbation erfolgte Pedogenese schließen. Stellenweise ist auch eine schwache Rostfleckung zu erkennen. Zudem treten im oberen Teil verstärkt punktuelle Kalkausfällungen auf. An der Untergrenze ist der Horizont dagegen saumartig mit Rheinweiß aufgekalkt.

Demgegenüber weisen die Sedimente im Liegenden der „Schwarzen Tone“ eine deutlich davon abweichende pedogene Überprägung auf. Im obersten Teil der $Lhfs_{Su-Lt}$ (65-75 cm) ist ein fossiler, schwach humoser $Ackxh$ -Horizont entwickelt, in dem die organische Substanz in Gestalt von wolkig-diffusen Flecken angereichert ist, und der ein subpolyedrisches Gefüge mit krümelartiger Struktur aufweist. In den unterhalb anschließenden Übergangshorizonten sind diese pedogenetischen Horizontmerkmale bereits deutlich schwächer ausgebildet. Nach der variierenden Merkmalsintensität ist ein stärker bioturbat geprägter $rGcko-fAckxh$ -Horizont (75-90 cm) von einem mehr grundwasserbeeinflussten $fAckxh-rGcko$ -Horizont (90-100 cm) zu unterscheiden. Der gesamte Profilbereich (65-100 cm u. GOF) ist durch Rheinweiß-Bildung gekennzeichnet und stark verfestigt. Gleichzeitig nehmen die Humusgehalte mit der Tiefe ab, während hydromorphe Horizontmerkmale zur Schichtbasis zunehmen. Die einhergehende intensive Rostfleckung der Horizonte ist auf reliktsche Vergleyung zurückzuführen und weist

auf die ehemalige Lage im Grundwasserschwankungsbereich hin. Unterhalb einer Tiefe von 130 cm u. GOF fehlen Oxidationsmerkmale. Im Unterschied zu den hangenden Abschnitten, wurde dieser Bereich (IV Gr-Horizont) nicht von sekundärer Carbonatanreicherung überprägt (Abb. 49). Das läßt darauf schließen, daß dieser Horizont seit der Ablagerung kontinuierlich hydromorphen Bedingungen ausgesetzt war.

Zur geochronologischen Einstufung von Profil GEIN-3 durchgeführte IR-OSL-Datierungen lieferten unterschiedliche Ergebnisse. An der Probe (HDS-746) aus den höchsten Partien der „Schwarzen Tone“ wurde ein Alter von $2,7 \pm 0,5$ ka ermittelt, was darauf hindeutet, daß die Ablagerung dieser Sedimente hier bis in den Zeitraum des ausgehenden Subboreals/frühen Subatlantikums andauerte. Die Datierung einer Probe (HDS-747), die in einer Profiltiefe von ca. 100 cm u. GOF aus den humusfreien Partien des II fAckxh-rGcko-Horizontes entnommen worden war, lieferte ein Sedimentalter von $7,6 \pm 0,5$ ka, das gleichzeitig ein Mindestalter für die Deposition der Lhf_{Su-Lt} darstellt und zeitlich dem Abschnitt vom frühen bis zum mittleren Atlantikum entspricht. Eine weitere Datierung (HDS-748), zur Altersbestimmung der Sande im oberen Teil der Sf_{Ss-Sl}, lieferte keine Ergebnisse (Abb. 50; Anh. 3).

Zur geochemischen Charakterisierung der „Schwarzen Tone“ und im Hinblick auf potentielle Unterschiede zu den Lhf_{Su-Lt} wurden röntgendiffraktometrische Tonmineralanalysen (Dr. R. Petschick, Frankfurt/M.) an Sedimenten aus Profil GEIN-3 durchgeführt. Diese belegen die stark unterschiedliche Zusammensetzung der Tonmineralgarnitur in den „Schwarzen Tonen“ im Vergleich zu den Proben aus dem Liegenden (Tab. 20). Die schwarzen Auentone zeigen eine Dominanz smectitischer Anteile (88,6-88,9%) in der Tonfraktion, während Vermiculite und Illite weitgehend fehlen. Im Unterschied dazu, treten die Smectit-Anteile in den Lhf_{Su-Lt} deutlich zurück. In diesen Sedimenten herrschen Vermiculite und Illite vor, die in den Proben aus den „Schwarzen Tonen“ nur in vergleichsweise geringen Anteilen vertreten sind.

Tab. 20: Ergebnisse von röntgendiffraktometrischen Tonmineralanalysen an ausgewählten Horizonten von Profil GEIN-3.

ID	Fazies	Tiefe [cm u. GOF]	Relative Tonmineralanteile [%]					
			Smectite	Vermiculite	Mixed layer (Vermiculite/Illite)	Illite	Kaolinite	“Chlorite”
F354	TfTu	40-50	88,6	0,0	0,0	0,6	7,3	3,5
F355	TfTu	50-60	88,9	0,0	0,0	0,0	6,5	4,6
F356	TfTu	60-65	88,7	0,0	0,0	1,3	5,3	4,8
F358	Lhf _{Su-Lt}	75-82	44,4	18,5	23,7	0,0	7,9	5,5
F361	Lhf _{Su-Lt}	100-107	30,4	17,9	42,8	2,1	7,6	6,8

8. Ergebnisdiskussion und Interpretation

Im Folgenden werden die Ergebnisse zur spät- und postglazialen Landschaftsentwicklung am nördlichen Oberrhein nach Untersuchungspunkten getrennt sowie in chronologischer Reihenfolge diskutiert und interpretiert.

8.1 Gliederung und Altersstellung der Niederterrasse

Der Forschungsstand zur Gliederung und Altersstellung der Niederterrasse am nördlichen Oberrhein wurde in Kapitel 3.1 dargelegt. In Zusammenhang mit den Ergebnissen aus Profil EIC-4 (Kap. 7.2.1) ist an dieser Stelle erneut darauf einzugehen. Zur Diskussion steht die stratigraphische Stellung der „Höchsten Auenterrasse“ mit dem Flugsandgebiet „Sandwoog“, die aufgrund ihrer Höhenlage eine topographische Mittelposition zwischen der Rheinaue und der oNT einnimmt (Tab. 2). Daher besteht Grund zu der Annahme, daß es sich um die uNT *sensu* SCHEER (1978) handelt, die in den geologischen Kartenwerken uneinheitlich bezeichnet ist. Im Rahmen der weiteren Ausführungen erfordert dies eine klare Sprachregelung. Dazu ist es notwendig die Gesamtsituation zu erörtern.

Am nördlichen Oberrhein sind ein unteres und ein oberes NT-Niveau zu unterscheiden (Abb. 4). In die oNT ist die Altaue des Bergstraßen-Neckars eingetieft (SCHEER 1978). Diese Terrassenstufe entspricht somit der „Niederterrasse von Rhein und Neckar“ *sensu* KUPFAHL (1972b). Mit diesem Niveau lassen sich die „ $t_{(5)}$ E des Rheins“ von Blatt 6316 Worms sowie deren als „Hochgestade“ bzw. „rechtsrheinische Niederterrasse“ bezeichnete N-Fortsetzung im Gebiet von Blatt 6216 Gernsheim stratigraphisch korrelieren (Kap. 3.1).

SCHEER (1978) stellt die Entstehung der oNT in das Mittel- bis Hochwürm. Die Angaben zum Bildungszeitraum fußen auf radiometrischen Altersbestimmungen an Großresten. Das datierte Großrestmaterial (Holz, Knochen; Abb. 4) könnte jedoch in sekundärer Lagerstätte liegen, d.h. vor der Einbettung in den Schotterkörper mit älteren Sedimenten aufgearbeitet und umgelagert worden sein, so daß die Datierungen ein höheres Alter vortäuschen, als es dem Zeitpunkt der letzten Ablagerung tatsächlich entspricht. Daher ist die Plausibilität der Daten zu hinterfragen. Allerdings lassen sich die zeitlichen Vorstellungen von SCHEER (1978) weitgehend mit dem überregionalen Geschehen vereinbaren. Eine ähnliche Altersstellung wie für die oNT am nördlichen Oberrhein ist für die t_6 am Untermain anzunehmen. Deren Aufschotterung soll um 20 ka BP geendet haben (u.a. SEMMEL 1996). Zu der Zeit wurde auch in anderen Regionen eine Niederterrasse akkumuliert (BIBUS 1980; SCHELLMANN 1990, 1993; SCHIRMER zuletzt 1995). Das spricht für eine weitgehende Synchronität der Terrassenbildung gegen Ende des Hochglazials. Bei der Interpretation ist in Bezug auf die zeitliche Präzision

der Angaben zu berücksichtigen, daß dazu aus den jeweiligen Gebieten häufig nur relative Altershinweise vorliegen und/oder die geochronologische Einstufung des Terrassenalters auf Einzelfunden beruht (SCHELLMANN 1994; STRIEDTER 1988).

Die oNT bildet in weiten Teilen des Untersuchungsgebietes das älteste an der Oberfläche anstehende und somit morphologisch am höchsten gelegene Schichtglied der quartären Terrassenabfolge. Als charakteristisch ist die verbreitete Überdeckung mit Flugsanden und Hochflutsedimenten anzusehen. Einen Hinweis auf das vergleichsweise hohe Terrassenalter liefert die bereits relativ weit fortgeschrittene Pedogenese. Es dominieren Bänderparabraunerden und mehrschichtige Parabraunerden (Kap. 3.5.2). Die für diese Böden typischen rötlich- bis rotbraunen Bt-Horizonte gelten in der nördlichen Oberrheinebene als Indikatoren für spätglaziale und eventuell altholozäne Sedimente (WALDMANN 1989). Damit herrschen auf der oNT ähnliche Bodenverhältnisse vor, wie auf der t_6 am Untermain. Wertet man den Grad der Bodenentwicklung als ein pedostratigraphisches Kennzeichen (SCHELLMANN 1990, 1993; SCHIRMER 1983b, 1991; SCHRÖDER 1983), dann spricht auch dies für die ähnliche Altersstellung der oNT am nördlichen Oberrhein und am Untermain. Pedologisch ist die oNT deutlich von den jüngeren Reliefeinheiten im Untersuchungsgebiet zu unterscheiden. Vergleichbare Bodenbildungen kommen sonst nur noch im „Sandwoog“ und – räumlich stark begrenzt – auf älteren Umlaufflächen der äMG vor (Kap. 3.5; vgl. HLFb 1990).

Von der oNT ist die „Höchste Auenterrasse“ *sensu* ROSENBERGER et al. (o. J.) aufgrund verschiedener Merkmale (z.B. Höhenniveau, Sedimente, Bodenbildungen) zu unterscheiden. Im Bereich von Blatt 6216 Gernsheim liegt die Terrassenoberkante in einem durchschnittlich ca. 1,2 m tieferen Höhenniveau als die oNT (Tab. 2). Die tiefere Lage ist mit einer Änderung der vorherrschenden Lithofazies und Bodenverhältnisse verbunden. Im Unterschied zur oNT dominieren sandig-schluffige bis sandig-lehmige Hochflutsedimente, in denen als Bodentyp verbreitet Kalktschernoseme („Grauer Tschernosem“) entwickelt sind. Somit ist die „Höchste Auenterrasse“ von vergleichbaren Sediment- und Bodenbildungen gekennzeichnet, wie die Umlaufflächen der äMG bzw. die „Frankenthaler-T.“ in S-Grabenabschnitten (FLECK 1997; HARKE & WOURTSAKIS 1988; SCHEER & WOURTSAKIS 1986). Zudem treten Flugsande auf der „Höchsten Auenterrasse“ vergleichsweise untergeordnet auf. Darin ist ein weiteres Unterscheidungsmerkmal gegenüber der oNT zu sehen.

Die Bezeichnung der linksrheinischen Terrassenfläche mit dem „Sandwoog“ als „Höchste Auenterrasse“ durch ROSENBERGER et al. (o. J.) erfolgte in Anlehnung an SCHIRMER (o. A.) unter dem Gesichtspunkt, daß Teilflächen im Holozän von extremen Hochflutereignissen erreicht wurden (pers. Mitt. W. Rosenberger, HLUG). Nach SCHIRMER (1983a: 17) ist der Terminus „Auenterrasse“ aber als morphologischer Begriff zu verstehen, der unterschiedliche stratigraphische Sedimentkörper einbeziehen kann. Von der stratigraphischen Stellung liegt die Fläche auf einem deutlich tieferen Höhenniveau als die oNT, gleichzeitig aber höher

als die rezente Rheinaue (Tab. 2). Daher dürfte es sich im stratigraphischen Sinn um die uNT *sensu* SCHEER (1978) handeln (DAMBECK & BOS 2002; DAMBECK & THIEMEYER 2002).

Nach SCHEER (1978: 273) ist die uNT „mit den Kiesen in der Rheinaue“ zu korrelieren und tritt im Relief offenbar nicht oberflächenbildend in Erscheinung. Diesbezüglich ergibt sich ein scheinbarer Widerspruch zu den vorhergehenden Ausführungen. Dieser ist jedoch unter Berücksichtigung der morphologischen Verhältnisse aufzulösen. Die Untergliederung der NT nach SCHEER (ib.) basiert auf Untersuchungen im nördlichsten Teil des Oberrheingraben. Hier ist der Höhenunterschied zwischen der oNT und der Rheinaue im Unterschied zu weiter im S gelegenen Laufabschnitten sehr gering (Kap. 3.1). Das ist darauf zurückzuführen, daß die Oberflächen der beiden Stufen der NT im Bereich der „Nackenheimer Schwelle“ – einem tektonischen Hebungsgebiet, das die lokale Erosionsbasis darstellt – zusammenlaufen, so daß die Höhendifferenz von S nach N stetig abnimmt und allmählich egalisiert wird. Dadurch tritt die morphologische Diskordanz zwischen den verschiedenen Reliefelementen im N des Untersuchungsgebietes kaum mehr hervor und die Rheinniederung grenzt scheinbar direkt an die oNT an. Einst vorhandene Reliefunterschiede sind durch junge Auenablagerungen, die stellenweise sogar bis zur oNT reichen, weitestgehend beseitigt worden. Darauf läßt die vertikale Stapelung lithofaziell variierender Auensedimente schließen, die in diesem Raum u.a. im Bereich der mMG zu beobachten ist. Nach den Ergebnissen aus dem Raum Geinsheim-Hessenaue zu urteilen, dürfte dort in der Rheinniederung eine möglicherweise bereits im Spätglazial einsetzende und bis zum jüngeren Holozän andauernde Auflandungsdynamik geherrscht haben, die zur Erhöhung der Rheinaue führte, so daß bestehende Reliefunterschiede abgeschwächt oder ausgeglichen wurden (DAMBECK & THIEMEYER 2002; Kap. 7.4).

Im Unterschied zur Situation im N läßt sich im S des Untersuchungsgebietes eine untere NT-Stufe aushalten. SCHARPFF (1977) unterscheidet dort auf linksrheinischer Seite im S von Worms zwei jungwürmzeitliche Niveaus, die er als „t₍₄₎“ bzw. „t₍₅₎-Terrasse W des Rheins“ bezeichnet. Im N von Worms fehlt dagegen die „t₍₅₎“, während die „t₍₄₎“ – nachfolgend „t₍₄₎-Terrasse N von Worms“ genannt – die gesamte Fläche zwischen der Rheinniederung im E und der verlandeten Paläorinne des MS 12 im W aufbaut. Auf diesen Sachverhalt und auf die z.T. unsichere relativstratigraphische Einstufung dieser Flächen wurde schon in Kapitel 3.1 hingewiesen. Der Schluß liegt nahe, daß die „t₍₅₎ W des Rheins“ und die „t₍₄₎ N von Worms“ ein einheitliches Terrasseniveau bilden, das sich nach N in der „Höchsten Auenterrasse“ i.S.v. ROSENBERGER et al. (o. J.) fortsetzt. Dafür sprechen neben der ähnlichen Höhenlage auch die gleichartigen Sediment- und Bodenvorkommen in diesen Bereichen. Es dominieren sandig-schluffige bis sandig-lehmige Auensedimente, in denen als Leitbodentyp Grauer Tschernosem entwickelt ist (HLfB 1990). Somit herrschen dort vergleichbare Sediment- und Bodenverhältnisse vor, wie auf der „Frankenthaler-T.“ (FLECK 1997; HARKE & WOURTSAKIS 1988; SCHEER & WOURTSAKIS 1986).

Daher darf es als wahrscheinlich gelten, daß das untere NT-Niveau mit der „Höchsten Auenterrasse“ die N-Fortsetzung der „Frankenthaler-T.“ darstellt, die in weiter S gelegenen Abschnitten der uNT entspricht (STÄBLEIN 1968). Als weitere Argumente, die diese Annahme stützen, sind topographische und morphologische Gründe anzuführen. Die gesamte Fläche fällt vom S-Rand der GK25 6316 Worms (ca. 92,5 m ü. NN) bis an den N-Rand von Blatt 6216 Gernsheim (ca. 87,0 m ü. NN) mit gleichsinnigem Gefälle nach N ein (ROSENBERGER et al. o. J.). Randlich wird die „t(4) N von Worms“ durch den schwach gewundenen Altlauf von MS 12 nach W begrenzt. Diese Paläorinne ist nach N über eine Entfernung von ca. 15 km bis in den Raum Guntersblum zu verfolgen und bildet im Bereich von Blatt 6216 Gernsheim die W-Randsenke der „Höchsten Auenterrasse“.

Auch in weiter im S gelegenen Grabenabschnitten nimmt die „Frankenthaler-T.“ ein im Vergleich zur NT der östlichen Rheinseite tiefergelegenes Niveau ein (KÄRCHER 1987). Es ist jedoch fraglich, ob für die tiefere Lage der uNT ausschließlich flußmorphologische Ursachen anzunehmen sind. Die „Frankenthaler-T.“ gehört zur Westlichen Grabenscholle und stellt wahrscheinlich eine nach W verkippte Scholle dar (mdl. Mitt. STÖHR, zitiert in WOLLERSEN 1982; SCHEER & WOURTSAKIS 1986). Insofern könnte die tiefere Lage im Relief nicht nur auf eine Einschneidung zurückzuführen sein, sondern auch tektonische Ursachen haben. Dieser Aspekt wurde allerdings nicht weiter verfolgt.

Um die Ausführungen zur Gliederung der NT zu verdeutlichen, wird in Tabelle 21 eine Übersicht zur terrassenstratigraphischen Einordnung der Terrassenteilflächen gegeben.

Tab. 21: Stratigraphische Zuordnung von Terrassenteilflächen zur Oberen bzw. Unteren Niederterrasse.

		Obere Niederterrasse (oNT; t ₆) SCHEER (1978) SCHWEISS (1988)	Untere Niederterrasse (uNT; t ₇) SCHEER (1978) SCHWEISS (1988)
GK 25 Blatt	6316 Worms SCHARPFF (1977)	t ₍₅₎ E des Rheines t ₍₄₎ S von Worms (?)	t ₍₅₎ W des Rheines t ₍₄₎ N von Worms
	6216 Gernsheim ROSENBERGER et al. (1996, o.J.)	t(5) o. Hochgestade	Höchste Auenterrasse („Frankenthaler-T.“)
	6217 Zwingenberg KUPFAHL et al. (1972a) KUPFAHL (1972b)	Niederterrasse von Rhein und Neckar	k. A.
	6016 Groß-Gerau SCHMITT (1974) KUPFAHL (1972b)	?	Untere Niederterrasse

Bezüglich der Altersstellung der uNT deuten die Datierungen von SCHEER (1978) darauf hin, daß die Aufschotterung spätestens um 18 ka BP eingesetzt hatte (Abb. 4). Das stimmt gut überein mit den Angaben zum Bildungszeitraum der oNT, deren Entstehung um ca. 20 ka BP geendet haben soll. Gleichwohl gelten auch hierfür die o.g. Einschränkungen bezüglich der Plausibilität der radiometrischen Daten. Die Schotterakkumulation der uNT wird noch in das Spätglazial gestellt (SCHEER 1978; SEMMEL 1996). Nähere Zeitangaben dazu liegen nicht vor. Die Ergebnisse aus dem „Sandwoog“ erlauben es nun den Entstehungszeitraum der uNT zeitlich genauer einzugrenzen. Aufgrund der am Standort EIC-4 in Hochflutsedimenten vorkommenden LST ist die uNT als prä-allerødzeitlich einzustufen. Der in den Sanden im Liegenden der LST entwickelte Kryoturbationshorizont muß also aus klimatischen Gründen spätestens in der Älteren Dryas entstanden sein. Zu der Zeit war die Schotterakkumulation der uNT bereits beendet. Die uNT wäre danach in den Zeitraum zwischen dem ausgehenden Hochglazial und dem frühen Spätglazial zu stellen. In dieser Zeit wurde im Periglazialraum verbreitet die NT2 („Schönbrunn-Terrasse“ *sensu* SCHIRMER, zuletzt 1995) gebildet. Das deutet auf ein Fortdauern der weitgehenden Zeitgleichheit der Terrassenbildung hin.

Eine Entstehung der uNT in diesem Zeitraum läßt sich gut mit der Hauptflugsandphase am nördlichen Oberrhein korrelieren, die erst frühestens mit Beginn der Zerschneidung und Trockenfallen der oNT einsetzen konnte. Das Maximum der Flugsandakkumulation wird in den Übergang vom Hoch- zum Spätglazial gestellt (Kap. 8.2). Vorher muß dort bereits eine tiefergelegene Auswehungsfläche, die uNT, existiert haben.

Im Rheintal wurde in verschiedenen Laufabschnitten eine Zweiteilung der Niederterrasse, am Mittel- und Niederrhein sogar eine Dreigliederung nachgewiesen (SCHIRMER 1990, 1995; Kap. 3.1). Dort soll es in der Frühphase der Jüngeren Dryas zur Ausbildung der jüngsten Niederterrasse (NT3) gekommen sein. Vom nördlichen Oberrhein liegen dazu keine Belege vor. Allerdings könnte MS 1 von Blatt 6316 Worms ein jungdryaszeitliches Niveau darstellen. Die Terrassenoberkante liegt nur geringfügig unter dem Niveau der uNT. Daher handelt es sich um die höchstgelegene und zugleich älteste Fläche in der Rheinaue (SCHARPFF 1977).

Aufgrund der vergleichbaren Sediment- und Bodenbildungen ist die Frage zu stellen, ob es sich um einen in der Rheinaue inselartig erhaltenen Rest der uNT handelt. Im Gegensatz zur uNT kommen auf der Fläche des MS 1 von Blatt 6316 Worms keine Flugsande vor. Auch war dort bislang noch keine lagenartige Einschaltung von LST in den Hochflutsedimenten zu beobachten. Das könnte auf eine jüngere, d.h. post-flugsandzeitliche Entstehung hindeuten.

Zeitlich schließt MS 1 von Blatt 6316 Worms direkt an die uNT an. Wie Ergebnisse aus Profil WAT-4 zeigen, sind an der Basis der Hochflutsedimente von MS 1 in Spuren Minerale des LST-Spektrums beigemischt (Tab. 14). Das belegt die Ablagerung nach dem LSE. Wann die Entstehung einsetzte, war nicht zu klären. Die Lumineszenzdatierung dieser Ablagerungen lieferte kein verwertbares Alter. Jedoch ist anzunehmen, daß die MS 1-Bildung späte-

stens im ausgehenden Präboreal beendet war, da zu der Zeit bereits die Anlage des nächst jüngeren MS2 eingesetzt hatte. Dafür sprechen palynologische Befunde aus Profil BOB-3 (DAMBECK & BOS 2002; Kap. 8.5.1; Anh. 4-4). Somit könnte das MS 1 von Blatt 6316 Worms während der Jüngeren Dryas angelegt worden sein.

Im geologisch-stratigraphischen Sinn entspricht dieses MS1 einer Niederterrasse. Von zumeist randlichen Beeinflussungen abgesehen, war die Fläche im Holozän weitestgehend hochwasserfrei und wurde selbst bei Extremereignissen nicht vollständig überflutet. Das gibt die *„Karte über das Überschwemmungsgebiet des Hochwassers im Winter 1882/83 längs des Main- und Rheinstromes in dem Großherzogtum Hessen“* (Kap. 12) zu erkennen, die verdeutlicht, daß kleinere Areale des MS1 als Inseln aus den Hochfluten herausragten. Es handelt sich um die einzige besiedelte Fläche im Rheinauenbereich. In der weitgehenden Hochwassersicherheit dürften die Gründe für die Siedlungstätigkeit und die langanhaltende Nutzung zu sehen sein, die in zahlreichen Ackerbergen auf der Umlauffläche dokumentiert ist. Als weitere Belege für die grundwasserferne Lage der Fläche im Relief sind die vorwiegend terrestrischen Bodenverhältnisse sowie die intensive Überprägung der Sedimente mit Rheinweiß zu werten. Im Hinblick auf die Einordnung in die regionale Terrassenstratigraphie wäre MS1 von Blatt 6316 Worms als jüngste NT-Stufe oder *„Unterste Niederterrasse“* zu bezeichnen, d.h. dieses MS könnte der *„Ebinger Terrasse“* bzw. der NT3 im Mittelgebirgsraum (SCHIRMER 1983a, 1990, 1995) entsprechen.

Abschließend sei noch auf einen widersprüchlichen Aspekt in Bezug auf die Korrelation der oberen und unteren NT am nördlichen Oberrhein und am Untermain hingewiesen. Durch lagenartige LST-Einschaltungen gekennzeichnete Hochflutsedimente kommen im Untersuchungsgebiet auf der uNT vor. Am Untermain repräsentiert der *„Ältere Hochflutlehm“* ein zeitliches Äquivalent dazu. Dieser überdeckt jedoch großflächig die oNT (SEMMELE 1980). Das steht in Anbetracht der vermuteten Zeitgleichheit der verschiedenen NT-Stufen in diesen Gebieten in einem Widerspruch, der im Rahmen dieser Studie jedoch nicht aufzulösen war.

8.2 Gliederung und chronostratigraphische Einstufung von Flugsandphasen

Zur Gliederung und chronostratigraphischen Einstufung von Flugsandphasen am nördlichen Oberrhein wurden die Dünengebiete *„Heißfeld“* und *„Sandwoog“* ausgewählt (Kap. 7.1.1.2; Kap. 7.2.1). Eine Datenerhebung zum Beginn der Flugsandbildung war nicht das Ziel dieser Arbeit. Gleichwohl ist in Zusammenhang mit der Interpretation der Landschaftsentwicklung während Zeitscheibe 1 darauf einzugehen. Dies gilt vor allem im Hinblick auf die chronostratigraphische Einordnung des Bergstraßen-Neckars, der den auf der oNT angelegten älteren Dünenzug spätestens im Allerød zerschnitten und z.T. ausgeräumt hat (Kap 3.2; Kap. 8.4).

8.2.1 Pleniglazial – Ältere Dryas

Die großflächigen Dünenvorkommen auf der oNT konnten erst entstehen, als dieses Niveau vom Rhein nicht mehr regelmäßig überflutet wurde und nach Ausbildung der uNT eine tiefergelegene Auswehungsfläche existierte. Wahrscheinlich war das spätestens gegen Ende des Hochglazials der Fall (Kap. 8.1). Danach könnten Flugsande der oNT ab dem ausgehenden Pleniglazial aufgeweht worden sein. Äolische Prozesse waren schon früher von Bedeutung (KASSE 1999; Kap. 3.2). Daher ist auch ein früheres Einsetzen der Flugsandakkumulation im Untersuchungsgebiet denkbar. Diese Ablagerungen wurden jedoch vermutlich fluvial aufgearbeitet und sind nicht mehr oder nur schlecht erhalten (LÖSCHER 1988, 1994; LÖSCHER & HAAG 1989).

In Kapitel 3.2 wurden die verschiedenen Phasen der Flugsandentstehung im nördlichen Oberrheingraben dargelegt (Abb. 6). Als bedeutendste Periode der Flugsandbildung gilt der Zeitraum vom ausgehenden Hochwürm bis zum frühen Spätglazial (BRÜNING 1975, 1977; LUSKY 1977; WALDMANN 1989). Diese Ansicht korrespondiert gut mit dem überregionalen Geschehen in Mitteleuropa, wonach der an das letztglaziale Maximum (LGM) anschließende Zeitabschnitt einschließlich der Älteren Dryas die wichtigste Phase der Flugsandablagerung seit dem Hochglazial darstellt (BOHNCKE et al. 1995; KASSE 1999). In diese Hauptphase der Flugsandbildung dürfte am nördlichen Oberrhein die Aufwehung der deckenartigen Flugsandvorkommen auf der oNT fallen (KUPFAHL et al. 1972b). Gestützt wird diese Annahme durch Lumineszenzalter (ca. 16-12,6 ka) von Dünensanden aus der Klosteranlage in Lorsch (Kap. 3.2.). Darin zeigen sich Parallelitäten zur Untermainebene, wo Lumineszenzdatierungen (18-14 ka) an Flugsanden der t_6 -Terrasse größtenteils ähnliche Sedimentalter lieferten (SEMMELE 2001b).

Nach WALDMANN (1989) endete die Hauptphase der Flugsandbildung in der nördlichen Oberrheinebene wahrscheinlich in der Ältesten Dryas. Eine zeitlich präzisere Einstufung der Hauptflugsandphase war bisher auch mittels Lumineszenzdatierungen nicht möglich. Hierin offenbart sich die Problematik der relativ großen Standardabweichung der für Dünensande vorliegenden IR-OSL-Alter (RADTKE & JANOTTA 1998, SEMMELE 2001b; Kap. 3.2), die keine exakte Einstufung der äolischen Sande in eine der verhältnismäßig kurzen Stadialphasen im frühen Spätglazial zulässt. Trotz der bestehenden Schwierigkeiten der chronostratigraphisch genauen Zuordnung gilt eine Flugsandentstehung in der Älteren Dryas als wahrscheinlich (Tab. 6). Darauf deuten u.a. die pedologischen Befunde aus dem Mainzer Raum hin, die auf eine geringmächtige Flugsandaufwehung in der Älteren Dryas schließen lassen. Dort folgen über einer initialen – vermutlich *bølling*zeitlichen – Bodenbildung unverwitterte Flugsande, in denen ein Bodenhorizont entwickelt ist, dem die spätallerødzeitliche LST aufliegt (HANKE & MAQSUD 1985; STÖHR 1966).

Die Hauptphase der großflächigen Flugsandakkumulation im nördlichen Oberrheingraben dürfte spätestens im Allerød beendet gewesen sein. Zu der Zeit ist das klimatisch bedingte Aussetzen der äolischen Aktivität im mitteleuropäischen Raum überregional zu beobachten (SCHIRMER 1999). Die wärmeren Klimabedingungen in diesem Zeitabschnitt gingen mit dem Anstieg der mittleren Jahresniederschläge und der Verdichtung der Vegetationsdecke einher (VANDENBERGHE 1987, 1995a). Aufgrund der feuchteren Umweltbedingungen und infolge der mit dem Vegetationsaufkommen einhergehenden Sediment- und Bodenstabilisierung sollten die äolischen Prozesse daher auch am nördlichen Oberrhein zum Erliegen gekommen sein.

Wie die Ergebnisse aus den Profilen EIC-4 bzw. FAS-1 sowie aus dem „Heißfeld“ zeigen, ist im Untersuchungsgebiet für das Allerød eine vor dem LSE einsetzende Ablagerung von Hochflutsedimenten tephrostratigraphisch zu belegen (vgl. Kap. 7.1.1.2, Kap. 7.1.2.1.; Kap. 7.2.1.1). Darin zeigen sich Übereinstimmungen zur Situation in verschiedenen anderen Flußgebieten, wo eine Phase allerødzeitlicher Hochflutsedimentation ebenfalls nachgewiesen ist (ANDRES et al. 2001; HEINE 1970; LIPPS & CASPERS 1990; URZ 1995, 2003). Auch das dürfte für eine Unterbrechung der Flugsanddynamik in diesem Zeitraum sprechen.

Es ist davon auszugehen, daß unter den morphodynamisch stabileren Bedingungen des Allerød vielerorts eine zumindest initiale Bodenentwicklung einsetzte. Eine allerødzeitliche Bodenbildung ist in zahlreichen Dünengebieten dokumentiert (SCHIRMER 1999). Das ist auch durch Befunde aus benachbarten Regionen zu bestätigen (Kap. 3.2: Tab. 6). Örtlich ist sogar von einer zeitlich schon vor der Jüngeren Dryas erfolgten schwachen Bt-Bildung auszugehen (SEMMELE 2001a). Für das Untersuchungsgebiet konnte der Nachweis einer allerødzeitlichen Pedogenese bislang nicht erbracht werden (vgl. Kap. 7.1.1.2). Nach jetzigem Ermessen ist das mit dem zu jungen Alter der Dünensande zu erklären, deren Aufwehungsphase in die Jüngere Dryas fällt (Kap. 8.2.2). Darauf wird im Folgenden eingegangen.

8.2.2 Jüngere Dryas (– frühes Präboreal)

Während der Jüngeren Dryas lebte die äolische Dynamik erneut auf. Eine jungdryaszeitliche Flugsandakkumulation ist nicht nur im nördlichen Oberrheingraben, sondern in zahlreichen Regionen im mitteleuropäischen Raum nachgewiesen (ALISCH 1995; BUSSEMER et al. 1998; KASSE 1999; KOZARSKI & NOWACZYK 1991; SCHIRMER 1999; SCHLAAK 1999; VANDENBERGHE 1991; Kap. 3.2).

Ein Ziel dieser Studie war es, die zeitliche Einordnung der inselartigen Dünenvorkommen im Altauenbereich des Bergstraßen-Neckars zu klären (Kap. 4.2.1). Die im Flugsandgebiet „Heißfeld“ durchgeführten Untersuchungen deuten auf eine Dünenbildung in der Jüngeren Dryas hin (Kap. 7.1.2). Das im Zentrum des Dünenkomplexes in einer Tiefe von ca. 2,0 m u.

GOF ermittelte IR-OSL-Alter von $12,2-12,5 \pm 1,5$ ka datiert in diesen Zeitabschnitt. Gleichwohl erlaubt es der bei der Datierung aufgetretene ^{226}Ra -Verlust nicht, den Ablagerungszeitraum präziser als auf eine Zeitspanne von $13,9-10,7$ ka einzugrenzen (schriftl. Mitt. Dr. B. Mauz, Liverpool, seinerzeit MPI für Kernphysik, Heidelberg). Allerdings belegen die an Profil HF-2a durchgeführten Schwermineralanalysen eine geringe Beimengung von LST-Mineralen in den obersten ca. 380 cm der Schichtenabfolge. Insofern gilt eine Flugsandbildung während der Jüngerer Dryas als sehr wahrscheinlich.

Offen ist die Frage nach dem Beginn der Dünenbildung im Flugsandgebiet „*Heißfeld*“. Im Gelände konnte die Basis der jungdryaszeitlichen Flugsande nur dort erkannt werden, wo Hochflutablagerungen randlich in den Dünenkörper eingeschaltet sind, so daß eine klare lithostratigraphische Grenzziehung möglich ist (Abb. 16). Erschwert wird die Unterscheidung bisweilen dadurch, daß in den fluvialen Sedimenten i.d.R. rotbraune Bt-Horizonte entwickelt sind, die eine ähnliche Färbung und vergleichbare Tongehalte aufweisen, wie die Tonbänder der für die Dünensande charakteristischen Bänderparabraunerden (SCHMITT 1999). Das ist der Fall, wo die fluvialen Sedimente zum Zentrum der Dünen immer mehr ausdünnen, bevor sie in den zentralen Dünenbereichen ganz aussetzen. Berücksichtigt man das Höhenniveau der Düne im Bereich von Profil HF-2a und verfolgt man die Hochflutsedimente entlang einer virtuellen Verbindungslinie, dann ist für die jungdryaszeitlichen Flugsande eine Mächtigkeit von ca. 260 cm anzunehmen. Lokal in 680 cm Tiefe nachgewiesene Schotterkomponenten liefern Hinweise für fluviale Umlagerungen (Kap. 7.1.2.2). Es war nicht zu klären, ob es sich um Terrassenmaterial handelt. Jedoch sitzen die Dünensande dem Schotterkörper der oNT nicht direkt auf. Darauf lassen Befunde aus Profil HF-2a schließen, wo im Liegenden der äolischen Ablagerungen fluvial umgelagerte Fein- bis Mittelsande anstehen, die als Sande eines früheren Dünenreliefs gedeutet werden können. Dieser Schluß liegt nahe, da auf der oNT bereits vor der Entstehung des Bergstraßen-Neckars ein älterer Dünenzug existierte.

Der inselartige Dünenkomplex im „*Heißfeld*“ steht räumlich in keiner Beziehung zu den Flugsanddecken der weiter E gelegenen Gebiete. Die Dünenakkumulation erfolgte im Lee des angrenzenden Neckaraltlaufes. Vor der Ablagerung dürften die Flugsande nur über eine relativ kurze Strecke transportiert worden sein. Dafür spricht die relativ grobkörnige Textur der äolischen Sedimente, in der die Mittelsandfraktion vorherrscht und vereinzelt feinkiesige Komponenten nachweisbar sind. Das Liefergebiet der Dünensande könnte in ufernahen Bereichen (z.B. Gleithangpositionen) des randlich umgebenden Neckarlaufes gelegen haben. Wie die palynologischen Ergebnisse aus den Profilen BRK-1 und ECH-1 belegen, dürften die Verlandung sowie die anschließende Torfbildung spätestens im Präboreal eingesetzt haben (Kap. 7.1.1.1.1; Kap. 7.1.2.2). Danach könnte die Auswehung der Flugsande in der Spätphase der Jüngerer Dryas erfolgt sein. In Mitteleuropa war dieser Zeitabschnitt klimatisch von etwas trockeneren und wärmeren Verhältnissen im Vergleich zum kühleren und feuchteren

ersten Teil gekennzeichnet (BERENDSEN et al. 1995; BOHNCKE & VANDENBERGHE 1991; BOHNCKE et al. 1988, 1993, 1995; BOS 1998; KASSE 1995, 1999; KASSE et al. 1995; MOL 1995; VANDENBERGHE 1991, 1995b; Kap. 2.2.1). Dieser Aspekt wird in Verbindung mit der Diskussion der Ergebnisse aus dem Flugsandgebiet „*Sandwoog*“ erneut angesprochen.

Weitere Hinweise für die jungdryaszeitliche Dünenbildung lieferten schwermineralogische Untersuchungen im randlichen Verzahnungsbereich von Flugsanden mit Hochflutsedimenten (SCHMITT 1999). In diesen Reliefpositionen führen die fluvialen Ablagerungen z.T. signifikant hohe Anteile an LST-Mineralen (Kap. 7.1.1.2.3; Tab. 10). Daraus schließt SCHMITT (1999) auf eine zeitnah zum LSE erfolgte Entstehung der Hochflutsedimente. Lokal sind Flugsanden vergleichbare Mengen an LST-Komponenten wie den Hochablagerungen beigemischt. Darin sieht SCHMITT (ib.) einen Hinweis dafür, daß die äolische Dynamik unmittelbar im Anschluß an die fluviale Sedimentation an der Wende vom Allerød zur Jüngerer Dryas aufkam. Diese Auffassung ist jedoch vor dem Hintergrund der überregionalen Entwicklung kritisch zu hinterfragen. Das gilt vor allem im Hinblick auf die vermutete klimatische Zweiteilung der Jüngerer Dryas (Kap. 2.2.1). Vielerorts wird eine bis in die Frühphase anhaltende fluviale Sedimentation und eine in der Spätphase der Jüngerer Dryas erfolgte Flugsandbildung als wahrscheinlich erachtet. KASSE (1999) argumentiert, daß das erneute Einsetzen der äolischen Aktivität zeitlich nicht mit dem Beginn der Jüngerer Dryas zusammenfällt und erklärt das mit der Zeitverzögerung zwischen der klimatischen Abkühlung und der Auflichtung der Vegetation (Kap. 2.2). Auch dieser Sachverhalt spielt in Verbindung mit der Diskussion und Interpretation der Ergebnisse aus dem „*Sandwoog*“ erneut eine Rolle.

Das Flugsandgebiet „*Sandwoog*“ stellt ein inselartiges Dünenvorkommen auf der uNT dar (Kap. 7.2.1). Einen tephrostratigraphischen Hinweis zur zeitlichen Einordnung der Flugsande liefert die in Profil EIC-4 nachgewiesene LST, die eingeschaltet als geringmächtige Lage, in den Hochflutsedimenten im Liegenden des Dünenkörpers vorkommt. Die flächige Verbreitung und die kontinuierliche Mächtigkeit sowie die „*Reinheit*“ des Schwermineralspektrums sprechen für die weitgehende *in situ*-Erhaltung der pyroklastischen Ablagerungen (Abb. 28; Tab. 13). Eine gewisse Umlagerung der Tephra-Lage ist dennoch nicht auszuschließen, dürfte aber nur sehr kurzstreckig und zeitnah zum LSE erfolgt sein (DAMBECK & SABEL 2001).

Die Ergebnisse aus dem „*Sandwoog*“ belegen ein Fortdauern der Hochflutsedimentation auch nach der Ablagerung der LST. Zeitlich lassen sich die Hochflutsedimente nicht präzise einordnen. Lumineszenzdatierungen lieferten hierzu höchst unbefriedigende Resultate. Als mögliche Ursache ist eine unzureichende Belichtung der Hochflutsedimente zu vermuten (LANG & NOLTE 1999). In diesem Zusammenhang wird die Bedeutung der LST als isochroner Leithorizont ersichtlich, der die zeitliche Einordnung der Hochflutsedimente in das Allerød erlaubt.

Die Ablagerung der Hochflutsedimente im Hangenden der LST dürfte in eine Phase der klimatischen Abkühlung fallen. Darauf lassen die Ergebnisse der an fossilem Molluskenschill aus Profil EIC-4 durchgeführten malakozoologischen Analysen schließen (Tab. 14: Probe-1). Das legt die Vermutung nahe, daß die Hochflutsedimentation über das Allerød hinaus bis in die Jüngere Dryas andauerte. Ein Andauern der fluvialen Sedimentation bis in die Frühphase der Jüngeren Dryas ist aus verschiedenen Flußgebieten belegt (BOS 1998, URZ 2003). Somit wäre für das „Sandwoog“ zu der Zeit eine vergleichbare Entwicklung anzunehmen, wie für das Flugsandgebiet „Heißfeld“.

Im Unterschied zur Situation im „Heißfeld“ ist für das „Sandwoog“ von einer erstmals in der Jüngeren Dryas einsetzenden Dünenbildung auszugehen. Die Geländebeobachtungen in der Umgebung des „Sandhof“, deuten darauf hin, daß die Hochflutsedimente fluvialen Sanden auflagern und nicht mit Flugsanden verzahnen. Daher ist es eher unwahrscheinlich, daß ein älterer Dünenkern existierte, der von Hochflutsedimenten randlich umspült wurde, ehe in der Jüngeren Dryas die äolische Aktivität einsetzte. Das ist auch mit dem Alter der uNT zu erklären, die während der Hauptflugsandphase im nördlichen Oberrheingraben noch in Bildung begriffen war und das Auswehungsgebiet der älteren Flugsande dargestellt haben dürfte.

Die zur Altersbestimmung der Dünensande im „Sandwoog“ durchgeführten Datierungen lieferten IR-OSL-Alter von $10,6 \pm 0,8$ bzw. $10,8 \pm 0,8$ ka, die zeitlich schon in das frühe Holozän einzuordnen sind (Kap. 7.2.1; Abb. 29). Eine Erklärung dafür steht noch aus. Zu diskutieren wäre eine Unterbestimmung des Flugsandalters bei der Lumineszenzdatierung (RADTKE & JANOTTA 1998). Im Gegensatz zu fluvialen Sedimenten ist für äolische Ablagerungen jedoch eine hinreichende Belichtung vor der Ablagerung anzunehmen (LANG & NOLTE 1999). Daher ist diese Interpretation nicht schlüssig. KADEREIT zieht eine nochmalige Umlagerung der Sande im Anschluß an die jungdryaszeitliche Sedimentation in Erwägung (schriftl. Mitt. Dr. A. Kadereit, MPI für Kernphysik, Heidelberg). Am Standort existieren jedoch keine Hinweise, die auf eine holozäne Verlagerung der Flugsande an der Dünenbasis hindeuten. Somit ist ein Fortdauern der äolischen Aktivität bis in das Präboreal in Betracht zu ziehen. Eine bis in das frühe Holozän anhaltende Dünenaufwehung ist für den nördlichen Oberrheingraben und angrenzende Gebieten nicht auszuschließen (BARAY & ZÖLLER 1993; RADTKE 1998; RADTKE & JANOTTA 1998), und auch aus verschiedenen anderen Regionen überliefert (BUSSEMER et al. 1998; KASSE 1999; KOZARSKI & NOWACZYK 1991; SCHIRMER 1999). Das steht jedoch im Gegensatz zu Ansichten, die eine bis in das frühe Holozän fortgesetzte Dünenbildung am nördlichen Oberrhein definitiv ausschließen (LÖSCHER 1988, 1994; LÖSCHER & HAAG 1989). Gegen eine bis weit in das Holozän andauernde Flugsandbildung sprechen die veränderten klimatischen Verhältnisse sowie die rasche Vegetationsverdichtung im Präboreal (DAMBECK & BOS 2002; SCHWEIZER & KALIS 2002). Für den Wandel der Umweltverhältnisse an der

Wende Spät-/Postglazial ist ein relativ kurzer Übergangszeitraum zu veranschlagen (Kap. 2.1). Daher ist es unwahrscheinlich, daß unter den geänderten Bedingungen eine länger andauernde – möglicherweise bis in das Boreal anhaltende – Flugsandakkumulation erfolgen konnte, wie das nach den IR-OSL-Daten aus Profil EIC-4 zu vermuten sein könnte. Vielmehr ist vor dem Hintergrund des allgemeinen Geschehens davon auszugehen, daß die letzte wärmzeitliche Flugsandphase weitgehend auf die Jüngere Dryas beschränkt war und die Flugsandbildung spätestens im frühesten Holozän zum Erliegen kam (Abb. 51).

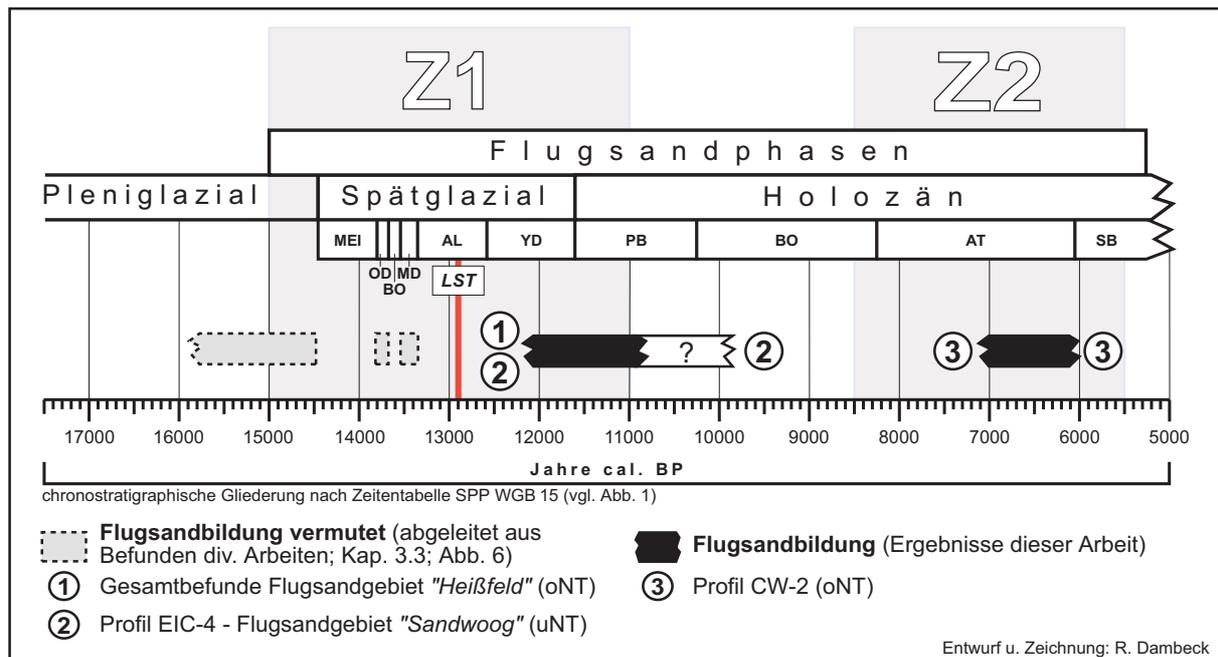


Abb. 51: Flugsandphasen im Untersuchungsgebiet.

8.2.3 Holozän

Vielerorts in Mitteleuropa führten Beeinflussungen des Menschen im Holozän zum Aufleben der äolischen Aktivität und zur Remobilisierung von Dünen (BRUNNACKER 1959; BUSSEMER et al. 1998; KLOSTERMANN 1992; KOZARSKI & NOWACZYK 1991; SCHIRMER 1999; SEMMEL 1980). Im nördlichen Oberrheingraben lassen sich dafür ebenfalls Hinweise finden. Jedoch handelt es sich nicht ausschließlich um äolische Umlagerungen. Wie die im Rahmen dieser Studie durchgeführten Arbeiten zeigen, unterlagen die untersuchten Flugsandgebieten einer starken Bodenerosion, was im verbreiteten Vorkommen von Kolluvien dokumentiert ist (HLfB 1990; KEß et al. 1999; SCHMITT 1999). Die ursprünglich ausgebildeten Bänderparabraunerden sind dort häufig sogar bis auf den kalkhaltigen Flugsand erodiert (THIEMEYER & DAMBECK 2002). Hinweise zum Umlagerungszeitraum liegen jedoch nur für zwei Lokalitäten vor.

An umgelagerten Flugsanden aus Crumstadt wurde ein Lumineszenzalter von $6,6 \pm 0,6$ ka ermittelt (Kap. 7.1.3.2). Dieses IR-OSL-Datum datiert in den Zeitabschnitt vom ausgehenden Atlantikum bis zum frühen Subboreal und fällt damit zeitlich in den Beginn der „*man-triggered dune period*“ (SCHIRMER 1999), die im mittleren Atlantikum mit der zunehmenden Besiedlung einsetzte und seither andauert. Neolithische Pfostensetzungen in der näheren Umgebung dieser Profillokalität könnten auf einen Zusammenhang zwischen anthropogenen Aktivitäten und der Verlagerung der Flugsande hindeuten (WAGNER 1981). Dieses vorausgesetzt, würde bedeuten, daß die Sedimentationsverhältnisse im Untersuchungsgebiet bereits zu der Zeit durch anthropogene Eingriffe in den Naturhaushalt geprägt waren. Zwar beziehen sich die Aussagen lediglich auf Profil CW-2. Allerdings kam es im Subboreal auch in angrenzenden Regionen zur Mobilisierung von Dünenanden bzw. zur Ablagerung geringmächtiger Flugsanddecken (HANKE & MAQSUD 1985; RADTKE & JANOTTA 1998).

Aus dem „*Heißfeld*“ liegt für ein Flugsandkolluvium ein IR-OSL-Alter von $1,3 \pm 0,07$ ka vor, das auf sehr junge Umlagerungen hindeutet (Kap. 7.1.1.2.2). Dieses Datum ist jedoch schwierig zu interpretieren. Die Probe wurde an Profil HF-2 in geringer Tiefe (40 cm u. GOF) entnommen. Ein potentieller Verjüngungseffekt, d.h. eine Beeinflussung des Lumineszenzalters durch Beimischung von jüngerem Sedimentmaterial aus höheren Schichten bzw. durch von der Geländeoberfläche eingemischte Partikel, ist nicht auszuschließen.

Nach palynologischen Befunden ist es wahrscheinlich, daß die Landschaft am nördlichen Oberrhein zur Eisen-/Römerzeit in vielen Bereichen nahezu völlig entwaldet war (BOS et al. 2000c, SOJKA 2002). Das könnte zu einer Remobilisierung älterer Flugsande bzw. zu einer Aufwehung neuer Dünenkomplexe geführt haben. Generell ist ab dieser Zeit ein mehrfaches Aufleben der äolischen Dynamik anzunehmen. Weite Teile der Dünengebiete im nördlichen Oberrheingraben waren vermutlich bis in die jüngste Vergangenheit genutzt, möglicherweise sogar entwaldet (BREUNIG 1994; HOFFMANN 1985; ROHDE 1994; WAWRICK 1999). Daher kann es als relativ wahrscheinlich gelten, daß es im jüngeren Holozän, wie in anderen Regionen (ALISCH 1995; HANKE & MAQSUD 1985; RADTKE & JANOTTA 1998; SCHIRMER 1999), zu mehreren, z.T. asynchronen und wiederholten Erosions- bzw. Flugsandumlagerungsphasen kam.

8.3 Existenz der Hauptlage

Die Hauptlage (LH) gilt im Untersuchungsgebiet, trotz der in der „*Bodenkarte der nördlichen Oberrheinebene 1:50 000*“ (HLfB 1990) ausgewiesenen Vorkommen dieser Deckschicht, als nicht definitiv belegt (Kap. 4.2.2). Für die Interpretation der Landschaftsgeschichte während Z1 ist die Frage von Bedeutung, ob dort während der Jüngeren Dryas eine periglaziäre Lage gebildet wurde, da die Deckschichtengenesse entsprechende paläoökologische Verhältnisse

erfordert. Für Hinweise zur Existenz der LH wurden in den Flugsandgebieten „*Heißfeld*“ bzw. „*Sandwoog*“ Teilstudien durchgeführt (Kap. 7.1.1.2; Kap. 7.2.1). Der Nachweis für die LH war jedoch damit weder zu erbringen, noch läßt sich deren Vorkommen im Untersuchungsgebiet generell widerlegen. Somit steht dieser Untersuchungspunkt weiterhin zur Diskussion.

Als eine Erklärungsmöglichkeit für den fehlenden Beleg der LH bietet sich die z.T. starke Bodenerosion in den Dünengebieten an (Kap. 8.2). Der intensive Bodenabtrag könnte zur vollständigen Erosion der LH geführt haben. Das würde die Aussage stützen, daß die LH in Flugsandgebieten nur in holozänen Erosionsbereichen fehlt (SEMMELE 2002). Ein Argument für die Totalerosion ergibt sich aus dem Vergleich mit der Situation im Untermaingebiet. Dort stellen Bänderparabraunerden die typischen Bodenentwicklungen der Dünenstandorte dar. Das deutet vordergründig auf vergleichbare Bodenverhältnisse wie im Untersuchungsgebiet hin. In der Untermainebene sind die Profile dieser Bodenbildungen geologisch geschichtet, wobei sich die pedogenetische Differenzierung an der geogenen Schichtung orientiert. In der LH („*Decksediment*“) ist i.d.R. ein Bv-Horizont entwickelt, während der typische gebänderte Unterboden stets im liegenden Flugsand ausgebildet ist. Ein vergleichbarer Profilaufbau wie im Untermaingebiet war an den Lokalitäten im „*Heißfeld*“ bzw. „*Sandwoog*“ nicht erkennbar. Die ungestörte Profilaufbau beginnt hier jeweils erst mit dem Bänderhorizont (Bbt+Bv), der in variierender Mächtigkeit von kolluvialen Sedimenten bedeckt ist. Unter der Prämisse gleicher Entstehungsbedingungen wie in der Untermainebene, wäre das Fehlen des Bv-Horizontes in den Lokalitäten als ein Indiz für die vollständige Erosion der LH im Untersuchungsgebiet zu werten. Wie die weiteren Ausführungen zeigen, greift diese Interpretation jedoch zu kurz.

Zu Beginn der Arbeiten zu der vorliegenden Studie wurde die oberste Deckschicht in verschiedenen Bodenprofilen im Flugsandgebiet „*Heißfeld*“ nach Geländebefunden als LH eingestuft (Kap. 7.1.1.2). Hinweise dafür ergaben sich durch die Schichtmächtigkeit und die pedogene Überprägung dieser Sedimente. Für die LH wird im allgemeinen eine mittlere Mächtigkeit von 50 cm angenommen (AG Boden 1994). Entsprechende Mächtigkeiten weisen die obersten Schichten in den Profilen BRK-3, BRK-4 bzw. HF-2 auf. Zudem sind in den Ablagerungen für die LH typische Bodenhorizonte (Al, Bv) entwickelt (an dieser Stelle ist darauf zu verweisen, daß die zunächst vertretene Ansicht eines in Profil HF-2 ausgebildeten Ah-Bv-Horizontes einer Braunerde-Bänderparabraunerde zu revidieren war, da es sich dabei – wie weitergehende Geländeuntersuchungen ergaben – um einen M-Horizont handelt; Kap. 7.1.1.2.2). Die Untergrenze dieser Al- bzw. Bv-Horizonte stimmt stets mit der Schichtbasis überein. Eine derartige Koinzidenz von Horizont- und Schichtgrenzen ist in Verbindung mit der LH häufig zu beobachten (SEMMELE zuletzt 2002). Daher lag die Vermutung nahe, daß es sich in allen drei genannten Fällen um die LH handeln könnte. Diese auf Geländebefunden beruhende Annahme war jedoch nicht zu beweisen. Gegen eine Einstufung als LH spricht, neben anderen Faktoren, die später erörtert werden, daß die Schichten keinerlei Merkmale

(z.B. Verwürgungen, Eiskeilpseudomorphosen) einer kaltklimatischen Entstehung aufweisen, wie das z.B. örtlich im Untermaingebiet der Fall ist.

Für Hinweise zur Existenz der LH wurden verschiedene Profile im Untersuchungsgebiet schwermineralogisch untersucht. In der LH sind häufig Spuren von LST nachweisbar, was als Indiz für die jungdryaszeitliche Lagenbildung bzw. Überprägung zu werten ist (AG Boden 1994; zur Kritik vgl. VÖLKELE & LEOPOLD 2001: 275). Daher wird die Schwermineralanalyse oftmals als methodisches Hilfsmittel zum Nachweis der LH herangezogen. Die Ergebnisse aus dem „*Heißfeld*“ zeigen, daß die Sedimente i.d.R. nur sehr geringe Anteile (i.d.R. $\leq 5\%$) an LST-Mineralen führen. Zudem ist das gemeinsame Vorkommen der Mineralkomponenten Klinopyroxen – insbesondere Ägirinaugit – Braune Hornblende und Titanit, nicht durchgängig vertreten (SCHMITT 1999). In Profil HF-2a waren die vulkanischen Aschepartikel den Sedimenten über die gesamte Profilabfolge bis in eine Tiefe von ca. 380 cm u. GOF, d.h. noch im Liegenden der Flugsande nachzuweisen (Kap. 7.1.1.2.2; Tab. 8), wobei sich die Anteile der tephritischen Mineralbeimengungen gleichzeitig mit abnehmender Tiefe kontinuierlich bis in die höchsten Partien verringern. Diese von unten nach oben gerichtete Abnahme dürfte einer späteren bioturbaten Einarbeitung der LST-bürtigen Minerale, die in Bezug auf chronostratigraphische Aussagen als problematisch gilt (VÖLKELE & LEOPOLD 2001), weitgehend widersprechen. Vielmehr läßt diese Verteilung auf eine synsedimentäre Einbettung der vulkanischen Komponente im Zuge der jungdryaszeitlichen Flugsandbildung schließen. Somit lieferten die Schwermineralanalysen keine Hinweise zum Vorkommen der LH im Flugsandgebiet „*Heißfeld*“ (SCHMITT 1999).

Im „*Heißfeld*“ ergaben sich auch keine lithologischen Anhaltspunkte für die Existenz der LH. In den untersuchten Profilen sind die äolischen Sande granulometrisch relativ homogen aufgebaut. Im Korngrößenspektrum dominieren mittelsandige Komponenten. Untergeordnet kommen variierende Anteile feinsandiger Fraktionen vor. Eine Schichtung der Flugsande, die mit der LH in Verbindung zu bringen wäre, ist profilmorphologisch nicht erkennbar. Das gilt im übrigen auch für das „*Sandwoog*“, wo in der Jüngeren Dryas ebenfalls Dünen aufgeweht wurden (Kap. 7.2.1). Somit ist es wahrscheinlich, daß es sich bei der eingangs als LH interpretierten Schicht (z.B. Tab. 4, Tab. 5) um einen im Holozän randlich aufgewehten dünnen Flugsandschleier oder um kolluviale Ablagerungen handelt (Abb. 16). Der in Profil BRK-3 ausgebildete fAh-rGo-Horizont stellt daher nicht zwingend – wie zunächst vermutet (Tab. 6) – eine spätglaziale Bodenbildung dar, sondern könnte im Holozän bereits vor dem Einsetzen der äolischen oder kolluvialen Überdeckung entstanden sein.

In Zusammenhang mit der Frage der LH und in Bezug auf den recht einheitlichen Habitus der Dünensande ist in den äolischen Sanden an einigen Standorten (z.B. Profil HF-2) eine sukzessive Zunahme der Schluffkomponente zum Top hin zu beobachten. Ein geringfügig höherer Schluffanteil im Vergleich zum liegenden Flugsand wird neben örtlich in Spuren ent-

haltenen LST-Mineralen als Beleg für die LH gewertet (HEIL 1987; SEMMEL 2002; Kap. 3.5.1). Beide Kriterien sind hier erfüllt. Das Phänomen wurde auch von HOFFMANN (1985) erkannt, jedoch nicht als sicheres diagnostisches Merkmal für die LH akzeptiert.

Allgemein wird für die LH eine Entstehung unter periglaziären Bedingungen angenommen (AG Boden 1994; FETZER et al. 1995). Als Belege für die gelisolifluidale Genese dienen u.a. Befunde (z.B. Kryoturbationen, Eiskeilpseudomorphosen) aus der Untermainebene (PLASS 1972, 1980, SEMMEL 1969, 1980). Während der Jüngerer Dryas sind jahreszeitlich bedingte Frostrisse und schwächere Kryoturbationen bis auf 50° n. Br. zu beobachten (ISARIN 1997a, 1997b). Nach S nehmen diese Phänomene ab. Die Arbeiten im nördlichen Oberrheingebiet lieferten keine Hinweise auf in der Jüngerer Dryas entstandene Froststrukturen bzw. für eine zu dieser Zeit erfolgte LH-Bildung. Deutliche Belege für kryoturbate Prozesse ergaben sich im Rahmen der vorliegenden Studie nur im „Sandwoog“, wo die Genese des in Profil EIC-4 entwickelten Kryoturbationshorizontes in den Zeitraum vor dem Allerød zu stellen ist (Kap. 7.2.1). Die Hochflutsedimente im Hangenden dieses Tropfenbodens weisen im Unterschied dazu keinerlei profilmorphologisch erkennbare Anzeichen einer kryoturbaten Überprägung auf. Das gilt auch für die lagenartig darin eingeschalteten LST-Vorkommen. Obwohl für die Ascheablagerungen eine gewisse Umlagerung nicht auszuschließen ist, deutet deren flächige Verbreitung am SE-Rand des „Sandwoog“ doch auf eine weitgehende *in-situ*-Erhaltung und relativ ungestörte Lagerungsverhältnisse der Hochflutsedimente hin. Im Falle kryogener Überprägung während der Jüngerer Dryas, wäre die LST-Lage vermutlich nicht erhalten, sondern aufgearbeitet und mit den Hochflutablagerungen vermischt worden.

In Zusammenhang mit Kryoturbationerscheinungen ist auf die Mächtigkeitsschwankung des II Bvt-Horizontes in Profil BRK-4 einzugehen, der am NW-Rand der Dünen im „Heißfeld“ in Hochflutsedimenten entwickelt ist. Partienweise buchtet dieser Horizont taschenförmig in den Untergrund aus (vgl. „Verlehmungshorizont“ in KUPFAHL 1972c). Solche Bt-Horizonte gelten in der nördlichen Oberrheinebene als typisch für Parabraunerden aus spätglazialen Hochflutdepositionen (WALDMANN 1989). Es war nicht zweifelsfrei zu klären, ob sich die Tonanreicherung an geogenen Strukturen in den sandigen Ausgangssubstraten anlehnt oder ausschließlich pedogenetische Ursachen dafür anzunehmen sind. Zum Dünenkern keilen die Hochflutablagerungen aus und sind in den Profilen HF-2 bzw. HF-2a nicht mehr nachweisbar (Abb. 16). Nach Untersuchungen von SCHMITT (1999) ist für die randlich in die Dünen eingeschalteten Hochflutsedimente eine Entstehung im Allerød anzunehmen. Von der Altersstellung her, könnten diese Bildungen in der Jüngerer Dryas somit kryogenetisch überprägt worden sein. Aufgrund palynologischer Befunde von DAMBECK & BOS (2002), die für eine lichte Bewaldung in diesem Zeitabschnitt sprechen, gilt das jedoch als eher unwahrscheinlich, da fragwürdig ist, ob zu der Zeit die erforderlichen Umweltbedingungen vorherrschten.

Gegen die Existenz der LH in den untersuchten Dünengebieten sprechen die allgemein vertretenen Vorstellungen, diese Deckschicht komme außerhalb von holozänen Erosions- und Akkumulationsbereiche nahezu überall an der Oberfläche vor bzw. habe nach deren Entstehung unter natürlichen Bedingungen keine nennenswerte Akkumulation stattgefunden (AK Bodensystematik 1998, SEMMEL 2002). Folglich könnte die LH-Bildung erst nach dem Ende der Flugsandaufwehung erfolgt sein. Die Ausführungen in Kapitel 8.2.2 machen das jedoch sehr unwahrscheinlich. Das ist mit dem zu jungen Alter der Flugsande zu erklären, für die eine Entstehung ab der zweiten Hälfte der Jüngeren Dryas bis maximal in das früheste Präboreal anzunehmen ist. Danach kann es allein aus klimatischen Gründen nicht mehr zur Ausbildung der LH gekommen sein, da die für die Deckschichtengese erforderlichen periglaziären Verhältnisse nicht mehr gegeben waren.

Ob die paläoökologischen Umweltbedingungen in der Jüngeren Dryas eine LH-Bildung im Untersuchungsgebiet überhaupt noch erlaubt haben, ist fragwürdig. Die Erkenntnisse zur Vegetationsentwicklung in der Oberrheinebene im Spätglazial lassen darauf schließen, daß der engere Grabenbereich auch zu dieser Zeit schon klimatisch begünstigt war (FRIEDMANN 1998). Im Unterschied zu den umliegenden Mittelgebirgen soll eine waldlose Tundra gefehlt haben (OBERDORFER 1937). Auch wird eine vollständige Entwaldung in der Jüngeren Dryas für unwahrscheinlich gehalten (FIRBAS 1952, ZIEHEN 1970). Zwar fehlen Absolutdatierungen, um die palynologischen Befunde aus dem Untersuchungsgebiet zeitlich präziser einordnen zu können. Doch deuten Erkenntnisse von DAMBECK & BOS (2002) auf lichte Kiefern-Wälder mit Birken und Buschwerk als Vegetationsform während der Jüngeren Dryas hin. Ähnliche Verhältnisse werden auch für das S-Oberrheintiefland und z.B. die Wetterau beschrieben (BOS 1998, 2001; FRIEDMANN 1998). Für die Bildung von Solifluktsdecken sollte jedoch eine zumindest zeitweise annähernde Vegetationsfreiheit vorausgesetzt werden (SEMMEL 1985, 1987, 1990; VÖLKE & LEOPOLD 2001). Ob es im nördlichen Oberrheingraben unter den angenommenen Vegetationsbedingungen in der Jüngeren Dryas überhaupt noch zur Entstehung der LH kommen konnte, ist fraglich. Das steht in einem gewissen Widerspruch zur Situation in der Untermainebene, wo die jungdryaszeitliche LH-Genese als gesichert gilt. Im Rahmen der vorliegenden Studie war diese Widersprüchlichkeit nicht aufzulösen. Der Sachverhalt könnte einen Untersuchungspunkt für zukünftige Forschungen darstellen.

8.4 Spätglaziale und holozäne Entwicklung des Bergstraßen-Neckars

Im Spätglazial durchfloß der Bergstraßen-Neckar das Hessische Ried parallel zum Rand des Odenwaldes nach N und mündete bei Trebur in den Rhein. Zu dieser Zeit erstreckte sich auf der oNT bereits ein in N-S-Richtung zusammenhängender Dünenzug. Auf seinem Weg

entlang der Bergstraße hat der Neckar dieses Flugsandgebiet durchbrochen und teilweise ausgeräumt. Da die Altläufe an keiner Stelle mit Flugsanden verfüllt oder unter Dünensanden begraben sind (KUPFAHL 1972e; MANGOLD 1892; vgl. HLfB 1990), legt das den Schluß nahe, den „*Bergsträsser Neckarlauf*“ in die Zeit nach der Hauptbildungsphase der oberrheinischen Flugsande zu stellen, die spätestens in der Älteren Dryas beendet war. Für diese Annahme sprechen auch weitere morphologische Beobachtungen. Örtlich schneiden verlandete Paläorinnen die Flugsanddünen steilrandig und halbkreisförmig an. Das deutet ebenfalls auf ein im Vergleich zur Masse der umgebenden Flugsande jüngerer Alter der Neckarschlingen hin.

Der Bergstraßen-Neckar soll über einige Jahrhunderte existiert haben und im Übergang zum Holozän verlandet sein (MANGOLD 1892). Absolute Zeitangaben zum Beginn und Ende des Bergstraßenlaufes fehlen. Die in der Altaue nachgewiesenen LST-Vorkommen belegen allerdings, daß dieser Lauf spätestens im Allerød existierte (vgl. HOFFMANN & KRZYZANOWSKI 1984). Nach den Befunden aus Profil FAS-1, in dem die LST als lagenartige Einschaltung in schluffig-tonigen Hochflutsedimenten vorkommt, muß die Anlage schon vor dem LSE erfolgt sein. Das Alter der fluvialen Ablagerungen konnte im Rahmen der vorliegenden Studie nicht mit absoluten Bestimmungsmethoden datiert werden. Die Dauer der Hochflutsedimentation in Profil FAS-1 ist daher gegenwärtig zeitlich noch nicht präzise einzuordnen.

Eine ähnliche Sedimentsequenz wie im unteren Teil von Profil FAS-1 war auf der uNT in Profil EIC-4 aufgeschlossen (Kap. 7.2.1.1). Aufgrund von Ergebnissen malakozoologischer Analysen gilt dort eine bis in die frühe Jüngere Dryas fortgesetzte Hochflutsedimentation als sehr wahrscheinlich. Eine solche Entwicklung ist auch in anderen Regionen zu beobachten (BOHNCKE & VANDENBERGHE 1991; BOHNCKE et al. 1988, 1993). Im Anschluß daran setzte im „*Heißfeld*“ eine erneute Phase der Flugsandakkumulation ein. Dieses Geschehen könnte mit der vermuteten klimatischen Zweiteilung der Jüngeren Dryas korrespondieren (Kap. 2.3.1). Aufgrund der großen Standardabweichung der Datierung aus Profil HF-2 (Abb. 18) läßt sich der Beginn dieser abermaligen Flugsandanwehung ebenfalls nicht exakt einstufen. Somit ist der Zeitraum der Hochflutsedimentation am Bergstraßen-Neckar bislang nur relativ grob in die Zeit zwischen der Hauptflugsandphase im frühen Spätglazial und der jungdryaszeitlichen Dünenbildung zu stellen (Abb. 52).

In Hinblick auf den ungeklärten Beginn des Bergstraßen-Neckars stellt sich die Frage nach den Ursachen und dem Zeitpunkt der Laufverlegung. BARSCH & MÄUSBACHER (1988) bringen die Entstehung des Bergstraßenlaufes mit der Änderung der fluvialen Dynamik in Verbindung, die während der Übergangsphase vom Hoch- zum Spätglazial den Wandel vom „*braided river*“ zum mäandrierenden Flußsystem herbeigeführt haben soll (Kap. 2.3.1). Diese Änderung der Flußdynamik dürfte am Oberrhein synchron zum Rückgang der alpinen Vergletscherung verlaufen sein. Aus den Schweizer Alpen werden um ca. 15 ka BP mit den heutigen Verhältnissen vergleichbare Gletscherstände beschrieben (FURRER 2001). Auch wenn

die Datierung von Gletscherschwankungen Schwierigkeiten bereitet (MATTHEWS 1997), so ist doch davon auszugehen, daß der Bodensee spätestens zu Beginn des Spätglazials eisfrei war und als Sedimentfalle wirken konnte. Die Verringerung der Sedimentfracht dürfte in Verbindung mit den geänderten klimatischen Bedingungen (z.B. Zunahme der mittleren Wasserführung, jahreszeitliche Spitzenabflüsse; Abb. 3) zu Veränderungen im hydrologischen Regime des Rheines bzw. einem modifizierten Abfluß- und Sedimentationsgeschehen im Oberrheingraben geführt und einen Einschneidungsimpuls initiiert haben. Damit könnte die Zerschneidung der oNT bzw. die beginnende Entwicklung der uNT korrespondieren. Die mit der uNT-Bildung einhergehende Tieferlegung des Rheinlaufes ist für die Geschehnisse in Zusammenhang mit der Anlage des Bergstraßen-Neckars von Bedeutung, stellt sie doch eine tiefergelegene Auswehungsfläche und damit die Voraussetzung für die Dünenbildung auf der oNT dar.

Es wird angenommen, daß ein älteres Dünenrelief und/oder Rhein-Uferwälle die kürzere Anbindung an den Rhein nach W bzw. das nach NW gerichtete Fließen des Neckars entlang der Bergstraße verursacht haben (FEZER 1974; MANGOLD 1892; ROTHSCHILD 1936). Nach den Vorstellungen zur Altersstellung der NT am nördlichen Oberrhein, dürfte die Anlage von Dünen auf der oNT frühestens im Übergang vom Hoch- zum Spätglazial eingesetzt haben (Kap. 8.2.1). Dieses Geschehen läßt sich gut mit der im vorhergehenden Absatz dargelegten Entwicklung korrelieren. Wann die o.g. Richtungsänderung des Neckars in diesem Zeitraum erfolgte ist gegenwärtig nicht bekannt. Die Laufverlegung könnte bereits vor dem Allerød stattgefunden haben. Wie die Untersuchungen im „Heißfeld“ zeigen, kommen dort fluviale Sande im Liegenden von allerødzeitlichen Hochflutsedimenten vor (Kap. 7.1.1.2). Dabei könnte es sich um vom Bergstraßen-Neckar umgelagerte ältere Flugsande handeln.

Tektonische Ursachen für die Änderung der Laufrichtung sind nicht auszuschließen, da der Bergstraßenlauf der „Bergsträßer-Neckarlauf-Tiefscholle“ folgt, die im Pleistozän ein bevorzugtes Senkungsgebiet darstellte (Kap. 3.3; Kap. 5.4). Daher könnte eine Beziehung zwischen dieser tektonisch angelegten Störzone und dem Bergstraßen-Neckar bestehen. Das relativ gleichmäßige Abschwenken der dem Rhein von E zufließenden Tributäre spricht allerdings eher gegen eine stärkere tektonische Steuerung der Neckarentwicklung und für die exogene Beeinflussung der Richtungsänderung (FEZER 1974).

Im Hessischen Ried sind mindestens zwei Laufgenerationen des Bergstraßen-Neckars zu unterscheiden (Kap. 3.3). Der jüngste Lauf mit den Profillokalitäten BRK-1 und ECH-1 ist im Untersuchungsgebiet vom SE-Rand nach N bis in den ehemaligen Mündungsbereich bei Trebur zu verfolgen (Abb. 9). Streckenweise muß der Neckar dieses Bett über die gesamte Dauer der „Bergsträßer Phase“ beibehalten haben. Dafür spricht, daß lokal – wie z.B. im „Heißfeld“ bei Berkach – Hinweise für vom jüngsten Hauptlauf abgeschnürte ältere Schlingen fehlen. Die von diesem letzten Neckarlauf räumlich getrennten älteren Neckarbetten sind im

Vergleich dazu deutlich kleiner dimensioniert (z.B. schmalere Laufbreite, geringerer Radius) und weisen einen von dem der jüngeren Paläorinnen abweichenden lithologischen Aufbau der sedimentären Rinnenfüllungen auf. Das belegen die Ergebnisse aus Profil CW-1, die im Folgenden erörtert werden.

In Profil CW-1 beginnt die Verlandung mit der Ablagerung von Schluffmudde (Fmu) in der Jüngeren Dryas (Abb. 25). Darauf lassen das typische spätglaziale Artenspektrum von der Basis der Altlauffüllungen – mit z.B. Wacholder (*Juniperus*), Zwergbirke (*Betula nana*) und Silberwurz (*Dryas octopetala*) – sowie vergleichsweise hohe NBP-Werte ($\leq 20\%$) in einer Tiefe von 314-419 cm u. GOF schließen (SCHWEIZER & KALIS 2002; Anh. 4-3). Auch Kräuter wie *Artemisia* und Vorkommen von *Botrychium*, *Saxifraga* und *Centaurea scabiosa* legen die palynostratigraphische Einstufung in die Jüngere Dryas-Biozone *sensu* FIRBAS (1949) nahe (DAMBECK & BOS 2002). Danach waren die Vegetationsverhältnisse im Untersuchungsgebiet während der Jüngeren Dryas durch lichte Kiefernwälder (*Pinus*) mit Birkenständen (*Betula nana*) und Buschwerk mit z.B. Weiden (*Salix*) geprägt. Damit kann es als belegt gelten, daß die kühleren Klimaverhältnisse während der Jüngeren Dryas nicht zu einer vollständigen Entwaldung geführt haben.

Wie die palynologischen Befunde aus Profil CW-1 zeigen, wurde die Neckarschlinge am „Hof Wasserbiblos“ während der Jüngeren Dryas entweder zeitweise aktiv durchflossen oder episodisch von Hochwasserdurchgängen beansprucht. Darauf weisen die in dieser Lokalität unterhalb von 314 cm u. GOF vorkommenden flußtransportierten Pollenkörner sowie Pollen oder Großreste von *Hippuris*, *Myriophyllum* und *Potamogeton* als Indikatoren für langsam fließendes Gewässer hin (Anh. 4-3). Oberhalb dieser Tiefe sind in Profil CW-1 Pollen von *Nuphar lutea* und *Nymphaea alba* nachgewiesen. Das Aufkommen dieser Zeigerarten für stehendes Wasser ist in Verbindung mit dem Fehlen flußtransportierter Pollen als ein Beleg für die endgültige Abschnürung der Paläorinne gegen Ende der Jüngeren Dryas zu werten (DAMBECK & BOS 2002; SCHWEIZER & KALIS 2002).

Der jungdryaszeitliche Verlandungsbeginn der älteren Mäanderschlinge belegt, daß der letzte Hauptlauf des Bergstraßen-Neckars während der Jüngeren Dryas bereits aktiv war. Es stellte sich die Frage nach dem Zeitpunkt der endgültigen Verlandung (Kap. 4.2.3). Bislang fehlte es an absoluten Datierungen, um die allgemeine Annahme, die vollständige Deaktivierung habe im Übergang vom Spätglazial zum Holozän eingesetzt, zu belegen (Kap. 3.3). Doch auch die Ergebnisse dieser Studie sprechen für einen Verlandungsbeginn im frühen Altholozän. Nach palynologischen Befunden aus den Profilen BRK-1 und ECH-1 ist der Zeitpunkt der finalen Abschnürung an den Beginn des Holozäns zu legen (SOJKA 2002). Zeitlich sind die in diesen Profilen nachgewiesenen Pollenspektren von der Basis der Niedermoortorfe in das Präboreal einzuordnen. Bereits in der zweiten Hälfte dieses Zeitabschnittes hatte das Torfwachstum in Profil BRK-1 eine Mächtigkeit von mehr als 10 cm erreicht. (Abb. 15).

Das ergibt sich aus dem ^{14}C -AMS-Datum von 9190 ± 100 BP (10480-10235 cal. BP), das für diesen Standort aus einer Tiefe von 145-155 cm u. GOF vorliegt. In dieser Lokalität setzte die Torfablagerung jedoch etwas später ein als in Profil ECH-1. Möglicherweise sind die zeitlichen Unterschiede im Beginn der Torfbildung auf Reliefunterschiede im Bereich der Altlaufbasis zurückzuführen (SCHWEIZER & KALIS 2002). Letztlich sind die Ursachen dafür allerdings noch nicht genügend erforscht.

Die Untersuchungen an den Profilen aus dem jüngsten Neckaraltlauf dokumentieren eine relativ scharfe lithologische Grenze zwischen fluvialen Sanden an der Basis und Torfen im Hangenden. Sowohl in Profil BRK-1 als auch in Profil ECH-1 erfolgt dieser Fazieswechsel in einem 2-3 cm mächtigen, als „*Torf-Sand-Übergangshorizont*“ (SOJKA 2002) bezeichneten Durchmischungsbereich. Eine Muddebildung, wie sie für Standorte (Profil CW-1) in älteren Schlingen typisch ist, fehlt dagegen in den Rinnenprofilen aus dem jüngsten Lauf. Das deutet auf ein relativ plötzliches Einsetzen des Torfwachstums zu Beginn des Holozäns hin. Darin sieht ROTHSCHILD (1936: 178) eine „*überstürzte Verlandung*“ der jüngeren Neckarbetten. Diese Änderung der Sedimentationsverhältnisse dürfte mit dem Durchbruch des Neckars zum Rhein und der damit verbundenen Laufverlegung in den Bereich der heutigen Neckarmündung ursächlich in Verbindung stehen. Ein Zusammenhang mit der jungdryaszeitlichen Flugsandakkumulation ist nicht auszuschließen, muß jedoch als eher unwahrscheinlich angesehen werden. Da die Flugsandauswehung der Jüngeren Dryas im Untersuchungsgebiet nicht zur Verschüttung von Neckarbetten geführt hat, ist anzunehmen, daß die Abschnürung erst nach Beendigung der Flugsandakkumulation im frühen Präboreal erfolgte. Als Ursache ist – neben weiteren Einflußfaktoren (z.B. Bodenstabilität, veränderte Abflußbedingungen) – möglicherweise von einer zeitverzögerten Reaktion der Vegetation auf die klimatische Veränderung auszugehen.

Im Gegensatz zum jüngsten Neckarlauf, wo zu Beginn des Holozäns das Torfwachstum einsetzte, dauerte in der älteren Mäanderschlinge am „*Hof Wasserbiblos*“ die Sedimentation von Schluffmudden nach biostratigraphischen Befunden bis in den Übergang vom Pleistozän zum Holozän fort und wurde ab dem Präboreal *sensu* FIRBAS (1949) durch Ablagerung von Kalkdetritusmudde (Fmk) abgelöst (Abb. 25). Die Hintergründe für diese Sedimentänderung sind unklar. Als Ursachen sind der Temperaturanstieg und das stärkere Vegetationsaufkommen in Betracht zu ziehen, die das Carbonat-Kohlensäuregleichgewicht in Richtung Karbonatausfällung verschoben haben könnten (WALDMANN 1989).

Im Pollenprofil geht der lithologische Wechsel von Schluff- zu Kalkdetritusmudde mit der deutlichen Abnahme von NBP (*Artemisia*) und spätglazialen Sträuchern (z.B. *Betula nana*, *Juniperus*) einher (DAMBECK & BOS 2002). Gleichzeitig ist ein Anstieg der Kohlenstoffgehalte in den Ablagerungen zu beobachten (Abb. 25). Die Zunahme an organischer Substanz ist vermutlich auf die höhere Biomasseproduktion in Zusammenhang mit den sich schließenden

Wäldern im frühen Holozän zurückzuführen (vgl. BOS 2001). Als Hinweise sind die starke Abnahme von NBP und das Verschwinden typischer spätglazialer Büsche und Kräuter zu Beginn des Präboreals zu werten. Diese Beobachtungen decken sich mit Erkenntnissen zur Vegetationsentwicklung in weiter S gelegenen Regionen (WAHL, zitiert in WALDMANN 1989).

Im Präboreal dominierte im Untersuchungsgebiet die Kiefer (*Pinus*), die vor allem in den Bereichen mit Flugsandbedeckung stockte, während Birken (*Betula*) und Weiden (*Salix*) nur lokal vertreten waren (DAMBECK & BOS 2002). Gegen Ende des Präboreals *sensu* FIRBAS (1949) ist am Standort CW-1 ein signifikanter Anstieg von *Betula* zu verzeichnen (Anh. 4-3). Auch in Profil ECH-1 ist die Birke während dieser Biozone mit hohen Werten vertreten. Ein ähnlicher „*Birkengipfel*“ ist in Pollendiagrammen aus anderen Regionen (z.B. Amöneburger Becken, Lahntal, nördliche Wetterau, Rheinland; BEHLING & STREET 1999; BOS 1998, 2001; STOBBE 1996) zu beobachten. Meistens fällt dieser Anstieg der Birken-Kurve in den Zeitraum des frühholozänen ¹⁴C-Plateaus zwischen 9600-9500 BP. Somit dürfte das ¹⁴C-Datum von 9300±240 BP (11060-10210 cal. BP) aus Profil CW-1 auf eine zeitlich vergleichbare Entwicklung im Untersuchungsgebiet hinweisen (Kap. 7.1.3.1; Anh.2).

Die Bildung von Kalkdetritusmudde dauerte in Profil CW-1 über das Präboreal hinaus bis zum frühen Boreal an, bevor dort Torfwachstum einsetzte. Der Beginn der Torfbildung ist in die Zeit um 8260±110 BP (9425-9030 cal. BP) zu stellen. Das ist mit dem ¹⁴C-AMS-Alter von der Basis der Niedermoortorfe zu belegen (Abb. 25). Als palynologischer Hinweis für das Boreal ist der starke Anstieg der Haselgewächse (>20%), gefolgt von Ulme (*Ulmus*) und Eiche (*Quercus*), zu werten (FIRBAS 1949). Die Einwanderung dieser Arten zeichnet sich in Profil CW-1 gut ab (SCHWEIZER & KALIS 2002). Die Expansion der Hasel (*Corylus*) beginnt dort nach 9300±240 BP (11060-10210 cal. BP), d.h. gegen Ende des Präboreals. Etwas später wandern *Ulmus* und *Quercus* ein. Im Boreal kulminiert die Ausbreitung der Hasel mit Werten von 80% (Anh. 4-3). In Profil CW-1 ist dieser Zeitabschnitt zudem schon durch relativ hohe Werte von Ulme und Eiche geprägt. Später tritt auch Linde (*Tilia*) hinzu. Letztere erscheint im Pollendiagramm um 8260±110 BP (9425-9030 cal. BP) und setzt im Untersuchungsgebiet offenbar früher ein als in der nördlichen Wetterau und im Amöneburger Becken (BOS 1998, 2001; STOBBE 1996) sowie im südlichen Oberrheintiefland (FRIEDMANN 1998).

Die Entwicklung im Atlantikum ist derzeit noch nicht abschließend geklärt. Nach Ansicht von BOS ist dieser Zeitabschnitt in Profil CW-1 palynologisch nicht nachweisbar (pers. Mitt. Dr. J. A. A. Bos, Amsterdam, seinerzeit Frankfurt/M.). Daher gehen DAMBECK & BOS (2002) von einer in den Niedermoortorfen ausgebildeten Schichtlücke aus, so daß über Torfen aus dem Boreal direkt Torfablagerungen aus dem Subboreal anstehen. Für einen solchen Hiatus ergaben sich am Bohrkern allerdings keine profilmorphologischen Hinweise. Im Unterschied dazu vertreten SCHWEIZER & KALIS (2002) die Auffassung, die Torfbildung habe kontinuierlich vom Boreal bis zum Atlantikum angedauert. Biostratigraphisch seien die Spektren oberhalb

von 82,5 cm u. GOF, aufgrund der Einwanderung von Fichte (*Picea*) und relativ hoher Werte von Linde (*Tilia*), eindeutig in das Atlantikum zu stellen (pers. Mitt. Dr. A. Schweizer, Frankfurt/M.). Das aus Profil CW-1 aus einer Tiefe von 82,5-87,5 cm u. GOF vorliegende ^{14}C -AMS-Datum von 3310 ± 90 BP ($3680\text{-}3410$ cal. BP) datiert jedoch in das Subboreal (vgl. DAMBECK & BOS 2002). Daraus resultiert ein deutlicher Widerspruch zu den palynostratigraphischen Einschätzungen von SCHWEIZER & KALIS (2002). Diese Widersprüchlichkeit war bisher nicht aufzuklären. Für weiterführende Erkenntnisse zu diesem Sachverhalt wären höherauflösende Pollenanalysen erforderlich gewesen.

Hinweise auf die Entwicklung im Atlantikum liefern auch die Untersuchungen an Profilen aus dem letzten Lauf des Bergstraßen-Neckars. Nach palynologischen Befunden aus Profil ECH-1 repräsentiert der Fazieswechsel von Niedermoortorfen zu schluffigen Tonen ($\text{AF}_{\text{Tf-1}}$) den Beginn des Atlantikums (SOJKA 2002). Die palynostratigraphisch in das frühe Atlantikum eingeordneten dunklen Tone weisen einen schlechteren Erhaltungszustand des Pollens im Vergleich zu den Torfen im Liegenden auf (Kap. 7.1.2.2). Zudem fehlen Absolutdatierungen, um die zeitliche Einstufung zu stützen. Im Habitus vergleichbare Auentone (AF_{Tf}) sind auch in Profil BRK-1 in die Niedermoortorfe eingeschaltet. Dort waren diese Bildungen aufgrund von Pollenanalysen ebenfalls in das Atlantikum zu stellen (Abb. 15). Zu der Zeit kam es auch in der Rheinaue zur Ablagerung von schwarzen Tonen. Deren Entstehung wird in den Zeitabschnitt vom späten Atlantikum bis zur Wende Subboreal/Subatlantik gestellt. Darauf wird in Kapitel 8.5.3 noch detaillierter eingegangen. In anderen Flußgebieten wurde für diesen Zeitraum eine Trockenphase nachgewiesen (RITTWEGER 1997, 2001). Hinweise für eine vergleichbare Entwicklung im Untersuchungsgebiet liegen auch aus Profil ECH-1 vor. An diesem Standort ist vermutlich die zweite Hälfte des Atlantikums und ein großer Teil des Subboreals in den Ablagerungen nicht erhalten. Diesen Hiatus führt SOJKA (2002) auf eine Unterbrechung des Torfwachstums während einer Terrestrialisierungsphase im frühen und/oder mittleren Subboreal zurück. Das deckt sich mit Beobachtungen von FIRBAS (1952), der die schlechte Pollenerhaltung bzw. völlige Zersetzung des Pollens in den Ablagerungen aus der „Kiefern-Hasel-EMW-Zeit“ und „EMW-Erlenzeit“ auf eine größere Trockenheit im Vergleich zu heute zurückführt.

Das erneute Einsetzen von Torfwachstum im späten Subboreal gilt für das Profil ECH-1 als gesichert. Als Beleg dient das ^{14}C -AMS-Datum von 3050 ± 50 BP ($3340\text{-}3170$ cal. BP) von der Basis der oberen Torfablagerungen (Hn_2). Der Wiederbeginn wird mit einem Ansteigen der Grundwasserstände im späten Subboreal in Verbindung gebracht und korrespondiert mit der starken Zunahme von Erle (*Alnus*) im Pollendiagramm (SOJKA 2002; Anh. 4-2).

Die Untersuchungen belegen die endgültige Verlandung des Bergstraßen-Neckars ab dem frühen Präboreal (Abb. 52). Damit ist Ansichten zu widersprechen, die einen holozänen „Restneckar“ annehmen bzw. behaupten, der Bergstraßenlauf sei erst zu einem späteren

Zeitpunkt im Holozän verlassen worden (Kap. 3.3). In Neckaraltläufen geborgene Hölzer von Pfosten- und Brückensetzungen deuten allerdings auf Phasen mit erneuter Wasserführung im jüngeren Holozän hin (GEYER et al. 1977; HAUPT 1928; WAGNER 1981). Beispielsweise existierten in der Lokalität ECH-1 zur Römerzeit offene Wasserstellen (SOJKA 2002). Die im Rahmen der vorliegenden Studie in der Paläorinne am „Osterbruch“ bei Wallerstätten (TK25 6016 Groß-Gerau) sowie in der älteren Neckarschlinge am „Hof Wasserbiblos“ (Kap. 7.1.3.1) gemachten Geländebeobachtungen belegen das zeitweise Vorkommen freier Wasserflächen bis in die heutige Zeit. Die Wasserführung der Neckarbetten im Holozän kann mit schwankenden Grundwasserständen bzw. mit zunehmender Nähe zum Rheinlauf auch mit einer Beeinflussung durch Druckwasser erklärt werden. Zudem wurden die verlandeten Neckarläufe im Holozän von Odenwaldtributären weiterhin zur Entwässerung genutzt.

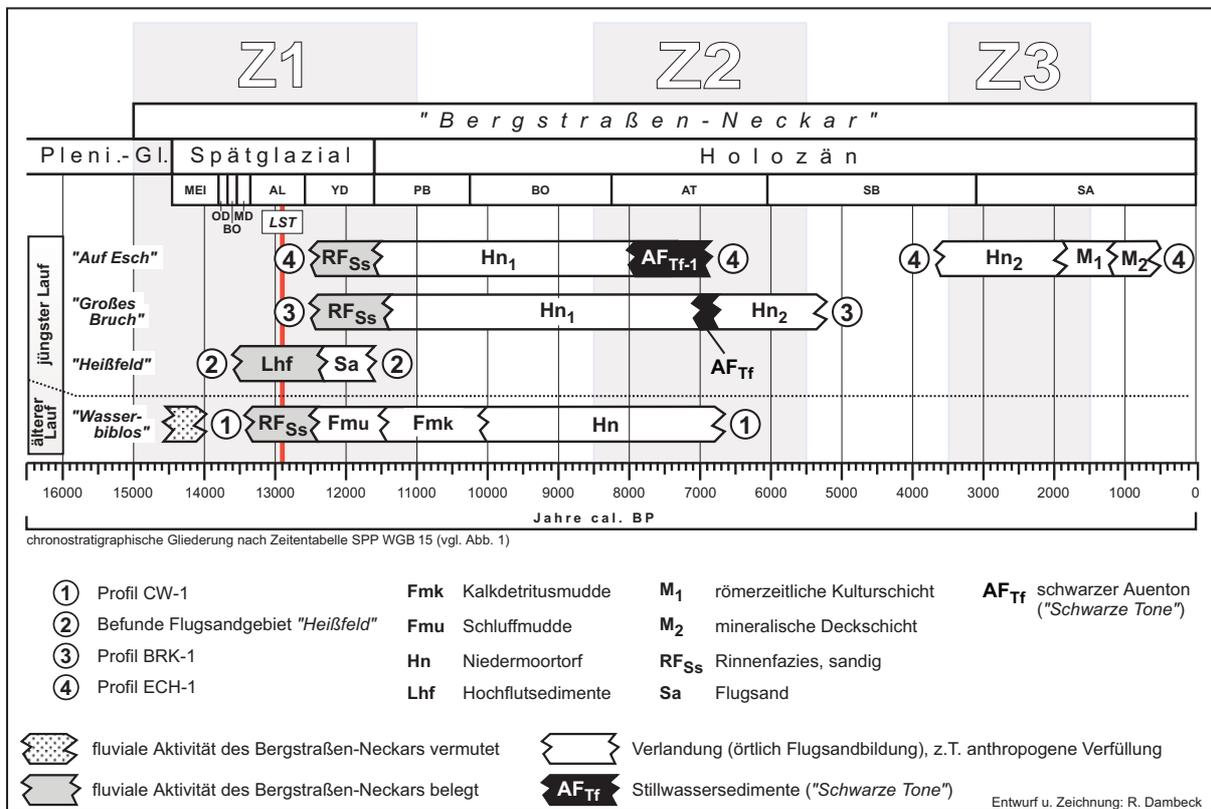


Abb. 52: Synoptische Übersicht der spätglazial-holozänen Entwicklung des Bergstraßen-Neckars.

Möglicherweise führten die Neckarbetten im Holozän zeitweise sogar ausreichend Wasser um schiffbar zu sein (WAGNER 1981, 1990). Nach den Untersuchungen dieser Arbeit ist für das Holozän jedoch keine stärkere Durchströmung mehr anzunehmen. Sowohl die in den Paläorinnen aufgewachsenen Niedermoortorfe als auch die lokal in die Torfe einschalteten, geringmächtigen schwarzen Auentone sprechen für sehr ruhige Sedimentationsverhältnisse

nach der Abschnürung des Bergstraßenlaufes. Gleichzeitig sind damit die Erkenntnisse von BERNHARD & HICKETHIER (1966) zu bestätigen, daß die Altlaufrienen trotz der z.T. starken Sedimentzufuhr aus dem Odenwald im Holozän offenbar nicht mehr stärker mit minerogenen Ablagerungen aufgefüllt wurden.

8.5 Spät- und postglaziale Entwicklung des nördlichen Oberrheines

8.5.1 Beginn der Mäanderbildung

Für den Beginn der Mäanderbildung am nördlichen Oberrhein ist die Flußentwicklung ab dem Ende des Würm-Pleniglazials von Interesse. In Mitteleuropa dominierten zu der Zeit hochenergetische „*braided rivers*“, bevor zu Beginn des Spätglazials vielerorts der Wandel zu mäandrierenden Systemen einsetzte (Kap. 2.3.1). Von dem in der Übergangsphase vom ausgehenden Hoch- zum frühen Spätglazial überregional zu beobachtenden Umbruch der fluvialen Geomorphodynamik soll auch der gesamte Oberrhein erfaßt worden sein (MÄCKEL 1998b). Ging man bislang davon aus, daß dieser Umschwung an der Wende vom Spät- zum Postglazial erfolgte (Kap. 3.2), so deuten die Untersuchungsergebnisse dieser Arbeit darauf hin, daß diese Entwicklung am nördlichen Oberrhein schon früher einsetzte.

Wie in Kapitel 8.1 dargelegt, beginnt die Aufschotterung der uNT vermutlich im Übergang vom Pleni- zum Spätglazial und dauerte bis spätestens zum Allerød an (vgl. SCHEER 1978). Ogleich die exakte Datierung des Terrassenalters aussteht, fällt die Akkumulation der uNT wohl in den Zeitabschnitt in dem auch überregional der klimatisch bedingte Wandel vom „*braided river*“ zu einzelnen schwach gewundenen bis einfachig mäandrierenden Fließrienen zu beobachten ist. Es bleibt ob der mangelhaften Aufschlußverhältnisse allerdings weiterhin unklar, ob es sich bei der uNT um einen Terrassenkörper vom V-Schotter-Typ eines vertikal akkumulierenden „*braided rivers*“ oder um lateral angelagerte L-Schotter eines mäandrierenden Flusses handelt (vgl. SCHIRMER 1983a).

Wie bereits in Kapitel 8.4 erwähnt, dürfte der klimatisch bedingte Umbruch der fluvialen Geomorphodynamik am Oberrhein synchron zum Rückgang der alpinen Vergletscherung im Bodenseeraum verlaufen sein. Aus den Schweizer Alpen werden um ca. 15ka BP mit den heutigen Verhältnissen vergleichbare Gletscherstände beschrieben (FURRER 2001). Danach hatten sich die Alpengletscher bereits zu Beginn des Spätglazials deutlich gegenüber dem LGM zurückgebildet, d.h. der Bodensee war zu der Zeit eisfrei und wirkte als Sedimentfalle. Die stromabwärts veränderte Sedimentführung sowie die allmähliche Änderung der Umweltverhältnisse (z.B. sukzessives Aufkommen von Vegetation und eine dadurch bedingte Sediment- und Bodenstabilisierung) dürften zu modifizierten Abfluß- und Sedimentationsverhält-

nissen (z.B. verringerte Sedimentfracht, Anstieg der mittleren Wasserführung) geführt haben. Vermutlich stellte sich das bis dahin etablierte vielfach verzweigte System graduell um, und die Wasserführung konzentrierte sich in wenigen schwach geschwungenen oder mäandrierenden Abflußbahnen. Diese Deutung wird von der Ansicht gestützt, zu der Zeit hätten sich in der mittleren und nördlichen Oberrheinebene zwei Hauptarme gebildet, einer im Bereich der Rheinaue und einer in der Kinzig-Murg-Rinne (MÄCKEL 1997, 1998b).

Sedimentologische Hinweise für den flußdynamischen Wandel am nördlichen Oberrhein ergeben sich aus den Profilen FAS-1 und EIC-4 (Kap. 7.1.2.1; Kap. 7.2.1.1), wo die durch Einschaltung von LST tephrostratigraphisch markierten Hochflutsedimente ein relativ ruhiges Ablagerungsmilieu für die Zeiten vor und nach dem späten Allerød dokumentieren. Somit ist im Untersuchungsgebiet für den Zeitraum um das LSE ganz offensichtlich eine flächenhafte Sedimentation feinkörniger Hochflutablagerungen belegt. Die Ablagerung der feinklastischen Sedimente spricht für eine Konzentration des Abflusses in stabilen Gerinnebetten und für einen im Unterschied zum Hochglazial ausgeglicheneren Jahresgang der Wasserführung (HOUBEN 2002). Eine vergleichbare Entwicklung wird aus anderen Flußgebieten beschrieben (ANDRES et al. 2001; HEINE 1970, LIPPS & CASPERS 1990; SEMMEL 1980; URZ 1995, 2003).

Der Beginn der Hochflutsedimentation war nicht präzise zu ermitteln. Die an Profil EIC-4 durchgeführten Lumineszenzdatierungen lieferten dazu keine verlässlichen Zeitangaben. So ist das IR-OSL-Datum von der Basis der Hochflutablagerungen ($12,2 \pm 2,1$ ka; HDS-655; Anh. 3) im Vergleich zum Zeitpunkt des LSE als zu jung anzusehen. Möglicherweise ist diese Verjüngung auf die schlechte differentielle Bleichung der fluvialen Sedimente zurückzuführen (pers. Mitt. Dr. A. Kadereit, MPI für Kernphysik, Heidelberg). Der im Liegenden ausgebildete Kryoturbationshorizont deutet allerdings darauf hin, daß die feinklastische Sedimentation im Anschluß an eine Kaltphase einsetzte. Vorausgesetzt in Profil EIC-4 ist die Schichtenabfolge lückenlos erhalten, so liegt es vor dem Hintergrund der Vorstellungen zur Entstehung der NT (Kap. 3.1; Kap. 8.1) nahe, die Genese dieses „*Tropfenbodens*“ in die Ältere Dryas zu stellen.

Der flußdynamische Wandel vom „*braided river*“ zur Mäanderbildung erfolgte sicherlich nicht abrupt, sondern dürfte einen gewissen Zeitraum beansprucht haben. FETZER et al. (1995) ordnen die der uNT entsprechende „*Höchste Auenterrasse*“ den äMS zu. Jedoch fehlt es an eindeutigen morphologischen Befunde für einen zu dieser Zeit bereits voll ausgebildeten Mäanderlauf. Auf ein schwach geschwungenes Vorläufersystem könnte die Morphologie der W-Randrinne der uNT hindeuten, deren gewundener Verlauf von ROSENBERGER et al. (o.J.) als Hinweis für ein anastomisierendes Gerinnebettmuster im Übergang vom furkativen zum mäandrierenden System gewertet wird (Tab. 2). Eine entsprechende Übergangsphase („*transitional phase*“) im frühen Spätglazial ist aus verschiedenen Regionen überliefert. Wie mit den Ausführungen in Kapitel 2.3.1 zu zeigen ist, verlief der fluviale Wandel weder zeitlich synchron noch uniform (BERENDSEN et al. 1995; HOUBEN 2002; HUISINK 1997; 1998, 1999;

PASTRE et al. 2001; SCHELLMANN & W. SCHIRMER 1994; STARKEL 1983b; VANDENBERGHE et al. 1994). Jedoch ist in Mitteleuropa im Übergang vom Hoch- zum Spätglazial ein gradueller Wandel der fluvialen Systeme zu beobachten (Abb. 3). Beispielsweise findet sich am Main und an der Regnitz ein zeitliches Pendant zur uNT im Untersuchungsgebiet. Dort weist die als „Höhere Auenterrasse“ beschriebene post-hochwürm-/präallerødzeitliche „Schönbrunner-T.“ im Innenbau die Merkmale beider Akkumulationsformen auf (SCHIRMER 1983a).

Am Standort EIC-4 kam es nach der Ablagerung der LST zu einer graduellen Vergrößerung der Hochflutfazies, ehe dort im Anschluß an die fluviale Sedimentation die äolische Dynamik einsetzte (Kap. 7.2.1.1). Während die an den Hochflutablagerungen im Hangenden der LST erfolgten Lumineszenzdatierungen (HDS-655, HDS-1016; Anh. 3) durchweg inkonsistente Alter lieferten, die keine präzisen Aussagen zur Dauer der Hochflutsedimentation erlauben, deutet die in diesem Profilabschnitt nachgewiesene *columella*-Fauna auf eine klimatische Abkühlung nach der Ablagerung der Tephra-Lage im späten Allerød hin (pers. Mitt. J. Wedel, HLUG; Tab. 14). Das wird als Hinweis dafür gewertet, daß die Hochflutsedimentation noch bis in die Jüngere Dryas fort dauerte, ehe in einer späteren Phase der Dryas III die Flugsandbildung begann. Diese Entwicklung ist gut mit dem Geschehen in verschiedenen anderen Regionen zu korrelieren und läßt sich als Hinweis für die beschriebene klimatische Zweiteilung der Jüngeren Dryas interpretieren (Kap. 2.3.1). Somit könnten die zunehmenden Sandanteile in den höchsten Partien der fluvialen Sedimente auf eine klimatisch bedingte Zufuhr größerer Materials hindeuten. Wahrscheinlicher ist aber, daß die äolische Komponente mit Aufkommen der Flugsanddynamik synsedimentär in die fluvialen Ablagerungen eingearbeitet wurde.

Die Übergangsphase zum mäandrierenden Fluß dürfte sich im Untersuchungsgebiet auch noch während der Entstehung des MS1 von Blatt 6316 Worms fortgesetzt haben. Wie in Kapitel 8.1 dargelegt, könnte dieses MS die jüngste Stufe der NT darstellen und wäre in diesem Fall als „Unterste Niederterrasse“ aufzufassen. Die Untersuchungen an Profil WAT-4 lassen auf eine Entstehung bis zum frühen Präboreal schließen (Kap. 7.3.1.1). Während die an der Basis der schluffig-sandigen bis lehmig-sandigen Umlaufflächensedimente (Lhf_{Su-Sl}) durchgeführte Lumineszenzdatierung ein Mindestalter von 9,8 ka (HDS-596) ergab, das für die chronostratigraphische Einstufung von geringem Wert ist, liefern die in diesem Teil der Schichtenabfolge in Spuren beigemischten LST-Mineralen einen relativen Altershinweis für eine Ablagerung ab dem späten Allerød (Tab. 15). Weitere Anhaltspunkte für die zeitliche Stellung von MS1 resultieren aus Untersuchungen an Profil BOB-3 (Kap. 7.3.1.2). Dieser Standort befindet sich nicht mehr im Bereich von MS1, sondern bereits jenseits (ca. 300 m E) der vermuteten MS1-Grenze zum nächst jüngeren System in einer verlandeten Paläorinne auf der Umlauffläche von MS2 (Abb. 31). Palynologische und malakozoologische Befun-

de aus diesem Profil rechtfertigen eine Einstufung in das späte Präboreal (DAMBECK & BOS 2002; Tab.16; Anh. 4-4). Da MS 1 entsprechend älter sein muß, ergibt sich daraus ein relativstratigraphischer Hinweis zur ungefähren zeitlichen Einstufung. Unter Berücksichtigung der Altersvorstellungen zur uNT läßt sich die Entstehung von MS 1 somit auf den Zeitraum von der Älteren Dryas bis zum mittleren Präboreal eingrenzen (Abb. 53). Für das mindestens altholozäne Alter spricht auch das flächenhafte Vorkommen von Kalktschernosemen auf der Umlauffläche, deren Pedogenese vornehmlich im Boreal erfolgt sein soll.

Somit könnte MS 1 von Blatt 6316 Worms ein zeitliches Pendant zur jungdryaszeitlichen „Ebinger-Terrasse“ am Main bzw. NT3 im Mittelgebirgsraum und im Alpenvorland darstellen (SCHELLMANN 1990, SCHIRMER 1995). Dort nutzten die Flüsse zu dieser Zeit bereits einen voll ausgebildeten Mäanderlauf. Wie in Kapitel 3.4 dargelegt wurde, ist das MS 1 allseitig von Paläorinnen jüngerer Rheinmäander angeschnitten. Daher ist der Altlauf nicht mehr erhalten (SCHARPFF 1977). Allerdings ist die Ansicht einer Entstehung durch einen noch breitflächig furkativen Fluß aufgrund der o.g. Ausführungen nicht länger aufrechtzuerhalten.

Auf der Umlauffläche des MS 1 von Blatt 6316 Worms vereinzelt auftretende, leicht geschwungene Rinnen und langgestreckte Senken könnten morphologische Hinweise für das Fortdauern der Übergangsphase zum voll mäandrierenden Flußlauf repräsentieren. Das läßt darauf schließen, daß der nördliche Oberrhein während der Jüngeren Dryas wahrscheinlich das existierende schwach mäandrierende Gerinnebettmuster beibehielt. Für einen erneuten Umbruch der fluvialen Geomorphodynamik zum „braided system“, wie das in einigen Tälern in der Jüngeren Dryas zu beobachten ist (BOHNCKE et al. 1993; HUISINK 1997, 1999; KASSE et al. 1995; URZ 1995; VANDENBERGHE et al. 1994), liegen jedenfalls keine Indizien vor. Auch in anderen Flußgebieten setzte sich das Sedimentationsgeschehen aus dem Allerød bis zum frühen Holozän fort, ohne daß sich in der Jüngeren Dryas entsprechende Veränderungen gezeigt hätten (BOHNCKE & VANDENBERGHE 1991). Vermutlich wurden die für einen solchen Umschwung notwendigen morphologischen Schwellenwerte nicht überschritten. Das könnte damit zusammenhängen, daß sich die Umweltbedingungen zur Zeit der Jüngeren Dryas im EZG nicht mehr signifikant änderten (VANDENBERGHE (1995a; VANDENBERGHE et al. 1994).

8.5.2 Chronostratigraphische Einstufung der Älteren Mäandergeneration

Wie in Kapitel 8.5.1 dargelegt, setzte der flußmorphologische Umbruch zur Mäanderbildung am nördlichen Oberrhein vermutlich im Übergang vom ausgehenden Pleni- zum Spätglazial ein und folgte damit dem überregional zu beobachtenden Trend der Flußentwicklung am Ende des Würm-Glazials in Mitteleuropa. Die Untersuchungen an Flächen der äMG deuten darauf hin, daß die flußdynamische Übergangsphase im Untersuchungsgebiet spätestens im

frühen Holozän mit der Entstehung des MS 2 von Blatt 6316 Worms zu Ende ging (Kap. 3.4). Der verlandete Altlauf des MS 2, das direkt an das MS 1 anschließt bzw. sich aus diesem entwickelte, ist der älteste erhaltene Altlauf am nördlichen Oberrhein stromabwärts Worms. Wie am Radius und an der Breite der weit nach E ausschwingenden Paläorinne zu erkennen ist, handelt es sich um den von der morphometrischen Dimension her betrachtet größten Paläomäander der äMG. Zugleich wird deutlich, daß der graduelle Wandel des Gerinnebett-musters zum mäandrierenden Fluß – ähnlich wie in anderen Regionen – auch am nördlichen Oberrhein zunächst zur Bildung von Großmäandern geführt hatte (Kap. 2.3.1).

Die Entstehung des MS 2 von Blatt 6316 Worms begann spätestens im frühen Präboreal und dauerte bis zum mittleren Boreal an. Als Belege dienen die Untersuchungen an den Profilen BRS-1, BOB-3 und ERAF-1. Die an Profil BRS-1 (Kap. 7.3.1.3) durchgeführte Lumineszenzdatierung lieferte ein Mindestalter von $\geq 11,6$ ka (HDS-742; Anh. 3), das auf eine Entstehung in der Jüngeren Dryas hindeutet, es jedoch nicht erlaubt, den letztmaligen Ablagerungszeitpunkt der datierten Hochflutsedimente chronologisch präzise einzustufen. Daher ist dieses Alter im Hinblick auf die chronostratigraphische Einstufung von geringem Wert. Wie bereits in Kapitel 8.5.1 gezeigt wurde, belegen die palynostratigraphischen Befunde aus Profil BOB-3 (Kap. 7.3.1.2) die Existenz des MS 2 für das späte Präboreal (DAMBECK & BOS 2002; Anh. 4-4). Dieses biostratigraphische Mindestalter stellt einen relativstratigraphischen Altershinweis für MS 2 bzw. ein Maximalalter für das W anschließende, nächst ältere MS 1 dar (Kap. 8.5.1). Unter Berücksichtigung der Vorstellungen zum Alter des MS 1, ist es nahe liegend, den Entstehungsbeginn von MS 2 in das Zeitintervall Jüngere Dryas/mittleres Präboreal zu stellen und aufgrund der vergleichbaren lithologischen Verhältnisse der beiden Flächen eine kontinuierliche Fortentwicklung des MS 2 aus MS 1 anzunehmen. Letzteres vermutet auch SCHARPFF (1977), der keine Möglichkeit zur klaren lithologischen Grenzziehung zwischen MS 1 und MS 2 sieht, und daher die relativstratigraphische Grenzziehung nach pedologischen Gesichtspunkten festlegt.

Die flußgeschichtliche Aktivität des MS 2 von Blatt 6316 Worms endete mit der Abschnürung der Paläorinne im frühen Boreal. Palynologische Befunde und Datierungen aus Profil ERAF-1 (Kap. 7.3.1.5) stützen diese Schlußfolgerung. Die Pollenspektren aus den im Zuge der beginnenden Verlandung abgelagerten, feinklastischen Altlauffazies repräsentieren eine für das Boreal typische Artenzusammensetzung (*Corylus*, daneben *Pinus*, *Quercus*, *Ulmus* und *Betula* sowie Vorkommen von *Alnus*, *Gramineae* und Seggen in Verbindung mit ersten Hinweisen für die Einwanderung von *Tilia* (DAMBECK & BOS 2002; SCHWEIZER & KALIS 2002; Anh. 4-5). Insgesamt deutet das auf eine weitgehend geschlossene Bewaldung hin. Von der Basis zum Top ist in den palynologisch untersuchten Abschnitten aus diesem Profil ein Anstieg an Haselpollen zu verzeichnen, ohne jedoch die Konzentration der Werte des borealen Haselmaximums aus Profil LAMP-1 (Kap. 7.3.1.7) zu erreichen. Daher ist der Verlandungs-

beginn dieses Altlaufes spätestens in das mittlere Boreal, zeitlich vor das Einsetzen der expansiven Ausbreitung der Hasel, zu stellen (SCHWEIZER & KALIS 2002). Das ist auch mit radiometrischen Ergebnissen aus Profil ERAF-1 zu belegen. Dort lieferte die Altersbestimmung von Großresten aus der Torfmudde im Hangenden der feinklastischen Altlauffazies ^{14}C -AMS-Alter von 8750 ± 60 BP (9890-9600 cal. BP) bzw. 8510 ± 200 BP (9885-9150 cal. BP), die ebenfalls in diesen Zeitraum datieren (vgl. UtC-7693, UtC-9370; Anh. 2).

Die an Profil ERAF-1 gewonnenen palynostratigraphischen und radiometrischen Befunde sprechen für einen früheren Verlandungsbeginn des MS2 als bisher von SCHARPFF (1977) angenommen. Dieser hatte die Ansicht vertreten, MS2 sei bereits im jüngeren Atlantikum verlassen worden und sich dabei auf BRELIE (1977: 87ff.) bezogen, der die Torfe im Altlauf des MS2 in die „VII. bis VIII. Pollenzone nach FIRBAS (1949, 1952)“ gestellt hatte.

Weitere Hinweise zur Landschaftsentwicklung im Frühholozän und zur zeitlichen Einstufung der äMG liefert das Profil LAMP-1 aus der Paläorinne des MS3 von Blatt 6316 Worms (Kap. 7.3.1.7). Dort beginnt die Verlandung, vergleichbar mit Profil ERAF-1, mit dem Einsetzen von sandiger bis schluffig-lehmiger Altlauffazies (Abb. 38). Palynologisch ist hier, ebenso wie in Profil ERAF-1, an der Basis dieser organoklastischen Sedimente ein boreales Artenspektrum vertreten (Anh. 4-6). Im Unterschied zu diesem Profil, fallen in Profil LAMP-1 jedoch die sehr hohen *Corylus*-Werte ($\leq 70\%$) auf, die SCHWEIZER & KALIS (2002) als das typische boreale Maximum der Hasel interpretieren. Zudem sind *Quercus* und *Ulmus* im Pollendiagramm kontinuierlich vertreten und auch *Tilia* ist durchgängig nachgewiesen. Palynostratigraphisch stellt dieses Profil daher die Fortsetzung von Profil ERAF-1 dar, dessen Verlandung etwa zu Beginn der Massenausbreitung der Hasel einsetzte (Anh. 4-8).

Ab einer Tiefe von 100 cm zum Top nehmen in Profil LAMP-1 die Werte von *Quercus*, *Alnus*, *Tilia* und *Pinus* zu. Nach FIRBAS (1949) repräsentiert dieser Anstieg den Beginn des Atlantikums. Demzufolge wurde die Paläorinne bereits im Boreal abgeschnürt und verlandete spätestens ab dem Atlantikum. Untermauert wird die palynostratigraphische Interpretation durch das ^{14}C -Alter (UtC-9369) aus dem obersten, vermutlich spätboreal/frühatlantischen Abschnitt der Schluffmudde (Abb. 38). Die radiometrische Altersbestimmung eines fossilen terrestrischen Makrorestes (Analyse: Dr. R. Urz, Köln, seinerzeit Frankfurt/M.) aus einer Profiltiefe von 93-101 cm u. GOF lieferte ein ^{14}C -AMS-Datum von 7750 ± 110 BP (8640-8390 cal. BP; Anh. 2). Das dokumentiert, daß die Muddebildung an diesem Standort länger andauerte als in Profil ERAF-1, ehe auch hier das Wachstum von Niedermoortorfen einsetzte.

Weitere Hinweise zur zeitlichen Einordnung der äMG lieferten Untersuchungen an MS1 von Blatt 6216 Gernsheim. Für dieses MS war zu Beginn der Arbeiten zur vorliegenden Studie eine altholozäne Entstehung anzunehmen (Abb. 8). Die Alterseinstufung stützte sich u.a. auf

ein konv. ^{14}C -Alter von 6540 ± 90 BP (Hv-19841; 7565-7330 cal. BP) aus dem zugehörigen Altlauf, das auf eine Verlandung spätestens ab dem mittleren Atlantikum hindeutete (Kap. 3.4). Nach den Ergebnissen dieser Arbeit ist jedoch ein deutlich früherer Verlandungsbeginn anzunehmen. In dem in der Paläorinne gelegenen Profil GRN-1 beginnt die Verlandung mit feinklastischen Ablagerungen, gefolgt von lithofaziell variierenden Muddebildungen und wird mit Torfwachstum abgeschlossen (Abb. 41). An diesem Standort setzt eine sandige bis schluffig-tonige Altlauffazies mit relativ scharfer Grenze über sandig-kiesiger Rinnenfazies an der Basis ein und belegt eine markante Veränderung der Sedimentationsbedingungen, die mit der Abschnürung der Paläorinne zu erklären sein dürfte. Die in diesem Profilabschnitt untersuchten Pollenspektren belegen den Verlandungsbeginn gegen Ende des Haselmaximums im späten Boreal (Anh. 4-6). Dieser dürfte somit etwas später als in Profil LAMP-1 aus dem Altlauf des MS3 von Blatt Worms erfolgt sein (Kap. 7.3.1.7; Anh. 4-8). Radiometrische Altersbestimmungen an Proben von der Muddebasis stützen diese biostratigraphische Einstufung. Wie die an fossilen terrestrischen Großresten (Analyse: Dr. R. Urz, Köln, seinerzeit Frankfurt/M.) ermittelten ^{14}C -AMS-Alter von 7790 ± 60 BP (UtC-10561; 8630-8450 cal. BP) bzw. 7650 ± 70 BP (UtC-10532; 8540-8380 cal. BP; Anh. 2) belegen, setzte die Muddebildung in Profil GRN-1 in einer späten Phase des Boreals ein, d.h. ungefähr zeitgleich mit dem Beginn von Torfwachstum in Profil LAMP-1.

Das Atlantikum ist in Profil GRN-1 deutlicher ausgeprägt als in Profil LAMP-1 (SCHWEIZER & KALIS 2002). Im Pollendiagramm kommt der Beginn des Atlantikums in der Zunahme der Pollenwerte von *Quercus*, *Alnus*, *Linde*, *Tilia* und *Pinus* bei gleichzeitig abnehmenden Anteilen von *Corylus* zum Ausdruck (Anh. 4-6). Zeitlich war das MS 1 von Blatt 6216 Gernsheim somit länger aktiv als die MS2 und MS3 von Blatt 6316 Worms. Ferner ist in Profil GRN-1 oberhalb einer Tiefe von ca. 150 cm u. GOF Pollen von *Fagus sylvatica* nachweisbar. SCHWEIZER & KALIS (2002) interpretieren dies, im Vergleich mit Pollenspektren aus Profilen der N gelegenen Wetterau, als Hinweis für einen beginnenden anthropogenen Einfluß durch die bandkeramische Kultur (vgl. SCHWEIZER 2001).

Die Ergebnisse der an Profil GRH-1 auf der Umlauffläche des MS 1 von Blatt Gernsheim durchgeführten Lumineszenzdatierungen lieferten Mindestalter von >8.0 ka (HDS-590) bzw. >6.5 ka (HDS-591) für die Umlaufflächensedimente und damit keine zuverlässigen Hinweise für die chronostratigraphische Einstufung. Schwermineralogisch waren in Tiefen von 85 cm bzw. 120 cm u. GOF jedoch Spuren des LST-Spektrums nachzuweisen, so daß eine Bildung nach dem LSE anzunehmen ist (Tab. 18). Als ein Indikator für die mindestens altholozäne Entstehung der Mäanderfläche sind auch die pedogenetischen Verhältnisse, d.h. das verbreitete Vorkommen von Kalktschernosemen auf der Umlauffläche zu werten (HLfB 1990).

Als weiterer Paläomäander der äMG wurde MS3 von Blatt Gernsheim bearbeitet, dessen Altlauf ab dem späten Atlantikum verlandete. Das belegen radiometrische Bestimmungen an

fossilen pflanzlichen Großresten von der Basis lithofaziell unterschiedlicher Rinnenfüllungen (Kap. 7.3.2.3; Kap. 7.3.2.4). Die an verschiedenen Standorten vorgenommenen Datierungen lieferten ¹⁴C-AMS-Alter, die diese Rinnenfazies in die Zeit von 5760±260 BP bis 5370±140 BP (6875-5990 cal. BP; Profil GRD-1) bzw. 5530±100 BP bis 5510±110 BP (6435-6180 cal. BP; Profil KR-1) stellen (Anh. 2). Das belegt, daß dieser Mäander höchstens bis zum späten Atlantikum aktiv war und die Verlandung der jüngsten Paläorinnen der äMG spätestens um ca. 6000 cal. BP eingesetzt hatte. Somit sind die bisherigen Zeitvorstellungen, die von einer Verlandung vor dem mittleren Subboreal ausgehen (Kap. 3.4), zu präzisieren. Da es sich um den jüngsten der untersuchten Mäander der äMG handelt, liegt damit auch ein zeitlicher Hinweis zum Ende des Entstehungszeitraums der äMS sensu FETZER et al. (1995) vor. Nach den Ergebnissen, die im Rahmen dieser Studie für MS1, MS2 und MS3 von Blatt Worms bzw. MS1 und MS3 von Blatt Gernsheim erarbeitet wurden, ist somit festzuhalten, daß die Entstehung der äMG bzw. äMS sehr wahrscheinlich im späten Atlantikum endete. In Abb. 53 sind die Untersuchungsergebnisse zur zeitlichen Einstufung der äMG zusammengefaßt.

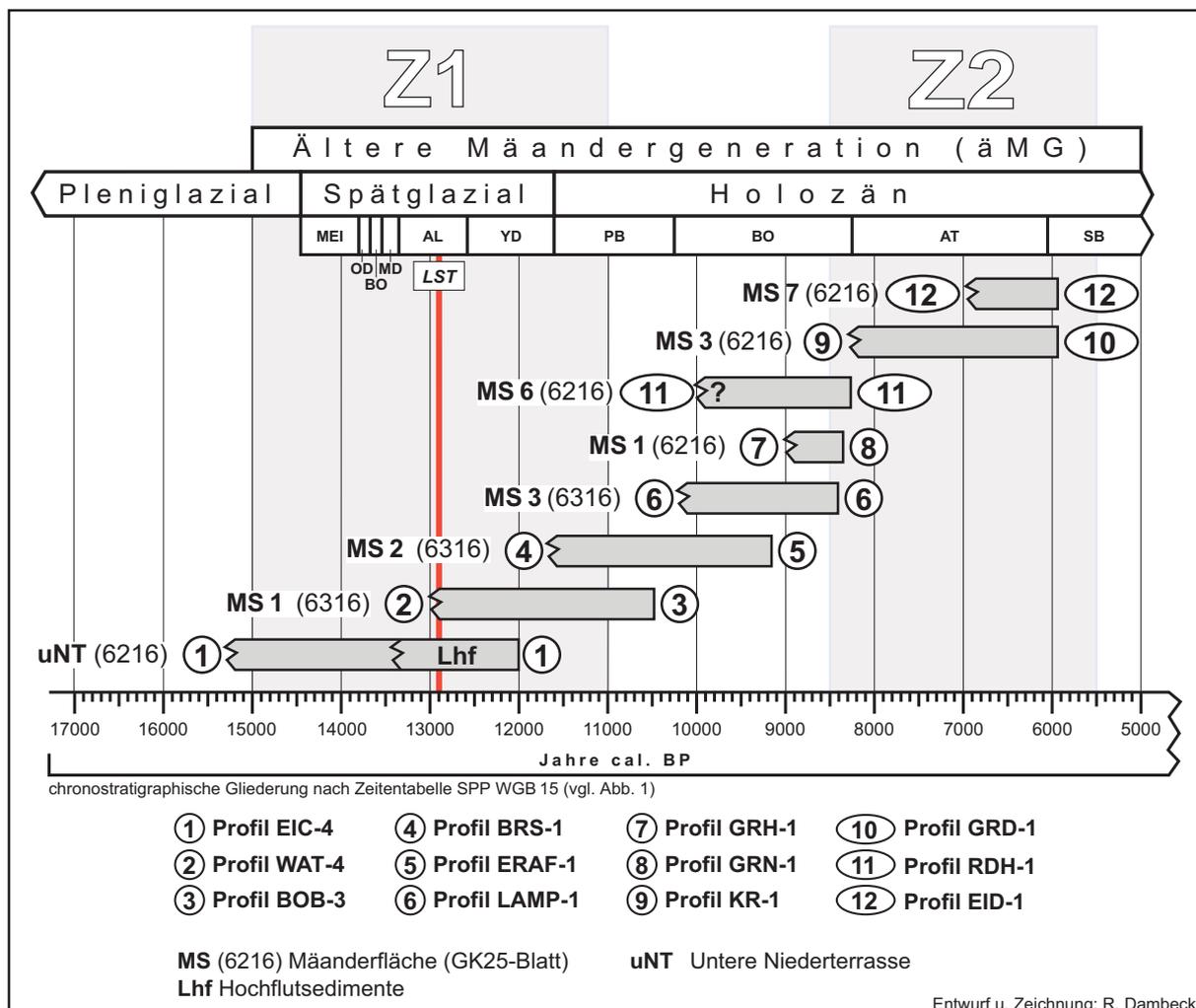


Abb. 53: Schematische Übersicht zur chronostratigraphischen Einstufung von Paläomäandern der äMG nach Ergebnissen der vorliegenden Studie.

Der äMG sind auch die MS6 bis MS7 von Blatt Gernsheim zuzurechnen (Tab. 2), die von FETZER et al. (1995) noch der mMG zugewiesen werden. Am HfB/HLUG vorliegende Daten deuten auf eine Verlandung dieser Paläomäander im Subboreal hin (Kap. 3.4). Allerdings ist die Pedogenese von Grauer Tschernosem auf den Umlaufflächen als Hinweis für die zeitliche Einstufung in das ältere Holozän zu werten. Bedingt durch das Fehlen datierbarer Großreste waren absolute Datierungen an Proben aus den jeweiligen Altläufen im Rahmen der vorliegenden Studie nicht möglich. Jedoch machen es die palynologischen Befunde aus Profil RDH-1 (Kap. 7.3.3.1) wahrscheinlich, daß die Verlandung der Paläorinne von MS6 bereits früher als bisher angenommen einsetzte. In der untersten Probe war ein typisches boreales Artenspektrum mit u.a. *Corylus*, *Quercus*, *Ulmus* und *Tilia* nachzuweisen (Anh. 4.7). Proben aus den hangenden Profilabschnitten lassen eine Zunahme an *Corylus*-, *Quercus*-, *Ulmus*- und *Tilia*-Pollen erkennen. Der Anstieg der *Corylus*-Werte deutet möglicherweise auf einen Verlandungsbeginn vor dem Einsetzen der Hasel-Ausbreitung im mittleren Boreal hin. Obgleich die palynostratigraphische Einstufung durch systematischere Pollenanalysen, d.h. eine höhere Anzahl an Proben zu überprüfen wäre, so dürfte die beginnende Verlandung der Paläorinne mit schluffig-toniger Altlauffazies (AF_{Ut-Tu}) doch schon vor dem späten Atlantikum erfolgt sein und wäre danach – im Unterschied zu FETZER et al. (1995) – in die Zeit der äMG zu stellen. Darauf lassen auch die „Schwarzen Tone“ (AF_{Tu}) schließen, die in Profil RDH-1 im Anschluß an die basalen Rinnenfüllungen abgelagert wurden. Solche Auentone datieren im nördlichen Oberrheingraben in den Zeitraum des späten Atlantikums und Subboreals (Kap. 8.5.3). Aufgrund derartiger Tonvorkommen ist auch die Entstehung des MS7 von Blatt Gernsheim zeitlich auf das ältere Holozän eingeeengt. Das wird durch die palynologischen Befunde aus der Altlauf Rinne bestätigt, die für eine Verlandung ab dem Atlantikum sprechen (Kap. 7.3.3.2; Anh. 4-7). Zeitlich könnte dieser Paläomäander somit dem MS3 von Blatt Gernsheim entsprechen.

Aus den vorgenannten Ausführungen ergeben sich auch Altershinweise für das MS5 dieses Kartenblattes (Abb. 44), das, da es von MS6 morphologisch angeschnitten wurde, ein noch früheres Entwicklungsstadium des altholozänen Rheinlaufes repräsentieren muß.

Die Oberkanten der Umlaufflächen der äMG von Blatt Gernsheim (Terrassenstufe III *sensu* ROSENBERGER et al. o.J.) liegen auf einem durchschnittlich 0,5m tieferen Höhenniveau als die uNT (Tab. 2). Aus dieser Höhendifferenz läßt sich nicht zwingend auf eine geringe Einschneidung während der Entstehung der äMG schließen. Dazu müßten die Untergrenzen der jeweiligen Auenterrassenkörper bekannt sein. Allerdings deutet das Andauern der vorwiegend sandig-schluffigen bis sandig-lehmigen Sedimentation über den Zeitraum vom Allerød bis zum mittleren Atlantikum auf relativ stabile morphodynamische Verhältnisse hin.

Das erklärt sich gut mit der zunehmenden Stabilisierung der Umweltbedingungen (z.B. zunehmende Verdichtung der Wälder, Sediment- und Bodenfixierung) im frühen Holozän.

Die Höhengniveaus der Mäanderflächen der äMG unterscheiden sich untereinander nur durch Dezimeterbeträge. Das deutet darauf hin, daß die einzelnen Auenterrasseniveaus als „*Reihenterrassen*“ ausgebildet sind. Diese Tendenz zur Reihenterrassenbildung ist im frühen Holozän nicht nur am nördlichen Oberrhein, sondern auch in anderen Flußgebieten (z.B. Main) zu beobachten (SCHELLMANN 1990; SCHIRMER 1983a, 1983b). Im Vergleich zu dem spätestens im Präboreal gebildeten MS2 von Blatt 6316 Worms, das einen groß angelegten weit ausschwingenden Mäanderbogen darstellt, nehmen die Größenordnungen (z.B. Radius, Laufbreite) der untersuchten Paläomäander der äMG bis zum MS3 von Blatt 6216 Gernsheim sukzessive ab. Des weiteren ist in den Altfläufen der äMG – von den älteren zu den jüngeren – eine abnehmende morphologische Differenzierung (z.B. geringere Anzahl an verzweigten Rinnen und Sandbänken) feststellbar. DAMBECK & BOS (2002) führen den graduellen Wandel des Gerinnebettmusters auf kontinuierlich stabilisierende paläoökologische Bedingungen im frühen Holozän zurück (Kap. 2.3.2). SCHARPFF (1977) sieht in den sich verändernden morphologischen Merkmalen ein Zeichen für nachlassende Erosionsenergie. Dieser Trend von relativ großen zu deutlich kleineren Mäandern ist auch in anderen Flußgebieten in Mitteleuropa im Zeitraum vom Spätglazial bis zum frühen Holozän zu beobachten und könnte durch eine reduzierte Abflußmenge bzw. eine dadurch verursachte, generelle Verringerung der Flußaktivität ausgelöst worden sein (MOL et al. 2000, VANDENBERGHE 1995a).

Nach morphologischen, radiometrischen und palynologischen Daten repräsentiert MS2 von Blatt Worms den ältesten und über größere Strecken voll erhaltenen Paläomäander der äMS *sensu* FETZER et al. (1995). Palynostratigraphisch stellt das MS3 dieses Kartenblattes dessen Fortsetzung dar (SCHWEIZER & KALIS 2002). Jünger als das MS3 von Blatt Worms ist MS1 von Blatt Gernsheim einzuordnen, das – wie weiter oben im Text ausgeführt – ab dem späten Boreal verlandete. Als jüngstes MS der im Rahmen dieser Studie untersuchten äMG sind die MS3 und MS7 von Blatt Gernsheim anzusehen, die ab dem späten Atlantikum nicht mehr aktiv waren. Aufgrund der annähernden Zeitgleichheit ist zu vermuten, daß es sich bei den letztgenannten um ehemals zusammenhängende Teile eines früheren Rheinmäanders handelt. Dafür spricht auch die relative räumliche Nähe dieser Flächen zueinander. Die einheitliche Bezeichnung als MS3 bzw. MS7 wäre dann nicht länger aufrecht zu erhalten.

8.5.2.1 Genese und Altersstellung der Grauen Tscherno-seme

Die Genese und Altersstellung der Grauen Tscherno-seme am nördlichen Oberrhein stellte einen der Untersuchungsschwerpunkte der vorliegenden Studie dar (Kap. 4.2.4). Diese in

vorwiegend sandig- bis schluffig-lehmigen Auensedimenten entwickelten Kalktschernoseme repräsentieren die typischen Leitbodenformen der uNT und der Umlaufflächen der äMG (Tab. 2; Abb. 8). Neben der vielfach akzeptierten Vorstellung einer Entstehung im Altholozän (ZAKOSEK 1962; ZAKOSEK et al. 1991; ZIEHEN 1970), wird auch ein früherer, initialer Beginn der Tschernosembildung im Allerød nicht ausgeschlossen (LESER & MAQSUD 1975).

Nach den Ausführungen in Kapitel 8.5.1 ist ein mit Sicherheit allerødzeitliches Alter der Ausgangssubstrate nur für die Fläche der uNT zu belegen. Untersuchungen an Profil EIC-4 im Flugsandgebiet „Sandwoog“ lieferten jedoch keinerlei Erkenntnisse für eine terrestrische Pedogenese in den Hochflutsedimenten. Hier wären die Erhaltungsbedingungen besonders günstig gewesen, da die ältere Bodenbildung unter der jungdryaszeitlich- bis frühpräborealen Flugsandbedeckung leicht fossilisiert worden wäre. Die fluvialen Sedimente in dieser Lokalität weisen zwar Merkmale von reliktscher Vergleyung mit Rheinweißbildung auf, diese sind aber letztlich klimaindifferente. Vielleicht ist der Standort für die Fragestellung unbrauchbar, da er möglicherweise bis zur äolischen Übersandung immer fluviales Akkumulationsgebiet war. Dafür spricht die graduelle Kornvergrößerung der Hochflutsedimente zum Top dieser Schichten (Abb. 29; Anh. 1-9).

Im Unterschied zu den Verhältnissen unter den Flugsanddünen sind Kalktschernoseme in der Umgebung des „Sandwoog“ sehr wohl in den Hochflutsedimenten der uNT entwickelt (HLfB 1990). Ebenso ist dies in kolluvial geprägten Übergangsbereichen der flugsandfreien NT-Fläche zum Dünengebiet der Fall (Abb. 28). Auch diese Beobachtungen legen es nahe, daß die Tschernosembildung erst im Holozän nach Beendigung der Flugsandbildung einsetzen konnte (KEß et al. 1999). Ein allerødzeitlicher Beginn der Tschernosemengenese war somit nicht nachzuweisen. Es kann jedoch nicht negiert werden, daß es überregional eindeutige Belege für initiale Bodenbildungen während des Allerød gibt (HANKE & MAQSUD 1985; HEINE 1993; IKINGER 1996; KÜHN 2003, PLASS 1980; SEMMEL 1980, 2002).

Die Entstehung der Grauen Tschernoseme am nördlichen Oberrhein dürfte spätestens gegen Ende des Atlantikums geendet haben. Zu der Zeit kam es am nördlichen Oberrhein zu einem Umbruch der fluvialen Dynamik. Damit verbunden setzte die Anlage der mMG ein (Kap. 8.5.3), die ebenso wie die Flächen der sich daran zeitlich anschließenden jMG (Kap. 8.5.4) eine deutlich anders gartete Pedogenese aufweisen (Abb. 8). Das dürfte die Ansicht einer weitgehend auf das Boreal beschränkten Bildung der Grauen Tschernoseme stützen (ZAKOSEK 1962). Am Main und in einigen weiter S gelegener Laufabschnitten des Rheintales (Unterelsaß) dauerte die Entwicklung von „Pseudotschernosemen“ ebenfalls bis zum späten Atlantikum an (SCHIRMER 1988).

Hinsichtlich der Entstehungsbedingungen der Kalktschernoseme am nördlichen Oberrhein erlauben die parallel zu dieser Arbeit durchgeführten Pollenanalysen eingehendere Einblicke zu den Vegetationsverhältnissen im Altholozän. Im Untersuchungsgebiet kam es

danach im Präboreal zu einem starken Rückgang der NBP-Werte, während typische spätglaziale Arten (*Juniperus*, *Betula nana*) allmählich verschwinden bzw. sich auf lokale Bereiche in der Flußaue (*Betula pubescens*, *Salix*) zurückziehen, ehe sich gegen Ende dieses Zeitabschnittes *Corylus* etabliert, gefolgt von *Quercus* und *Ulmus*. Während des Boreals setzt die Massenausbreitung von *Corylus* ein. Das Untersuchungsgebiet ist nun dicht bewaldet. Es dominieren Mischwälder mit *Pinus*, *Corylus*, *Quercus*, *Ulmus* und *Tilia* (DAMBECK & BOS 2002; SCHWEIZER & KALIS 2002). Gegenwärtig liegen somit keine palynologischen Hinweise für eine im frühen Holozän, dem Hauptbildungszeitraum der Grauen Tschernoseme, entwickelte Steppenvegetation im Untersuchungsgebiet vor. Dies widerspricht den Vorstellungen von LESSMANN-SCHOCH (1986) und ZAKOSEK (1962, 1991), die eine Tschernosemgenese nur in offenen Steppen oder steppenartigen Landschaften mit offenen, höchstens von Buschwerk durchsetzten, krautreichen Pflanzengesellschaften für möglich halten (Kap. 3.5.3.1). Großflächig steppenähnliches Offenland in den Verbreitungsgebieten der Schwarzerden ist für die westlichen Länder der Bundesrepublik Deutschland zur Zeit der neolithischen Erstbesiedlung bislang nicht nachgewiesen (SABEL 1983).

Vollständig ungestörte Tschernosemprofile sind bedingt durch die intensive Nutzung im Untersuchungsgebiet (Ackerbau, Kiesabbau) heute nicht mehr anzutreffen. Die Oberböden der untersuchten Profile sind nicht in ursprünglicher Mächtigkeit erhalten. Der Betrag der Profilverkürzung läßt sich in vielen Fällen über die Mächtigkeit des Ap-Horizontes abschätzen und dürfte im Mittel zwischen 25-40 cm liegen (z.B. Abb. 37). Aussagen zur natürlichen Pedogenese sind daher schwierig. Das gilt vor allem im Hinblick auf die von ZAKOSEK (1962) vermutete Degradationsphase dieser Böden im mittleren Atlantikum, die zu einer Entkalkung, Verlehmung/Verbraunung und Gefügeumbildung geführt haben soll. Mikromorphologische Übersichtsanalysen (Dr. P. Kühn, Gießen) an Bodendünnschliffen lieferten neben dem Nachweis schwarzerdespezifischer Merkmale (z.B. Schwammgefüge) auch Anhaltspunkte für eine weitgehende Entkalkung der Tschernosemprofile vor der sekundären Wiederaufkalkung der Substrate mit Rheinweiß (Kap. 7.3.1.3). Das würde die Vermutung von ZAKOSEK (ib.) z.T. bestätigen. Allerdings lassen die untersuchten Kalktschernoseme keine eindeutigen Merkmale der von ZAKOSEK (ib.) angenommenen Verlehmung/Verbraunung erkennen. Zum Top der Profile ist i.d.R. eine graduelle Zunahme des Tonanteils zu beobachten. Die lehmigere Bodenart und das im Unterschied zu den tieferen Profilmereichen schwach subpolyedrische Gefüge in den höheren Partien des Oberbodens ist aber nicht zwingend auf Bodenbildungsprozesse zurückzuführen, sondern kann auch mit einer synsedimentär bedingten Verfeinerung der Ausgangssubstrate erklärt werden. Eine Verbraunung war ebenfalls nicht eindeutig zu belegen. Bedingt durch die geringe Anzahl an Dünnschliffen bzw. die unsystematische Beprobung reichen die vorliegenden mikromorphologischen Erkenntnisse jedoch nicht zur abschließenden Beweisführung aus. Dazu wären systematischere Analysen an Boden-

dünnschliffen (z.B. höhere Anzahl an Präparaten, engere Beprobungsabstände) notwendig gewesen.

8.5.2.2 Vergesellschaftung Grauer Tschernosem/Parabraunerde

Auf den Umlaufflächen der äMG tritt neben Profilen von Grauer Tschernosem örtlich kleinräumig vergesellschaftet auch Auenparabraunerde auf (HLfB 1990, LAMBERT 2000; Kap. 3.5.3.1). Es stellte sich die Frage nach den Ursachen der Vergesellschaftung dieser verschiedenartigen Bodenbildungen (Kap. 4.2.4). Hinweise auf die Struktur des Bodenmosaiks ergaben sich u.a. im Rahmen der Bearbeitung von Profil BRS-1 (Kap. 7.3.1.3). Dieses Profil befindet sich in einer mit schluffig-sandigen bis tonig-lehmigen Auensedimenten verfüllten Senkenposition, die lateral von sandig-kiesigen bzw. sandigen Rücken begrenzt wird. Über eine Entfernung von ca. 120 m sind dort verschiedenartige Bodentypen – Pararendzina, Kalktschernosem, Auenparabraunerde – miteinander vergesellschaftet (Abb. 35).

Es fällt auf, daß sich der Wechsel der Bodenform von Kalktschernosemen zu Parabraunerden über eine relativ kurze Entfernung (ca. 40 m) vollzieht und dabei eng an den Wechsel der Sedimentverhältnisse gebunden zu sein scheint. Wie die Korngrößenanalysen belegen, ändert sich die petrographische Beschaffenheit der Ausgangssubstrate im Bereich zwischen Profil BRS-2/AL zu Profil BRS-3/AL insofern, als eine graduelle Zunahme der Sandanteile bei gleichzeitiger Abnahme der Schluff- und Tonanteile in den oberen Horizonten zu beobachten ist. Die Vergröberung der Lithofazies kommt deutlicher als in der Betrachtung der einzelnen Kornfraktionen im Vergleich des S:U-Verhältnisses bzw. im $mS:(fS+U)$ -Verhältnis zum Ausdruck (Tab. 17). Da weitere Parameter (z.B. variierende klimatische Einflüsse wie der Regenfaktor; vgl. ZAKOSEK 1962; Kap. 3.5.3.1) aufgrund der räumlichen Nähe der Profile zueinander als Ursache ausscheiden, muß die unterschiedliche Korngrößenverteilung für die divergierende Bodenbildung ursächlich sein.

Mit der Bodenart ändern sich die bodenphysikalischen Eigenschaften. Die im Vergleich zu Profil BRS-2/AL (Kalktschernosem) gröbere Zusammensetzung des bodenbildenden Ausgangssubstrates in Profil BRS-3/AL (Parabraunerde) dürfte die Entkalkung und Tonverlagerung begünstigt haben (Tab. 17). Das gilt vor allem, weil sandige Substrate primär einen geringeren Carbonatgehalt als feinkörnigere Sedimente aufweisen, bei gleichzeitig höherer Perkolation und damit Entkalkungsintensität. Zudem ist aufgrund des geringeren Kapillarschubs von einer schwächeren sekundären Aufkalkung durch ascendierendes Boden-/Grundwasser auszugehen. Die Ergebnisse lassen darauf schließen, daß die kleinräumigen Vorkommen von Parabraunerden innerhalb der Tschernosemflächen auf lithofazielle Ursachen zurückzuführen sind, die durch die räumliche Sedimentverteilung bedingt werden.

8.5.3 Chronostratigraphische Einstufung der Mittleren Mäandergeneration

Wie in Kapitel 8.5.2 dargelegt, war die Entwicklung der äMG spätestens in der zweiten Hälfte des Atlantikums beendet. Damit ging auch die bis dahin vorherrschende, schon seit dem Allerød andauernde Phase der sandig-schluffigen bis sandig-lehmigen Auensedimentation zu Ende, die für die äMG als typisch gilt (Abb. 8). Im Anschluß daran setzte mit Beginn der mMG die Ablagerung einer zumeist sehr tonigen Auenfazies („Schwarze Tone“) ein. Das für diese Tone vorliegende Lumineszenzalalter von $6,7 \pm 1,1$ ka (Abb. 48; Anh. 3) spricht für eine Entstehung der mMG ab dem späten Atlantikum. Auch wenn der Zeitpunkt der beginnenden Sedimentation nicht durch weitere Datierungen bestätigt bzw. präziser eingestuft werden kann, so stimmt dieses Datum doch auch relativ gut mit ^{14}C -Daten von der Basis der Altlauf-fazies in den jüngsten Paläorinnen der äMG überein, wonach die Verlandung dieser Altläufe etwa ab 6875 cal. BP im ausgehenden Atlantikum einsetzte (Kap. 7.3.2.3; Kap. 7.3.2.4).

Der höchstwahrscheinlich gegen Ende des Atlantikums erfolgte signifikante Umbruch der Sedimentationsverhältnisse am nördlichen Oberrhein läßt auf einen deutlichen Wandel der paläoökologischen Umweltbedingungen schließen. Das könnte klimatische Ursachen haben und mit kühleren und feuchteren Verhältnissen korrespondieren, die im späten Atlantikum in Mitteleuropa überregional nachzuweisen sind. Während LAMB (1977) von einer in den letzten 500 a des Atlantikums erfolgten Abkühlung ausgeht, sieht GAILLARD (1985) im Zeitraum von 5000-4500 a BP den Beginn einer Klimaverschlechterung mit verringerten Temperaturen und einem Anstieg der Humidität. Auch BOHNCKE & VANDENBERGHE (1991) nehmen zu der Zeit eine Abnahme der mittleren Sommertemperatur und eine verringerte Evapotranspiration an. In Polen ist gegen Ende des Atlantikums eine Feuchtphase zu beobachten (STARKEL 1983b). Für den nördlichen Oberrhein ist eine entsprechende Entwicklung bislang noch nicht belegt. Allerdings deuten palynologische Befunde aus dem Untersuchungsgebiet darauf hin, daß das Atlantikum in einen trockeneren frühen Abschnitt und eine im Vergleich dazu etwas feuchtere, späte Phase untergliedert werden kann (BOS et al. 2000b; DAMBECK & THIEMEYER 2002).

Im Bereich von Blatt Gernsheim bewegen sich die Oberflächen der von ROSENBERGER et al. (1996) als MS 8 bis MS 13 bezeichneten Mäanderflächen der „tieferen Auenterrasse“ im Durchschnitt in einem um ca. 1,0 m niedrigeren Höhenniveau als die Paläomäander der äMS *sensu* FETZER et al. (1995; Tab. 2). Diese Höhendifferenz könnte auf eine mit der Entstehung der mMG verbundene Einschneidung und Tieferlegung der Rheinniederung im mittleren bis späten Atlantikum hindeuten, was mit einer durch die feuchteren Bedingungen verursachten Zunahme der fluvialen Aktivität zu erklären wäre. Auch in anderen Flußgebieten ist zu der Zeit bzw. im Übergang zum Subboreal der Beginn einer neuen Phase der Flußentwicklung zu beobachten (LIPPS 1988; VANDENBERGHE et al. 1987). Beispielsweise wurde das mittlere

Lahntal im mittleren bis jüngeren Atlantikum von einer verstärkten Flußaktivität erfaßt (URZ et al. 2002). In der Region Unterelsaß/mittlerer Oberrhein kam es im Zeitraum vom mittleren Atlantikum bis zum frühen Subboreal zur Bildung von zwei Auenterrassen (STRIEDTER 1988). Die Mittelweser legte ihr Auenniveau in dieser Zeit sogar um bis zu 3 m tiefer (LIPPS 1988; LIPPS & CASPERS 1990).

Die in Pollendiagrammen reflektierten, feuchteren Bedingungen des späten Atlantikums im Untersuchungsgebiet sind allerdings höchstwahrscheinlich nicht allein klimatisch induziert (pers. Mitt. Dr. A. J. Kalis, JWGU). Vielleicht spiegelt sich darin ein früher Einfluß von „*human impact*“, der im Untersuchungsgebiet vermutlich in Profil GRN-1 durch das Aufkommen von *Fagus sylvatica*, in Profil CW-1 möglicherweise durch erhöhte Werte von *Fraxinus* sowie in Profil CW-2 durch eine in diese Zeit datierte Umlagerung von Flugsand nachzuweisen ist (BOS et al. 2000b; SCHWEIZER & KALIS 2002; Kap. 8.2.3; Kap. 8.5.2). Einen Hinweis für den Beginn spürbarer anthropogener Beeinflussungen (z.B. gezielte Auflichtungen) im Atlantikum könnte auch das Vorkommen von Adlerfarn (*Pteridium aquilinum*) in Profil ECH-1 darstellen (SOJKA 2002; Anh. 4-2). Allerdings sind die *Pteridium*-Werte im Pollendiagramm letztlich zu gering, um eindeutige Aussagen treffen zu können (pers. Mitt. K. SOJKA, Frankfurt/M.).

Die anthropogene Beeinflussung der Auensedimentation im EZG kann für die Zeit des späten Atlantikums als gesichert gelten (JOCKENHÖVEL 1986, MÄCKEL 1998b). Allerdings ist ein unmittelbarer Zusammenhang zwischen anthropogenen Eingriffen in die Landschaft (z.B. Rodungen) und möglichen Veränderungen der Auendynamik (z.B. erhöhte Sedimentzufuhr, Zunahme der Sedimentmächtigkeit) für das Untersuchungsgebiet bislang nicht zu belegen. Allgemein wird von einer eher geringen Bodenerosion im frühen und mittleren Neolithikum ausgegangen (z.B. WUNDERLICH 2000). Auch kam es im Atlantikum noch nicht zur verbreiteten Ablagerung von anthropogen induzierten Hochflutsedimenten. Das war erst ab ca. 6000 cal. BP bzw. ab dem Subboreal stärker der Fall (KALIS et al. 2003; NILLER 1998; Kap. 2.2; Kap. 2.3.2). Denkbar ist aber, daß erste Rodungen und beginnender Ackerbau im EZG über die Verringerung der Evapotranspiration und einen höheren Oberflächenabfluß eine Zunahme der Wasserführung und damit die Einschneidung des nördlichen Oberrheines beeinflußt haben könnten, was als Indiz für die Überlagerung der natürlichen Entwicklung mit anthropogenen Effekten zu werten wäre. Dieser Aspekt war im Zeitrahmen der vorliegenden Studie jedoch nicht zu klären.

Morphologische Unterschiede (z.B. Höhendifferenz zwischen den Niveaus der „*Höheren*“ und „*Tieferen Auenterrasse*“, Laufrichtung von Paläorinnen) im Verbreitungsgebiet der mMG lassen darauf schließen, daß die fluviale Entwicklung des nördlichen Oberrheines ab dem späten Atlantikum nicht uniform verlief. Während in den S-Teilen des Untersuchungsgebietes vermutlich die Einschneidung und Tieferlegung des Auenniveaus dominierte und der Abfluß sich auf mehr oder weniger gestreckte Fließrinnen konzentrierte (HLfB 1990; ROSENBERGER

et al. 1996; SCHARPFF 1977), herrschte in den N-Teilbereichen im Ablagerungszeitraum der „Schwarzen Tone“ vermutlich bis gegen Ende des Subboreals eine Auflandungsdynamik vor, wodurch die bereits existierende, prä-späatlantische Landoberfläche nahezu flächenhaft mit tonigen Sedimenten überdeckt bzw. unter diesen Ablagerungen fossilisiert wurde. Nur so ist zu erklären, daß im Liegenden der „Schwarzen Tone“ sandig-schluffige bis schluffig-lehmige Auensedimente anstehen, in deren höchsten Partien in unterschiedlicher Mächtigkeit noch fossile Bodenreste von Kalktschernosemen erhalten sind, die im Altholozän gebildet wurden.

Das aufgrund dieser Bodenbildungen vermutete altholozäne Alter der sandig-schluffigen bis schluffig-lehmigen Umlaufflächensedimente im Liegenden der „Schwarzen Tone“, war mit Lumineszenzdatierungen zu bestätigen. An Profil HESS-1 wurde für diese Ablagerungen ein Sedimentalter von $10,6 \pm 0,9$ ka ermittelt (Kap. 7.4.1; Anh. 3). Ein ähnliches Datum ($>9,5$ ka) liegt für vergleichbare Sedimente aus Profil GEIN-1 vor (Kap. 7.4.2; Anh. 3). Dabei handelt es sich allerdings um ein Minimalalter, so daß der Zeitpunkt der letzten Umlagerung zeitlich nicht präziser eingestuft werden kann. In Profil GEIN-3 datieren die schluffigen Ablagerungen im Liegenden der „Schwarzen Tone“ in die Zeit um $7,6 \pm 0,5$ ka (Kap. 7.4.3; Anh. 3). Dieses IR-OSL-Alter deutet auf eine Entstehung in der ersten Hälfte des Atlantikums hin. Für eine Anlage des Paläomäanders im Altholozän sprechen auch die von SCHWEIZER & KALIS (2002) angegebenen ^{14}C -Daten und biostratigraphischen Befunde für den Standort „Große Lache“ (Abb. 47). Dort setzte die Verlandung des „Mäanders Leeheim-Geinsheim“ im mittleren bis späten Atlantikum ein (pers. Mitt. Dr. A.J. Kalis, Frankfurt am Main; Kap. 3.4).

Die Lumineszenzalter der Umlaufflächensedimente im Liegenden der „Schwarzen Tone“, korrelieren gut mit dem Hauptbildungszeitraum von Grauer Tschernosem (Kap. 3.5.3.1; Kap. 8.5.2.1). Sowohl die Sedimentalter als auch die Lithofazies dieser Umlaufflächensedimente sowie die darin entwickelten Bodenbildungen legen den Schluß nahe, daß die untersuchten Flächen nicht, wie von FETZER et al. (1995) vermutet, der mMG angehören, sondern bereits im frühen Holozän während der Entstehung der äMG angelegt wurden. Die Existenz der mMG soll damit allerdings nicht in Abrede gestellt werden. Im S des Untersuchungsgebietes nimmt die mMG aufgrund der Höhenlage eine topographische Mittelstellung zwischen der äMG und der jMG und ist daher von diesen abzugrenzen (Tab. 2). Im Unterschied dazu fehlen in den N-Teilen jedoch morphologische Indikatoren für ein entsprechendes Auenniveau.

In Kapitel 3.1 wurde darauf hingewiesen, daß die Höhendifferenz zwischen der oNT und der Rheinaue nach N stetig abnimmt und am N-Ende des Oberrheingraben nahezu völlig egalisiert wird. Das ist mit dem Einfluß der geotektonisch wirksamen Nackenheimer Schwelle zu erklären, die als Hebungsgebiet eine lokale Erosionsbasis darstellt. Deshalb dürfte die Einschneidung und Tieferlegung des Rheinlaufes hier deutlich geringer ausfallen als in den weiter S gelegenen Talabschnitten. Darin sind vermutlich die Gründe für die in diesem Raum beobachtete Überdeckung der altholozänen äMG-Flächen mit „Schwarzen Tonen“ zur Zeit

der mMG zu sehen. Diese Beobachtungen bestätigen die Vermutung von ROSENBERGER et al. (o.J.), die davon ausgehen, daß sich die beiden Auenstufen der hAT (Terrassenstufe III), der die äMG entspricht, und der nächst tieferen tAT (Terrassenstufe IV), die mit der mMG korrespondiert, im Bereich der TK25 Blätter 6016 Groß-Gerau bzw. 6116 Oppenheim überlagern (Kap. 3.4). Damit ist auch zu erklären, warum in diesem Teil des Untersuchungsgebietes, im Unterschied zu dem weiter im S gelegenen Blatt Gernsheim, keine flußmorphologische Dreiteilung der Rheinaue i.S.v. FETZER et al. (1995) zu erkennen ist. Bedingt durch die Überlagerung mit „Schwarzen Tonen“ sind frühere Reliefunterschiede weitgehend ausgeglichen. Daher tritt die äMG nicht an die Oberfläche, sondern fehlt scheinbar, während die mMG offenbar den gesamten Bereich zwischen den jMG im W und der oNT im E einnimmt. Insofern müssen die Vorstellungen von FETZER et al. (1995) zur holozänen Auenentwicklung im N-Teil des Untersuchungsgebietes als widerlegt gelten. Das läßt aber auch darauf schließen, daß der Rheinlauf in dem N des NSG „Kühkopf/Knoblochsau“ gelegenen Streckenabschnitt seit dem späten Atlantikum nicht mehr mäandrierte, sondern bereits ein in etwa dem heutigen Verlauf entsprechendes Bett eingenommen hatte.

Nach den Ergebnissen der vorliegenden Studie dauerte die Entstehung der „Schwarzen Tone“ im nördlichen Oberrheingraben höchstwahrscheinlich bis gegen Ende des Subboreals an. Das ist mit dem an Profil GEIN-3 ermittelten Lumineszenzalter von $2,7 \pm 0,5$ ka (HDS-746; Anh. 3) zu belegen, das in den Zeitraum des späten Subboreals/frühen Subatlantikums datiert. Diese Entwicklung läßt sich gut mit dem erneuten Umbruch der fluvialen Geomorphodynamik korrelieren, von dem der nördlichen Oberrhein zu dieser Zeit erfaßt worden sein soll (Kap. 8.5.4). Für das Untersuchungsgebiet ist somit der Zeitabschnitt vom späten Atlantikum bis höchstens zum Beginn des Subatlantikums als Bildungszeitraum für die „Schwarzen Tone“ anzunehmen.

Wie der „Bodenkarte für das Mäandersystem Leeheim-Geinsheim 1:10 000“ (HLfB 1999) zu entnehmen ist, waren höher gelegene Reliefbereiche im N-Teil des Untersuchungsgebietes von der Überdeckung mit „Schwarzen Tonen“ ausgenommen. Als exemplarisch dafür ist das „Hohe Kammerfeld“ (TK25 6116 Oppenheim; Abb. 47) anzuführen. Im Unterschied zu den begrenzenden, von „Schwarzen Tonen“ geprägten Flächen, stehen hier die sonst im Liegenden dieser Tone vorkommenden sandig-schluffigen bis schwach-lehmigen Auensedimente an der Oberfläche an (HLfB 1999). Pedogenetisch sind auch in diesen Geländepositionen Kalktschernoseme entwickelt (Kap. 3.5.4). Offenbar handelt es sich dabei um einen im Zuge der Entstehung der äMG angelegten morphologischen Rücken, der während der Ablagerung der „Schwarzen Tone“ aus dem Überflutungsbereich inselartig herausragte. Das spricht für eine reliefabhängige Sedimentverteilung der schwarzen Auentone. Darauf deutet auch deren Verbreitung in den S-Teilen des Untersuchungsgebietes hin, wo „Schwarze Tone“ außer im

Bereich der mMG auch noch in Paläorinnen und in morphologischen Senkenpositionen auf den höher gelegenen Umlaufflächen der äMG vorkommen. Das stützt zumindest teilweise die Aussage von WALDMANN (1989), der annimmt, daß diese Tonablagerungen in speziellen, tiefergelegenen Reliefpositionen der Auenlandschaft gebildet wurden und das Äquivalent der Verlandung und Torfbildungen in den Altläufen darstellen.

Die relativ feinkörnige Zusammensetzung der „*Schwarzen Tone*“, die i.d.R. Tonanteile von 45-70% aufweisen, spricht für sehr ruhige Sedimentationsbedingungen und weitgehende Stillwasserverhältnisse während der Ablagerung. Daraus läßt sich auf eine Phase relativer morphodynamischer Stabilität im mittleren und jüngeren Holozän schließen, wie sie auch aus anderen Flußgebieten zu der Zeit beschrieben wird (vgl. ANDRES 1998, HOUBEN et al. 2001, RITTWEGER 2000, URZ et al. 2002). Am mittleren Oberrhein war das Fließverhalten zu der Zeit soweit verändert (z.B. verringerte Wasserführung, feinkörnigere Sedimentfracht), daß sich dort Stillwassersedimente bildeten. BLUDAU & FELDHOFF (1997) sehen darin die Folgen der klimabegünstigten Einwanderung von Eichenmischwäldern, was dort u.a. zur drastischen Verminderung des Oberflächenabflusses geführt haben soll.

Auch am nördlichen Oberrhein herrschten im frühen Atlantikum Mischwälder mit Eiche (*Quercus*), Erle (*Alnus*), Esche (*Fraxinus*), Hasel (*Corylus*), Linde (*Tilia*) sowie örtlich auch Buche (*Fagus*) vor. Dagegen wurde die Kiefer (*Pinus*), wie allgemein in tieferen Lagen, aus der Auenlandschaft verdrängt (SPEIER 1999), die sich zu der Zeit im Untersuchungsgebiet auf Refugialstandorte in Flugsandgebieten zurückgezogen hatte. Entlang der Uferbereiche existierten Erlenbrüche mit Farnen, Birken, Weiden und Pappeln, die auch das nachfolgende Subboreal überdauerten (BOS et al. 2000b, 2000c; SOJKA 2002). Im Bildungszeitraum der „*Schwarzen Tone*“ existierten demnach in der nördlichen Oberrheinniederung ausgedehnte Auenwälder. Es dürften hier somit im mittleren Holozän vergleichbare Verhältnisse wie in anderen Flußauen geherrscht haben (BARBER & TWIGGER 1987; BOHNCKE & VANDENBERGHE 1991; BROWN 1996; BROWN & KEOUGH 1992b; HOFSTEDE et al. 1987; KLOSTERMANN 1988).

Die Entstehungsbedingungen der „*Schwarzen Tone*“ am nördlichen Oberrhein sind noch nicht geklärt. Ähnliche Bildungen werden auch aus weiteren Flußgebieten beschrieben (Kap. 2.3.2), so z.B. der SAB/BFS im Bereich der nordhessischen Senke (ANDRES et al. 2001; HOUBEN 2001; NOLTE 2000; RITTWEGER 1997). Es soll sich um einen Markerhorizont für eine spätatlantisch/subboreale Trockenphase handeln, der im Boreal und Atlantikum unter dichter Vegetationsbedeckung in sumpfigen Auenwäldern gebildet wurde (RITTWEGER 2000). Auch wenn für die „*Schwarzen Tone*“ eine spätere Entstehung als wahrscheinlich gilt, so könnten diese Auentone doch unter ähnlichen Verhältnissen wie der SAB/BFS entstanden sein.

Das mehr oder weniger flächenhafte Vorkommen der „*Schwarzen Tone*“ in den N-Teilen des Untersuchungsgebietes bzw. das Fehlen dieser Sedimente in höheren Reliefpositionen, legt den Schluß nahe, daß die Auentone im Zuge großflächiger Überflutungen abgelagert

wurden. Möglicherweise machte sich in diesem Sedimentationsgeschehen auch ein Einfluß der Nackenheimer Schwelle bemerkbar. Stromabwärts dieses Hebungsgebietes ändert sich die Talkonfiguration und das Rheintal verengt sich. Das könnte einen Rückstauwirkung bewirkt haben, vor allem in Phasen erhöhter Wasserführung. Danach würden die „Schwarzen Tone“ „backswamp sediments“ darstellen. Darauf ist im Folgenden noch einzugehen. Ein möglicher Rückstauwirkung kann für die Entstehung der „Schwarzen Tone“ allerdings nicht als alleiniger Faktor ausschlaggebend gewesen sein, denn diese Bildungen kommen auch noch oberhalb der Nackenheimer Schwelle im nördlichen Oberrheintal vor (HLfB 1990).

In den relativ hohen Pelitanteilen der „Schwarzen Tone“ spiegelt sich möglicherweise der Einfluß der Vegetation auf die Auedynamik und die Sedimentationsverhältnisse wider. Die dichte Vegetationsbedeckung könnte bei periodischen Überflutungen einen Auskämmeffekt bewirkt und die Fließgeschwindigkeit in den Überschwemmungsgebieten zusätzlich reduziert haben, so daß vorwiegend Tone zur Ablagerung kamen. Auffällig ist in dem Zusammenhang der z.T. deutliche Anstieg der Erlenwerte in einigen Pollendiagrammen ab dem Atlantikum (Anh. 4-2). Das verstärkte Aufkommen von *Alnus* könnte zusammen mit dem Rückgang von Ried- und Seggenvegetation auf einen Wandel der Auenlandschaft und die Entstehung von Sümpfen hinweisen (HOFSTEDÉ et al. 1987). BOHNCKE & VANDENBERGHE (1991) sehen das Einsetzen von Erle durch Grundwasseranstieg und ausgeglicheneres Grundwasserregime begünstigt. Im Bildungszeitraum der „Schwarzen Tone“ war der nördliche Oberrhein nicht so tief eingeschnitten wie heute. Jahreszeitliche Schwankungen der Wasserführung und annuell höhere Grundwasserstände könnten ausgereicht haben, um die großflächigen Überflutungen im N-Teil des Untersuchungsgebietes auszulösen.

Aufgrund der dichten Bewaldung der Rheinaue im Entstehungszeitraum der „Schwarzen Tone“ ist eine starke Produktion von Biomasse während der Vegetationsperiode zu erwarten. Der Bestandsabfall wurde vermutlich vorwiegend während der sommerlichen Trockenphase biogen aufgearbeitet und dem Boden als Humus zugeführt. Bedingt durch die regelmäßigen Überflutungen und die schwankenden Grundwasserstände war der Abbau der organischen Substanz sicherlich jahreszeitlich gehemmt. In dem Zusammenhang ist auf BROWN (1996: 104) zu verweisen, der sinngemäß bemerkt, daß der hohe Gehalt an organischer Substanz in „backswamp soils“, auf reduzierte Abbautätigkeit zurückzuführen ist, die durch den Mangel an freiem Sauerstoff, bedingt durch zeitweise stagnierendes Wasser (anaerobe Verhältnisse) verursacht wird. Dies begünstigt letztlich das Aufkommen von Riedvegetation und Gräsern sowie einigen (stickstofffixierenden) Baumarten, wie z.B. Erle (*Alnus sp.*; BROWN ib.).

Hinsichtlich der Entstehung der „Schwarzen Tone“ ist somit folgendes Szenario denkbar: (1) Produktion von Biomasse in dichten Auenwäldern, (2), Durchmischung/Einarbeitung von Bestandesabfall durch Bodenfauna während trockenerer Jahreszeiten, und (3) anschließend

gehemmter Abbau der organischen Substanz in Phasen hochanstehenden Grundwassers (vgl. FELDMANN & SCHELLMANN 1994).

Die Herkunft der „*Schwarzen Tone*“ ist ungeklärt. DAMBECK & THIEMEYER (2002) vermuten, die Entstehung könnte auf „*human impact*“ im mittleren Neolithikum und eine damit in Verbindung stehende Bodenerosion zurückzuführen sein. Dieser Gedanke ist bis jetzt nicht zu belegen, da ein kausaler Zusammenhang zwischen anthropogenen Beeinflussungen und veränderten Sedimentationsverhältnissen bzw. einer Änderung der Sedimentdynamik für das Untersuchungsgebiet nicht nachzuweisen war. Allerdings dürften die Wälder in Teilen des EZG, wie z.B. im Kraichgau, bereits zu der Zeit deutlich aufgelichtet gewesen sein. BARSCH et al. (1993) geben an, daß dort im mittleren Neolithikum unterhalb 700 m ü. NN mindestens 30% der Wälder gerodet waren. Ein anthropogener Einfluß ist somit nicht auszuschließen. Grundsätzlich ist in Zusammenhang mit der Bildung der „*Schwarzen Tone*“ eine Beziehung zur Degradation von Schwarzerden – z.B. durch die Verlagerung von erodiertem humosem Tonmaterial bis in die Tiefenlinie bzw. Sedimentation in der Aue – denkbar (vgl. RITTWEGER 2000). Dieser Zusammenhang war im Rahmen dieser Studie jedoch nicht zu belegen und könnte somit als Ausgangspunkt für künftige Forschungen dienen.

Bezüglich der Genese der „*Schwarzen Tone*“ war zu klären, ob es sich um allochthones Material oder um autochthone Bodenentwicklungen, oder möglicherweise sogar um beides handelt. Der zumeist sprunghafte Anstieg der Tonanteile im Übergang von den Sedimenten im Liegenden zu den hangenden Auentonen spricht für einen geologischen Schichtwechsel. Ebenso die stark divergierenden Anteile an smectitischen Tonminerale in den „*Schwarzen Tonen*“ im Vergleich zu den unterlagernden altholozänen Sedimenten, die auch als Indikator für eine Schichtgrenze zu werten sind. Die Fragen zur Herkunft und den Ursachen der hohen Smectitgehalte in den „*Schwarzen Tonen*“ waren jedoch nicht abschließend zu beantworten (Tab. 19; Tab. 20). Dazu wären weitere Untersuchungen erforderlich.

Pedogenetisch sind in diesen Auentonen i.d.R. Auenpelosole bzw. bodentypologische Varietäten entwickelt (HLfB 1990, 1999). Gewöhnlich weisen die „*Schwarzen Tone*“ eine von der Basis zum Top zunehmende Verfeinerung der Korngrößen auf. Während die graduelle Zunahme der Tongehalte als sedimentäre Eigenschaften interpretiert werden kann, deuten das für diese Bildungen typische Riß- oder Säulengefüge sowie die auf Aggregatoberflächen von Gefügepolyedern ausgebildeten Gleitflächen („*slickens sides*“) auf Peloturbation hin. Das läßt eine vertisolähnliche Pedogenese vermuten (SEMMELE 1996; Kap. 3.4). Allerdings können die damit einhergehenden Quellungs- und Schrumpfungsprozesse nicht zu einer stärkeren Homogenisierung der meist sehr tonigen Sedimente geführt haben, da sonst der Gradient in der Korngrößenverteilung sicherlich nicht mehr ausgeprägt wäre.

Wie sich an frischen Gefügebruchstücken im Gelände zeigt, sind die „*Schwarzen Tonen*“ stellenweise carbonatfrei, was auf pedogene Prozesse zurückzuführen sein könnte. Im Labor

war in den höchsten Partien dennoch ein geringer Carbonatgehalt nachzuweisen. Das läßt sich mit sekundären Kalkanreicherungen erklären, die häufig punktuell, stellenweise jedoch auch als röhrenförmige Auskleidungen in der Matrix vorkommen und nicht vollständig vom Probenmaterial zu trennen waren. Im Unterschied dazu weisen die Horizontabschnitte an der Basis einen deutlich erhöhten Kalkgehalt auf. Das ist auf die Rheinweißbildung im Liegenden zurückzuführen, von der auch die untersten Partien dieser Tone erfaßt wurden, weshalb die Schichtgrenze zu den liegenden altholozänen Umlaufflächensedimenten i.d.R. maskiert ist.

Die mit zunehmender Tiefe abnehmenden C_{org} -Gehalte in den schwarzen Auentonen sind möglicherweise das Ergebnis von Pedogenese. Es ist aber nicht auszuschließen, daß die höheren Anteile an organischer Substanz in den höchsten Partien der „Schwarzen Tone“ mit den höheren Anteilen toniger Partikel in diesen Profilabschnitten korrespondieren. Dabei liegen die Humusgehalte i.d.R. bei <3 %, selten darüber. Aufgrund der charakteristischen grauschwarzen Färbung (5Y2-4/1) wären höhere Humusgehalte zu vermuten. Die Herkunft der dunklen Farbgebung ist unklar. Die geschätzte Menge an organischem Kohlenstoff per Partikel ist sehr niedrig (<0,10 mg OC m²; schriftl. Mitt. C. Wiseman, JWGU). Neuerdings wird häufig die Bedeutung von COC (Charred Organic Carbon) in Zusammenhang mit der Schwarzfärbung von Böden diskutiert (SCHMITT et al. 2000). So beruht die schwarze Farbe des „Schwarzen Pelosols“ von HÖNSCHIEDT (2002) u.a. auf mikroskopisch kleinen Partikeln aus organischer Substanz – wahrscheinlich Holzkohlefitter – die nach natürlichen Bränden oder Brandrodung in die Böden eingemischt wurden. Der Aspekt wurde in dieser Studie nicht berücksichtigt. Darin könnte ein Forschungsansatz für zukünftige Untersuchungen an den „Schwarzen Tonen“ in der nördlichen Oberrheinebene liegen.

Als Fazit läßt sich somit festhalten, daß für die „Schwarzen Tone“ eine Entstehung im Zuge einer Kombination von langsamer Sedimentanlandung und Pedogenese anzunehmen ist, was auf Parallelen in der Entwicklung zum SAB/BFS hindeutet (vgl. HOUBEN et al. 2001, RITTWEGER 2000). Weitere Übereinstimmungen ergeben sich aus dem weitgehenden Fehlen pflanzlicher Großreste (pers. Mitt. Dr. R. Urz, Köln) sowie dem schlechten Erhaltungszustand des Pollens (SOJKA 2002; Kap. 2.3.2). Letzteres könnte auf eine Trockenphase im frühen und mittleren Subboreal zurückzuführen sein, die im Untersuchungsgebiet zum Aussetzen der Torfbildung führte (SOJKA. ib.). Gleichzeitig deutet das reliefabhängige Vorkommen von „Schwarzen Tonen“, wie z.B. in tiefergelegenen Geländepositionen auf Umlaufflächen der äMG (DAMBECK & THIEMEYER 2002; vgl. HLFb 1990, 1999), auf eine an bestimmte Standortbedingungen bzw. (paläo-)ökologische Faktoren gebundene Genese dieser Bildungen hin. Das würde auch eine Erklärung für die unterschiedliche Altersstellung der verschiedenen in der Literatur beschriebenen überregionalen Vorkommen von dunkel gefärbten Auensedimenten/-böden bieten (Kap. 2.3.2).

8.5.3 Chronostratigraphische Einstufung der Jüngsten Mäandergeneration

Die Ablagerung von „Schwarzen Tonen“ dauerte am nördlichen Oberrhein vermutlich bis gegen Ende des Subboreals an (DAMBECK & THIEMEYER 2002; Kap. 8.5.2). Darauf läßt das Lumineszenzalter (HDS-746; Anh. 3) aus Profil GEIN-3 schließen, das eine Fortsetzung der vorwiegend tonigen Auensedimentation bis um $2,7 \pm 0,5$ ka vor heute belegt. Das Datum gibt allerdings nicht hinreichend Auskunft darüber, wie lange diese Sedimentationsverhältnisse auch danach noch anhielten. Es ist jedoch zu vermuten, daß die im Entstehungszeitraum der „Schwarzen Tone“ vorherrschende Ablagerung sehr feinkörniger Auenfazies bzw. die damit korrespondierende Phase relativer morphodynamischer Stabilität spätestens im Übergang Subboreal/Subatlantikum zu Ende ging. Wahrscheinlich setzte am nördlichen Oberrhein zu der Zeit ein neuerlicher Wandel der fluvialen Geomorphodynamik ein, der zur Entstehung der jMG führte (FETZER et al. 1995; Kap. 3.4), mit der ein neues Kapitel der flußgeschichtlichen Entwicklung im Holozän eingeleitet wurde.

Mit dem erneuten Umbruch der Flußdynamik endet am nördlichen Oberrhein die seit dem späten Atlantikum andauernde Ablagerung von „Schwarzen Tonen“ und es setzte die für die jMG typische schluffig-sandige bis sandig-schluffige Auensedimentation ein (Abb. 9). Mit der Vergrößerung der Lithofazies, kommt es zu Änderungen in der Flußmorphologie. In einigen Laufabschnitten, wie z.B. dem „Kühkopf“, entwickelten sich Großmäander, während in anderen Teilbereichen eine Streckung des Flußlaufes und eine Verengung der Rheinaue zu beobachten ist. Dort bildete sich ein leicht geschwungener bis schwach mäandrierender Hauptstrom mit begleitenden Furkationsbereichen (Kap. 3.4). Ein ähnliches Fließverhalten wird zu der Zeit auch für den Niederrhein beschrieben (KLOSTERMANN 1986).

Der Umbruch der fluvialen Geomorphodynamik zu Beginn des Subatlantikums, läßt auf einen deutlichen Wandel der paläoökologischen Bedingungen schließen. Die Veränderungen der Umweltverhältnisse dürften klimatisch bedingt sein. Der Schluß liegt nahe, die Ursachen in der abrupten Klimaänderung an der Subboreal/Subatlantikum-Grenze zu sehen (BARBER 1981, zitiert in BARBER & COOPE 1987; GEEL et al. 1996). In Mitteleuropa ist um 2650 BP der Beginn einer Kaltphase nachzuweisen (MAISE 1998). Als Folge des kühleren und feuchteren Klimas kommt es in den Alpen zu Gletschervorstößen (HOLZHAUSER 1995; BORTENSCHLAGER 1982), verstärkter Solifluktion (GAMPER 1993) und einem Absinken der Baumgrenze (BURGA 1993; GAMPER & SUTER 1982).

Eine Änderung der Auensedimentation setzt nicht notwendigerweise eine Veränderung der Klimabedingungen als Ursache voraus. Darin könnten sich auch die Auswirkungen von „human impact“ (z.B. veränderte Sedimentverfügbarkeit) widerspiegeln. FETZER et al. (1995) sehen in der klimatischen Ungunst des Subatlantikums nicht den alleinigen Auslöser für den neuerlichen Umbruch der fluvialen Geomorphodynamik am nördlichen Oberrhein, sondern

vermuten diesbezüglich einen ursächlichen Zusammenhang mit verstärkten anthropogenen Aktivitäten (z.B. Rodungen, Ausweitung der Ackerflächen), die erhöhten Oberflächenabfluß zur Folge gehabt hätten. Nach palynologischen Erkenntnissen war das Untersuchungsgebiet spätestens im Zeitraum der Eisen- und Römerzeit weitgehend entwaldet. Zudem sind in den Pollenspektren aus dem Subatlantikum regelmäßig Kulturzeiger vertreten (BOS et al. 2000c; GROSSE-BRAUCKMANN et al. 1990; SOJKA 2002). Das deutet darauf hin, daß die ehemaligen Wälder zu der Zeit weiträumig durch Felder und Wiesen ersetzt waren, was die Vermutung einer anthropogen induzierten Entwicklung der jMG (FETZER et al. ib.) stützen dürfte. Auch im südlichen Oberrheintiefland wird der erneute Umbruch der fluvialen Geomorphodynamik im ausgehenden Subboreal/frühen Subatlantikum auf anthropogene Eingriffe (z.B. Bergbau, Rodungen, Waldweide) in der Eisenzeit und vor allem der Latènezeit zurückgeführt (MÄCKEL et al. 1997; vgl. MÄCKEL & ZOLLINGER 1995). Das verdeutlicht ebenfalls, daß das veränderte Fließverhalten des Rheins im Subatlantikum sicherlich stark durch anthropogene Aktivitäten beeinflusst war (BLUDAU & FELDHOF 1997).

Phasen mit erhöhter Flußaktivität sind an verschiedenen mitteleuropäischen Flüssen im Zeitraum von 3000-2200a BP zu beobachten (BROWN 1991, STARKEL 1985). In vielen Fällen dürften sich darin die Auswirkungen von „*human impact*“ gezeigt haben. Spätestens ab dem Subatlantikum war die Entwicklung der fluvialen Geomorphodynamik weitestgehend durch anthropogene Beeinflussungen bestimmt. Als Folge der Eingriffe in den Landschaftshaushalt kam es an der Isar und der Donau zu einem „*innerholozänen Umbruch*“ der Talentwicklung (SCHELLMANN 1990), der durch die Intensivierung der Flußdynamik zu einer Tieferlegung des Auenniveaus und einer in immer kürzeren Zeitabständen erfolgten Terrassenbildung führte (FELDMANN & SCHELLMANN 1994; SCHELLMANN 1993). Ein ähnliches Geschehen ist am Main und am mittleren Oberrhein zu beobachten, wo im Jungholozän ab der Römerzeit jeweils vier Auenterrassen gebildet wurden (SCHIRMER 1980, 1988, 1990a; STRIEDTER 1988). Selbst wenn am nördlichen Oberrhein noch kein direkter Zusammenhang zwischen anthropogenen Ursachen und der Änderung der Flußdynamik zu Beginn des Subatlantikums nachzuweisen ist, so liegt doch der Schluß nahe, daß der zu der Zeit erfolgte Wandel der Flußdynamik zumindest in Teilen anthropogen induziert war. Vermutlich wurde die fluviale Reaktion auf die klimatischen Veränderungen im Übergang vom Subboreal zum Subatlantikum verstärkt bzw. überlagert durch die Effekte anthropogener Handlungen (vgl. FETZER et al. 1995).

Die Flußgeschichte des nördlichen Oberrheines im Subatlantikum war nicht im Detail zu klären. Beispielsweise liegen keine Erkenntnisse zur Entwicklung während jüngerer Epochen (z.B. Völkerwanderungszeit, Mittelalter, Little Ice Age) vor, in denen es an anderen Flüssen zu Veränderungen der fluvialen Aktivität kam. Ergebnisse dazu sind durch Untersuchungen zu erwarten, die zur Zeit im Rahmen des an der JWGU angesiedelten Graduiertenkollegs „*Archäologische Analytik*“ u.a. an Altlaufriemen der jMG im Gebiet W von Trebur durchgeführt

wurden. Erste Datierungen belegen dort die Verlandung von Paläorinnen der jMG ab der Römerzeit (pers. Mitt. U. Kannengießler, Frankfurt/M.).

9. Zusammenfassung

In der vorliegenden Studie wurde die spät- und postglaziale (Fluß-)Landschaftsentwicklung in der nördlichen Oberrheinebene untersucht. Das Hauptziel war es, die Ursachen für den mehrmaligen Wandel der fluvialen Geomorphodynamik und der Sedimentationsverhältnisse am nördlichen Oberrhein zu erforschen und die flußgeschichtlichen Entwicklungsphasen chronostratigraphisch einzuordnen. Insbesondere war zu klären, wann der flußdynamische Umbruch vom „*braided river*“ zur Mäanderbildung erfolgte. Die vor dem LSE einsetzende Ablagerung von Hochflutsedimenten im Untersuchungsgebiet belegt, daß dieser Wandel am nördlichen Oberrhein schon vor dem späten Allerød begonnen hatte. Auch in anderen Flußsystemen in Mitteleuropa ist diese Entwicklung im frühen Spätglazial zu beobachten. Damit dürfte der nördliche Oberrhein dem durch natürliche Veränderungen verursachten, allgemeinen Trend der Flußentwicklung in der Übergangsphase vom Pleni- zum Spätglazial gefolgt sein. Vermutlich steht damit auch die Entstehung der uNT am nördlichen Oberrhein in Zusammenhang. Die Aufschotterung des unteren NT-Niveaus muß vor Beginn der allerødzeitlichen Hochflutsedimentation, vermutlich sogar schon vor der Älteren Dryas geendet haben. Darauf läßt der in Profil EIC-4 entwickelte Kryoturbationshorizont schließen, der in einer dem Allerød vorangegangenen Kaltphase des Spätglazials gebildet wurde, nachdem die reine Schotterakkumulation der uNT zum Erliegen gekommen war.

Da die oNT ein hochglaziales Terrassenniveau darstellt, dessen Entstehung gegen Ende des Pleniglazials geendet haben soll, ist der Entstehungszeitraum der uNT somit auf die Zeit vom End-Pleniglazial bis zum frühen Spätglazial einzugrenzen. Zwar war nicht zu klären, ob der Umbruch zur Mäanderdynamik mit diesem Geschehen zusammenfällt, jedoch ist davon auszugehen, daß die Mäanderbildung nicht abrupt einsetzte, sondern wie auch in anderen Regionen während einer Übergangsphase erfolgte. Dafür sprechen morphologische Befunde von der uNT, wie z.B. der schwach gewundene Verlauf der W-Randrinne. Diese „*transitional phase*“ endete spätestens mit Anlage des MS2 von Blatt Worms – dem ältesten noch voll erhaltenen Paläomäander des nördlichen Oberrheines im Untersuchungsgebiet – dessen Entstehung möglicherweise in der Jüngeren Dryas begann und der höchstwahrscheinlich im Boreal inaktiviert wurde und verlandete.

Das Andauern der bereits vor dem LSE einsetzenden, vorwiegend sandig-schluffigen bis sandig-lehmigen Auensedimentation im Untersuchungsgebiet läßt auf relativ gleichbleibende morphodynamische Verhältnisse im Übergang vom Spätglazial zum Altholozän schließen.

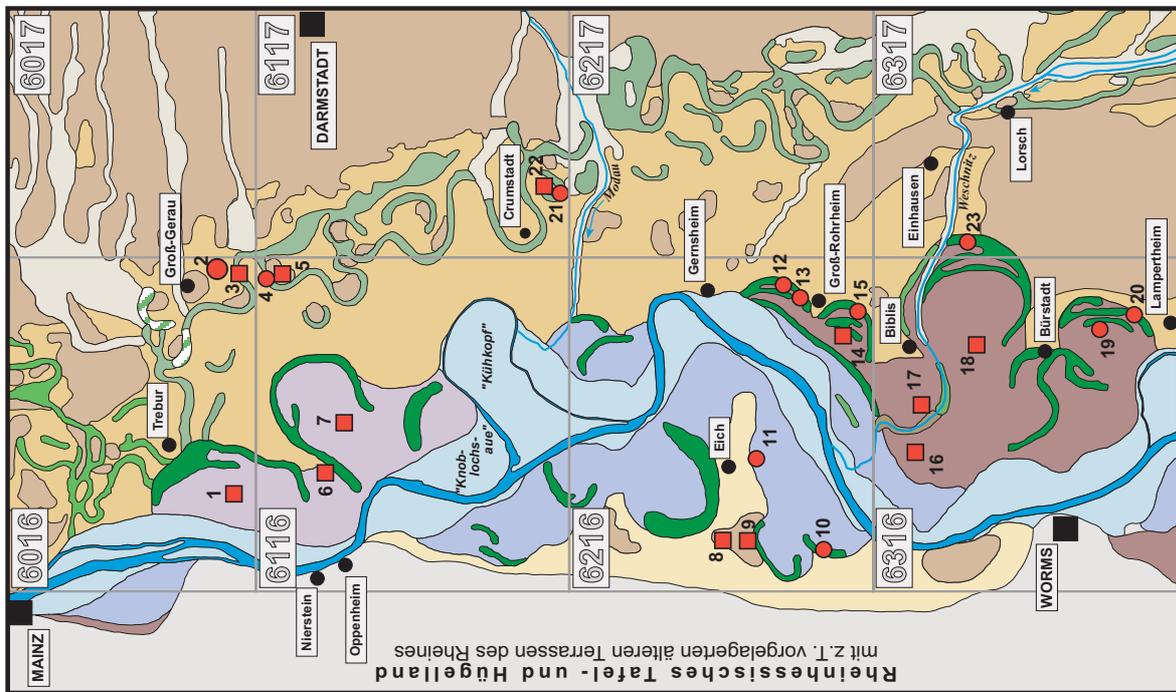
Gegenwärtig liegen keine Erkenntnisse für eine Änderung der fluvialen Sedimentation bzw. Flußmorphologie als Reaktion auf die jungdryaszeitliche Abkühlung vor. In diesen Zeitraum fällt am nördlichen Oberrhein die Anlage des MS 1 von Blatt Worms. Dabei handelt es sich um die am höchsten gelegene und damit zugleich älteste Fläche innerhalb der Rheinniederung. Im geologisch-stratigraphischen Sinne stellt dieses Terrassenniveau eine Niederterrasse dar. Es spricht einiges dafür, daß es sich um die jüngste NT-Stufe handelt, die demnach als „*Jüngste Niederterrasse*“ zu bezeichnen wäre. Somit wäre auch am nördlichen Oberrhein eine dreistufige NT ausgebildet (vgl. SCHELLMANN 1990, 1993, SCHIRMER 1983a, 1995).

MS 2 von Blatt Worms fällt durch einen großen Mäanderradius und große Laufbreite auf, im Unterschied zu den jüngeren Paläomäandern der äMG, die im Vergleich dazu deutlich geringere morphometrische Dimensionen aufweisen. Offensichtlich entwickelten sich in der Frühphase der Mäanderbildung auch am nördlichen Oberrhein zunächst Großmäander, die später im Holozän durch die Entstehung (z.T. sehr viel) kleinerer Mäander abgelöst wurden. Eine ähnliche Entwicklung ist in anderen Flußgebieten zu beobachten. Diese Abläufe dürften auf die allgemeine Stabilisierung der paläoökologischen Umweltbedingungen im klimatischen Übergangszeitraum Spätglazial/Holozän zurückzuführen sein (Kap. 2.3.1).

Die Entstehung der äMG dauerte höchstwahrscheinlich bis zum mittleren Atlantikum an, ehe im späten Atlantikum ein flußdynamischer Umbruch zu beobachten ist, der zur Anlage der mMG führte. Wie morphologische Unterschiede zwischen diesen Auenniveaus vermuten lassen, dürfte dieser Entwicklung eine Einschneidungsphase vorhergegangen sein. Diese war im S-Teil des Untersuchungsgebietes vermutlich stärker ausgeprägt als im N, wo nach der Tieferlegung der Rheinaue eine Auflandungsdynamik einsetzte, was daran zu erkennen ist, daß dort die ab dem späten Atlantikum gebildeten „*Schwarzen Tone*“ ein pedogenetisch durch Grauer Tschernosem gekennzeichnetes, altholozänes Flächenniveau überlagern. Der geringere Einschneidungsbetrag im N ist wahrscheinlich mit der Rolle der geotektonischen Nackenheimer Schwelle als lokale Erosionsbasis zu erklären, die über Rückstaueffekte die Sedimentation der „*Schwarzen Tone*“ beeinflußt haben dürfte. Nach diesen Erkenntnissen sind die Vorstellungen von FETZER et al. (1995) zur Verbreitung der mMG in der nördlichen Oberrheinebene zu revidieren. Offenbar kommt die äMG im Untersuchungsgebiet auch in den N-Teilen vor (Abb. 54), während der Fluß dort wahrscheinlich schon mit der Entstehung der mMG im späten Atlantikum den heutigen Verlauf annähernd inne hatte.

Das gesamte Ausmaß der tektonischen Beeinflussung ist jedoch nicht abzuschätzen. Der Einfluß von Tektonik auf die spät- und postglaziale Flußentwicklung war sicherlich während dieser Zeit immer vorhanden, da der nördliche Oberrheingraben eine bis heute aktive, tendenziell absinkende Grabenzone darstellt. Dafür spricht auch die Feststellung von SCHARPFF

Abb. 54: (nächste Seite) Landschaftsgliederung des Untersuchungsgebietes nach Ergebnissen der vorliegenden Studie.



Kartenlegende:

- Obere Niederterrasse (t₆)
- Untere Niederterrasse (t₇; äMG)
- Ältere Mäandergeneration (äMG)
- Ältere Mäandergeneration (äMG) überdeckt von Sedimenten der Mittleren Mäandergeneration
- Mittlere Mäandergeneration (mMG)
- Jüngste Mäandergeneration (jMG)
- Flugsande, z. T. Dünen
- Afläufe des nördlichen Oberrheines vorwiegend Niedermoororte
- Afläufe des Bergstraßen-Neckars vorwiegend Niedermoororte
- Afläufe des Untermaines vorwiegend Niedermoororte
- Schwemmsedimente der Nebenflüsse

***Lokalitäten (Profilkurzbezeichnung):**

- | | |
|---------------------------------|----------------------------------|
| TK 25 6016 Groß-Gerau | TK 25 6316 Worms |
| 1 HESS-1 | 16 WAT-4 |
| 2 FAS-1 | 17 BRS-1, Catena "Riedsee" |
| 3 ECH-1 | 18 BOB-3 |
| | 19 LAMP-1/SJ |
| TK 25 6116 Oppenheim | 20 LAMP-1 |
| 4 BRK-1 | TK 25 6117 Darmstadt-West |
| 5 HF-1, HF-2, HF-98/1, HF-98/11 | 21 CW-1 |
| 6 GEI-1 | 22 CW-2 |
| 7 GEI-3 | TK 25 6317 Bensheim |
| | 23 ERAF-1 |
| TK 25 6216 Gernsheim | |
| 8 EIC-5 | |
| 9 EIC-4 | |
| 10 RDH-1 | |
| 11 EID-1 | |
| 12 KR-1 | |
| 13 GRD-1 | |
| 14 GRH-1 | |
| 15 GRN-1 | |

- Aufschlußprofil
- Sedimentbohrkern



*im Rahmen dieser Studie bearbeitete Profile

5530

5500

3470

3450

(1977), daß bevorzugte Fließrichtungen mit dem Verlauf tektonischer Strukturen übereinstimmen (Kap. 5.4). Wie sich das tektonische Geschehen im Einzelnen auswirkte und wie dadurch die weiteren Faktoren der fluvialen Geomorphodynamik beeinflusst und überlagert wurden, war im Rahmen der Untersuchungen nicht zu klären. Jedoch lassen die wiederholten Änderungen der Fließrichtung als auch der mehrfache Wechsel von mehr oder weniger gestreckten Laufabschnitten mit mäandrierenden Bereichen vermuten, daß die Entwicklung des nördlichen Oberrheines im Untersuchungszeitraum nicht überall einheitlich erfolgte. Das spricht gegen eine rein klimatische Steuerung bzw. für eine in Abhängigkeit von der jeweils konkreten Raumsituation erfolgte Flußentwicklung (Kap. 2.2).

Hinsichtlich der Ursachen für den mit der Entstehung der mMG verbundenen neuerlichen Wandel der fluvialen Geomorphodynamik am nördlichen Oberrhein, deuten palynologische Befunde darauf hin, daß die feuchteren Bedingungen im späten Atlantikum vermutlich nicht klimatisch zu interpretieren sind. In diesem Zusammenhang wäre dann allerdings die Frage nach weiteren Einflußfaktoren zu stellen. Ob anthropogene Eingriffe im frühen bis mittleren Neolithikum dafür als alleiniger Faktor verantwortlich gemacht werden können, ist zu bezweifeln. Grundsätzlich ist „*human impact*“ aber zu der Zeit im Untersuchungsgebiet bzw. im EZG nachzuweisen. Es ist denkbar, daß die Auswirkungen der neolithischen Landnutzung (z.B. Rodungen, erhöhter Oberflächenabfluß) zur Überlagerung übergeordneter Effekte und damit zu einer Verstärkung der natürlichen Entwicklung führten. Das gilt insbesondere auch im Hinblick auf den flußdynamischen Umbruch, der im Übergang vom Subboreal zum Subatlantikum die Anlage der jMG einleitete. Zu dieser Zeit ist überregional in Mitteleuropa der Beginn kälterer und feuchterer Bedingungen nachzuweisen. Gleichzeitig ist von einer starken Zunahme anthropogener Beeinflussungen auszugehen, da das Untersuchungsgebiet spätestens zur Eisen-/Römerzeit weitgehend entwaldet war. In Verbindung mit den stärkeren Niederschlägen dürfte darin die Ursache für den erneuten Wandel der Flußdynamik und die Vergrößerung der Auensedimentation zu Beginn des Subatlantikums zu sehen sein.

Ein weiterer Untersuchungsschwerpunkt der vorliegenden Studie beschäftigte sich mit der chronostratigraphischen Einstufung der inselartigen Flugsandvorkommen im „*Heißfeld*“ bzw. im „*Sandwoog*“. Als Ergebnis ist festzuhalten, daß diese Dünenkomplexe vermutlich in einer späteren Phase der Jüngeren Dryas aufgeweht wurden. Im Unterschied zum „*Sandwoog*“, wo zu der Zeit erstmals Dünen gebildet wurden, kam es im „*Heißfeld*“ während der Dryas III wahrscheinlich zur Überwehung eines älteren Dünenkerns (BOS et al. 2000a; DAMBECK & THIEMEYER 2002), der in der Hauptphase der Flugsandbildung entstanden sein dürfte und im Allerød vermutlich teilweise vom Bergstraßen-Neckar fluvial umgelagert wurde (Kap. 8.2). Die jungdryaszeitliche Flugsandphase dürfte insgesamt schwächer und weniger weiträumig als die früheren Flugsandanwehungen ausgefallen sein (vgl. KUPFAHL et al. 1972b). Nach

Befunden aus dem „*Sandwoog*“ könnte die jungdryaszeitliche Flugsandakkumulation sogar bis in das früheste Präboreal angedauert haben. Damit ging die letzte würmzeitliche Phase der Dünenbildung im nördlichen Oberrheingebiet zu Ende, bevor dort im jüngeren Holozän das anthropogen induzierte Aufleben der Flugsandaktivität zu beobachten ist (Kap. 8.2).

Die Dünenbildung in einer späteren Phase der Jüngeren Dryas liefert auch die Erklärung dafür, daß die LH in den Flugsandgebieten „*Heißfeld*“ bzw. „*Sandwoog*“ nicht nachgewiesen werden konnte. Ob das im Untersuchungsgebiet im Unterschied zu den angrenzenden Regionen generell der Fall ist, war im Rahmen der vorliegenden Studie nicht zu klären. Gegen die Existenz dieser Deckschicht sprechen auch palynologische Befunde, die für die Jüngere Dryas mit Büschen durchsetzte lichte Kiefern-Birken-Wälder als Vegetationsform ausweisen (DAMBECK & BOS 2002), was die Entstehung der periglaziären Solifluktsdecke in diesem Raum allgemein in Frage stellt. Diese Ansicht steht jedoch in deutlichem Widerspruch zu den Befunden aus den N-anschließenden Tieflagen (z.B. SEMMEL 2002), da in diesem Fall eine orographische Differenzierung der Umweltverhältnisse während der Jüngeren Dryas, wie sie von HOUBEN et al. (2001) erörtert wird, als Erklärungsmöglichkeit ausscheidet.

Über die chronostratigraphische Einordnung der vorgenannten Flugsandvorkommen hinaus, galt es die Laufgeschichte des Bergstraßen-Neckars im Rahmen der vorliegenden Studie zeitlich präziser zu rekonstruieren. Wann genau der Neckar den Lauf nach N entlang der Bergstraße verlegte, ist gegenwärtig noch nicht bekannt. Relative Hinweise dafür ergeben sich jedoch aufgrund der Flugsandstratigraphie. Im Unterschied zu den Dünen im „*Heißfeld*“ korrespondiert die großflächige Ablagerung der älteren Flugsande auf der oNT vermutlich mit der Hauptflugsandphase am nördlichen Oberrhein und ist somit höchstwahrscheinlich in den Zeitraum des ausgehenden Pleniglazials und des frühen Spätglazials zu stellen (Kap. 8.2). In diesem Zusammenhang dürfte es durch die Aufwehung eines älteren Dünengürtels zu einer natürlichen Abdämmung des Neckars gekommen sein, so daß dieser dem Rhein nicht mehr auf direktem Weg nach W zufließen konnte, sondern gezwungen war, den Bergstraßenlauf anzulegen. Für das Allerød ist der Bergstraßen-Neckar belegt, da zu dieser Zeit Hochflutsedimente abgelagert wurden. Spätestens in der Jüngeren Dryas hatte der Fluß diese älteren Mäanderschlingen (z.B. Profil CW-1) verlassen und den jüngsten Verlauf (z.B. Profile BRK-1, ECH-1) eingenommen. Dieser ist an keiner Stelle mit Flugsand überweht bzw. unter Dünen begraben. Daher muß die fluviale Aktivität die jungdryaszeitliche Flugsandphase überdauert haben. Das ist auch mit paläobotanischen Befunden und radiometrischen Daten zu belegen, die auf eine vollständige Deaktivierung im beginnenden Präboreal hinweisen. Im Unterschied zu früheren Arbeiten wird an dieser Stelle allerdings nicht die Ansicht einer Reaktivierung in späteren Abschnitten des Holozäns vertreten. Zeiten erneuter Wasserführung, zeitweise Aussetzen von Torfwachstum oder die Ablagerung von Auensedimenten sind auch mit einer

Änderung der paläoökologischen Verhältnisse bzw. durch eine externe Sedimentzufuhr mit Tributären aus dem Odenwald zu erklären.

In Zusammenhang mit der Bearbeitung der äMG stellten sich Fragen zur Altersstellung und den Bildungsbedingungen von Grauer Tschernosem sowie zur lokalen Vergesellschaftung mit Parabraunerde (Kap. 4.2.4).

Mit dem mindestens altholozänen Alter der äMG korrespondiert die Pedogenese von Grauer Tschernosem. Das stützt die Vorstellungen von ZAKOSEK (1962), der das Boreal als den Hauptbildungszeitraum dieser Bodenbildungen ansieht. Ein spätglazialer Beginn der Schwarzerdeentwicklung ist nach Erkenntnissen aus anderen Gebieten nicht generell auszuschließen. Im Untersuchungsgebiet ergaben sich dafür jedoch keine Hinweise, ebensowenig, für das Andauern der Tschernosemgenese über das frühe bis mittlere Atlantikum hinaus. Allerdings belegen die in Verbindung mit der vorliegenden Studie erarbeiteten palynologischen Befunde eine lockere Bewaldung des Untersuchungsgebietes im Boreal. Damit dürfte die Ansicht von ZAKOSEK (1962, 1991) als widerlegt gelten, wonach es sich bei diesen Kalktschernosemen um unter steppenartigen Bedingungen entwickelte Böden handelt (DAMBECK & BOS 2002).

Als Gründe für die kleinräumige Bodenvergesellschaftung von Grauer Tschernosem mit Parabraunerden sind Faziesunterschiede im Aufbau des oberflächennahen Untergrundes anzunehmen. Klimatische Ursachen scheiden dagegen aus. Untersuchungen im Bereich der Catena „Riedsee“ legen den Schluß nahe, daß dafür eine geogen bedingte Verschiebung im Mittelsand:Feinsand-Verhältnis zu Lasten der feineren Fraktion ursächlich ist. Das erklärt, warum die verschiedenartigen Bodentypen lokal ineinander übergehen und vermutlich auch zeitgleich gebildet wurden.

Für die Flächen der mMG sind „Schwarze Tone“ kennzeichnend. Die hohen Pelitanteile in diesen Auensedimenten lassen auf sehr ruhige Abflußbedingungen und Sedimentation unter Stillwasserverhältnissen schließen. Das spricht für eine relative morphodynamische Stabilität im Entstehungszeitraum und korrespondiert gut mit einer terrestrischen Phase im Subboreal, die das zeitweise Aussetzen der Torfbildung in den Neckaraltläufen verursachte. Vermutlich unterlagen diese Bildungen einer polygenetischen Entwicklung in Überflutungsbereichen.

Für Sedimentbildung spricht die Dominanz von Smectiten im Aufbau der Tonfraktion, worin sich die „Schwarzen Tone“ signifikant von den altholozänen Umlaufflächensedimenten im Liegenden unterscheiden. In diesen Ablagerungen entwickelten sich Auenpelosole. Die auf Gefügeoberflächen ausgebildeten „slicken sides“ belegen eine ausgeprägte Quellungs- und Schrumpfdynamik und deuten auf eine vertisolähnliche Pedogenese hin. Vermutlich wurde der Bestandsabfall der Auwaldvegetation vorwiegend während der sommerlichen

Trockenphase biogen aufgearbeitet und dem Boden anschließend im Zuge peloturbater Durchmischungsprozesse als Humus zugeführt, wobei der Abbau der organischen Substanz unter reduzierenden Bedingungen (z.B. regelmäßige Überflutungen) zeitweise gehemmt war. Somit ist für die „Schwarzen Tone“ eine Entstehung durch eine Kombination von langsamer Sedimentanlandung und syngenetischer Pedogenese anzunehmen.

10. Schlußbetrachtung

Die Untersuchungspunkte der vorliegenden Studie konnten im wesentlichen geklärt werden. Gleichwohl bedürfen einige Aspekte, wie z.B. die Herkunft der „Schwarzen Tone“ oder die Entwicklung des nördlichen Oberrheines im jüngeren Subatlantikum, der Weiterbearbeitung. Auch wäre es wünschenswert, die Einordnung der bisherigen Befunde durch umfassendere Datierungen zu bestätigen, und damit eine solidere Chronostratigraphie für den Zeitraum der vergangenen 15 000 a zu etablieren. Vor diesem Hintergrund seien in diesem Kapitel noch einige abschließende Bemerkungen erlaubt.

Obgleich der Kenntnisstand zur spätglazial-/holozänen Entwicklung der Flußlandschaft im nördlichen Oberrheingraben in einigen Punkten deutlich erweitert werden konnte, bleiben doch Fragen offen. Diese beziehen sich u.a. auf die Unterscheidung und Trennung von natürlichen und anthropogenen Faktoren der Flußentwicklung. In Anbetracht der Größe des Rhein-EZG und dessen unterschiedlicher physiographischer Ausgestaltung sowie der Tatsache, daß mit der Größe des EZG auch die Vielschichtigkeit der geoökologischen Interaktionen zunimmt, setzt die Bewertung der Ursachen und Auswirkungen fluvialer Entwicklung die detaillierte Kenntnis der Steuerungsfaktoren und ihrer raum-zeitlichen Veränderungen voraus. Die Komplexität der Einflußgrößen der fluvialen Geomorphodynamik war im Rahmen der vorliegenden Studie allerdings sicherlich nur im Ansatz zu erfassen.

Generell erschwert sein dürfte die Interpretation der Untersuchungsergebnisse dadurch, daß größere Flüsse wie der Rhein, häufig eine geringere Sensitivität gegenüber veränderten Umwelteinflüssen zeigen als kleinere Systeme. In großen Flußtälern sind die verschiedenen Einflußfaktoren, insbesondere klimatische Einflüsse und anthropogene Beeinflussungen, so stark gekoppelt, daß mitunter *„kaum räumlich und zeitlich zuzuordnende Aussagen getroffen werden können“* (ANDRES 1998). Vor diesem Hintergrund erwies sich die interdisziplinäre Zusammenarbeit mit Nachbarfächern, darunter vor allem die Verknüpfung der Arbeiten zur vorliegenden Studie mit den parallel durchgeführten Pollenanalysen in einem weiteren Projekt im SPP WGB 15 (vgl. Kap. 1) als sinnvoll und hilfreich. Die archäobotanischen Befunde lieferten Hinweise zu den paläoökologischen Umweltverhältnissen im Untersuchungsgebiet

und anthropogenen Veränderungen der Vegetationsentwicklung, die mit physisch-geographischen Methoden allein nicht zu gewinnen gewesen wären.

Hinsichtlich der zur Altersbestimmung eingesetzten Praktiken erwies sich insbesondere die IR-OSL-Methode in etwa einem Drittel aller Fälle als problematisch. Das gilt sowohl im Hinblick auf die an verschiedenen Standorten ermittelten Mindestalter, als auch in Bezug auf die relativ große Standardabweichung der Lumineszenzdatierungen an spätglazialen Proben. Die Methode ist jedoch im Unterschied zu Radiokohlenstoffdatierungen dafür geeignet, den Zeitraum der letzten Umlagerung direkt zu datieren. Unter Beachtung der o.g. methodischen Schwierigkeiten sollte daher im Rahmen zukünftiger Forschungen einer systematischeren Datierung von Einzelprofilen (z.B. mehrere Proben pro Schicht/Horizont) Vorrang gegenüber der hier gehandhabten Vorgehensweise mit Einzeldatierungen an möglichst vielen Profilen eingeräumt werden.

Die an einigen Sedimentkernen aus verlandeten Paläorinnen angewendete Methode der elektromagnetischen Volumenssuszeptibilität sollte u.a. Hinweise zu LST-Vorkommen liefern. Hierzu erbrachte das Verfahren keine brauchbaren Ergebnisse. Im Nachhinein ist das mit dem zu jungen Alter der untersuchten Altlauffazies zu erklären, deren Ablagerung frühestens in der Jüngerer Dryas (Profil CW-1) begann. Aber auch die angestrebte Parallelisierung der überlappenden Parallelbohrkerne war damit nicht zu erreichen. Möglicherweise ist das auf Materialinhomogenitäten (z.B. variierende Korngrößenspektren) in den fluvialen Sedimenten zurückzuführen (vgl. IGL 2000, NOLTE 2000). Zudem ist eine unterschiedliche Kompaktion der Ablagerungen während der Bohrungen denkbar (NOLTE ib.). Das stellt die Eignung dieser Methode zur lithostratigraphischen Parallelisierung von Bohrkernen aus fluvialen Sedimenten in Frage.

Im Hinblick auf zukünftige Arbeiten, erscheint es vor dem Hintergrund der gegenwärtigen Diskussion um die sich abzeichnende globale Klimaerwärmung angebracht, den Einfluß von *“human impact”* auf die Entwicklung des nördlichen Oberrheines intensiver zu erforschen. Ein besseres Verständnis der Auswirkungen anthropogener Eingriffe in der Vergangenheit dürfte mit dazu beitragen, potentielle Veränderungen des fluvialen Systems in der Zukunft – z.B. vor dem Hintergrund von Maßnahmen zum Hochwasserschutz – präziser einschätzen zu können. In dem Zusammenhang wäre es sinnvoll, nicht mehr nur einzelne Laufabschnitte für sich isoliert zu betrachten, sondern das gesamte EZG in Untersuchungen einzubeziehen. Ein erster Schritt in diese Richtung könnte in der Zusammenführung überregional erfaßter Paläodaten zum Rheinsystem für die Zeit seit dem Beginn der neolithischen Besiedelung in einem übergeordneten Datenbanksystem liegen. Als geeigneter Rahmen dafür würde sich m.E. ein einzurichtendes Schwerpunktprogramm (z.B. Rhein-LUCIFS) anbieten.

11. Schriftenverzeichnis

- ABELE, G. (1977): Morphologie und Entwicklung des Rheinsystems aus der Sicht des Mainzer Raumes. – In: DOMRÖS, M., EGGERS, H., GORMSEN, E., KANDLER, O. & KLAER, W. [Hrsg.]: Mainz und der Rhein-Main-Nahe-Raum. – Festschr. 41. Dt. Geogr.-Tag: 245-259, 2 Abb.; Mainz (Geogr. Inst.).
- AG Boden [= Ad-hoc-Arbeitsgruppe Boden] (1994): Bodenkundliche Kartieranleitung. – 4., verbess. u. erw. Aufl.: 392 S., 33 Abb., 91 Tab.; Stuttgart (Schweizerbart).
- AK Bodensystematik [= Arbeitskreis für Bodensystematik der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft] (1998): Systematik der Böden und der bodenbildenden Substrate Deutschlands, 2. Aufl. – Mitt. dt. bodenkdl. Ges., **86**: XII+180 S.; Oldenburg.
- ALLEN, J. R. L. (1978): Studies in fluvial sedimentation: an exploratory quantitative model for the architecture of avulsion-controlled alluvial suites. – *Sedimentary Geol.*, **21**: 129-147, 9 figs., 3 tabs.; Amsterdam.
- ALLEN, J. R. L. (1986): Sedimentary structures. Their character and physical basis. – 2nd ed.: XXX+ 1258 pp.; Amsterdam (Elsevier).
- ALLEY, R. B., MEESE, D. A., SHUMAN, C. A., GOW, A. J., TAYLOR, K. C., GROOTES, P. M., WHITE, J. W. C., RAM, M., WADDINGTON, E. D., MAYEWSKI, P. A. & ZIELINSKI, G. A. (1993): Abrupt increase in Greenland snow accumulation at the end of the Younger Dryas event. – *Nature*, **362**: 527-529, 2 figs., 1 tab.; London.
- ALISCH, M. (1995): Das äolische Relief der mittleren Oberen Allerniederung (Ost-Niedersachsen) - spät- und postglaziale Morphogenese, Ausdehnung und Festlegung historischer Wehsande, Sandabgrabungen und Schutzaspekte. – *Kölner geogr. Arb.*, **62**: IX+176 S., 41 Abb., 13 Tab., 5 Kt., 10 Fotos; Köln.
- AMMANN, B. & LOTTER, A. F. (1989): Late-Glacial radiocarbon- and palynostratigraphy on the Swiss Plateau. – *Boreas*, **18**: 109-126, 7 figs., 1 tab.; Oslo.
- ANDERLE, H.-J. (1968): Die Mächtigkeiten der sandig-kiesigen Sedimente des Quartärs im nördlichen Oberrheingraben und der östlichen Untermain-Ebene. – *Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **96**: 185-196, 1 Taf.; Wiesbaden.
- ANDERLE, H.-J. & GOLWER, A. (1980): Tektonik. – In: GOLWER, A. & SEMMEL, A.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1:25 000, Blatt 5917 Kelsterbach. – 3., neu bearb. Aufl.: 50-64, 5 Abb.; Wiesbaden.
- ANDRES, W. (1994): Changes of the Geo-Biosphere during the last 15 000 years. Continental sediments as evidence of changing environmental conditions. – *IGBP Informationsbrief*, **16**: 1-2; Berlin.
- ANDRES, W. (1998): Terrestrische Sedimente als Zeugen natürlicher und anthropogener Umweltveränderungen seit der letzten Eiszeit. – In: DIKAU, R., HEINRITZ, G. & WIESSNER, R. [Hrsg.]: Global Change – Konsequenzen für die Umwelt. – Abh. 51. Dt. Geogr.-Tag, **3**: 118-133, 8 Abb.; Stuttgart (Steiner).
- ANDRES, W. & LITT, T. (1999): Editorial. Termination I in Central Europe. – *Quatern. Int.*, **61**: 1-4, 2 figs.; Amsterdam.
- ANDRES, W., BOS, J. A. A., HOUBEN, P., KALIS, A. J., NOLTE, S., RITTEWEGER, H. & WUNDERLICH, J. (2001): Environmental change and fluvial activity during the Younger Dryas in central Germany. – *Quatern. Int.*, **79**: 89-100, 7 figs., 1 tab.; Amsterdam.
- BAKER, V. R., KOCHER, R. C. & PATTON, P. C. [eds.] (1988): Flood Geomorphology. – XVI+503 pp.; New York (Wiley).

- BARAY, M. & ZÖLLER, L. (1993): Aspekte der Thermolumineszenz-Datierung an spätglazial-holozänen Dünen im Oberrheingraben und in Brandenburg. – Berliner geogr. Arb., **78**(1): 1-33, 9 Abb.; Berlin.
- BARBER, K. E. & COOPE, G. R. (1987): Climatic History of the Severn Valley during the last 18,000 years. – In: GREGORY, K. J., LEWIN, J. & THORNES, J. B. [eds.]: *Palaeohydrology in Practice*: 201-216, 2 figs.; Chichester (Wiley).
- BARBER, K. E. & TWIGGER, S. N. (1987): Late Quaternary Palaeoecology of the Severn Basin. – In: GREGORY, K. J., LEWIN, J. & THORNES, J. B. [eds.]: *Palaeohydrology in Practice*: 217-250, 5 figs.; Chichester (Wiley).
- BARGON, E. (1972): Böden. – In: KUPFAHL, H.-G., MEISL, S. & KÜMMERLE, E., m. Beitr. v. BARGON, E., BÖKE, E., DIEDERICH, G., KUTSCHER, F., MATTHESS, G., PRINZ, H., SCHWARZ, E., THIELICKE, G. & WENDLER, R. (1972): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1:25 000, Blatt 6217 Zwingenberg a. d. Bergstraße. – 2., neu bearb. Aufl.: 215-220; Wiesbaden.
- BARSCHE, D. & MÄUSBACHER, R. (1979): Erläuterungen zur Geomorphologischen Karte 1:25000 der Bundesrepublik Deutschland, Blatt 3 - Mannheim Nordost: 1-56; Berlin.
- BARSCHE, D. & MÄUSBACHER, R. (1988): Zur fluvialen Dynamik beim Aufbau des Neckarschwemmfächers. – Berliner geogr. Abh., **47**: 119-128, 4 Abb., 1 Tab.; Berlin.
- BARSCHE, D. & MÄUSBACHER, R. (1993): Flüsse und Flußlandschaften. Die Erfassung der fluvialen Dynamik. – Geogr. Rdsch., **45**(12): 736-743, 11 Abb., 1 Foto; Braunschweig.
- BARSCHE, D., MÄUSBACHER, R., SCHUKRAFT, G. & SCHULTE, A. (1993): Die Änderungen des Naturraumpotentials im Jungneolithikum des nördlichen Kraichgau dokumentiert an fluvialen Sedimenten. – Z. Geomorph. N. F., Suppl.-Bd., **93**: 175-187, 4 Abb., 1 Tab.; Berlin.
- BARTELS, G. & MEYER, B. (1972): Spät- und postglaziale Erosion und Akkumulation im Lutertal bei Göttingen. – Göttinger bodenkdl. Ber., **21**: 159-188, 6 Abb.; Göttingen.
- BARTZ, J. (1953): Revision des Bohr-Profiles der Heidelberger Radium-Sol-Therme. – Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N. F., **33**: 101-125, 2 Abb.; Stuttgart.
- BARTZ, J., m. Beitr. v. BRELIE, G. VAN DER & MAUS, H. (1976): Quartär und Jungtertiär im Raum Rastatt. – Jh. geol. L.-Amt Baden-Württemberg, **18**: 121-178, 13 Abb.; Freiburg/Br.
- BARTZ, J. (1982): Quartär und Jungtertiär II im Oberrheingraben im Großraum Karlsruhe. – Geol. Jb., **A 63**: 237 S., 28 Abb., 8 Tab., 2 Taf.; Stuttgart.
- BECKER, B. (1980): Dendrochronology of Holocene oak tree deposits along the Main and Regnitz rivers. – In: SCHIRMER, W., m. Beitr. v. BECKER, B., ERTL, U., HABBE, K. A., HAUSER, G., KAMPMANN, TH. & SCHNITZLER, J. [Hrsg.]: *Exkursionsführer zum Symposium Franken: Holozäne Talentwicklung - Methoden und Ergebnisse*: 25-35; Düsseldorf (Abt. Geologie, Univ. Düsseldorf).
- BECKER, B. (1982): Dendrochronologie und Paläoökologie subfossiler Baumstämme aus Flußablagerungen. Ein Beitrag zur nacheiszeitlichen Auenentwicklung im südlichen Mitteleuropa. – Mitt. Komm. Quartärforsch. österr. Akad. Wiss., **5**: 1-120, 34 Abb., 10 Tab., 12 Fotos; Wien.
- BECKER, B. (1983): Postglaziale Auwaldentwicklung im mittleren und oberen Maintal anhand dendrochronologischer Untersuchungen subfossiler Baumstammablagerungen. – Geol. Jb., **A 71**: 45-59, 3 Abb., 2 Tab.; Stuttgart.
- BECKER, E. (1963): Stratigraphische und bodenkundliche Untersuchungen an jungpleistozänen und holozänen Ablagerungen im nördlichen Oberrheingraben. – Diss. Naturwiss. Fak. J. W. Goethe-Univ. Frankfurt/M.: 175 S., 28 Abb., 14 Tab., 1 Kt.; Frankfurt/M.

- BECKER, E. (1967): Zur stratigraphischen Gliederung der jungpleistozänen Sedimente im nördlichen Oberrheintalgraben. – *Eiszeitalter Gegenw.*, **18**: 5-50, 13 Abb., 9 Tab., 1 Kt.; Öhringen/Württemberg.
- BEHLING, H. & STREET, M. (1999): Palaeoecological studies at the mesolithic site Bedburg-Königshoven near Cologne, Germany. – *Veget. Hist. Archaeobot.*, **8**: 273-285, 4 figs., 2 tabs; Berlin.
- BERENDSEN, U. (1993): Holocene fluvial geomorphology of the floodplain of the rivers Rhine and Meuse in the Netherlands. – *Z. Geomorph. N. F., Suppl.-Bd.*, **88**: 97-107, 7 figs.; Berlin.
- BERENDSEN, H., HOEK, W. & SCHORN, E. (1995): Late Weichselian and Holocene river channel changes of the rivers Rhine and Meuse in the Netherlands (Land van Maas en Waal). – In: FRENZEL, B., VANDENBERGHE, J., KASSE, K., BOHNCKE, S. & GLÄSER, B. [eds.]: *European river activity and climatic change during the Lateglacial and early Holocene.* – *Palaeoclimate Res.*, **14**: 151-171, 10 figs., 1 tab.; Stuttgart (Fischer).
- BERNHARD, H. & HICKETHIER, H. (1966): Beitrag zur Kenntnis des alten Neckarlaufes am Westrand des Odenwaldes bei Bensheim. – *Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **94**: 385-389, 2 Abb.; Wiesbaden.
- BIBUS, E. (1980): Zur Relief-, Boden- und Sedimententwicklung am unteren Mittelrhein. – *Frankfurter geowiss. Arb.*, **D1**: 296 S., 50 Abb., 8 Tab.; Frankfurt/M.
- BLUDAU, W. & FELDHOFF, R. A. (1997): Holozäne Sedimente im mittleren Oberrheingraben als Zeugen einer zerstörten Auenlandschaft. – *Z. dt. geol. Ges.*, **148**: 279-287, 3 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.
- BLUM, M. D. & TÖRNQVIST, T. (2000): Fluvial responses to climate and sea-level change: a review and look forward. – *Sedimentol.*, **47**: 2-48, 24 figs., 1 tab.; Oxford.
- BLUM, M. D. & STRAFFIN, E. C. (2001): Fluvial responses to external forcing: examples from the French Massif Central, the Texas Coastal Plain (USA), the Sahara of Tunisia, and the Lower Mississippi Valley (USA). – In: MADDY, D., MACKLIN, M. G. & WOODWARD, J. C. [eds.]: *River Basin Sediment Systems: Archives of Environmental Change: 195-228*, 6 figs., 1 tab.; Lisse (Balkema).
- BOCK, W., MENKE, B., STREHEL, E. & ZIEMUS, H. (1985): Neuere Funde des Weichsel-Spätglazials in Schleswig-Holstein. – *Eiszeitalter Gegenw.*, **35**: 161-180, 4 Abb., 3 Tab., 2 Taf.; Stuttgart.
- BÖKE, E. & KUPFAHL, H.-G. (1972): Terrassen des Rheins und Neckars. – In: KUPFAHL, H.-G., MEISL, S. & KÜMMERLE, E., m. Beitr. v. BARGON, E., BÖKE, E., DIEDERICH, G., KUTSCHER, F., MATTHESS, G., PRINZ, H., SCHWARZ, E., THIELICKE, G. & WENDLER, R.: *Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1:25000, Blatt 6217 Zwingenberg a. d. Bergstr.* – 2., neu bearb. Aufl.: 129-133, 2 Abb.; Wiesbaden (HLfB).
- BOHNCKE, S. & VANDENBERGHE, J. (1991): Palaeohydrological Development in the Southern Netherlands During the Last 15000 years. – In: STARKEL, L., GREGORY, K. J. & THORNES, J. B. [eds.]: *Temperate Palaeohydrology: 253-281*, 10 figs.; Chichester (Wiley).
- BOHNCKE, S., VANDENBERGHE, J. & HUIJZER, A. S. (1993): Periglacial environments during the Weichselian Late Glacial in the Maas valley, the Netherlands. – *Geol. Mijnbouw*, **72**: 193-210, 8 figs., 4 photos; 's-Gravenhage/NL.
- BOHNCKE, S., VANDENBERGHE, J. & WIJMSTRA, A. S. (1988): Lake level changes and fluvial activity in the Late Glacial lowland valleys. – In: LANG, G. & SCHLÜCHTER, CH. [eds.]: *Lake, Mire and River environments during the last 15000 years: 115-121*, 4 figs.; Rotterdam (Balkema).

- BOHNCKE, S. J. P., KASSE, C. & VANDENBERGHE, J. (1995): Climate induced environmental changes during the Vistulian Lateglacial at Żabinko, Poland. – *Quaestiones Geogr., Spec. Issue*, **4**: 3-64, 14 figs., 1 tab.; Poznań.
- BOGAARD, P. VAN DEN & SCHMINCKE, H. U. (1985): Laacher See Tephra: a widespread isochronous late Quaternary tephra layer in central and northern Europe. – *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **96**: 1554-1571, 17 figs., 1 tab.; Boulder/Col.
- BOND, G., SHOWERS, W., CHESEBY, M., LOTTI, R., ALMASI, P., MENOCA, P. DE, PRIORE, P., CULLEN, H., HAJDAS, I. & BONANI, G. (1997): A Pervasive Millennial-Scale Cycle in North Atlantic Holocene and Glacial Climates. – *Science*, **278**: 1257-1266, 7 figs., 1 tab.; Washington/DC.
- BORTENSCHLAGER, S. (1982): Chronostratigraphic subdivisions of the Holocene in the Alps. – In: MANGERUD, J., BIRKS, H. J. B. & JÄGER, K. D. [eds.]: Chronostratigraphic subdivision of the Holocene. – *Striae*, **16**: 75-79; 1 tab.; Uppsala.
- BOS, J. A. A. (1998): Aspects of Lateglacial-Early Holocene vegetation Development in Western Europe. Palynological and palaeobotanical investigations in Brabant (The Netherlands) and Hessen (Germany). – *LPP Contrib. Ser.*, **10**: 240 pp., 19 figs., 15 tabs.; Utrecht/NL.
- BOS, J. A. A. (2001): Lateglacial and Early Holocene vegetation history of the northern Wetterau and the Amöneburger Basin (Hessen), central-west Germany. – *Rev. Palaeobot. Palynol.*, **115**: 177-212, 9 figs., 3 tabs.; Amsterdam.
- BOS, J. A. A. & URZ, R. (2003): Lateglacial and early Holocene environment in the middle Lahn river valley (Hessen, central-west Germany) and the local impact of early Mesolithic people – pollen and macrofossil evidence. – *Veget. Hist. Archaeobot.*, **12**: 19-36, 11 figs., 2 tabs.; Berlin.
- BOS, J. A. A., DAMBECK, R., KALIS, A. J., KEß, R., SOJKA, K., SABEL, K.-J., SCHMITT, S. & THIEMEYER, H. (2000a): Northern Upper Rhine-Rift-Valley - Results Z1. – Preliminary paper. Final Colloquium of the priority program "Changes of the Geo-Biosphere during the last 15,000 years: Continental Sediments as Evidence for Changing Environmental Conditions" (Dec. 1st-2nd, 2000, Bonn): 4 pp.; Bonn [unpubl.].
- BOS, J. A. A., DAMBECK, R., KALIS, SOJKA, K., SABEL, K.-J. & THIEMEYER, H. (2000b): Northern Upper Rhine-Rift-Valley - Results Z2. – Preliminary paper. Final Colloquium of the priority program "Changes of the Geo-Biosphere during the last 15,000 years: Continental Sediments as Evidence for Changing Environmental Conditions" (Dec. 1st-2nd, 2000, Bonn): 5 pp.; Bonn [unpubl.].
- BOS, J. A. A., DAMBECK, R., KALIS, SOJKA, K., SABEL, K.-J. & THIEMEYER, H. (2000c): Northern Upper Rhine-Rift-Valley - Results Z3. – Preliminary paper. Final Colloquium of the priority program "Changes of the Geo-Biosphere during the last 15,000 years: Continental Sediments as Evidence for Changing Environmental Conditions", (Dec. 1st-2nd, 2000, Bonn): 3 pp.; Bonn [unpubl.].
- BRANSON, J., BROWN, A. G. & GREGORY, K. J. (1996): Global Continental Changes: the context of Palaeohydrology. – *Geol. Soc. Spec. Publ.*, **115**: VII+272 pp.; Osney Mead, Oxford/UK.
- BRAUER, A., ENDRES, CH., LITT, T., STEBICH, M., ZOLITSCHKA, B. & NEGENDANK, J. W. F. (1997): Jüngere Dryas – Datierung und Nachweis von Umweltveränderungen. – Protokoll der Teilkolloquien zu den im Schwerpunktprogramm „Wandel der Geo-Biosphäre während der letzten 15.000 Jahre“ bearbeiteten Zeitscheiben am 15., 16. und 17.12.1997 in Bonn: 21-22; Bonn [unveröff.].
- BRAUER, A., ENDRES, CH. & NEGENDANK, J. W. F. (1999a): Lateglacial calendar year chronology based on annually laminated sediments from Lake Meerfelder Maar, Germany. – *Quatern. Int.*, **61**: 17-25, 6 figs.; Amsterdam.

- BRAUER, A., ENDRES, CH., GÜNTER, CH., LITT, TH., STEBICH, M. & NEGENDANK, J. W. F. (1999b): High resolution sediment and vegetation responses to Younger Dryas climate change in varved lake sediments from Meerfelder Maar, Germany. – *Quatern. Sci. Rev.*, **18**: 321-329, 7 figs., 1 tab.; Amsterdam.
- BRAUER, A., ENDRES, CH., ZOLITSCHKA, B. & NEGENDANK, J. W. F. (2000): AMS radiocarbon and varve chronology from the annually laminated sediment record of Lake Meerfelder Maar, Germany. – *Radiocarbon*, **42**(3): 355-368, 8 figs., 1 tab.; Tuscon/Ariz.
- BRELIE, G. VAN DER (1977): Pollenanalytische Untersuchungen. – In: SCHARPFF, H.-J., m. Beitr. v. ANDERLE, H.-J., BÖKE, E., BRELIE, G. VAN DER, DIEDERICH, G., KARSCHNY, A., PRINZ, H., REICHMANN, H., SCHWARZ, E., ULRICH, H.-J. & WENDLER, R.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1:25 000, Blatt 6316 Worms: 81-84; Wiesbaden.
- BREUNIG, TH. (1994): Flora und Vegetation der Sandhausener Dünen „Pferdstrieb“ und „Pflege Schönau-Galgenbuckel“. – *Beih. Veröff. Natursch. Landschaftspfl. Baden-Württemberg*, **80**: 29-95, 10 Abb., 5 Tab.; Karlsruhe.
- BRISTOW, C. (1996): Reconstructing Fluvial Channel Morphology from Sedimentary Sequences. – In: CARLING, P. A. & DAWSON, M. R. [eds.]: *Advances in Fluvial Dynamics and Stratigraphy*: 351-371, 9 figs., 1 tab.; Chichester (Wiley).
- BROSCHKE, K.-U. (1984): Zur jungpleistozänen und holozänen Entwicklung des Werratales zwischen Hannoversch-Münden und Phillipstal (östl. Bad Hersfeld). – *Eiszeitalter Gegenw.*, **34**: 105-129, 10 Abb., 3 Tab.; Stuttgart.
- BROWN, A. G. (1987a): Long-term Sediment Storage in the Severn and Wye Catchments. – In: GREGORY, K. J., LEWIN, J. & THORNES, J. B. [eds.]: *Palaeohydrology in Practice*: 307-332, 8 Abb., 3 Tab.; Chichester (Wiley).
- BROWN, A. G. (1987b): Holocene floodplain sedimentation and channel response of the lower River Severn, United Kingdom. – *Z. Geomorph. N. F.*, **31**(3): 293-310, 6 figs., 3 tabs.; Berlin.
- BROWN, A. G. (1990): Holocene floodplain diachronism and inherited downstream variations in fluvial processes: a study of the river Perry, Shropshire, England. – *J. Quatern. Sci.*, **5**(1): 39-51, 10 figs., 1 tab.; London.
- BROWN, A. G. (1991): Hydrogeomorphological Changes in the Severn Basin During the Last 15 000 Years: Orders of Change in a Maritime Catchment. – In: STARKEL, L., GREGORY, K. J. & THORNES, J. B. [eds.]: *Temperate Palaeohydrology*: 147-169, 7 figs., 1 tab.; Chichester (Wiley).
- BROWN, A. G. (1995a): Holocene Channel and Floodplain Change: A UK perspective. – In: GURNELL, A. & PETTS, G. [eds.]: *Changing river channels*: 43-64, 7 figs.; Chichester (Wiley).
- BROWN, A. G. (1995b): Lateglacial-Holocene sedimentation in lowland temperate environments: floodplain metamorphosis and multiple channel systems. – In: FRENZEL, B., VANDENBERGHE, J., KASSE, K., BOHNCKE, S. & GLÄSER, B. [eds.]: *European river activity and climatic change during the Lateglacial and early Holocene*. – *Palaeoclimate Res.*, **14**: 21-35, 6 figs., 2 photos; Stuttgart (Fischer).
- BROWN, A. G. (1996): Floodplain palaeoenvironments. – In: ANDERSON, M. G., WALLING, D. E. & BATES, P. D. [eds.]: *Floodplain Processes*: 95-138, 13 figs., 2 tabs.; Chichester (Wiley).
- BROWN, A. G. (1997): Alluvial geoarchaeology. Floodplain archaeology and environmental change. – *XXIII+374 pp.*, 137 figs., 18 tabs., 42 plates; Cambridge (Univ. Press).
- BROWN, A. G. & KEOUGH, M. (1992a): Holocene floodplain metamorphosis in the Midlands, United Kingdom. – *Geomorphol.*, **4**: 433-445, 7 figs., 3 tabs.; Amsterdam.

- BROWN, A. G. & KEOUGH, M. (1992b): Palaeochannels, Palaeoland-surfaces and the Three-dimensional Reconstruction of Floodplain Environmental Change. – In: CARLING, P. A. & PETTS, G. E. [eds.]: *Lowland Floodplain Rivers: Geomorphological Perspectives*: 185-202, 7 figs.; New York (Wiley).
- BROWN, A. G. & QUINE, T. A. [eds.] (1999a): *Fluvial Processes and Environmental Change*. – X+413 pp.; Chichester (Wiley).
- BROWN, A. G. & QUINE, T. A. (1999b): *Fluvial Processes and Environmental Change*. An overview. – In: BROWN, A. G. & QUINE, T. A. [eds.]: *Fluvial Processes and Environmental Change*: 1-27, 5 figs., 2 tabs.; Chichester (Wiley).
- BRÜNING, H. (1975): Paläogeographisch-ökologische und quartärmorphologische Aspekte im nördlichen und nordöstlichen Mainzer Becken. – *Mainzer naturwiss. Arch.*, **14**: 5-91, 37 Abb., 1 Tab.; Mainz.
- BRÜNING, H. (1977): Zur Oberflächengenese im zentralen Mainzer Becken. – *Mainzer geogr. Stud.*, **11**: 227-243, 4 Abb.; Mainz.
- BRUNNACKER, K. (1959): Zur Kenntnis des Spät- und Postglazials in Bayern. – *Geol. Bavari-ca*, **43**: 74-150, 13 Abb., 16 Tab.; München.
- BRUNNACKER, K. (1978a): Der Niederrhein im Holozän. – *Fortschr. Geol. Rheinland Westfa-len*, **28**: 399-440, 14 Abb., 4 Tab., 1 Taf.; Krefeld.
- BRUNNACKER, K. (1978b): Neue Ergebnisse über das Quartär am Mittel- und Niederrhein. – *Fortschr. Geol. Rheinland Westfalen*, **28**: 111-122, 2 Abb.; Krefeld.
- BRUNNACKER, K. & STRAUCH, F. (1985): Beiträge zur Flußgeschichte im Holozän Mitteleuropas. – *Geol. Bl. NO-Bayern*, **34/35**: 503-515, 1 Abb.; Erlangen.
- BRUNNOTTE, E. & SICKENBERG, O. (1977): Die mittel- und jungquartäre Entwicklung des Leinetales zwischen Northeim und Salzderheiden unter besonderer Berücksichtigung der Subrosion. – *Geol. Jb.*, **A 44**: 3-43, 14 Abb., 4 Tab., 4 Taf.; Stuttgart.
- BUBENZER, O. (1999): Sedimentfallen als Zeugen der spät- und postglazialen Hang- und Talbodenentwicklung im Einzugsgebiet der Schwülme (Süd-niedersachsen). – *Kölner geogr. Arb.*, **72**: 132 S., 53 Abb., 16 Tab., 7 Kt.; Köln.
- BUBENZER, O. (2000): Sedimentologische und gerinnemorphologische Befunde im Einzugsgebiet der Schwülme (Süd-niedersachsen) zur Rekonstruktion der spät- bis mittelholozänen Morphodynamik. – *Z. Geomorph. N. F., Suppl.-Bd.*, **121**: 23-44, 7 Abb., 2 Tab.; Berlin.
- BUCH, M. W. (1987): Spätpleistozäne und holozäne fluvi-ale Geomorphodynamik im Donautal östlich von Regensburg - ein Sonderfall unter den mitteleuropäischen Flußsystemen? – *Z. Geomorph. N. F., Suppl.-Bd.*, **66**: 91-107, 3 Abb.; Berlin.
- BUCH, M. W. (1988a): Spätpleistozäne und holozäne fluvi-ale Geomorphodynamik im Donautal zwischen Regensburg und Straubing. – *Regensburger geogr. Schr.*, **21**: XVI+197 S., 55 Abb., 6 Tab., 14 Kt., 14 Fotos; Regensburg.
- BUCH, M. W. (1988b): Zur Frage einer kausalen Verknüpfung fluvi-aler Prozesse und Klimaschwankungen im Spätpleistozän und Holozän - Versuch einer geomorphodynamischen Deutung von Befunden von Donau und Main. – *Z. Geomorph. N. F., Suppl.-Bd.*, **70**: 131-162, 12 Abb.; Berlin.
- BUCH, M. W. & HEINE, K. (1988): Klima-Geomorphologie oder Prozeßgeomorphologie - gibt das jungquartäre fluvi-ale Geschehen der Donau eine Antwort? – *Geogr. Rdsch.*, **40**(5): 16-27, 10 Abb., 3 Fotos; Braunschweig.
- BUCH, M. W. & HEINE, K. (1995): Fluvial geomorphodynamics in the Danube River valley and tributary river systems near Regensburg during the Upper Quaternary - thesis, questions and conclusions. – *Z. Geomorph. N. F., Suppl.-Bd.*, **100**: 53-64, 4 figs.; Berlin.

- BURGA, C. A. (1993): Swiss alpine palaeoclimate during the Holocene: pollenanalytical evidence and general features. – In: FRENZEL, B. [ed.]: Solifluction and climatic variation in the Holocene. – *Palaeoclimate Res.*, **11**: 11-21, 4 figs.; Stuttgart (Fischer).
- BURGA, C. A. & PERRET, R., u. Mitarb. v. VONARBURG, CHR., m. Beitr. v. EICHER, U., LISTER, G. S., BÄR, H. R., JACOMET, S., HÜNERMANN, K. A., TENSORER, J.-M. LE & PRIMAS, M. (1998): Vegetation und Klima der Schweiz seit dem jüngeren Eiszeitalter. – XV+805 S.; Thun/CH (Ott).
- BURRIN, P. J. & JONES, K. C. (1991): Environmental Processes and Fluvial Responses in a Small Temperate Zone Catchment: A Case Study of the Sussex Ouse Valley, Southeast England. – In: STARKEL, L., GREGORY, K. J. & THORNES, J. B. [eds.]: *Temperate Palaeohydrology*: 217-252, 8 figs., 3 tabs.; Chichester (Wiley).
- BUSSEMER, S., GÄRTNER, P. & SCHLAAK, N. (1998): Stratigraphie, Stoffbestand und Reliefwirksamkeit der Flugsande im brandenburgischen Jungmoränenland. – *Petermanns geogr. Mitt.*, **142**(2): 115-125, 11 Abb.; Gotha.
- CARLING, P. A. & DAWSON, M. R. [eds.] (1996): *Advances in Fluvial Dynamics and Stratigraphy*. – X+530 pp.; Chichester (Wiley).
- CARLS, R. (1997): Zur weichselspätglazialen und holozänen Entwicklung des Spreetales im Berliner Urstromtal südwestlich von Hangelsberg. – In: *Berliner geogr. Arb.*, **84**: 75-88, 3 Abb.; Berlin.
- CHELIUS, C. (1891): Erläuterungen zur Geologischen Karte des Großherzogtums Hessen im Maßstabe 1:25 000, II. Liefer.: 80 S., 2 Taf.; Darmstadt.
- COLLINSON, J. D. (1996): Alluvial sediments. – In: READING, H. G. [ed.] (1996): *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy*. – 3rd ed.: 37-82, 64 figs.; Oxford (Blackwell).
- DAMBECK, R. & SABEL, K.-J. (2001): Spät- und postglazialer Wandel der Flußlandschaft am nördlichen Oberrhein und Altneckar im Hessischen Ried. – *Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N. F.*, **83**: 131-143, 5 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.
- DAMBECK, R. & BOS, J. A. A. (2002): Lateglacial and Early Holocene landscape evolution of the northern Upper Rhine River Valley, south-western Germany. – *Z. Geomorph. N. F., Suppl.-Bd.*, **128**: 101-127, 10 figs., 4 tabs.; Berlin.
- DAMBECK, R. & THIEMEYER, H. (2002): Fluvial history of the northern Upper Rhine River (south-western Germany) during the Lateglacial and Holocene times. – *Quatern. Int.*, **93/94**: 53-63, 5 figs., 1 tab.; Amsterdam.
- DANSGAARD, W., WHITE, J. W. C. & JOHNSEN, S. J. (1989): The abrupt termination of the Younger Dryas climate event. – *Nature*, **339**: 532-533, 1 Abb.; London.
- DELORME, A. & LEUSCHNER, H.-H. (1983): Dendrochronologische Befunde zur jüngeren Flußgeschichte von Main, Fulda, Lahn und Oker. – *Eiszeitalter Gegenw.*, **33**: 45-57, 2 Abb.; Stuttgart.
- DENEKE, M. (1992): Grundwasserabsenkungen im Hessischen Ried oder die Technisierung der Äußeren Natur. – In: BÖHM, H. R. & DENEKE, M. [Hrsg.]: *Wasser: eine Einführung in die Umweltwissenschaften*: 197-210, 3 Abb.; Darmstadt (Wiss. Buchges.).
- Der Regierungspräsident in Darmstadt [Hrsg.] (1985): *Wasserwirtschaftlich-ökologische Gesamtplanung Ried. Dokumentation*. – 296 S., 92 Tab., 72 Abb., 14 Kt.; Darmstadt.
- DWD (= Deutscher Wetterdienst) [Bearb.] (1981): *Das Klima von Hessen*. – 115 S.; Offenbach.
- DWD (= Deutscher Wetterdienst) (2003): *Lieferung von Klima-Daten vom 24.09.2003*.

- DIEDERICH, G., FINKENWIRTH, A., HÖLTING, B., KAUFMANN, E., RAMBOW, D., SCHARPFF, H.-J., STENGEL-RUTKOWSKI, W. & WIEGAND, K. (1991): Hydrogeologisches Kartenwerk Hessen 1:300 000, Geol. Abh. Hessen, **95**: 83 S., 3 Abb., 4 Tab., 5 Kt.; Wiesbaden.
- DIEHL, H. (1935): Altläufe des Rheines, des Maines und des Neckars und die Riedsiedlungen. – Volk u. Scholle, **13**(1): 298-302, 1 Kt.; Darmstadt.
- DIEHL, O. (1933): Einige Betrachtungen über die quartären Ablagerungen an der Bergstraße und im Ried. – Notizbl. Ver. Erdkde. hess. geol. L.-Anst. Darmstadt, **V**(14): 20-24; Darmstadt.
- DISTER, E. (1980): Bemerkungen zur Ökologie und soziologischen Stellung der Auenwälder am nördlichen Oberrhein (Hessische Rheinaue). – Colloq. Phytosociol., **9** (= Les forêts alluviales): 343-363, 7 Abb., 2 Tab.; Strasbourg.
- DOMMERMUTH, H. & TRAMPF, W. (1990): Die Verdunstung in der Bundesrepublik Deutschland, Zeitraum 1951-1980, Teil 1; Offenbach (DWD).
- EBERHARDT, E. (1998): Bodenkundliche und mikromorphologische Untersuchungen zur Genese des „Schwarzen Auenbodens“ an Beispielen aus der Ohmaue. – Unveröff. Dipl.-Arb. FB Geogr., Phillips-Univ. Marburg: 118 S., 18 Abb., 8 Tab., 40 Fotos; Marburg.
- EINSELE, G. (1992): Sedimentary Basins: Evolution, Facies, and Sediment Budget. – X+628 pp., 269 figs.; Berlin (Springer).
- ENGESSER, W. & MÜNZING, K. (1991): Molluskenfaunen aus Bohrungen im Raum Phillipsburg-Mannheim und ihre Bedeutung für die Quartärstratigraphie des Oberrheingrabens. – Jh. geol. L.-Amt Baden-Württemberg, **33**: 97-117, 4 Abb., 5 Tab., 1 Taf.; Freiburg/Br.
- FALKOWSKI, E. (1975): Variability of channel processes of lowland rivers in Poland and changes of the valley floors during the Holocene. – Biul. Geol., **19**: 45-78, 23 figs.; Warszawa.
- FELDMANN, L. & SCHELLMANN, G. (1994): Abflußverhalten und Auendynamik im Isartal während des Spät- und Postglazials. – In: SCHELLMANN, G. [Hrsg.]: Beiträge zur jungpleistozänen und holozänen Talgeschichte im deutschen Mittelgebirgsraum und Alpenvorland. – Düsseldorfer geogr. Schr., **34**: 95-110, 4 Abb., 2 Tab.; Düsseldorf.
- FETZER, K. D., LARRES, K., SABEL, K.-J., SPIES, E.-D. & WEIDENFELLER, M. (1995): Hessen, Rheinland-Pfalz, Saarland. – In: BENDA, L. [Hrsg.]: Das Quartär Deutschlands. – 220-254, 10 Abb., 4 Tab.; Berlin (Borntraeger).
- FEZER, F. (1974): Randfluß und Neckarschwemmfächer. – Heidelberger geogr. Arb., **40**: 167-183, 4 Abb., 5 Kt.; Heidelberg.
- FIRBAS, F. (1949): Spät- und nacheiszeitliche Waldgeschichte Mitteleuropas nördlich der Alpen, **1**. – 480 S., 163 Abb., 28 Tab.; Jena (Fischer).
- FIRBAS, F. (1952): Spät- und nacheiszeitliche Waldgeschichte Mitteleuropas nördlich der Alpen, **2**. – 256 S.; Jena (Fischer).
- FLECK, W. (1997): Erläuterungen zur Bodenkarte von Baden-Württemberg 1:25 000, Blatt 6517 Mannheim-Südost: 83 S., 4 Abb., 4 Taf., 2 Kt.; Freiburg/Br.
- FRECHEN, J. & HEIDE, H. (1969): Tephrostratigraphische Zusammenhänge zwischen der Vulkantätigkeit im Laacher See-Gebiet und der Mineralführung der Terrassenschotter am unteren Mittelrhein. – Decheniana, **122**(1): 35-74, 8 Abb., 9 Tab.; Bonn.
- FRENZEL, B. (1983): On the central-european water budget during the last 15 000 years. – Quatern. Stud. Poland, **4**: 45-59, 1 Abb.; Warszawa.
- FRIED, G. (1984): Gestein, Relief und Boden im Buntsandstein-Odenwald. – Frankfurter geowiss. Arb., **D4**: 201 S., 57 Abb., 11 Tab.; Frankfurt/M.

- FRIEDMAN, G. M., SANDERS, J. E. & KOPASKA-MERKEL, D. C. (1992): Principles of Sedimentary Deposits. Stratigraphy and Sedimentology. – XIV+717 pp.; New York (Macmillan).
- FRIEDMANN, A. (1998): Klima- und Vegetationsgeschichte der letzten 15000 Jahre im südlichen Oberrheintiefland und Schwarzwald. – In: MÄCKEL, R. & FRIEDMANN, A. [Hrsg.]: Wandel der Geo-Biosphäre in den letzten 15000 Jahren im südlichen Oberrheintiefland und Schwarzwald. – Freiburger geogr. H., **54**: 51-60, 2 Tab.; Freiburg/Br.
- FRIEDRICH, M., KROMER, B., SPURK, M., HOFMANN, J. & KAISER, K. F. (1999): Paleo-environment and radiocarbon calibration as derived from Late Glacial/Early Holocene tree-ring chronologies. – Quatern. Int., **61**: 27-39, 13 figs., 1 tab.; Amsterdam.
- FÜRCHTBAUER, H. [Hrsg.] (1988): Sedimente und Sedimentgesteine. – 4. Aufl.: XVI+1141 S., 660 Abb., 113 Tab.; Stuttgart (Schweizerbart).
- FUHRMANN, R (1999a): Klimaschwankungen im Holozän nach Befunden aus Fluß- und Bachablagerungen Nordwestsachsens und angrenzender Gebiete. – Altenburger naturwiss. Forsch., **11**: 3-41, 10 Abb. 1 Tab.; Altenburg.
- FUHRMANN, R (1999b): Die Entwicklungsgeschichte postsaaleglazial entstandener Talabschnitte der Weißen Elster und Mulde und die stratigraphische Gliederung des jüngeren Quartärs. – Altenburger naturwiss. Forsch., **11**: 43-63, 7 Abb.; Altenburg.
- FURRER, G. (2001): Alpine Vergletscherung vom letzten Hochglazial bis heute. – Abh. Math.-naturwiss. Kl./Akad. Wiss. Lit., **3**: 49 S., 30 Abb.; Mainz.
- GAILLARD, M.-J. (1985): Postglacial palaeoclimatic changes in Scandinavia and central Europe. A tentative correlation based on studies of lake level fluctuations. – In: Ecologia mediterr., **11**: 159-175, 6 figs.; Marseille.
- GAMPER, M. & SUTER, J. (1982): Postglaziale Klimageschichte der Schweizer Alpen. – Geogr. Helvetica, **37**(2): 105-114, 1 Abb.; Zürich.
- GAMPER, M. (1993): Holocene solifluction in the Swiss Alps: dating and climatic implications. – In: FRENZEL, B. [ed.]: Solifluction and climatic variation in the Holocene. – Palaeoclimate Res., **11**: 1-9, 2 figs.; Stuttgart (Fischer).
- GEEL, B. VAN, BUURMAN, J. & WATERBOLK, H. T. (1996): Archaeological and palaeoecological indications of an abrupt climate change in The Netherlands, and evidence for climatological teleconnections around 2650 BP. – J. Quatern. Sci., **11**(6): 451-460; London.
- GERLACH, R. (1990): Flußdynamik des Mains unter dem Einfluß des Menschen seit dem Spätmittelalter. – Forsch. dt. Landeskde., **234**: 1-247, 79 Abb., 6 Tab.; Trier.
- GEYER, O. F. & GWINNER, M. P. (1991): Geologie von Baden-Württemberg – 4., neu bearb. Aufl.: VII+482 S., 255 Abb., 26 Tab.; Stuttgart (Schweizerbart).
- GEYER, W., KANDT, K., KOKES, I. & SCHULER, H., m. einem Beitr. v. SCHMIDT, B. (1977): Die römische Sumpfbücke bei Bickenbach (Kreis Darmstadt). – Sonderdr. Saalburg-Jb., **34**: 29-41; 14 Abb.; Berlin.
- GEYH, M. A. (1971): Die Anwendung der ¹⁴C-Methode und andere radiometrische Datierungsverfahren für das Quartär. – Clausthaler tekt. H., **11**: 118 S., 12 Abb.; Clausthal-Zellerfeld.
- GEYH, M. A. (1980): Einführung in die Methoden der physikalischen und chemischen Altersbestimmung. – Clausthaler tekt. H., **19**: 276 S., Darmstadt (Wiss. Buchges.).
- GEYH, M. A. (1983): Physikalische und Chemische Datierungsmethoden in der Quartärforschung. Praktische Aspekte zur Entnahme, Auswahl und Behandlung von Proben sowie zur Beurteilung und Interpretation geochronologischer Ergebnisse. – Clausthaler tekt. H., **19**: 163 S., 21 Fig., 6 Tab., 1 Faltbl.; Clausthal-Zellerfeld.
- GOCHT, T. (1999): Tiefenverteilung von polyzyklischen aromatischen Kohlenwasserstoffen (PAK) und Schwermetallen an semiterrestrischen Sedimenten der Rheinaue (Hessisches

- Ried). – Unveröff. Dipl.-Arb. FB Geowiss., J. W. Goethe-Univ. Frankfurt/M.: 139 S., 29 Abb., 14 Tab.; Frankfurt/M.
- GOETZ, D. (1970): Bänderparabraunerden aus jungpleistozänen Sanden im Raum Berlin. – Diss. Fak. Landbau, TU Berlin: 93 S., 42 Abb., 7 Tab.; Berlin.
- GOSLAR, T., ARNOLD, M., BARD, E., KUC, T., PAZDUR, M. F., RALSKA-JASIEWICZOWA, M., RÓZANSKI, K., TISNERAT, N., WALANUS, A., WICIK, B. & WIEKOWSKI, K. (1995): High concentration of atmospheric ^{14}C during the Younger Dryas cold episode. – *Nature*, **377**: 414-417; London.
- GREGORY, K. J. (1995): Human Activity and Palaeohydrology. – In: GREGORY, K. J., STARKEL, L. & BAKER, V. R. [eds.]: *Global Continental Palaeohydrology*: 151-172, 2 figs., 5 tabs.; Chichester (Wiley).
- GREGORY, K. J. & MAIZELS, J. K. (1991): Morphology and Sediments: Typological Characteristics of Fluvial Forms and Deposits. – In: STARKEL, L., GREGORY, K. J. & THORNES, J. B. [eds.]: *Temperate Palaeohydrology*: 31-59, 5 figs., 5 tabs.; Chichester (Wiley).
- GREGORY, K. J., LEWIN, J. & THORNES, J. B. (1987): *Palaeohydrology in Practice. A River Basin Analysis*. – X+370 pp.; Chichester (Wiley).
- GREGORY, K. J., STARKEL, L. & BAKER, V. R. [eds.] (1995): *Global Continental Palaeohydrology*. – VIII+334 pp.; Chichester (Wiley).
- GREINERT, U., HELD, M. & HERDT, H. (1984): Geoökologische Auswirkungen des Kleinreliefs im Hessischen Ried im Bereich der Neckaraltläufe bei Zwingenberg a. d. Bergstraße. – In: SCHYMIK, F. [Hrsg.]: *Beiträge zur Geographie des Rhein-Main-Gebietes*. – Rhein-Main. Forsch., **99**: 7-66, 16 Abb.; Frankfurt/M.
- GROSSE-BRAUCKMANN, G., MALCHOW, G. & STREITZ, B. (1990): Makrofossil- und pollenanalytische Befunde vom Altneckarbett bei Riedstadt-Goddelau. – In: WAGNER, P. [Hrsg.]: *Die Holzbrücken bei Riedstadt-Goddelau, Kreis Groß-Gerau*. – Mater. Vor- u. Frühgesch. Hessen, **5**: 111-132, 9 Abb.; Wiesbaden.
- GURNELL, A. M. & PETTS, G. (1995) [eds.]: *Changing River Channels*. – XV+442 pp.; Chichester (Wiley).
- HAGEDORN, J. & ROTHER, N. (1992): Holocene floodplain evolution of small rivers in the uplands of Lower Saxony, Germany. – *Geomorphol.*, **4**: 433-445, 5 figs., 1 tab.; Amsterdam.
- HAJDAS, I., IVY-OCHS, S. D., BONANI, G., LOTTER, A. F., ZOLITSCHKA, B. & SCHLÜCHTER, C. (1995): Radiocarbon age of the Laacher See Tephra: 11,230±40 BP. – *Radiocarbon*, **37**(2): 149-154; Tuscon/Ariz.
- HANKE, L. & MAQSUD, N. (1985): Pedologisch-stratigraphische Untersuchungen in Flugsanden westlich von Mainz (Sandgrube Walter und Lennebergwald). – *Mainzer naturwiss. Arch.*, **23**: 201-222, 3 Abb., 1 Tab., 3 Prof.; Mainz.
- HANTKE, R. (1993): *Flußgeschichte Mitteleuropas. Skizzen zu einer Erd-, Vegetations- und Klimageschichte der letzten 40 Millionen Jahre*. – XX+459 S., 242 Abb.; Stuttgart (Enke).
- HARKE, R. & WOURTSAKIS, A., u. Mitarb. v. OTTENSTEIN, J. & SCHEER, H.-D., m. Beitr. v. GESTRICH, W., HEITELE, H., RUPPRECHT, A., SCHMIDT, H. & WAHL, P. (1988): Erläuterungen zur Bodenkarte von Rheinland-Pfalz 1:25 000, Blatt 6515 Bad-Dürkheim-Ost. – 168 S., 4 Abb., 1 Tab.; Mainz.
- HARRES, P. (1982): Die Aussagemöglichkeiten der anthropogen umgestalteten Bodenprofile des ehemaligen Schießplatzgeländes südöstlich der Heimstättensiedlung (Darmstadt). – *Ber. naturwiss. Ver. Darmstadt, N. F.*, **6**: 21-38; 4 Abb., 1 Tab.; Darmstadt.
- HARSCH, T. (1998): Der Durchstich am Geyer. – In: BIELOHLAWEK-HÜBEL [Hrsg.]: *Damals auf dem Kühkopf*, 1. Aufl.: 9-44; Frankfurt/M. (Strobach).

- HAUPT, O. (1928): Die Pfahlbausiedlung am Phillipshospital bei Goddelau im hessischen Ried sowie das Alter der Neckarbetten und des Modauschuttkegels an der Bergstraße. – Notizbl. Ver. Erdkde. hess. geol. L.-Anst., **V**(10): 239-245; Darmstadt.
- HAVLÍČEK, P. (1983): Late Pleistocene and Holocene Fluvial Deposits of the Morava River (Czechoslovakia). – Geol. Jb., **A71**: 209-217, 4 figs.; Stuttgart.
- HEIL, D. (1987): Bodenchemische und -physikalische Untersuchungen an Böden aus Flugsand in den Stadtwäldern Darmstadt und Pfungstadt (Hessische Rheinebene). – Unveröff. Dipl.-Arb. FB Geowiss., J. W. Goethe-Univ. Frankfurt/M.: – 101 S., 23 Abb., 12 Tab., 2 Kt.; Frankfurt/M.
- HEINE, K. (1970): Fluß- und Talgeschichte im Raum Marburg. Eine geomorphologische Studie. – Bonner geogr. Abh., **42**: 1-195, 49 Abb., 3 Tab., 1 Beil.; Bonn.
- HEINE, K. (1982): Das Mündungsgebiet der Ahr im Spät-Würm und Holozän. – Erdkde., **36**(1): 1-11, 8 Abb.; Bonn.
- HEINE, K. (1993): Warmzeitliche Bodenbildung im Bölling/Alleröd im Mittelrheingebiet. – Decheniana, **146**: 315-324, 3 Abb.; Bonn.
- HENDL, M. (1994): Klima. – In: LIEDTKE, H. & MARCINEK, J. [Hrsg.]: Physische Geographie Deutschlands: 23-119, 13 Abb., 64 Tab.; Perthes (Gotha).
- HERGET, J. (1997): Die Flußentwicklung des Lippetals. – Bochumer geogr. Arb., **62**: IX+132 S., 26 Abb., 9 Tab., 25 Kt.; Bochum.
- HERGET, J. (2000): Holocene development of the river Lippe valley, Germany: a case study of anthropogenic influence. – Earth Surf. Proc. Landf., **25**: 293-305, 6 figs., 1 tab.; Chichester.
- HERRMANN, F.-R. (1989): Der Zullenstein an der Weschnitzmündung. Führungsblatt zu dem spätrömischen Burgus, dem karolingischen Königshof und der Veste Stein bei Biblis-Nordheim, Kreis Bergstraße. – Archäol. Denkmäler Hessen., **82**: 11 S.; Wiesbaden.
- HERZBERG, A. (1962): Ursachen und Auswirkungen der Veränderungen im Wasserhaushalt des hessischen Riedes. – Inaug.-Diss. Naturwiss. Fak., J. W. Goethe-Univ. Frankfurt/M.: 211 S., 28 Abb., 21 Anl.; Frankfurt/M.
- HESSELINK, A. W. (2002): History makes a river. Morphological changes and human interference in the river Rhine, The Netherlands. – Netherlands geogr. Stud., **292**: 174 pp., 58 figs., 22 tabs.; Utrecht/NL.
- HEUSCH, K., BOTSCHEK, J. & SKOWRONEK, A. (1998): Zur jungholozänen Oberflächen- und Bodenentwicklung der Siegaue im Hennefer Mäanderbogen. – Eiszeitalter Gegenw., **46**: 18-31, 3 Abb., 3 Tab.; Stuttgart.
- HEY, R. D. (1979): Dynamic process-response model of river channel development. – Earth Surf. Proc. Landf., **4**: 59-72, 17 figs.; Chichester.
- HEYL, F. (1929): Denkschrift über den Generalkulturplan für die Verbesserung der Wasser- und Bodenverhältnisse im gesamten Hessischen Ried. – 308 S., 100 Abb., 4 Kt.-Beil.; Darmstadt (o. A.).
- HICKETHIER, H. & KUPFAHL, H.-G. (1967): Zur Entwicklung des ehemaligen Neckarlaufes bei Bickenbach/Bergstraße. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **95**: 109-116, 3 Abb.; Wiesbaden.
- HICKIN, E. J. [ed.] (1995): River Geomorphology. – XII+255 pp.; Chichester (Wiley).
- HILGART, M. (1995): Die geomorphologische Entwicklung des Altmühl- und Donautales im jüngeren Quartär. – Forsch. dt. Landeskde., **242**: 336 S., 32 Abb., 6 Tab., 31 Fotos, 42 Beil.; Trier.

- HILLER, A., LITT, TH. & EISSMANN, L. (1991): Zur Entwicklung der jungquartären Tieflandstäler im Saale-Elbe-Raum unter besonderer Berücksichtigung von ^{14}C -Daten. – *Eiszeitalter Gegenw.*, **41**: 26-46, 12 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.
- HLfB (= Hessisches Landesamt für Bodenforschung) [Hrsg.] (1990): *Bodenkarte der nördlichen Oberrheinebene 1:50 000*; Wiesbaden.
- HLfB (= Hessisches Landesamt für Bodenforschung) [Hrsg.] (1999): *Die Böden im Mäandersystem Leeheim–Geinsheim, nördliche Oberrheinebene*. Unveröff. Bodenkt. 1:10 000; Wiesbaden.
- HÖNSCHIEDT, S. (2002): *Holozäne Bodenbildung, Bodenabtrag und Akkumulation am Beispiel bandkeramischer Siedlungsreste bei Vaihingen/Enz nordwestlich von Stuttgart*. Untersuchungen zur holozänen Landschaftsgeschichte im nordwestlichen Baden-Württemberg. – *Stuttgarter geogr. Stud.*, **132**: 271 S., 47 Abb., 36, Tab., 31 Photos; Stuttgart.
- HOFFMANN, J. (1985): *Böden und potentielle natürliche Vegetation von Waldstandorten im Hessischen Ried (FA Bensheim)*. – Unveröff. Dipl.-Arb. FB Geowiss., J. W. Goethe-Univ. Frankfurt/M.: 232 S., 52 Abb., 23 Tab., 11 Kt.; Frankfurt/M.
- HOFFMANN, J. & KRZYZANOWSKI, J. (1984): *Laacher-Bimstuff-Vorkommen im Bereich des ehemaligen Neckarlaus bei Zwingenberg (Bergstraße)*. – *Geol. Jb. Hessen*, **112**: 77-81, 2 Abb.; Wiesbaden.
- HOFSTEDE, J. L. A., BERENDSEN, H. J. A. & JANSSEN, C. R. (1989): *Holocene palaeogeography and palaeoecology of the fluvial area near Maurik (Neder-Betuwe, The Netherlands)*. – *Geol. Mijnbouw*, **68**: 409-419, 5 figs., 1 tab.; 's-Gravenhage/NL.
- HOLZHAUSER, H. (1997): *Fluctuations of the Grosser Aletsch Glacier and the Gorner Glacier during the last 3200 years: new results*. – In: FRENZEL, B., BOULTON, G. S., GLÄSER, B. & HUCKRIEDE, U. [eds.]: *Glacier fluctuations during the Holocene*. – *Palaeoclimate Res.*, **24**: 35-58, 9 figs.; Stuttgart (Fischer).
- HOPPE, C. (1970): *Die großen Flußverlagerungen des Niederrheins in den letzten 2000 Jahren und ihre Auswirkungen auf Lage und Entwicklung der Siedlungen*. – *Forsch. dt. Landeskde.*, **189**: 88 S., 32 Abb., 2 Tab., 10 Bild.; Bad Godesberg.
- HOUBEN, P. (1997): *Late-glacial and Holocene fluvial sedimentation in a small upland catchment in Hesse (Germany)*. – *Z. Geomorph. N. F.*, **41**(4): 461-478, 7 figs., 1 tab.; Berlin.
- HOUBEN, P. (2002): *Die räumlich-zeitlich veränderte Reaktion des fluvialen Systems auf jungquartäre Klimaänderungen. Eine Fallstudie aus der Hessischen Senke*. – *Diss. FB 11 Geowiss./Geogr.*, J. W. Goethe-Univ. Frankfurt/M.: 189 S., 64 Abb., 32 Tab.; Frankfurt/M.
- HOUBEN, P., NOLTE, S., RITTEWEGER, H. & WUNDERLICH, J. (2001): *Lateglacial and Holocene environmental change indicated by floodplain deposits of the Hessian Depression (Central Germany)*. – In: MADDY, D., MACKLIN, M. G. & WOODWARD, J. C. [eds.]: *River Basin Sediment Systems: Archives of Environmental Change*: 249-264, 7 figs., 1 tab.; Lisse (Balkema).
- HOWARD, A. J., SMITH, D. N., GARTON, D., HILLAM, J. & PEARCE, M. (1999): *Middle to Late Holocene Environments in the Middle to Lower Trent Valley*. – In: BROWN, A. G. & QUINE, T. A. [eds.]: *Fluvial Processes and Environmental Change*: 165-178, 3 figs., 2 tabs.; Chichester (Wiley).
- HUCKRIEDE, R. (1972), m. Beitr. v. BERDAU, W., MÜLLER, H. & REHAGEN H.-W.: *Altholozäner Beginn der Auelehm-Sedimentation im Lahntal?* – *Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **100**: 153-163; Wiesbaden.
- HUISINK, M. (1997): *Late-glacial sedimentological and morphological changes in a lowland river in response to climatic change: the Maas, southern Netherlands*. – *J. Quatern. Sci.*, **12**(3): 209-223, 9 figs., 1 tab.; London.

- HUISINK, M. (1998): Changing river styles in response to climate change. Examples from the Maas and Vecht during the Weichselian Pleni- and Lateglacial. – Proefschrift (= PhD Thesis) Universiteit Amsterdam: 127 pp., 36 figs., 14 tabs.; Amsterdam.
- HUISINK, M. (1999): Lateglacial river sediment budgets in the Maas valley, The Netherlands. – *Earth Surf. Proc. Landf.*, **24**: 193-109, 7 figs., 2 tabs.; Chichester.
- HUISINK, M. (2000): Changing river styles in response to Weichselian climate changes in the Vecht valley, eastern Netherlands. – *Sedimentary Geol.*, **133**: 115-134, 9 figs., 3 tabs.; Amsterdam.
- IGL, M. (2000): Untersuchungen zur spät- und postglazialen Fluß- und Landschaftsgenese im mittleren Werratal unter besonderer Berücksichtigung von Subrosionssenkten. – Diss. Chem.-Geowiss. Fak., F.-Schiller-Univ. Jena: VII+227 S., 46 Abb., 20 Tab.; Jena.
- IGL, M., MÄUSBACHER, R., SCHNEIDER, H. & BAADE, J. (2000): Sensitivity of Fluvial Systems to Climate Change and Human Impact: A Case Study from Central Europe. – In: SLAYMAKER, O. [ed.]: *Geomorphology, Human Activity and Global Environmental Change*: 215-233, 8 figs., 4 tabs.; Chichester (Wiley).
- IKINGER, A. (1996): Bodentypen unter Laacher See-Tephra im Mittelrheinischen Becken und ihre Bedeutung. – *Mainzer geowiss. Mitt.*, **25**: 223-284, 16 Abb., 6 Tab., 2 Kt.; Mainz.
- ILLIES, J. H. (1982): Lebendige Tektonik am Oberrhein. – In: HAILER, N. [Hrsg.]: *Natur und Landschaft am Oberrhein. Versuch einer Bilanz.* – Veröff. Pfälz. Ges. Förder. Wiss., **70**: 9-20, 8 Abb.; Speyer.
- ILLIES, J. H. & GREINER, G. (1979): Holocene movements and state stress in the Rhinegraben Rift system. – *Tectonophys.*, **52**: 349-359, 3 figs.; Amsterdam.
- ISARIN, R. F. B. (1997a): The climate in north-western Europe during the Younger Dryas. A comparison of multi-proxy climate reconstructions with simulation experiments. – *Netherlands geogr. Stud.*, **229**: 176 pp.; Amsterdam.
- ISARIN, R. F. B. (1997b): Permafrost Distribution and Temperatures in Europe During the Younger Dryas. – *Permafrost Perigl. Proc.*, **8**: 313-333, 8 figs., 1 tab.; Chichester.
- ISARIN, R. F. B., RENSSSEN, H. & VANDENBERGHE, J. (1998): The impact of the North Atlantic Ocean on the Younger Dryas climate in northwestern and central Europe. – *J. Quatern. Sci.*, **13**(5): 447-453, 5 figs.; London.
- JANSSEN, C. R., BERENDSEN, H. J. A. & BROEKHUIZEN, A. J. D. VAN (1995): Fluvial activity and vegetation development 4000-2000 BP in southwestern Utrecht, the Netherlands. – *Meded. Rijks Geol. Dienst*, **52**: 357-367, 11 figs.; Haarlem/NL.
- JOCKENHÖVEL, A. (1986): Neolithische Auenlehmabildung im Untermaingebiet - Ergebnisse einer Ausgrabung im Mainaltlauf „Riedwiesen“ zwischen Frankfurt/M.-Schwanheim und Kelsterbach, Kr. Groß-Gerau. – *Geol. Jb. Hessen*, **114**: 115-124, 4 Abb.; Wiesbaden.
- JOHNSON, S. J., CLAUSEN, H. B., DANSGAARD, W., FUHRER, K., GUNDESTRUP, N., HAMMER, C. U., IVERSEN, P., JOUZEL, J., STAUFFER, B. & STEFFENSEN, J. P. (1992): Irregular glacial interstadials recorded in a new Greenland ice core. – *Nature*, **359**: 311-313; London.
- JORNS, W. (1973): Der spätrömische Burgus mit Schiffslände und die karolingische Villa Zullestein. – *Archäol. Korresp.-Bl.*, **3**: 75-80, 1 Abb., 2 Taf.; Mainz.
- KAENEL, H. M. VON & WENZEL, C. (2000): Geophysikalische Prospektion und Grabungen im Kastelvicus von Groß-Gerau. Vorbericht über die Tätigkeiten in den Jahren 1997-1999. – *Denkmalpfl. Kulturgesch.*, **2/2000**: 57-60, 3 Abb.; Wiesbaden.
- KÄRCHER, TH. (1987): Beiträge zur Lithologie und Hydrogeologie der Lockergesteinsablagerungen (Pliozän, Quartär) im Raum Frankenthal, Ludwigshafen-Mannheim, Speyer. – *Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N. F.*, **69**: 279-320, 17 Abb., 2 Tab.; Stuttgart.

- KALIS, A. J., MERKT, J. & WUNDERLICH, J. (2003): Environmental changes during the Holocene climatic optimum in central Europe – human impact and natural causes. – *Quatern. Sci. Rev.*, **22**(1): 33-79, 25 figs.; Amsterdam.
- KANDLER, O. (1970): Untersuchungen zur quartären Entwicklung des Rheintales zwischen Mainz/Wiesbaden und Bingen/Rüdesheim. – *Mainzer geogr. Stud.*, **3**: 92 S., 35 Abb., 1 Tab., 1 Kt.; Mainz.
- KASSE, K. (1995): Younger Dryas cooling and fluvial response (Maas River, The Netherlands) (extended abstract). – *Geol. Mijnbouw*, **74**: 251-256, 4 figs.; 's-Gravenhage/NL.
- KASSE, W. (1999): Last Pleniglacial and Late Glacial aeolian phases in the Netherlands. – In: SCHIRMER, W. [ed.]: *Dunes and fossil soils*. – *GeoArchaeoRhein*, **3**: 61-82, 3 figs., 1 tab.; Münster.
- KASSE, C., VANDENBERGHE, J. & BOHNCKE, S. (1995): Climatic change and fluvial dynamics of the Maas during the late Weichselian and early Holocene. – In: FRENZEL, B., VANDENBERGHE, J., KASSE, K., BOHNCKE, S. & GLÄSER, B. [eds.]: *European river activity and climatic change during the Lateglacial and Early Holocene*. – *Palaeoclimate Res.*, **14**: 123-150, 8 figs.; Stuttgart (Fischer).
- KAYSER, S. & MÄCKEL, R. (1994): Fluviale Geomorphodynamik und Reliefentwicklung im Ost-rheingebiet. – *Ber. naturforsch. Ges. Freiburg i. Br.*, **82/83**: 93-115, 7 Abb., 4 Fotos; Freiburg/Br.
- KEß, R., DAMBECK, R., THIEMEYER, H. & SABEL, K.-J. (1999): Bodengesellschaft Bänderparabraunerde/Grauer Tschernosem im Verzahnungsbereich von Flugsanden und Hochflut-sedimenten im nördlichen Oberrheingraben. – *Mitt. dt. bodenkdl. Ges.*, **91**: 1045-1048, 3 Abb.; Oldenburg.
- KIDEN, P. (1991): The Lateglacial and Holocene Evolution of the Middle and Lower River Scheldt, Belgium. – In: STARKEL, L., GREGORY, K. J. & THORNES, J. B. [eds.]: *Temperate Palaeohydrology*: 283-299, 7 figs.; Chichester (Wiley).
- KLAUSING, O. (1988): Die Naturräume Hessens mit einer Karte der naturräumlichen Gliederung 1:200 000. – *Schr.-R. HLFU*, **67**: 43 S.; Wiesbaden.
- KLIMEK, K. (1999): A 1000 Year Alluvial Sequence as an Indicator of Catchment/Floodplain Interaction: The Ruda Valley, Sub-Carpathians, Poland. – In: BROWN, A. G. & QUINE, T. A. [eds.]: *Fluvial Processes and Environmental Change*: 329-343, 5 figs., 1 tab.; Chichester (Wiley).
- KLOSTERMANN, J. (1986): Rheinstromverlagerungen bei Xanten während der letzten 10 000 Jahre. – *Natur Niederrh., N. F.*, **1**(1): 5-16, 7 Abb., 1 Tab.; Krefeld.
- KLOSTERMANN, J. (1988): Quartär. – In: ALBERTS, B., HAGER, H., HEIDE, G., HILDEN, H. D., KLOSTERMANN, J., KNAPP, G., KNAUFF, W., PELZING, R., PRÜFERT, J., QUERFURTH, H., REICHMANN, C., SCHLIMM, W., THIERMANN, A. & WREDE, V.: *Geologie am Niederrhein*, 4. Aufl.: 40-63, 12 Abb., 2 Tab.; Krefeld.
- KLOSTERMANN, J. (1992): Das Quartär der Niederrheinischen Bucht. Ablagerungen der letzten Eiszeit am Niederrhein. – 200 S., 30 Abb., 8 Tab., 2 Taf.; Krefeld (GLA).
- KLOSTERMANN, J. & PAAS, W. (1990): Saale-Kaltzeit, Weichsel-Kaltzeit und Holozän im Niederrheinischen Tiefland. – In: SCHIRMER, W. [Hrsg.]: *Rheingeschichte zwischen Mosel und Maas*. – *DEUQUA-Führer*, **1**: 191-213, 12 Abb.; Hannover.
- KNIGHTON, D. C. (1998): *Fluvial Forms and Processes. A New Perspective*. – XI+383 pp., 91 figs., 43 tabs., 5 plates; London (Arnold).
- KNOX, J. C. (1995): Fluvial Systems Since 20 000 years BP. – In: GREGORY, K. J., STARKEL, L. & BAKER, V. R. [eds.]: *Global Continental Palaeohydrology*. – 87-108; Chichester (Wiley).

- KNOX, J. C. (1999): Long-Term Episodic Changes in Magnitudes and Frequencies of Floods in the Upper Mississippi River Valley. – In: BROWN, A. G. & QUINE, T. A. [eds.]: *Fluvial Processes and Environmental Change*: 255-282, 13 figs., 1 tab.; Chichester (Wiley).
- KOZARSKI, S. (1983): The Holocene Generation of Palaeomeanders in the Warta River Valley, Great Polish Lowlands. – *Geol. Jb.*, **A71**: 109-118, 5 figs.; Stuttgart.
- KOZARSKI, S. (1991a): Warta – A Case Study of a Lowland River. – In: STARKEL, L., GREGORY, K. J. & THORNES, J. B. [eds.]: *Temperate Palaeohydrology*: 189-215, 2 figs., 2 tabs.; Chichester (Wiley).
- KOZARSKI, S. [ed.] (1991b): Late Vistulian (= Weichselian) and Holocene aeolian phenomena in Central and Northern Europe. – *Z. Geomorph., Suppl.-Bd.*, **90**: 207 pp.; Berlin.
- KOZARSKI, S. & NOWACZYK, B. (1991): Lithofacies variation and chronostratigraphy of Late Vistulian and Holocene aeolian phenomena in northwestern Poland. – *Z. Geomorph. N. F., Suppl.-Bd.*, **90**: 107-122, 4 figs., 2 tabs.; Berlin.
- KOZARSKI, S. & ROTNICKI, K. (1977): Valley floors and changes of river channel patterns in the North Polish Plain during the Late-Würm and Holocene. – *Quaestiones Geogr.*, **4**: 51-93; Poznań.
- KREUZ, A., NOLTE, S. & STOBBE, A. (1998): Überlegungen zur Interpretation pflanzlicher Reste aus holozänen Auensedimenten am Beispiel von drei Bohrkernen des Wetter-Tales (Hessen). – *Eiszeitalter Gegenw.*, **48**: 133-161, 5 Abb., 4 Tab.; Stuttgart.
- KROMER, B., BECKER, B., REMMELE, S., BARBETTI, M. & TONIELLO, V. (1998): Segments of atmospheric ¹⁴C change as evidence derived from Lateglacial and early Holocene floating tree-ring series. – *Radiocarbon*, **40**(1): 351-358, 4 figs., 6 tabs.; Tuscon/Ariz.
- KÜHN, P. (2003): Spätglaziale und holozäne Lessivégenese auf jungweichselzeitlichen Sedimenten Deutschlands. – *Greifswalder geogr. Arb.*, **28**: 167 S.; Greifswald.
- KUNZ, E. (1975): Von der Tulla'schen Rheinkorrektion bis zum Oberrheinausbau. – *Jb. Natursch. Landespf.*, **24**: 59-78, 13 Abb.; Bonn-Bad Godesberg.
- KUNZ, E. (1982): Flußbauliche Maßnahmen am Oberrhein von Tulla bis heute mit ihren Auswirkungen. 150 Jahre Eingriff in ein Naturstromregime. – In: HAILER, N. [Hrsg.]: *Natur und Landschaft am Oberrhein. Versuch einer Bilanz*. – *Veröff. Pfälz. Ges. Förder. Wiss.*, **70**: 34-50, 5 Abb.; Speyer.
- KUPFAHL, H.-G. (1972a): Geographische Übersicht. – In: KUPFAHL, H.-G., MEISL, S. & KÜMMERLE, E., m. Beitr. v. BARGON, E., BÖKE, E., DIEDERICH, G., KUTSCHER, F., MATTHESS, G., PRINZ, H., SCHWARZ, E., THIELICKE, G. & WENDLER, R.: *Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1:25 000, Blatt 6217 Zwingenberg a. d. Bergstraße*. – 2., neu bearb. Aufl.: 11-13; Wiesbaden.
- KUPFAHL, H.-G. (1972b): Niederterrasse des Rheins und Neckars. – In: KUPFAHL, H.-G., MEISL, S. & KÜMMERLE, E., m. Beitr. v. BARGON, E., BÖKE, E., DIEDERICH, G., KUTSCHER, F., MATTHESS, G., PRINZ, H., SCHWARZ, E., THIELICKE, G. & WENDLER, R.: *Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1:25 000, Blatt 6217 Zwingenberg a. d. Bergstraße*. – 2., neu bearb. Aufl.: 134-135; Wiesbaden.
- KUPFAHL, H.-G. (1972c): Flugsande und Jüngerer Schuttkegelsand. – In: KUPFAHL, H.-G., MEISL, S. & KÜMMERLE, E., m. Beitr. v. BARGON, E., BÖKE, E., DIEDERICH, G., KUTSCHER, F., MATTHESS, G., PRINZ, H., SCHWARZ, E., THIELICKE, G. & WENDLER, R.: *Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1:25 000, Blatt 6217 Zwingenberg a. d. Bergstraße*. – 2., neu bearb. Aufl.: 137-156, 13 Abb.; Wiesbaden.
- KUPFAHL, H.-G. (1972d): Pleistozän bis Holozän. – In: KUPFAHL, H.-G., MEISL, S. & KÜMMERLE, E., m. Beitr. v. BARGON, E., BÖKE, E., DIEDERICH, G., KUTSCHER, F., MATTHESS, G., PRINZ, H., SCHWARZ, E., THIELICKE, G. & WENDLER, R.: *Erläuterungen zur*

- Geologischen Karte von Hessen 1:25 000, Blatt 6217 Zwingenberg a. d. Bergstraße. – 2., neu bearb. Aufl.: 157-167, 3 Abb.; Wiesbaden.
- KUPFAHL, H.-G. (1972e): Füllung der Neckarbetten. – In: KUPFAHL, H.-G., MEISL, S. & KÜMMERLE, E., m. Beitr. v. BARGON, E., BÖKE, E., DIEDERICH, G., KUTSCHER, F., MATTHESS, G., PRINZ, H., SCHWARZ, E., THIELICKE, G. & WENDLER, R.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1:25 000, Blatt 6217 Zwingenberg a. d. Bergstraße. – 2., neu bearb. Aufl.: 167-174, 2 Abb.; Wiesbaden.
- KUPFAHL, H.-G. (1972f): Schwemmsedimente. – In: KUPFAHL, H.-G., MEISL, S. & KÜMMERLE, E., m. Beitr. v. BARGON, E., BÖKE, E., DIEDERICH, G., KUTSCHER, F., MATTHESS, G., PRINZ, H., SCHWARZ, E., THIELICKE, G. & WENDLER, R.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1:25 000, Blatt 6217 Zwingenberg a. d. Bergstraße. – 2., neu bearb. Aufl.: 174-175; Wiesbaden.
- KUPFAHL, H.-G., MEISL, S. & KÜMMERLE, E., m. Beitr. v. BARGON, E., BÖKE, E., DIEDERICH, G., KUTSCHER, F., MATTHESS, G., PRINZ, H., SCHWARZ, E., THIELICKE, G. & WENDLER, R. (1972a): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1:25 000, Blatt 6217 Zwingenberg a. d. Bergstraße. – 2., neu bearb. Aufl.: 276 S., 67 Abb., 48 Tab.; Wiesbaden.
- KUPFAHL, H.-G., MEISL, S. & KÜMMERLE, E. (1972b): Geologische Übersicht. – In: KUPFAHL, H.-G., MEISL, S. & KÜMMERLE, E., m. Beitr. v. BARGON, E., BÖKE, E., DIEDERICH, G., KUTSCHER, F., MATTHESS, G., PRINZ, H., SCHWARZ, E., THIELICKE, G. & WENDLER, R.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1:25 000, Blatt 6217 Zwingenberg a. d. Bergstraße. – 2., neu bearb. Aufl.: 14-18; Wiesbaden.
- KUPFAHL, H.-G., MEISL, S. & PRINZ, H. (1972c): Tektonik. – In: KUPFAHL, H.-G., MEISL, S. & KÜMMERLE, E., m. Beitr. v. BARGON, E., BÖKE, E., DIEDERICH, G., KUTSCHER, F., MATTHESS, G., PRINZ, H., SCHWARZ, E., THIELICKE, G. & WENDLER, R.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1:25 000, Blatt 6217 Zwingenberg a. d. Bergstraße. – 2., neu bearb. Aufl.: 181-187, 2 Abb.; Wiesbaden.
- KUTSCHER, F., PRINZ, H. & SCHWARZ, E. (1972): Das Nivellement hoher Genauigkeit auf dem Blatt Zwingenberg und den angrenzenden Gebieten. – In: KUPFAHL, H.-G., MEISL, S. & KÜMMERLE, E., m. Beitr. v. BARGON, E., BÖKE, E., DIEDERICH, G., KUTSCHER, F., MATTHESS, G., PRINZ, H., SCHWARZ, E., THIELICKE, G. & WENDLER, R.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1:25 000, Blatt 6217 Zwingenberg a. d. Bergstraße. – 2., neu bearb. Aufl.: 221-227, 1 Abb., 1 Tab.; Wiesbaden.
- KUTSCHER, F., PRINZ, H. & SCHWARZ, E. (1974): Nivellement. – In: SCHMITT, O. & STEUER, A., m. Beitr. v. ANDERLE, H.-J., KARSCHNY, A., KUTSCHER, F., PRINZ, H., REICHMANN, H., SCHWARZ, E., STRAUB, E., THEWS, J.-D. & WENDLER, R.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1:25 000, Blatt 6016 Groß-Gerau: 74-78, 1 Abb., 1 Tab., 1 Taf.; Wiesbaden.
- LAMB, H. H. (1977): *Climate, Present, Past and Future, Vol. 2. Climatic History and the future.* – XXX+835 pp., 207 figs., 39 tabs., 20 plates; London (Methuen).
- LAMBERT, A. (2000): Vergleichende Untersuchungen zur Vergesellschaftung von „Grauen Tschernosemen“ und Parabraunerden im nördlichen Oberrheintal. – Unveröff. Dipl.-Arb. FB Geowiss./Geogr., J. W. Goethe-Univ. Frankfurt/M.: 115 S., 31 Abb., 9 Tab., 9 Taf.; Frankfurt/M.
- Landesamt für Umweltschutz Baden-Württemberg [Hrsg.] (1995): *Deutsches Gewässerkundliches Jahrbuch. Rheingebiet, Teil 1. Hoch- und Oberrhein: 152 S., 1 Kt.-Beil.; Karlsruhe.*
- LANG, G. (1994): *Quartäre Vegetationsgeschichte Europas.* – 1. Aufl.: 462 S., 177 Abb., 54 Tab.; Stuttgart (Fischer).
- LANG, A. & NOLTE, S. (1999): The chronology of Holocene alluvial sediments from the Wetterau, Germany, provided by optical and ¹⁴C dating. – *Holocene*, **16**(2): 207-214, 4 figs., 3 tabs.; Sevenoaks.

- LEOPOLD, L. B., WOLMAN, M. G. & MILLER, J. P. (1964): Fluvial processes in geomorphology. – 522 pp.; San Francisco (Freeman).
- LESER, H. & MAQSUD, N. (1975): Spätglaziale bis frühholozäne Steppenbodenbildung und Klimaentwicklung im südlichen Rheinhessischen Tafel- und Hügelland. – *Eiszeitalter Gegenw.*, **26**: 118-130; Öhringen/Württemberg.
- LESSMANN, U. (1983): Pollenanalytische Untersuchungen an Böden im nördlichen Oberrheintal unter besonderer Berücksichtigung der Steppenböden. – Inaug.-Diss. Hohe landwirtschaftl. Fak., Rhein. F.-Wilhelms-Univ. Bonn: 108 S., 5 Abb., 9 Tab., 12 Taf.; Bonn.
- LESSMANN-SCHOCH, U. (1986): Pollenanalytische Ergebnisse zur Pedogenese von Rheintal-Tschernosemen und Smonicen in Rheinhessen. – *Mainzer geowiss. Mitt.*, **15**: 77-118, 18 Abb., 5 Tab.; Mainz.
- LESSMANN-SCHOCH, U., SCHLESER, H., ZAKOSEK, H. & ZHANG, T. (1986): Vegetation und Klima während der Tschernosem-Bildung im nördlichen Oberrheintal. – *Mitt. dt. bodenkdl. Ges.*, **59**(2): 931-932; Göttingen.
- LESSMANN-SCHOCH, U., SCHÖBEL, T. & STEPHAN, S. (1988): Zur systematischen Stellung und Bodenentwicklung des Tschernosems des Oberrheintales und der Smonica in Rheinhessen. – *Z. Pflanzenernähr. Bodenkd.*, **151**: 9-14, 4 Abb., 3 Tab.; Weinheim/Bergstr.
- LEWIN, J. (2001): Alluvial systematics. – In: MADDY, D., MACKLIN, M. G. & WOODWARD, J. C. [eds.]: *River Basin Sediment Systems: Archives of Environmental Change: 19-41*, 4 figs., 2 tab.; Lisse (Balkema).
- LIPPS, S. (1985): Relief- und Sedimententwicklung an der Mittellahn. – *Marburger geogr. Schr.*, **98**: 93 S., 16 Abb., 3 Tab., 1 Kt.; Marburg.
- LIPPS, S. (1988): Fluviale Dynamik im Mittelwesertal während des Spätglazials und Holozäns. – *Eiszeitalter Gegenw.*, **38**: 78-86, 3 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.
- LIPPS, S. & CASPERS, G. (1990): Spätglazial und Holozän auf der Stolzenauer Terrasse im Mittelwesertal. – *Eiszeitalter Gegenw.*, **40**: 111-119, 4 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.
- LITT, TH. (2003): Environmental response to climate and human impact in central Europe during the last 15,000 years – a German contribution to PAGES-PEP III. – *Quatern. Sci. Rev.*, **22**(1): 1-4; Amsterdam.
- LITT, TH. & STEBICH, M. (1999): Bio- and chronostratigraphy of the Lateglacial in the Eifel region, Germany. – *Quatern. Int.*, **61**: 5-16, 8 figs., 2 tabs.; Amsterdam.
- LITT, TH., STEBICH, M. & BRAUER, A. (1998): Bio- and chronostratigraphy of the Lateglacial in the Eifel region based on varve sediments. – In: *Mediterranean lacustrine records. 3rd Workshop of the European Lake Drilling Programme (ELDP), 14.-18. Oct., 1998, Ptolemais, Greece.* – *Terra nostra*, **98/6**: 82-88, 1 fig., 2 tabs.; Bonn.
- LITT, TH., SCHMINCKE, H.-U. & KROMER, B. (2003): Environmental response to climate and volcanic events in central Europe during the Weichselian Lateglacial. – *Quatern. Sci. Rev.*, **22**(1): 7-32, 17 figs., 3 tabs.; Amsterdam.
- LITT, TH., STEBICH, M., KUBITZ, B. & FRÜCHTL, M. (1997): Bio- und Chronostratigraphie des Spätglazials aufgrund laminiertes Seesedimente der Eifelmaare. – Unveröff. Protokoll der Teilkolloquien zu den im Schwerpunktprogramm „Wandel der Geo-Biosphäre während der letzten 15.000 Jahre“ bearbeiteten Zeitscheiben am 15., 16. und 17.12.1997 in Bonn: 19-20; Bonn.
- LÖSCHER, M. (1981): Die stratigraphische Gliederung des Jungpleistozäns im Neckarschwemmfächer bei Heidelberg. – *Aufschluß*, **32**: 191-199, 4 Abb., 1 Tab.; Heidelberg.
- LÖSCHER, M. (1988): Stratigraphische Interpretation der jungpleistozänen Sedimente in der Oberrheinebene zwischen Bruchsal und Worms. – In: KOENIGSWALD, W. VON [Hrsg.]: *Zur*

- Paläoklimatologie des letzten Interglazials im Nordteil der Oberrheinebene. – Paläoklimaforsch., **4**: 79-104, 15 Abb., 8 Tab.; Stuttgart (Fischer).
- LÖSCHER, M. (1990): Zur Datierung alter Rinnensysteme auf dem Neckarschwemmfächer. – Heidelberg geogr. Ges.-J., **1990**(4): 17-21, 2 Abb., 2 Tab.; Heidelberg.
- LÖSCHER, M. (1994): Zum Alter der Dünen auf der Niederterrasse im nördlichen Oberrheingraben. – Beih. Veröff. Natursch. Landschaftspf. Baden-Württemberg, **80**: 17-22, 3 Abb., 1 Tab.; Karlsruhe.
- LÖSCHER, M., BECKER, B., BRUNS, M., HIERONYMUS, U., MÄUSBACHER, R., MÜNNICH, M., MÜNZING, K. & SCHEDLER, J. (1980): Neue Ergebnisse über das Jungquartär im Neckarschwemmfächer bei Heidelberg. – Eiszeitalter Gegenw., **30**: 89-100, 3 Abb., 4 Tab., 1 Taf.; Hannover.
- LÖSCHER, M. & HAAG, TH. (1989): Zum Alter der Dünen im nördlichen Oberrheingraben bei Heidelberg und zur Genese ihrer Bänderparabraunerden. – Eiszeitalter Gegenw., **39**: 98-108, 4 Abb., 1 Tab., 1 Taf.; Hannover.
- LOTTER, A. F., AMMANN, B. & STURM, M. (1992a): Rates of change and chronological problems during the late-glacial period. – Climate Dyn., **6**: 233-239, 6 figs.; Berlin.
- LOTTER, A. F., EICHER, U., BIRKS, H. J. B. & SIEGENTHALER, U. (1992b): Late-glacial climatic oscillations as recorded in Swiss lake sediments. – J. Quatern. Sci., **7**: 187-204; London.
- LOWE, J. J. & NASP MEMBERS (1995): Palaeoclimate of the North Atlantic seaboard during the last Glacial/Interglacial transition. – Quatern. Int., **28**: 51-61, 6 figs., 2 tabs.; Amsterdam.
- LOWE, J. J., AMMANN, B., BIRKS, H. H., BJÖRCK, S., COOPE, G. R., CWCYNAR, L., BEAULIEU, J.-L. DE, MOTT, R. J., PETEET, D. M. & WALKER, M. J. C. (1994): Climatic changes in areas adjacent to the North Atlantic during the last glacial-interglacial transition (14-9 ka BP): a contribution to IGCP-253. – J. Quatern. Sci., **9**: 185-198, 16 figs.; London.
- LÜTTIG, G. (1960): Zur Gliederung des Auelehms im Flußgebiet der Weser. – Eiszeitalter Gegenw., **11**: 39-50, 4 Abb.; Öhringen/Württemberg.
- LUSKY, H.-G. (1977): Jungquartäre Reliefentwicklung unter besonderer Berücksichtigung der äolischen Formen am Beispiel des Blattes Kelsterbach SW. – Unveröff. Staatsexamensarb. FB Geogr., J. W. Goethe-Univ. Frankfurt/M.: 50 S., 10 Abb.; Frankfurt/M.
- MACKLIN, M. G. (1999): Holocene River Environments in Prehistoric Britain: Human Interaction and Impact. – Quatern. Proc., **7**: 521-530, 4 figs.; London.
- MACKLIN, M. G. & LEWIN, J. (1993): Holocene river alluviation in Britain. – Z. Geomorph. N. F., Suppl.-Bd., **88**: 109-122, 5 Abb., 1 Tab.; Berlin.
- MACKLIN, M. G. & NEEDHAM, S. (1992): Studies in British alluvial archaeology: potential and prospect. – In: NEEDHAM, S. & MACKLIN, M. G. [eds.]: Alluvial Archaeology in Britain: 9-23, 4 figs.; Oxford (Oxbow).
- MÄCKEL, R. (1969): Untersuchungen zur jungquartären Flußgeschichte der Lahn in der Gießener Talweitung. – Eiszeitalter Gegenw., **20**: 138-174, 18 Abb., 2 Tab., 9 Prof., 3 Taf.; Öhringen/Württemberg.
- MÄCKEL, R. (1994): Spät- und postglaziale Flußaktivität und Talentwicklung im Schwarzwald und Oberrheintiefland. – Freiburger geogr. H., **36**: 81-103, 8 Abb., 2 Tab.; Freiburg/Br.
- MÄCKEL, R. (1997): Spät- und postglaziale Flußaktivität im Schwarzwald und Oberrheintiefland. – In: MÄCKEL, R. & METZ, B. [Hrsg.]: Schwarzwald und Oberrheintiefland. Eine Einführung in das Exkursionsgebiet um Freiburg i. Br., 2. Aufl. – Freiburger geogr. H., **36**: 75-99, 8 Abb., 2 Tab.; Freiburg/Br.
- MÄCKEL, R. (1998a): Wandel der Geo-Biosphäre in den letzten 15000 Jahren – Allgemeine Projektbeschreibung und Forschungstätigkeit der Arbeitsgruppe Freiburg. – In: MÄCKEL,

- R. & FRIEDMANN, A. [Hrsg.]: Wandel der Geo-Biosphäre in den letzten 15000 Jahren im südlichen Oberrheintiefland und Schwarzwald. – *Freiburger geogr. H.*, **54**: 5-30, 7 Abb.; Freiburg/Br.
- MÄCKEL, R. (1998b): Flußaktivität und Talgeschichte des Spät- und Postglazials im Oberrheintiefland und Schwarzwald. – In: MÄCKEL, R. & FRIEDMANN, A. [Hrsg.]: Wandel der Geo-Biosphäre in den letzten 15000 Jahren im südlichen Oberrheintiefland und Schwarzwald. – *Freiburger geogr. H.*, **54**: 31-50, 4 Abb., 1 Tab.; Freiburg/Br.
- MÄCKEL, R. & FRIEDMANN, A. (1999): Holozäner Landschaftswandel im südlichen Oberrheintiefland und Schwarzwald. – *Eiszeitalter Gegenw.*, **49**: 1-20, 10 Abb., 2 Tab.; Stuttgart.
- MÄCKEL, R. & ZOLLINGER, G. (1995): Holocene river and slope dynamics in the Black Forest and Upper Rhine Lowlands under the impact of man. – *Z. Geomorph. N. F., Suppl.-Bd.*, **100**: 89-100, 6 figs.; Berlin.
- MÄCKEL, R., RIES, J. & FRIEDMANN, A. (1997): Der Einfluß des Menschen auf die Auen-sedimentation im Oberrheintiefland und Schwarzwald. – *Ber. naturforsch. Ges.*, **86/87**: 43-54, 6 Abb.; Freiburg/Br.
- MÄUSBACHER, R., SCHNEIDER, H. & IGL, M. (2001): Influence of late glacial climate changes on sediment transport in the River Werra (Thuringia, Germany). – *Quatern. Int.*, **79**: 101-109, 5 figs., 1 tab.; Amsterdam.
- MADDY, D., MACKLIN, M. G. & WOODWARD, J. C. (2001): Fluvial archives of environmental change. – In: MADDY, D., MACKLIN, M. G. & WOODWARD, J. C. [eds.]: *River Basin Sediment Systems: Archives of Environmental Change*: 3-18, 2 figs., 1 tab.; Lisse (Balkema).
- MAHR, A. (1998): Lockerbraunerden und periglaziale Hangsedimente im Bayerischen Wald. Untersuchungen zu Paläoumwelt und Geomorphodynamik im Spätglazial und ihrem Einfluß auf die Pedogenese. – *Regensburger geogr. Schr.*, **30**: 326 S., 56 Abb., 14 Tab.; Regensburg.
- MAISE, CH. (1998): Archäoklimatologie – Vom Einfluß nacheiszeitlicher Klimavariabilität in der Ur- u. Frühgeschichte. – *Jb. schweiz. Ges. Ur- u. Frühgesch.*, **81**: 197-235, 31 Abb.; Bern.
- MAIZELS, J. & AITKEN, J. (1991): Palaeohydrological Change During Deglaciation in Upland Britain: A Case Study from Northeast Scotland. – In: STARKEL, L., GREGORY, K. J. & THORNES, J. B. [eds.]: *Temperate Palaeohydrology*: 105-145, 9 figs., 3 tabs.; Chichester, (Wiley).
- MANGELSDORF, J., SCHEURMANN, K. & WEIß, F.-H. (1990): River morphology. A guide for geoscientists and engineers. – *Springer Ser. Physic. Environ.*, **7**: XIII+243 pp., 117 figs.; Berlin (Springer).
- MANGERUD, J., ANDERSEN, S. T., BERGLUND, B. E. & DONNER, J. J. (1974): Quaternary stratigraphy of Norden, a proposal for terminology and classification. – *Boreas*, **3**: 109-128, 5 tabs.; Oslo.
- MANGOLD, A. (1892): Die alten Neckarbetten in der Rheinebene. – *Abh. großhzgl. hess. geol. L.-Anst. Darmstadt*, **2**(2): 57-114, 2 Taf.; Darmstadt.
- MATTHEWS, J. A. (1997): Dating problems in the investigation of Scandinavian Holocene glacier variations. – In: FRENZEL, B., BOULTON, G. S., GLÄSER, B. & HUCKRIEDE, U. [eds.]: *Glacier fluctuations during the Holocene*. – *Palaeoclimate Res.*, **24**: 141-157, 1 tab.; Stuttgart (Fischer).
- MEINKE, K. (1992): Die Entwicklung der Weser im norddeutschen Flachland während des jüngeren Pleistozäns. – *Diss. Univ. Göttingen*: IV+125 S., 11 Abb., 18 Tab., 8 Anl.; Göttingen.

- MEINKE, K. (1995): The development of the middle and lower course of the Weser river during the Late Pleistocene. – *Z. Geomorph. N. F., Suppl.-Bd.*, **100**: 1-13, 4 figs., 1 tab.; Berlin.
- MERKT, J. & MÜLLER, H. (1999): Varve chronology and palynology of the Lateglacial in Northwest Germany from lacustrine sediments of Hämelsee in Lower Saxony. – *Quatern. Int.*, **61**: 41-59, 12 figs.; Amsterdam.
- MERRETT, ST. P. & MACKLIN, M. G. (1999): Historic River Response to Extreme Flooding in the Yorkshire Dales, Northern England. – In: BROWN, A. G. & QUINE, T. A. [eds.]: *Fluvial Processes and Environmental Change*: 345-360, 7 figs., 2 tabs.; Chichester (Wiley).
- MIALL, A. D. (1985): Architectural-Element Analysis: A New Method of Facies Analysis Applied to Fluvial Deposits. – *Earth Sci. Rev.*, **22**: 261-308, 20 Abb., 3 Tab.; Amsterdam.
- MIALL, A. D. (1987): Recent developments in the study of fluvial facies models. – In: ETHERIDGE, F. G., FLORES, R. M. & HARVEY, M. D. [eds.]: *Recent Developments in Fluvial Sedimentology*. – *Contrib. 3rd Int. Fluvial Sedimentol. Conf.*: 1-9; Tulsa/Okla.
- MIALL, A. D. (1996): *The Geology of Fluvial Deposits. Sedimentary Facies, Basin analysis, and Petroleum Geology*. – XVI+582 pp., 504 figs., 30 tabs.; Berlin (Springer).
- Ministerium für Umwelt und Verkehr Baden-Württemberg, Hessisches Ministerium für Umwelt, Landwirtschaft und Forsten & Ministerium für Umwelt und Forsten Rheinland-Pfalz [Hrsg.] (1999): *Hydrogeologische Kartierung und Grundwasserbewirtschaftung Rhein-Neckar-Raum. Fortschreibung 1983-1998*. – 155 S., 71 Abb., 23 Tab., 18 Kt.; Stuttgart.
- MOCK, J., (1992): Auswirkungen des Hochwasserschutzes. – In: BÖHM, H. R. & DENEKE, M. [Hrsg.]: *Wasser: Eine Einführung in die Umweltwissenschaften*: 176-196, 7 Abb.; Darmstadt (Wiss. Buchges.).
- MOL, J. (1995): Weichselian and Holocene river dynamics in relation to climate change in the Halle-Leipziger Tieflandsbucht (Germany). – *Eiszeitalter Gegenw.*, **45**: 32-41, 8 Abb.; Stuttgart.
- MOL, J. (1997a): Fluvial response to climate variations. The Last Glaciation in eastern Germany. – Proefschrift (= PhD-thesis), Vrije Universiteit, Amsterdam: 100 pp., 36 figs., 10 tabs.; Amsterdam.
- MOL, J. (1997b): Fluvial response to Weichselian climate changes in the Niederlausitz (Germany). – *J. Quatern. Sci.*, **13**(4): 43-60, 13 figs.; London.
- MOL, J., VANDENBERGHE, J. & KASSE, K. (2000): River response to variations of periglacial climate in mid-latitude Europe. – *Geomorphol.*, **33**: 131-148, 1 fig.; Amsterdam.
- MOORES, J. A., PASSMORE, D. G. & STEVENSON, A. C. (1999): High Resolution Palaeochannel Records of Holocene Valley Floor Environments in the North Tyne Basin, Northern England. – In: BROWN, A. G. & QUINE, T. A. [eds.]: *Fluvial Processes and Environmental Change*: 283-310, 10 figs., 2 tabs.; Chichester (Wiley).
- MUNSELL[©] SOIL COLOR CHARTS (1992). – Kollmorgen Instruments Corp., Baltimore, Maryland 21218.
- MUSALL, H. (1969): Die Entwicklung der Kulturlandschaft der Rheinniederung zwischen Karlsruhe und Speyer am Ende des 16. Jahrhunderts bis Ende des 19. Jahrhunderts. – *Heidelberger geogr. Arb.*, **22**: 274 S., 3 Abb., 9 Tab., 55 Kt.; Heidelberg.
- MUSALL, H. (1982): Die Veränderungen des Rheinlaufs zwischen Seltz im Elsaß und Oppenheim vom 16. Jh. bis zum Beginn der Tulla'schen Rheinkorrektion. – In: HAILER, N. [Hrsg.]: *Natur und Landschaft am Oberrhein. Versuch einer Bilanz*. – *Veröff. Pfälz. Ges. Förder. Wiss.*, **70**: 21-33, 3 Abb.; Speyer.

- NEGENDANK, J. W. F., BRAUER, A. & ZOLITSCHKA, B. (1990): Die Eifelmaare als erdgeschichtliche Fallen und Quellen zur Rekonstruktion des Paläoenvironments. – Mainzer geowiss. Mitt., **19**: 235-262, 19 Abb., 1 Tab.; Mainz.
- NILLER, H.-P. (1998): Prähistorische Landschaften im Lößgebiet bei Regensburg. Kolluvien, Auenlehme und Böden als Archive der Paläoumwelt. – Regensburger geogr. Schr., **31**: XX+429 S., 170 Abb., 16 Tab., 3 Beil., 7 Fotos; Regensburg.
- NOLTE, S. (2000): Auensedimente der Wetter als Indikatoren für die spätglaziale und holozäne fluviale Morphodynamik in der nördlichen Wetterau, Hessen. – VII+206 S., 42 Abb., 11 Tab.; Aachen (Shaker).
- NORTH, C. P. (1996): The Prediction and Modelling of Subsurface Fluvial Stratigraphy. – In: CARLING, P. A. & DAWSON, M. R. [eds.] (1996): Advances in Fluvial Dynamics and Stratigraphy: 395-508, 312 figs., 5 tabs.; Chichester (Wiley).
- OBERDORFER, E. (1934): Zur Geschichte der Sümpfe und Wälder zwischen Mannheim und Karlsruhe. – Jber. Ver. Naturkde. Mannheim, **100/101**: 99-124, 9 Abb.; Mannheim.
- OBERDORFER, E. (1937): Zur spät- und nacheiszeitlichen Vegetationsgeschichte des Oberrheins und der Vogesen. – Z. Botanik, **30**: 513-572, 12 Abb., 2 Tab.; Jena.
- OTTENSTEIN, J. & WOURTSAKIS, A., u. Mitarb. v. HARKE, R. & SCHEER, H.-D., m. Beitr. v. BUCHMANN, I., GESTRICH, W., HEITELE, H., SONNE, V. & WAHL, P. (1989): Erläuterungen zur Bodenkarte von Rheinland-Pfalz 1:25 000, Blatt 6315 Worms-Pfeddersheim: 130 S., 5 Abb., 1 Tab.; Mainz.
- PASSMORE, D. G., MACKLIN, M. G., BREWER, P. A., LEWIN, J., RUMSBY, B. T. & NEWSON, M. D. (1993): Variability of late Holocene braiding in Britain. – In: BEST, J. L. & BRISTOW, C. S. [eds.]: Braided Rivers. – Geol. Soc. Spec. Publ., **75**: 205-229, 14 figs., 4 tabs.; London.
- PASTRE, J. F., FONTUGNE, M., KUZUCUOGLU, C., LEROYER, C., LIMONDIN-LOZOUET, N., TALON, M. & TISNERAT, N. (1997): L'évolution tardi- et postglaciaire des lits fluviaux au nord-est de Paris (France). Relations avec les données paléoenvironnementales et l'impact anthropique sur les versants. – Géomorphologie: relief, processus, environnement, **4**: 291-312, 8 figs.; Paris.
- PASTRE, J. F., LIMONDIN-LOZOUET, N., GEBHARDT, A., LEROYER, C., FONTUGNE, M. & KRIER, V. (2001): Lateglacial and Holocene fluvial records from the central part of the Paris basin (France). – In: MADDY, D., MACKLIN, M. G. & WOODWARD, J. C. [eds.]: River Basin Sediment Systems: Archives of Environmental Change: 357-373, 7 figs.; Lisse (Balkema).
- PETSCHICK, R. (2002): Röntgendiffraktometrie in der Sedimentologie. – In: HÜSSNER, H., HINDERER, M., GÖTZ, A. E. & PETSCHICK, R. [Hrsg]: Sediment 2002 – 17. Sedimentologentreffen, Frankfurt a. M. – Darmstadt, 29.-31. Mai 2002. – Schr.-R. dt. geol. Ges., **18**: 99-118; Hannover.
- PETTS, G. E. (1995): Changing river channels: the geographical tradition. – In: GURNELL, A. & PETTS, G. [eds.]: Changing river channels: 1-23, 3 figs., 1 tab.; Chichester (Wiley).
- PFLUG, R. (1985): Bau und Entwicklung des Oberrheingrabens. – Erträge Forsch., **184**: X+145 S., 43 Abb., 2 Tab.; Darmstadt.
- PLASS, W. (1972): Erläuterungen zur Bodenkarte von Hessen 1:25 000, Blatt 5917 Kelsterbach. – 206 S., 40 Tab., 41 Prof.; Wiesbaden.
- PLASS, W. (1980): Böden. – In: GOLWER, A. & SEMMEL, A. (1980): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1:25 000, Blatt 5917 Kelsterbach: 117-135, 3 Abb.; Wiesbaden.
- PLASS, W. (1981): Neuere quartärgeologisch-bodenkundliche Erkenntnisse und ihre Auswirkungen auf das Ökosystem Wald. – Vortr. Tag. Arb.-Gem. forstl. Standorts- u. Vegetationskde., **8**: 21-63, 27 Abb.; Recklinghausen.

- PRETZSCH, K. (1994): Spätpleistozäne und holozäne Ablagerungen als Indikatoren der fluvialen Morphodynamik im Bereich der mittleren Leine. – Göttinger geogr. Abh., **99**: 105 S., 46 Abb., 5 Fotos, 2 Beil.; Göttingen.
- PRINZ, H. (1969): Der Nachweis rezenter Bruchschollentektonik am Oberrheingraben durch Feinnivellements - aufgezeigt am Beispiel der Darmstädter Schuttkegel-Hochscholle und der Bergsträßer-Tiefscholle. – Geol. Rdsch., **59**: 107-113, 3 Abb.; Stuttgart.
- PRINZ, H. & SCHWARZ, E. (1970): Nivellement und rezente tektonische Bewegungen im nördlichen Oberrheingraben. – In: Graben Problems, Int. Upper Mantle Project, sci. Rep. **27**: 177-183; Stuttgart.
- PRINZ, H. & SCHWARZ, E. (1977): Nivellement und rezente tektonische Bewegungen im nördlichen Oberrheingraben. – In: SCHARPFF, H.-J., m. Beitr. v. ANDERLE, H.-J., BÖKE, E., BRELIE, G. VAN DER, DIEDERICH, G., KARSCHNY, A., PRINZ, H., REICHMANN, H., SCHWARZ, E., ULRICH, H.-J. & WENDLER, R. (1977): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1:25000, Blatt 6316 Worms: 137-141, 1 Abb., 1 Tab.; Wiesbaden.
- RAAB, TH. & VÖLKEL, J. (2002): Verbreitung und Altersstellung polygenetischer Hangsedi-ment-Komplexe am Kleinen Arbersee im Hinteren Bayerischen Wald. – Ber. dt. Landeskde., **76**(2/3): 131-149, 5 Abb., 1 Tab.; Flensburg.
- RADTKE, U. (1998): Potential und Probleme der Lumineszenzdatierung äolischer Sedimente – Zusammenfassung und Ausblick. – In: RADTKE, U. [Hrsg.]: Lumineszenzdatierung äolischer Sedimente. Beiträge zur Genese und Altersstellung jungquartärer Dünen und Löss in Deutschland. – Kölner geogr. Arb., **70**: 117-124, 1 Abb.; Köln.
- RADTKE, U. & JANOTTA, A. (1998): Ein Beitrag zur Beurteilung der Aussagekraft von Lumi-neszenzaltern für die Datierung von spätpleistozänen und holozänen Dünen anhand des Laacher See-Tuffes (12.900 J.v.h.): Der Testfall „Düne Mainz-Gonsenheim“. – In: RADTKE, U. [Hrsg.]: Lumineszenzdatierung äolischer Sedimente. Beiträge zur Genese und Altersstellung jungquartärer Dünen und Löss in Deutschland. – Kölner geogr. Arb., **70**: 1-18, 7 Abb., 3 Tab.; Köln.
- READING, H. G. [ed.] (1996): Sedimentary environments: processes, facies and stratigraphy. – 3rd ed.: XIV+688 pp.; Oxford (Blackwell).
- REICHMANN, H. (1974): Böden. – In: SCHMITT, O. & STEUER, A., m. Beitr. v. ANDERLE, H.-J., KARSCHNY, A., KUTSCHER, F., PRINZ, H., REICHMANN, H., SCHWARZ, E., STRAUB, E., THEWS, J.-D. & WENDLER, R.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1:25000, Blatt 6016 Groß-Gerau: 66-73; Wiesbaden.
- REICHMANN, H. (1977): Böden. – In: SCHARPFF, H.-J., m. Beitr. v. ANDERLE, H.-J., BÖKE, E., BRELIE, G. VAN DER, DIEDERICH, G., KARSCHNY, A., PRINZ, H., REICHMANN, H., SCHWARZ, E., ULRICH, H.-J. & WENDLER, R.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1:25000, Blatt 6316 Worms: 130-136; Wiesbaden.
- REINECK, H.-E. & SINGH, I. B. (1980): Depositional Sedimentary Environments - with Refer-ence to Terrigenous Clastics. – 2nd ed.: XIX+549 pp., 683 figs.; Berlin (Springer).
- RITTWEGER, H. (1997): Spätquartäre Sedimente im Amöneburger Becken. Archive der Um-weltgeschichte einer mittelhessischen Altsiedellandschaft. – Mater. Vor- u. Frühgesch. Hessen, **20**: X+242 S., 36 Abb., 11 Tab., 15 Taf.; Wiesbaden.
- RITTWEGER, H. (2000): The “Black Floodplain Soil” in the Amöneburger Becken, Germany: a lower Holocene marker horizon and indicator of an upper Atlantic to Subboreal dry period in Central Europe? – Catena, **41**: 143-164, 10 figs.; Amsterdam.
- ROBERTSON, M. A. & LAMBRICK, G. H. (1984): Holocene alluviation and hydrology in the up- per Thames basin. – Nature, **308**: 809-814, 5 figs.; London.

- ROHDE, U. (1994): Die Nutzungsgeschichte und die Geschichte der Sandhausener Schutzgebiete. – Beih. Veröff. Natursch. Landschaftspf. Baden-Württemberg, **80**: 23-27, 1 Abb.; Karlsruhe.
- ROSE, J. (1995): Lateglacial and early Holocene river activity in lowland Britain. – In: FRENZEL, B., VANDENBERGHE, J., KASSE, K., BOHNCKE, S. & GLÄSER, B. [eds.]: European river activity and climatic change during the Lateglacial and early Holocene. – *Palaeoclimate Res.*, **14**: 51-74, 7 figs., 2 tabs.; Stuttgart (Fischer).
- ROSE, J. & BOARDMAN, J. (1983) River activity in relation to short-term climatic deterioration. – *Quatern. Stud. Poland*, **4**: 189-198, 5 figs., 1 tab.; Warszawa.
- ROSE, J., TURNER, C., COOPE, G. R. & BRYAN, M. D. (1980): Channel changes in a lowland river catchment over the last 13000 years. – In: CULLINGFORD, R. A., DAVIDSON, D. A. & LEWIN, J. [eds.]: *Timescales in Geomorphology*: 159-175, 12 figs., 1 tab.; Chichester (Wiley).
- ROSENBERGER, W. & WEIDNER, E. (1995): Bodenkarte von Hessen 1:25000, Blatt 6216 Gernsheim, digitale Ausgabe; Wiesbaden.
- ROSENBERGER, W., WEIDNER, E., FRIEDRICH, K. & HOTTENROTT, M. (1996): Geologische Karte von Hessen 1:25000, Blatt 6216 Gernsheim, digitale Ausgabe; Wiesbaden.
- ROSENBERGER, W., WEIDNER, E., FRIEDRICH, K. & HOTTENROTT, M. (o. J.): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1:25000, Unveröff. Textmanuskript Blatt 6216 Gernsheim: 62 S., 1 Tab.; Wiesbaden.
- ROSENDAHL, W. (2001): Zum Oberpleistozän in der hessischen Oberrheinebene – Geologie und Paläontologie (Exkursion A am 17. April 2001). – *Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver.*, N. F., **83**: 37-50, 4 Abb.; Stuttgart.
- ROTHER, N. (1989): Holozäne fluviale Morphodynamik im Ilmetal und an der Nordostabdachung des Sollings (Süd-niedersachsen). – *Göttinger geogr. Abh.*, **87**: 103 S., 59 Abb., 10 Tab., 1 Beil.; Göttingen.
- ROTHSCHILD, S. (1936): Zur Geschichte der Moore und Wälder im Nordteil der oberrheinischen Tiefebene. – *Beih. botan. Cbl.*, **54**(B1/2): 140-184, 17 Abb.; Dresden.
- ROWAN, J. S., BLACK, S. & SCHELL, C. (1999): Floodplain Evolution and Sediment Provenance Reconstructed from Channel Fill Sequences: The Upper Clyde Basin, Scotland. – In: BROWN, A. G. & QUINE, T. A. [eds.]: *Fluvial Processes and Environmental Change*. – 223-240, 6 figs., 2 tabs.; Chichester (Wiley).
- SABEL, K. J. (1983): Die Bedeutung der physisch-geographischen Raumausstattung für das Siedlungsverhalten der frühesten Bandkeramik in der Wetterau. – *Prähist. Z.*, **58**: 158-172, 1 Abb.; Berlin.
- SCHÄFER, W. (1973a): Der Oberrhein, sterbende Landschaft? – Der Oberrhein: Problem und Programm. – *Natur Mus.*, **103**(1): 1-29, 34 Abb., 2 Tab.; Frankfurt/M.
- SCHÄFER, W. (1973b): Der Oberrhein, sterbende Landschaft? – Der Oberrhein: Wasserhaushalt und Lebensräume in den Auengebieten. – *Natur Mus.*, **103**(4): 110-123, 13 Abb.; Frankfurt/M.
- SCHÄFER, W. (1973c): Der Oberrhein, sterbende Landschaft? – Der Oberrhein: Wasserhaushalt und Lebensräume in den Auengebieten. – *Natur Mus.*, **103**(5): 137-153, 19 Abb.; Frankfurt/M.
- SCHÄFER, W. (1974a): Der Oberrhein, sterbende Landschaft? – Der Oberrhein, technisch gestaltet und wirtschaftlich genutzt. – *Natur Mus.*, **104**(10): 297-305, 12 Abb.; Frankfurt/M.
- SCHÄFER, W. (1974b): Der Oberrhein, sterbende Landschaft? – Der Oberrhein, technisch gestaltet und wirtschaftlich genutzt. 2. Korrektion (Rektifikation) des Oberrheins. – *Natur Mus.*, **104**(11): 331-343, 9 Abb.; Frankfurt/M.

- SCHÄFER, W. (1974c): Der Oberrhein, sterbende Landschaft? – Der Oberrhein, technisch gestaltet und wirtschaftlich genutzt. 3. Regulierung des Oberrheins. – Natur Mus., **104**(12): 358-363, 7 Abb.; Frankfurt/M.
- SCHÄFER, W. (1975): Der Oberrhein, sterbende Landschaft? – Der Oberrhein, technisch gestaltet und wirtschaftlich genutzt. 4. Der Oberrhein, sein Ausbau im 20. Jahrhundert. – Natur Mus., **105**(3): 72-84, 14 Abb.; Frankfurt/M.
- SCHARPFF, H.-J., m. Beitr. v. ANDERLE, H.-J., BÖKE, E., BRELIE, G., VAN DER, DIEDERICH, G., KARSCHNY, A., PRINZ, H., REICHMANN, H., SCHWARZ, E., ULRICH, H.-J. & WENDLER, R. (1977): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1:25 000, Blatt 6316 Worms: 282 S., 42 Abb., 5 Tab.; Wiesbaden.
- SCHARPFF, H.-J. & PLASS, W. (1975): Auenlehmsedimentation des Rheins im Bereich der Fundstelle. – In: KUNTER, K., KUNTER, M., PLASS, W. & SCHARPFF, H.-J. (1975): Ein Glockenbechergrab von Biblis-Wattenheim, Kreis Bergstraße. – Fundber. Hessen, **14**: 157-175, 4 Abb.; Bonn (Habelt).
- SCHERER, H.-D. (1978): Gliederung und Aufbau der Niederterrassen von Rhein und Main im nördlichen Oberrheintalgraben. – Geol. Jb. Hessen, **106**: 273-289, 4 Abb.; Wiesbaden.
- SCHERER, H.-D. & WOURTSAKIS, A., u. Mitarb. v. HARKE, R. & OTTENSTEIN, J., m. Beitr. v. HEITEL, H., WAGNER, W. & WAHL, P. (1986): Erläuterungen zur Bodenkarte von Rheinland-Pfalz 1:25 000, Blatt 6415 Grünstadt-Ost. – 143 S., 4 Abb., 1 Tab.; Mainz.
- SHELLMANN, G. (1990): Fluviale Geomorphodynamik im jüngeren Quartär des unteren Isar- und angrenzenden Donautales. – Düsseldorfer geogr. Schr., **29**: VIII+131 S., 33 Abb., 22 Tab.; Düsseldorf.
- SHELLMANN, G. (1993): Jungquartäre fluviale Geomorphodynamik im unteren Isar- und angrenzenden Donautal. – Freiburger geogr. H., **33**: 91-105, 9 Abb.; Freiburg/Br.
- SHELLMANN, G. (1994a): Die Talentwicklung der unteren Oberweser im jüngeren Quartär. – Düsseldorfer geogr. Schr., **34**: 1-56, 22 Abb., 5 Tab.; Düsseldorf.
- SHELLMANN, G. (1994b): Wesentliche Steuerungsmechanismen würmzeitlicher und holozäner Flußdynamik im deutschen Alpenvorland und Mittelgebirgsraum. – Düsseldorfer geogr. Schr., **34**: 123-146, 10 Abb.; Düsseldorf.
- SHELLMANN, G. (1998): Spätglaziale und holozäne Bodenentwicklungen in einigen mitteleuropäischen Tälern unter dem Einfluß sich ändernder Umweltbedingungen. – GeoArchaeoRhein, **2**: 183-193, 4 Abb., 1 Bild; Münster.
- SHELLMANN, G. & SCHIRMER, U. (1994): Zur Altersstellung der Niederterrassen im Raum Hameln (unteres Oberwesertal). – Düsseldorfer geogr. Schr., **34**: 57-71, 7 Abb.; Düsseldorf.
- SHELLMANN, G. & SCHIRMER, W. (1994): Die Talgrundterrassen am Main und an der unteren Oberweser - ein Vergleich. – Düsseldorfer geogr. Schr., **34**: 73-78, 1 Abb., 1 Tab.; Düsseldorf.
- SHELLMANN, G., BECKER, B., FELDMANN, L. & KROMER, B. (1994): Absolute Daten zur spätglazialen und altholozänen Flußgeschichte der Isar. – Düsseldorfer geogr. Schr., **34**: 79-94, 6 Abb., 4 Tab.; Düsseldorf.
- SCHENK, R. (1914): Zur Oberflächengestaltung und Siedlungskunde des hessischen Riedes. – Diss. Hohe Philosoph. Fak., Univ. Marburg: 119 S.; 11 Abb., 12 Tab.; Marburg.
- SCHIRMER, U. (1998): Spätglaziale Vegetationsgeschichte an der Lahn. – GeoArchaeoRhein, **2**: 163-175, 3 Abb.; Münster.
- SCHIRMER, U. (1999): Pollenstratigraphische Gliederung des Spätglazials im Rheinland. – Eiszeitalter Gegenw., **49**: 132-143, 4 Abb.; Stuttgart.

- SCHIRMER, W. (1973): The Holocene of the Former Periglacial Areas. – *Eiszeitalter Gegenw.*, **23/24**: 306-320; Öhringen/Württemberg.
- SCHIRMER, W. (1980), m. Beitr. v. BECKER, B., ERTL, U., HABBE, K. A., HAUSER, G., KAMPMANN, TH. & SCHNITZLER, J. [Hrsg.]: *Exkursionsführer zum Symposium Franken: Holozäne Talentwicklung - Methoden und Ergebnisse*. – 210 S.; Düsseldorf.
- SCHIRMER, W. (1981): Holozäne Mainterrassen und ihr pleistozäner Rahmen (Exkursion G am 25. April 1981). – *Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N. F.*, **63**: 103-115, 9 Abb.; Stuttgart.
- SCHIRMER, W. (1983a): Die Talentwicklung an Main und Regnitz seit dem Hochwürm. – *Geol. Jb.*, **A71**: 11-43, 9 Abb.; Stuttgart.
- SCHIRMER, W. (1983b): Symposium "Franken": Ergebnisse zur holozänen Talentwicklung und Ausblick. – *Geol. Jb.*, **A71**: 355-370; Stuttgart.
- SCHIRMER, W. (1988): Holocene valley development on the Upper Rhine and Main. – In: LANG, G. & SCHLÜCHTER, CH. [eds.]: *Lake, Mire and River environments during the last 15000 years*: 153-160, 3 figs.; Rotterdam (Balkema).
- SCHIRMER, W., m. Beitr. v. SCHIRMER, U. & STRASSER, R. (1990a): Flußgeschichte um Düsseldorf. – In: SCHIRMER, W. [Hrsg.]: *Rheingeschichte zwischen Mosel und Maas*. – *DEUQUA-Führer*, **1**: 228-264, 10 Abb.; Hannover.
- SCHIRMER, W. (1990b): Der känozoische Werdegang des Exkursionsgebietes. – In: SCHIRMER, W. [Hrsg.]: *Rheingeschichte zwischen Mosel und Maas*. – *DEUQUA-Führer*, **1**: 9-33, 10 Abb.; Hannover.
- SCHIRMER, W. (1991): Bodensequenz der Auenterrassen des Maintals. – In: ZECH, W. [Hrsg.]: *Exkursionsführer DBG-Jahrestagung 1991, Bayreuth*. – *Bayreuther bodenkdl. Ber.*, **17**: 153-186; Bayreuth.
- SCHIRMER, W. (1995): Valley bottoms in the late Quaternary. – *Z. Geomorph. N. F., Suppl.-Bd.*, **100**: 27-51, 10 figs.; Berlin.
- SCHIRMER, W. (1999): Dune phases and soils in the European sand belt. – In: SCHIRMER, W. [ed.]: *Dunes and Fossil Soils*. – *GeoArchaeoRhein*, **3**: 11-42, 6 figs., 2 tabs.; Münster.
- SCHLAAK, N. (1999): Typical aeolian sand profiles and palaeosols of the Glien tillplain in the northwest of Berlin. – *GeoArchaeoRhein*, **3**: 97-101, 4 figs., 1 tab.; Münster.
- SCHLICHTING, E., BLUME, H.-P. & STAHR, K. (1995): *Bodenkundliches Praktikum*. – 2., neu bearb. Aufl.: 295 S., 46 Abb., 60 Tab.; Berlin (Blackwell).
- SCHMIDT, M. W. I. & SKJEMSTAD, J. O., GEHRT, E. & KÖGEL-KNABNER, I. (1999): Charred organic carbon in German chernozemic soils. – *European J. Soil Sc.*, **50**: 351-365, 5 figs., 3 tabs.; Oxford (Blackwell).
- SCHMINCKE, H. U., PARK, C. & HARMS, E. (1999): Evolution and environmental impacts of the eruption of Laacher See Volcano (Germany) 12,900 a BP. – *Quatern. Int.*, **61**: 61-72, 8 figs.; Amsterdam.
- SCHMITT, O. (1955): Die Darmstädter Flugsande und Dünensande. – *Aufschluß, Sonderh.*, **2**: 82-86, 2 Abb., 1 Kt.; Darmstadt.
- SCHMITT, O. (1974): Quartärfüllung des Zentralgrabens. – In: SCHMITT, O. & STEUER, A., m. Beitr. v. ANDERLE, H.-J., KARSCHNY, A. KUTSCHER, F., PRINZ, H., REICHMANN, H., SCHWARZ, E., STRAUB, E., THEWS, J.-D. & WENDLER, R.: *Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1:25000, Blatt 6016 Groß-Gerau*. – 2. Aufl.: 37-43; Wiesbaden (HLfB).
- SCHMITT, S. (1999): Granulometrische und schwermineralogische Untersuchungen an Böden und Sedimenten im Altneckargebiet bei Groß-Gerau. – Unveröff. Dipl.-Arb. FB Geowiss./Gogr., J. W. Goethe-Univ. Frankfurt/M.: 88 S., 14 Abb., 19 Tab.; Frankfurt/M.

- SCHMITT, O. & STEUER, A., m. Beitr. v. ANDERLE, H.-J., KARSCHNY, A., KUTSCHER, F., PRINZ, H., REICHMANN, H., SCHWARZ, E., STRAUB, E., THEWS, J.-D. & WENDLER, R. (1974): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1:25 000, Blatt 6016 Groß-Gerau. – 2. Aufl.: 202 S., 13 Abb., 5 Tab., 3 Taf., 1 Beibl.; Wiesbaden.
- SCHNEIDER, H. (2002): Die spät- und postglaziale Vegetationsgeschichte des oberen und mittleren Werratales. Paläobotanische Untersuchungen unter besonderer Berücksichtigung anthropogener Einflüsse. – Diss. Chem.-Geowiss.-Fak., F.-Schiller-Univ. Jena: 172 S., 32 Abb., 13 Tab.; Jena.
- SCHOTTLER, W. (1913): Der Einfluß des Bodenprofils im Flugsand der Umgegend von Darmstadt auf das Gedeihen der Waldbäume. – Notizbl. Ver. Erdkde. großhzgl. geol. L.-Anst. Darmstadt, **IV**(34): 51-74; Darmstadt.
- SCHOTTLER, W. (1925): Die quartären Sandablagerungen der Umgegend von Darmstadt und ihre Bodenprofile. – Notizbl. Ver. Erdkde. hess. geol. L.-Anst. Darmstadt, **V**(8): 174-196; Darmstadt.
- SCHRÖDER, D. (1983): Beziehungen zwischen Stratigraphie und Bodengenese bei Hochflutleihen des Niederrheins. – Geol. Jb., **A 71**: 73-107, 15 Abb., 2 Tab.; Stuttgart.
- SCHUMM, S. A. (1977a): The fluvial system – XVII+338 pp., 150 figs., 11 tabs.; New York (Wiley).
- SCHUMM, S. A. [ed.] (1977b): Drainage Basin Morphology. – XI+352 pp.; Stroudsboung/Penn. (Dowden).
- SCHUMM, S. A. (1977c): Geomorphic tresholds and complex response of drainage systems. – 335-346, 6 figs.; Stroudsboung/Penn. (Dowden).
- SCHUMM, S. A., MOSLEY, M. P. & WEAVER, W. (1987): Experimental Fluvial Geomorphology. – XII+413 pp.; New York (Wiley).
- SCHWEINFURTH, W. (1997): Modernes Hochwassermanagement am Rhein – Das Integrierte Rheinprogramm (IRP) oder Tulla und die Folgen. – J.-Ber. Ver. Naturkde. Mannheim, N. F., **5**: 79-95, 7 Abb.; Mannheim.
- SCHWEISS, D. (1988): Jungpleistozäne Sedimentation in der nördlichen Oberrheinebene. – In: KOENIGSWALD, W. VON [Hrsg.]: Zur Paläoklimatologie des letzten Interglazials im Nordteil der Oberrheinebene. – Paläoklimaforsch., **4**: 19-78, 12 Abb., 4 Tab.; Stuttgart (Fischer).
- SCHWEIZER, A. (2001): Archäopalynologische Untersuchungen zur Neolithisierung der nördlichen Wetterau. Mit einem methodischen Beitrag zur Pollenanalyse in Lößgebieten. – Diss. Botanicae, **350**: 1-158, 34 Abb., 7 Tab., 6 Beil.; Berlin.
- SCHWEIZER, A. & KALIS, A. J. (2002): Paläoökologische Untersuchungen zur Vegetations- und Landschaftsgeschichte der Flussaue des nördlichen Oberrheins während des Spätglazials und frühen Holozäns. – Unveröff. Abschlußber. DFG-Projekt „Ka 752/5“ im DFG-Schwerpunktprogr. „Wandel der Geo-Biosphäre während der letzten 15 000 Jahre“: 12 S., 11 Abb.; Frankfurt/M.
- SEMMELE, A. (1964): Junge Schuttdecken in hessischen Mittelgebirgen. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **92**: 275-285, 3 Abb., 1 Tab.; Wiesbaden.
- SEMMELE, A. (1968): Studien über den Verlauf jungpleistozäner Formung in Hessen. – Frankfurter geogr. H., **45**: 1-133, 35 Abb.; Frankfurt/M.
- SEMMELE, A. (1969): Quartär. – In: KÜMMERLE, E. & SEMMELE, A.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1:25 000, Blatt 5916 Hochheim a. Main. – 3., neu bearb. Aufl.: 51-99, 8 Abb., 5 Tab.; Wiesbaden.
- SEMMELE, A. (1972): Untersuchungen zur jungpleistozänen Talentwicklung in deutschen Mittelgebirgen. – Z. Geomorph. N. F., Suppl.-Bd. **14**: 102-112; Berlin.

- SEMMELE, A. (1974): Der Stand der Eiszeitforschung im Rhein-Main-Gebiet. – Rhein-Main. Forsch., **78**: 9-56, 5 Abb.; Frankfurt/M.
- SEMMELE, A. (1980): Quartär. – In: GOLWER, A. & SEMMELE, A.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1:25 000, Bl. 5917 Kelsterbach. – 3., neu bearb. Aufl.: 25-49, 2 Abb., 4 Tab.; Wiesbaden.
- SEMMELE, A. (1985): Periglazialmorphologie. – Erträge Forsch., **231**: IX+118 S., 58 Abb.; Darmstadt.
- SEMMELE, A. (1987): Periglaziale Formung im nordwestlichen Kanada. – Göttinger geogr. Abh., **84**: 91-107, 10 Abb.; Göttingen.
- SEMMELE, A. (1990): Der Naturraum und seine Veränderungen. – In: HERRMANN, F. R. & JOCKENHÖVEL, A. [Hrsg.]: Die Vorgeschichte Hessens: 15-38, 9 Abb., 2 Tab., 4 Taf.; Stuttgart (Theiss).
- SEMMELE, A. (1993): Grundzüge der Bodengeographie. – 3., überarb. Aufl.: 127 S., 41 Abb., 4 Tab., 12 Bild.; Stuttgart (Teubner).
- SEMMELE, A. (1994): Oberrheinische Tiefebene. – In: LIEDTKE, H. & MARCINEK, J. [Hrsg.]: Physische Geographie Deutschlands: 422-430, 5 Abb.; Perthes (Gotha).
- SEMMELE, A. (1996): Bodentragende Landschaftsformen. – In: BLUME, H.-P., FELIX-HENNINGSSEN, P., FISCHER, W. R., FREDE, H.-G., HORN, R. & STAHR, K. [Hrsg.]: Handbuch der Bodenkunde: II+21 S., 15 Abb.; Landsberg/Lech (ecomed).
- SEMMELE, A. (2001a): Das Quartär am Nordrand des Oberrheingrabens (Exkursion E am 19. April 2001). – Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N. F., **83**: 113-130, 7 Abb., 4 Tab.; Stuttgart.
- SEMMELE, A. (2001b): Zum oberflächennahen Untergrund entlang der ICE-Trasse Köln/Rhein-Main im Taunusvorland. – Geol. Jb. Hessen, **128**: 107-114, 5 Abb.; Wiesbaden.
- SEMMELE, A. (2001c): Der oberflächennahe Untergrund in der Rhein-Main-Landschaft. Ein Exkursionsführer. – Rhein-Main. Forsch., **121**: 89 S., 5 Abb., 19 Fotos; Frankfurt/M.
- SEMMELE, A. (2002): Hauptlage und Oberlage als umweltgeschichtliche Indikatoren. – Z. Geomorph. N. F., **46**(2): 167-180, 5 Abb., 7 Tab.; Wiesbaden.
- SEVERINGHAUS, J. P., SOWERS, T., BROOK., E. J., ALLEY, R. B. & BENDER M. L. (1998): Timing of abrupt climate change at the end of the Younger Dryas interval from thermally fractionated gases in polar ice. – Nature, **391**: 141-146, 4 figs., 1 tab.; London.
- SOJKA, K. (2002): Rekonstruktion der holozänen Vegetations- und Landschaftsentwicklung der nördlichen Oberrheinebene mittels palynologischer Untersuchungen von Neckaraltlaufsedimenten. – Unveröff. Dipl.-Arb. FB Geowiss/Geogr. J. W. Goethe-Univ. Frankfurt/M.: 98 S., 15 Abb., 2 Tab.; Frankfurt/M.
- SONNE, V. & STÖHR, W. TH. (1959): Bimsvorkommen im Flugsandgebiet zwischen Mainz und Ingelheim. – Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N. F., **41**: 103-116, 6 Abb.; Stuttgart.
- SPEIER, M. (1999): Holozäne Vegetationsentwicklung von mitteleuropäischen Flußlandschaften und deren heutige Vegetation. – In: 5. Lenzener Gespräche: „Möglichkeiten und Grenzen der Landwirtschaft in Naturgroßräumen“. Int. Fachtagung, 13./14. November 1998, Lenzen/Elbe: 22-43, 14 Abb.; Rostock.
- SPITZ, W. (1910): Eine bronzezeitliche Kulturschicht und das Alter der Dünen in der nördlichen oberrheinischen Tiefebene. – Ber. Versamml. oberrhein. geol. Ver., **43**: 18-24, 8 Abb.; Karlsruhe.
- STÄBLEIN, G. (1968): Reliefgenerationen der Vorderpfalz. – Würzburger geogr. Arb., **23**: 191 S., 58 Abb.; Würzburg.

- STARK, P. (1926): Ein altes Moorprofil im Oberrheintal bei Mannheim. – Ber. dt. bot. Ges., **44**: 373-376, 1 Tab.; Berlin-Dahlem.
- STARKEL, L. (1983a): Report on research on the Vistula valley evolution during the last 15 000 years. – Quatern. Stud. Poland, **4**: 257-261, 3 figs.; Warszawa.
- STARKEL, L. (1983b): The reflection of hydrologic changes in the fluvial environment of the temperate zone during the last 15,000 years. – In: GREGORY, K. J. [ed.]: Background to Palaeohydrology: 214-235, 4 figs.; Chichester (Wiley).
- STARKEL, L. (1983c): Facial Differentiation of the Holocene Fill in the Wisłoka River Valley. – Geol. Jb., **A71**: 161-169, 5 figs.; Stuttgart.
- STARKEL, L. (1985): Lateglacial and postglacial history of river valleys in Europe as a reflection of climatic changes. – Z. Gletscherkde. Glazialgeol., **21**: 159-164, 5 figs.; Innsbruck.
- STARKEL, L. (1987): The Evolution of European Rivers – A Complex Response. – In: GREGORY, K. J., LEWIN, J. & THORNES, J. B. [eds.]: Palaeohydrology in Practice: 333-339; Chichester (Wiley).
- STARKEL, L. (1990): Fluvial Environment as an Expression of Geocological Changes. – Z. Geomorph. N. F., Suppl.-Bd., **79**: 133-152, 15 figs., 1 tab.; Berlin.
- STARKEL, L. (1991a): Characteristics of the Temperate Zone and Fluvial Palaeohydrology. – In: STARKEL, L., GREGORY, K. J. & THORNES, J. B. [eds.]: Temperate Palaeohydrology: 2-12, 4 figs.; Chichester (Wiley).
- STARKEL, L. (1991b): The Vistula River Valley: A Case Study for Central Europe. – In: STARKEL, L., GREGORY, K. J. & THORNES, J. B. [eds.]: Temperate Palaeohydrology: 171-188, 9 figs.; Chichester (Wiley).
- STARKEL, L. (1991c): Long-distance Correlation of Fluvial Events in the Temperate Zone. – In: STARKEL, L., GREGORY, K. J. & THORNES, J. B. [eds.]: Temperate Palaeohydrology: 473-495, 11 figs.; Chichester (Wiley).
- STARKEL, L. (1991d): Fluvial environments as a source of information on climatic changes and human impact in Europe. – In: FRENZEL, B., PONS, A. & GLÄSER, B. [eds.]: Evaluation of Climate Proxy Data in Relation to the European Holocene. – Palaeoclimate Res., **6**: 241-254, 4 figs.; Stuttgart (Fischer).
- STARKEL, L. (1995a): Changes of River Channels in Europe During the Holocene. – In: GURNELL, A. & PETTS, G. [eds.]: Changing River Channels: 27-42, 4 figs.; Chichester (Wiley).
- STARKEL, L. (1995b): Introduction to Global Palaeohydrological Changes. – In: GREGORY, K. J., STARKEL, L. & BAKER, V. R. [eds.]: Global Continental Palaeohydrology: 1-20, 6 figs.; Chichester (Wiley).
- STARKEL, L. (1995c): Palaeohydrology of the Temperate Zone. – In: GREGORY, K. J., STARKEL, L. & BAKER, V. R. [eds.]: Global Continental Palaeohydrology: 234-257, 5 figs.; Chichester (Wiley).
- STARKEL, L. (1995d): The place of the Vistula river valley in the late Vistulian - early Holocene evolution of the European valleys. – In: FRENZEL, B., VANDENBERGHE, J., KASSE, K., BOHNCKE, S. & GLÄSER, B. [eds.]: European river activity and climatic change during the Lateglacial and early Holocene. – Palaeoclimate Res., **14**: 75-88, 7 figs.; Stuttgart (Fischer).
- STARKEL, L. (2002): Change in the frequency of extreme events as an indicator of climatic change in the Holocene (in fluvial systems). – Quatern. Int., **91**: 25-32, 7 figs.; Amsterdam.
- STARKEL, L., GREGORY, K. J. & THORNES, J. B. [eds.] (1991): Temperate Palaeohydrology: XIII+548 pp.; Chichester (Wiley).

- STEINMÜLLER, A. (1987): Zu den vom Menschen beeinflussten junghistorischen fluviatilen Vorgängen unter besonderer Berücksichtigung des Flußgebietes der Saale. – Petermanns geogr. Mitt., **131**(2): 125-131; Gotha.
- STEUER, A. (1903): Geologische Beobachtungen im Gebiet der alten Mündungen von Main und Neckar in den Rhein. – Notizbl. Ver. Erdkde. großhzgl. geol. L.-Anst. Darmstadt, **IV**(24): 17-37, 1 Taf.; Darmstadt.
- STEUER, A. (1911): Erläuterungen zur Geologischen Karte des Großherzogtums Hessen im Maßstabe 1: 25 000, Blatt 6116 Oppenheim. – 32 S., 1 Abb.; Darmstadt.
- STEUER, A. (1974): Gesteinsfolge. – In: SCHMITT, O. & STEUER, A., m. Beitr. v. ANDERLE, H.-J., KARSCHNY, A., KUTSCHER, F., PRINZ, H., REICHMANN, H., SCHWARZ, E., STRAUB, E., THEWS, J.-D. & WENDLER, R. (1974): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1:25 000, Blatt 6016 Groß-Gerau. – 2. Aufl.: 16-24; Wiesbaden.
- Stiftung Hessischer Naturschutz [Hrsg.] (1997): Der Atem der Auen. – 80 S.; Hatzen/Sandkrug (Klemp).
- STOBBE, A. (1996): Die holozäne Vegetationsgeschichte der nördlichen Wetterau – paläo-ökologische Untersuchungen unter besonderer Berücksichtigung anthropogener Einflüsse. – Diss. Botanicæ., **260**: V+216 S., 41 Abb., 21 Tab., 3 Beil.; Berlin.
- STOCKHAUSEN, H. & ZOLITSCHKA, B. (1999): Environmental changes since 13,000 cal. BP reflected in magnetic and sedimentological properties of sediments from Lake Holzmaar (Germany). – Quatern. Sci. Rev., **18**: 913-935, 6 figs.; Amsterdam.
- STÖHR, W. TH. (1966): Die Bimseruptionen im Laacher-See-Gebiet, ihre Bedeutung für die Quartärforschung und Bodenkunde im Mainzer Becken und in den südlichen Teilen des Rheinischen Schiefergebirges. – Z. dt. geol. Ges., **116**: 994-1003, 2 Abb., 1 Tab.; Hannover.
- STÖHR, W. TH. (1967): Der Mainzer Sand und seine Randgebiete im Wandel der Erd- und Landschaftsgeschichte. – Mainzer naturwiss. Arch., **5/6**: 5-15, 3 Abb.; Mainz.
- STREMME, H. E. (1953): Zum Vorkommen brauner Steppenböden im Oberrheingebiet. – Z. Pflanzenern., Düng. Bodenkde., **60**(105): 273-278; Weinheim.
- STREMME, H. E. (1955): Bodenentstehung und Mineralneubildung im Neckarschwemmlehm der Rheinebene. – Abh. hess. L.-Amt. Bodenforsch., **11**: 79 S., 35 Abb., 3 Taf.; Wiesbaden.
- STRIEDTER, K. (1988): Holozäne Talgeschichte im Unterelsaß. – Inaug.-Diss. Math.-naturwiss. Fak., Univ. Düsseldorf: 235 S., 34 Abb., 4 Tab., 4 Kt.; Düsseldorf - 3 Mikrofilm.
- STRIGEL, A. (1934): Geologischer Untergrund und Landschaftsgestaltung von Mannheim und Umgebung. – Jber. Ver. Naturkde. Mannheim, **100/101**: 47-84, 9 Abb., 1 Tab.; Mannheim.
- STUIVER, M., REIMER, P. J., BARD, E., BECK, J. W., BURR, G. S., HUGHEN, K. A., KROMER, B., MCCORMAC, G., PFLICHT, J. VAN DER & SPURK, M. (1998): INTCAL98 radiocarbon age calibration 24,000-0 cal. BP. – Radiocarbon, **40**(3): 1041-1083, 14 figs., 3 tabs., Tucson/Ariz.
- TAYLOR, M. P. & LEWIN, J. (1997): Non-synchronous response of adjacent floodplains systems to Holocene environmental change. – Geomorphol., **18**: 251-264, 3 figs., 2 tabs.; Amsterdam.
- TAYLOR, K. C., MAYEWSKI, P. A., ALLEY, R. B., BROOK, E. J., GOW, A. J., GROOTES, P. M., MEESE, D. A., SALTZMAN, E. S., SEVERINGHAUS, P., TWICKLER, M. S., WHITE, J. W. C., WHITLOW, S. & ZIELINSKI, G. A. (1997): The Holocene-Younger Dryas Transition Recorded at Summit, Greenland. – Science, **278**: 825-827; Washington/DC.

- THIELICKE, G. (1987): Zusammenstellung einiger wichtiger bodenchemischer und -mechanischer Laboratoriumsmethoden, ihre Anwendungen, Ergebnisdarstellungen und Fehlerquellen. – Geol. Jb. Hessen, **118**: 423-448; Wiesbaden.
- THIEME, D. M. (2001): Historic and possible prehistoric human impacts on floodplain sedimentation, North Branch of the Susquehanna River, Pennsylvania (USA). – In: MADDY, D., MACKLIN, M. G. & WOODWARD, J. C. [eds.]: River Basin Sediment Systems: Archives of Environmental Change: 375-403, 9 figs., 5 tabs.; Lisse (Balkema).
- THIEMEYER, H. (1989a): Aufbau und Eigenschaften typischer Böden im Hessischen Ried. – Geol. Jb. Hessen, **117**: 217-236, 4 Abb., 7 Tab., 6 Prof.; Wiesbaden.
- THIEMEYER, H. (1989b): Schwermetallgehalte von typischen Böden einer Toposequenz im Hessischen Ried. – Geoökodyn., **10**: 47-63, 8 Abb., 3 Tab., 11 Prof.; Bensheim/Bergstr.
- THOMAS, J. (1993a): Untersuchungen zur holozänen fluvialen Geomorphodynamik an der oberen Oberweser. – Göttinger geogr. Abh., **98**: 111 S., 67 Abb., 9 Tab., 1 Beil.; Göttingen.
- THOMAS, J. (1993b): Talau und Schwemmfächer als Indikatoren der holozänen fluvialen Geomorphodynamik an der oberen Weser. – Freiburger geogr. H., **33**: 67-76, 5 Abb., 1 Tab.; Freiburg/Br.
- THOSTE, V. (1974): Die Niederterrassen des Rheins vom Neuwieder Becken bis in die Niederrheinische Bucht. – Diss. Univ. Köln: 130 S., 31 Abb., 6 Tab.; Köln.
- TIPPING, R. (1998): The chronology of Late Quaternary fluvial activity in part of the Milfield Basin, Northeast England. – Earth Surf. Process. Landf., **23**: 845-856, 5 figs., 1 tab.; Chichester.
- TIPPING, R., MILBURN, P. & HALLIDAY, S. (1999): Fluvial processes, land use and climatic change 2000 years ago in Upper Annandale, Southern Scotland. – In: BROWN, A. G. & QUINE, T. A. [eds.]: Fluvial Processes and Environmental Change. – 311-327, 4 figs.; Chichester (Wiley).
- TODD, S. P. (1996): Process deduction from fluvial sedimentary structures. – In: CARLING, P. A. & DAWSON, M. R. [eds.]: Advances in Fluvial Dynamics and Stratigraphy. – 300-350, 22 figs., 2 tabs.; Chichester (Wiley).
- TÖRNQVIST, T. E. (1993a) [ed.]: Fluvial sedimentary geology and chronology of the Holocene Rhine-Meuse delta, The Netherlands. – Nederlandse geogr. Stud., **166**: 176 pp., 66 figs., 13 tabs.; Utrecht.
- TÖRNQVIST, T. E. (1993b): General introduction. – In: TÖRNQVIST, T. E. (1993a) [ed.]: Fluvial sedimentary geology and chronology of the Holocene Rhine-Meuse delta, The Netherlands. – Nederlandse geogr. Stud., **166**: 17-22; Utrecht.
- TÖRNQVIST, T. E. (1993c): Holocene alternation of meandering and anastomosing fluvial systems in the Rhine-Meuse Delta (central Netherlands) controlled by sea-level rise and sub-soil erodibility. – J. Sedimentary Petrol., **63**: 683-693; Tulsa.
- TÖRNQVIST, T. E. (1993d): Middle and Late Holocene avulsion history of the River Rhine. – In: TÖRNQVIST, T. E. [ed.]: Fluvial sedimentary geology and chronology of the Holocene Rhine-Meuse delta, The Netherlands. – Nederlandse geogr. Stud., **166**: 131-163, 12 figs., 3 tabs.; Utrecht.
- TÖRNQVIST, T. E. & DIJK, G. J. VAN (1993): Optimizing sampling strategy for radiocarbon dating of holocene fluvial systems in a vertically aggrading setting. – In: TÖRNQVIST, T. E. [ed.]: Fluvial sedimentary geology and chronology of the Holocene Rhine-Meuse delta, The Netherlands. – Nederlandse geogr. Stud., **166**: 39-55, 11 figs., 4 tabs.; Utrecht.
- TÖRNQVIST, T. E., JONG, A. F. M. DE, OOSTERBAAN, W. A. & BORG, K. VAN DER (1993): Accurate dating of organic deposits by AMS ¹⁴C measurement of macrofossils. – In: TÖRNQVIST, T. E. [ed.]: Fluvial sedimentary geology and chronology of the Holocene Rhi-

- ne-Meuse delta, The Netherlands. – *Nederlandse geogr. Stud.*, **166**: 25-36, 2 figs., 1 tab.; Utrecht.
- URZ, R. (1995): Jung-Quartär im Auenbereich der mittleren Lahn. Stratigraphische und paläontologische Untersuchungen zur Rekonstruktion vergangener Flußlandschaften. – Diss. FB Geowiss., Phillips-Univ. Marburg: V+198 S., 28 Abb., 5 Taf.; Marburg.
- URZ, R. (2000): Begraben unter Auelehm: frühmesolithische Siedlungsspuren im mittleren Lahntal. – *Archäol. Korresp.-Bl.*, **30**(1): 33-43, 6 Abb.; Mainz.
- URZ, R. (2003): Die jungpleistozäne Talfüllung der mittleren Lahn – ein Spiegel der kaltzeitlichen Klimaschwankungen im hessischen Mittelgebirge. – *Z. Geomorph. N. F.*, **47**(1): 1-27, 9 Abb., 1 Tab.; Berlin.
- URZ, R., RÖTTGER, K. & THIEMEYER, H. (2002): Von der Natur- zur Kulturlandschaft. – *Germania*, **80**: 269-293, 6 Abb.; Frankfurt/M.
- VANDENBERGHE, J. (1987): Changing fluvial processes in a small lowland valley at the end of the Weichselian Pleniglacial and during the Late Glacial. – In: GARDINER, V. [ed.]: *International Geomorphology 1986*, **1**: 731-744, 7 figs.; Chichester (Wiley).
- VANDENBERGHE, J. (1991): Changing conditions of aeolian sand deposition during the last deglaciation period. – *Z. Geomorph. N. F., Suppl.-Bd.*, **90**: 193-197, 6 figs., 4 photos, 1 tab.; Berlin.
- VANDENBERGHE, J. (1993a): Changing fluvial processes under changing periglacial conditions. – *Z. Geomorph. N. F., Suppl.-Bd.*, **88**: 17-28, 7 figs., 2 photos; Berlin.
- VANDENBERGHE, J. (1993b): River terrace development and its relation to climate: the Saalian Caberg terrace of the Maas river near Maastricht (The Netherlands). – *Meded. Rijks Geol. Dienst*, **47**: 19-24, 4 figs.; Haarlem/NL.
- VANDENBERGHE, J. (1995a): Postglacial river activity and climate: state of the art and future prospects. – In: FRENZEL, B., VANDENBERGHE, J., KASSE, K., BOHNCKE, S. & GLÄSER, B. [eds.]: *European river activity and climatic change during the Lateglacial and early Holocene*. – *Palaeoclimate Res.*, **14**: 1-9, 1 fig.; Stuttgart (Fischer).
- VANDENBERGHE, J. (1995b): The role of rivers in palaeoclimatic reconstruction. – In: FRENZEL, B., VANDENBERGHE, J., KASSE, K., BOHNCKE, S. & GLÄSER, B. [eds.]: *European river activity and climatic change during the Lateglacial and early Holocene*. – *Palaeoclimate Res.*, **14**: 11-19, 4 figs., 1 tab.; Stuttgart (Fischer).
- VANDENBERGHE, J. (1995c): Timescales, Climate and River Development. – *Quatern. Sci. Rev.*, **14**: 631-638, 7 figs.; Amsterdam.
- VANDENBERGHE, J. (1995d): The climate of the Younger Dryas in the Netherlands (extended abstract). – *Geol. Mijnbouw*, **74**: 245-249, 2 figs.; 's-Gravenhage/NL.
- VANDENBERGHE, J. (2002): The relation between climate and river processes, landforms and deposits during the Quaternary. – *Quatern. Int.*, **91**(2): 17-23, 2 figs.; Amsterdam.
- VANDENBERGHE, J. & MADDY, D. (2000): Editorial: The significance of fluvial archives in geomorphology. – *Geomorphol.*, **33**: 127-130; Amsterdam.
- VANDENBERGHE, J. & MADDY, D. (2001): The response of river systems to climate change. – *Quaternary Int.*, **79**: 1-3; Amsterdam.
- VANDENBERGHE, J. & SMEDT, P. DE (1979): Palaeomorphology in the eastern Scheldt basin (Central Belgium). The Dijle-Demer-Grote Nete confluence area. – *Catena*, **6**: 73-105, 13 figs., 1 tab.; Braunschweig.
- VANDENBERGHE, J., BOHNCKE, S., LAMMERS, W. & ZILVERBERG, L. (1987): Geomorphology and Palaeoecology of the Mark valley (southern Netherlands): Geomorphological valley development during the Weichselian and Holocene. – *Boreas*, **16**: 55-67, 8 figs., 1 tab.; Oslo.

- VANDENBERGHE, J., KASSE, C., BOHNCKE, S. & KOZARSKI, S. (1994): Climate-related river activity at the Weichselian-Holocene transition: a comparative study of the Warta and Maas rivers. – *Terra nova*, **6**: 476-485, 14 figs.; Oxford.
- VAN VLIET-LANOË, B. (1991): Late Glacial and Holocene pedogenesis: The response to human activities. – In: FRENZEL, B., PONS, A. & GLÄSER, B. [eds.]: *Evaluation of Climate Proxy Data in Relation to the European Holocene*. – *Palaeoclimate Res.*, **6**: 227-239, 2 figs.; Stuttgart (Fischer).
- VÖLKEL, J. & LEOPOLD, M. (2001): Zur zeitlichen Einordnung der jüngsten periglazialen Aktivitätsphase im Hangrelief zentraleuropäischer Mittelgebirge. – *Z. Geomorph. N. F.*, **45**(3): 273-294, 5 Abb., 1 Tab.; Berlin.
- VÖLKEL, J., ZEPP, H. & KLEBER, A. (2002a): Periglaziale Deckschichten in Mittelgebirgen – ein offenes Forschungsfeld. – *Ber. dt. Landeskd.*, **76**(2/3): 101-114, 1 Tab.; Flensburg.
- VÖLKEL, J., LEOPOLD, M., MAHR, A. & RAAB, Th. (2002b): Zur Bedeutung kaltzeitlicher Hangsedimente in zentraleuropäischen Mittelgebirgslandschaften und zu Fragen ihrer Terminologie. – *Petermanns geogr. Mitt.*, **146**(2): 50-59, 6 Abb.; Gotha.
- WAGNER, G. A. (1995): Altersbestimmung von jungen Gesteinen und Artefakten. *Physikalische und chemische Uhren in Quartärgeologie und Archäologie*. – 287 S., 176 Abb., 6 Tab.; Stuttgart (Enke).
- WAGNER, G. A. (1998): *Age Determination of Young Rocks and Artefacts. - Physical and chemical clocks in Quarternary Geology and Archaeology*. – XVIII+466 pp., 177 figs.; Berlin (Springer).
- WAGNER, P. (1981): Riedstadt-Goddelau, Kreis Groß-Gerau. Holzbrücken im alten Neckarbett. Ausgrabungen im Hessischen Ried 1976-1977. – *Archäol. Denkmäler Hessen*, **20**: 12 S.; Wiesbaden.
- WAGNER, P., m. Beitr. v. SCHMIDT, B., KÖHLER, I, ROTTLÄNDER, R. u. GROSSE-BRAUCKMANN, G., MALCHOW, G. & STREITZ, B. (1990): Die Holzbrücken bei Riedstadt-Goddelau, Kreis Groß-Gerau. – *Mater. Vor- u. Frühgesch. Hessen*, **5**: VII+171 S., 65 Abb., 56 Taf.; Wiesbaden.
- WALDMANN, F. (1989): Beziehungen zwischen Stratigraphie und Bodenbildungen aus spätglazialen und holozänen Sedimenten in der nördlichen Oberrheinebene. – *Diss. Geowiss. Fak., Univ. Freiburg*: 166 S., 53 Abb., 5 Tab., 1 Kt.; Freiburg/Br.
- WALTER, W. (1951): Neue morphologisch-physikalische Erkenntnisse über Flugsand und Dünen. – *Rhein-Main. Forsch.*, **31**: 34 S., 17 Abb., 2 Taf., 1 Kt.; Frankfurt/M.
- WALTER, R., m. Beitr. v. GIESE, P., WALTHER H. W. & DILL, H. (1995): *Geologie von Mitteleuropa*. – 6. Aufl.: IX+566 S., 151 Abb., 12 Tab.; Stuttgart (Schweizerbart).
- WAWRIK, H. (1999): Der Käfertaler Wald – Geschichte und Geschichten. – *J.-Ber. Ver. Naturkde. Mannheim, N. F.*, **6**: 149-173, 19 Abb.; Mannheim.
- WEDEL, J. (1996): Mollusken und Kleinsäuger aus verlandeten Altrheinrinnen bei Groß-Rohrheim. – *Jb. Nass. Ver. Naturkde.*, **117**: 7-63, 20 Abb., 5 Tab.; Wiesbaden.
- WILDHAGEN, H. & MEYER, B. (1972): Holozäne Bodenentwicklung, Sedimentbildung und Geomorphogenese im Flußauenbereich des Göttinger Leinetalgrabens, **1**. Spätglazial und Holozän bis zum Beginn der eisenzeitlichen Auenlehm-Ablagerungen. – *Göttinger bodenkdl. Ber.*, **21**: 1-75, 9 Abb., 5 Tab., 3 Kt.; Göttingen.
- WOLLERSEN, T. W. (1982): Zur Boden- und Sedimententwicklung in spätpleistozänen und holozänen Hochflutlehmen von Rhein und Neckar im nördlichen Oberrheingraben. – *Diss. Univ. Bonn*: 260 S., 53 Abb., 8 Tab.; Bonn.
- WUNDERLICH, J. (1999): Informationssysteme zur Integration von Paläodaten. – *Frankfurter geowiss. Arb.*, **D25**: 257-271, 3 Abb., 1 Tab.; Frankfurt/M.

- WUNDERLICH, J. (2000): Prähistorische und historische Bodenerosion im Amöneburger Becken – Abgeleitet aus einer Sequenz datierter Kolluvien. – Ber. Komm. Archäol. L.-Forsch. Hessen **5**: 9-15, 4 Abb.; Rahden/Westf.
- ZAKOSEK, H. (1962): Zur Genese und Gliederung der Steppenböden im nördlichen Oberrhein. – Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **37**: 1-46, 1 Abb., 19 Tab.; Wiesbaden.
- ZAKOSEK, H. (1989): Zur Genese und Gliederung der Steppenböden im nördlichen Oberrhein. – Mitt. dt. bodenkdl. Ges., **59**(2): 1021-1024; Göttingen.
- ZAKOSEK, H. (1991): Zur Genese und Gliederung des Rheintal-Tschernosems im nördlichen Oberrhein. – Mainzer geowiss. Mitt., **20**: 159-176, 6 Tab.; Mainz.
- ZAKOSEK, H., STEPHAN, S. & LOTHAMMER, H. (1991): Entstehung, Merkmale und Eigenschaften der Smonitza in Rheinhessen und ihre bodensystematische Stellung. – Mainzer geowiss. Mitt., **20**: 177-228, 12 Abb., 9 Tab.; Mainz.
- ZIEHEN, W. (1970): Wald und Steppe in Rheinhessen. Ein Beitrag zur Geschichte der Naturlandschaft. – Forsch. dt. Landeskd., **196**: 1-154, 2 Abb., 26 Tab., 2 Kt.; Bonn-Bad Godesberg.
- ZOLITSCHKA, B. (1995): „Absolute“ Datierung des Pleistozän/Holozän-Überganges und der Laacher See Tephra. Diskussionsgrundlage (Stand: 8. November 1995). – Protokoll über das 3. Wiss. Kolloquium im Schwerpunktprogramm „Wandel der Geosphäre“, Arbeitsbereich Seesedimente, 12.-13. 10. 1995, Göttingen: 36-41, 1 Abb., 3 Tab.; Göttingen.
- ZOLITSCHKA, B. (1996): High resolution lacustrine sediments and their potential for palaeoclimatic reconstruction. – In: JONES, P. D., BRADLEY, R. S & JOUZEL, J. [eds.]: Climatic Variations and Forcing Mechanisms of the Last 2000 years. – NATO ASI Series, **I/41**: 453-478, 7 figs.; Berlin (Springer).
- ZOLITSCHKA, B. & NEGENDANK, J. W. F. (1998): A high resolution record of Holocene palaeohydrological changes from Lake Holzmaar, Germany. – In: HARRISON, S. P., FRENZEL, B., HUCKRIEDE, U. & WEIß, M. M. [eds.]. Palaeohydrology as Reflected in Lake-level Changes as Climatic Evidence for Holocene Times. – Palaeoclimate Res., **25**: 37-52, 7 figs., 3 tabs.; Stuttgart (Fischer).
- ZOLITSCHKA, B. (1998): A 14,000 year sediment yield record from western Germany based on annually laminated sediments. – Geomorphol., **22**: 1-17, 11 figs., 5 tabs.; Amsterdam.
- ZOLITSCHKA, B., BEHRE, K.-E. & SCHNEIDER, J. (2003): Human and climatic impact on the environment as derived from colluvial, fluvial and lacustrine archives – examples from the Bronze Age to the Migration period, Germany. – Quatern. Sci. Rev., **22**(1): 81-100, 11 figs.; Amsterdam.

12. Verzeichnis der verwendeten Karten

Topographische Karten 1:25 000

- TK25 Blatt 6016 Groß-Gerau, Normalausgabe 1997; Hess. L.-Vermessungsamt (Hrsg.)
TK25 Blatt 6116 Oppenheim, Normalausgabe 1996; Hess. L.-Vermessungsamt (Hrsg.)
TK25 Blatt 6117 Darmstadt-West, Normalausgabe 1996; Hess. L.-Vermessungsamt (Hrsg.)
TK25 Blatt 6216 Gernsheim, Normalausgabe 1995; Hess. L.-Vermessungsamt (Hrsg.)
TK25 Blatt 6217 Zwingenberg, Normalausgabe 1996; Hess. L.-Vermessungsamt (Hrsg.)
TK25 Blatt 6316 Worms, Normalausgabe 1996; Hess. L.-Vermessungsamt (Hrsg.)
TK25 Blatt 6317 Bensheim, Normalausgabe 1996; Hess. L.-Vermessungsamt (Hrsg.)

Topographische Karten 1:50 000

- TK50 Blatt 6116 Darmstadt-West, Normalausgabe 1991; Hess. L.-Vermessungsamt (Hrsg.)
TK50 Blatt 6316 Worms, Normalausgabe 1997; Hess. L.-Vermessungsamt (Hrsg.)

Geologische Karten 1:25 000

- GK25 Blatt 6116 Oppenheim, faksimilierter Nachdruck der 1. Aufl., erschienen 1911; Hess. L.-Amt Bodenforsch. (Hrsg.)
GK25 Blatt 6216 Gernsheim, digitale Ausgabe; Hess. L.-Amt Bodenforsch. (Hrsg.)
GK25 Blatt 6316 Worms; Hess. L.-Amt Bodenforsch. (Hrsg.)
GK25 Blatt 6217 Zwingenberg a. d. Bergstr.; Hess. L.-Amt Bodenforsch. (Hrsg.)

Bodenkarte 1:50 000

- Bodenkarte der nördlichen Oberrheinebene 1:50 000 (= HlFB 1990; Kap. 11); Hess. L.-Amt Bodenforsch. (Hrsg.)

Bodenkarte 1:25 000

- BK25 Blatt 6216 Gernsheim, digitale Ausgabe (= ROSENBERGER & WEIDNER 1995; Kap. 11); Hess. L.-Amt Bodenforsch. (Hrsg.)

Bodenkarte 1:10 000

- Die Böden im Mändersystem Leeheim–Geinsheim, nördliche Oberrheinebene. Unveröff. Bodenk. 1:10 000; Wiesbaden; Hess. L.-Amt Bodenforsch. (Hrsg.).

Sonstige Karten

- Karte über das Überschwemmungsgebiet des Hochwassers im Winter 1882/83 längs des Main- und Rheinstromes in dem Großherzogtum Hessen gefertigt von der großherzoglichen Landesinspection 1:100 000.

Anhang 1

Laboranalytische Kennwerte

Profil-Bez.	BRK-1	TK 25-Nr.	6116 Oppenheim	Lokalität	„Großes Bruch“	Rechtswert	3463 250	Höhe	86,5 m ü NN
Profiltyp	Bohrkern	Stadt/Gemeinde	Groß-Gerau, OT Berkach	Nutzung	Grünland	Hochwert	5528 895	Grundwasser	57 cm u. GOF

Lab.-Nr.	Fazies/Substrat	Tiefe [cm]	Farbe	Korngrößenzusammensetzung [Gew.-%]										pH [CaCl ₂]	CaCO ₃ [Gew.-%]	Giv [Gew.-%]	C _{org} [Gew.-%]	Fe ₀ :Fe _d	
				gS	mS	fS	Σ S	gU	mU	fU	Σ U	T	Feinboden						Skelett
F416	Altauffazies	Hn ₂	2.5Y2/0	0,1	50,7	23,7	74,5	3,8	3,2	2,4	9,4	16,1	St2	0	2,4	51,7	n.b.	n.b.	
F417		Hn ₂	2.5Y2/0	2,9	71,4	20,3	94,6	1,0	1,2	0,5	2,7	2,8	Ss	0	2,5	55,8	n.b.	n.b.	
F418		Hn ₂	10YR2/1	0,7	69,4	23,6	93,7	1,2	1,0	1,0	3,2	3,3	Ss	0	2,8	66,6	n.b.	n.b.	
F419		Hn ₂	10YR2/1	0,9	71,4	23,8	96,1	1,2	0,6	0,1	1,9	2,0	Ss	0	3,0	71,1	n.b.	n.b.	
F420		Hn ₂	2.5Y2/0	2,2	73,4	20,3	95,9	1,1	0,5	0,4	2,0	2,1	Ss	0	1,9	44,6	n.b.	n.b.	
F421		Hn ₂	2.5Y2/0-10YR2/1	4,2	69,4	21,9	95,5	1,0	1,0	0,1	2,1	2,4	Ss	0	2,0	40,8	n.b.	n.b.	
F422		AF _{Tr}	2.5Y2/0	0,0	0,3	0,5	0,8	10,5	15,0	10,0	35,5	63,6	Tu2	0	6,4	2,3	17,9	11,8	n.b.
F423		Hn ₁	2.5Y2/0-10YR2/1	0	5,9	3,0	39,6	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	0	5,9	3,0	39,6	n.b.	n.b.
F424		Hn ₁	2.5Y2/0-10YR2/1	0	5,6	2,8	61,1	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	0	5,6	2,8	61,1	n.b.	n.b.
F425		Hn ₁	2.5Y2/0-10YR2/1	0	5,8	3,4	65,9	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	0	5,8	3,4	65,9	n.b.	n.b.
F426		Hn ₁	2.5Y2/0-10YR2/1	0	5,6	2,6	82,3	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	0	5,6	2,6	82,3	n.b.	n.b.
F427		Hn ₁	2.5Y2/0-10YR2/1	0	5,6	3,0	84,0	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	0	5,6	3,0	84,0	n.b.	n.b.
F428		Hn ₁	2.5Y2/0-10YR2/1	0	5,5	2,2	85,0	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	0	5,5	2,2	85,0	n.b.	n.b.
F429		Hn ₁	2.5Y2/0-10YR2/1	0	5,1	3,2	85,4	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	0	5,1	3,2	85,4	n.b.	n.b.
F430		Hn ₁	2.5Y2/0-10YR2/1	0	5,5	2,8	83,4	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	0	5,5	2,8	83,4	n.b.	n.b.
F431		Hn ₁	2.5Y2/0-10YR2/1	0	5,6	4,4	77,1	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	0	5,6	4,4	77,1	n.b.	n.b.
F432	Hn ₁	2.5Y2/0-10YR2/1	0	5,9	3,2	76,8	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	0	5,9	3,2	76,8	n.b.	n.b.	
F433	RF _{Ss} /Hn ₁	10YR3-4/1	0,1	50,7	23,7	74,5	3,8	3,2	2,4	9,4	16,1	St2	0	5,9	1,1	11,5	12,3	n.b.	
F434	RF _{Ss}	2.5Y3-4/2	2,9	71,4	20,3	94,6	1,0	1,2	0,5	2,7	2,8	Ss	0,5	5,1	0,6	n.b.	1,4	n.b.	
F435	RF _{Ss}	2.5Y3/2	0,7	69,4	23,6	93,7	1,2	1,0	1,0	3,2	3,3	Ss	0,1	5,1	0,7	n.b.	1,6	n.b.	
F436	RF _{Ss}	10YR5/1-2	0,9	71,4	23,8	96,1	1,2	0,6	0,1	1,9	2,0	Ss	0,1	4,4	0,9	n.b.	0,3	n.b.	
F437	RF _{Ss}	10YR5/1-2	2,2	73,4	20,3	95,9	1,1	0,5	0,4	2,0	2,1	Ss	0	4,4	0,7	n.b.	0,3	n.b.	
F438	RF _{Ss}	10YR5-6/2	4,2	69,4	21,9	95,5	1,0	1,0	0,1	2,1	2,4	Ss	0,1	5,0	0,3	n.b.	0,4	n.b.	
F439	RF _{Ss}	10YR5-6/2	1,9	60,4	32,5	94,8	1,8	0,9	0,1	2,8	2,3	mSfs	0,2	5,3	0,5	n.b.	0,4	n.b.	
F440	RF _{Ss}	10YR5-6/2	7,1	84,9	5,8	97,8	0,4	0,4	0,3	1,1	1,1	Ss	0,4	5,2	0,3	n.b.	0,1	n.b.	

Anh. 1-1: Laboranalytische Kennwerte von Profil BRK-1.

Profil-Bez.	HF-1	TK 25-Nr.	6116 Oppenheim	Lokalität	„Heißeheid“	Rechtswert	3463 500	Höhe	89,0 m ü NN
Profiltyp	Aufschluß	Stadt/Gemeinde	Groß-Gerau, OT Berkach	Nutzung	Kiefernforst	Hochwert	5528 225	Grundwasser	-

Lab.-Nr.	Fazies/ Substrat	Schicht/ Horizont	Tiefe [cm]	Farbe	Korngrößenzusammensetzung [Gew.-%]											pH [CaCl ₂]	CaCO ₃ [Gew.-%]	Glv [Gew.-%]	C _{org} [Gew.-%]	Feo:Fed
					gS	mS	fS	Σ S	gU	mU	fU	Σ U	T	Feinboden	Skelett					
HF-1.1	M	I Ah	0-10	10YR3/2	1,9	60,9	22,0	84,8	4,4	2,6	2,7	9,8	5,5	S ₁₂	<1,0	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	
HF-1.2	M	I M	-30	10YR6/4	1,8	62,4	22,7	86,9	4,4	2,4	2,5	9,3	3,9	S _s	<1,0	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	
HF-1.3	Sa	II Bbt+Bv	-65	10YR6/4	1,4	63,4	25,6	90,4	3,6	1,0	2,0	6,6	3,0	S _s	<1,0	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	
HF-1.4	Sa	II Bbt+Bv	-82	10YR4/4	1,1	63,8	27,7	92,6	2,8	1,7	0,6	5,0	2,4	S _s	<1,0	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	
HF-1.5	Sa	II Bbt+Bv	-105	5YR4/6	2,2	71,4	20,5	94,1	2,3	1,0	0,7	4,0	1,9	S _s	<1,0	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	
HF-1.6	Sa	II Bbt+Bv	-125	5YR4/6	0,7	86,1	9,5	96,3	1,3	0,6	0,6	2,5	1,3	S _s	<1,0	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	
HF-1.9	Sa	II Bt	-127	5YR4/6	1,1	70,0	11,3	82,4	2,6	1,1	1,1	4,8	12,8	S ₁₂	<1,0	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	
HF-1.7	Sa	II Bv+Bbt	-142	5YR4/6	2,5	68,9	16,9	88,3	2,1	0,6	0,0	2,7	9,1	S ₁₂	<1,0	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	
HF-1.12	Sa	II Bt	-145	5YR4/6	1,4	65,2	16,7	83,3	2,4	0,6	0,6	3,5	13,3	S ₁₂	<1,0	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	
HF-1.8	Sa	II Bv+Bbt	-185	5YR4/6	0,8	85,4	9,1	95,4	0,7	1,0	0,0	1,7	3,0	S _s	<1,0	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	
HF-1.11	Lhf	III Bt	-195	5YR4/6	5,3	76,3	5,2	86,8	0,4	0,2	0,2	0,9	12,4	S ₁₂	<1,0	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	
HF-1.13	Sf	IV rGo ₁	-202	10YR3/2	0,5	4,0	81,2	85,7	6,0	1,0	1,0	7,9	6,5	S ₁₂	<1,0	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	
HF-1.14	Sf	IV rGo ₂	-206	10YR3/2	2,3	73,4	17,9	93,6	3,0	0,8	0,0	3,9	2,6	S _s	<1,0	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	
HF-1.15	Sf	IV rGo ₃	-213	10YR3/2	1,1	21,0	70,8	92,9	2,7	0,2	0,8	3,7	3,5	S _s	<1,0	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	
HF-1.16	Sf	IV rGo ₄	-217+	10YR3/2	14,7	72,0	10,6	97,3	0,3	0,8	0,0	1,1	1,6	S _s	<1,0	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	

Anh. 1-2: Laboranalytische Kennwerte von Profil HF-1.

Profil-Bez.	HF-2	TK 25-Nr.	6116 Oppenheim	Lokalität	„Heißeild“	Rechtswert	3463 480	Höhe	90,6 m ü NN
Profiltyp	Aufschluß	Stadt/Gemeinde	Groß-Gerau, OT Berkach	Nutzung	Kiefernforst	Hochwert	5528 635	Grundwasser	-

Lab.-Nr.	Fazies/ Substrat	Schicht/ Horizont	Tiefe [cm]	Farbe	Korngrößenzusammensetzung [Gew.-%]										pH [CaCl ₂]	CaCO ₃ [Gew.-%]	Giv [Gew.-%]	C _{org} [Gew.-%]	Fe ₀ :Fed	
					gS	mS	fS	Σ S	gU	mU	fU	Σ U	T	Feinboden						Skelett
HF-2.2	M	I Ah	0-15	10YR3/2	4,5	75,2	12,5	92,2	1,9	1,3	0,3	3,5	4,3	4,3	Ss	<1,0	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.
HF-2.3	M	II M	-25	10YR5/2	5,2	77,3	11,7	94,2	1,3	0,6	1,1	3,0	2,8	2,8	Ss	<1,0	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.
HF-2.4	M	II M	-35	10YR5/2	7,1	80,2	8,5	95,8	0,6	0,8	0,5	1,8	2,4	2,4	Ss	<1,0	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.
HF-2.5	M	II M	-42	10YR5/2	6,5	80,1	9,9	96,5	0,9	1,0	0,3	2,2	1,3	1,3	Ss	<1,0	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.
HF-2.6	Sa	II Bbt+Bv	-50	5YR5/2	6,0	82,7	8,3	97,0	0,6	1,4	0	2,1	1,0	1,0	Ss	<1,0	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.
HF-2.7	Sa	II Bbt+Bv	-62	10YR5-6/6-4	7,2	84,6	6,1	97,9	0,8	0,4	0,3	1,5	0,5	0,5	Ss	<1,0	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.
HF-2.8	Sa	II Bbt+Bv	-72	10YR5-6/6-4	4,2	88,1	5,5	97,8	0	1,1	0	1,1	1,1	1,1	Ss	<1,0	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.
HF-2.9	Sa	II Bbt+Bv	-85	10YR5-6/6-4	5,9	87,8	5,3	99,0	0,4	0,3	0	0,7	0,3	0,3	Ss	<1,0	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.
HF-2.10	Sa	II Bbt+Bv	-97	10YR5-6/6-4	7,0	85,4	5,2	97,6	0,7	0	0,4	2,1	0,4	0,4	Ss	<1,0	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.
HF-2.11	Sa	II Bbt	-110	10YR5-6/6-4	7,7	79,7	4,7	92,1	1,5	1,2	0	2,7	5,3	5,3	S12	<1,0	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.
HF-2.12	Sa	II ICC	-115	7.5-10YR5/4-6	7,3	81,8	7,3	96,3	1,7	0	0	1,7	2,1	2,1	Ss	<1,0	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.
HF-2.13	Sa	II ICC	-125	10YR5-6/3	2,6	88,3	6,7	97,6	0,1	0,7	0,5	1,3	1,1	1,1	Ss	<1,0	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.
			-135	10YR5-6/3																

Anh. 1-3: Laboranalytische Kennwerte von Profil HF-2.

Profil-Bez.	FAS-1	TK 25-Nr.	6016 Groß-Gerau	Lokalität	Fasanerie	Rechtswert	3462915	Höhe	86,9 m ü NN
Profiltyp	Bohrkern	Stadt/Gemeinde	Groß-Gerau, OT Dornberg	Nutzung	Laubwald	Hochwert	5529975	Grundwasser	147 cm u. GOF

Lab.-Nr.	Fazies/Substrat	Schicht/ Horizont	Tiefe [cm]	Farbe	Korngrößenzusammensetzung [Gew.-%]										pH [CaCl2]	CaCO3 [Gew.-%]	Glv [Gew.-%]	Org.S. [Gew.-%]	Feo:Fed	
					gs	ms	fs	Σ S	gU	mU	fU	Σ U	T	Feinboden						Skelett
F340	Tf4	I Axh	0-20	10YR4/1	2,0	7,9	6,0	15,9	13,3	14,7	11,0	39,0	45,1	Tu2	0	7,4	5,2	n.b.	7,0	n.b.
F341	Tf4	I rGo-Axh	-50	2.5Y4-6/2	0,7	2,5	3,4	6,6	13,7	17,0	14,1	44,9	48,5	Tu2	0	7,6	12,9	n.b.	1,2	n.b.
F342	Tf3	II rGco	-73	2.5Y5-6/2	1,0	1,0	4,0	6,0	9,1	23,8	25,0	57,9	36,1	Tu3	0	7,8	47,4	n.b.	0,6	n.b.
F343	Tf3	II rGco	-108	5Y6/1	1,8	3,0	1,4	6,2	9,6	24,3	24,3	58,3	35,5	Tu3	0	7,9	47,4	n.b.	0,5	n.b.
F344	Tf3	II Gcor	-120	5Y6/1	4,7	1,6	3,0	9,3	7,1	21,9	24,4	53,5	37,2	Tu3	0	7,8	51,8	n.b.	n.b.	n.b.
F345	Tf2	III Gcor	-133	2.5Y5-6/1	11,3	4,0	1,4	16,7	1,9	6,0	12,2	20,0	63,3	Tl	0	7,7	22,1	n.b.	n.b.	n.b.
F346	Sf/LST	IV Gw	-140	2.5Y4/2	7,4	17,5	18,4	43,4	13,5	10,8	9,8	34,1	22,6	Ls3	0	7,5	5,6	n.b.	n.b.	n.b.
F347	Tf1	V Gcor	-160	5Y5-6/1-2.5Y4-5/0	5,3	1,9	0,8	8,0	7,5	19,6	20,1	47,3	44,7	Lt3	0	7,7	26,1	n.b.	n.b.	n.b.
F348	Tf1	V Gor	-180	2.5Y6/0	0,2	1,2	3,4	4,7	12,8	16,4	20,8	50,1	45,2	Tu2	0	7,8	28,3	n.b.	n.b.	n.b.
F349	Sf	VI Gr	-210	10YR6/1	1,0	44,3	48,0	93,3	2,1	1,6	0,8	4,5	2,3	mSfs	0	8,0	12,6	n.b.	n.b.	n.b.
F350	Sf	VII Gr	-220	10YR5/1	2,2	21,1	68,1	91,5	2,3	2,1	0,5	4,9	3,6	fSms	0	7,6	17,6	n.b.	n.b.	n.b.
F351	Sf	VII Gr	-230	2.5Y4/0	0,9	19,2	71,8	91,9	2,4	1,7	0,7	4,8	3,3	fSms	0	7,6	12,6	n.b.	n.b.	n.b.
F352	Sf	VIII Gr	-245	5Y4/1-10YR5/1	3,0	69,6	24,4	97,0	0,8	0,5	0,0	1,3	1,7	Ss	0	7,8	12,4	n.b.	n.b.	n.b.

Anh. 1-6: Laboranalytische Kennwerte von Profil FAS-1.

Profil-Bez.	CW-1	TK 25-Nr.	6117 Darmstadt-West	Lokalität	„Wasserbiblos“	Rechtswert	3466 070	Höhe	89,0 m ü NN
Profiltyp	Bohrkern	Stadt/Gemeinde	Riedstadt, OT Crumstadt	Nutzung	Grünland	Hochwert	5518 700	Grundwasser	60 cm u. GOF

Lab.-Nr.	Fazies/Substrat	Schicht/Horizont	Tiefe [cm]	Farbe	Korngrößenzusammensetzung [Gew.-%]										pH [CaCl ₂]	CaCO ₃ [Gew.-%]	Glv [Gew.-%]	Org.S. [Gew.-%]	Fe ₀ :Fe _d
					gS	mS	fs	Σ S	gU	mU	fU	Σ U	T	Feinboden					
F221	M	n.b.	0-14	5YR2/1-10YR2/1	1,0	10,9	13,5	25,5	9,6	7,9	13,7	31,2	43,3	LT3	0	0,9	25,0	n.b.	n.b.
F222	M	n.b.	-20/21	5YR2/1-10YR2/1	0,2	4,1	7,2	11,4	5,3	8,4	14,0	27,7	60,9	Tu2	0	0,4	31,6	n.b.	n.b.
F223	Hn	n.b.	-30	2.5Y2/0-5YR2/1											0	0,4	72,2	n.b.	n.b.
F224	Hn	n.b.	-40	2.5Y2/0-5YR2/1											0	2,5	83,4	n.b.	n.b.
F225	Hn	n.b.	-50	2.5Y2/0-5YR2/1											0	1,3	80,1	n.b.	n.b.
F226	Hn	n.b.	-60	2.5Y2/0-5YR2/1											0	0,5	79,2	n.b.	n.b.
F227	Hn	n.b.	-70	2.5Y2/0-5YR2/1											0	0,7	77,3	n.b.	n.b.
F228	Hn	n.b.	-80	2.5Y2/0-5YR2/1											0	0,7	84,4	n.b.	n.b.
F229	Hn	n.b.	-90	2.5Y2/0-5YR2/1											0	0,8	85,1	n.b.	n.b.
F230	Hn	n.b.	-100	2.5Y2/0-5YR2/1											0	0,6	87,4	n.b.	n.b.
F231	Hn	n.b.	-110	2.5Y2/0-10YR2/1											0	0,6	90,9	n.b.	n.b.
F232	Hn	n.b.	-120	2.5Y2/0-10YR2/1											0	0,6	89,9	n.b.	n.b.
F233	Hn	n.b.	-130	2.5Y2/0-10YR2/1											0	1,4	90,5	n.b.	n.b.
F234	Hn	n.b.	-140	2.5Y2/0-10YR2/1											0	1,4	90,6	n.b.	n.b.
F235	Hn	n.b.	-150	2.5Y2/0-10YR2/1											0	0,3	90,0	n.b.	n.b.
F236	Hn	n.b.	-160	2.5Y2/0-10YR2/1											0	0,7	90,5	n.b.	n.b.
F237	Hn	n.b.	-170	2.5Y2/0-10YR2/1											0	0,7	90,4	n.b.	n.b.
F238	Hn	n.b.	-180	2.5Y2/0-10YR2/1											0	15,1	75,8	n.b.	n.b.
F239	Hn	n.b.	-190	5Y2/0-10YR2/1											0	48,9	40,0	n.b.	n.b.
F240	Fmk	n.b.	-198	5Y2/0-10YR2/1		0	0,5	19,3	19,8	25,3	26,6	14,1	65,9	14,3	U13	64,7	27,4	n.b.	n.b.
F241	Fmk	n.b.	-204	10YR3/2-2.5Y3-4/2		0	0,4	9,4	9,8	20,8	31,4	19,4	71,6	18,6	U14	75,6	19,6	n.b.	n.b.
F242	Fmk	n.b.	-210	2.5Y4-5/2		0	1,4	20,0	21,4	29,1	26,8	9,9	65,9	12,7	U13	83,7	11,6	n.b.	n.b.
F243	Fmk	n.b.	-215	2.5Y4/2		0	0	25,2	25,2	30,4	24,3	11,6	66,3	8,6	U12	84,3	13,6	n.b.	n.b.
F244	Fmk	n.b.	-220	2.5Y4/2		0	0	25,1	25,1	34,3	22,3	10,2	66,8	8,1	U12	81,4	15,8	n.b.	n.b.
F245	Fmk	n.b.	-225	5Y3-4/2		0	0	25,7	25,7	33,4	20,7	8,6	62,7	11,5	U1s	81,7	13,7	n.b.	n.b.
F246	Fmk	n.b.	-230	5Y3-4/2		0	0	27,4	27,4	35,3	20,2	9,0	64,5	8,1	U1s	83,2	13,8	n.b.	n.b.

Niedermoorort

n.b.

Alltuffazies

Anh. 1-7: Laboranalytische Kennwerte von Profil CW-1.

Profil-Bez.	CW-1	TK 25-Nr.	6117 Darmstadt-West	Lokalität	„Wasserbiblos“	Rechtswert	3466 070	Höhe	89,0 m ü NN
Profiltyp	Bohrkern	Stadt/Gemeinde	Riedstadt, OT Crumstadt	Nutzung	Grünland	Hochwert	5518 700	Grundwasser	60 cm u. GOF

Lab.-Nr.	Fazies/Substrat	Schicht/Horizont	Tiefe [cm]	Farbe	Korngrößenzusammensetzung [Gew.-%]										pH [CaCl ₂]	CaCO ₃ [Gew.-%]	Glv [Gew.-%]	Org.S. [Gew.-%]	Feo:Fed	
					gS	mS	fS	Σ S	gU	mU	fU	Σ U	T	Feinboden						Skelett
F247	Fmk	n.b.	-235	5Y3/2	0	0	26,0	26,0	34,8	22,1	8,5	65,4	8,6	Uf2	0	7,1	80,7	18,7	n.b.	n.b.
F248	Fmk	n.b.	-240	5Y3/2	0	0,2	23,0	23,2	39,4	28,2	1,8	69,4	7,4	Us	0	7,1	86,0	18,4	n.b.	n.b.
F249	Fmk	n.b.	-245	5Y3/2	0	0,5	28,5	29,0	34,6	18,6	6,6	59,8	11,2	Uls	0	7,2	80,9	19,1	n.b.	n.b.
F250	Fmk	n.b.	-250	5Y3/2	0	1,5	29,8	31,3	33,3	19,5	9,3	62,1	6,6	Us	0	7,1	79,8	14,8	n.b.	n.b.
F251	Fmk	n.b.	-253	5Y3/2	0	1,7	35,1	36,8	31,2	18,8	7,6	57,6	5,6	Us	0	7,1	80,5	14,3	n.b.	n.b.
F252	Fmk	n.b.	-257	5Y4/2	0	2,1	36,8	38,9	30,4	17,9	7,3	55,6	5,5	Us	0	7,2	85,0	10,9	n.b.	n.b.
F253	Fmk	n.b.	-260	5Y4/2	0	0,8	30,6	31,4	36,7	15,6	9,6	61,9	6,7	Us	0	7,1	73,6	11,5	n.b.	n.b.
F254	Fmu	n.b.	-267	5Y5/3	0,1	0,3	22,1	22,4	45,2	14,9	10,5	70,6	7,0	Us	0,1	7,1	65,5	23,3	n.b.	n.b.
F255	Fmu	n.b.	-274	5Y4/1-2-5Y3-4/1	0	0,5	11,8	12,3	22,9	31,5	18,1	72,5	15,2	Uf3	0	7,0	35,8	12,9	13,5	n.b.
F256	Fmu	n.b.	-277	2.5Y/0	0	0,9	10,3	11,3	22,2	30,5	16,1	68,7	20,1	Uf4	0	7,0	26,7	11,8	12,0	n.b.
F257	Fmu	n.b.	-283	2.5Y3-4/0	0	0,1	1,4	1,5	15,1	21,3	20,0	56,4	42,1	Tu3	0	7,1	31,9	5,9	6,0	n.b.
F258	Fmu	n.b.	-289	2.5Y3-4/0	0	1,0	3,8	4,8	17,1	16,2	18,3	51,6	43,6	Tu3	0	7,0	27,5	3,6	3,8	n.b.
F259	Fmu	n.b.	-290	5Y4-5/1	0	10,4	37,8	48,1	16,7	12,1	7,9	36,7	15,2	Sl4	0	7,1	29,1	n.b.	1,7	n.b.
F260	Fmu	n.b.	-293	2.5Y4/0-2	0,3	12,0	41,7	54,0	18,2	7,3	6,8	32,3	13,7	Sl4	0	7,0	26,5	n.b.	1,8	n.b.
F261	Fmu	n.b.	-296,5	2.5Y4/0-2	0	1,3	4,5	5,7	13,6	18,7	18,9	51,2	43,1	Tu3	0	7,0	26,9	n.b.	3,5	n.b.
F262	Fmu	n.b.	-307	2.5Y4/0-2	0,1	6,4	20,5	27,0	18,3	17,2	12,3	47,8	25,2	Lt2	0	7,1	33,7	n.b.	2,9	n.b.
F263	Fmu	n.b.	-315	5Y4/1-2-5Y3-4/1	0	0,9	3,3	4,2	12,3	21,4	18,3	52,0	43,8	Tu3	0	7,1	31,1	n.b.	3,7	n.b.
F264	Fmu	n.b.	-326	2.5Y2/0	0,1	10,5	33,3	43,9	20,9	6,0	3,1	29,9	26,2	Lts	0	7,1	26,7	n.b.	1,9	n.b.
F265	Fmu	n.b.	-331	5Y3-4/1	0,2	8,6	31,0	39,7	21,0	11,0	9,3	41,3	19,0	Ls2	0	7,1	29,5	n.b.	1,7	n.b.
F266	Fmu	n.b.	-336	5Y4-5/1	0,1	6,0	13,3	19,4	15,0	19,8	17,8	52,6	28,1	Lu	0,1	7,1	36,6	n.b.	1,6	n.b.
F267	Fmu	n.b.	-345	5Y3-4/1	0	2,6	15,3	17,9	24,8	17,2	12,7	54,6	27,5	Lu	0	7,0	36,8	n.b.	3,7	n.b.
F268	Fmu	n.b.	-355	2.5Y3-4/0	0	0,5	2,0	2,5	9,5	19,2	22,8	51,6	45,9	Tu2	0	7,0	30,1	n.b.	3,7	n.b.
F269	Fmu	n.b.	-365	2.5Y3-4/0	0	0,2	1,4	1,7	7,1	21,6	25,6	54,3	44,1	Tu3	0	7,1	33,8	n.b.	3,2	n.b.
F270	Fmu	n.b.	-370	2.5Y4/0-5Y5/1	0	1,2	1,4	1,5	12,9	24,7	21,2	58,8	39,6	Tu3	0	7,0	34,6	n.b.	2,9	n.b.
F271	Fmu	n.b.	-375	5Y4-5/1	0	0,1	1,6	1,7	13,8	28,9	21,8	64,5	33,8	Tu3	0	7,0	39,7	n.b.	2,1	n.b.

Anh. 1-7: Fortsetzung

Profil-Bez.	CW-1	TK 25-Nr.	6117 Darmstadt-West	Lokalität	„Wasserbiblos“	Rechtswert	34 66 070	Höhe	89,0 m ü NN
Profiltyp	Bohrkern	Stadt/Gemeinde	Riedstadt, OT Crumstadt	Nutzung	Grünland	Hochwert	55 18 700	Grundwasser	60 cm u. GOF

Lab.-Nr.	Fazies/Substrat	Schicht/Horizont	Tiefe [cm]	Farbe	Korngrößenzusammensetzung [Gew.-%]											pH [CaCl ₂]	CaCO ₃ [Gew.-%]	Glv [Gew.-%]	Org.S. [Gew.-%]	Fe ₂ O ₃
					gS	mS	fS	Σ S	gU	mU	fU	Σ U	T	Feinboden	Skelett					
F272	Fmu	n.b.	-385	5Y5/1-2	0	0	0,8	0,8	19,1	33,7	17,7	70,5	28,7	Tu4	0	7,0	36,2	n.b.	2,2	n.b.
F273	Fmu	n.b.	-394	2.5Y3-4/0-5Y4-5/1	0	0,1	1,8	1,9	30,3	30,3	14,1	74,6	23,5	Uf4	0	7,1	36,2	n.b.	2,1	n.b.
F274	Fmu	n.b.	-402	5Y4/1	0	0	33,6	33,6	32,9	12,1	7,1	52,1	14,3	Uls	0	7,0	33,4	n.b.	1,6	n.b.
F275	Fmu	n.b.	-407	5Y4/1	0	0,1	56,1	56,2	22,1	7,4	3,7	33,2	10,6	Sl3	0	7,0	33,0	n.b.	0,9	n.b.
F276	Fmu	n.b.	-412	5Y4/1	0	0,2	5,6	5,8	27,3	22,8	15,3	65,5	28,7	Tu4	0	7,0	37,6	n.b.	2,0	n.b.
F277	Fmu	n.b.	-417	5Y4/1	0	0,6	32,8	33,4	33,8	11,4	6,7	51,9	14,7	Uls	0	7,0	32,5	n.b.	1,3	n.b.
F278	Fmu	n.b.	-419	5Y4/1	0	0,2	10,9	11,1	31,6	20,7	11,6	63,9	25,0	Lu	0	7,1	39,5	n.b.	1,9	n.b.
F279	RFsg	n.b.	-426	10YR5-6/1	27,2	49,6	8,6	85,5	2,2	2,8	2,5	7,5	7,0	Sl2	21,8	7,4	7,6	n.b.	0,4	n.b.
F280	RFsg	n.b.	-443	10YR5-6/1	12,2	69,0	14,9	96,1	0,6	1,2	0,1	1,9	2,0	Ss	2,5	7,5	9,0	n.b.	0,1	n.b.
F281	RFsg	n.b.	-455	10YR5-6/1	2,9	64,8	23,4	91,1	2,9	1,0	1,5	5,4	3,5	mSgs	0,1	7,3	11,8	n.b.	0,3	n.b.
F282	RFsg	n.b.	-462	10YR5-6/1	4,7	78,8	13,6	97,1	1,1	0,1	0,1	1,4	1,6	Ss	0,1	7,2	5,9	n.b.	0	n.b.
F283	RFsg	n.b.	-469	10YR5-6/1	8,7	59,1	10,8	78,6	2,0	7,0	3,0	11,9	9,4	Sl3	<0,1	7,4	10,1	n.b.	0,4	n.b.
F284	RFsg	n.b.	-487	5Y4-5/1	0,1	1,3	2,6	3,9	12,8	26,3	22,2	61,3	34,9	Tu3	0	7,5	37,4	n.b.	2,0	n.b.
F285	RFsg	n.b.	-497	2.5Y5-6/2	8,7	80,3	6,3	95,4	0,9	1,4	0,3	2,5	2,1	Ss	0	7,4	3,4	n.b.	0,1	n.b.
F286	RFsg	n.b.	-505	10YR6/2	39,1	51,3	5,5	95,9	1,1	0,4	0,3	1,8	2,3	mSgs	9,1	7,4	3,9	n.b.	0	n.b.
F287	RFsg	n.b.	-508	5Y5-6/2	6,4	61,9	27,0	95,3	1,4	1,3	0,1	2,8	1,9	mSfs	10,0	7,2	9,3	n.b.	0,1	n.b.
F288	RFsg	n.b.	-519	5Y5-6/2	46,1	41,1	6,5	93,7	2,2	1,2	0,2	3,6	2,7	mSgs	8,1	7,5	0,7	n.b.	0,6	n.b.
F289	RFsg	n.b.	-589	2.5Y6/2	30,3	61,2	5,9	97,4	1,0	0	0,4	1,5	1,1	mSgs	7,5	7,5	0,1	n.b.	0	n.b.

Anh. 1-7: Fortsetzung

Profil-Bez.	EIC-5	TK 25-Nr.	6216 Gernsheim	Lokalität	„Am Alten Wormser Weg“	Rechtswert	3 ⁴ 53 890	Höhe	89,5 m ü NN
Profiltyp	Aufschluß	Stadt/Gemeinde	Eich/Rhh.	Nutzung	Acker	Hochwert	5 ⁵ 12 310	Grundwasser	-

Lab.-Nr.	Fazies/ Substrat	Schicht/ Horizont	Tiefe [cm]	Farbe	Korngrößenzusammensetzung [Gew.-%]										pH [CaCl ₂]	CaCO ₃ [Gew.-%]	Glv [Gew.-%]	Org.S. [Gew.-%]	Fe _o :Fe _d	
					gS	mS	fS	Σ S	gU	mU	fU	Σ U	T	Feinboden						Skelett
EIC-5.3	M _{ss}	I Ap	0-33	10YR4/2-2.5Y4/2	0,7	57,7	33,5	91,8	3,2	1,7	1,3	6,2	2,0	Ss	0	n.b.	8,5	n.b.	0,9	n.b.
EIC-5.5	M _{ss}	I M ₁	-40	10YR5/3.5	1,0	65,2	28,8	95,0	1,1	0,8	0,5	2,3	2,7	Ss	0	n.b.	4,6	n.b.	0,3	n.b.
EIC-5.6	M _{ss}	I M ₁	-50	10YR5/3.5	1,2	66,8	28,0	96,0	1,9	0,6	0,6	3,0	1,0	Ss	0	n.b.	7,9	n.b.	0,3	n.b.
EIC-5.7	M _{ss}	I M ₁	-65	10YR5/3.5	1,1	63,5	28,9	93,4	3,1	1,3	0,9	5,3	1,3	Ss	0	n.b.	5,9	n.b.	0,2	n.b.
EIC-5.8	M _{si}	I M ₂	-70	10YR5/2.5	0,7	52,1	28,6	81,4	8,2	2,9	1,4	12,5	6,2	Sl ₂	0,3	n.b.	6,9	n.b.	0,4	n.b.
EIC-5.9	M _{si}	I M ₂	-80	10YR5/2.5	0,4	40,7	31,9	73,1	11,8	3,7	1,8	17,3	9,7	Sl ₃	0	n.b.	7,0	n.b.	0,7	n.b.
EIC-5.10	M _{si}	I M ₂	-90	10YR5/2	0,4	36,4	30,5	67,3	14,7	4,3	2,8	21,7	11,0	Sl ₃	0	n.b.	4,3	n.b.	0,6	n.b.
EIC-5.11	M _{si}	I M ₂	-100	10YR5/2	0,6	35,9	28,8	65,3	12,0	7,6	3,5	23,1	11,6	Sl ₃	0,3	n.b.	4,7	n.b.	0,6	n.b.
EIC-5.12	M _{si}	I M ₂	-110	10YR4/3	0,6	34,0	28,7	63,3	14,4	6,5	2,9	23,8	12,9	Sl ₄	0	n.b.	5,4	n.b.	0,7	n.b.
EIC-5.13	M _{ls}	I M ₃	-120	10YR4/2	0,5	26,9	28,1	55,4	16,2	7,4	3,4	26,9	17,7	Ls ₄	0,1	n.b.	7,4	n.b.	0,9	n.b.
EIC-5.14	M _{ls}	I M ₃	-128	10YR4/2	0,5	24,5	26,9	51,9	18,1	8,8	2,8	29,7	18,4	Ls ₄	0	n.b.	9,4	n.b.	1,0	n.b.
EIC-5.15	M _{ls}	I M ₃	-140	10YR4/2-2.5Y3/2	0,6	20,2	25,8	46,6	19,9	8,9	4,6	33,4	20,0	Ls ₃	0	n.b.	9,3	n.b.	1,2	n.b.
EIC-5.16	M _{ls}	I M ₃	-150	10YR4/2-2.5Y3/2	0,6	16,5	24,2	41,3	20,6	10,1	5,8	36,5	22,2	Ls ₃	0	n.b.	9,6	n.b.	1,5	n.b.
EIC-5.17	Lhf _{us-Lt}	II fAcxh	-160	10YR3/2-2.5Y3/2	0,5	13,7	21,2	35,4	23,4	9,6	6,3	39,3	25,3	Lt ₂	0	n.b.	16,4	n.b.	1,9	n.b.
EIC-5.18	Lhf _{us-Lt}	II fAcxh	-170	10YR3/2-2.5Y3/2	0,7	10,4	18,5	29,5	23,9	12,6	6,5	42,9	27,6	Lt ₂	0	n.b.	23,0	n.b.	2,0	n.b.
EIC-5.19	Lhf _{us-Lt}	II rGkco-fAcxh	-180	2.5Y4.5/2-2.5Y6.5/6	0,4	8,0	15,2	23,5	26,7	15,7	4,3	46,7	29,9	Lt ₂	0,9	n.b.	39,5	n.b.	1,4	n.b.
EIC-5.20	Lhf _{us-Lt}	II rGkco-fAcxh	-190	2.5Y6.5/2-2.5Y7.5/6	0,3	6,2	11,6	18,1	28,3	16,6	7,2	52,1	29,8	Lu	0	n.b.	46,9	n.b.	1,0	n.b.
EIC-5.21	Lhf _{us-Lt}	II fAcxh-rGkco	-198	2.5Y7.5/2-2.5Y7.5/6	0,1	4,4	8,5	13,1	29,9	19,7	8,4	58,0	28,9	Lu	0	n.b.	51,9	n.b.	0,6	n.b.
EIC-5.22	Lhf _{us-Lt}	II fAcxh-rGkco	-208	2.5Y7.5/2-2.5Y7.5/6	0,4	4,6	8,7	13,7	47,3	4,2	9,6	61,1	25,2	Lu	0	n.b.	52,0	n.b.	< 0,1	n.b.
EIC-5.23	Lhf _{us-Lt}	III rGco	-222	10YR7/7	0,3	18,7	20,0	39,0	29,0	12,0	6,1	47,1	13,9	Slu	0,2	n.b.	36,6	n.b.	< 0,1	n.b.
EIC-5.24	Sf	IV rGo	-240	10YR7/2-10YR7/6	2,8	67,5	23,4	93,7	3,0	1,7	1,1	5,8	0,5	Ss	0,5	n.b.	10,4	n.b.	< 0,1	n.b.
EIC-5.25	Sf	V rGo	-260	10YR7/2-10YR7/6	3,1	77,7	14,6	95,3	1,6	1,6	0,3	3,5	1,1	Ss	0,9	n.b.	6,3	n.b.	< 0,1	n.b.
EIC-5.26	Sf	VI rGo	-265	10YR7/2-10YR7/4	3,9	71,6	21,5	97,0	1,5	1,2	0,1	2,9	0,1	Ss	4,3	n.b.	5,6	n.b.	< 0,1	n.b.
EIC-5.27	Sf	VII rGo	-280	10YR7/2-10YR7/6	2,5	75,4	19,7	97,6	1,7	0,3	0,3	2,3	0,1	Ss	0,2	n.b.	6,5	n.b.	< 0,1	n.b.
EIC-5.28	Sf	VIII rGo	-300	2.5Y6.5/2-10YR7.5/1	12,8	70,8	13,8	97,4	1,1	0,4	0,2	1,7	1,0	Ss	13,3	n.b.	6,6	n.b.	< 0,1	n.b.
EIC-5.29	Sf	IX rGo	-320	10YR8/1	0,4	52,7	42,9	96,0	2,1	0,3	1,0	3,4	0,7	Ss	0,4	n.b.	18,3	n.b.	< 0,1	n.b.

Anh. 1-10: Laboranalytische Kennwerte von Profil EIC-5.

Profil-Bez.	WAT-4	TK 25-Nr.	6316 Worms	Lokalität	KBC-Kieswerk	Rechtswert	34°56'960	Höhe	ca. 89,75 m ü NN
Profiltyp	Aufschluß	Stadt/Gemeinde	Biblis, OT Wattenheim	Nutzung	Kiesgrube	Hochwert	55°06'050	Grundwasser	ca. 220 cm u. GOF

Lab.-Nr.	Fazies/Substrat	Schicht/Horizont	Tiefe [cm]	Farbe	Korngrößenzusammensetzung [Gew.-%]										pH [CaCl ₂]	CaCO ₃ [Gew.-%]	GIV [Gew.-%]	Org.S. [Gew.-%]	Fe ₀ :Fe _d
					gS	mS	fs	Σ S	gU	mU	fu	Σ U	T	Feinboden					
	Y	I JcN	0-10	10YR3-4/1	nicht analysiert														
F1	Lnf _{Su-Sl}	II fAcxp	-20	2.5Y3-4/2	1,4	17,1	27,9	46,5	21,2	9,7	6,1	37,0	16,5	S14	0,5	15,9	n.b.	1,8	0,03
F2	Lnf _{Su-Sl}	II fAcxp	-30	2.5Y3-4/2	1,4	18,6	27,3	47,3	21,0	9,0	5,1	35,1	17,6	S14	0,5	16,6	n.b.	1,3	0,04
F3	Lnf _{Su-Sl}	II fAcxh	-40	2.5Y4/2	1,9	20,1	27,7	49,7	20,4	8,6	5,0	34,0	16,3	S14	0,5	10,1	n.b.	1,0	0,04
F4	Lnf _{Su-Sl}	II fAcxh	-50	2.5Y4/2	1,0	16,2	29,4	46,6	22,1	8,8	5,6	36,5	16,9	S14	0,1	9,4	n.b.	1,1	0,03
F5	Lnf _{Su-Sl}	II ICk+fAcxh	-60	2.5Y4-5/2	1,0	16,2	28,9	46,1	20,8	9,9	5,5	36,1	17,8	Ls3	0,6	23,6	n.b.	0,9	0,02
F6	Lnf _{Su-Sl}	II ICk+fAcxh	-70	2.5Y4-5/2	0,7	14,3	29,8	44,8	21,9	10,0	6,6	38,5	16,7	S14	0,2	27,7	n.b.	0,8	0,02
F7	Lnf _{Su-Sl}	II fAcxh+ICk	-80	5Y6/3	0,8	11,6	30,0	42,4	25,4	10,0	6,0	41,4	16,3	Slu	0	35,3	n.b.	0,7	0,01
F8	Lnf _{Su-Sl}	II fAcxh+ICk	-90	5Y6/3	0,3	7,3	31,0	38,5	29,7	11,6	6,5	47,9	13,6	Slu	0	43,1	n.b.	0,7	0,01
F9	Lnf _{Su-Sl}	II rGkoo-ICk	-100	5Y6/4	0,3	7,8	32,4	40,5	28,9	11,1	7,2	47,1	12,5	Slu	0	43,6	n.b.	0,5	0,01
F10	Lnf _{Su-Sl}	II rGkero	-110	5Y6/2-3	0,1	5,8	32,4	38,3	32,1	12,5	6,6	51,2	10,6	Uls	0,1	58,6	n.b.	0,4	0,01
F11	Lnf _{Su-Sl}	II rGkero	-120	5Y6/2-3	0,1	11,2	24,6	35,9	31,9	12,0	5,2	49,1	15,1	Slu	0	52,3	n.b.	0,4	n.b.
F12	Sf	III rGro	-130	10YR6-7/2	0,4	12,3	39,0	51,7	29,1	7,1	3,1	39,3	9,0	SI3	0	46,9	n.b.	0,2	n.b.
F13	Sf	III rGro	-140	10YR6-7/2	1,3	34,5	30,1	65,9	16,4	5,8	3,7	26,0	8,1	SI3	0	37,9	n.b.	0,2	n.b.
F14	Sf	III rGw	-150	5YR7/1	3,7	37,5	26,5	67,7	16,8	5,3	3,1	25,2	7,1	Su3	6,2	26,6	n.b.	n.b.	n.b.
F15	Gf	IV rGw	-160	5YR7/1	18,3	71,8	7,5	97,6	1,1	0,2	0,0	1,3	1,0	Ss	60,9	8,3	n.b.	n.b.	n.b.
F16	Gf	IV rGw	-170	5YR7/1	15,0	80,4	3,2	98,6	0,3	0,0	0,4	0,7	0,7	Ss	62,9	14,4	n.b.	n.b.	n.b.
F17	Gf	IV rGr	-180	5YR6-7/2	19,6	76,8	2,7	99,1	0,4	0,0	0,1	0,5	0,5	Ss	64,0	6,2	n.b.	n.b.	n.b.
F18	Gf	V rGr	-190	5YR6-7/2	34,1	54,3	8,5	96,9	1,0	1,1	0,0	2,1	1,1	mSgs	73,9	3,2	n.b.	n.b.	n.b.
F19	Gf	VI rGr	-200	5YR6-7/2	56,2	38,8	3,1	98,2	0,7	0,0	0,0	0,7	1,2	gSms	70,6	3,1	n.b.	n.b.	n.b.
F20	Gf	VII rGr	-210	5YR6-7/2	18,9	74,2	5,8	98,9	0,0	0,2	0,1	0,3	0,8	Ss	62,7	0,6	n.b.	n.b.	n.b.

Anh. 1-11: Laboranalytische Kennwerte von Profil WAT-4.

Profil-Bez.	BRS-1/AL	TK 25-Nr.	6316 Worms	Lokalität	Kieswerk Waibel („Riedsee“)	Rechtswert	³⁴ 58 487	Höhe	ca. 89,3 m ü NN
Profiltyp	Aufschluß	Stadt/Gemeinde	Biblis	Nutzung	Kiesgrube	Hochwert	⁵⁵ 05 125	Grundwasser	ca. 260 cm u. GOF

Lab.-Nr.	Fazies/Substrat	Schicht/Horizont	Tiefe [cm]	Farbe	Korngrößenzusammensetzung [Gew.-%]											pH [CaCl ₂]	CaCO ₃ [Gew.-%]	Glv [Gew.-%]	Org.S. [Gew.-%]	Fe ₀ :Fe _d		
					gS	mS	fs	Σ S	gU	mU	fU	Σ U			T						Feinboden	Skelett
												0-30	30-60	60-125								
AL-1.1	Lf	IrAp	0-30		2,1	19,9	14,9	36,9	15,3	9,4	7,6	32,3	30,9	Lt2	0,4	7,5	4,5	n.b.	1,6	0,20		
AL-1.2	Lf	IM	-45	2.5Y3/2	1,5	9,7	13,0	24,2	16,0	11,2	8,7	35,9	39,9	Lt3	0,2	7,6	3,9	n.b.	1,5	0,14		
AL-1.3	Lf	IIIM	-60	2.5Y3/2	1,5	5,1	9,0	15,6	18,4	15,1	10,8	44,3	40,1	Lt3	0	7,6	8,6	n.b.	2,1	0,05		
AL-1.4	Lhf	IV IC+rAcxh	-70	2.5Y3/2	11,3	7,0	6,7	25,0	14,2	15,3	14,0	43,5	31,4	Lt2	0	7,7	48,7	n.b.	1,5	0,03		
AL-1.5	Lhf	IV fAcxh+ICc	80	2.5Y6/2	2,3	5,0	7,0	14,3	15,9	20,7	17,3	53,9	31,8	Tu3	0,1	7,8	47,4	n.b.	1,2	0,04		
AL-1.6	Lhf	IV fAxh+ICc-rGo	-90	2.5Y7/4	0,5	0,6	3,0	4,1	17,3	25,9	22,9	66,1	29,8	Tu4	0	7,9	50,9	n.b.	0,7	0,08		
AL-1.7	Gf	V Go	-115	2.5Y7/4	7,4	5,7	18,8	31,9	26,7	14,9	11,1	52,7	15,4	Uls	0	7,9	48,5	n.b.	0,6	0,21		
AL-1.8	Gf	VI Go	-205	10YR6/2	19,5	78,8	1,3	99,6	0,3	0	0	0,3	0,1	Ss	25,4	7,8	0,8	n.b.	0,2	0,12		
AL-1.9	Gf	VII Go	-240	2.5Y6/2	5,2	51,6	31,3	88,1	5,9	2,5	1,6	10,0	2,0	mSfs	1,6	8,0	11,9	n.b.	0,3	0,30		

Profil-Bez.	BRS-2/AL	TK 25-Nr.	6316 Worms	Lokalität	Kieswerk Waibel („Riedsee“)	Rechtswert	³⁴ 58 487	Höhe	ca. 89,3 m ü NN
Profiltyp	Aufschluß	Stadt/Gemeinde	Biblis	Nutzung	Kiesgrube	Hochwert	⁵⁵ 05 137	Grundwasser	ca. 260 cm u. GOF

Lab.-Nr.	Fazies/Substrat	Schicht/Horizont	Tiefe [cm]	Farbe	Korngrößenzusammensetzung [Gew.-%]											pH [CaCl ₂]	CaCO ₃ [Gew.-%]	Glv [Gew.-%]	Org.S. [Gew.-%]	Fe ₀ :Fe _d		
					gS	mS	fs	Σ S	gU	mU	fU	Σ U			T						Feinboden	Skelett
												0-33	33-60	60-125								
AL-2.10	Gf ₁	IrAp	0-33		2,8	53,6	20,8	77,2	6,8	4,0	2,3	13,1	9,7	Sl3	2,2	7,8	10,6	n.b.	1,0	0,19		
AL-2.11	Gf ₁	I Axh	-70	10YR4/2	2,2	42,5	49,1	93,8	2,9	1,2	0,8	4,9	1,2	mSfs	0,3	8,0	15,6	n.b.	0,5	0,08		
AL-2.12	Gf ₁	I IC	-92	10YR5/2-3	9,8	27,5	37,2	74,5	11,1	5,7	4,4	21,2	4,4	Su2	0,2	8,0	43,9	n.b.	0,5	0,06		
AL-2.13	Gf ₁	II rGkc	-97	2.5Y6/2	19,6	77,5	2,4	99,5	0	0,4	0	0,4	0,1	Ss	0,3	8,0	2,6	n.b.	0,2	0,03		
AL-2.14	Gf ₁	III rGo	-130	10YR6/3	3,6	41,9	13,6	59,1	18,1	9,4	5,1	32,6	8,3	Sl3	0,2	8,0	33,5	n.b.	0,4	0,04		
AL-2.15	Gf ₁	IV rGkc	-132	2.5Y6/4	1,6	90,9	6,0	98,5	0,4	0,3	0,3	1,0	0,5	Ss	0,3	8,0	8,5	n.b.	0,2	0,07		
AL-2.16	Gf ₁	V rGo	-160	2.5Y5/2	1,0	4,3	30,4	35,7	27,9	13,4	9,3	50,6	13,8	Uls	0	7,9	38,6	n.b.	0,4	0,21		
AL-2.17	Gf ₁	VI rGkc	-167	2.5Y6/4	9,7	73,1	16,1	98,9	0,4	0,2	0,2	0,8	0,3	Ss	1,1	8,0	8,2	n.b.	0,3	0,15		

Anh. 1-14: Laboranalytische Kennwerte von Profilen der Catena „Riedsee“.

Profil-Bez.	BRS-3/AL	TK 25-Nr.	6316 Worms	Lokalität	Kieswerk Waibel („Riedsee“)	Rechtswert	³⁴ 58 500	Höhe	ca. 89,3 m ü NN
Profiltyp	Aufschluss	Stadt/Gemeinde	Biblis	Nutzung	Kiesgrube	Hochwert	⁵⁵ 05 175	Grundwasser	ca. 260 cm u. GOF

Lab.-Nr.	Fazies/Substrat	Schicht/Horizont	Tiefe [cm]	Farbe	Korngrößenzusammensetzung [Gew.-%]										pH [CaCl ₂]	CaCO ₃ [Gew.-%]	Glv [Gew.-%]	Org.S. [Gew.-%]	Fe _o :Fed
					gS	mS	fS	Σ S	gU	mU	fU	Σ U	T	Skelett					
		rAp	0-25		n.b.														
AL-3.18	Gf ₁	I Bt	-74	10YR4-5/4	8,0	74,3	5,2	87,5	2,1	1,4	1,2	4,7	7,9	SI2	2,1	1,0	n.b.	0,5	0,18
AL-3.19	Gf ₁	II Bt+IC	-95	10YR5/3	10,3	71,2	10,7	92,2	1,7	1,4	1,3	4,4	3,5	Ss	1,3	4,9	n.b.	0,4	0,11
AL-3.20	Gf ₁	II IC	-105	2.5YR5/2	1,1	55,3	38,7	95,1	1,6	1,0	1,1	3,7	1,1	mSfs	0,1	15,4	n.b.	0,3	0,09
AL-3.21	Gf ₁	III rGkc	-110	2.5Y6/2	11,3	31,1	36,0	78,4	7,6	3,9	3,7	15,2	6,4	SI2	0	32,6	n.b.	0,6	0,26
AL-3.22	Gf ₁	IV rGo	-128	10YR6/2	3,1	88,0	7,3	98,4	0,8	0,3	0,5	1,5	0,1	Ss	0,1	6,8	n.b.	0,2	0,05
AL-3.23	Gf ₁	V rGkc	-130	2.5Y6/2	6,4	41,1	16,7	64,2	17,7	6,9	5,5	30,1	5,7	Su3	0,7	31,1	n.b.	0,3	0,15
AL-3.24	Gf ₁	VI rGo	-160	2.5Y5/2	0,2	85,3	13,4	98,9	1,0	0,1	0	1,1	0	Ss	0	10,3	n.b.	0,3	0,05

Profil-Bez.	BRS-4/AL	TK 25-Nr.	6316 Worms	Lokalität	Kieswerk Waibel („Riedsee“)	Rechtswert	³⁴ 58 500	Höhe	ca. 89,3 m ü NN
Profiltyp	Aufschluss	Stadt/Gemeinde	Biblis	Nutzung	Kiesgrube	Hochwert	⁵⁵ 05 195	Grundwasser	ca. 260 cm u. GOF

Lab.-Nr.	Fazies/Substrat	Schicht/Horizont	Tiefe [cm]	Farbe	Korngrößenzusammensetzung [Gew.-%]										pH [CaCl ₂]	CaCO ₃ [Gew.-%]	Glv [Gew.-%]	Org.S. [Gew.-%]	Fe _o :Fed
					gS	mS	fS	Σ S	gU	mU	fU	Σ U	T	Feinboden					
		rAp	0-15		n.b.														
AL-4.25	Gf ₁	I AI	-26	10YR5/3	5,0	66,3	8,8	80,1	3,4	1,9	2,3	7,6	12,3	SI2	1,1	0,7	n.b.	0,3	1,0
AL-4.26	Gf ₁	II Bt	-53	10YR5/4	1,1	48,1	28,1	77,3	2,6	2,4	1,1	6,1	16,7	SI2	0,2	1,4	n.b.	0,2	0,62
AL-4.27	Gf ₁	III IC	-58	2.5Y7/2	0,7	18,7	73,9	93,3	2,2	2,0	1,6	5,8	0,9	fSms	0,1	21,4	n.b.	n.b.	0,28
AL-4.28	Gf ₁	IV rGkc	-65	2.5Y8/2	4,1	16,5	43,3	63,9	14,3	6,6	5,5	26,4	9,7	SI3	0,1	36,7	n.b.	n.b.	0,27
AL-4.29	Gf ₁	V rGo	-110	7.5YR7/2	1,8	91,7	3,8	97,3	1,8	0,3	0,1	2,2	0,4	Ss	0,3	7,1	n.b.	n.b.	0,41
AL-4.30	Gf ₁	VI rGkc	-115	2.5Y7/2	7,7	9,6	20,6	37,9	19,2	14,2	11,3	44,7	17,4	Ls2	0	51,3	n.b.	n.b.	0,19
AL-4.31	Gf ₁	VII rGo	-119	2.5Y5/2	0,4	31,1	60,9	92,4	2,1	1,6	0,6	4,3	3,2	fSms	0	19,8	n.b.	n.b.	0,21

Anh. 1-14: Fortsetzung

Profil-Nr.	ERAF-1	TK 25-Nr.	6317 Bensheim	Lokalität	„Farrenwiesengraben“	Rechtswert	³⁴ 64 515	Höhe	ca. 90,0 m ü NN
Profiltyp	Bohrkern	Stadt/Gemeinde	Bürstadt, OT Riedrode	Nutzung	Grünland	Hochwert	⁵⁵ 03 480	Grundwasser	ca. 160 cm u. GOF

Lab.-Nr.	Fazies/ Substrat	Schicht/ Horizont	Tiefe [cm]	Farbe	Korngrößenzusammensetzung [Gew.-%]										pH [CaCl ₂]	CaCO ₃ [Gew.-%]	GlV [Gew.-%]	Org.S. [Gew.-%]	Fe ₀ :Fe _d			
					gS	mS	fS	Σ S	gU	mU	fU	Σ U	T	Feinboden						Skelett		
F21	Niedermoor-/ Torfmudde	Hn	n.b.	0-13	10YR2/2	n.b.										Niedermoor-/ Torfmudde	0	4,3	0,5	60,7	n.b.	n.b.
F22		Hn	n.b.	-20	5YR3/3												0	4,2	1,5	71,1	n.b.	n.b.
F23		Hn	n.b.	-30	10YR2/1-2												0	4,2	0,2	78,0	n.b.	n.b.
F24		Hn	n.b.	-42	10YR2/1												0	4,7	0,6	81,8	n.b.	n.b.
F25		Hn	n.b.	-53	10YR2/1												0	4,7	0,1	77,6	n.b.	n.b.
F26		Hn	n.b.	-58	10YR2/1-3/2												0	4,7	0,1	71,1	n.b.	n.b.
F27		Hn	n.b.	-71	10YR2/1-3/2												0	4,7	0,3	54,9	n.b.	n.b.
F28		Fhh	n.b.	-79,5	10YR3/2												0	4,9	1,8	46,0	n.b.	n.b.
F29	Altauffazies	AF _{Tu}	n.b.	-82	2.5Y4-5/2	2,3	0,8	1,6	4,7	3,9	22,2	26,7	52,8	42,5	Tu3	0	4,6	2,0	n.b.	12,4	n.b.	
F30		AF _{Tu}	n.b.	-87	5Y5/1-2	0,9	0,8	5,5	7,2	20,9	24,3	18,9	64,1	28,8	Tu4	0	7,4	11,8	n.b.	3,8	n.b.	
F31		AF _{Su-Sl-Uls}	n.b.	-94	5Y5/1-2	0,6	1,7	22,6	24,9	37,2	15,3	8,3	60,8	14,4	Uls	0	7,0	16,5	n.b.	2,2	n.b.	
F32		AF _{Su-Sl-Uls}	n.b.	121	5Y5/1-2	0,3	32,7	35,3	68,3	17,7	5,8	2,8	26,3	5,3	Su3	0	7,3	13,2	n.b.	1,1	n.b.	
F33		AF _{Su-Sl-Uls}	n.b.	-121	5Y5/1-2	0,6	4,2	26,6	31,4	36,8	13,9	6,2	56,9	11,8	Uls	0	7,1	17,0	n.b.	1,7	n.b.	
F34		AF _{Su-Sl-Uls}	n.b.	-121	5Y5/1-2	0,7	28,2	29,7	58,6	15,1	14,1	3,8	33,0	8,4	Sl3	0	6,7	16,4	n.b.	1,6	n.b.	
F35		AF _{Ss}	n.b.	-127	2.5Y5-6/2	2,6	79,4	15,0	97,0	1,3	0,4	<0,1	1,7	1,4	Ss	0,2	6,6	7,4	n.b.	0,5	n.b.	
F36		AF _{Ss}	n.b.	-140	2.5Y5-6/2	11,1	79,9	7,1	98,1	0,4	0,8	0,3	1,5	0,3	Ss	3,2	7,0	3,5	n.b.	0,6	n.b.	
F37		AF _{Ss}	n.b.	-145	10YR5-6/1	1,0	76,8	20,5	98,3	1,0	<0,1	<0,1	1,0	0,8	Ss	0,3	7,1	4,4	n.b.	1,0	n.b.	
F38		AF _{Ss}	n.b.	-147	10YR5/1	0,5	4,4	24,8	29,7	35,7	14,6	7,5	57,8	12,5	Uls	0	7,1	15,9	n.b.	1,1	n.b.	
F39	RF	RF _{Sg}	n.b.	-169	2.5Y5-6/1-10YR5-6/1	34,0	58,0	5,5	97,5	1,0	0,4	0,4	1,8	0,7	mSgs	48,6	7,0	5,6	n.b.	0,2	n.b.	
				169+	Kernverlust																	
	RF = Rinnenfazies																					

Anh. 1-15: Laboranalytische Kennwerte von Profil ERAF-1.

Profil-Nr.	LAMP-1/SJ	TK 25-Nr.	6316 Worms	Lokalität	„Kieswerk Schäfer“	Rechtswert	³⁴ 61 560	Höhe	ca. 91,5 m ü NN
Profiltyp	Bohrkern	Stadt/Gemeinde	Lampertheim	Nutzung	Kiesgrube	Hochwert	⁵⁵ 98 700	Grundwasser	-

Lab.-Nr.	Fazies/ Substrat	Schicht/ Horizont	Tiefe [cm]	Farbe	Korngrößenzusammensetzung [Gew.-%]										pH [CaCl ₂]	CaCO ₃ [Gew.-%]	Glv [Gew.-%]	Org.S. [Gew.-%]	Fe _o :Fe _d					
					gS	mS	fS	Σ S	gU	mU	fU	Σ U	T	Feinboden						Skelett				
	Y	I jICn	+10		n.b.																			
SJ-LA-1.3	Lhf _{Su-Lt}	II fAcp	0-28	2.5Y4/2	3,7	14,0	21,4	39,2	21,2	10,2	7,2	38,5	22,3	Ls3	0	7,6	17,0	n.b.	2,1	0,07				
SJ-LA-1.4	Lhf _{Su-Lt}	II ICkc+fAcxh	-38	2.5Y5/2	1,9	5,8	20,3	28,0	19,3	13,8	13,3	46,4	25,6	Lt2	0	7,7	32,8	n.b.	1,3	0,03				
SJ-LA-1.5	Lhf _{Su-Lt}	II fAcxh+ICkc	-70	2.5Y6/4	0,1	0,6	38,0	38,7	28,9	12,4	9,3	50,6	10,7	Uls	0	7,8	41,3	n.b.	0,3	0,01				
SJ-LA-1.6	Lhf _{Su-Lt}	II (fAcxh)+ICkc	-87	2.5Y6/6	0,0	0,2	34,3	34,5	32,3	13,5	8,3	54,1	11,4	Uls	0	7,9	37,2	n.b.	0,2	0,01				
SJ-LA-1.7	Lhf _{Su-Lt}	III rG(k)co	-94	2.5Y7/6	0,1	0,3	13,8	14,2	32,8	21,4	14,9	69,0	16,8	Ut3	0	7,9	44,5	n.b.	n.b.	0,01				
SJ-LA-1.8	Lhf _{Su-Lt}	IV rGcor	-150	5Y6/3	0	0,6	56,2	56,7	29,2	6,2	4,9	40,3	3,0	Su4	0	7,9	30,7	n.b.	n.b.	0,04				
SJ-LA-1.9	Lhf _{Su-Lt}	IV rG(o)r	-183	5Y6/2	0	0,7	70,5	71,2	18,6	4,0	2,9	25,4	3,4	Su3	0	7,9	30,0	n.b.	n.b.	0,09				
SJ-LA-1.10	Lhf _{Su-Lt}	V rGr	-190	5Y5/2	0	0,3	36,4	36,7	34,6	13,1	6,8	54,5	8,8	Uls	0	7,8	32,6	n.b.	n.b.	0,12				
SJ-LA-1.11	Gs	VI rGw	-210	5Y6/1	7,2	65,0	23,5	95,7	2,3	0,7	0,2	3,2	1,2	Ss	n.b.	8,1	10,6	n.b.	n.b.	0,10				

Anh. 1-16: Laboranalytische Kennwerte von Profil LAMP-1/SJ.

Profil-Nr.	LAMP-1	TK 25-Nr.	6316 Worms	Lokalität	„Erlache“	Rechtswert	³⁴ 61 625	Höhe	ca. 90,5 m ü NN
Profiltyp	Bohrkern	Stadt/Gemeinde	Lampertheim	Nutzung	Grünland	Hochwert	⁵⁶ 97 920	Grundwasser	-

Lab.-Nr.	Faziest/Substrat	Schicht/Horizont	Tiefe [cm]	Farbe	Korngrößenzusammensetzung [Gew.-%]										pH [CaCl ₂]	CaCO ₃ [Gew.-%]	Glv [Gew.-%]	Org.S. [Gew.-%]	Fe _o :Fe _d		
					gS	mS	fS	Σ S	gU	mU	fU	Σ U	T	Feinboden						Skelett	
F701	Hn	n.b.	0-10	10YR2/1	n.b.										Niedermoor	0	4,8	1,0	57,6	n.b.	n.b.
F702	Hn	n.b.	-20	10YR2/1												0	4,8	0,5	60,4	n.b.	n.b.
F703	Hn	n.b.	-26	10YR2/1												0	4,8	0,3	71,6	n.b.	n.b.
F704	Hn	n.b.	-35	10YR2/1												0	4,9	0,5	72,5	n.b.	n.b.
F705	Hn	n.b.	-43	10YR2/1												0	4,7	0,5	58,7	n.b.	n.b.
F706	Hn	n.b.	-48	10YR2/1												0	4,3	1,4	70,6	n.b.	n.b.
F707	Hn	n.b.	-53	10YR2/1												0	3,9	1,5	82,7	n.b.	n.b.
F708	Hn	n.b.	-60	10YR2/1												0	3,8	1,4	86,3	n.b.	n.b.
F709	Hn	n.b.	-65	10YR2/1												0	3,9	0	85,8	n.b.	n.b.
F710	Hn	n.b.	-70	10YR2/1												0	3,8	0	84,5	n.b.	n.b.
F711	Hn	n.b.	-75	10YR2/1												0	3,9	0	79,0	n.b.	n.b.
F712	Hn	n.b.	-81	10YR2/1-3/2												0	6,0	4,1	69,6	n.b.	n.b.
F713	Fm _{Ut-Tu}	n.b.	-86	10YR3-4/1												0,3	1,1	2,7	4,1	26,2	19,1
F714	Fm _{Ut-Tu}	n.b.	-93	10YR3-4/1	0,4	1,6	3,9	6,0	24,1	19,7	8,9	52,7	41,3	Tu3	0	7,4	48,4	33,0	n.b.	n.b.	
F715	Fm _{Ut-Tu}	n.b.	-101	10YR4/1-2	0,6	1,4	4,3	6,3	23,5	19,5	8,6	51,6	42,1	Tu3	0	7,5	67,8	21,5	n.b.	n.b.	
F716	Fm _{Ut-Tu}	n.b.	-106	10YR3-5/2	0,8	1,4	4,6	6,8	23,8	22,7	8,3	54,8	38,4	Tu3	0	7,5	70,1	12,1	n.b.	n.b.	
F717	Fm _{Ut-Tu}	n.b.	-111	10YR3-5/2	0,2	1,2	4,5	5,9	24,9	22,8	8,4	56,1	38,0	Tu3	0	7,5	78,9	10,1	n.b.	n.b.	
F718	Fm _{Ut-Tu}	n.b.	-116	10YR3-5/2	0,4	1,3	6,9	8,6	26,2	24,6	8,2	59,0	32,4	Tu3	0	7,5	79,2	9,0	n.b.	n.b.	
F719	Fm _{Ut-Tu}	n.b.	-121	10YR3-5/2	0,3	1,6	8,6	10,5	25,8	24,5	8,7	59,0	30,5	Tu3	0	7,5	74,8	8,4	n.b.	n.b.	
F720	Fm _{Ut-Tu}	n.b.	-126	10YR4/1-2	0,5	1,4	7,6	9,5	27,5	25,2	8,9	61,6	28,9	Lu	0,4	7,5	78,7	7,8	n.b.	n.b.	
F721	Fm _{Ut-Tu}	n.b.	-131	10YR4/1-2	0,8	1,8	9,5	12,1	28,6	26,5	9,8	64,9	23,0	Lu	0,2	7,5	75,6	7,9	n.b.	n.b.	
F722	Fm _{Ut-Tu}	n.b.	-136	10YR4/1	1,1	1,7	10,8	13,6	32,9	27,9	10,6	71,4	15,0	Ut3	0,7	7,4	75,2	7,8	n.b.	n.b.	
F723	Fm _{Ut-Tu}	n.b.	-141	10YR4/1-5YR3/1	1,7	2,2	11,2	15,1	34,0	28,1	11,1	73,3	11,7	Ut2	0	7,3	75,7	7,4	8,6	n.b.	
F724	Fm _{Ut-Tu}	n.b.	-148	5Y3/1	0,6	3,2	12,4	16,2	28,5	30,6	12,2	71,3	12,5	Ut3	0	7,0	72,3	n.b.	9,2	n.b.	
F725	Fm _{Ut-Tu}	n.b.	-153	5Y2/2-3/1	0,8	3,7	11,3	15,8	28,8	29,5	11,8	70,1	14,1	Ut3	0	7,2	70,6	n.b.	8,0	n.b.	
F726	Fm _{Ut-Tu}	n.b.	-158	5Y2/2-3/1	0,8	4,1	10,6	15,5	25,3	31,6	12,7	69,6	14,9	Ut3	0	7,0	75,5	n.b.	9,5	n.b.	
F727	Fm _{Ut-Tu}	n.b.	-163	5Y2/2-3/1	1,1	4,8	1G0	15,9	25,5	32,7	13,8	72,0	12,0	Ut3	0	6,8	66,9	n.b.	10,3	n.b.	
F728	Fm _{Ut-Tu}	n.b.	-168	5Y2/2-3/1	3,0	7,1	13,2	23,3	37,0	20,5	9,7	67,2	9,6	Ut2	0	6,8	64,4	n.b.	10,0	n.b.	
F729	Fm _{Ut-Tu}	n.b.	-175	5Y2/2-3/1	3,8	9,0	8,2	21,0	24,6	28,3	11,8	54,7	14,5	Uls	1,5	6,9	58,1	n.b.	7,9	n.b.	
F730	AF _{Ss-Sl-Lu}	n.b.	-179	10YR4/2	20,5	52,9	3,1	76,5	5,0	7,2	5,1	17,3	6,4	Sl2	3,7	7,6	15,3	n.b.	1,4	n.b.	

Anh. 1-17: Laboranalytische Kennwerte von Profil LAMP-1.

Profil-Nr.	LAMP-1	TK 25-Nr.	6316 Worms	Lokalität	„Erlache“	Rechtswert	³⁴ 61 625	Höhe	ca. 90,5 m ü NN
Profiltyp	Bohrkern	Stadt/Gemeinde	Lampertheim	Nutzung	Grünland	Hochwert	⁵⁵ 97 920	Grundwasser	-

Lab.-Nr.	Faziest/ Substrat	Schicht/ Horizont	Tiefe [cm]	Farbe	Korngrößenzusammensetzung [Gew.-%]											pH [CaCl ₂]	CaCO ₃ [Gew.-%]	Glv [Gew.-%]	Org.S. [Gew.-%]	Fe _o :Fe _d	
					gS	mS	fS	Σ S	gU	mU	fU	Σ U	T	Feinboden	Skelett						
F731	Altaufazies	AF _{Ss-Sl-Lu}	n.b.	-184	10YR6-1/2	24,1	69,7	2,6	96,3	1,5	0,4	0,1	2,0	1,7	Ss	3,0	8,0	5,6	n.b.	1,1	n.b.
F732		AF _{Ss-Sl-Lu}	n.b.	-188	5Y5/1-2	28,4	53,4	2,6	84,4	3,9	4,2	2,7	10,8	4,8	Su2	28,1	7,9	10,1	n.b.	0,5	n.b.
F733		AF _{Ss-Sl-Lu}	n.b.	-192	5Y5/1-2	2,7	9,5	4,7	16,9	23,4	25,8	14,1	63,3	19,8	Lu	0,3	7,8	38,9	n.b.	0,9	n.b.
F734		AF _{Ss-Sl-Lu}	n.b.	-199	10YR6/1-2	27,6	57,3	1,5	86,4	2,7	3,1	1,3	7,1	6,6	St2	1,9	7,9	5,3	n.b.	0,3	n.b.
F735		AF _{Ss-Sl-Lu}	n.b.	-210	5Y5/1-2	2,2	8,9	5,3	16,4	37,3	20,8	10,4	68,5	15,1	Ut3	0	7,8	32,4	n.b.	0,8	n.b.
F736	RF	RF _{Sg-Gs}	n.b.	-214	10YR6/1-2	15,9	18,9	40,1	74,9	12,2	4,6	2,7	19,5	5,6	Sl2	33,8	7,9	11,2	n.b.	0,5	n.b.
F737		RF _{Sg-Gs}	n.b.	-240	10YR6/1-2	14,8	34,3	44,1	93,2	2,8	0,9	1,0	4,7	2,1	gSfs	59,4	8,2	7,4	n.b.	0,1	n.b.
F738		RF _{Sg-Gs}	n.b.	-257	10YR6/2	4,7	64,5	28,3	97,5	0,5	0,4	0,3	1,2	1,4	mSfs	2,2	8,1	2,8	n.b.	0	n.b.
	Kernverlust			257+																	
	RF = Rinnenfazies																				

Anh. 1-17: Fortsetzung

Profil-Nr.	GRH-1	TK 25-Nr.	6216 Gernsheim	Lokalität	KBC-Kieswerk (MS-1)	Rechtswert	³⁴ 60 720	Höhe	ca. 89,75 m ü NN
Profiltyp	Aufschluß	Stadt/Gemeinde	Groß-Rohrheim	Nutzung	Kiesgrube	Hochwert	⁵⁶ 07 840	Grundwasser	ca. 230 cm u. GOF

Lab.-Nr.	Fazies/Substrat	Schicht/Horizont	Tiefe [cm]	Farbe	Korngrößenzusammensetzung [Gew.-%]											pH [CaCl ₂]	CaCO ₃ [Gew.-%]	Glv [Gew.-%]	Org.S. [Gew.-%]	Fe ₀ :Fe _d				
					gS	mS	fS	Σ S	gU	mU	fU	Σ U	T	Feinboden	Skelett									
	jY	I jIcN	0-20	10YR5/1	n.b.																			
J2495	Lhf _{Su-Lu}	II fAcp	-32	10YR3-4/1	4,7	23,9	16,4	45,0	15,5	9,6	5,3	30,4	24,5	Ls3	6,7	7,5	9,3	n.b.	1,8	0,13				
J2496	Lhf _{Su-Lu}	II ICkc+fAcxh	-40	2.5Y5/2	1,6	12,9	9,4	23,9	19,8	16,6	13,8	50,2	25,8	Lu	0	7,6	34,9	n.b.	1,1	0,26				
J2497	Lhf _{Su-Lu}	II fAcxh+ICkc	-50	5Y6/3	2,0	7,6	6,5	16,1	20,5	23,5	18,2	62,2	21,6	Lu	0	7,7	50,3	n.b.	0,8	0,08				
J2498	Lhf _{Su-Lu}	II fAcxh+ICkc	-60	5Y6/2-4	1,9	5,7	11,0	18,6	24,7	22,3	11,2	58,2	23,1	Lu	0	7,7	45,6	n.b.	0,5	0,06				
J2499	Lhf _{Su-Lu}	III rGkco	-70	5Y6/3	1,8	5,5	31,1	38,4	29,4	12,0	8,5	49,9	11,6	Slu	0	7,9	36,8	n.b.	0,3	0,09				
J2500	Lhf _{Su-Lu}	IV rGkco	-80	5Y6/3	0,7	12,8	55,5	69,0	15,9	5,3	4,1	25,3	5,7	Su3	0	8,0	26,4	n.b.	0,2	0,07				
J2501	Lhf _{Su-Lu}	VrGkco	-93	2.5Y6-7/2	0,4	6,3	43,9	50,6	29,2	8,3	4,3	41,8	7,5	Su4	0	7,9	32,2	n.b.	0,1	0,06				
J2502	Lhf _{Su-Lu}	VI rGkco	-104	2.5Y6-7/2	1,4	5,7	29,5	36,6	34,8	11,9	6,1	52,8	10,6	Uls	0	7,8	37,1	n.b.	n.b.	n.b.				
J2503	Lhf _{Su-Lu}	VII rGo	-111	2.5Y6/2	0,2	14,0	62,9	77,1	13,5	3,8	2,6	19,9	3,0	Su2	0	8,1	27,4	n.b.	n.b.	n.b.				
J2504	Lhf _{Su-Lu}	VIII rGkco	-116	2.5Y6-7/2	8,2	5,8	38,8	52,8	0,0	18,1	12,6	30,7	16,5	Sl4	0	7,9	53,3	n.b.	n.b.	n.b.				
J2505	Lhf _{Su-Lu}	IX rGkco	-125	2.5Y6/2	5,1	6,7	27,6	39,4	35,8	11,1	5,1	52,0	8,7	Slu	0	7,9	38,9	n.b.	n.b.	n.b.				
J2506	Lhf _{Su-Lu}	X rGkco	-142	2.5Y7/2	0,4	0,3	0,4	1,1	0,7	0,0	97,9	98,6	0,3	Uu	0	7,8	56,5	n.b.	n.b.	n.b.				
J2507	Sf _{Ss-Su}	XI rGkco	-160	2.5Y6-7/2	0,6	20,8	67,8	89,2	5,9	1,4	0,3	7,6	3,2	fSgs	0	8,2	24,3	n.b.	n.b.	n.b.				
J2508	Sf _{Ss-Su}	XII rGkco	-162	5Y6-7/2	12,0	8,1	13,2	33,3	0,0	26,2	17,8	44,0	22,6	Ls2	0	7,7	47,8	n.b.	n.b.	n.b.				
J2509	Sf _{Ss-Su}	XIII rGco	-170	2.5Y6/2	1,1	5,9	47,1	54,1	28,8	7,6	2,8	39,2	6,7	Sl3	0	7,8	30,2	n.b.	n.b.	n.b.				
J2510	Sf _{Ss-Su}	XIV rGo	-177	10YR7-8/1	0,0	1,2	1,2	2,4	0,0	0,1	97,4	97,5	0,0	Uu	2,3	8,2	13,4	n.b.	n.b.	n.b.				
J2511	Sf _{Ss-Su}	XV Gcor	-190	2.5Y5-6/2	1,7	2,1	41,0	44,8	32,1	8,5	5,7	46,3	8,9	Slu	0	7,9	29,1	n.b.	n.b.	n.b.				
J2512	Sf _{Ss-Su}	XVI Gw	-195	2.5Y6/2	13,0	38,0	33,4	84,4	9,0	2,2	1,8	13,0	2,6	Su2	12,9	8,2	13,0	n.b.	n.b.	n.b.				
J2513	Sf _{Ss-Su}	XVII Gor	-200	2.5Y5-6/2	1,0	21,9	63,7	86,6	8,9	1,6	0,6	11,1	2,3	Su2	1,5	8,3	20,5	n.b.	n.b.	n.b.				
J2514	Sf _{Ss-Su}	XVIII Gor	-230+	10YR7-8/1	0,2	96,1	2,7	99,0	0,2	0,4	0,3	0,9	0,1	Ss	10,3	8,6	6,1	n.b.	n.b.	n.b.				

Anh. 1-18: Laboranalytische Kennwerte von Profil GRH-1.

Profil-Nr.	GRN-1	TK 25-Nr.	6216 Gernsheim	Lokalität	„Neuwiese“	Rechtswert	34 62 225	Höhe	89,0 m ü NN
Profiltyp	Bohrkern	Stadt/Gemeinde	Groß-Rohrheim	Nutzung	Grünland	Hochwert	55 07 850	Grundwasser	ca. 120 cm u. GOF

Lab.-Nr.	Fazies/Substrat	Schicht/Horizont	Tiefe [cm]	Farbe	KorngröÙenzusammensetzung [Gew.-%]										pH [CaCl ₂]	CaCO ₃ [Gew.-%]	Glv [Gew.-%]	Org.S [Gew.-%]	Fe ₀ :Fe _d		
					gS	mS	fS	Σ S	gU	mU	fU	Σ U	T	Feinboden						Skelett	
F152	Hn	n.b.	0-21	10YR2/1	n.b.										Niedermoorfort	0	6,2	0,9	44,1	n.b.	n.b.
F153	Hn	n.b.	-30	5Y2.5/1-5YR2.5/1												0	4,7	1,3	58,8	n.b.	n.b.
F154	Hn	n.b.	-40	5Y2.5/1-10YR2/1												0	5,0	2,8	49,7	n.b.	n.b.
F155	Hn	n.b.	-50	5Y2.5/1-5YR2.5/1												0	4,9	2,6	65,3	n.b.	n.b.
F156	Hn	n.b.	-60	5Y2.5/1-5YR2.5/1												0	5,6	1,5	70,3	n.b.	n.b.
F157	Hn	n.b.	-69	5Y2.5/1-10YR2/1												0	6,9	6,1	64,9	n.b.	n.b.
F158	Fm _{Lt}	n.b.	-77	5Y2.5/1-5YR2.5/1	0,3	5,2	13,1	18,6	19,6	18,2	11,8	49,6	31,8	Lt2	0	7,4	26,8	31,9	n.b.	n.b.	
F159	Fm _{Lt}	n.b.	-90	10YR3/2	1,0	6,9	20,9	28,8	15,9	17,8	11,3	44,9	26,2	Lt2	0	7,4	33,5	19,7	n.b.	n.b.	
F160	Fm _{Lt}	n.b.	-100	10YR3/1	0,6	5,6	17,2	23,4	16,0	17,9	13,1	46,9	29,7	Lt2	0	7,5	37,4	20,0	n.b.	n.b.	
F161	Fm _{Lt}	n.b.	-111	5-10YR3/1	1,0	6,1	21,9	29,0	15,4	17,6	10,9	43,9	27,1	Lt2	0	7,5	37,2	14,4	n.b.	n.b.	
F162	Fm _{S-Lt}	n.b.	-120	5Y2.5/1-3/1	0,7	9,0	42,6	52,4	11,2	10,9	7,2	29,3	18,3	Ls4	0	7,4	27,1	12,6	n.b.	n.b.	
F163	Fm _{S-Lt}	n.b.	-134	5Y2.5/1	1,0	8,2	40,9	50,1	24,4	6,4	6,6	37,4	12,5	Sl4	0	6,2	18,0	25,9	n.b.	n.b.	
F164	Fm _{Uls-Lu}	n.b.	-154	5Y2.5/1-5YR2.5/1	2,2	11,1	30,6	43,9	2,5	5,4	12,6	20,5	35,6	Lt2	0	5,9	7,1	42,1	n.b.	n.b.	
F165	Fm _{Uls-Lu}	n.b.	-162	5Y2.5/1-5YR2.5/1	7,8	7,8	10,8	26,4	37,9	19,7	4,3	62,0	11,6	Uls	0	6,7	42,6	28,2	n.b.	n.b.	
F166	Fm _{Uls-Lu}	n.b.	-175	5Y2.5/1	2,0	6,5	9,5	18,0	21,5	24,6	10,6	56,7	25,3	Lu	0	6,9	53,9	26,9	n.b.	n.b.	
F167	Fm _{Uls-Lu}	n.b.	-185	5Y2.5/1	2,7	4,5	12,1	19,4	25,6	23,5	13,3	62,4	18,2	Lu	0	7,0	63,3	22,6	n.b.	n.b.	
F168	Fm _{Uls-Lu}	n.b.	-202	5Y2.5/1-10YR3/1	2,0	3,4	11,7	17,0	23,7	25,1	12,9	61,7	21,3	Lu	0	7,0	59,8	22,8	n.b.	n.b.	
F169	Fm _{Uls-Lu}	n.b.	-215	5Y2.5-3/1-10YR3/1	2,2	3,0	14,5	19,7	33,1	22,2	10,8	66,1	14,3	Ut3	0	7,0	74,9	12,4	n.b.	n.b.	
F170	Fm _{Uls-Lu}	n.b.	-225	10YR3/1	1,3	3,3	13,9	18,4	33,0	23,7	10,1	66,7	14,9	Ut3	0	7,0	72,1	15,4	n.b.	n.b.	
F171	Fm _{Uls-Lu}	n.b.	-235	5Y2.5-3/1	0	0	11,3	11,3	36,8	24,5	9,4	70,8	17,9	Ut4	0	7,0	72,2	15,3	n.b.	n.b.	
F172	Fm _{Uls-Lu}	n.b.	-245	5Y3/1	0	0,2	17,4	17,6	45,2	13,7	9,6	68,5	13,9	Ut3	0	7,0	70,3	18,3	n.b.	n.b.	
F173	Fm _{Uls-Lu}	n.b.	-255	5Y2.5/1	0	0,3	19,6	20,0	32,7	23,1	10,3	66,1	13,9	Ut4	0	7,1	69,7	18,4	n.b.	n.b.	
F174	Fm _{Uls-Lu}	n.b.	-261	5Y2.5/1	0	1,4	17,2	18,6	27,9	24,7	13,2	65,7	15,7	Ut3	0	7,2	62,7	21,6	n.b.	n.b.	
F175	Fm _{Uls-Lu}	n.b.	-266	5Y2.5/1	0,1	3,5	28,3	31,9	23,3	21,2	9,8	54,2	13,9	Uls	0	7,1	72,3	11,1	n.b.	n.b.	
F176	AF _{Ss-Ut}	n.b.	-277	5Y5/1	0,5	7,4	4,1	11,9	18,4	32,2	18,5	69,1	19,0	Ut4	0	7,5	42,9	n.b.	1,9	n.b.	
F177	AF _{Ss-Ut}	n.b.	-283	5Y5/1	1,7	22,3	7,0	31,0	20,2	25,5	11,8	57,4	11,6	Uls	0	7,6	33,5	n.b.	1,4	n.b.	
F178	AF _{Ss-Ut}	n.b.	-285	5Y5/1-10YR4/1	2,4	29,0	7,9	39,2	21,6	19,9	9,6	51,0	9,7	Uls	0	7,6	28,0	n.b.	1,3	n.b.	
F179	AF _{Ss-Ut}	n.b.	-288	5Y5/1	2,8	38,8	6,4	48,0	16,6	18,6	9,0	44,1	7,9	Slu	0	7,7	27,5	n.b.	0,8	n.b.	
F180	AF _{Ss-Ut}	n.b.	-290	10YR4/1	3,3	86,5	2,9	92,6	2,7	2,6	0,6	5,9	1,5	Ss	0	7,9	7,1	n.b.	0,2	n.b.	

Anh. 1-19: Laboranalytische Kennwerte von Profil GRN-1.

Profil-Nr.	GRN-1	TK 25-Nr.	6216 Gernsheim	Lokalität	„Neuwiese“	Rechtswert	³⁴ 62 225	Höhe	89,0 m ü NN
Profiltyp	Bohrkern	Gemeinde	Groß-Rohrheim	Nutzung	Grünland	Hochwert	⁵⁵ 07 850	Grundwasser	120 cm u. GOF

Lab.-Nr.	Fazies/Substrat	Schicht/Horizont	Tiefe [cm]	Farbe	Korngrößenzusammensetzung [Gew.-%]											pH [CaCl ₂]	CaCO ₃ [Gew.-%]	Glv [Gew.-%]	Corg [Gew.-%]	Feo:Fed		
					gS	mS	fS	Σ S	gU	mU	fU	Σ U	T	Feinboden	Skelett							
F181	AF	AF _{Ss} -Ut	n.b.	-295	5Y5/1	1,7	37,0	7,1	45,8	13,9	19,4	10,6	43,9	10,3	Slu	0,1	7,8	27,1	n.b.	1,0	n.b.	
F182	AF	AF _{Ss} -Ut	n.b.	-300	5Y5/1-2	0,4	13,7	6,7	20,9	16,7	30,1	16,7	63,6	15,5	Lu	0	n.b.	38,9	n.b.	1,3	n.b.	
F183	Rinnenfazies	RF _{Sg} -Gs	n.b.	-309	10YR5/2	12,2	80,8	2,2	95,2	1,4	0,6	0,1	2,1	2,7	Ss	8,0	8,0	4,4	n.b.	0,2	n.b.	
F184		RF _{Sg} -Gs	n.b.	-319	10YR5/2	30,7	59,1	4,9	94,7	1,2	1,6	0,1	2,9	2,4	mSgs	31,0	8,0	4,6	n.b.	0,3	n.b.	
F185		RF _{Sg} -Gs	n.b.	-410	10YR5/2-2.5Y5/2	5,8	89,7	2,6	98,1	0,9	0,3	0,1	1,3	0,6	Ss	1,0	8,0	5,0	n.b.	0,2	n.b.	
F186		RF _{Sg} -Gs	n.b.	-420	10YR5/2	41,2	53,1	3,8	98,1	0,6	0,2	0,2	1,1	0,8	mSgs	50,9	8,1	4,9	n.b.	0,2	n.b.	
F187		RF _{Sg} -Gs	n.b.	-434	10YR5/2	32,9	61,5	3,7	98,0	0,6	0,2	0,2	1,1	0,9	mSfs	40,0	8,0	4,2	n.b.	0,2	n.b.	
F188		RF _{Sg} -Gs	n.b.	-450	2.5Y5/2	1,6	56,5	40,9	99,0	0,3	0,1	0,1	0,5	0,5	mSfs	0	8,0	17,9	n.b.	0,2	n.b.	
F189		RF _{Sg} -Gs	n.b.	-475	2.5Y5/2	5,2	62,3	30,7	98,2	1,2	0,2	0,1	1,5	0,3	mSfs	3,2	8,2	12,5	n.b.	0,1	n.b.	
F190		RF _{Sg} -Gs	n.b.	-480	2.5Y5-6/2	31,3	52,6	15,4	99,2	0,3	0,1	0,1	0,5	0,3	mSgs	31,6	8,1	7,6	n.b.	0,1	n.b.	
F191		RF _{Sg} -Gs	n.b.	-500	7.5YR6/2	20,7	73,0	5,4	99,1	0,1	0,1	0,1	0,3	0,6	Ss	6,9	8,1	5,4	n.b.	n.b.	n.b.	
F192		RF _{Sg} -Gs	n.b.	-515	7.5YR6/2	17,8	75,4	5,8	99,0	0,2	0,2	0,1	0,5	0,5	Ss	9,4	8,1	6,2	n.b.	n.b.	n.b.	
F193		RF _{Sg} -Gs	n.b.	-524	7.5YR6/2	42,0	56,4	0,8	99,2	<0,1	0,3	<0,1	0,3	0,5	mSgs	13,8	8,1	3,1	n.b.	n.b.	n.b.	
F194		RF _{Sg} -Gs	n.b.	-555	7.5YR6-7/2	4,8	92,7	1,6	99,1	0,1	0,4	0,2	0,8	0,1	Ss	4,8	8,1	3,6	n.b.	n.b.	n.b.	
			Kernverlust	555+																		

Anh. 1-19: Fortsetzung

Profil-Nr.	GRD-1	TK 25-Nr.	6216 Gernsheim	Lokalität	„Niederbruch“	Rechtswert	34 62 925	Höhe	88,5 m ü NN
Profiltyp	Bohrkern	Stadt/Gemeinde	Groß-Rohrheim	Nutzung	Pappelwald	Hochwert	55 09 950	Grundwasser	ca. 70 cm u. GOF

Lab.-Nr.	Fazies/Substrat	Schicht/Horizont	Tiefe [cm]	Farbe	Korngrößenzusammensetzung [Gew.-%]										pH [CaCl ₂]	CaCO ₃ [Gew.-%]	Glv [Gew.-%]	Org.S. [Gew.-%]	Fe ₀ :Fed		
					gS	mS	fS	Σ S	gU	mU	fU	Σ U	T	Feinboden						Skelett	
F113	Altlaufazies	Hn	n.b.	0-16	2.5Y2/0	n.b.										0	6,0	0,8	43,5	39,1	n.b.
F114		Hn	n.b.	-30	2.5Y2/0	n.b.										0	6,3	1,1	62,6	55,7	n.b.
F115		Hn	n.b.	-40	2.5Y2/0	n.b.										0	6,2	5,5	66,1	54,2	n.b.
F116		Hn	n.b.	-50	2.5Y2/0	n.b.										0	6,2	3,0	69,0	64,3	n.b.
F117		Hn	n.b.	-63	2.5Y2/0-10YR2/1	n.b.										0	6,6	3,6	74,7	70,3	n.b.
F118		Hn	n.b.	-80	2.5Y2/0-10YR2/1	n.b.										0	7,0	7,5	43,4	47,4	n.b.
F119		Fhh _{Us}	n.b.	-90	2.5Y2/0	n.b.										0	7,3	5,7	40,4	44,2	n.b.
F120		Fhh _{Us}	n.b.	-102	2.5Y2/0	n.b.										0	7,4	14,4	41,4	40,2	n.b.
F121		Fhh _{Us}	n.b.	-108	5Y2.5/1	n.b.										0	7,3	7,0	42,7	42,3	n.b.
F122		Fhh _{Us}	n.b.	-113	2.5Y2/05Y2.5/1	n.b.										0	7,1	12,8	51,5	50,7	n.b.
F123		Fhh _{Us}	n.b.	-123	2.5Y2/05Y2.5/1	n.b.										0	7,2	9,0	45,0	40,2	n.b.
F124		AF _{Ut-Tu}	n.b.	-125	10YR3-4/1	0,2	1,2	18,4	19,8	21,7	18,8	15,2	55,7	24,4	Lu	0	n.b.	19,4	n.b.	9,9	n.b.
F125		AF _{Ut-Tu}	n.b.	-137	2.5Y5/2	0,1	0,4	0,8	1,3	6,0	27,7	23,7	57,4	41,2	Tu3	0	7,7	24,0	n.b.	4,6	n.b.
F126		AF _{Ut-Tu}	n.b.	-142	2.5Y5/2	0,2	0,5	9,2	9,9	26,0	24,9	14,6	65,5	24,6	Ut4	0	n.b.	27,6	n.b.	2,0	n.b.
F127	AF _{Ut-Tu}	n.b.	-148	2.5Y5-6/2	0,1	1,4	14,7	16,2	33,0	18,0	7,9	58,9	24,9	Lu	0	7,6	29,5	n.b.	2,3	n.b.	
F128	AF _{Ut-Tu}	n.b.	-161	2.5Y5/2-10YR6/2	0,0	4,1	0,3	4,4	31,1	16,7	6,9	54,7	40,9	Tu3	0	7,6	32,2	n.b.	2,2	n.b.	
F129	AF _{Ut-Tu}	n.b.	-174	2.5Y5/2	0,1	0,3	1,1	1,5	17,5	25,3	19,1	61,9	36,7	Tu3	0	7,7	28,8	n.b.	2,2	n.b.	
F130	AF _{Ut-Tu}	n.b.	-176	2.5Y5/2-4	15,6	42,3	6,7	64,6	15,4	8,2	1,9	25,5	10,0	Sl3	0,1	7,7	13,6	n.b.	0,8	n.b.	
F131	Rimentfazies	RF _{Ss}	n.b.	-185	5YR6/2	23,3	71,7	2,4	97,5	0,8	0,5	0,1	1,4	1,1	Ss	9,8	8,0	1,3	n.b.	0,1	n.b.
F132		RF _{Ss}	n.b.	-191	10YR5-6/2	8,7	87,5	2,8	99,0	0,3	0,4	0,1	0,8	0,1	Ss	0,7	8,0	2,6	n.b.	<0,1	n.b.
F133		RF _{Ss}	n.b.	-203,5	10YR5-6/2	6,9	82,8	8,6	98,3	1,3	0,2	0,1	1,6	0,2	Ss	0,4	8,0	4,1	n.b.	n.b.	n.b.
F134		RF _{Ss}	n.b.	-208	10YR6/2-3-2.5Y5-6/2	23,9	71,2	4,2	99,4	0,2	0,2	0,1	0,5	<0,1	Ss	1,8	7,8	1,9	n.b.	n.b.	n.b.
F135		RF _{Ss}	n.b.	-211	10YR5-6/2	7,7	87,3	4,3	99,3	0,5	0,3	<0,1	0,8	<0,1	Ss	0,2	7,9	4,0	n.b.	n.b.	n.b.
F136		RF _{Ss}	n.b.	-216	10YR6/2-3	6,0	89,3	4,0	99,3	0,4	0,4	<0,1	0,8	<0,1	Ss	0,1	8,0	2,1	n.b.	n.b.	n.b.
F137		RF _{Ss}	n.b.	-221	10YR5-6/2	8,5	85,9	4,5	98,9	1,1	0,0	0,0	1,1	<0,1	Ss	0,9	8,0	3,4	n.b.	n.b.	n.b.
F138		RF _{Ss}	n.b.	-224	10YR5/2-3	12,4	82,1	4,8	99,3	0,5	0,2	0,0	0,7	<0,1	Ss	2,0	7,8	2,4	n.b.	n.b.	n.b.
F139		RF _{Ss}	n.b.	-229	10YR5-6/2-2.5Y5-6/2	11,2	81,3	5,7	98,2	1,2	0,4	0,1	1,7	<0,1	Ss	1,3	7,9	6,6	n.b.	n.b.	n.b.
F140		RF _{Ss}	n.b.	-235	10YR5-6/2-2.5Y5-6/2	8,9	76,5	13,6	99,0	0,6	0,2	0,1	1,0	<0,1	Ss	1,1	8,0	4,1	n.b.	n.b.	n.b.
F141		RF _{Ss}	n.b.	-238	10YR7/2	8,7	85,0	5,8	99,5	0,4	0,1	0,0	0,5	<0,1	Ss	0,6	7,8	3,9	n.b.	n.b.	n.b.

Anh. 1-20: Laboranalytische Kennwerte von Profil GRD-1.

Profil-Nr.	GRD-1	TK 25-Nr.	6216 Gernsheim	Lokalität	„Niederbruch“	Rechtswert	34 62 925	Höhe	88,5 m ü NN
Profiltyp	Bohrkern	Stadt/Gemeinde	Groß-Rohrheim	Nutzung	Pappelwald	Hochwert	55 09 950	Grundwasser	ca. 70 cm u. GOF

Lab.-Nr.	Fazies/Substrat	Schicht/Horizont	Tiefe [cm]	Farbe	Korngrößenzusammensetzung [Gew.-%]											pH [CaCl ₂]	CaCO ₃ [Gew.-%]	Glv [Gew.-%]	Org.S. [Gew.-%]	Fe ₀ :Fe _d	
					gS	mS	fS	Σ S	gU	mU	fU	Σ U	T	Feinboden	Skelett						
F142	Rinnenfazies	RF _{Ss}	n.b.	-240	10YR5-6/2-2.5Y5-6/2	56,9	40,4	2,0	99,3	0,3	0,2	0,1	0,6	<0,1	mSgs	9,7	7,9	4,0	n.b.	n.b.	n.b.
F143		RF _{Ss}	n.b.	-245	2.5Y5-6/2	5,4	85,5	8,5	99,4	0,3	0,2	0,1	0,6	<0,1	Ss	1,7	8,0	5,9	n.b.	n.b.	n.b.
F144		RF _{Ss}	n.b.	-246,5	2.5Y5/2-4	6,1	59,2	32,6	97,9	1,3	0,3	0,1	1,7	0,3	mSfs	0,4	7,8	11,4	n.b.	n.b.	n.b.
F145		RF _{Ss}	n.b.	-255	10YR6/2-3-2.5Y5-2	29,6	67,2	2,5	99,3	0,3	0,2	0,1	0,6	<0,1	Ss	0,8	8,0	2,6	n.b.	n.b.	n.b.
F146		RF _{Ss}	n.b.	-257	2.5Y5-6/2	5,0	57,3	19,0	81,3	11,7	3,0	1,3	16,0	2,7	Su2	0,5	7,9	17,2	n.b.	n.b.	n.b.
F147		RF _{Ss}	n.b.	-259,5	2.5Y5-6/2	16,4	70,7	9,0	96,1	2,8	0,3	0,2	3,3	0,5	Ss	0,2	8,0	3,8	n.b.	n.b.	n.b.
F148		RF _{Ss}	n.b.	-264	2.5Y5/2	13,2	62,3	22,9	98,4	1,1	0,1	0,2	1,4	0,1	mSgs	0,3	8,0	8,6	n.b.	n.b.	n.b.
F149		RF _{Ss}	n.b.	-266	10YR5-6/2	16,4	72,6	10,0	99,0	0,4	0,2	0,2	0,8	0,1	Ss	0,2	7,2	6,5	n.b.	n.b.	n.b.
F150		RF _{Ss}	n.b.	-268	2.5Y5/2	8,1	59,0	31,2	98,3	0,9	0,4	0,2	1,6	0,1	mSfs	0,8	7,6	10,3	n.b.	n.b.	n.b.
F151		RF _{Ss}	n.b.	-277	10YR5-6/2	32,6	65,9	1,3	99,8	0,2	0,1	0	0,3	<0,1	Ss	1,0	7,8	4,2	n.b.	n.b.	n.b.
		Kernverlust	277+																		

Anh. 1-20: Fortsetzung

Profil-Nr.	KR-1	TK 25-Nr.	6216 Gernsheim	Lokalität	„Nachtweide“	Rechtswert	³⁴ 63 070	Höhe	88,5 m ü NN
Profiltyp	Bohrkern	Stadt/Gemeinde	Groß-Rohrheim	Nutzung	Pappelwald	Hochwert	⁵⁵ 10 675	Grundwasser	ca. 60 cm u. GOF

Lab.-Nr.	Fazies/ Substrat	Schicht/ Horizont	Tiefe [cm]	Farbe	Korngrößenzusammensetzung [Gew.-%]										pH [CaCl ₂]	CaCO ₃ [Gew.-%]	Glv [Gew.-%]	Org.S. [Gew.-%]	Fe ₀ :Fe _d													
					gS	mS	fS	Σ S	gU	mU	fU	Σ U	T	Feinboden						Skelett												
F95	Altlaufazies	Hn	n.b.	0-12	10YR3/2	n.b.										Niedermoortorf/Torfmuße	0	7,2	4,7	40,7	36,5	n.b.										
F96		Hn	n.b.	-26	10YR2/1												0	5,6	4,5	64,6	51,3	n.b.										
F97		Hn	n.b.	-40	10YR2/1												0	4,4	4,4	76,1	62,1	n.b.										
F98		Hn	n.b.	-50	10YR2/1												0	4,3	4,4	77,7	69,0	n.b.										
F99		Hn	n.b.	-60	10YR2/1-5YR2.5/1												0	5,1	4,0	66,9	60,5	n.b.										
F100		Hn	n.b.	-70	10YR2/1												0	7,0	6,0	64,3	60,7	n.b.										
F101		Fhh _{Us}	n.b.	-80	10YR2/1-5YR2.5/1												0	7,4	22,8	40,1	42,1	n.b.										
F102		Fhh _{Us}	n.b.	-92	10YR2/1												0	7,4	27,1	47,2	48,1	n.b.										
F103		Fhh _{Us}	n.b.	-107	10YR2/1-5YR2.5/1												0	7,4	41,1	33,3	33,0	n.b.										
F104		Fhh _{Us}	n.b.	-114	10YR2/1												0	7,4	31,7	42,3	45,0	n.b.										
F105		Fhh _{Us}	n.b.	-125	10YR2/1-3/4												0	7,3	14,0	39,1	39,0	n.b.										
F106		Fhh _{Us}	n.b.	-131	10YR2/1-3/2												0	7,3	13,1	n.b.	32,3	n.b.										
F107		AF _{Ut-Lu}	n.b.	-137	10YR3/2												0,2	1,7	5,9	7,8	23,5	20,3	18,6	62,4	29,9	Lu	0	7,5	30,3	n.b.	7,1	n.b.
F108		AF _{Ut-Lu}	n.b.	-143	10YR4/1-2												0,2	1,5	6,1	7,8	24,9	20,8	19,5	65,2	27,1	Lu	0	7,6	31,7	n.b.	6,0	n.b.
F109	AF _{Ut-Lu}	n.b.	-148,5	2.5Y4-5/2	0,1	1,3	8,9	10,3	46,7	15,6	8,6	70,9	18,8	Ut4	0	7,7	23,1	n.b.	3,5	n.b.												
F110	AF _{Ut-Lu}	n.b.	-160	2.5Y5/2-4	1,5	18,9	8,6	29,0	12,2	21,2	14,2	47,6	23,5	Ls2	1,5	7,7	21,5	n.b.	2,6	n.b.												
F111	RF	RF _{Ss}	n.b.	-200	10YR5/2-3	30,2	64,7	4,4	99,3	0,2	0,1	<0,1	0,3	0,3	mSgs	1,1	8,0	3,0	n.b.	0,7	n.b.											
F112		RF _{Ss}	n.b.	-200	10YR5/2-3	16,1	75,5	7,1	98,7	0,8	0,2	0,1	1,1	0,1	Ss	0	7,9	5,8	n.b.	0,5	n.b.											
		Kernverlust		200+																												
		RF = Rinnenfazies																														

Anh. 1-21: Laboranalytische Kennwerte von Profil KR-1.

Profil-Nr.	RDH-1	TK 25-Nr.	6216 Gernsheim	Lokalität	„Nachtweide“	Rechtswert	3453 625	Höhe	87,5 m ü NN
Profiltyp	Bohrkern	Stadt/Gemeinde	Worms, OT Rheindürkheim	Nutzung	Grünland	Hochwert	5509 255	Grundwasser	ca. 115 cm u. GOF

Lab.-Nr.	Fazies/ Substrat	Schicht/ Horizont	Tiefe [cm]	Farbe	Korngrößenzusammensetzung [Gew.-%]										pH [CaCl ₂]	CaCO ₃ [Gew.-%]	Glv [Gew.-%]	Org.S. [Gew.-%]	Fe ₀ :Fed	
					gS	mS	fS	Σ S	gU	mU	fU	Σ U	T	Feinboden						Skelett
		Y	0-23	10YR3-4/2	n.b.															
F444	Jüngere Auen- dimente	Lf	-31	10YR3-4/1-2.5Y3/2	1,1	2,5	5,1	8,7	14,1	17,3	16,2	47,7	43,6	Lt3	0	7,9	39,7	n.b.	7,6	n.b.
F445		Lf	-36	10YR3/2	1,3	2,5	5,9	9,7	15,1	20,1	17,4	52,5	37,8	Tu3	0	7,8	52,0	n.b.	7,0	n.b.
F446		Lf	-44	10YR4/1-2	0,9	1,9	5,5	8,3	14,9	19,3	16,5	50,7	41,0	Tu3	0	7,9	46,2	n.b.	4,1	n.b.
F447		Lf	-51	2.5Y4-5/2-5Y5/1	0,3	1,1	2,8	4,2	14,9	23,5	18,4	56,8	39,0	Tu3	0	7,9	35,6	n.b.	2,4	n.b.
F448		Lf	-60	2.5Y5/2-4-5Y4-5/1	0,1	0,3	1,2	1,6	10,9	25,1	22,5	58,6	39,9	Tu3	0	7,9	30,2	n.b.	1,3	n.b.
F449		Lf	-68	5Y4-5/1	0,0	0,1	0,4	0,5	7,7	20,4	23,4	51,4	48,1	Tu2	0	7,7	21,3	n.b.	4,3	n.b.
F450	Altauffazies	AF _{Tu}	-75	2.5Y2/0	0,0	0,2	0,3	0,5	3,9	12,2	32,5	48,6	50,9	Tu2	0	7,0	0,8	n.b.	18,0	n.b.
F451		AF _{Tu}	-85	5Y2/1-2.5Y2/0	0,4	1,1	1,5	3,0	5,3	12,3	20,2	37,8	59,3	Tu2	0	7,3	10,2	n.b.	24,8	n.b.
F452		AF _{Ut-Tu}	-92	5Y2/1-2.5Y2/0	1,9	5,5	6,7	14,1	13,6	18,7	18,4	50,8	35,1	Tu3	0	7,2	48,5	n.b.	12,8	n.b.
F453		AF _{Ut-Tu}	-98	5Y2/1-2.5Y2/0	2,3	4,7	6,9	13,9	13,0	19,4	17,2	49,6	36,5	Lt3	0	7,3	49,8	n.b.	11,9	n.b.
F454		AF _{Ut-Tu}	-107	5Y2-4/1	0,4	1,4	5,9	7,6	15,9	20,6	22,5	58,9	33,5	Tu3	0	7,4	69,7	n.b.	5,1	n.b.
F455		AF _{Ut-Tu}	-114	5Y2-4/1	0,2	1,0	7,3	8,6	19,9	23,5	20,3	63,8	27,7	Lu	0	7,5	74,8	n.b.	3,0	n.b.
F456		AF _{Ut-Tu}	-120	5Y6/1	0,3	0,7	7,2	8,2	19,1	25,6	20,6	65,3	26,6	Tu4	0	7,6	72,2	n.b.	1,7	n.b.
F457		AF _{Ut-Tu}	-125	5Y6/1	0,2	0,6	9,1	9,9	19,0	21,6	21,3	61,9	28,2	Lu	0	7,6	73,8	n.b.	1,6	n.b.
F458		AF _{Ut-Tu}	-130	5Y6/1	0,2	0,6	11,7	12,5	24,5	22,5	17,6	64,6	22,9	Lu	0	7,6	85,1	n.b.	1,8	n.b.
F459		AF _{Ut-Tu}	-135	5Y6/1	0,1	0,3	9,8	10,2	25,2	25,7	15,7	66,6	23,2	Ut4	0	7,7	80,8	n.b.	2,0	n.b.
F460		AF _{Ut-Tu}	-140	5Y6/1	0,2	0,2	6,9	7,2	24,6	26,7	20,0	71,3	21,4	Ut4	0	7,6	81,7	n.b.	2,2	n.b.
F461		AF _{Ut-Tu}	-145	5Y6/1	0,2	0,4	8,3	8,8	25,7	25,2	18,8	69,7	21,5	Ut4	0	7,7	82,7	n.b.	2,2	n.b.
F462		AF _{Ut-Tu}	-150	5Y6/1	0,1	0,4	5,2	5,7	25,9	29,9	19,1	74,9	19,4	Ut4	0	7,8	90,5	n.b.	2,3	n.b.
F463		AF _{Ut-Tu}	-155	5Y4-5/1	0,0	0,4	6,1	6,6	25,4	31,1	18,4	74,9	18,6	Ut4	0	7,6	82,8	n.b.	2,1	n.b.
F464		AF _{Ut-Tu}	-160	5Y4-5/1	0,2	0,7	8,5	9,4	26,8	27,4	17,3	71,4	19,2	Ut4	0	7,7	80,1	n.b.	2,4	n.b.
F465		AF _{Ut-Tu}	-165	5Y4-5/1	0,2	0,8	8,1	9,1	27,0	27,8	18,3	73,1	17,9	Ut4	0	7,7	78,8	n.b.	2,3	n.b.
F466		AF _{Ut-Tu}	-170	5Y4-5/1	0,1	0,7	12,3	13,1	30,7	26,2	14,7	71,6	15,3	Ut3	0,2	7,7	85,2	n.b.	2,2	n.b.
F467		AF _{Ut-Tu}	-175	5Y4-5/1	0,3	1,4	18,0	19,6	29,4	25,8	13,3	68,5	11,9	Ut2	0	7,6	83,6	n.b.	1,8	n.b.
F468		AF _{Ut-Tu}	-180	5Y4-5/1	0,7	2,3	12,7	15,7	35,0	26,1	12,9	74,1	10,3	Ut2	0	7,5	84,4	n.b.	2,0	n.b.
F469		AF _{Ut-Tu}	-185	5Y5/1	0,7	2,4	15,5	18,6	33,5	26,1	13,2	72,8	8,7	Ut2	0	7,5	84,7	n.b.	5,4	n.b.
F470		AF _{Ut-Tu}	-190	5Y5/1	0,5	2,7	16,1	19,3	29,6	26,3	13,7	69,6	11,2	Ut2	0	7,5	83,7	n.b.	3,7	n.b.
F471	AF _{Ut-Tu}	-195	5Y5/1	0,8	2,8	11,0	14,6	26,9	28,8	16,0	71,7	13,7	Ut3	0	7,5	80,6	n.b.	3,6	n.b.	

Anh. 1-22: Laboranalytische Kenndaten von Profil RDH-1.

Profil-Nr.	RDH-1	TK 25-Nr.	6216 Gernsheim	Lokalität	„Nachtweide“	Rechtswert	3453 625	Höhe	87,5 m ü NN
Profiltyp	Bohrkern	Stadt/Gemeinde	Worms, OT Rheindürkheim	Nutzung	Grünland	Hochwert	5509 255	Grundwasser	ca. 115 cm u. GOF

Lab.-Nr.	Fazies/Substrat	Schicht/Horizont	Tiefe [cm]	Farbe	Korngrößenzusammensetzung [Gew.-%]											pH [CaCl ₂]	CaCO ₃ [Gew.-%]	Glv [Gew.-%]	Org.S. [Gew.-%]	Fe ₀ :Fed
					gS	mS	fS	Σ S	gU	mU	fU	Σ U	T	Feinboden	Skelett					
F472	AF _{Ut-Tu}	n.b.	-200	5Y4/1	0,1	0,9	6,7	7,7	17,5	27,0	24,6	69,1	23,2	Ut4	0	7,5	72,8	n.b.	3,9	n.b.
F473	AF _{Ut-Tu}	n.b.	-205	5Y4/1	0,0	0,5	3,8	4,3	15,8	26,0	27,6	69,4	26,4	Tu4	0	7,5	67,2	n.b.	1,2	n.b.
F474	AF _{Ut-Tu}	n.b.	-210	5Y4/1	0,0	0,5	2,4	2,9	12,5	27,5	29,1	69,1	28,0	Tu4	0	7,6	60,7	n.b.	4,3	n.b.
F475	AF _{Ut-Tu}	n.b.	-215	5Y4/1	0,0	0,4	2,1	2,6	12,7	28,2	29,8	70,7	26,7	Tu4	0	7,5	62,9	n.b.	4,2	n.b.
F476	AF _{Ut-Tu}	n.b.	-220	5Y4/1	0,2	0,7	2,3	3,2	13,6	27,6	30,0	71,2	25,6	Tu4	0	7,6	62,1	n.b.	4,0	n.b.
F477	AF _{Ut-Tu}	n.b.	-225	5Y4/1	0,1	0,6	2,5	3,3	10,4	28,5	30,6	69,5	27,2	Tu4	0	7,6	58,6	n.b.	3,8	n.b.
F478	AF _{Ut-Tu}	n.b.	-230	5Y4/1	0,0	0,3	2,2	2,5	10,6	26,8	30,2	67,7	29,8	Tu4	0	7,5	58,9	n.b.	3,5	n.b.
F479	AF _{Ut-Tu}	n.b.	-235	5Y4/1	0,1	0,4	2,5	3,0	10,7	25,0	32,2	67,8	29,1	Tu4	0	7,5	55,8	n.b.	3,8	n.b.
F480	AF _{Ut-Tu}	n.b.	-240	5Y4/1	0,0	0,3	2,2	2,5	11,4	24,4	29,6	65,4	32,0	Tu4	0	7,5	55,0	n.b.	3,5	n.b.
F481	AF _{Ut-Tu}	n.b.	-245	5Y4-5/1	0,0	0,6	1,7	2,3	11,3	24,4	31,2	66,8	30,8	Tu4	0	7,6	55,1	n.b.	3,4	n.b.
F482	AF _{Ut-Tu}	n.b.	-250	5Y4-5/1	0,0	0,3	3,1	3,4	9,2	21,9	31,5	62,5	34,1	Tu3	0	7,6	55,1	n.b.	3,9	n.b.
F483	AF _{Ut-Tu}	n.b.	-255	5Y4-5/1	0,0	0,3	1,5	1,8	7,9	22,5	32,6	63,0	35,2	Tu3	0	7,6	54,6	n.b.	3,4	n.b.
F484	AF _{Ut-Tu}	n.b.	-260	5Y4-5/1	0,0	0,4	2,9	3,3	9,0	24,0	29,5	62,5	34,2	Tu3	0	7,6	54,6	n.b.	3,3	n.b.
F485	AF _{Ut-Tu}	n.b.	-265	5Y4-5/1	0,1	1,0	0,9	2,0	10,0	23,3	31,2	64,5	33,5	Tu3	0	7,6	50,7	n.b.	3,7	n.b.
F486	AF _{Ut-Tu}	n.b.	-270	5Y4-5/1	0,0	0,7	3,2	3,9	12,4	25,4	28,7	66,5	29,6	Tu4	0	7,6	60,6	n.b.	0,5	n.b.
F487	AF _{Ut-Tu}	n.b.	-275	5Y4/1	0,2	0,5	1,1	1,8	13,5	28,6	30,8	72,8	25,4	Tu4	0	7,6	59,5	n.b.	3,6	n.b.
F488	AF _{Ut-Tu}	n.b.	-280	5Y5/1	0,4	1,3	5,3	7,1	18,7	24,5	26,3	69,4	23,5	Tu4	0	7,6	59,7	n.b.	3,3	n.b.
F489	AF _{Ut-Tu}	n.b.	-285	5Y4-5/1	0,4	2,8	1,6	4,8	18,4	25,8	25,6	69,8	25,5	Tu4	0	7,6	61,6	n.b.	3,3	n.b.
F490	AF _{Ut-Tu}	n.b.	-290	5Y4-5/1	1,1	7,4	4,4	12,8	13,5	20,7	23,4	57,7	29,5	Lu	0	7,6	51,0	n.b.	3,0	n.b.
F491	AF _{Ut-Tu}	n.b.	-295	5Y4-5/1	0,9	12,0	4,5	17,4	22,2	23,3	17,2	62,7	20,0	Lu	0	7,6	33,6	n.b.	2,2	n.b.
F492	RF _{Ss}	n.b.	-306	10YR6/1-2.5Y6/0	3,1	89,1	6,9	99,1	0,4	0,5	0,0	0,9	0,0	Ss	0	7,8	5,2	n.b.	0,3	n.b.
F493	RF _{Ss}	n.b.	-316	10YR6/1-2.5Y6/0	4,1	89,9	5,2	99,2	0,6	0,1	0,1	0,8	0,0	Ss	0	7,5	3,4	n.b.	0,3	n.b.
F494	RF _{Ss}	n.b.	-326	10YR6/1-2.5Y6/0	8,0	85,4	6,0	99,4	0,5	0,1	0,0	0,6	0,0	Ss	0,3	7,6	4,0	n.b.	0,2	n.b.
F495	RF _{Ss}	n.b.	-336	10YR6/1-2.5Y6/0	4,6	87,5	7,0	99,0	0,3	0,4	0,0	0,7	0,4	Ss	0,5	7,4	4,1	n.b.	0,2	n.b.
F496	RF _{Ss}	n.b.	-343	10YR6/1-2.5Y6/0	6,4	82,0	8,6	97,0	1,3	1,0	0,0	2,0	1,0	Ss	7,1	7,6	5,7	n.b.	0,5	n.b.
F497	RF _{Ss}	n.b.	-355	10YR6-7/2	19,2	70,2	9,3	98,7	0,8	0,4	0,1	1,4	0,0	Ss	2,5	7,6	4,4	n.b.	0,4	n.b.
F498	RF _{Ss}	n.b.	-364	10YR6/1-2.5Y6/0	7,3	76,9	13,9	98,0	1,3	0,6	0,1	2,0	0,0	Ss	4,9	7,7	6,1	n.b.	0,5	n.b.
F499	RF _{Ss}	n.b.	-373	10YR6/1-2.5Y6/0	12,5	76,0	9,0	97,5	1,3	0,7	0,2	2,2	0,3	Ss	2,3	7,7	5,2	n.b.	0,5	n.b.
F500	RF _{Ss}	n.b.	-381	10YR6/1-2.5Y6/0	7,7	79,3	10,8	97,8	1,0	0,4	0,1	1,5	0,7	Ss	1,4	8,0	5,7	n.b.	0,3	n.b.
F501	RF _{Ss}	n.b.	-396	10YR6-7/2	30,2	64,5	3,6	98,4	0,7	0,2	0,1	1,0	0,6	mSgs	4,4	7,9	2,7	n.b.	0,2	n.b.

Anh. 1-22: Fortsetzung

Profil-Nr.	EID-1	TK 25-Nr.	6216 Gernsheim	Lokalität	„Dörrlache“	Rechtswert	34 56 710	Höhe	ca. 87,25 m ü NN
Profiltyp	Bohrkern	Stadt/Gemeinde	Eich	Nutzung	Grünland	Hochwert	55 11 320	Grundwasser	ca. 145 cm u. GOF

Lab.-Nr.	Fazies/Substrat	Schicht/Horizont	Tiefe [cm]	Farbe	Korngrößenzusammensetzung [Gew.-%]											pH [CaCl ₂]	CaCO ₃ [Gew.-%]	Glv [Gew.-%]	Org.S. [Gew.-%]	Fe ₀ :Fe _d	
					gS	mS	fS	Σ S	gU	mU	fU	Σ U	T	Feinboden	Skelett						
F195	AF _{Tu}	n.b.	0-10	10YR2/1	1,4	4,6	8,2	14,1	15,7	12,6	11,1	39,4	46,4	Tu2	0	7,6	6,2	n.b.	7,3	n.b.	
F196	AF _{Tu}	n.b.	-17	10YR2-3/1	1,3	4,5	7,8	13,5	13,5	14,5	12,0	39,9	46,6	Tu2	0	7,4	6,0	n.b.	7,5	n.b.	
F197	AF _{Tu}	n.b.	-24	10YR2-3/1	1,2	4,0	6,6	11,9	13,9	12,9	13,1	39,9	48,2	Tu2	0	7,5	5,3	n.b.	7,9	n.b.	
F198	AF _{Tu}	n.b.	-32	10YR2-3/1	0,1	1,0	2,7	3,8	9,8	13,4	14,5	37,7	58,5	Tu2	0	7,3	2,5	n.b.	7,2	n.b.	
F199	AF _{Tu}	n.b.	-47	7.5YR2/0-10YR2-3/1	0,1	0,5	1,6	2,2	7,7	13,3	13,0	34,1	63,8	Tu2	0	7,2	1,0	n.b.	8,4	n.b.	
F200	AF _{Tu}	n.b.	-57	5YR2/1-7.5YR2/0	0,2	0,9	1,7	2,8	7,8	11,9	13,2	33,0	64,2	Tu2	0	7,0	1,2	n.b.	9,8	n.b.	
F201	AF _{Tu}	n.b.	-67	5YR2/1-7.5YR2/0	0,4	1,0	2,4	3,8	10,7	12,1	11,9	34,7	61,5	Tu2	0	6,9	0,9	n.b.	9,8	n.b.	
F202	AF _{Tu}	n.b.	-76	2.5Y2/0-5YR2/1	0,2	0,9	2,0	3,1	11,1	15,5	15,8	42,4	54,6	Tu3	0	6,9	0,9	n.b.	11,8	n.b.	
F203	AF _{Ut-Tu}	n.b.	-83	2.5Y4-5/2	0,0	0,2	0,9	1,0	12,5	29,3	23,2	65,0	33,9	Tu4	0	7,6	46,4	n.b.	2,4	n.b.	
F204	AF _{Ut-Tu}	n.b.	-93	5Y5/1-2	0,1	0,4	6,9	7,4	37,5	25,2	11,1	73,8	18,8	Ut4	0	7,6	34,2	n.b.	2,0	n.b.	
F205	AF _{Ut-Tu}	n.b.	-97	5Y5/1	0,0	0,3	1,5	1,8	27,9	30,4	16,0	74,3	23,9	Ut4	0	7,6	31,0	n.b.	1,4	n.b.	
F206	AF _{Ut-Tu}	n.b.	-100,5	5Y4-5/1	0,0	0,2	2,5	2,8	21,0	32,4	18,7	72,1	25,2	Tu4	0	7,3	35,8	n.b.	1,3	n.b.	
F207	AF _{Ut-Tu}	n.b.	-102	5Y4-5/1	0,2	0,8	40,5	41,5	28,6	13,5	6,4	48,5	10,0	Slu	0	n.b.	31,3	n.b.	1,2	n.b.	
F208	AF _{Ut-Tu}	n.b.	-111	5Y4-5/1	0,2	0,5	4,8	5,5	22,2	33,1	17,5	72,7	21,8	Ut4	0	7,1	34,4	n.b.	1,7	n.b.	
F209	AF _{Ut-Tu}	n.b.	-121	5Y4-5/1	0,1	0,4	6,9	7,4	37,5	25,2	11,1	73,8	18,8	Ut4	0	7,1	30,8	n.b.	2,8	n.b.	
F210	AF _{Ut-Tu}	n.b.	-126	5Y4/1	0,1	0,9	49,8	50,7	26,4	10,3	4,6	41,3	8,0	Slu	0	7,1	27,1	n.b.	2,7	n.b.	
F211	AF _{Ut-Tu}	n.b.	-128,5	5Y4/1	0,7	2,4	11,9	14,9	31,2	23,8	10,5	65,4	19,7	Ut4	0	7,1	27,3	n.b.	5,1	n.b.	
F212	RF _{Ss}	n.b.	-135	5Y3-4/1	7,1	62,6	24,9	94,7	2,4	1,6	1,0	5,0	0,4	mSgs	4,7	6,7	4,6	n.b.	0,5	n.b.	
F213	RF _{Ss}	n.b.	-152	5Y3-4/1	9,2	71,9	15,4	96,5	1,4	1,4	0,2	2,9	0,6	Ss	6,3	7,0	5,0	n.b.	0,4	n.b.	
F214	RF _{Ss}	n.b.	-162	5Y3-4/1	34,7	58,1	4,4	97,2	1,5	0,6	0,1	2,2	0,6	mSgs	8,4	6,7	1,9	n.b.	0,3	n.b.	
F215	RF _{Ss}	n.b.	-169	5Y3-4/1	42,7	48,0	6,5	97,2	1,1	0,9	0,5	2,5	0,4	mSgs	1,1	6,2	1,2	n.b.	0,6	n.b.	
F216	RF _{Ss}	n.b.	-179,5	5Y3-4/1-7.5YR3-4/1	18,3	75,6	4,3	98,2	0,8	0,1	0,3	1,2	0,6	Ss	9,8	6,6	1,5	n.b.	0,5	n.b.	
F217	RF _{Ss}	n.b.	-181	5Y3/1-7.5YR3-4/1	53,1	35,8	8,1	97,0	1,2	0,8	0,1	2,1	0,9	gSms	3,2	n.b.	2,1	n.b.	0,7	n.b.	
F218	RF _{Ss}	n.b.	-201	5Y3/1-7.5YR3-4/1	15,0	72,7	9,7	97,5	1,3	0,7	0,1	2,1	0,4	Ss	4,7	7,2	2,9	n.b.	0,3	n.b.	
F219	RF _{Ss}	n.b.	-221	5Y3/1-7.5YR3-4/1	20,3	72,8	5,4	98,4	0,2	0,8	0,1	1,1	0,5	Ss	2,6	6,8	2,3	n.b.	0,3	n.b.	
F220	RF _{Ss}	n.b.	-239	5Y3/1-7.5YR3-4/1	33,1	62,3	3,3	98,6	0,2	0,7	0,1	1,0	0,3	mSgs	10,6	7,1	2,2	n.b.	0,3	n.b.	

Anh. 1-23: Laboranalytische Kennwerte von Profil EID-1.

Profil-Nr.	HESS-1	TK 25-Nr.	6016 Groß-Gerau	Lokalität	Kieswerk Fa. Seemann	Rechtswert	3455 700	Höhe	83,9 m ü NN
Profiltyp	Aufschluß	Stadt/Gemeinde	Trebur, OT Hessenaue	Nutzung	Kiesgrube	Hochwert	5529 820	Grundwasser	150 cm u. GOF

Lab.-Nr.	Fazies/Substrat	Schicht/Horizont	Tiefe [cm]	Farbe	Korngrößenzusammensetzung [Gew.-%]											pH [CaCl ₂]	CaCO ₃ [Gew.-%]	Glv [Gew.-%]	Org.S. [Gew.-%]	Fe ₀ :Fed	
					gS	mS	fS	Σ S	gU	mU	fU	Σ U	T	Feinboden	Skelett						
F290	Sekundäre Umlauffäzies	Tf _{Tu-Tt}	I rAp	0-20	5Y3/1	0,1	0,4	0,9	1,3	1,3	10,1	16,4	27,8	70,9	Tt	0	7,2	2,2	n.b.	5,4	0,09
F291		Tf _{Tu-Tt}	I Ach-P	-30	5Y2.5/1	3,4	1,3	1,0	5,7	3,1	9,4	13,7	26,2	68,1	Tt	0	7,4	7,5	n.b.	4,6	0,04
F292		Tf _{Tu-Tt}	I Ach-P	-40	5Y2.5/1	3,6	1,7	1,3	6,6	5,3	7,8	13,3	26,5	67,0	Tt	0	7,4	6,8	n.b.	4,1	0,02
F293		Tf _{Tu-Tt}	I Ach-rGcko-P	-50	5Y2.5/1	4,2	2,1	2,1	8,4	4,8	7,2	12,8	24,7	66,9	Tt	0	7,4	6,5	n.b.	3,8	0,02
F294		Tf _{Tu-Tt}	I Ach-rGcko-P	-65	5Y3/1	3,0	1,7	1,6	6,2	5,5	11,1	13,8	30,4	63,4	Tu2	0	7,4	5,1	n.b.	2,8	0,01
F295		Tf _{Tu-Tt}	I Ach-rGcko-P	-75	5Y4/1	1,0	0,6	1,8	3,4	12,1	14,0	14,7	40,9	55,7	Tu2	0	7,5	1,6	n.b.	1,4	0,01
F296		Tf _{Tu-Tt}	I Ach-rGcko-P	-85	5Y4/1	1,3	1,1	2,4	4,8	14,6	16,1	14,3	45,1	50,2	Tu2	0	7,5	2,9	n.b.	1,2	0,01
F297		Primäre Umlauffäzies	Lhf _{Uf-Lu}	II rGcko-fAcxh+ICkc	-90	5Y4/1	5,2	3,5	6,1	14,8	23,0	21,0	17,9	61,8	23,4	Lu	0	7,7	43,9	n.b.	0,7
F298	Lhf _{Uf-Lu}		II fAcxh+ICkc-rGcko	-100	5Y6/1	2,3	2,3	6,8	11,4	27,7	22,6	17,6	67,9	20,7	Ut4	0	7,8	48,6	n.b.	0,5	0,13
F299	Lhf _{Uf-Lu}		II rGcko	-110	5Y6/2	4,3	2,0	5,3	11,6	32,1	21,6	14,9	68,6	19,9	Ut4	0	7,8	48,9	n.b.	0,5	0,12
F300	Lhf _{Uf-Lu}		II rGcko	-120	5Y6/2	2,1	2,1	9,1	13,3	37,6	19,3	13,2	70,1	16,6	Ut3	0	7,8	43,8	n.b.	0,5	n.b.
F301	Lhf _{Uf-Lu}		II rGcko	-130	5Y6/2	1,0	1,3	10,6	12,9	39,1	18,0	12,2	69,2	17,9	Ut4	0	7,8	41,9	n.b.	n.b.	n.b.
F302	Sf _{Silu-Uls}		III Gro	-140	5Y6/1	0,3	0,4	41,7	42,4	29,3	11,1	5,4	45,8	11,8	Slu	0	7,8	34,7	n.b.	n.b.	n.b.
F303	Sf _{Silu-Uls}		III Gor	-155	5Y6/1	0,4	1,2	19,7	21,3	39,1	16,1	9,0	64,1	14,6	Uls	0	7,7	35,3	n.b.	n.b.	n.b.

Anh. 1-24: Laboranalytische Kennwerte von Profil HESS-1.

Profil-Nr.	GEIN-1	TK 25-Nr.	6116 Oppenheim	Lokalität	Kieswerk Fa. Kiebert	Rechtswert	3462 225	Höhe	85,0 m ü NN
Profiltyp	Aufschluß	Stadt/Gemeinde	Trebur, OT Geinsheim	Nutzung	Kiesgrube	Hochwert	5526 700	Grundwasser	200 cm u. GOF

Lab.-Nr.	Fazies/Substrat	Schicht/Horizont	Tiefe [cm]	Farbe	Korngrößenzusammensetzung [Gew.-%]											pH [CaCl ₂]	CaCO ₃ [Gew.-%]	Glv [Gew.-%]	Org.S. [Gew.-%]	Fe ₀ :Fed	
					gS	mS	fS	Σ S	gU	mU	fU	Σ U	T	Feinboden	Skelett						
F304	s. UF	Tf _{Lt-Tu}	I rAp	0-20	10YR4/1	2,1	12,9	9,4	24,3	14,0	10,4	8,4	32,8	42,9	Lt3	0	7,6	6,3	n.b.	3,1	n.b.
F305		Tf _{Lt-Tu}	I Ach-P	-30	10YR4/1	0,9	4,0	4,6	9,4	20,1	13,7	10,9	44,7	45,9	Tu2	0	7,8	6,5	n.b.	1,7	0,02
F306		Tf _{Lt-Tu}	I Ach-P	-40	10YR5/1	1,8	3,0	4,1	9,0	20,4	14,3	14,8	49,5	41,6	Lt3	0	7,9	18,9	n.b.	1,4	0,01
F307	Primäre Umlaufflächenfazies	Lhf _{Slu-Lt}	II fAcxh	-50	10YR5/1	8,4	4,4	5,2	17,9	24,0	15,2	15,5	54,8	27,3	Lu	0	7,9	38,4	n.b.	1,3	0,01
F308		Lhf _{Slu-Lt}	II rGkco+fAcxh	-60	10YR5/1-5Y7/2	14,8	6,0	5,1	25,9	17,9	13,5	13,3	44,7	29,5	Lt2	0	8,0	44,8	n.b.	0,8	0,02
F309		Lhf _{Slu-Lt}	II rGkco+fAcxh	-70	10YR5/1-5Y7/2	34,5	8,7	5,7	48,9	14,9	11,5	9,9	36,3	14,8	Sl4	0	8,0	54,7	n.b.	0,4	0,01
F310		Lhf _{Slu-Lt}	II fAcxh+rGkco	-80	5Y6-7/3	14,0	5,0	13,6	32,7	30,9	13,3	9,8	54,0	13,3	Uls	0	8,0	42,3	n.b.	0,3	0,01
F311		Lhf _{Slu-Lt}	II fAcxh+rGkco	-95	5Y6/3	0,7	17,7	22,0	40,5	29,0	12,1	7,0	48,1	11,4	Slu	0	8,0	30,0	n.b.	0,4	0,02
F314		Sf _{Ss-Su}	III Gro	98-99	10YR6-7/3	20,4	64,1	11,2	95,6	0,9	1,0	0,4	2,3	2,0	mSgs	0	7,9	4,1	n.b.	<0,1	n.b.
F312		Sf _{Ss-Su}	III Gro	-113	2.5Y7/4	0,8	54,9	40,3	96,0	1,2	1,0	0,1	2,2	1,8	mSfs	0	7,7	8,6	n.b.	0,1	n.b.
F315		Sf _{Ss-Su}	III Gro	-117	10YR7/3	11,1	78,7	6,1	95,9	1,6	0,7	0,1	2,3	1,8	Ss	0	8,1	2,2	n.b.	n.b.	n.b.
F313		Sf _{Ss-Su}	III Gro	-125	2.5Y7/4	2,8	55,2	38,3	96,2	1,2	0,8	0,1	2,1	1,7	mSfs	0	7,9	11,5	n.b.	0,1	n.b.
F316		Sf _{Ss-Su}	III Gor	-130	2.5Y5/4	0,1	4,9	34,7	39,7	36,5	10,7	4,2	51,3	9,0	Uls	0	8,1	29,7	n.b.	n.b.	n.b.
F317		Sf _{Ss-Su}	III Gor	-135	2.5Y/5-6/4	0,9	41,1	37,3	79,3	10,9	4,1	0,8	15,8	4,9	Su2	0	7,7	18,4	n.b.	n.b.	n.b.
F318		Sf _{Ss-Su}	III Gor	-143	2.5Y6/4	3,6	61,8	28,9	94,3	2,3	0,4	0,1	2,8	2,9	mSfs	0	7,7	10,6	n.b.	n.b.	n.b.
F319		Sf _{Ss-Su}	III Gor	-147	10YR/6-7/6	8,8	68,1	14,3	91,3	5,0	0,5	0,1	5,6	3,1	Ss	0	7,6	5,3	n.b.	n.b.	n.b.
F320		Sf _{Ss-Su}	III Gor	-155	2.5Y6-7/6	6,8	37,9	44,7	89,4	4,4	1,9	0,7	6,9	3,7	mSfs	1,4	7,7	14,5	n.b.	n.b.	n.b.
F321		Sf _{Ss-Su}	III Gor	-165	2.5Y6-7/6	11,1	41,6	36,1	88,9	4,6	1,0	1,9	7,6	3,6	mSfs	0,9	7,7	11,5	n.b.	n.b.	n.b.
F322		Sf _{Ss-Su}	III Gor	-170	5Y6/1	0,5	10,1	22,9	33,5	30,9	12,7	7,1	50,7	15,9	Uls	0	7,7	29,1	n.b.	n.b.	n.b.
F323		Sf _{Ss-Su}	III Gr	-180	10YR6/2	2,8	66,8	24,7	94,3	1,5	0,1	0,1	1,7	4,0	Ss	0,9	7,7	9,8	n.b.	n.b.	n.b.
F324		Sf _{Ss-Su}	III Gr	-190	10YR6/2	13,5	74,1	11,0	98,6	0,5	0,5	0,1	1,2	0,2	Ss	3,1	7,8	5,9	n.b.	n.b.	n.b.
F325	Sf _{Ss-Su}	III Gr	-200+	10YR6/2	13,8	72,5	12,2	98,5	0,8	0,5	0,1	1,4	0,1	Ss	5,3	7,7	5,5	n.b.	n.b.	n.b.	
	s. UF = sekundäre Umlaufflächenfazies																				

Anh. 1-25: Laboranalytische Kennwerte von Profil GEIN-1.

Profil-Nr.	GEIN-3	TK 25-Nr.	6116 Oppenheim	Lokalität	Kieswerk Fa. Renneisen-Wille	Rechtswert	3457 325	Höhe	ca. 85,0 m ü NN
Profiltyp	Aufschluß	Stadt/Gemeinde	Riedstadt, OT Leeheim	Nutzung	Kiesgrube	Hochwert	5525 575	Grundwasser	220 cm u. GOF

Lab.-Nr.	Fazies/Substrat	Schicht/Horizont	Tiefe [cm]	Farbe	Korngrößenzusammensetzung [Gew.-%]											pH [CaCl ₂]	CaCO ₃ [Gew.-%]	Glv [Gew.-%]	Org.S. [Gew.-%]	Fe ₀ :Fed	
					gS	mS	fS	Σ S	gU	mU	fU	Σ U	T	Feinboden	Skelett						
F353	s. UF	Tf _{Tu}	I rAp	0-40	10YR3/1	0,2	1,5	5,1	6,8	6,5	11,7	14,8	33,0	60,2	Tu2	0	7,7	7,6	n.b.	4,8	n.b.
F354		Tf _{Tu}	I Ach-P	-50	10YR2/1	0,5	2,2	6,1	8,7	9,8	11,6	13,2	34,6	56,7	Tu2	0	7,5	5,5	n.b.	3,8	0,01
F355		Tf _{Tu}	I Ach-P	-60	10YR2-3/1	3,0	2,2	7,6	12,8	10,8	12,5	13,2	36,5	50,7	Tu2	0	7,6	7,6	n.b.	2,7	0,01
F356		Tf _{Tu}	I Ach-P	-65	10YR4/1	2,9	2,5	7,3	12,7	13,3	14,4	14,0	41,7	45,6	Tu2	0	7,6	14,9	n.b.	2,1	0,01
F357	Primäre Umlaufflächenfazies	Lhf _{Su-Lt}	II fAcxh	-75	10YR4-5/1	11,0	4,5	6,4	22,0	13,3	16,4	15,5	45,2	32,8	Lt2	0	7,7	37,7	n.b.	1,6	0,02
F358		Lhf _{Su-Lt}	II rGkco-fAcxh	-82	5Y6/1-2	32,0	6,5	4,8	43,3	9,7	14,6	14,1	38,3	18,4	Ls3	0	7,8	59,7	n.b.	0,7	0,11
F359		Lhf _{Su-Lt}	II rGkco-fAcxh	-90	5Y6-7/1-2	5,5	3,0	8,9	17,4	17,6	21,6	19,9	59,1	23,5	Lu	0	7,8	54,4	n.b.	0,8	0,11
F360		Lhf _{Su-Lt}	II fAcxh-rGkco	-100	5Y6/3	3,7	2,2	23,4	29,2	23,8	17,5	12,6	53,8	17,0	Uls	0	7,8	43,5	n.b.	0,4	0,06
F361		Lhf _{Su-Lt}	III Gor	-107	5Y6/2-3	0,3	1,3	43,4	44,9	25,9	12,0	7,4	45,3	9,8	Slu	0	7,8	31,7	n.b.	0,3	0,04
F362		Lhf _{Su-Lt}	III Gor	-115	5Y6/2-3	0,7	0,8	69,8	71,4	13,3	6,5	4,1	23,9	4,8	Su2	0	7,9	26,4	n.b.	0,2	n.b.
F363		Lhf _{Su-Lt}	III Gor	-125	5Y5-6/2	0,1	1,3	46,4	47,8	26,5	11,8	5,8	44,1	8,1	Slu	0	7,9	23,2	n.b.	n.b.	n.b.
F364		Sf _{Ss-Sl}	IV Gr	-130	5Y5-6/2	0,0	6,2	82,1	88,3	5,3	3,1	1,4	9,9	1,8	Ss	0	7,8	18,9	n.b.	n.b.	n.b.
F365		Sf _{Ss-Sl}	IV Gr	-140	5Y6/1-2	0,0	17,3	74,7	92,0	3,5	1,9	1,3	6,7	1,3	fSms	0	7,8	16,3	n.b.	n.b.	n.b.
F366		Sf _{Ss-Sl}	IV Gr	-150	5Y6/2	0,0	41,1	50,1	91,3	4,3	2,1	0,9	7,3	1,4	fSms	0	7,9	16,9	n.b.	n.b.	n.b.
F367		Sf _{Ss-Sl}	IV Gr	-160	5Y6/1	0,0	12,4	70,3	82,8	8,8	3,9	2,0	14,7	2,6	Su2	0	7,9	21,4	n.b.	n.b.	n.b.
F368		Sf _{Ss-Sl}	IV Gr	-170	5Y6/1	0,4	8,1	82,0	90,5	3,8	2,2	0,7	6,7	2,8	Ss	0	7,9	17,4	n.b.	n.b.	n.b.
F369		Sf _{Ss-Sl}	IV Gr	-180	5Y5-6/1-2	0,1	2,1	72,6	74,9	13,2	5,0	2,8	20,9	4,2	Su2	0	7,9	21,2	n.b.	n.b.	n.b.
F370		Sf _{Ss-Sl}	IV Gr	-190	5Y5/1-7.5YR5/0	1,4	2,3	50,1	53,8	18,4	11,9	7,0	37,3	8,9	Sl3	0	7,5	25,4	n.b.	n.b.	n.b.
F371		Sf _{Ss-Sl}	IV Gr	-200	5Y5/1-7.5YR5/0	0,5	1,3	52,2	54,0	21,2	11,6	5,1	37,9	8,1	Sl3	0	7,5	27,0	n.b.	n.b.	n.b.
F372	Sf _{Ss-Sl}	IV Gr	-210	7.5YR4-5/0	0,9	4,2	50,9	56,0	22,3	9,6	4,2	36,1	7,9	Su3	0	7,4	24,4	n.b.	n.b.	n.b.	
F373	Sf _{Ss-Sl}	IV Gr	-220+	5Y5/1-7.5YR5/0	12,4	71,3	13,9	97,6	1,1	0,5	0,4	2,0	0,4	Ss	0	7,5	2,6	n.b.	n.b.	n.b.	
	s. UF = sekundäre Umlaufflächenfazies																				

Anh. 1-26: Laboranalytische Kennwerte von Profil GEIN-3.

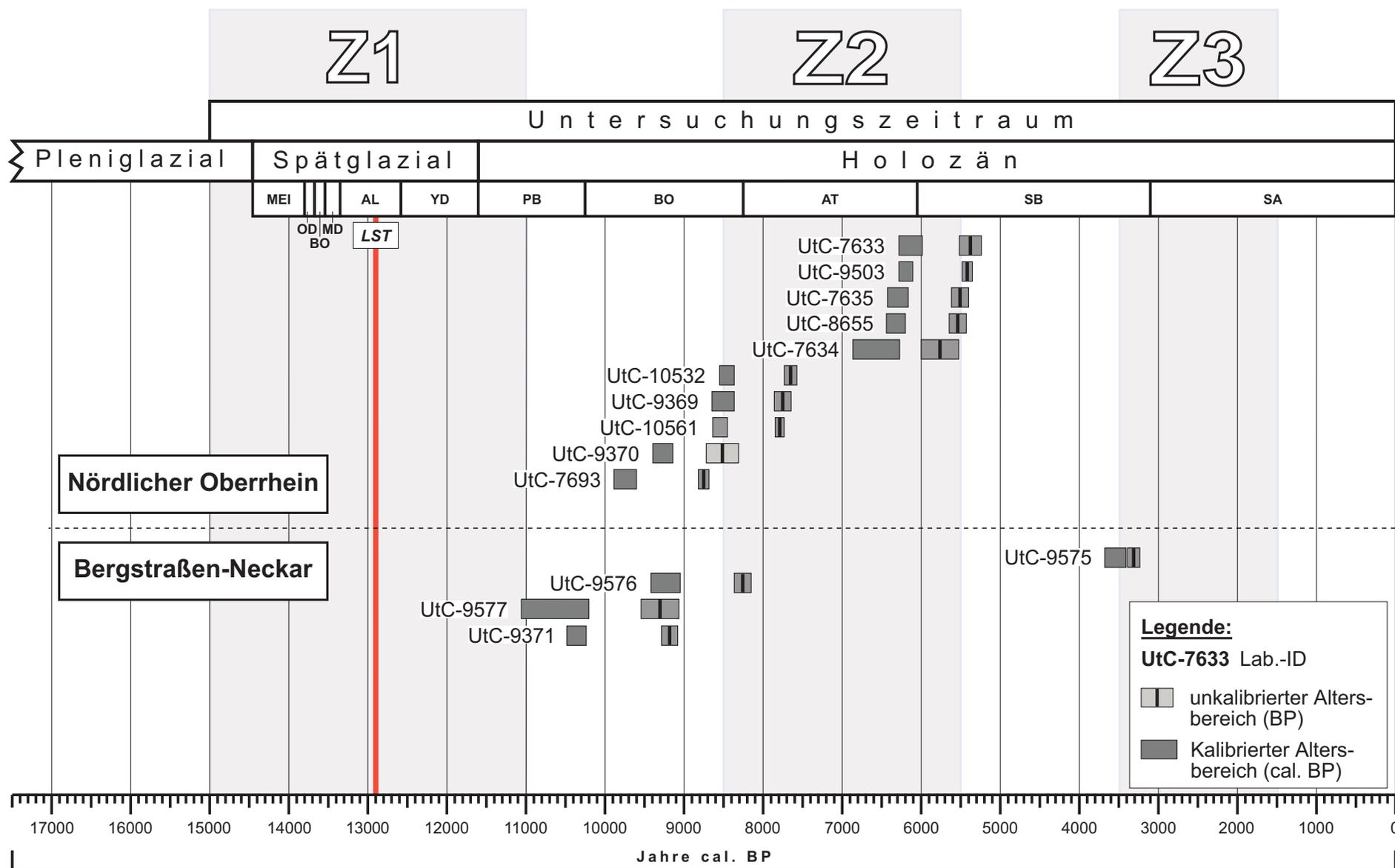
Anhang 2

Übersicht der AMS-Radiokarbondaten
Chronostratigraphische Einordnung der ¹⁴C-Daten dieser Studie

Lokalität	Lab.-ID	Tiefe (cm)	Sedimentkontext	Datiertes Material	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	^{14}C Alter (BP)	1 σ -Altersbereich (cal BP)
BRK-1	UtC-9371	145,0-155,0	Niedermoortorf (Hn)	Samen/Früchte	-29,6	9190±100	10480-10235
CW-1	UtC-9575	82,5-87,5	Niedermoortorf (Hn)	Samen/Früchte	-28,0	3310±90	3680-3410
	UtC-9576	140,0-145,0	Niedermoortorf (Hn)	Samen/Früchte	-28,0	8260±110	9425-9030
	UtC-9577	232,5-235,0	Kalkdetritusmudde (Fmk)	Samen/Früchte	-28,0	9300±240	11060-10210
ERAF-1	UtC-7693	74,0-81,0	Torf mudde (Fhh)	Samen/Früchte	-27,5	8750±60	9890-9600
	UtC-9370	79,5-82,0	Torf mudde (Fhh)	Samen/Früchte	-28,0	8510±200	9885-9150
LAMP-1	UtC-9369	93,0-101,0	Schluffmudde (FmUt-Tu)	Samen/Früchte	-24,9	7750±110	8640-8390
GRN-1	UtC-10532	255,0-261,0	Schluffmudde (FmUls-Lu)	Samen/Früchte	-28,0	7650±70	8540-8380
	UtC-10561	245,0-255,0	Schluffmudde (FmUls-Lu)	Samen/Früchte	-29,2	7790±60	8630-8450
GRD-1	UtC-7633	148,0-161,0	Altlauffazies (AFUt-Tu)	Samen/Früchte	-28,4	5370±140	6285-5990
	UtC-7634	148,0-161,0	Altlauffazies (AFUt-Tu)	Samen/Früchte	-28,0	5760±260	6875-6285
	UtC-9503	161,0-168,0	Altlauffazies (AFUt-Tu)	Samen/Früchte	-24,6	5410±60	6285-6115
KR-1	UtC-7635	125,0-131,0	Torf mudde (FhhUs)	Samen/Früchte	-28,0	5510±110	6410-6180
	UtC-8655	143,0-148,5	Altlauffazies (AFUt-Lu)	Samen/Früchte	-28,0	5530±100	6435-6200

UtC = Van der Graaff Laboratory, Utrecht, The Netherlands; Lokalitäten: BRK-1 = Berkach „Großes Bruch“, CW-1 = Crumstadt „Wasserbiblos“, ERAF-1 = Riedrode „Farrenwiesengraben“, LAMP-1 = Lampertheim „Erlache“, GRN-1 = Groß-Rohrheim „Neuwiese“, GRD-1 = Groß-Rohrheim „Niederbruch“, KR-1 = Klein-Rohrheim „Nachtweide“. Die Kalibrierung der ^{14}C -Daten erfolgte mit dem EDV-Programm CALIB 4.3 und der INTCAL98 Kalibrationskurve (STUIVER et al. 1998).

Anh. 2-1: Übersicht der AMS-Radiokarbonaten dieser Arbeit.



Anh. 2-2: Chronostratigraphische Einordnung der ¹⁴C-Daten dieser Studie.

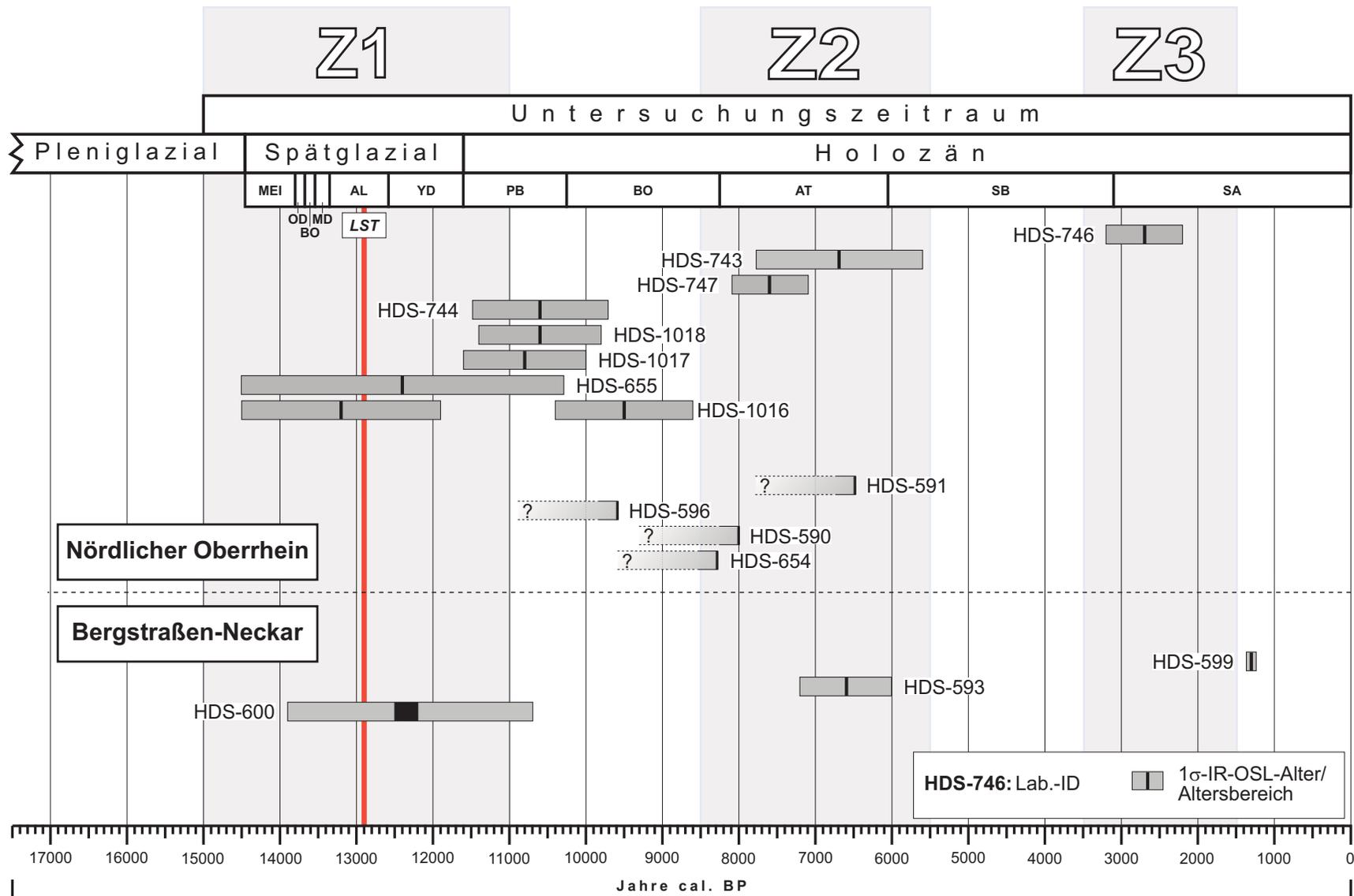
Anhang 3

Übersicht der IR-OSL-Daten

Lokalität	Lab.-ID	Tiefe (u. GOF)	Datiertes Material	d	U (ppm)	Th (ppm)	K (%)	DE _β (Gy)	a-Wert	anom. fading	DL _t (Gy ka ⁻¹)	1σ-Alters- bereich (ka)	Kommentar (Labor MPI für Kernphysik, Heidelberg)
GRH-1	HDS-590	55 cm	Lhf	1,24±0,12	1,64±0,01	4,85±0,18	0,85±0,05	16±1	0,06±0,01	0,85±0,05	1,8±0,2	>8,0	Minimumalter
	HDS-591	187 cm	Lhf	1,30±0,18	1,84±0,1	5,99±0,27	1,15±0,08	16±1	0,07±0,01	0,86±0,13	2,2±0,2	>6,5	
CW-2	HDS-592	100 cm	Lhf	1,15±0,05	0,97±0,17	2,99±0,17	1,35±0,07	?	k.A.	k.A.	1,95±0,17	nicht datierbar	
	HDS-593	40 cm	M (K/Ä)	1,15±0,05	1,53±0,08	5,3±0,23	1,6±0,09	16±1	k.A.	k.A.	2,4±0,2	6,6±0,6	k.A.
WAT-4	HDS-596	95 cm	Lhf	1,26±0,16	2,79±0,1	8,14±0,28	1,11±0,07	31,4±1,4	0,08±0,01	0,85±0,12	2,8±0,3	>9,8	Minimumalter
HF-2	HDS-599	40 cm	M (K/Ä)	1,15±0,05	0,8±0,04	3,20±0,14	1,4±0,7	2,5±0,1	k.A.	k.A.	1,9±0,2	1,3±0,07	k.A.
	HDS-600	200 cm	Sa	1,18±0,06	0,78±0,03 1,19±0,32	2,37±0,08	1,07±0,03	23,8±1,2	k.A.	k.A.	1,6±0,1 1,7±0,1	12,2±1,5 12,5±1,5	²²⁶ Ra-Verlust, Altersbereich auf 10,7-13,9 ka eingrenzbar
EIC-4	HDS-654	170 cm	Lhf	1,25±0,15	2,51±0,1	7,43±0,29	1,38±0,09	28±3	0,09±0,01	0,8±0,1	2,9±0,3	> 8,3	Minimumalter
	HDS-655	200 cm	Lhf	1,25±0,15	1,42±0,040	4,27±0,090	0,71±0,02	19±3	0,06±0,01	1,0±0,3	1,5±0,1	12,4±2,1	k.A.
	HDS-1016	170 cm	Lhf	k.A.	2,79±0,08	7,30±0,15	1,35±0,04	26,0±1,7	0,6	1,01±0,13	2,74±0,18	9,5±0,9	IR-OSL-Feinkorn
										k.A.	2,15±0,19	13,2±1,3	Quarz-Grobkorn (Maximalalter, schlechte Bleichung)
	HDS-1017	143 cm	Sa	k.A.	1,27±0,06	4,36±0,19	1,75±0,09	26,0±0,9	k.A.	k.A.	2,42±0,15	10,8±0,8	k.A.
HDS-1018	100 cm	Sa	k.A.	1,03±0,04	3,64±0,09	1,63±0,05	23,4±1,3	k.A.	k.A.	2,20±0,12	10,6±0,8	(Maximalalter, schlechte Blei- chung)	
BRS-1	HDS-742	140 cm	Lhf	1,25±0,15	1,88±0,26	4,14±0,17	0,67±0,05	22±1	0,08±0,02	0,89±0,02	1,8±0,1	>11,6	k.A.
HESS-1	HDS-743	70 cm	Lhf	1,3±0,2	3,05±0,07	12,16±0,17	1,4±0,03	22±1	0,07±0,04	0,93±0,14	3,3±0,5	6,7±1,1	k.A.
	HDS-744	110 cm	Lhf	1,3±0,2	2,23±0,05	5,91±0,12	0,84±0,02	22±1	0,08±0,01	0,96±0,14	2,1±0,2	10,6±0,9	k.A.
GEIN-1	HDS-745	95 cm	Lhf	1,25±0,15	2,03±0,08	5,12±0,23	0,93±0,06	22±1	0,08±0,02	0,84±0,06	2,1±0,2	>9,5	Minimumalter
GEIN-3	HDS-746	45 cm	Lhf	1,2±0,1	3,12±0,67	11,09±0,17	1,2±0,03	8,7±1,9	0,06±0,02	0,99±0,21	3,1±0,3	2,7±0,5	k.A.
	HDS-747	100 cm	Lhf	1,2±0,1	1,65±0,05	4,75±0,11	1,19±0,03	17,0±0,4	0,06±0,00	0,96±0,13	2,2±0,2	7,6±0,5	k.A.
	HDS-748	156 cm	Lhf	1,2±0,1	1,25±0,43	3,95±0,17	1,53±0,08	?	k.A.	k.A.	2,0±0,2	nicht datierbar	

Datiertes Material: Lhf = Hochflutsedimente, Sa = Flugsand, M (K/Ä) = Kolluvium/Äolium; Standorte: GRH-1 = KBC-Kieswerk, Groß-Rohrheim, CW-2 = Kiesgrube Schellhaas, Crumstadt „Wasserbiblos“, WAT-4 = KBC-Kieswerk, Wattenheim, HF-2 = Berkach „Heißfeld“, EIC-4 = Eich/Rhh. „Sandhof“, BRS-1 = Biblis, Kieswerk Waibel („Riedsee“), HESS-1 = Hessenaue, Kieswerk Seemann, GEIN-1 = Geinsheim, Kieswerk Kiebert, GEIN-3 = Leeheim, Kieswerk Renneisen-Wille.

Anh. 3-1: Übersicht der IR-OSL-Datierungen dieser Arbeit.

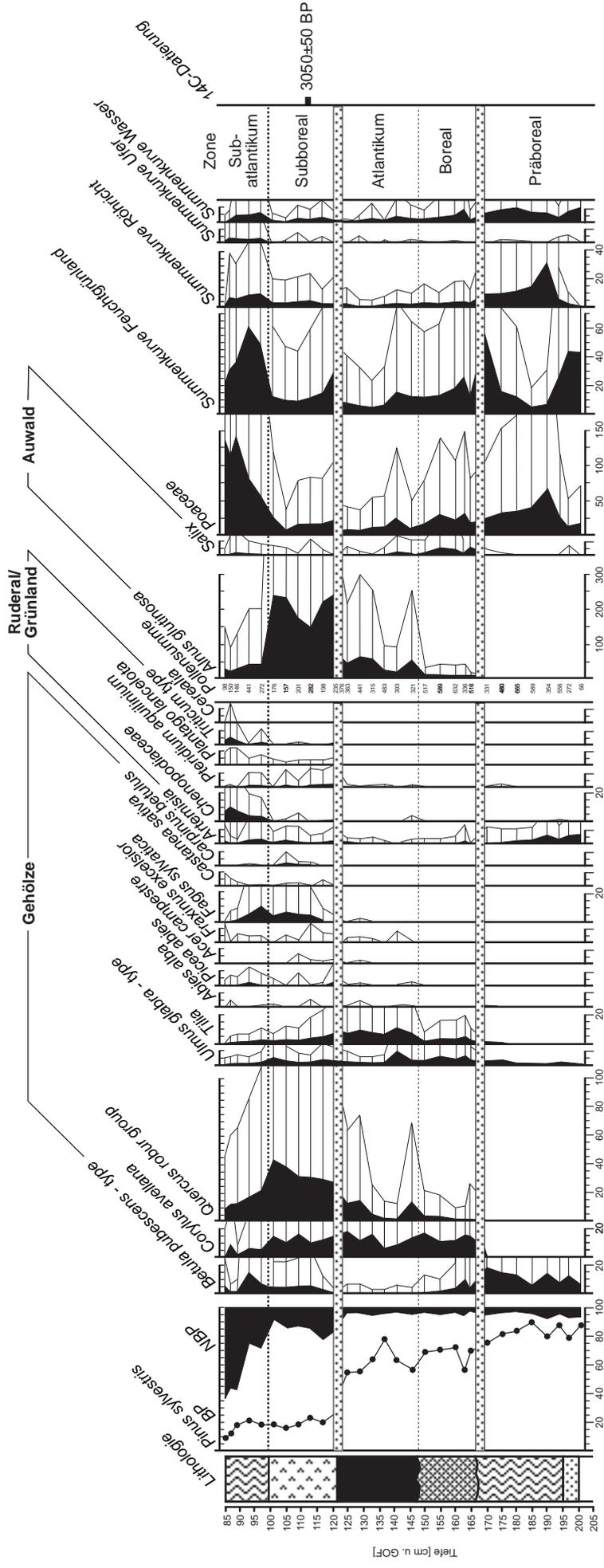


Anh. 3-2: Chronostratigraphische Einordnung der IR-OSL-Daten dieser Studie.

Anhang 4

Übersicht der Pollendiagramme

Groß-Gerau "Auf Esch" (ECH-1)
 Neckarmäander (jüngster Lauf)
 Ausgewählte Pollentypen

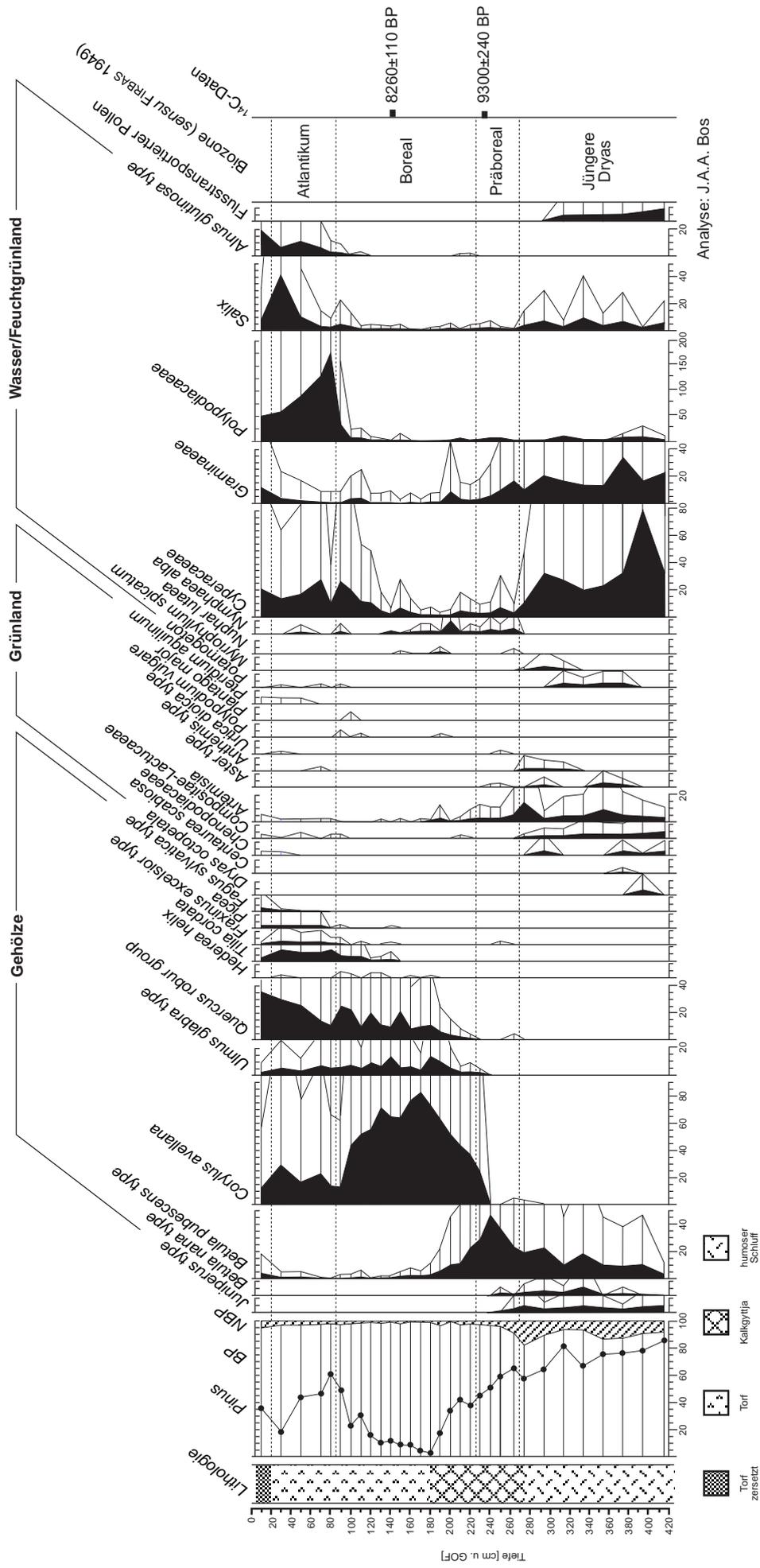


Analyse: K. Sojka

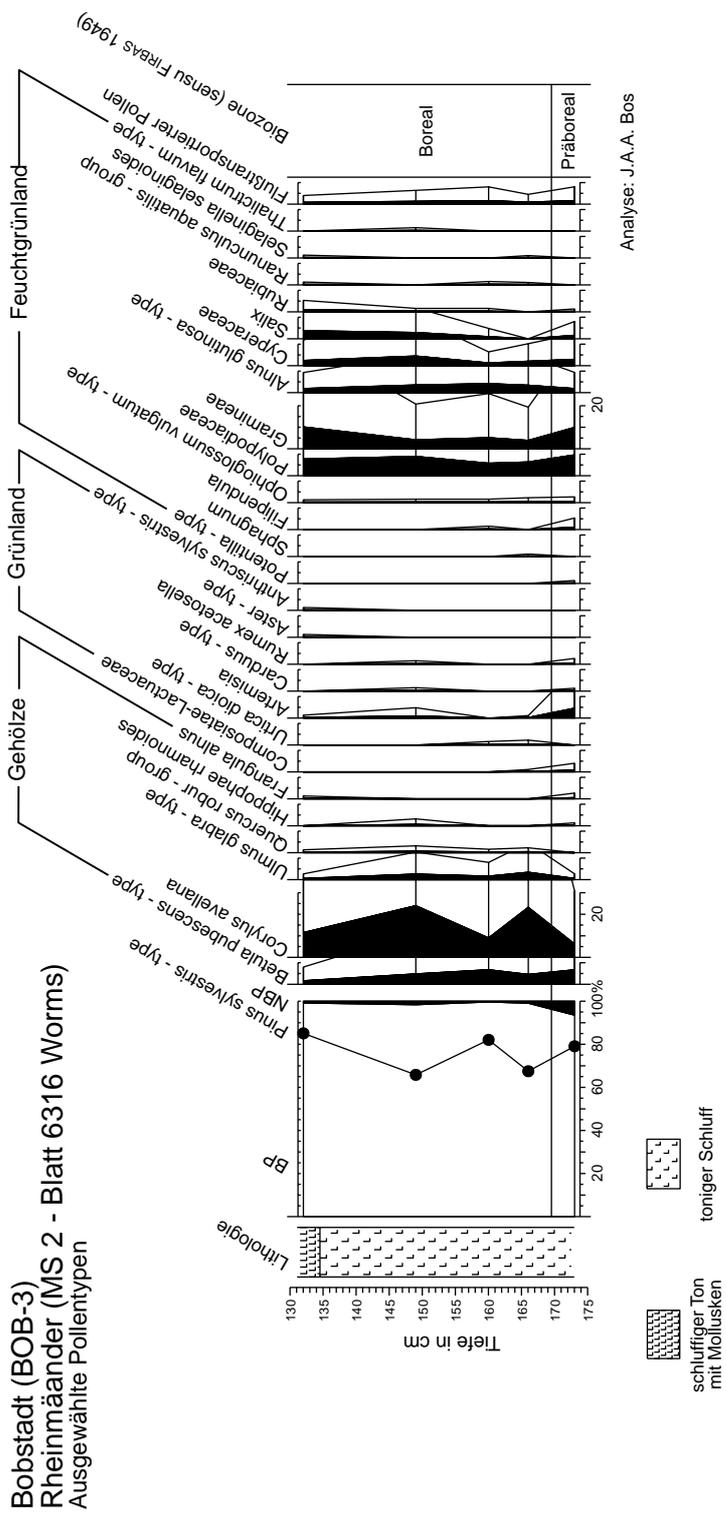
- Torf schwach zersetzt
- Torf stark zersetzt
- Torf sehr stark zersetzt
- toniger Schluff
- Auen sand

Anh. 4-2: Pollendiagramm für das Profil ECH-1 (Sojka 2002; verändert).

Crumstadt "Wasserbiblos" (CW-1)
 Neckarmäander (älterer Lauf)
 Ausgewählte Pollentypen

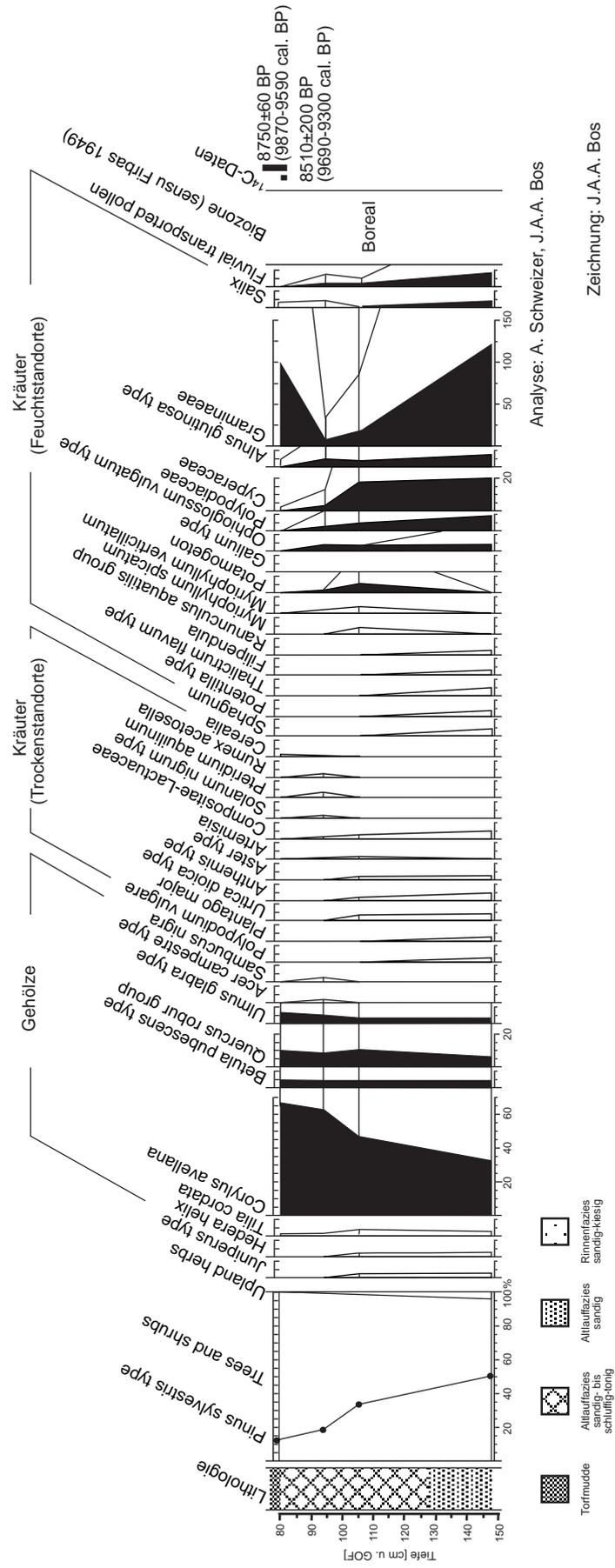


Anh. 4-3: Pollendiagramm für das Profil CW-1 (SCHWEIZER & KALIS 2002, verändert; vgl. DAMBECK & BOS 2002).



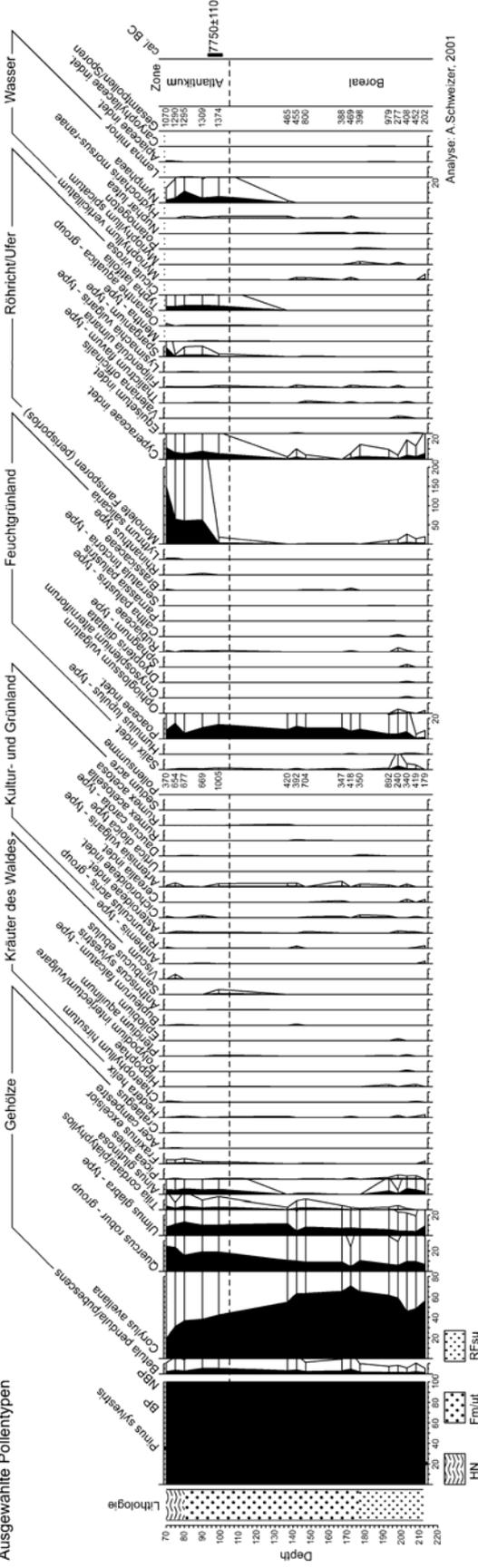
Anh. 4-4: Pollendiagramm von Profil BOB-3 (DAMBECK & BOS 2002, SCHWEIZER & KALIS 2002; verändert).

Einhausen/Riedrode "Am Farrenwiesengraben" (ERAF-1)
 Rheinmäander (MS-2 Blatt 6316 Worms/6317 Bensheim)
 Ausgewählte Pollentypen



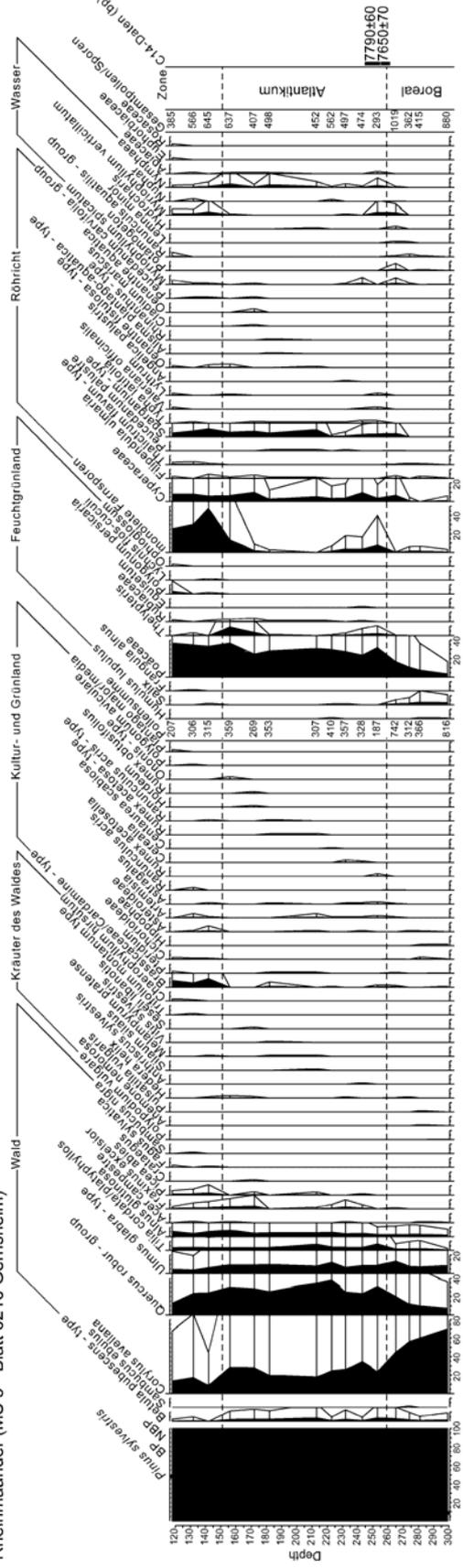
Anh. 4-5: Pollendiagramm für das ERAF-1 (DAMBECK & BOS 2002, verändert; SCHWEIZER & KALIS 2002).

Lampertheim "Erläche" (LAMP-1)
 Rheinmäander (MS 3 - Blatt 6316 Worms)
 Ausgewählte Pollentypen



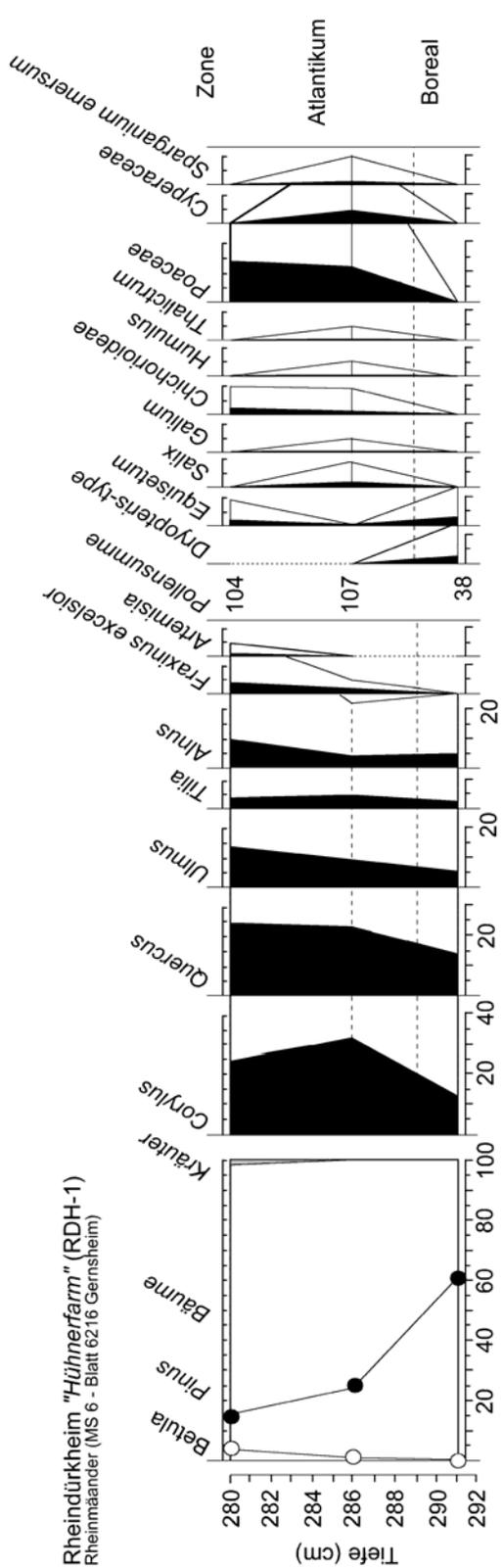
Analyse: A. Schweizer, 2001

Groß-Rohrheim "Neuwiese" (GRN-1)
 Rheinmäander (MS 3 - Blatt 6216 Gernsheim)

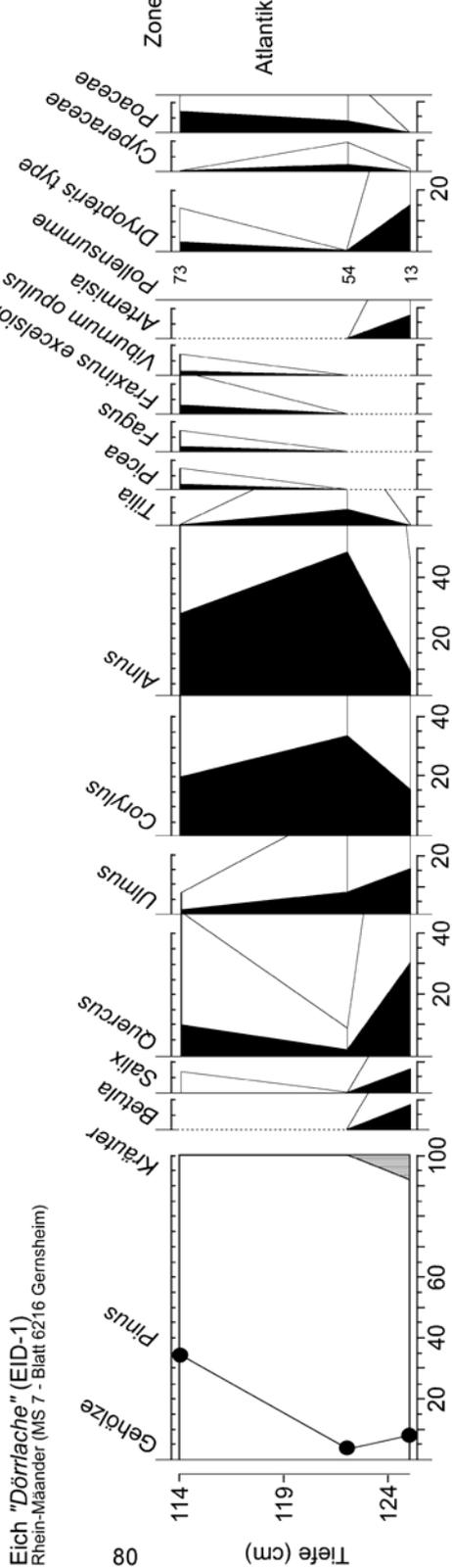


Analyse: A. Schweizer, 2001

Anth. 4-6: Übersichtspollendiagramme für die Profile LAMP-1 (oben) und GRN-1 (unten; KALIS & SCHWEIZER 2002).

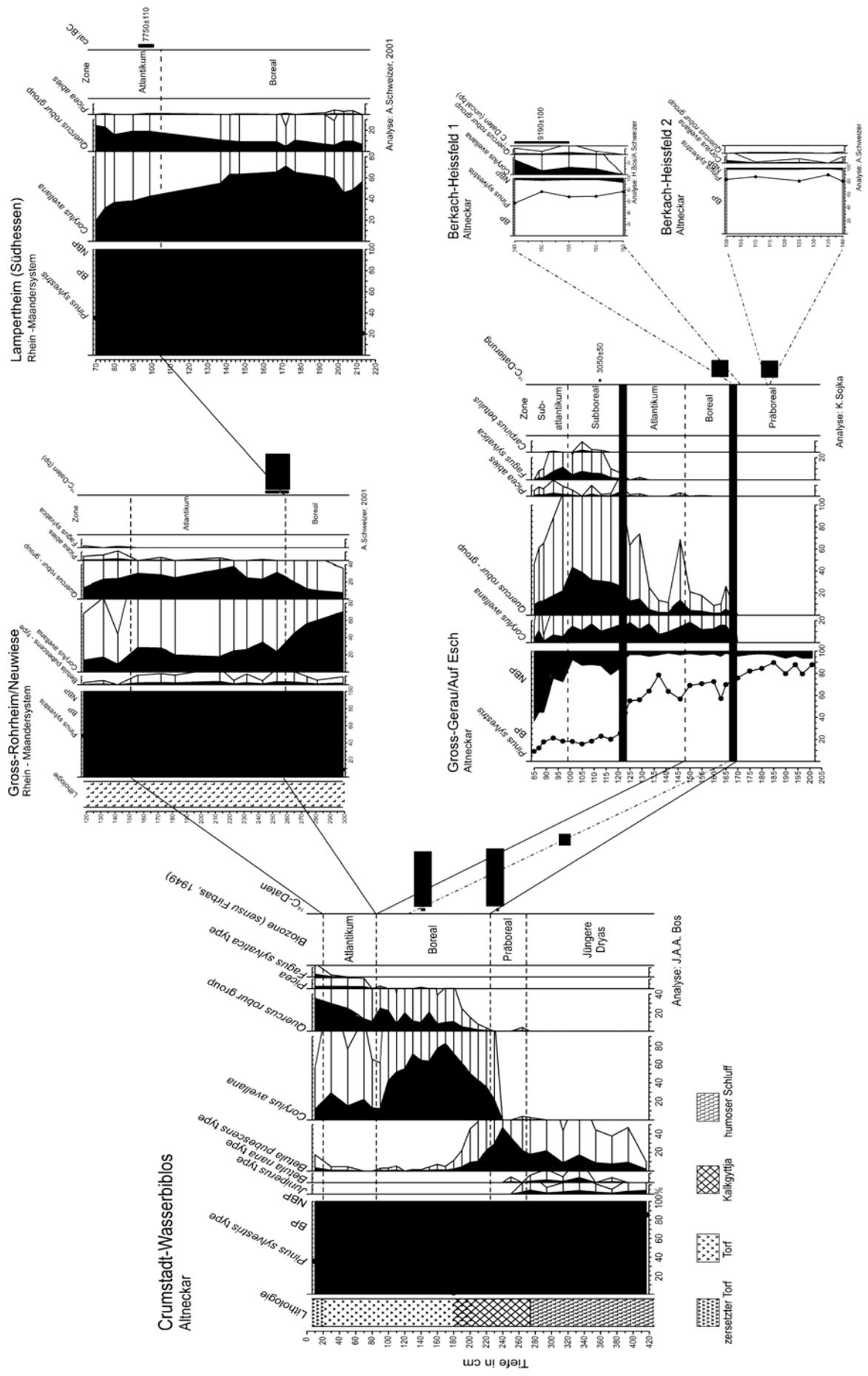


Analyse: Pollenpraktikum 1998, J. A. A. Bos



Analyse: Pollenpraktikum 1998, J. A. A. Bos

Anh. 4-7: Pollenübersichtsdiagramme für die Profile RDH-1 (oben) und EID-1 (unten).



Anh. 4-8: Palynostratigraphische Verknüpfung verschiedener Pollendiagramme aus dem Untersuchungsgebiet (Zusammenstellung: Dr. A. Schweizer, 2003).

Curriculum Vitae und akademischer Werdegang

Rainer Dambeck

Persönliche Daten

Geburt: 01.06.1964 in Wiesbaden

Anschrift: Meilbachstraße 5
65510 Idstein-Niederrod

Familienstand: verheiratet, 2 Kinder

Schulische und berufliche Ausbildung

- 1983 Allgemeine Hochschulreife
- 1984-1985 Zivildienst
- 1985-1989 Berufsausbildung zum Koch und anschließende Berufstätigkeit
- 1989 Beginn des Geographie-Studiums

Akademische Ausbildung

- 04/1989 Studium der Geographie (Dipl.) an der J. W. Goethe-Universität Frankfurt/M.,
Seminare im Hauptfach u.a. bei Prof. Dr. G. Nagel (Physische Geographie), Prof. Dr. Dr. A. Semmel (Bodengeographie),
Seminare in den Nebenfächern u.a. bei Prof. Dr. W. Plass (Bodenkunde) und Prof. Dr. W. L. F. Brinkmann (Hydrologie)
- 10/1991 Diplom-Vorprüfung
Fächer: Physische Geographie, Anthropogeographie, Bodenkunde, Geologie
Gesamtnote: „gut“
- 03/1996 Abgabe der Diplomarbeit zum Thema „Bodengeographische und -genetische Interpretation von Podsolen im Buntsandstein-Odenwald“
Note: „sehr gut“
Erstgutachter: Prof. Dr. G. Nagel, JWGU Frankfurt/M.
Zweitgutachter: Prof. Dr. K.-J. Sabel, HLfB, Wiesbaden
- 06/1996 Diplom-Hauptprüfung
Fächer: Physische Geographie, Bodenkunde, Hydrologie
Gesamtnote: „sehr gut“

- 10/1996 Wissenschaftlicher Mitarbeiter von Prof. Dr. H. Thiemeyer am Institut für
-11/1997 Geographie der Friedrich-Schiller-Universität Jena
- 11/1997 Wissenschaftlicher Mitarbeiter der Professur für Bodenkunde (Prof. Dr. H.
-09/2000 Thiemeyer) am Institut für Physische Geographie der JWGU Frankfurt/M.
- 01/2001 Wissenschaftlicher Mitarbeiter der Professur für Bodenkunde (Prof. Dr. H.
-12/2004 Thiemeyer) am Institut für Physische Geographie der JWGU Frankfurt/M.
- 19.12.2003 Abgabe der Dissertation zum Thema „Beiträge zur spät- und postglazialen
Fluß- und Landschaftsgeschichte im nördlichen Oberrheingraben“
Note: „sehr gut“
Erstgutachter: Prof. Dr. H. Thiemeyer, JWGU Frankfurt/M.
Zweitgutachter: Prof. Dr. K.-J. Sabel, HLUG, Wiesbaden
- 24.05.2004 Disputation
Gesamtnote: „sehr gut“
- seit 02/2005 Wissenschaftlicher Mitarbeiter der Professur für Bodenkunde (Prof. Dr. H.
Thiemeyer) am Institut für Physische Geographie der JWGU Frankfurt/M.