

Jungquartäre Talgeschichte des Rheins zwischen Krefeld und Dinslaken

I n a u g u r a l - D i s s e r t a t i o n

zur

Erlangung des Doktorgrades der
Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät
der Heinrich-Heine-Universität Düsseldorf

vorgelegt von

Dipl.-Geol. Behxhet Shala

Mitrovicë, Kosovë

Düsseldorf

2001

Gedruckt mit der Genehmigung der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät der
Heinrich-Heine-Universität Düsseldorf

1. Gutachter: Prof. Dr. Wolfgang SCHIRMER
2. Gutachter: Prof. Dr. Ekkehard JORDAN

Prüfungstermine des Rigorosums

1. Experimental Physik: 05.11.2001
2. Geographie: 09.11.2001
3. Geologie: 16.11.2001

Vorwort

Die vorliegende Arbeit entstand in den Jahren 1996-2001 auf Anregung von Herrn Prof. Dr. Wolfgang SCHIRMER, der mich bei meinen quartärgeologischen Forschungen unterstützte und die vorliegende Doktorarbeit über jungquartäre fluviatile Ablagerungen des Rheins ermöglichte.

Durch die Arbeit in der Abteilung Geologie der Universität Düsseldorf erfuhr ich eine umfangreiche Ausbildung. Besonders zu erwähnen sind dabei die Seminare und Exkursionen, in denen ich mich mit der Geologie des Eiszeitalters und fachspezifischen Arbeitsmethoden vertraut machen konnte.

Während der Untersuchungen zu meiner Arbeit wurde ich bei vielen Geländebesuchen von Herrn Prof. SCHIRMER begleitet. Für seine ständige Diskussionsbereitschaft und die vielen wertvollen Anregungen bin ich überaus dankbar.

Ein besonderer Dank gilt Herrn Dipl.-Geogr. Dr. Alexander IKINGER für zahlreiche Geländebegehungen und aktive Unterstützung und Beratung in allen Computerfragen. Er stand mir jeder Zeit bei verschiedenen Schwierigkeiten zur Seite. Dafür gilt ihm mein großer Dank.

Frau Dr. Ursula SCHIRMER möchte ich zum einen für die pollenanalytischen Untersuchungen und Auswertungen danken, zum anderen aber auch für ihre aufmunternden Worte zur richtigen Zeit und ihre vielfältige hilfreiche Unterstützung.

Frau Dipl.-Biol. Susanne BREKAU gebührt ebenfalls ein besonderes Dankeschön für die Bestimmung von Holzproben.

Meine Anerkennung gilt auch Herrn Dipl.-Geol. Dr. Dapeng ZHOU, der mir bei der Korngrößenanalyse einiger Proben behilflich war und mit dem ich mich fachlich austauschen konnte.

Für die freundliche Korrektur meiner deutschen Texte und sehr viele fruchtbare fachliche Diskussionen, für die Hilfe bei Verständnisschwierigkeiten der deutschen Sprache sowie eine schöne Zeit an der Universität Düsseldorf gilt mein ausdrücklicher Dank Herrn Lars COFFLET M.A., Frau Sabine HOCK und vor allem Herrn Holger KELS M.A.

Danken möchte ich auch allen anderen Mitarbeitern der Abteilung Geologie für die freundliche Zusammenarbeit in überaus angenehmer Arbeitsatmosphäre. Dies half mir vor allem über die Anfangsschwierigkeiten hinweg, da ich mich als Kosovo-Albaner mit einem zuerst noch fremdartigen Kultur- und Studiensystem vertraut machen musste. Auch diesbezüglich war mir Herr Prof. SCHIRMER eine maßgebliche Hilfe. Er unterstützte mich bei Aufenthaltsproblemen und fand Mittel und Wege der finanziellen Förderung, wofür ich ihm herzlichst danke.

An dieser Stelle möchte ich auch meiner Mutter, meinen Geschwistern und insbesondere meinem Bruder Nystret SHALA danken, die immer auf meiner Seite standen und auf deren ständige und liebevolle Unterstützung ich stets zählen konnte.

Düsseldorf im September 2001

BEHXHET SHALA

Inhaltsverzeichnis

	Seite
Vorwort	3
Inhaltsverzeichnis	5
Abbildungsverzeichnis	7
Tabellenverzeichnis	11
Abkürzungen	12
1 Einleitung	13
2 Das Untersuchungsgebiet	14
3 Geologische Entwicklung und Aufbau des Arbeitsraumes	15
3.1 Tertiär	15
3.2 Quartär	17
3.2.1 Die Ausgestaltung der Quartär-Ablagerungen im Pleistozän	17
3.2.2 Oberes Pleistozän	19
3.2.3 Niederterrassen und Auenterrassen - Stand der Forschung im Arbeitsgebiet	23
4 Untersuchungen zum Talgrund zwischen Krefeld und Rheinberg	29
4.1 Arbeitsmethoden	29
4.2 Die morphologisch-geologische Gliederung des Talgrundes	31
5 Das Niveau der Niederterrasse 1 (Reundorfer Terrasse)	33
5.1 Die Bönninghardter Niederterrasse 1	33
5.2 Die Sevelener Niederterrasse 1	35
5.3 Die Neudorfer Niederterrasse 1	40
5.3.1 Profilaufbau	41
5.4 Stratigraphische Einordnung	44
6 Das Niveau der Niederterrasse 2 (Schönbruner Terrasse)	46
6.1 Die NT 2-Verbreitung und -Begrenzung	46
6.1.1 Aufbau der NT 2	51
6.1.2 Das Liegende der NT 2	61
6.1.3 NT 2-Auensedimente und ihre Bodencharakteristiken	63
6.1.4 Aurinnensedimente auf der NT 2	69
6.1.5 NT 2-Randablagerungen	76
6.1.6 Stratigraphische Einordnung der NT 2	81
7 Das Niveau der Niederterrasse 3 (Ebinger Terrasse)	82
7.1 Laacher See-Bims und seine stratigraphische Rolle	82

7.2	Die Entstehung und Morphologie der NT 3	83
7.3	Aufbau der NT 3	86
7.4	NT 3-Auensedimente und ihre Bodencharakteristiken	99
7.5	Stratigraphische Einordnung	103
8	Das Niveau der Holozänterrassen	104
8.1	Entstehung der Holozänterrassen und ihre Gliederung	104
8.2	Altholozänterrasse (AH)	105
8.2.1	Aufbau der AH	106
8.2.2	Stratigraphische Einordnung der AH	113
8.3	Mittelholozänterrasse I (MH I)	115
8.3.1	Aufbau der MH I	115
8.3.2	Entstehung der MH I und ihre stratigraphische Einordnung	124
8.4	Mittelholozänterrasse II (MH II)	127
8.4.1	Aufbau der MH II	127
8.4.2	Stratigraphische Einordnung der MH II	134
8.5	Jungholozänterrassen I-IV (JH I-IV)	135
8.5.1	Charakteristika der Jungholozänterrassen	140
8.6	Lokale Flussverlagerungen bei Duisburg und Rheinberg seit der Römerzeit und des Mittelalters	140
8.7	Eine Jungholozänterrasse der Emscher	145
9	Flugdecksand und Dünen	148
9.1	Profilaufbau und Stratigraphie	149
10	Ergebnisse	156
11	Zusammenfassung	166
	Literaturverzeichnis	170
	Anhang	181
	Profil aus der Krefelder Terrasse	181
	Profile aus der Niederterrasse 2	182
	Profile aus der Niederterrasse 3	195
	Profile aus dem Holozän	205
	Bohrungen	207
	Tab. 10: Pollenanalytische Daten	215
	Tab. 11: Archäologische Funde	217
	Tab. 12: Lageverzeichnis der Aufschlüsse	219
	Tab. 13: Lageverzeichnis der Bohrungen	223
	Tab. 14: Ergebnisse der Sand-Korngrößenanalyse aus der NT 1	226
	Tab. 15: Ergebnisse der Sand-Korngrößenanalyse aus der NT 2	227
	Tab. 16: Ergebnisse der Sand-Korngrößenanalyse aus der NT 3	228
	Tab. 17: Ergebnisse der Kies-Korngrößenanalyse aus der NT 3	229
	Kartenverzeichnis	230
	Karte 1: Geologische Karte	
	Karte 2: Datenkarte	

Abbildungsverzeichnis

Abb. 1	Flussterrassen des Mittel- und Niederrheins und die Lage des Untersuchungsgebietes	S. 14
Abb. 2	Verbreitung des Meeres während des Tertiärs in der Niederrheinischen Bucht	S. 16
Abb. 3	Tertiär-Quartär-Stratigraphie des Mittel- und Niederrheingebietes	S. 18
Abb. 4	Querschnitt durch die Stauchmoränen und die umgebenden Terrassen	S. 20
Abb. 5	Geologische Gliederung der Weichsel-Kaltzeit	S. 22
Abb. 6	Überblickskarte mit den bisherigen Kartierungen aus dem Arbeitsgebiet	S. 24
Abb. 7	Profilaufbau eines NT 1-Aufschlusses am Nordrand der Aldekerker Platte bei Sevelen	S. 35
Abb. 8	Übersichtskarte mit Abschnittlinien	S. 38
Abb. 9	Querschnitt der NT 1 und NT 2 von der Aldekerker Platte (A) bis zur Bönninghardt (B)	S. 39
Abb. 10	Höhenlage der Profile der rechtsrheinischen Neudorfer Niederterrasse 1 (N) und der linksrheinischen Sevelener und Bönninghardter Niederterrasse 1 (S bzw. B), sowie ihr Verhältnis zum Rheinspiegel-Niveau (RhN)	S. 40
Abb. 11	Profilaufbau der NT 1 bei Duisburg	S. 42
Abb. 12	Sandfraktionierung der NT 1 bei Duisburg in je 5 Grobsand-, Mittelsand und Feinsandfraktionen	S. 43
Abb. 13	Höhenlage sowie Aufbau der linksrheinischen Niederterrassen 2 und 3 in der Südhälfte des Arbeitsgebietes	S. 47
Abb. 14	Höhenlage des Auen- und Flussbettsediments der NT 2- und NT 3-Terrasse, sowie ihre Höhenverhältnisse im Süd-Nord-Verlauf der linken Rheinseite	S. 48
Abb. 15	Ein durch alte Emscherarme erodierter Terrassenkörper der NT 2 in Ober-Meiderich bei Duisburg	S. 50
Abb. 16	Der zyklische Aufbau der NT 2-Terrasse des ersten Typs	S. 52

Abb. 17	Die geomorphologische Grenze zwischen NT 3 und NT 2 beim Elfrather See	S. 54
Abb. 18	Aufbau des oberen Teils der NT 2 im nördlichen Raum des Arbeitsgebiets, repräsentiert durch ausgewählte Profile	S. 56
Abb. 19	Profilaufbau des zweiten NT 2-Terrassentyps	S. 58
Abb. 20a, b	Sandfraktionierung der NT 2 im <i>Laßfonderfeld</i> westlich Kapellen in je 5 Grobsand-, Mittelsand- und Feinsandfraktionen	S. 59
Abb. 21	Aufbau der NT 2 im zentralen Bereich der linksrheinischen NT 2-Fläche sowie im Süden der rechtsrheinischen NT 2-Fläche	S. 60
Abb. 22	Verbreitung der NT 2-Terrasse erstens Typs (nicht schraffierte NT 2-Fläche) und zweitens Typs (schraffierte NT 2-Fläche)	S. 61
Abb. 23	Die Höhenlage und das Süd-Nord orientierte Einfallen der NT 2-Oberfläche und ihres Flussbettsediment auf beiden Seiten des Rheins	S. 63
Abb. 24	NT 3-Auensedimente im Nahtrinnenbereich zur NT 2	S. 68
Abb. 25	Blockbild einer mit einer Rinnenfüllung mit Torflage über der NT 2	S. 70
Abb. 26	Profilaufbau eines Aufschlusses aus dem auf der NT 2-Terrasse liegenden Rinnenbereich südlich Dinslaken	S. 72
Abb. 27	Rinnenablagerungen mit Bimseinlagerungen über der NT 2 im Bereich des Nenneper Fleuth bei Rheurdt	S. 74
Abb. 28	Rinnenablagerungen über der NT 2 im Bereich des <i>Flöthbaches</i> bei Krefeld-Hüls	S. 75
Abb. 29	Ein über 5 m mächtiges, sandreiches Profil am Ostrand der Stauchendmoräne bei Schaephuysen	S. 77
Abb. 30	Aufbau der NT 2-Terrasse bei Krefeld-Inrath, die morphologisch als eine leichte Vorstufe entlang dem östlichen Rand der Krefelder Terrasse angehoben ist	S. 79
Abb. 31	Ein Langschnitt der NT 2-Randablagerungen von Süden (Ostrand der Krefelder Terrasse: P 76) nach Norden (Ostrand der Schaephuysener Höhe: B 4 und P 31)	S. 80
Abb. 32	Ein mit Hilfe von projizierten Profilen erstellter West-Ost-Querschnitt (E-F) der NT 2 und NT 3 sowie der NT 3-Erosionsstufe im Zentralbereich des Arbeitsgebiets	S. 85

Abb. 33a, b	Kiesreicher Profilaufbau der höheren Stufe der NT 3, deren Kiesoberfläche knapp die Geländeoberfläche erreicht (a), oder manchmal von dem Auensediment und dem Flugdecksand überdeckt wird (b)	S. 87
Abb. 34	Der Profilaufbau sowie die Charakteristiken der Bodenbildung einer tieferen NT 3-Terrasse bei Vierbaum, nordöstlich Repelen	S. 89
Abb. 35a, b	Sandfraktionierung der NT 3 in der Kiesgrube an der <i>Vierbaumer Heide</i> in je 5 Grobsand-, Mittelsand und Feinsandfraktionen	S. 90
Abb. 35c, d	Kiesfraktionierung der NT 3 in der Kiesgrube an der <i>Vierbaumer Heide</i> in je 2 Grobkies-, Mittelkies und Feinkiesfraktionen	S. 91
Abb. 36	Profilaufbau einer durch Erosion niedergelegten NT 3-Terrasse (Erosionsstufe der NT 3) nördlich Moers	S. 93
Abb. 37	Ein sandreicher, durch Sand-Kies Wechselschichtung aufgebauter NT 3-Körper im Nordteil des Arbeitsgebietes	S. 94
Abb. 38	Querschnitt durch die NT 2, die NT 3, Erosionsstufe der NT 3 sowie die über die NT 3 liegenden Holozänablagerungen in der Nordhälfte des Arbeitsgebietes	S. 96
Abb. 39	Schematische Darstellung der Entstehung einer eiszeitlichen Terrasse in verschiedenen Phasen in Bezug auf die NT 3 am Niederrhein	S. 97
Abb. 40.1	Zwei Beispiele für den unterschiedlichen Aufbau der relativ neben einander liegenden NT 3-Terrassenkörper	S. 98
Abb. 40.2	Übersicht der Schnittlinien	S. 98
Abb. 41	Beispiele von NT 3-Profilen mit gering mächtigem und schlecht sortiertem Auensediment	S. 99
Abb. 42	Mächtigkeit und Aufbau des Auensediments aus einem Profil der NT 3 im Nordteil des Arbeitsgebiet	S. 102
Abb. 43	Eine über der NT 3 abgelagerte Altholozänterrasse	S. 108
Abb. 44	Aufbau der Altholozänterrasse östlich Kamp-Lintfort	S. 112
Abb. 45	Profilaufbau der MH I-Terrasse südlich Eversael	S. 116
Abb. 46	Süd-Nord Schnitt der MH I-Terrasse dargestellt anhand einzelner Bohrungen	S. 117
Abb. 47	Aufbau des MH I-Auensediments	S. 118

Abb. 48.1	Wandzeichnung der Nordostseite einer Baugrube, aufgebaut aus Ablagerungen des Mittelholozäns I	S. 122
Abb. 48.2	Auen- und Rinnenablagerungen (a und b) des Mittelholozäns I im Nahtrinnenbereich bei Duisburg-Huckingen	S. 123
Abb. 49	Süd-Nord Querschnitt durch die MH I und MH II bei Duisburg-Asterlagen	S. 129
Abb. 50	Das Überschwemmungsgebiet (dunkle Fläche) während des Hochwassers im November 1882	S. 133
Abb. 51	Stufenartige Trennung der vier Jungholozänterrassen im inneren Rheinbogen im Südteil des Arbeitsgebiet bei Mündelheim	S. 136
Abb. 52	Das Rheinlauf während der Römerzeit im Arbeitsgebiet	S. 137
Abb. 53	Rheinlauf (schraffierte Linien) bei Mündelheim bis etwa um Jahr 1300	S. 138
Abb. 54	Rheinlauf um 1721 zwischen Mündelheim und Uerdingen	S. 139
Abb. 55	Alter Rheinlauf in Raum Duisburg	S. 141
Abb. 56	Die alten Rheinläufe bei Rheinberg	S. 143
Abb. 57a, b	Die Jungholozänterrasse der Emscher als eine aus mehreren Umlagerungsphasen aufgebaute Terrasse	S. 146
Abb. 58	Düne mit Bimskörner und darauf entwickelten Bänderparabraunerde bei Kamp-Lintfort	S. 149
Abb. 59	Ein Flugdecksandkörper auf dem von einem Holozänmäander Abgeschnittenen NT 2-Hang nordöstlich Kamp-Lintfort	S. 150
Abb. 60	Ein über dem Auensediment der NT 3 liegende Flugdecksandpaket auf dem inneren Rand der NT 3 beim Duisburg-Baerl	S. 151
Abb. 61	Flugdecksandprofil auf dem Ostrand der NT 1 bei Duisburg	S. 152
Abb. 62	Periglaziale Erscheinungen (Tropfboden) am Hangendenkies der NT 2, sowie darauf abgelagerten Auensedimente (AS) und Flugdecksand (FS) mit Podsolboden	S. 154
Abb. 63	Schematische Querschnitt der Nieder- und Holozänterrassen im Arbeitsgebiet	S. 157

Tabellenverzeichnis

Tab. 1	Übersicht der Untersuchungsmethoden	S. 30
Tab. 2	Kies- und Sandfraktionen	S. 31
Tab. 3	Terrassengliederung	S. 45
Tab. 4	Höhenlage der Torf-Ablagerungen sowie die Höhe der Geländeoberfläche in ihren Fundstellen	S. 62
Tab. 5a, b	NT 2-Auensedimente: Mächtigkeit und Bodencharakteristiken a) linksrheinisch, b) rechtsrheinisch	S. 64
Tab. 6	NT 3-Auensedimente: Mächtigkeit und Bodencharakteristiken	S. 100
Tab. 7	Fluviale Stratigraphie des Niederrheins seit dem letzten Hochglazial	S. 106
Tab. 8	Prozentanteile von Sandkorngrößen im Flugsand	S. 148
Tab. 9	Höhenlage und Alter der Nieder- und Holozänterrassen im Arbeitsgebiet	S. 156
Tab. 10	Pollenanalytische Daten	A/S. 216
Tab. 11	Archäologische Funde	A/S. 218
Tab. 12	Lageverzeichnis der Aufschlüsse	A/S. 220
Tab. 13	Lageverzeichnis der Bohrungen	A/S. 224
Tab. 14	Ergebnisse der Sand-Korngrößenanalyse des NT 1-Profiles 69	A/S. 227
Tab. 15	Ergebnisse der Sand-Korngrößenanalysen des NT 2-Profiles 24	A/S. 228
Tab. 16	Ergebnisse der Sand-Korngrößenanalyse des NT 3-Profiles 5	A/S. 229
Tab. 17	Ergebnisse der Kies-Korngrößenanalyse des NT 3-Profiles 5	A/S. 230

Abkürzungen

KT	Krefelder Terrasse
NT 1	Niederterrasse 1 (Reundorfer Terrasse)
NT 2	Niederterrasse 2 (Schönbruner Terrasse)
NT 3	Niederterrasse 3 (Ebinger Terrasse)
E-NT 3	Erosionsstufe der NT 3
AH	Altholozänterrasse
MH I	Mittelholozänterrasse I
MH II	Mittelholozänterrasse II
JH I-IV	Jungholozänterrasse I-IV
P 1	Profil mit Nr.
B 2	Bohrung mit Nr.
FBS	Flussbettsediment
AS	Auensediment
RS	Rinnensediment
FS	Flugsand

Bl	Blöcke
GKi	Grobkies
MKi	Mittelkies
FKi	Feinkies
GS	Grobsand
MS	Mittelsand
FS	Feinsand
L	Lehm
U	Schluff
T	Ton

Adjektivisch (Beispiel):

fs	feinsandig
fs'	schwach feinsandig
fs''	sehr schwach feinsandig

h	humushaltig
k*	kalkfrei
k''	sehr schwach kalkhaltig
k'	schwach kalkhaltig
k	kalkhaltig
<u>k</u>	stark kalkhaltig

Mn-Kkr	Mangan-Konkretionen
Ca-Kkr	Kalk-Konkretionen
KBF	Keine Bohrfortschritte
RhN	Rheinspiegel-Niveau
GW	Grundwasser

* Die Aufschlüsse und Bohrungen (oder einzelne Horizonte), bei denen eine Beschreibung bezüglich des Kalkgehalts fehlt, sind als kalkfrei zu verstehen.

1 Einleitung

Schon seit langer Zeit ist bekannt, dass die Talgrundterrassen am Niederrhein die seit der letzten Eiszeit bis heute abgelagerten fluviatilen Sedimente bilden. Im Vergleich zu den südlich vom Arbeitsgebiet liegenden Talgrundterrassen, die eine auffälliger stufenartige Terrassenlandschaft - je südlicher desto ausgeprägter - darstellen, erwecken sie hier mehr den Eindruck einer ebenen Landschaft. Das kommt daher, dass das Arbeitsgebiet sich in einem Kreuzungsbereich zwischen den südlich liegenden Treppenterrassen und den nördlich liegenden Stapelterrassen befindet.

Die bisherigen Untersuchungen aus diesem Gebiet (u. a. FLIEGEL 1910, ZIMMERMANN & BREDDIN 1930, AHRENS 1930; 1938, STEEGER 1954, THOSTE 1974, BRUNNACKER 1978b, KLOSTERMANN 1992) haben deswegen nur eine grobe Gliederung der verschiedenen Aufschüttungsphasen ergeben.

Es wurde hauptsächlich über zwei genetisch verschiedene Niederterrassen aus der letzten Eiszeit (eine ältere und eine jüngere bimshaltige Niederterrasse) geschrieben. Ihre Abgrenzung zueinander und ihre genaue Verbreitungseingrenzung wurde allerdings nicht durchgeführt.

THOSTE (1974) unterscheidet innerhalb der jüngeren Niederterrasse zwei Aufschüttungsphasen und kennzeichnet sie als eine jüngere Niederterrasse und eine Unterstufe der jüngeren Niederterrasse, die BRUNNACKER (1978b) als eine Auflösungszone des Niederterrassen-Feldes bezeichnet.

BRUNNACKER (1978b) hat ebenfalls eine Untergliederung der holozänzeitlichen Flussaufschüttungen am Niederrhein durchgeführt, überwiegend aufgrund punkthafter pedologischer Untersuchungen sowie mit Hilfe von archäologischen Funden. Dabei unterschied er sieben fluviatile Aktivierungsphasen: zwei im Altholozän, drei im Mittelholozän und zwei im Jungholozän.

Holozänablagerungen wurden auch von KLOSTERMANN (1992) beschrieben und grob in drei stratigraphische Einheiten untergliedert: Alt-, Mittel- und Jungholozän.

Aus den über 20-jährigen Untersuchungen mitteleuropäischer Flusstäler im Alpenraum, im Mittelgebirge und nördlichen Tiefland (u. a. SCHIRMER 1978, 1983, 1990e, f, g, 1995a, c; FELDMANN 1990; SCHELLMANN 1994; SCHELLMANN & FELDMANN 1994) hat sich andererseits erwiesen, dass der Talgrund durch zehn fluviatile Akkumulationsphasen, drei oberwürmzeitliche und sieben holozänzeitliche, gestaltet ist (SCHIRMER 1995d).

Im Rahmen dieser Arbeit sollen diese Untersuchungen weiter geführt werden. Das Ziel besteht darin, auch hier eine möglichst detaillierte geomorphologisch-pedologische Kartierung sowie mit Hilfe von pollenanalytischen Untersuchungen, archäologischen Funden und historischen Daten eine Gliederung von verschiedenen Terrassen beziehungsweise Aufschüttungsphasen des Rheins seit der letzten Eiszeit bis heute durchzuführen.

2 Das Untersuchungsgebiet

Das Untersuchungsgebiet liegt im Norden der Niederrheinischen Bucht und wird geographisch bereits dem Niederrheinischen Tiefland zugeordnet. Die Fläche beträgt ca. 550 km². Bestimmend für das Oberflächenbild sind die breite Niederterrassenebene sowie die Holozänterrassen des Rheins. Linksrheinisch wird das Gebiet durch die Krefelder Terrasse, den Schaephuysener Höhenzug (Stauchendmoräne) und die südöstliche Kante der Bönninghardt (vgl. Abb. 1 und geologische Karte im Anhang) begrenzt. Das Arbeitsgebiet umfasst hier noch das Tal der Issumer Fleuth zwischen Schaephuysener Höhen und Bönninghardt nordwestlich bis Issum.

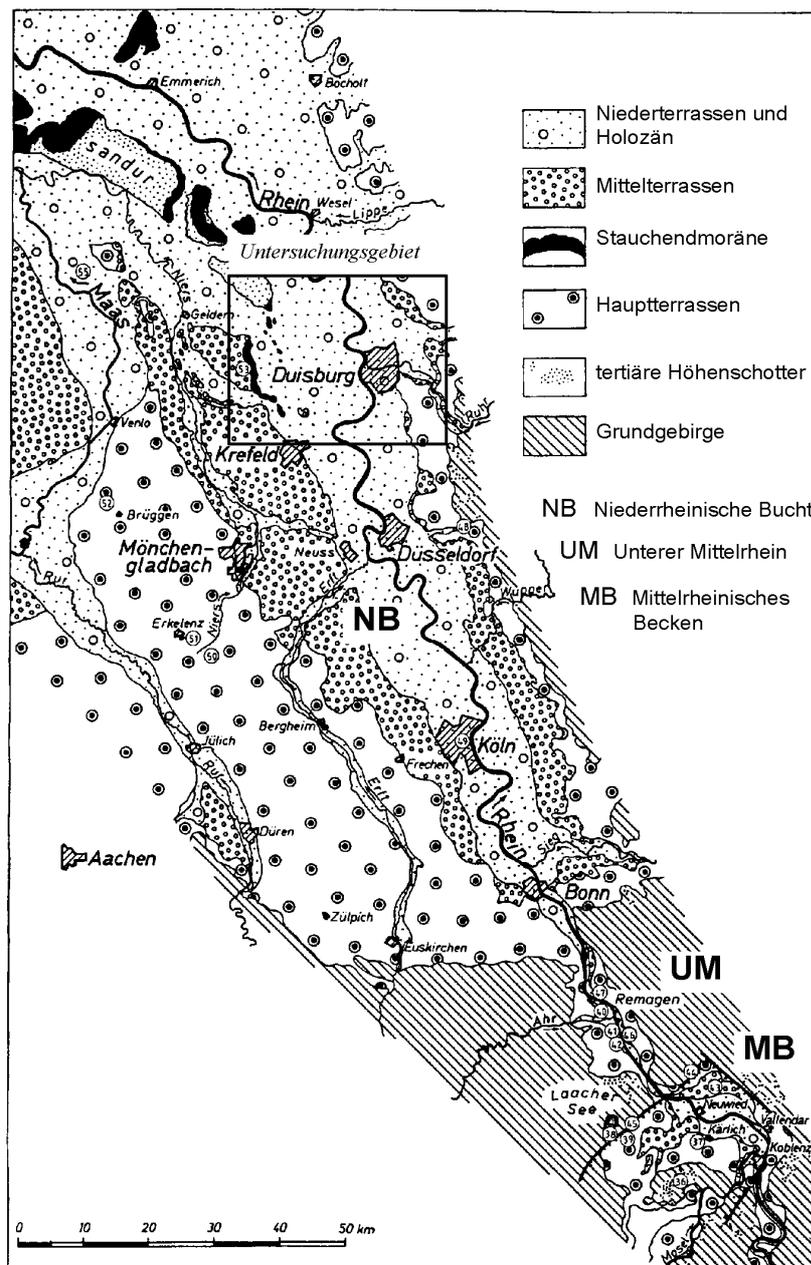


Abb. 1: Flussterrassen des Mittel- und Niederrheins und die Lage des Untersuchungsgebietes (verändert nach SCHIRMER 1995d: 521)

Im Osten wird das Gebiet von Haupt- und Mittelterrassenresten begrenzt, die südlich von Duisburg nur noch als dünne Leisten entlang des Randes des Bergischen Landes enthalten sind.

In Süd-Nord Richtung erstreckt sich das Gebiet von Krefeld (die Bundesstraße B 288, die die Linie Krefeld - Uerdingen - Mündelheim - südlich Ungelsheim verbindet) bis Rheinberg (die Kreisstraße K 14, die nördlich Alpsray in Richtung Ossenberg verläuft), sowie rechtsrheinisch bis zum Dinslakener Bruch (Lohberger Entwässerungsgraben).

3 Geologische Entwicklung und Aufbau des Arbeitsraums

Das Niederrheinische Tiefland bietet morphologisch das Bild einer ausgeprägten Terrassenlandschaft. Diese Landschaft erhielt ihre heutige Gestalt während der jüngsten Abschnitte der Erdgeschichte, vor allem während des Quartärs.

Das Liegende der quartären Ablagerungen bilden die marinen und limnisch-terrestrischen Sedimente des Tertiärs.

3.1 Tertiär

Das Niederrheingebiet war durch die von Norden her eindringende Nordsee zum letzten Mal während der Tertiär-Zeit überflutet. Dabei erreichte der Meeresvorstoß seinen Höhepunkt im Oberoligozän (vgl. Abb. 2). Die Küste reichte von Euskirchen - Bonn über Bergisch-Gladbach - Haan - Mettmann nach Kettwig (SCHIRMER 1990a: 59).

Die marinen Sedimente des Tertiärs kommen im Arbeitsgebiet nirgendwo zutage. Sie wurden aber fast überall unter terrestrischen Ablagerungen des Quartärs durch Bohrungen (u. a. ZIMMERMANN & BREDDIN 1930: 10, ZÖLLER 1939: 22, JANSEN 1991: 60, THOME 1991: 113, ZHOU 2000: 153, Abb. 54), in Schächten (ZIMMERMANN 1929b: 42, JANSEN 1995: 59) und sogar in Kiesgruben (ZIMMERMANN 1929a: 8) nachgewiesen. Direkt unter den Quartärschichten liegen meist oberoligozäne Sande, die in der Literatur als Grafenberger Schichten oder Sande bekannt sind (SCHIRMER 1990a: 59, JANSEN 1995: 61). Diese Schichten bestehen nach JANSEN (1995: 66) aus grüngrauen, schwach glaukonitischen, schwach kalkigen bis kalkfreien und schwach schluffigen bis schluffigen Feinsanden, in die stellenweise dünne Ton- und Schlufflagen eingeschaltet sind.

Aufgrund der aus den erwähnten Bohrungen, Schächten und tiefreichenden Gruben gewonnenen Angaben kann man sehen, dass die Obergrenze der tertiärzeitlichen Ablagerungen in einer Tiefe von durchschnittlich 15-20 m unter der Geländeoberfläche liegt. Sie enthält also zahlreiche Unebenheiten (ZHOU 2000: 153, Abb. 54), und nach Untersuchungen von THOME (1991: 113) lassen sich darauf drei Rinnensysteme erkennen. Eine der tiefsten Rinnen (etwa 30 m unter die Geländeoberfläche) läuft etwa in Süd-Nord-Richtung entlang des Westteiles des Krefelder, Moerser und Rheinberger Blatts. Die Mächtigkeit der Tertiärschichten nimmt im Allgemeinen - entsprechend dem Einfallen der Schichten von etwa 1,5° nach Westen - von Osten nach Westen zu und erreicht beispielsweise im Nordwesten des Blattgebiets Duisburg maximal 150 m und weiter westlich im Blattgebiet Moers über 200 m (ZIMMERMANN 1929: 42-43, JANSEN 1991: 60). Während des späten Oligozäns beginnt der Rückzug des Meeres aus der Niederrheinischen Bucht, so dass sich auch die Sedimentationsfazies (marin-limnisch) ändert. Das bezeugen

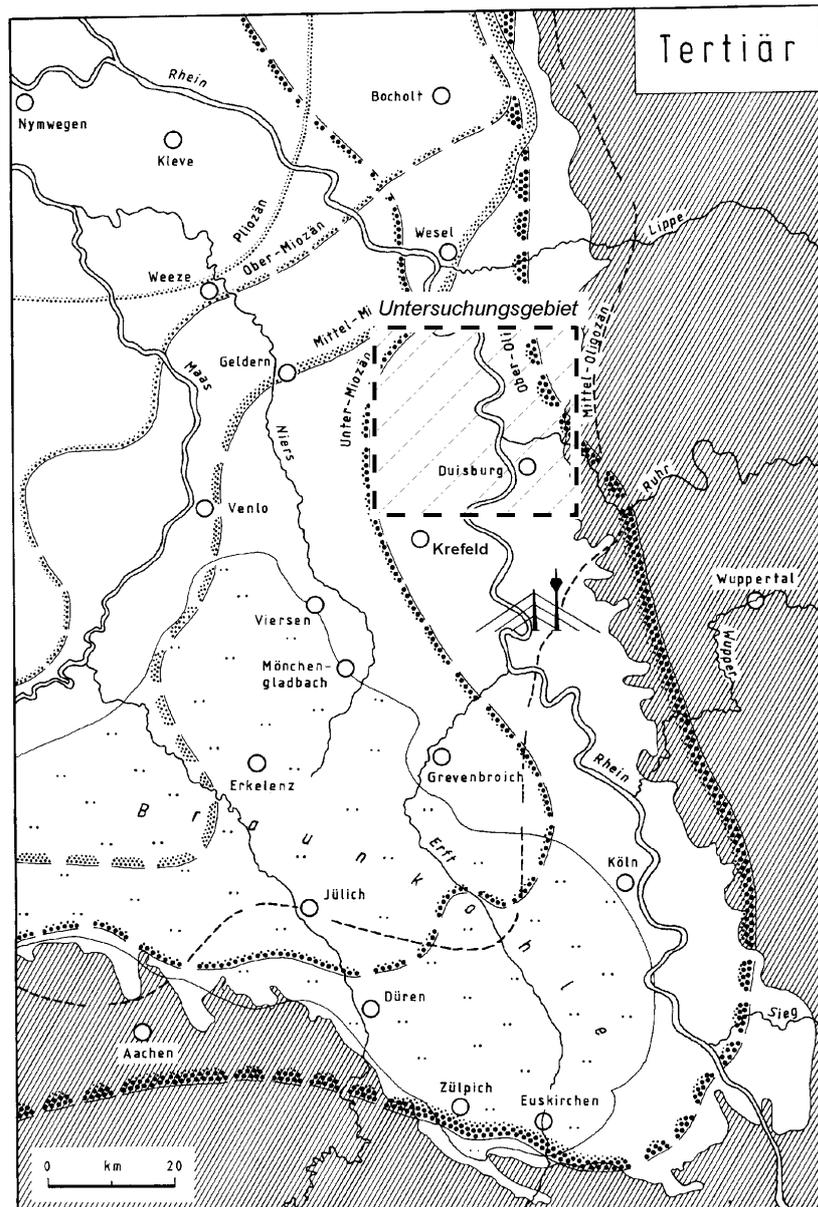


Abb. 2: Verbreitung des Meeres während des Tertiärs in der Niederrheinischen Bucht (verändert nach SCHIRMER 1990a)

Die fluviatile Sedimentation in der Niederrheinischen Bucht erfuhr nach HAGER & PRÜFERT (1988: 36) vermutlich keine Unterbrechung mehr.

Zu dieser Zeit (Oberoligozän) sieht SCHIRMER (1990a: 60) auch die Geburt des Rheins. Er schreibt, dass der Ur-Rhein damals ein kleines Flüsschen war, das von der Höhe um Brohl der Küste in der Niederrheinischen Bucht zuströmte. Ein ansehnlicher Rheinfluss ist er aber im Miozän geworden, als seine transportierten Sande Oberrheinherkunft zeigten (SCHIRMER 1990a: 60).

Während des Miozäns zog sich das Meer langsam weiter aus der Niederrheinischen Bucht zurück. Die Miozänschichten wurden durch Bohrungen nur im nordwestlichen Teil des Arbeitsgebiets nachgewiesen, deren Südgrenze nach ZÖLLER (1939: 23) nördlich der Linie Rheinberg - Kamper Berg verlaufen dürfte (vgl. Abb. 2). Sie bestehen vorwiegend aus mehr oder weniger tonhaltigem Sand.

Im Pliozän erreichten die Meeressande nur lückenhaft die Niederrheinischen Bucht. In der Mitte der Bucht entstand eine Seenlandschaft, in der es zu Entstehung von Tonserien kam (HAGER & PRÜFERT 1988: 40). Nach Süden gingen diese Tonserien in eine Sedimentationsserie über, die nur aus Sand und Kies bestand.

Diese Sedimentation erfolgte unter mehreren Klimaschwankungen, die gegen das Ende des Pliozäns immer kräftiger wurden (HAGER & PRÜFERT 1988: 40).

3.2 Quartär

Das Quartär wird in zwei Formationsabschnitte untergliedert: in das Pleistozän (Eiszeitalter) und das Holozän. Die heutigen Landschaftsformen im Niederrheingebiet wie die Terrassen, die Stauchendmoränen und die Löss- und Flugsandablagerungen sind während des Pleistozäns entstanden.

Das Holozän umfasst die jüngste Warmzeit, die vor 11 560 Jahren begann und bis zur Gegenwart andauert. Während dieser Zeit kommt es zur Entstehung mehrerer Terrassen, die sich von den während Kaltzeiten entstandenen Terrassen vor allem durch ihre Struktur unterscheiden.

Das wechselhafte Klima und die Bruchtektonik sind die wichtigsten Faktoren, die die geologische Entwicklung während des ganzen Quartärs gesteuert haben.

3.2.1 Die Ausgestaltung der Quartärablagerungen im Pleistozän

Das Pleistozän wird in drei Teilabschnitte Unter-, Mittel- und Oberpleistozän gegliedert (vgl. Abb. 3).

Das Unterpleistozän umfasst den zeitlich größten Anteil des gesamten Quartärs. Während dieses langen Zeitraums, welcher vom Beginn des Pleistozäns bis etwa zur Cromer-Warmzeit andauerte, lagerten sich im absinkenden Niederrheingebiet die von den Strömen Rhein und Maas und ihren Zuflüssen mitgeführten Sand- und Geröllmassen zu einem

riesigen, äußerlich einheitlichen Schuttfächer ab, der von der Linie Bonn - Maastricht im Süden bis zur damaligen Küste im Norden reichte (BRAUN & QUITZOW 1961: 15).

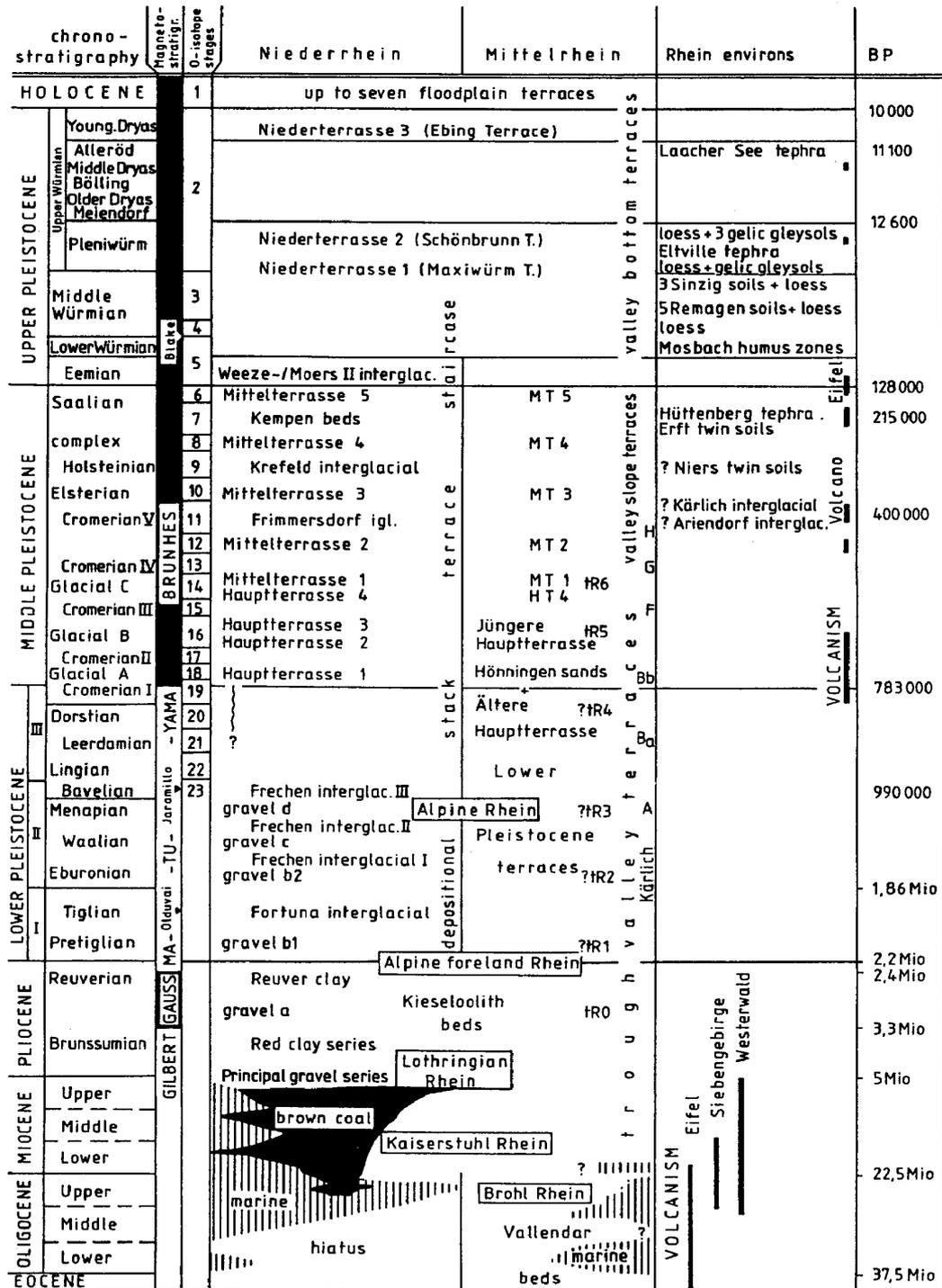


Abb. 3: Tertiär-Quartär Stratigraphie des Mittel- und Niederrheingebietes, nach SCHIRMER (1995a)

Dieser Zeitabschnitt ist durch mehrere kalt- und warmzeitliche Ablagerungen gekennzeichnet. Während in Kaltzeiten in der Regel grobe Sand- und Kiesabsätze stattfanden, sind uns aus den Warmzeiten vorwiegend feinere Sande, Tone und Torfe überliefert.

Das Mittelpleistozän ist durch Ablagerungen der Haupt- und Mittelterrassen gekennzeichnet, die sich aufgrund der petrographisch-pedologisch-morphologischen Kriterien in eine Hauptterrassen-Folge (HT1 - HT4) und einer Mittelterrassen-Folge (MT1 - MT4 bzw. MT5) untergliedern lassen (u. a. QUITZOW 1956, SCHIRMER 1974, BRUNNACKER 1978a, KLOSTERMANN 1985; 1992, SCHIRMER 1995a, b) (vgl. Abb. 3).

Als Folge der tektonischen Gegebenheiten (ein Zusammenwirken der ständigen Hebung des Schiefergebirges sowie der fortgesetzten Senkung der Niederrheinischen Bucht begleitet durch Bruchschollentektonik) (BRAUN & QUITZOW 1961: 17) sind die Ablagerungen der Hauptterrassen lediglich noch an der Westseite der Niederrheinischen Bucht und nur als schmale Reste entlang des Bergischen Randes erhalten (vgl. Abb. 1). Die Mittelterrassen dagegen befinden sich auch innerhalb des Niederrheingebietes. Die größte Fläche nimmt die jüngste Mittelterrasse, die sogenannte Krefelder Terrasse, ein. Die älteren sind überwiegend von den jüngeren Mittel- und Niederterrassen begraben und meistens nur als Sockel erhalten (u. a. LANSER 1983, KLOSTERMANN 1992).

3.2.2 Oberes Pleistozän

Mit der Beendigung der Saale-Kaltzeit endet das Mittelpleistozän und damit auch die Mittelterrassenzeit. Nach der Ablagerung der Krefelder Terrasse ist die Erosion recht bedeutsam, welche der Aufschüttung der Niederterrassen voranging. Das bezeugen die Tiefe und Mächtigkeit der Ton- und Torfschichten aus dem Liegenden der Niederterrassen, die überwiegend als warmzeitliche (interglaziale) Ablagerungen gelten.

Die Oberkante der Ton- und Torfhorizonte im Liegenden der Niederterrassen liegt nach LANSER (1983: 93) im Bereich zwischen Schaephuysener Höhenzug und Einzelbergzug in einer Tiefe von 5 bis 10 m unter der Geländeoberfläche (25-20 m ü. NN), und östlich davon in einer Tiefe zwischen 10 und 20 m (20-10 m ü. NN) (ZIMMERMANN 1929b: 48, LANSER 1983: 93).

Diese von Niederterrassen überlagernden Schichten wurden erstmals von BERTSCH & STEEGER (1927) am Niederrhein (aus dem Schacht VI Rheinpreußen nordwestlich Moers) als Sande mit Ton- und Torfstreifen beschrieben. Diese Ablagerungen kamen in zwei Schichten vor. Die obere Schicht, die bei ca. 14 m ü. NN lag, und die untere bei ca. 12 m ü. NN. Sie wurden von den Verfassern als Moerser Schichten bezeichnet.

Über korrespondierende Schichten mit denen aus dem Schacht VI Rheinpreußen hat STEEGER (1952) aus dem Schacht Norddeutschland bei Kamp-Lintfort berichtet. Die beide Schächte liegen nur wenige km auseinander und in gleicher geologischer Position. Ähnliche Vorkommen, die ungefähr in der gleiche Höhenlage wie die Moerser Schichten liegen, wurden von V. D. BRELIE, MÜCKENHAUSEN & REIN (1955) bei Weeze beschrieben.

Die genaue stratigraphische Einordnung dieser Schichten ist noch umstritten. Aufgrund der pollenanalytischen Untersuchungen weisen die Moerser Schichten, außer in der tiefergelegenen Schicht des Schachts VI, einen gewissen Anklang an das letzte Interglazial

auf (STEEGER 1952: 62). In die gleiche stratigraphische Position wird auch der von V. D. BRELIE, MÜCKENHAUSEN & REIN (1955: 82) beschriebene Torfhorizont bei Weeze gestellt. Obwohl diese Schichten pollenanalytisch als Eem-Ablagerungen identifiziert worden sind, ist es fraglich, ob die beiden Vorkommen (der Torfhorizont bei Weeze und die Moerser Schichten) tatsächlich während des gleichen Interglazials entstanden sind. Während KAISER & SCHÜTRUMPF (1960: 182) die Schichten bei Weeze einem relativ lang andauernden und warmen Interstadial im frühen Würm zuordnen, setzt KEMPF (1966: 27) die Moerser Schichten mit den höheren Schichten der Mittleren Mittelterrassen des Schachtes Tönisberg (ungestörte Krefelder Schichten) und damit dem Holstein-Interglazial gleich.

LANSER (1983: 91-95) stellt aufgrund der Bohrungen fest, dass es sich bei den Schichten im Liegenden der Niederterrassen den Höhengniveaus nach um zwei zeitlich und räumlich

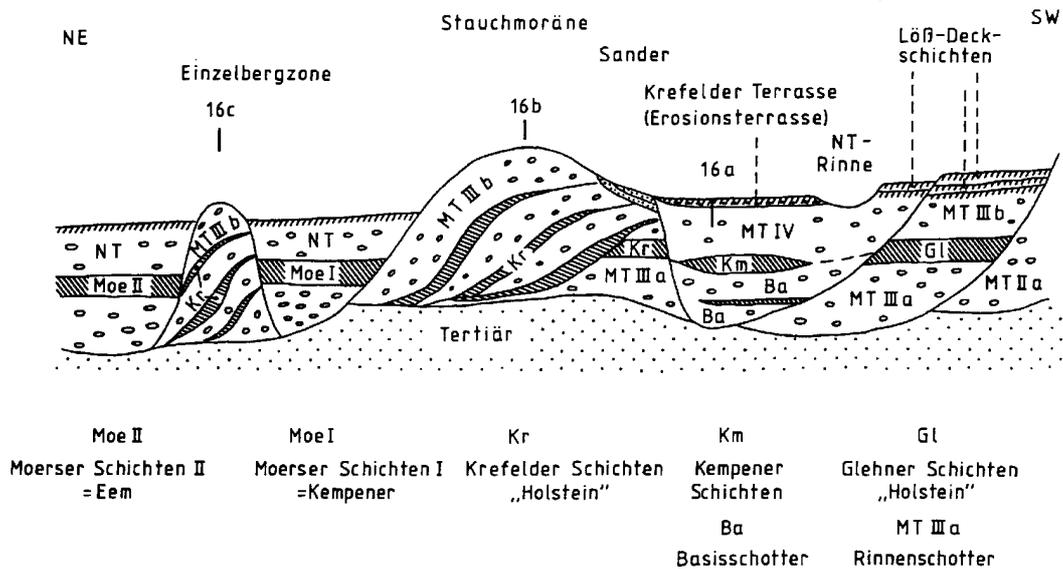


Abb. 4: Querschnitt durch die Stauchmoränen und die umgebenden Terrassen, (SCHIRMER 1990b nach der Deutung von LANSER 1983)

getrennte Ton- und Torfhorizonte handelt. Einen höheren Horizont (s.o.) bezeichnet er als Moerser Schichten I und einen niedrigeren als Moerser Schichten II (vgl. Abb. 4).

Weil LANSER (1983: 95) keinen Zusammenhang zwischen den Moerser Schichten I aus dem Untergrund der NT-Rinne zwischen der Aldekerker Platte und der Bönninghardt und den gleichartigen, aber höher liegenden Eem-Schichten von Weeze findet, datiert er die Moerser Schichten I als präeemzeitlich. Wegen ihrer morphologischen Position in Bezug auf die holsteinzeitlichen Krefelder Schichten (vgl. Abb. 4) und wegen der Überlagerung von Ablagerungen der Niederterrassen, sieht er sie jedoch jünger als Holstein an. Damit parallelisiert er die Moerser Schichten I mit den auf gleichem Niveau liegenden Kempener Schichten unter der Kempener-Krefelder und der Aldekerker Platte (vgl. Abb. 4).

Die tiefer liegenden Moerser Schichten II, die sich östlich des Einzelbergszugs im Untergrund der Niederterrassen befinden, setzt LANSER (1983: 95) gleich mit den von BERTSCH & STEEGER (1927), STEEGER (1952) beschriebenen Moerser Schichten sowie den

von V. D. BRELIE, MÜCKENHAUSEN & REIN (1955) beschriebenen Interglazialschichten von Weeze, die dem Eem-Interglazial zugeordnet wurden.

Ablagerungen des Eem-Interglazials sind von V. D. MEENE & ZAGWIJN (1978) auch im deutsch-niederländischen Grenzgebiet, im Bereich der Gelderse Poort, nachgewiesen. Sie wurden an mehreren Stellen unter den 7 bis 12 m mächtigen Ablagerungen der Niederterrasse (bei 0-5 m ü. NN) durch Bohrungen als Torfschichten belegt.

Vorkommen der die Niederterrassen überlagernden Ton- und Torfschichten sind am Niederrhein jedoch ausgesprochen selten. Das kommt daher, dass sie nach JANSEN (1991: 85, 1995: 80) vermutlich überwiegend in Rinnen, die sich gegen Ende der Saale-Kaltzeit in die Mittelterrassen einschnitten, sowie in eemzeitlichen Mäanderschlingen abgelagert worden sind. Die Eem-Ablagerungen müssten also primär auf relativ kleine Gebiete beschränkt gewesen sein. Hinzu kam, wie schon erwähnt, eine kräftige Tiefen- und Breitenerosion vor der Aufschotterung der weichselzeitlichen Niederterrassen. Sie sind also größtenteils der Erosion zum Opfer gefallen.

Nach der Eem-Warmzeit kam es in der Weichsel-Kaltzeit infolge der von Skandinavien ausgehenden Inlandeisbildungen zu einer zunehmenden Abkühlung des Klimas. Die Weichsel-Kaltzeit wird als Abschnitt mit einer großen Anzahl von Klimaschwankungen bezeichnet. Diese Klimaänderungen haben den Charakter der marinen wie auch der limnisch und terrestrischen Sedimente während der Zeit ihrer Ablagerung beeinflusst. Die verschiedenen klimaauswirkenden Spuren auf diese Sedimente und die Landschaftsmorphologie sind auch als Basiselemente einer Untergliederung der Weichsel-Kaltzeit zu sehen (vgl. Abb. 5).

Während der Weichsel-Kaltzeit wird das geologische Geschehen am Niederrhein überwiegend vom periglazialen Klima geprägt. Das Aufeinanderfolgen von Kälteperioden und wärmeren Interstadialen übte einen großen Einfluss auf das Verhalten der Flüsse und damit auf die fluviatile und äolische Sedimentation aus. Das feuchtkalte Klima bewirkte eine Aufschotterung der verwilderten Flüsse, wobei es zur Ablagerung verschiedener Terrassenkörper (der sogenannten Niederterrassen) kam. Während der trocken-kalten Abschnitte wurden Löss und Flugsand abgelagert.

Die Aufschotterungen des Rheins erfolgte dabei in gesamten Bereich zwischen der Bönninghardt, der Aldekerker und der Kempen-Krefelder Platte auf der Westseite und den hoch gelegenen, aus Resten der Mittel- und Hauptterrassen aufgebauten, Stufen auf der Ostseite (vgl. Abb. 1).

3.2.3 Niederterrassen und Auenterrassen - Stand der Forschung im Arbeitsgebiet

Zum Bereich der Niederterrassen gehören ebenso die Rinnen zwischen der Kempen-Krefelder und der Aldekerker Platte, sowie zwischen der Aldekerker Platte und der Bönnighardt (u. a. LANSER 1983, KLOSTERMANN 1992). Diese Rinnen sind nach THOME (1980: 276) schon während des Gletscherrückzugs der Saale-Kaltzeit durch Schmelzwässer entstanden. Sie wurden dann durch Seitenerosion, die der Niederterrassen-Aufschüttungen vorausging (BRAUN et al. 1968: 70), weiter vertieft und verbreitert und anschließend mit Ablagerungen der Niederterrassen aufgeschüttet.

Der Begriff "Niederterrasse" wurde am Rhein erstmals von KAISER (1903: 211) erwähnt und damit die tiefste Terrasse, die sich gegen das heutige Überschwemmungsgebiet abhebt, bezeichnet. Für FLIEGEL stellt (1910: 140) die Niederterrasse den jüngsten diluvialzeitliche (eiszeitliche) Talboden am Niederrheingebiet dar, und anhand der petrographischen Charakteristika stellt er fest, dass die Niederterrasse stratigraphisch selbständig ist. Das Zurücktreten der Quarzgerölle gegenüber älteren Mittel- und Hauptterrassen ist in den Ablagerungen der Niederterrassen auffällig, während die verschiedenartigsten Sediment- und Eruptivgesteine vorherrschen (FLIEGEL 1910: 142). Zum ersten Mal wird hier von FLIEGEL auch die Bedeutung des Lösses für die Gliederung des niederrheinischen Diluviums betont. Er bezeichnete als Niederterrasse die jüngeren Terrassen, welche lössfrei sind und sich von den an den Rhein angrenzenden Alluvialgebilden (Holozänterrassen) durch eine 5-7 m hohe Geländestufe absetzen.

Wichtig ist FLIEGELS Bemerkung, dass sich in einigen Terrassenkörpern Bimssande befinden. Ihm erscheint die Niederterrasse trotzdem als eine nicht weiter gegliederte Ebene. FLIEGEL (1910: 143) beobachtet aber eine tiefere Stufe der Niederterrasse auf Blatt Wahn, die er als eine durch Erosion entstandene Stufe betrachtet.

Diese Unterstufe der Niederterrasse, die sehr deutlich z.B. bei Bonn hervortritt, verfolgte JUNGBLUTH (1916, in STICKEL 1936: 351) bis an das Neuwieder Becken heran und bezeichnete sie erst einmal als „Inselterrasse“. Er beschrieb sie als selbständige, jüngere, aber ebenfalls noch diluviale Aufschüttungsterrasse, von der Niederterrasse abgetrennt, und parallelisierte sie mit FLIEGELS Unterstufe am Niederrhein. Diese „Inselterrasse“ wurde später am Niederrhein sogar als Rest einer Mittelterrasse betrachtet (ZIMMERMANN 1929b).

Im Rahmen der geologischen Kartierungen der "Geologischen Karten von Preußen und benachbarten deutschen Länder" werden von ZIMMERMANN (1929a, b; 1930), ZIMMERMANN & BREDDIN (1930), BÄRTLING & ZÖLLER (1937), sowie ZÖLLER (1939) (vgl. Abb. 6) die Ablagerungen der letzten Eiszeit unter einer Terrasse bzw. einer Niederterrasse zusammengefasst. Sie werden im Allgemeinen als diluviale Kies- und Sandablagerungen beschrieben, die sich durch ihre petrographische Zusammensetzung von älteren Terrassen unterscheiden lassen: das Zurücktreten von Quarzgeröllen, bestimmte Vorkommen von vulkanischen Gesteinen (Laacher See Tephra, Basalte des Tertiärvulkanismus) sowie Gesteine aus der Eifel und dem Taunus (u.a. ZIMMERMANN 1929b: 48, 1930: 36).

Einen weiteren Beitrag in diese Richtung liefern die Arbeiten von AHRENS (1930; 1938) und STEEGER (1954) über die Bimsvorkommen im Krefelder und Moerser Raum und dessen Bedeutung für die Unterscheidung der Terrassenkörper. AHRENS (1930) stellte fest,

dass es zwei verschiedene Terrassenkörper im Rheintal gibt, eine bimsfreie (diluviale) Terrasse und eine jüngere, bimsführende alluviale Terrasse. Er nimmt an, dass der Bimssteinausbruch zur Zeit eines sehr gemäßigten Klimas in der Atlantische Periode stattfand und damit auch die bimsführende Terrasse, die das Niveau der älteren bimslosen Terrasse erreicht hat, zur dieser Zeit gehört. Deswegen ist die Bezeichnung „Niederterrasse“ für ihn nur ein morphologischer, jedoch kein stratigraphischer Begriff (AHRENS 1930: 139).

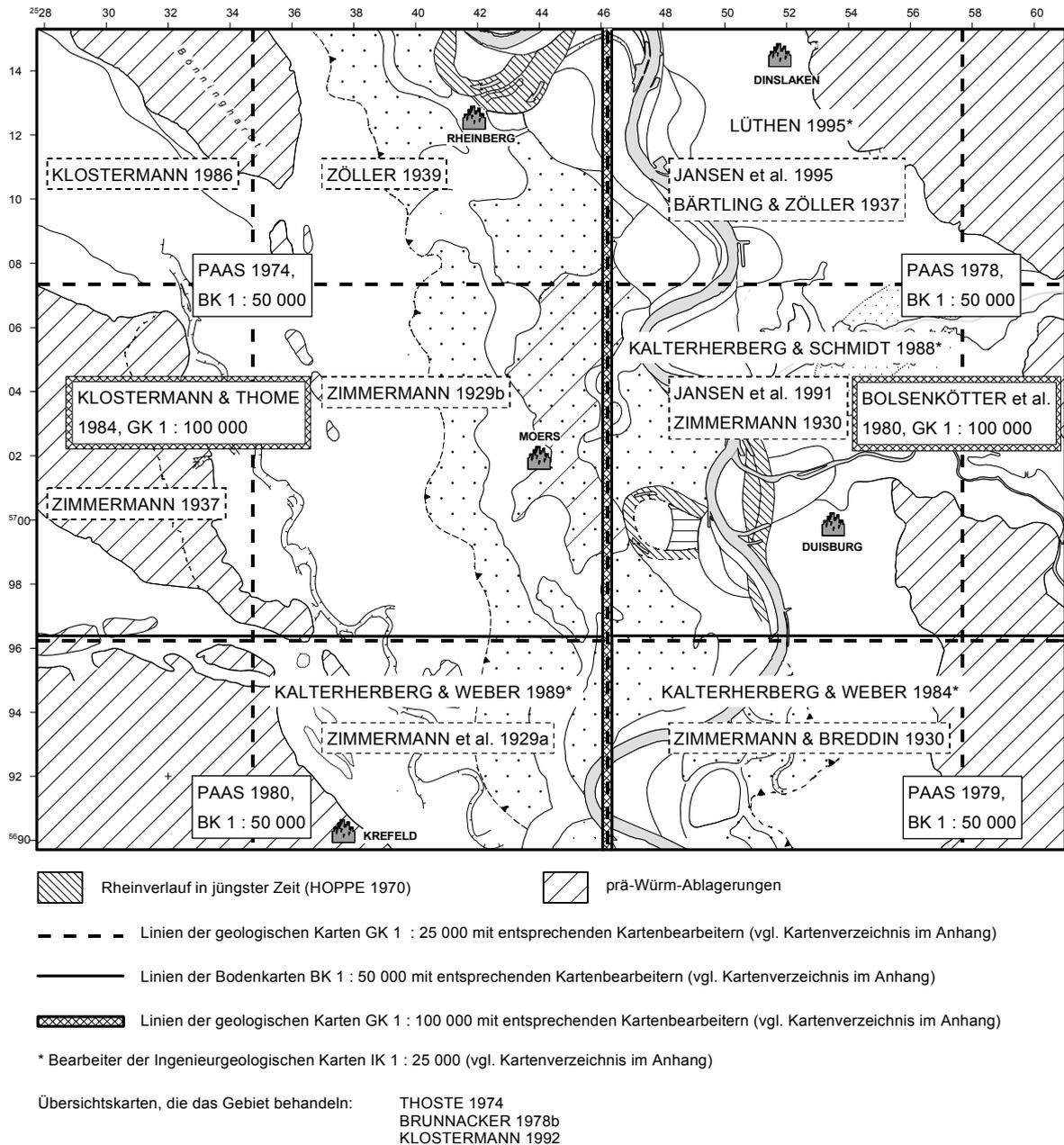


Abb. 6: Überblickskarte mit den bisherigen Kartierungen aus dem Arbeitsgebiet

Neben dieser AHRENSchen stratigraphischen Gliederung versuchte BURRE (1932, in STICKEL 1936: 355) eine morphologische Bedeutung für das Blatt Königswinter zu erbringen. Er unterschied eine jüngere, bimsführende Stufe der Niederterrasse und eine ältere (höhere) bimsfreie Stufe der Niederterrasse.

STEEGER (1954: 388) stellt dagegen nach vielen Beobachtungen und Untersuchungen von Bimsvorkommen am Niederrhein fest, dass alle als Niederterrasse bezeichnete Ablagerungen, wie auch gewisse als Mittelterrasse kartierte inselartige Vorkommen* zwischen Neuss und Moers, bimssteinführend sind. Dass keine Bimsvorkommen im Westteil der Niederterrassen beobachtet wurden, beruht nach STEEGER (1954: 39) auf dem Mangel an guten Aufschlüssen in diesem Gebiet, oder auf ursprünglichen Ablagerungsbedingungen bzw. darauf, dass sich der Strom während des Ausbruchs des Laacher Vulkans bzw. kurz danach bereits im Raum Neuss, Moers, Xanten zurückgezogen hatte. Für ihn blieb auch die Frage offen, ob die bimsführende Niederterrasse spätpleistozän oder altholozän ist.

Über die sedimentpetrographischen Untersuchungen der Niederterrassen berichten die Arbeiten von MAARLEVELD (1956) im Niederrheingebiet, VINKEN (1959) im östlichen Teil der Niederrheinischen Bucht sowie FRECHEN & BOOM (1959) am Mittelrhein.

In den von GURLITT (1949) morphologisch in zwei Stufen gegliederten Niederterrassen bei Bonn und weiter rheinaufwärts stellte VINKEN (1959: 160) fest, dass kein sedimentpetrographischer Unterschied zwischen der oberen älteren Niederterrasse und der unteren Niederterrasse besteht, der sich über das ganze Arbeitsgebiet verfolgen lässt. Die für die untere Niederterrasse typischen Bimssteine des Laacher-See-Ausbruchs wurden nur selten gefunden, deshalb konnte er eine Unterteilung auch mit ihnen nicht vornehmen.

Die von FRECHEN & BOOM (1959) durchgeführten Schwermineralanalysen aus Ablagerungen dieser zwei Terrassen zeigten dagegen unterschiedliche Werte. Es geht vorwiegend um das Verhältnis Augit / braune Hornblende.

Bei dem Schwermineralspektrum der Proben, die einem bimsfreien Sockel (Ältere Niederterrasse) entnommen wurden, lag dieses prozentuelle Verhältnis im Durchschnitt Augit : br. Hornblende = 92,3 : 7,7. Bei den Proben aus dem bimsführenden Schotter (Jüngere Niederterrasse) steigt der Prozentanteil der braunen Hornblende im Verhältnis Augit : br. Hornblende auf 62 : 38 an (FRECHEN & BOOM 1959: 114).

Jüngere Bearbeitungen der Niederterrassen liegen von BRAUN (1959; 1965; 1968), THOSTE (1974) und BRUNNACKER (1978b) vor. Nach BRAUN (1968) ist die ältere Stufe der Niederterrasse vom Mittelrhein über das gesamte Niederrheingebiet bis in die Niederlande hinein zu verfolgen, wo sie allerdings kurz hinter der Landsgrenze unter holozäne Sedimente abtaucht. Die jüngere Stufe hingegen ist morphologisch nur im Mittelrheintal ausgebildet.

Bezüglich der Gliederung der Niederterrassen bringt THOSTE (1974) ein neues Element ins Spiel. Außer einer älteren, bimsfreien (äNT) und einer jüngeren, bimsführenden Niederterrasse (jNT) unterscheidet er noch eine Unterstufe der jNT. Er beschreibt sie als eine 2 - 4 m in die jNT eingetiefte Fläche. Dieses Niveau zerteilt die jNT innerhalb eines

* Vgl. Geologische Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern, sowie ihre entsprechende Erläuterungen von Blatt Moers (1929), Krefeld (1929) und Kaiserswerth (1930).

zentralen gestreckten Abflussbereiches in langgezogene, inselartige Rücken und weist in geeigneten Positionen Frostbodenerscheinungen auf. Die Unterstufe der jNT wird damit noch als kaltzeitliche Bildung innerhalb der jüngeren Tundrenzeit ausgewiesen. Ob diese durch Ausräumung entstandene Unterstufe rheinwärts durch eine Akkumulation abgelöst wird, war nicht zu entscheiden (THOSTE 1974: 74). Die THOSTESche Unterstufe der jNT bezeichnet BRUNNACKER (1978b) als „Auflösungszone des Niederterrassen-Feldes“, das sich als ein Erosionsniveau gegen Ende der jüngeren Tundrenzeit gebildet hat.

Während der Arbeiten an der geologischen Karte des Blatts Krefeld (1:100.000) sehen THOME et al. (1984) die oberflächennahen Schotterkörper im Bereich der Niederterrassen als noch nicht unterscheidbar. Weil sie jedoch mit einer Ineinanderschachtelung von Aufschüttungen verschiedenen Alters rechnen, versuchen sie die Gliederung der Karte aufgrund der Ausbildung der Auensedimente durchzuführen. Dies ließe unter anderem Rückschlüsse auf das Alter der darunter befindlichen Schotter zu. Dabei wurden die Auensedimente stratigraphisch und räumlich in drei Einheiten untergliedert und als ältere Sande, als Hochflutlehme und als jüngere Sande bezeichnet.

Die älteren Sande liegen im Arbeitsgebiet hauptsächlich in den Außenrändern der Niederterrasse und in der Nordkante der Kempener und der Aldekerker Platte. Sie sind vorwiegend im Hochglazial der Weichsel-Kaltzeit entstanden und überdecken ebenso die Schotterkörper dieser Zeit, stellenweise sogar saalezeitliche Schotter (THOME et al. 1984: 24).

Die Hochflutlehme, die den Bereich zwischen den älteren und den jüngeren Sanden einnehmen, sind, wie auch die jüngeren Sande, während des Spätglazials entstanden. Die Hochflutlehme überdecken aber die Schotterkörper, die älter als Spätglazial sind.

Der Bereich der jüngeren Sande findet sich vorwiegend in der Mitte der Niederterrasse. Unter diesem Bereich befinden sich die teilweise bimsführenden Schotter, die nach THOME et al. (1984: 23) während des Alleröds und der Jüngeren Dryas entstanden sind.

Die jüngsten Untersuchungen der Niederterrassen am Niederrhein liegen von SCHIRMER et al. (1990c) und KLOSTERMANN (1981; 1984; 1986a; 1989; 1992) vor.

KLOSTERMANN (1992) unterscheidet zwei Niederterrassen, eine Ältere und eine Jüngere Niederterrasse (vgl. Tab. 7). Neben dem Bimsstein, welcher als Leitgestein für die Kennzeichnung der Jüngeren Niederterrasse dient, unterscheidet er diese zwei Niederterrassen auch anhand der Mineralienführung. Das Schwermineralspektrum der Jüngeren Niederterrasse zeichnet sich ganz besonders durch hohe Gehalte von Schwermineralen der vulkanischen Gruppe, wie braune Hornblende, Klinopyroxen, Titanit und Olivin, aus (KLOSTERMANN 1992: 150). Stellenweise können diese vulkanischen Schwerminerale bis zu 80 % des gesamten Spektrums ausmachen (THOSTE 1974: 89).

Besonders charakteristisch ist der Anteil der braunen Hornblende, die, obwohl sie im Norden der Niederrheinischen Bucht nicht so hohe Werte (im Durchschnitt 15 %) wie im Süden zeigt, dennoch die Ältere Niederterrasse übertrifft (2 %) (KLOSTERMANN 1992: 150).

Nachdem SCHIRMER (1983: 17) am Obermain drei Niederterrassen (Würmterrassen) nachweisen konnte, die Reundorfer Terrasse oder, wie er sie später nennt (SCHIRMER 1995d: 39), Maxiwürmterrasse (NT 1), die Schönbrunner und die Ebinger Terrassen (NT 2 bzw. NT 3) (vgl. Tab. 7), schuf er zum ersten Mal eine Dreigliederung der Niederterrassen auch am Mittelrhein und am Niederrhein bei Neuss (SCHIRMER et al. 1990c). Die drei Niederterrassen konnten am Obermain als hochwürmzeitlich (20 000-25

000 BP), nachhochwürmzeitlich präalleröd (18 000-11 800 BP) und jüngerdryaszeitlich (10 800-10 000) datiert werden (SCHIRMER 1983: 18-21).

Eine gleichalte Gliederung der Niederterrassen fanden auch SCHELLMANN (1988) an der Donau und an der unteren Isar, FELDMANN (1990) im Bereich der Münchener Schotterebene, SCHELLMANN (1994) an der Oberweser, sowie SCHELLMANN & FELDMANN (1994) im Isartal. Demnach dürfte die Dreigliederung der Niederterrassen als ein allgemeines Phänomen im Periglazialraum gelten (SCHIRMER 1990d: 28).

Über die jüngsten Rheinablagerungen, deren tiefe Lage sich durch einen deutlichen Rand von höheren Terrassen abhebt, wurde schon seit dem 18. Jahrhundert geschrieben. Während dieser Zeit wurden diese Ablagerungen von verschiedenen Verfassern durch verschiedene Terminologien bezeichnet und auch so stratigraphisch in unterschiedliche Positionen gestellt.

Für die jüngsten Aufschüttungen am Mittelrhein nennt GURLITT (1949: 48) die Bezeichnungen:

- 1837 J. G. ZEHLER: Alluvialgebilde
- 1852 H. V. DECHEN: Gerölle in der Thalfläche
- 1883 H. POHLIG: Thalschotter
- 1884 H. V. DECHEN: Alluvium
- 1892 E. KAISER: 1. Terrasse
- 1899 A. PHILIPSON: Hochflutbett
- 1900 H. LASPEYRES: Alluvium
- 1904 A. LEPPLA: untere Terrassengruppe
- 1908 C. MORDZIOL: Alluvium

Die während des Holozäns entstandene Ablagerungen am Niederrhein werden von den Verfassern der alten geologischen Karten, die einen Zeitraum zwischen den Jahren 1929 und 1939 umfassen, als alluviale Bildungen bezeichnet (ZIMMERMANN 1929a, 1929b, 1930; ZIMMERMANN & BREDDIN 1930; BÄRTLING & ZÖLLER 1937, ZÖLLER, 1939). Diese alluviale Bildungen beschreibt ZIMMERMANN (1929a, 1929b, 1930) als lehmig-tonige und sandige Ablagerungen, die zum Teil als Hochflutbildungen auch auf der Niederterrassenfläche sowie in den sie netzartig überziehenden verlassenen Rheinarmen auftreten. ZÖLLER (1937, 1939) trennt die Alluvialterrassen, die er auch als Ablagerungen des Talbodens bezeichnet, in zwei Stufen. Die höhere Stufe, die "Inselterrasse", die durch Deiche geschützt ist, und die tiefere Stufe des Talbodens, die nicht eingedeicht ist und alle 3-4 Jahre überschwemmt wird.

Ausführlicher über die jüngsten (holozänen) Rheinablagerungen am Niederrhein schreibt BRUNNACKER (1978b) und gliedert sie in die drei großen Einheiten Jung-, Mittel- und Altholozän, um sie dann wiederum in Jungholozän I und II, Mittelholozän I, II, und III, sowie Altholozän I und II zu untergliedern (Tab. 7).

Die während des Holozäns entstandenen Terrassen am Niederrhein bezeichnet KLOSTERMANN (1992) als Reihenterrassen i. S. SCHIRMERS (1983: 28) und trennt sie in fünf Glieder, die Rheinterrassen 1 - 5. Die Reihenterrassen 1 und 2 sind während des Altholozäns entstanden, Reihenterrasse 3 sowie Reihenterrassen 4 und 5 während des Mittelholozäns bzw. Jungholozäns (Tab. 7).

Von großer Bedeutung für die Niederterrassen-Stratigraphie am Niederrhein sind auch die bodenkundlichen und vor allem pollenanalytischen Untersuchungen aus diesem Raum. Die Bodenverhältnisse im Arbeitsraum sind vor allem auf den Bodenkarten von Nordrhein-Westfalen 1:50.000: Blatt L 4506 Duisburg (1978), Blatt L 4504 Moers (1974, 1998) und Blatt L 4704 Krefeld (1980) von PAAS im Einzelnen dargestellt und beschrieben.

Daraus kann man sehen, dass auf den Auensedimenten der Niederterrassenflächen, die außerhalb der Rinnenbereiche und bei tiefen Grundwasserständen liegen, Braun- und Parabraunerden entstanden sind. Im Bereich der Holozänterrassen, bei dem das Grundwasser größtenteils erst im tieferen Untergrund liegt, sind dagegen Braune Auenböden entwickelt*.

Unter den pollenanalytischen Untersuchungen sind diejenigen von NIETSCHE (1940) in postglazialen, organogenen Ablagerungen in einem Rhein-Altarm bei Köln-Merheim zu erwähnen. Desweiteren die Untersuchungen von BRELIE, MÜCKENHAUSEN und REIN (1955) in einem Torf bei Weeze, dessen Entstehungszeit mit dem Eem-Interglazial verbunden war. Von AVERDIECK & DÖBLING (1959) wurde über Torfablagerungen im Raum Dinslaken berichtet, die direkt auf dem Niederterrassenkörper liegen und ihrer Meinung nach während der Allerödzeit entstanden sind. Über die spät- und postglazialen Torfablagerungen aus dem Raum Krefeld und Dinslaken liegen auch Untersuchungen von REHAGEN (1964) und STAMPFUSS & SCHÜTRUMPF (1970) vor. Ein umfangreiches Pollendiagramm für das Spätglazial und das ältere Holozän im Raum Düsseldorf wurde von SCHIRMER & SCHIRMER (1990c: 238, Abb. 6) vorgelegt.

Bei den pollenanalytisch untersuchten Schichten handelt es sich hauptsächlich um Interglazial- bzw. Interstadialablagerungen, welche die auf der anstehenden Terrassen vorhandenen Rinnen und Mäander aufgefüllt haben und nicht der späteren Erosion erlagen. Sie treten heute als Ton- und Torfschichten in verschiedenen Positionen der Terrassenkörper auf, und dabei bewahren sie in sich ein Stück der Klimageschichte ihrer Ablagerungszeit. Sofern es gelingt, das absolute Alter dieser Ablagerungen zu bestimmen, kann somit auch das Mindestalter ihres Liegenden bestimmt werden.

* Weil für eine Altersaussage der Auensedimente im Bezug auf die Bodenentwicklung nur die von Grundwasser nicht beeinflussten Böden berücksichtigt werden (vgl. SCHRÖDER 1983: 77), wurden auch hier nur diese drei Bodentypen erwähnt.

4 Untersuchungen zum Talgrund zwischen Krefeld und Rheinberg

4.1 Arbeitsmethoden

Das Untersuchungsgebiet liegt im Bereich einer Terrassenkreuzung. Als Folge dessen weist die Landschaft nur geringe Reliefunterschiede auf, was die Untergliederung der verschiedenen Terrassen erschwert.

Schon lange ist bekannt (AHRENS 1930, 1938), dass sich die Älteren und Jüngeren Niederterrassen hauptsächlich anhand der Bimsführung unterscheiden. Bims ist nur in die Jüngere Niederterrasse eingearbeitet. Wie die Ergebnisse der Schotteranalysen zeigen (VINKEN 1959), besteht aus Sicht der Geröllzusammensetzung kein weiterer Unterschied zwischen Älterer und Jüngerer Niederterrasse. Das Gleiche gilt auch für die Holozänterrassen, die hauptsächlich aus dem Umlagerungsmaterial der älteren Terrassen (überwiegend Niederterrassen) aufgebaut sind.

Aus diesem Grund lässt sich eine Untergliederung der Talgrundterrassen am ehesten durch eine kombinierte Aufnahme von geomorphologischen, petrographischen und pedologischen Kriterien sowie unter Berücksichtigung der archäologischen Funde durchführen (Tab. 1).

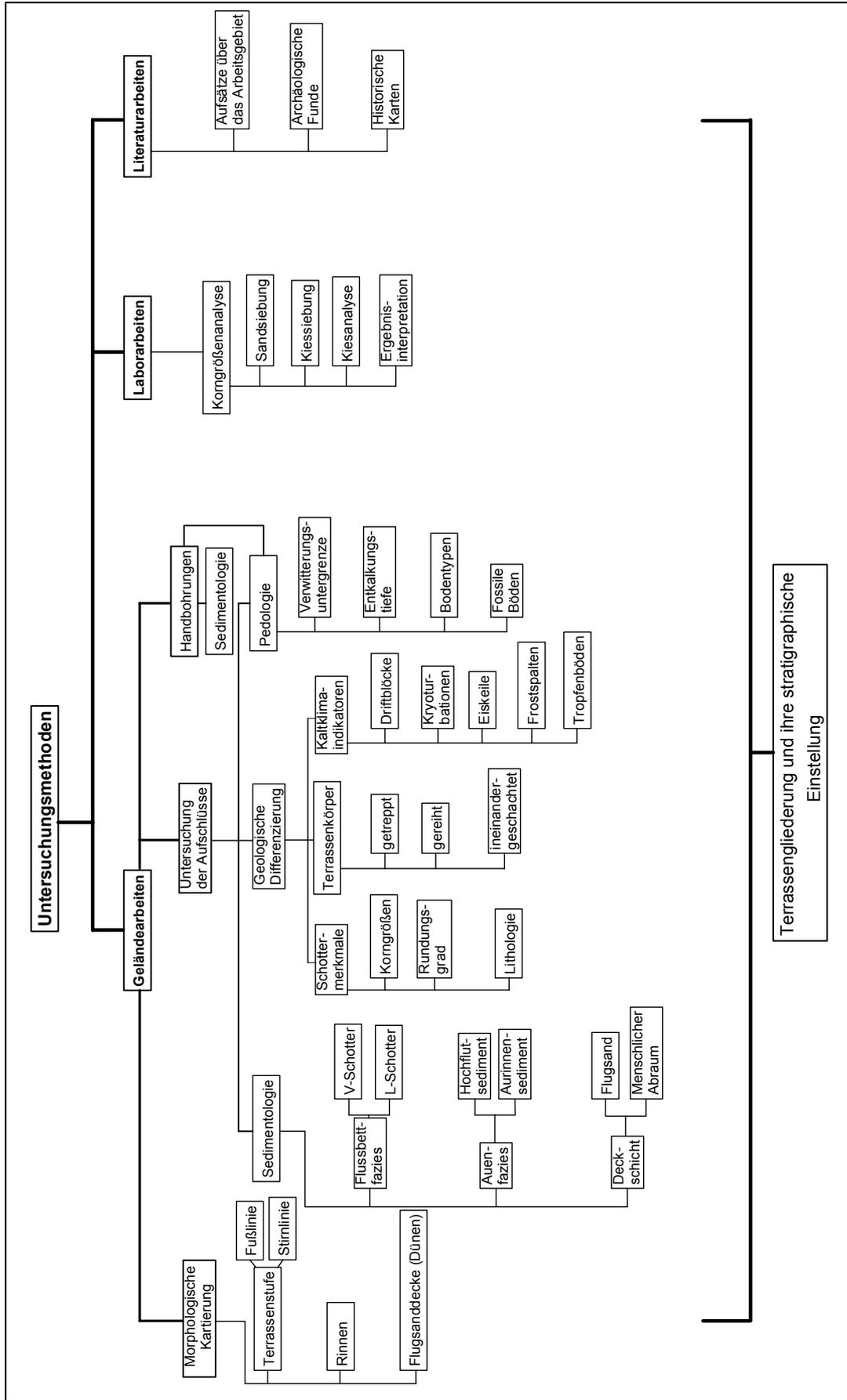
Für das Studium der Sedimentologie und der Pedologie einer Terrasse wurden vorhandene Kies- und Sandgruben sowie möglichst alle anderen tiefreichenden Aufschlüsse in verschiedenen Baustellen bearbeitet.

Dort, wo keine Grubenaufschlüsse vorlagen, wurden einzelne Handbohrungen durchgeführt. Um eine möglichst komplette Untergliederung der Terrassen und somit einen annähernd lückenlosen Gesamteindruck zu erreichen, wurde versucht, einen umfangreichen Bereich zu kartieren. Diese Vorgehensweise war nötig, weil verschiedene Terrassen im Laufe der Zeit stellenweise völlig erodiert sind. Teilweise sind sie dann nur noch als kleine Reste zu finden (wie z. B. die Niederterrasse 1).

Die Terrassen liegen andererseits oftmals gleich hoch und überlagern sogar einander, so dass sich stellenweise die morphologische Grenze zwischen den Terrassen verliert, wie z.B. die Grenze zwischen Niederterrasse 3 und 2. Davon ausgehend wurde versucht, eine möglichst detaillierte morphologische Kartierung durchzuführen. Als Grundlage hierfür wurden die topographischen Karten 1 : 25.000 (TK 25) dieses Gebietes verwendet.

Interessante Kartierungsobjekte sind vor allem Stufenlinien, Rinnen, Flugsanddecken (Dünen) und insbesondere Mäanderbögen. Als Stufenlinie ist hier die Fußlinie einer Terrassenstufe zu verstehen, die gleichzeitig die Bedeutung einer geologischen Grenze hat, sowie ihre Stirnlinie, die eine nur morphologische Grenze darstellt. Die Terrassenstufe wird oftmals auch als innerer Rand einer Terrassenfläche bezeichnet, während die Linie, die eine Terrassenfläche von der nächst älteren Terrassenstufe trennt, auch als äußerer Rand dieser Terrassenfläche genannt wird.

Außer den Geländearbeiten wurden auch Korngrößenanalysen mit Sand- und Kiessiebungen im Labor durchgeführt. Aus drei verschiedenen Terrassen, die während der letzten Eiszeit entstanden sind und als Niederterrassen bezeichnet werden, wurde jeweils ein Profil lückenlos beprobt. Diese Analysen dienen einer möglichen genetischen Unterscheidung der Auensedimente der drei Niederterrassen sowie ihres lithologischen Aufbaus.



Tab. 1: Übersicht der Untersuchungsmethoden

Die Sandsiebung erfolgte in 15 Fraktionen, die Kiessiebung in 7 Fraktionen (Tab. 2).

Sand (mm Ø)		Kies (mm Ø)	
GS	2,0 - 1,6	Blöcke	> 63
	1,6 - 1,25	-----	-----
	1,25 - 1,0	oGKi	63 - 40
	1,0 - 0,8		
	0,8 - 0,63	uGKi	40 - 20
MS	0,63 - 0,5		
	0,5 - 0,4	oMKi	20 - 10
	0,4 - 0,315		
	0,315 - 0,25	uMKi	10 - 6,3
	0,25 - 0,2		
FS	0,2 - 0,16		
	0,16 - 0,125	oFKi	6,3 - 4
	0,125 - 0,1		
	0,1 - 0,08	uFKi	4 - 2
	0,08 - 0,063		

Tab. 2: Die für Korngrößenanalysen benutzten Sand- und Kiesfraktionen

Ergänzend zu Gelände- und Laborarbeiten wurde auch die Literatur hinzugezogen, die das Studium des Forschungsstandes der Quartärgeologie am Niederrhein sowie die Analyse zahlreicher in historischer Zeit veröffentlichter regionalgeologischer Arbeiten umfasst. Auch die Ergebnisse der Archäologie wurden, soweit sie das Untersuchungsgebiet betreffen und geologisch bedeutsam sind, mit einbezogen.

4.2 Die morphologisch-geologische Gliederung des Talgrundes

Die morphologische Gestaltung des Talgrundes, der in diesem Fall das Arbeitsgebiet darstellt (Karte im Anhang), ist das Ergebnis der Talentwicklung seit dem Hochweichsel. Zu dieser Zeit wurde die älteste, höchste Terrasse des Talgrundes aufgeschüttet. Wenn man die Entstehungszeit dieser Terrasse mit der der ältesten Niederterrasse des Obermains parallelisieren würde, sollte ihre Aufschüttung vor ca. 20.000 Jahren erfolgt sein (SCHIRMER 1978: 151).

Die schon gut gesicherten älteren Flussablagerungen, wie die Krefelder Terrasse linksrheinisch und die älteren Mittel- und Hauptterrassen rechtsrheinisch sowie Stauchendmoränen linksrheinisch, bilden gemeinsam eine wichtige Zeitmarke zur Abgrenzung der Rheinablagerungen des Talgrundes von älteren, präweichselzeitlichen Sedimenten. Andererseits liegen die älteren Flussablagerungen sowie Stauchendmoränen deutlich höher als die jüngeren, weichselzeitlichen Flussablagerungen.

Obwohl die Krefelder Terrasse den kleinsten Abstand von allen älteren Sedimenten zeigt, ist sie morphologisch von den jüngeren Ablagerungen der Niederterrassen mit einem Abstand von ca. 6 m bei Krefeld und 4 - 5 m bei Sevelen sehr gut trennbar.

Alle jüngeren Rheinablagerungen liegen damit unterhalb des Niveaus älterer, präweichselzeitlicher Ablagerungen. Sie können von ihrer morphologischen Erhebung her vereinfacht in drei bis vier unterschiedlich hohen Talbodenniveaus zugeordnet werden: dem ältesten Niederterrassenniveau, dem älteren Niederterrassenniveau, dem jüngeren Niederterrassenniveau und dem Holozänterrassenniveau.

Das Niveau der Ältesten Niederterrasse (NT 1) liegt ca. 2 m über dem Niveau der Älteren Niederterrasse (NT 2), wie z.B. bei Duisburg-Neudorf. Diese Ablagerungen befinden sich nur als kleine Reste entlang dem Rand älterer Ablagerungen in morphologisch geschützten Positionen, wo sie Schutz vor Erosion gefunden haben.

Zum Niveau der älteren Niederterrassen gehört die größte Fläche des Talgrundes, die linksrheinisch in einer Höhe von ca. 30 m ü. NN im Süden bei Krefeld und ca. 28 m ü. NN im Norden bei Kamp-Linfort sowie rechtsrheinisch ca. 32 m ü. NN im Süden bei Duisburg und 30 m ü. NN im Norden bei Dinslaken liegen. Diese Fläche erhebt sich stellenweise (wie z. B. bei Elfrath im Süden des Arbeitsgebiets und westlich Repelen im Norden, vgl. GK) stufenartig bis 2 m über dem Niveau der Jüngeren Niederterrasse.

Das jüngere Niederterrassenniveau nimmt den Zentralbereich des Arbeitsgebiet an. Es nimmt die zweitgrößte Fläche ein und ist durch eine zerstörte Oberflächenmorphologie charakterisiert. Seine Höhenlage erreicht stellenweise, etwa im Mittbereich des Arbeitsgebiets (Moerser Raum) das Niveau der Älteren Niederterrasse. Das Niveau der Jüngeren Niederterrasse setzt sich sonst deutlich mit 2-3 m Abstand vom nächsten jüngeren Holozänterrassenniveau, sowohl im Süden als auch im Norden des Arbeitsgebietes, ab.

Dieser vereinfacht gesehen dreigliedrige Talbodenbereich besteht, wie die folgenden Ausführungen belegen, jedoch aus wesentlich mehr Sedimentkörpern und Terrassenflächen. Diese Terrassenflächen lassen sich morphologisch und stratigraphisch voneinander unterscheiden, allerdings mit Schwierigkeiten.

Neben einer morphologisch-stratigraphischen Gliederung der Flussablagerungen des Talgrundes konnte noch eine genetische Gliederung durchgeführt werden. Diese Gliederung berücksichtigt die klimatischen Bedingungen, unter denen die Sedimente abgelagert worden sind.

Es handelt sich um zwei von ihrer Ablagerungsstruktur her grundsätzlich verschiedene Flussbettsedimenttypen. Der erste ist ein im Wesentlichen vertikal aufgewachsener Schotter und wird durch vornehmlich horizontale Schichtung oder schwache Trogschichtung gekennzeichnet. Die Terrassenkörper, die einen solchen Aufbau zeigen, werden als *V-Terrassen* bezeichnet (SCHIRMER 1983: 25). Das betrifft unsere Niederterrassen, die während der kalten Phasen der letzten Eiszeit abgelagert worden sind. Die Holozänterrassen dagegen zeigen anhand der Schrägschichtung ihres Terrassenkörpers einen lateralen Anwachs und werden daher als *L-Terrassen* bezeichnet (SCHIRMER 1983: 25). Dieser Flussbettsedimenttyp ist charakteristisch für Terrassen, die hauptsächlich unter warmen Klimabedingungen abgelagert wurden.

5 Das Niveau der Niederterrasse 1

Zu diesem Niveau gehören alle höheren, lössfreien Terrassenflächen, die einerseits höher als das Niveau der Niederterrasse 2 und 3 und andererseits unterhalb aller anderen älteren Terrassenniveaus sowie anderen älteren geologischen Bildungen liegen.

Obwohl diese Terrassen von ihrer Fläche her ziemlich klein sind, zeigt ihre Morphologie und ihr Aufbau Charakteristika, die diese Fläche als eine geologische Einheit beschreiben lässt.

5.1 Die Bönninghardter Niederterrasse 1

Diese Terrasse befindet sich am südwestlichen Rand der Bönninghardt. Ihre innere Oberkante hebt sich 1,5 bis 2 m über die Oberfläche der nächst jüngeren Terrasse (NT 2) im Süden und wird allmählich nach Nordwesten hin flacher, um dann beim *Sprunkenhof* zu verschwinden. Von hier an verbreitet sich die NT 2 weiter nach Nordwesten und nimmt die ganze Talgrundfläche bis zum Rand der Bönninghardt ein. Die Bönninghardter Terrasse zeigt eine relativ ebene Oberfläche nahe des inneren Randes, wo ihre Höhe bei etwa 29 m ü. NN bzw. 11 m über Rheinspiegel-Niveau (RhN) liegt. Die Höhenlage der Terrassenoberfläche steigt dann allmählich in Richtung des äußeren Randes bis etwa 13,5 m ü. RhN an. Der Grund dafür muss an den Deckschichten dieser Terrasse liegen, die aus von der Bönninghardt abgetragenem Schuttmaterial aufgebaut sind. Sie werden zum äußeren Rand hin immer mächtiger, um sich dann am Fuß der Bönninghardt in Form von Schuttkegeln zu trennen (vgl. GK im Anhang).

In diesem Bereich wurde leider kein Aufschluss gefunden, deswegen wurden einige Handbohrungen durchgeführt (vgl. Bohrungen B 18, B 20, B 21).

Die obersten 1 bis 1,2 m der Bohrungen 18 und 20, die sich in der Nähe des inneren Randes befinden, sind aus einem gemischten Substrat aufgebaut. Der feinsandige Mittelsand dominiert, es kommen aber noch Gerölle aller Korngröße, von Fein- bis Grobkies vor (vgl. B 18, 20; II). Einen ähnlichen Aufbau zeigen die obersten 4 m der Bohrung 21, die sich am äußeren Rand der Terrassenfläche befindet. Hier ist jedoch der Feinsand Hauptkomponente (vgl. B 21; II).

Ab einer Tiefe von 1-1,2 m (B 18, 20; I) bzw. 4 m (B 21; I) ändert sich der Ablagerungstyp. Hier beginnt eine einheitliche Fazies von grobkiesführendem Mittelkies (B 18, 20) bzw. braungrau grobsandigem Feinkies (B 21).

Anhand dieser Bohrungen kann man feststellen, dass es sich um zwei Sedimentationseinheiten handelt. Eine aus einem gemischten Sediment verschiedener Korngrößen aufgebauten Deckschicht, und die zweite aus einem kiesführendem Sediment, welche auf ein Flussbettsediment deutet.

Die Zusammensetzung der Deckschicht, ihre Position am Fuß der Bönninghardt, sowie ihre Mächtigkeit, die von inneren Rand (B 18, II) in Richtung der Bönninghardt entsprechend der Oberflächenanstieg immer mächtiger wird (B 21, II) sprechen für eine Deckschicht, die höchst wahrscheinlich durch Abtragungsvorgänge und vielleicht auch durch Solifluktion unter periglazialen Bedingungen entstanden ist.

Das Flussbettsediment wird, auch bodenkundlich gesehen, von der verbräunten Deckschicht durch einen ca. 20 cm mächtigen Oxidationshorizont getrennt (B 18, 20), um dann nach unten in eine schwächere Verbräunung überzugehen. Alle drei Bohrungen zeigen kalkfreie Sedimente.

Die Bohrungen im inneren Rand der Terrasse konnten nur ca. 60 cm tief ins Flussbett sediment geführt werden, in größerer Tiefe gab es wegen des Grobkieses keine weiteren Bohrfortschritte.

B 18 (bei Fänderich - östlich Issum)

MTB Issum, H: 5711,70 R: 2532,60

0 - 35	Ap	F-MS, fki, dunkelgraubraun, h	II
35 - 60	Bv ₁	MS, fs, fki, mki, braun	
60 - 100	Bv ₂	MS, fs, mki, gki, graubraun	
100 - 120	GoBv ₂	MS, fki', gelbbraun	

120 - 160	Bv ₃	MKi, fki, gs, braungrau (KBF)	I

B 20 (bei Düngen - östlich Issum)

MTB Issum, H: 5711,92 R: 2532,25

0 - 40	Ap	F-MS, l, fki, mki', dunkelgraubraun, h	II
40 - 75	Bv ₁	MS, fs, l, f-mki', braun	
75 - 100	Bv ₂	MS, f-mki, l', graubraun	

100 - 110	GoBv ₂	F-MKi, ms, grau gelbbraun (KBF)	I

B 21 (bei Düngen - östlich Issum)

MTB Issum, H: 5712,07 R: 2532,42

0 - 35	Ap	F-MS, l, fki'', dunkelgraubraun, h	II
35 - 75	GoBv ₁	FS, ms, mki'', gelbbraun	
75 - 150	Bv ₂	FS, u, mki'', braungrau	
150 - 250	Bv ₃	FS, ms, mki'', graubraun	
250 - 320	GoBv ₃	FS, u, graubraun, einzelne kleine Mn-Flecken, muskovitreich	
320 - 360	Bv ₄	FS, ms, mki'', braungrau	I
360 - 400	Bv ₅	FS, u, graubraun, muskovitreich	

400 - 410	I Bv ₆	FKi, gs, mki', braungrau	I
410 - 470	II Bv ₆	GS, ms, fki', braungrau	
470 - 510	III Bv ₆	FKi, gs, braungrau	

5.2 Die Sevelener Niederterrasse 1

Am nördlichen Rand der Aldekerker Platte bei Sevelen ist ein Terrassenrest erhalten, das tiefer als Aldekerker Platte im Süden und höher als die NT 2-Ebene im Norden liegt (vgl. Abb. 9, und GK). Die Morphologie dieser Terrasse ist nicht mehr so deutlich wie bei der Bönninghardter Terrasse (BT). Die innere Terrassenkante ist stark erodiert, so dass sich die Distanz zwischen dem Fuß und der Stirn der Terrasse stellenweise (in Sevelen) verbreitert und damit die Grenzziehung erschwert.

Die Fußlinie dieser Terrasse läuft durch die Ortschaft Oertmen, entlang der Landstraße (L 478), am Fuß des Sevelens vorbei und weiter nach Nordosten entlang dem *Landwerbach* bis zur *Vorster Heide*, wo wie bei der BT die Grenze allmählich immer schwächer wird.

Die Niederterrasse 2 nimmt nordöstlich der *Vorster Heide* weiter das ganze Tal zwischen Aldekerker Platte und Bönninghardt ein, wodurch dort keine Spuren mehr von NT 1 zu beobachten sind.

Die Oberfläche der Sevelener Terrasse steigt im Gegensatz zur BT vom inneren bis zum äußeren Rand ständig an. Desweiteren sind die Spuren der Periglazialerscheinungen auf ihrer Oberfläche deutlicher. Zwischen Sevelen und Oernten wurde ein Dellentälchen auskartiert, das von der Aldekerker Platte aus quer zum Terrasseninnenrand verläuft.

Am untersten Teil des Hanges der Aldekerker Platte in Sevelen wurde ein 2 m mächtiges Profil aufgenommen (vgl. Abb. 7).

Die obersten 95 cm zeigen ein Ablagerungssediment verschiedener Korngrößen, in dem

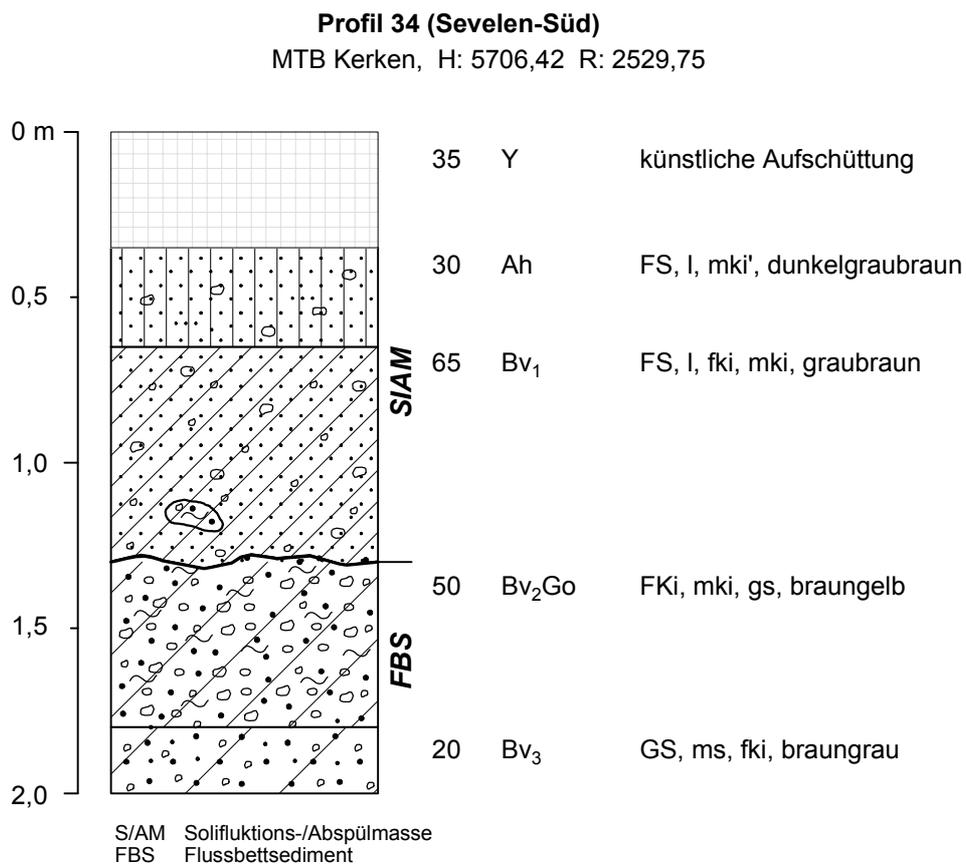


Abb. 7: Profilaufbau eines NT 1-Aufschlusses am Nordrand der Aldekerker Platte bei Sevelen

noch gelboxidierte Schotterschollen eingelagert sind. In einer Tiefe von 1,30 m unter der Geländeoberfläche befindet sich die Oberfläche eines etwa 50 cm mächtigen gelboxidierten Schotterkörpers, der sich durch eine deutliche Diskordanz von der Deckschicht trennen lässt.

Anhand der gemeinsamen Merkmale, der in der Deckschicht eingelagerten Schotterschollen mit dem darunterliegenden Schotterkörper, kann man annehmen, dass sie ursprünglich zu dem liegenden Schotterkörper gehörten. Später wurden diese Schollen durch Abtragungsvorgänge hangabwärts im Hangenden (Deckschicht) eingearbeitet.

Aufgrund der Lithologie, dem strukturellen Aufbau sowie bodenkundlichen Merkmalen sind in diesem Aufschluss zwei verschiedene Ablagerungstypen zu unterscheiden. Die Deckschicht, die unter Periglazialbedingungen durch Solifluktion und Abtragung entstanden ist, und das horizontalgeschichtete, fluviatil entstandene Flussbetsediment.

Ein Auensediment fehlt, es ist entweder abgetragen oder in die erwähnten Deckschichten eingearbeitet worden.

Einen ähnlichen Aufbau zeigt auch die Bohrung (B 14), die etwas weiter östlich, aber fast auf gleicher Höhe mit dem Profil 45 liegt.

B 14 (Sevelen)

MTB Kerken, H: 5706,55 R: 2530,52; ca. 12 m ü. RhN

0 - 35	Ap	FS, l, fki', mki'', dunkelgraubraun, h	<i>S/AM*</i>
35 - 60	Bv	FS, l, fki', mki'', braun	
60 - 95	I BvGo	FS, fki, mki'', braungelb	

95 - 120	II BvGo	Mki, gki, gs, braungelb	<i>FBS/NT 1</i>

*) Solifluktions-/Abspülmasse

Fazit

Es stellt sich die Frage, ob es sich bei den beschriebenen Bönninghardter und Sevelener Terrassen überhaupt um Terrassen handelt, und wenn ja, welche Terrassen vorliegen.

Die Sevelener Terrasse nimmt nach der Höhenlage her (ca. 10,9 m ü. RhN) eine Position zwischen der ebenen Aldekerker Platte mit einer durchschnittlichen Höhe von ca. 14,4 m ü. RhN im Süden (im Bereich der Sevelener Terrasse) und der Niederterrassenebene (NT 2) mit ca. 8,9 m im Norden ein.

Schwer festzustellen es ist jedoch, ob der Terrassenkörper der Sevelener Terrasse (vgl. Abb. 7) am Fuß der Aldekerker Platte eine Fortsetzung des Untergrunds der Aldekerker Platte oder eine eigenständige Schotterablagerung darstellt.

LANSER (1983: 79) beschreibt einen Aufschluss in einer stillgelegten Sandgrube auf der Aldekerker Platte bei *Klein-Holthuysen*, in dessen Liegendem horizontalgelagerte Sande mit Schotterschnüren aufgeschlossen waren, welche von ebenfalls schotterführenden Grobsanden mit braunen Verlehmungstreifen überdeckt wurden. Der Aufbau dieser Schichten ist nicht mit dem Bau der aufgeschlossenen Schichten der Sevelener Terrasse zu vergleichen. Hier beginnt das Flussbetsediment (FBS) mit einem grobsandführenden Fein-

bis Mittelkies, bei der Bohrung 14 (vgl. B 14) sogar mit grobkiesführendem Mittelkies. Es handelt sich also um ein deutlich gröberes Material als im Schichtenaufbau der Aldekerker Platte.

Die Oberfläche des Flussbettsediments der Sevelener Terrasse liegt bei ca. 9,5 m ü. RhN. Diese Höhe unterschreitet deutlich die Höhe der Oberfläche des Flussbettsediments der Krefelder Terrasse, die bei Hüls bei ca. 12,2 m ü. RhN (P 37 im Anhang) und bei Stenden (angelehnt an LANSER 1983: 77) bei ca. 12,3 m ü. RhN liegt.

Diese Terrassenfläche wurde von anderen Autoren (ZIMMERMANN 1938: GK 1 : 25 000 Nieukerk, THOME 1984: GK 1 : 100 000 Krefeld, KLOSTERMANN 1986: GK 1 : 25 000 Issum) als ältere Niederterrasse bezeichnet.

Aufgrund der Position der Sevelener Terrasse, den unterschiedlichen Aufbau und Höhenlage zwischen ihrem Flussbettsediment und dem Untergrund der Aldekerker Platte sowie der NT 2 kann man annehmen, dass der Terrassenkörper der Sevelener Terrasse eine eigenständige Schotterablagerung ist und dass sie relativ gesehen jünger als die im Süden höher liegende Aldekerker Platte und älter als die im Norden tiefer liegende NT 2 sein sollte.

Auf der gleichen Höhe der Sevelener Terrasse liegt bei etwa 9 m ü. RhN auch das Flussbettsediment der Bönninghardter Terrasse, die zur NT 2 im Süden und zur Bönninghardt im Norden ein ähnliches morphologisches Verhältnis, wie die Sevelener Terrasse in Bezug auf die NT 2 und die Aldekerker Platte, zeigt (vgl. Abb. 8, 9, Abschnitt A-B).

Andererseits liegt die Schotteroberfläche der beiden Terrassen höher als die der nächst jüngeren Niederterrasse (NT 2), die am Südteil des Tales (nördlich Sevelen; B 13) bei ca. 7,9 m ü. RhN und nördlich davon (östlich Issum; B 17) bei ca. 7 m ü. RhN liegt (vgl. Abb. 9). Die Oberfläche des Flussbettsediments der NT 2 zeigt also einen leichten Abfall in Richtung Norden.

Die Bönninghardter Terrasse wird von THOME (1984: 49) und KLOSTERMANN (1986: 58) als ein kleiner Erosionsrest der Unteren Mittelterrasse 4 bezeichnet. Weil diese Terrasse auf der gleichen Höhe mit der nicht weit entfernt und geographisch betrachtet gegenüberliegenden Sevelener Niederterrasse 1 liegt, ist es jedoch eher unwahrscheinlich, dass sie nicht ebenso der Erosion zum Opfer gefallen ist, die der Ablagerung der NT 1 vorausgegangen war. Die Bönninghardter Terrasse andererseits ist, soweit das durch Handbohrung festzustellen war, aus einem gröberem Flussbettsediment (grobsandigem F-MKi, vgl. B 18, 20) aufgebaut als die aus überwiegend feinkörnigen Sedimenten (LANSER 1983: 80) aufgebaute Untere Mittelterrasse (Krefelder Terrasse).

Daher werden der Bönninghardter Terrasse sowie der Sevelener Terrasse aufgrund ihres Verhältnisses zu anderen Terrassen, ihrer Höhenlage sowie dem geologischen Aufbau eine stratigraphische Eigenstellung zwischen der älteren Krefelder Terrasse (in dem Fall Aldekerker Platte) und der ziemlich gut abgesicherten jüngeren Niederterrasse (NT 2) eingeräumt.

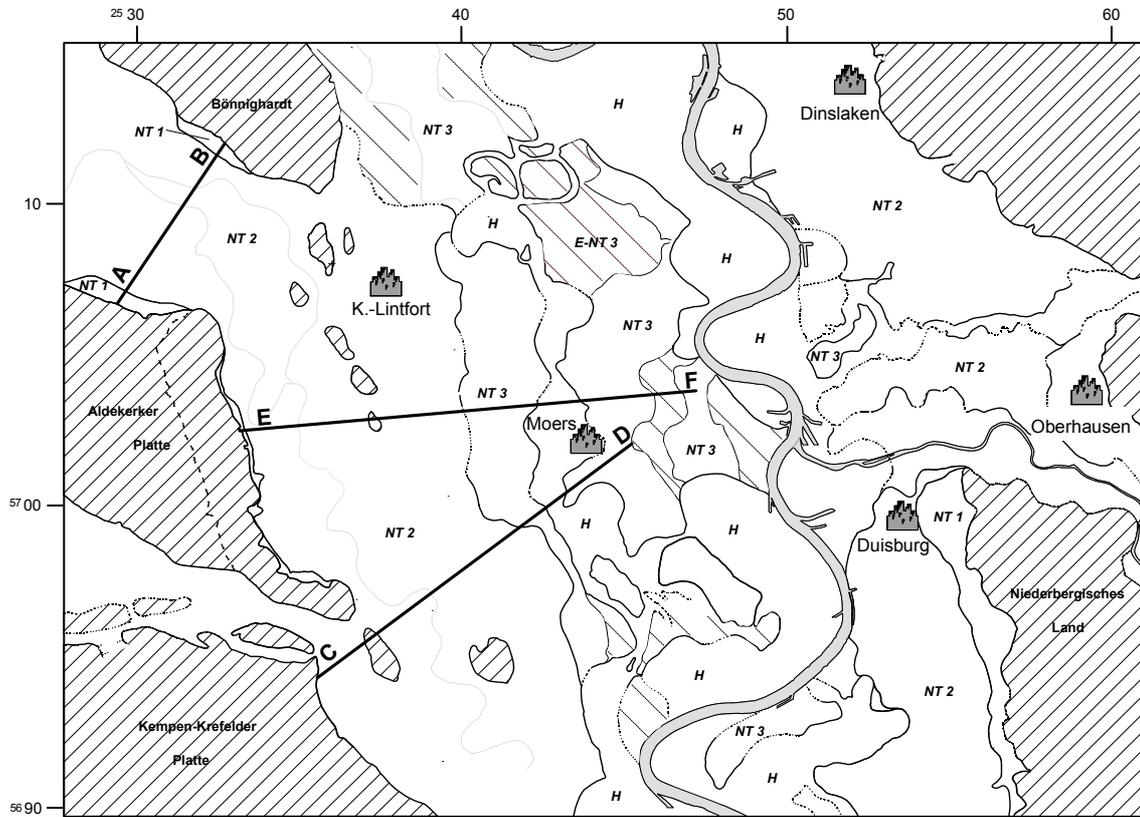


Abb. 8: Übersichtskarte mit Abschnittlinien
 (Schnitt AB = Abb. 9, CD = Abb. 13, EF = Abb. 32)

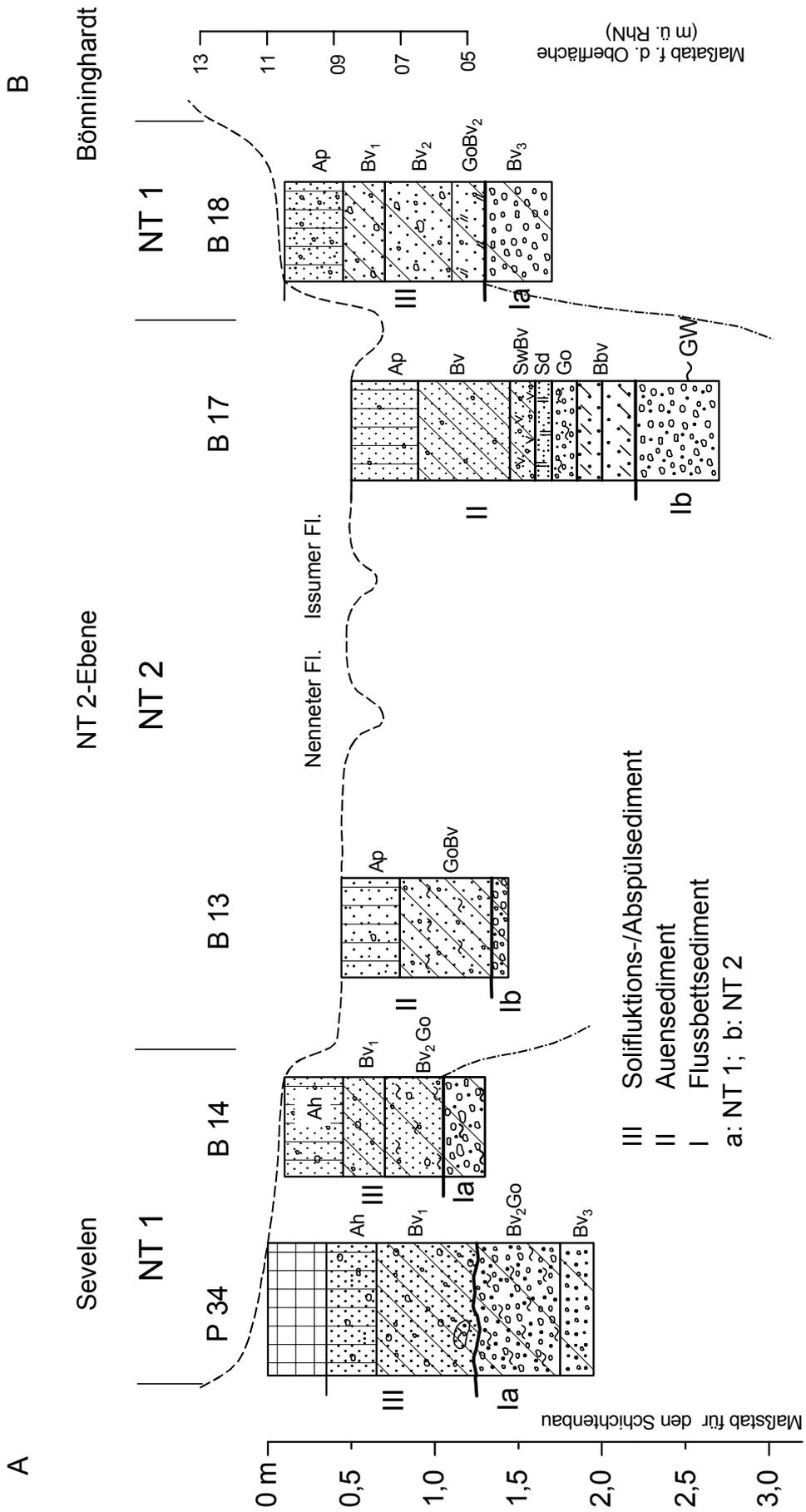


Abb. 9: Querschnitt der NT 1 und NT 2 von der Aldekerker Platte (A) zur Bönninghardt (B) (Lage in Abb. 8, Abschnitt A-B)

5.3 Neudorfer Niederterrasse 1

Diese Terrasse, auf der der östliche Stadtteil Duisburgs liegt, nimmt bezüglich ihrer morphologischen Beziehung zur jüngeren Niederterrasse (NT 2) und den älteren Ablagerungen (vgl. GK im Anhang) eine ähnliche Stellung wie die beiden linksrheinischen NT 1 ein. Die Oberfläche der Neudorfer Niederterrasse mit ca. 12,8 m ü. RhN (34 m ü. NN) liegt deutlich höher als die östliche, nächst jüngere Niederterrasse (NT 2), deren Oberfläche bei ca. 10,8 m ü. RhN liegt, und somit niedriger ist als die älteren Rheinablagerungen (Hauptterrasse-reste, vgl. Abb. 1) am Rand des Bergischen Landes. Das Verhältnis der Höhenunterschiede zwischen der Neudorfer, der Sevelener und der Bönninghardter NT 1 in Bezug auf den Rheinspiegel entspricht außerdem, wie auch bei der anderen jüngeren Niederterrassen (vgl. Abb. 13) im Allgemeinen dem Verhältnis zwischen dem Einfallen des Geländes und dem des Rheins. Der Einfallswinkel des Geländes, mit SSE-NNW-Einfallrichtung, der der Richtung des Rheinflusses im Arbeitsgebiet entspricht, liegt etwa im Proportion 0,35 : 0,27 ‰ mit dem Einfallswinkel des Flusses. Die Linie die die Oberflächenhöhe von Neudorfer, Sevelener und Bönninghardter Terrasse verbindet zeigt jedoch einen etwas größeren Einfall (vgl. Abb. 10).

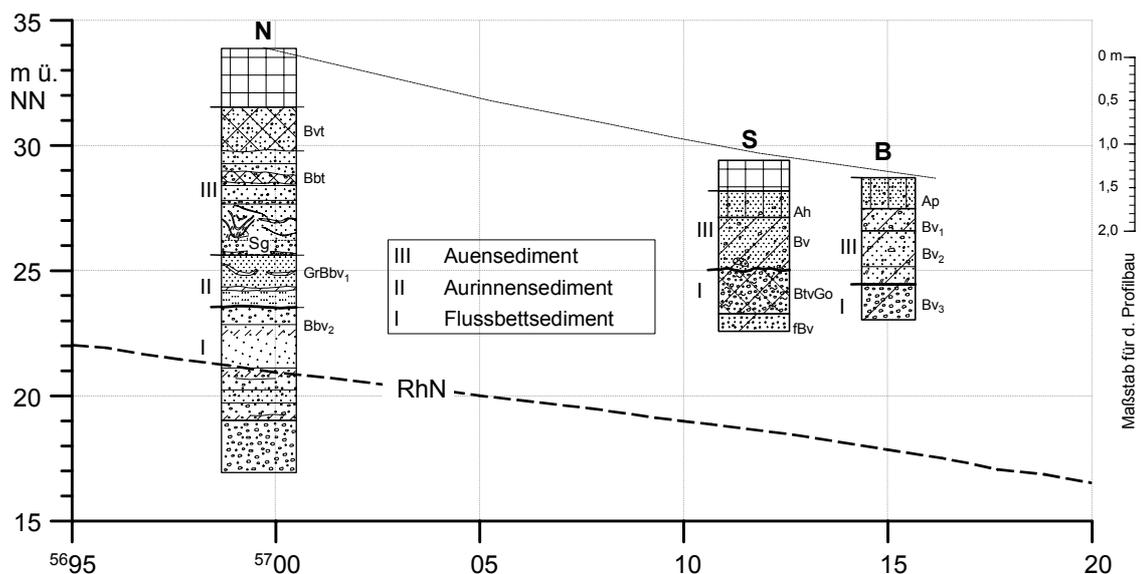


Abb. 10: Höhenlage der Profile der rechtsrheinischen Neudorfer Niederterrasse 1 (N) und der linksrheinischen Sevelener und Bönninghardter Niederterrasse 1 (S bzw. B), sowie ihr Verhältnis zum Rheinspiegel-Niveau (RhN)

Das liegt daran, dass in Allgemeinen die Oberfläche der rechtsrheinischen Niederterrassen einen leichten Ost-West Einfall zeigen, so dass die linksrheinischen Niederterrassen in der Regel 1 bis 2 m tiefer als die rechtsrheinischen Niederterrassen liegen (vgl. auch Abb. 13). Das ist vor allem eine Folge der Erhöhung der Niederterrassen durch Zuschussablagerungen der Zuflüsse aus dem Bergischen Land und möglicherweise auch aufgrund tektonischer Einflüsse (vgl. QUITZOW 1956: 360).

Weil die Morphologie dieser Terrasse stark anthropogen überprägt ist, sind ihre geologischen Grenzen stellenweise völlig zerstört. Das gilt besonders für den Bereich am Duisburger Hauptbahnhof, wo sich der innere Rand der Terrasse befinden sollte. Trotz dieser Schwierigkeiten konnte diese Terrasse durch Interpolation mit Hilfe der immer noch gut erhaltenen morphologischen Stufen begrenzt werden.

Der innere und äußere Rand spitzen am Fuß der Hauptterrasse bei Duisburg-Duisern aus. Der innere Rand läuft von dort in südwestlicher Richtung parallel zur Eisenbahnstrecke bis kurz nördlich vom Duisburger Hbf. Kurz südlich davon (200-300 m) setzt sich der innere Rand durch eine deutliche Stufe in südöstlichen Richtung bis zum Barbarasee fort (vgl. GK). Vom Barbarasee aus in südlichen Richtung ist die Kartierung aufgrund des Vorhandenseins durch Seen, Eisenbahngelände sowie durch mit Flugsand bedeckte Waldgebiete erschwert oder gar unmöglich.

5.3.1 Profilaufbau

Durch das Bauvorhaben der Citibank nahe des Duisburger Hauptbahnhofs wurde ein über 5 m tiefes Profil aufgeschlossen (vgl. Abb. 11). Das befand sich im Bereich des inneren Randes der Neudorfer Terrasse.

Die Basis des über 1,5 m aufgeschlossenen Flussbettsediments (FBS) bildet ein 60 cm mächtiger grobsandiger, feinkiesiger Mittelkies, der nach oben in eine Wechschichtung von feinkiesigem Grobsand (vgl. Abb. 12a, b; Rh 1397, 1399, 1402) und schräggeschichtetem, grobsandigen Mittelsand (Rh 1398, 1400, 1401) übergeht.

Über dem Flussbettsediment folgt diskordant ein 60 cm mächtiges Rinnensediment (RS) (Rh 1403-1405). Die unteren 20 cm werden durch lehmige Feinsande gebildet. Diese lehmreiche Schicht geht konkordant nach oben in eine 40 cm feinsandige Schicht über, die sehr reich an Muskovitblättchen (0,3-0,5 mm Ø) ist.

Darüber folgt, wiederum diskordant (Abb. 12a, b, die Grenze zwischen Rh 1405 und Rh 1406), das 1,2 m mächtige Auensediment (AS). Das Auensediment wird aus schwach feinkiesführenden, grobsandigen Mittelsanden gebildet. Sie sind von dünnen, Feinkies-Schnüren durchzogen.

Die Sandverteilung des Flussbettsediments in den Proben Rh 1397 bis Rh 1402 und besonders die Verteilung von Grobsand spiegelt eine unruhige Periode der Flussdynamik wider.

Das Fehlen von Mittelkiesschichten sowie die phasenhafte Wechschichtung von Mittelsand und feinkiesführendem Grobsand zeigen, dass die NT 2 in dieser Zeit in die

Aufazies übergeht. Zur dieser Zeit beginnt also das Ende eines verwilderten Flusses. Danach beginnt der Fluss, sich in seine Aufschüttung einzutiefen und nur während der Hochwasserphasen über dem verlassenen Flussbettschotter zu sedimentieren. Dass sich der Fluss am Anfang seiner Eintiefung befindet, zeigen die immer noch feinkiesführenden Grobsande (Rh 1397, 1399, 1402), deren Abtragung und Sedimentation nur bei genügend starken Flusströmungen stattfinden kann.

Bei Nachlassen der Wasserzuführung sammelten sich wahrscheinlich die vielverzweigten Arme des Rheins beim Einschneiden und konzentrierten sich zu wenigen Flussarmen. Die dabei entstandenen Rinnen wurden danach nur während Überschwemmungen wieder erreicht und mit feinem Material aufgefüllt (RS: Rh 1403-1405).

Profil 69 (Citibank beim Duisburger Hbf)

MTB Duisburg, H: 5700,01 R: 2553,98

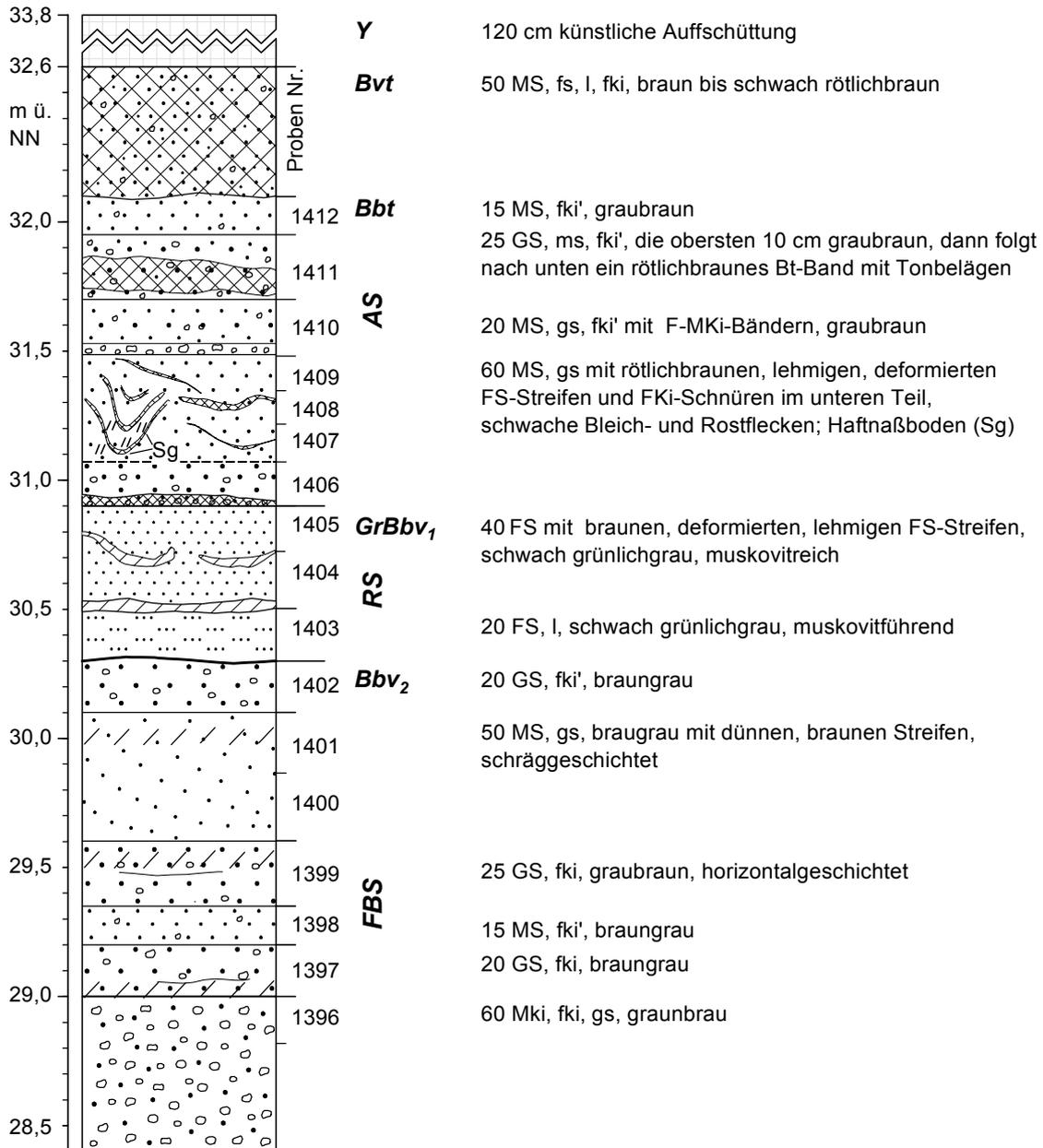


Abb. 11: Profilaufbau der NT 1 bei Duisburg

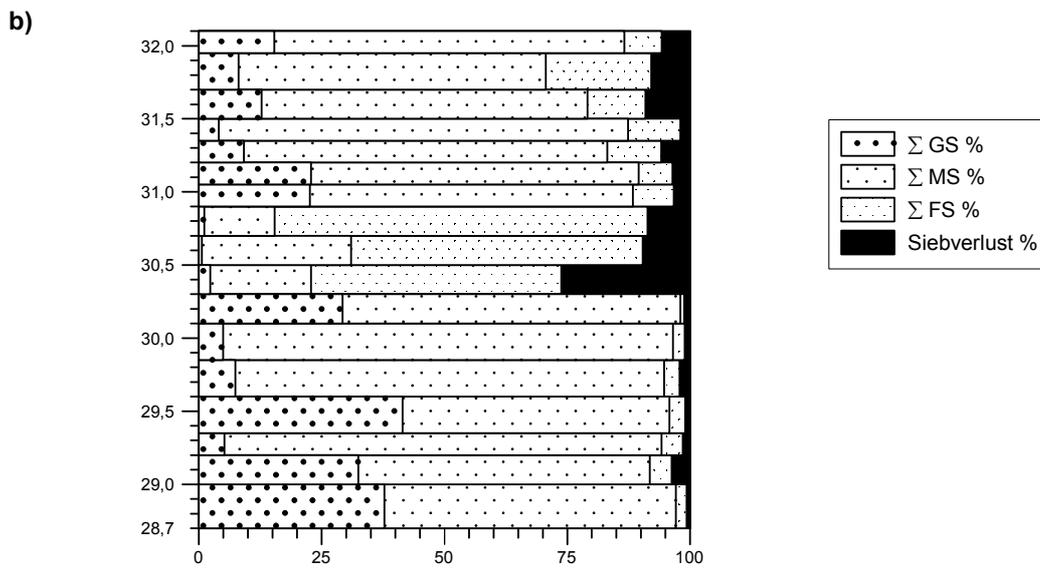
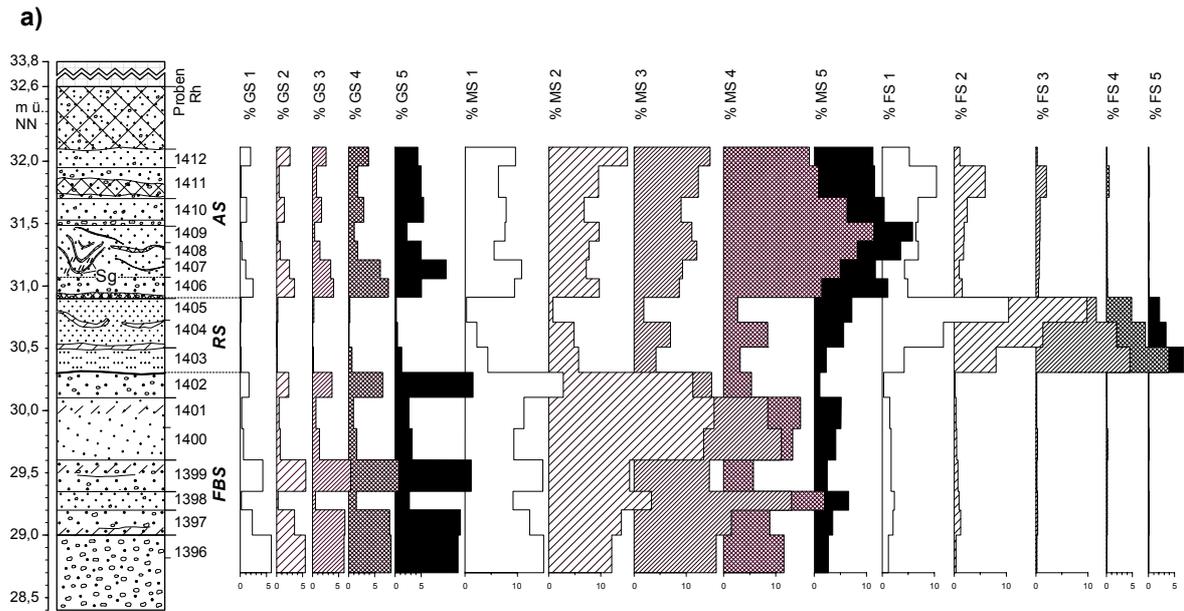


Abb. 12: Sandfraktionierung der NT 1 bei Duisburg in je 5 Grobsand-, Mittelsand und Feinsandfraktionen: a) Prozentanteile einzelner Fraktionen b) Gesamtanteil des Grob-, Mittel- und Feinsandes pro Probe

Das 1,2 m mächtige Auensediment (AS: Rh 1406-1412) zeigt, dass die NT 1 zur dieser Zeit in einem Auenbereich lag. Sie wurde dann, je nach Stärke der Überschwemmungsströme und Entfernung zum Fluss, aus einer Wechschelung von Mittel- und Grobsand und Kiesschnüren überlagert.

Auf dem Auensediment entwickelte sich eine mächtige Parabraunerde, deren untere 50 cm erhalten sind. Sie geht nach unten in einer Tiefe von 30,9 m ü. NN in eine Bänderparabraunerde über. Die untersten Bänderparabraunerde-Horizonte (31,5 bis 30,9 m ü. NN) sind bioturbat zerstört. Stellenweise sind sie muldenartig deformiert, innerhalb derer es zum Wasserstau kam und daher auch zur Entstehung der Haftnässeböden (Sg), die durch Bleich- und Rostflecken gekennzeichnet sind.

Das Profil wird mit einer 1,2 m mächtigen künstlichen Aufschüttung abgeschlossen. Ein Teil der obersten Auensedimentschichten ist zerstört worden. So fehlen sowohl der Humushorizont an Top des Profils, als auch der liegende, übliche Auswaschungshorizont (Al) der Parabraunerde.

In den bisherigen Arbeiten aus diesem Gebiet (u. a. THOSTE 1974, BRUNNACKER 1978b, JANSEN et al. 1991, KLOSTERMANN 1992) wurde die Neudorfer NT 1 nicht als eine eigenständige Terrasse kartiert. Die ganze Terrassenfläche zwischen dem Rhein bzw. den Auenterrassen im Westen und höher liegenden präweichselzeitlichen Ablagerungen im Osten wurde als eine ungegliederte Niederterrasse des Rheins bezeichnet.

Wegen ihrer Höhenlage, sowie die Tatsache, dass sie von der im Westen liegenden NT 2-Terrasse stufenartig abgeschnitten wird (vgl. GK), wird die Neudorfer Terrasse als eine relativ ältere Terrasse als die NT 2 und jünger als die deutlich höher liegenden vor-letzzeitliche Ablagerungen betrachtet und der Niederterrasse 1 zugestellt.

5.4 Stratigraphische Einordnung

Aufgrund der Morphologie dieser Terrassen, die nur als schmale Leiste am Rand der Talgrundebeine erhalten sind, sowie ihrer stratigraphischen Position zwischen der älteren Krefelder Terrasse und der nächst jüngeren Niederterrasse (NT 2), kann man eine Analogie mit SCHIRMERS (1991: 153, 1995d) Maxiwürm-Terrasse vornehmen. Als Maxiwürm Terrasse bezeichnet er die Terrasse, deren Ablagerungen eine Folge dreier maximaler Würm-Eisvorstöße darstellt (SCHIRMER 1995d: 42). Die Verbindung zwischen der Maxiwürm-Terrasse und den drei maximalen Eisvorstößen hat FELDMANN (1990: 120) im glazialen Vorland bei Isar-Loisach nachweisen können.

Im Rheinland konnte SCHIRMER (1990c, e, f) in der Goldenen Meile, im Neuwieder Becken und im Düsseldorfer Raum auf beiden Rheinseiten erstmals diese Terrasse als eine eigenständige Terrasse nachweisen und daraus folgernd dem Hochwürm bzw. dem maximalen Würm-Eisvorstoß (zwischen 25 000 und 18 000 BP) zuordnen (vgl. Tab. 3) (SCHIRMER 1995d: 39).

Tab. 3: Terrassengliederung am Niederrhein

Jahre vor heute ¹	Klimaperioden ¹	Pollenzonen ²	pollenanalytische Datierungen ⁹	Terrassen (m ü. RhN)	Höhenlage (m ü. RhN)			geologische Charakteristiken			A-Funde ⁵	Kulturperioden ¹	
					L ₂	R	AS ⁴	Böden	andere Merkmale				
Holozän Postglazial	Subatlantikum	XII	Kreuzstraße 2 (STAMPFUSS & SCHÜTRUMPF 1970) Hülsener Bruch (REHAGEN 1964) Oberhausen-Holten (AVERDIECK & DÖBLING 1959) Neudisches Jugendzentr. (AVERDIECK & DÖBLING 1959) Dinslaken-Kläranlage (AVERDIECK & DÖBLING 1959) B (H: 05983 R: 53153) ⁷⁾ B (H: 09710 R: 55190) ⁶⁾ B (H: 05853 R: 53338) ⁷⁾ B (H: 08225 R: 53900) ⁶⁾ B (H: 97840 R: 49200) ⁷⁾ B (H: 08700 R: 51530) ¹⁾ B (H: 08980 R: 46795) ⁶⁾ B (H: 13740 R: 48080) ⁶⁾	JH IV 3 4	3 4	3 4	Morphologisch sind vier verschiedene jungholozäne Terrassenflächen auskarterbar. Sie sind stufenartig, hintereinander von alt nach jung bzw. hohe Stufe zur niederen Stufe in Richtung des heutigen Rheins trennbar	A ₁₋₃ A ₄ A ₅ A ₆₋₁₄ A ₁₅	Neuzeit Mittelalter Römerzeit Eisenzeit Bronzezeit				
		Subboreal		XI	4,5 4,5	4,5 5				4,5 5			
				X	5,5 5,5	5,5 6				5,5 6			
		Atlantikum		VIIIb	VIIIa	FBS innerhalb der ausgeprägtesten, weitverbreiteten Mäandern am Niederrhein - FBS aus L-Schichtung, aufgebaut aus F-MKI				MH II 5 6	5 6	5 6	- Sedimentpaket, überwiegend aus Feinsand- und Lehmschichten aufgebaut - Mächtigkeit etwa 2,5 bis über 4m
	MH I 5 7 8		5 7 8				5 6 8	- FBS innerhalb der ausgeprägtesten, weitverbreiteten Mäandern am Niederrhein - FBS aus L-Schichtung, aufgebaut aus F-MKI	- PBR ³ , BR - Entkalkungstiefe 1-1,4 m, manchmal bis zum Humushorizont sekundär aufgekalkt	- Größte Verbreitung unter den Holozänterrassen - Morphologisch gekennzeichnet durch die größten Mäanderschleifen			
	Pleistozän Spätglazial	Jüngere Dryas	IV	Kreuzstraße 2 (STAMPFUSS & SCHÜTRUMPF 1970) Hülsener Bruch (REHAGEN 1964) Oberhausen-Holten (AVERDIECK & DÖBLING 1959) Neudisches Jugendzentr. (AVERDIECK & DÖBLING 1959) Dinslaken-Kläranlage (AVERDIECK & DÖBLING 1959) B (H: 05983 R: 53153) ⁷⁾ B (H: 09710 R: 55190) ⁶⁾ B (H: 05853 R: 53338) ⁷⁾ B (H: 08225 R: 53900) ⁶⁾ B (H: 97840 R: 49200) ⁷⁾ B (H: 08700 R: 51530) ¹⁾ B (H: 08980 R: 46795) ⁶⁾ B (H: 13740 R: 48080) ⁶⁾	NT ₃ 8 9	8 9	8,5 10	- I.a. sandreicher als die NT ₂ , unterbrochen durch kiesreiche Aufschüttungsphasen - V-Schichtung, oft trogartig - Bims im FBS - Driftblöcke	- wie bei NT ₂ , jedoch seltener pseudoveglet (vgl. Tab. 6)	- kleinere Verbr. als NT ₂ - liegt im zentralen Bereich des AG	- Nur linksrheinisch verbreitet - im Norden entstanden durch einen mäandrierenden Fluß über der NT ₃ - im Süden und entlang des inneren Randes der NT ₃ entstanden durch einen furkaktiven Fluß	A ₂₁₋₂₂	Meso-lithikum
			Alleröd-Istd.		IIIb	- I.a. sandreicher als die NT ₂ , unterbrochen durch kiesreiche Aufschüttungsphasen - V-Schichtung, oft trogartig - Bims im FBS - Driftblöcke	- wie bei NT ₂ , jedoch seltener pseudoveglet (vgl. Tab. 6)						
		IIIa			- I.a. sandreicher als die NT ₂ , unterbrochen durch kiesreiche Aufschüttungsphasen - V-Schichtung, oft trogartig - Bims im FBS - Driftblöcke								
		Ältere Dryas	IIb			- I.a. sandreicher als die NT ₂ , unterbrochen durch kiesreiche Aufschüttungsphasen - V-Schichtung, oft trogartig - Bims im FBS - Driftblöcke	- wie bei NT ₂ , jedoch seltener pseudoveglet (vgl. Tab. 6)						
			IIa		- I.a. sandreicher als die NT ₂ , unterbrochen durch kiesreiche Aufschüttungsphasen - V-Schichtung, oft trogartig - Bims im FBS - Driftblöcke								
		Älteste Dryas	Ic			- I.a. sandreicher als die NT ₂ , unterbrochen durch kiesreiche Aufschüttungsphasen - V-Schichtung, oft trogartig - Bims im FBS - Driftblöcke	- wie bei NT ₂ , jedoch seltener pseudoveglet (vgl. Tab. 6)						
			Ib		- I.a. sandreicher als die NT ₂ , unterbrochen durch kiesreiche Aufschüttungsphasen - V-Schichtung, oft trogartig - Bims im FBS - Driftblöcke								
Pleniglazial		Ia	- I.a. sandreicher als die NT ₂ , unterbrochen durch kiesreiche Aufschüttungsphasen - V-Schichtung, oft trogartig - Bims im FBS - Driftblöcke			- wie bei NT ₂ , jedoch seltener pseudoveglet (vgl. Tab. 6)	- kleinere Verbr. als NT ₂ - liegt im zentralen Bereich des AG						
					- zyklischer Aufbau - V-Schichtung, der obere Teil meist trogartig - Drift- und Lehmblöcke sowie Kryoturballonen als periglaziale Erscheinungen								
20000						NT ₁ 11 -	11 -						

1) Quelle s. Tab. 7 sowie Tab. 10 im Anhang
 2) L = linksrheinisch; R = rechtsrheinisch
 3) FBS=Flussbett sediment
 4) AS = Ausediment (Mächtigkeit in m)
 5) Archäologische Funde (vgl. Tab. 11 im Anhang)
 6) JANSSEN et al. (1995)
 7) JANSSEN et al. (1991)
 8) AG = Arbeitsgebiet
 9) s. auch Tab. 10 im Anhang

6 Das Niveau der Niederterrasse 2

Unter diesem Niveau werden Ablagerungen beschrieben, die sowohl räumlich als auch stratigraphisch eine Position zwischen Ablagerungen der NT 1 und NT 3 einnehmen. Obwohl die Ablagerungen der NT 3 stellenweise die Höhenlage der NT 2 erreichen (vgl. Abb. 13, 14) können sie wegen ihrer unterschiedlichen Oberflächenmorphologie, sowie dem Aufbau und dem Alter kartistisch abgetrennt werden.

Die Oberfläche der NT 2 zeigt überwiegend eine einheitlichere und ebenere Fläche als die der NT 3, die mehr oder weniger nur inselartig erhalten ist. Die Ablagerungen der NT 2 nehmen außerdem die größte Fläche des Arbeitsgebietes ein.

Während im Norden Düsseldorfs die NT 2-Aufschüttungsfläche eine Breite von rund 13 km hat (SCHIRMER & SCHIRMER 1995c: 90), verbreitet sie sich nach Norden, um bei Moers-Duisburg eine Breite von rund 20 km zu erreichen.

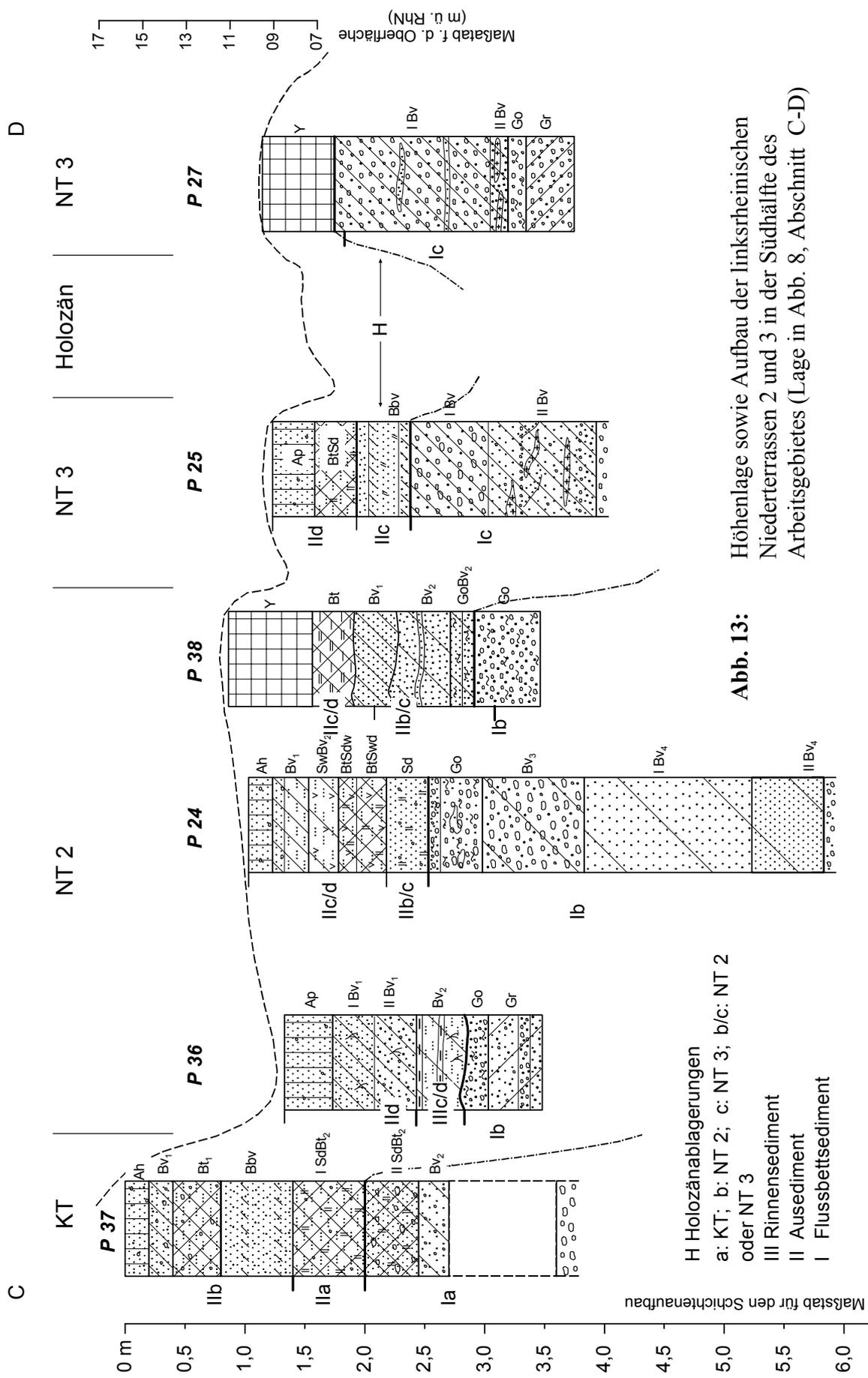
6.1 Die NT 2-Verbreitung und -Begrenzung

Wie schon früher erwähnt wurde, ist die Existenz zweier eigenständiger Niederterrassen am Niederrhein seit langem (AHRENS 1930: 139) bekannt. Diese Gliederung hatte sich allerdings nur aufgrund von Aufschlussbeobachtungen ergeben. Eine Begrenzung und Verbreitung beider Terrassen fehlte bisher.

Dass die morphologische Grenze zwischen NT 2 und NT 3 gleichzeitig eine geologische Grenze ist, die zwei verschiedene Terrassenkörper trennt, wurde durch mehrere Profilaufnahmen beiderseits der Grenze bestätigt.

Eine Grenzziehung wird jedoch besonders erschwert in den Gebieten, wo die Ablagerungen der NT 3 das Niveau der NT 2-Ablagerungen erreicht haben (vgl. Abb. 14) und sie sogar randlich überlagert, wie z. B. westlich Moers bei Neukirchen. Zur Veränderung ihrer ursprünglichen Morphologie hat auch der Mensch in großem Maße beigetragen. Aus eigenen Beobachtungen sowie verschiedenen Berichten von Einwohnern einiger Ortschaften wurde eine durch den Kohlebergbau verursachte Landschaftsabsenkungen festgestellt. Das war besonders deutlich nordwestlich *Rheinland Schacht Rossenray ½* (nördlich Kamp-Lintfort), wo sich heute der *Landeplatz Kamp-Lintfort* für kleine Flugmaschinen befindet. Dieses Gebiet ist muldenartig in einer Nordwest-Südost Achsenrichtung um mindestens 4 m in den letzten 20 Jahren (mündliche Mitteilung der ansässigen Einwohner) abgesunken.

Die geologische Grenze zwischen NT 2 im Westen und NT 3 bzw. Holozänterrassen im Osten verläuft linksrheinisch etwa östlich von Krefeld-Bockum im Süden des Arbeitsgebietes durch den Elfrather See nach Norden. Nördlich des Elfrather Sees, im Waldgebiet des *Lauersforter Waldes* ist diese Terrassenstufe nicht mehr so deutlich morphologisch nachweisbar. Sie wird stellenweise fast vollständig von Flugsand überdeckt. Nördlich davon, bei *Schönefeld* verläuft diese Grenze bogenartig nach Nordwesten bis südöstlich Neukirchen, um sich dann weiter nach Norden bis zum östlichen Rand des *Niephauserfeldes* (südlich Kamp-Lintfort) fortzusetzen. Entlang dieser Strecke wird der innere Rand der NT 2 an mehreren Stellen rinnenartig durchbrochen.



- H Holozänablagerungen
a: KT; b: NT 2; c: NT 3; b/c: NT 2
oder NT 3
III Rinnensediment
II Ausediment
I Flusssediment

Abb. 13: Höhenlage sowie Aufbau der linksrheinischen Niederterrassen 2 und 3 in der Südhälfte des Arbeitsgebietes (Lage in Abb. 8, Abschnitt C-D)

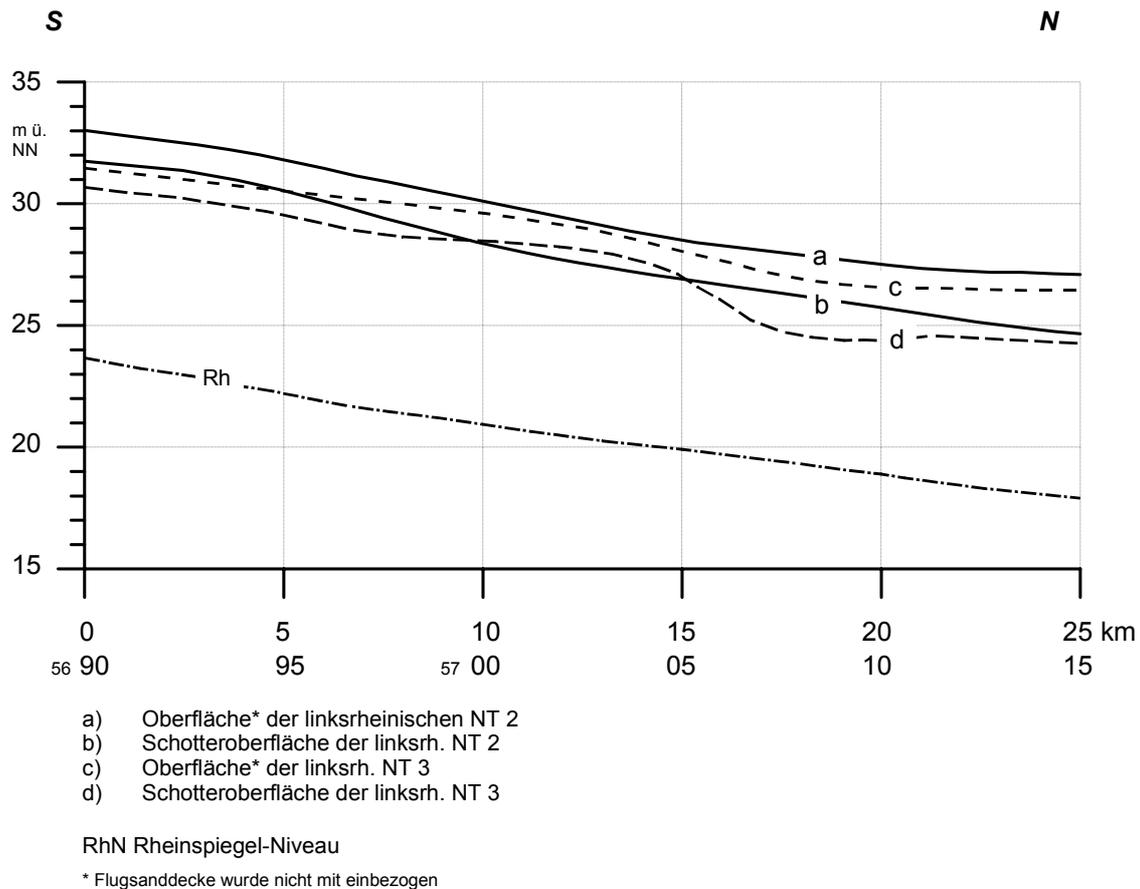


Abb. 14: Höhenlage des Auen- und Flussbettsediments der NT 2- und NT 3-Terrasse, sowie ihre Höhenverhältnisse im Süd-Nord-Verlauf der linken Rheinseite

Es sind die Rinnen auf der Oberfläche der NT 2, die während der Abschlussphase ihrer Aufschüttung entstanden sind und die dann immer wieder von Hochflutablagerungen während der Aufschüttung der NT 3, vielleicht sogar bis ins Holozän hinein, erreicht wurden.

Stufenartig ist die Grenze zwischen NT 2 und NT 3 wieder am östlichen Rand von Kamp-Lintfort ausgebildet und bis zum *Dormannshof* zu verfolgen, wo sie quer von einer holozänzeitlichen Rinne abgeschnitten wird. Der *Dormannshof* befindet sich also an einem Punkt, wo sich drei Terrassen kreuzen. Kurz nordöstlich davon (450-500 m) setzt sich die Grenze für wenige hundert Meter (500-600 m) wieder nach Nordwesten fort, verschwindet dann letztendlich unter künstlichen Aufschüttungen östlich vom Steinkohlebergbau *Rheinland Schacht Rossenray 1/2*.

Aufgrund der Aufschlüsse, Bohrungen, sowie der allgemeinen Oberflächenmorphologie dieses Bereiches kann man annehmen, dass die geologische Grenze NT 2/NT 3 zwischen dem Saalhof und Alpsray nach Norden bis zum östlichen Rand des Böhninghardt beim *Laershof* verläuft.

Im Westen wird die linksrheinische NT 2 von der Krefelder Terrasse, der Stauch-Endmoräne (Schaephuysen Höhen) sowie der Bönninghardt begrenzt.

Die von der NT 2 eingenommene Fläche setzt sich zwischen der Krefelder Terrasse und der Stauch-Endmoräne sowie im Norden zwischen der Stauch-Endmoräne und der Bönninghardt nach Nordwesten fort und vereinigt sich westlich von Kevelear und Goch mit den gleichalten Terrassen der Maas (KLOSTERMANN 1992: 144). Während der NT 2-Zeit hat also der Rhein zum letzten Mal aktiv (wie später noch durch den Profilaufbau dieser Terrasse bestätigt wird) diese Wege benutzen können. Später sind diese NT 2-Flächen offensichtlich nur noch durch Überflutungen während der Aufschüttung der jüngsten Niederterrasse (NT 3) erreicht worden, und das vor allem durch die auf der Oberfläche der NT 2 vorhandenen Rinnen, wie z. B. der heutigen Niepkuhlen (vgl. Kap. 6.1.4).

Im Gegensatz zur linksrheinischen NT 2 wird der innere Rand der rechtsrheinischen NT 2 überwiegend direkt von holozänzeitlichen Terrassen begrenzt. Das bedeutet, dass der Rhein sich gegen Ende des Spätglazials (nach der Aufschüttung der NT 3) nach Osten verlagert hat und gleichzeitig die Ablagerungen der NT 3 mit Ausnahme von kleineren Resten (vgl. Kap. 7.2) fast völlig erodiert hat. Die NT 2 wird rechtsrheinisch außerdem durch die Ruhr und die Emscher zerstückelt und überformt, so dass diese Terrasse morphologisch in drei Teile zerlegt wird.

Der nördliche Teil wird im Süden von holozänzeitlichen Ablagerungen der Emscher begrenzt. Im Westen wird sie wieder durch eine Emscherrinne bei Alt Hamborn von der NT 3 getrennt. Nördlich Bruckhausen (im Bereich der Koordinatenkreuzung H: 5707/R: 2552) war es wegen starker Bebauung nicht mehr möglich, eine morphologische Kartierung durchzuführen. Vom nördlich davon liegenden *Volkspark Schwelgern* (Westrand des Stadtteils Duisburg-Marxloh) bis zur Ortschaft Stapp (westlich Dinslaken) wird die NT 2 bogenartig durch eine 2-3 m hohe Stufe von Holozänterrassen begrenzt.

Der äußere (östliche) Rand der NT 2 bleibt deutlich niedriger als die Oberflächenhöhe der älteren Ablagerungen, die die Grundmoräne der Saale-Kaltzeit bilden (JANSEN et al. 1995: 80).

Zwischen den Holozänablagerungen der Emscher und der Ruhr befindet sich eine höhere Terrasse, deren Oberflächenmorphologie einerseits durch künstliche Aufbauten und andererseits durch Überformungen von Ruhr und Emscher fast vollständig zerstört ist. Ein Profil (vgl. Abb. 15) wurde durch den Umbau eines Hauses in Ober-Meiderich bei Duisburg aufgeschlossen. Es befindet sich am Fuß einer Stufe, die quer (SW-NO) zum Wandprofil Die aufgefüllten Rinnen laufen parallel zur morphologischen Stufe auf der Oberfläche, die der Richtung des Emscherlaufes entspricht. Es ist also anzunehmen, dass diese Rinnen durch alte Emscherarme erodiert und wieder aufgefüllt wurden.

Wegen der zerstörten Oberflächenmorphologie dieser Terrassenfläche sowie der Tatsache, dass sie sich in einem Übergangsbereich der Niederterrassen von Rhein, Ruhr und Emscher befindet (vgl. JANSEN et al. 1991: 87), ist es schwierig, eine morphologisch-genetische Trennung von Terrassenkörpern nachzuvollziehen. Unter diesen Bedingungen bleibt diese Niederterrassenfläche weiterhin ungegliedert. Im Westen wird die Niederterrassenfläche von Holozänterrassen des Rheins begrenzt, im Osten von einer höher liegenden Terrasse, auf der das Stadtzentrum von Oberhausen liegt. Diese im Osten liegende Terrasse, deren Oberfläche zwischen etwa 11,5 und 12,5 m ü. RhN liegt, wird von JANSEN et al. (1991: 71, 87) als eine Ruhr-Niederterrasse angesehen..

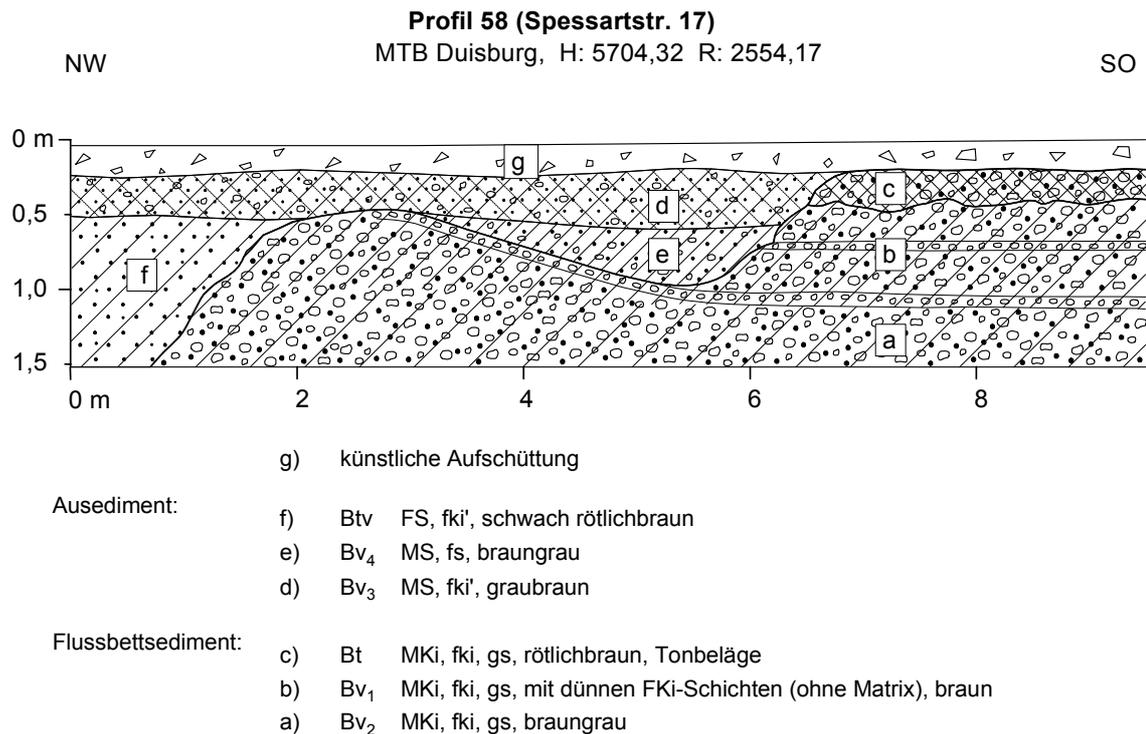


Abb. 15: Ein durch alte Emscherarme erodierter Terrassenkörper der NT 2 in Ober-Meiderich bei Duisburg

Aufgrund der Höhenlage dieser ungegliederten Ablagerungen, deren Oberfläche bei 9,5-10,5 m ü. RhN liegt und damit 1 bis 2 m höher als die im Nordwesten liegenden NT 3-Ablagerungen bei Duisburg-Beeck (s. GK), deren Oberfläche bei 8,5-9,5 m ü. RhN liegt, sowie ihrer morphologischen Position, werden sie in die Entstehungszeit der NT 2 eingeordnet.

Der südliche Teil der rechtsrheinischen NT 2 erstreckt sich vom Norden der Duisburger Altstadt, wo ihr nördlicher Rand durch die Ruhr fast bis zum Duisburger Hauptbahnhof erodiert wurde, bis in den Süden des Blattgebietes.

Der innere Rand der NT 2 hebt sich über die Holozänterrassen des Rheins. Besonders deutlich ist dies im Westen der Duisburger Altstadt ausgeprägt. In Richtung Süden ist diese Stufe schwächer, um dann im Stadtteil Hochfeld wegen der künstlichen Umbauten ganz zu verschwinden.

Heute eine solche geologische Grenze zu ziehen, ist nur mit Hilfe von älteren geologischen Karten möglich. Im Bereich von Duisburg-Wanheimerort schneidet der heutige Rhein bogenartig den inneren Rand der NT 2 ein. Im Süden dieses Rheinbogens, am Nordrand des Stadtteils Wanheim-Angerhausen, erscheint wieder der innere Rand der NT 2, welche sich über die Fläche der westlich liegenden NT 3 erhebt. Diese Grenze setzt sich in Richtung Süden nur bis zum *Erholungspark Biegerhof* fort, wo sie durch holozänzeitliche Mäanderbögen des Rheins eingeschnitten wird. Zwischen zwei nach Osten bzw. Nordosten orientierten Bögen (s. GK im Anhang) befindet sich eine höher gelegene Fläche, die nach

der Höhenlage eine Position zwischen den Holozänablagerungen und der NT 2 einnimmt. Es handelt sich also möglicherweise um einen Rest der NT 3. Bims konnte jedoch nicht nachgewiesen werden.

6.1.1 Aufbau der NT 2

Für die Beschreibung des NT 2-Aufbaus wurden 30 Aufschlüsse und 12 Handbohrungen auf beiden Seiten des Rheins berücksichtigt (s. Tab 12 und 13 im Anhang). Die meisten Aufschlüsse (19) sowie alle Bohrungen gehören zur linksrheinischen NT 2-Fläche. Mit Ausnahme einiger Aufschlüsse (vgl. Abb. 16, 17, 19), die eine Tiefe von 4-6 m erreichen, bewegt sich die Tiefe der meisten Aufschlüsse zwischen 2 und 3 m. Obwohl diese Profile nicht so tiefreichend sind, haben sie trotzdem, mit Ausnahme einiger Aufschlüsse (vgl. Abb. 24, 27, dann P 51, 56 im Anhang) in Aurinnenbereichen, das Flussbettsediment erreicht.

Nach eigener Beobachtung konnten zwei Aufbautypen der NT 2 unterschieden werden, obwohl sie von der Oberflächenmorphologie her nicht zu trennen sind. Der erste Typ, dessen Ausbildung die Profile 12 und 16 (Abb. 17, 16) am besten zeigen, dominiert linksrheinisch hauptsächlich im Bereich des inneren und des äußeren Terrassenrandes sowie im nördlichen Bereich auf beiden Seiten des Rheins (vgl. Abb. 22, nicht schraffierte NT 2-Fläche).

Der zweite Terrassenaufbautyp, am besten repräsentiert von Profil 24 (vgl. Abb. 19), nimmt hauptsächlich den zentralen Bereich der NT 2 im Arbeitsgebiet, südlich Neukirchen-luyn, sowie rechtsrheinisch den NT 2-Bereich südlich Duisburg ein (vgl. Abb. 22, schraffierte NT 2-Fläche).

Eine entscheidende Rolle für die Unterscheidung der Terrassentypen durch nicht tiefreichende Aufschlüsse ist die Übergangsgrenze zwischen Fluss- und Auensedimenten, die den unterschiedlichen Charakter der beiden Typen zeigt (s.u.).

Den NT 2-Aufbau **des ersten Typs** zeigt Profil 16 am östlichen Rand der Terrasse, in einer Kiesgrube östlich des Keesenhofs auf dem Niephauserfeld, südwestlich der Autobahnkreuzung A57/A42. Das in Abb. 16 gezeigte Profil war im Sommer 1997 kurzfristig an der westlichen Seite des Baggersees aufgeschlossen. Weil der Bagger schon beim Abbauen der Terrassendeckschichten war, konnte der obere Teil des Aufschlusses (D) nur säulenartig aufgenommen werden.

Dieser Aufschluss zeigte einen zyklischen Aufbau der NT 2, der in vier grobe Sedimentationseinheiten gegliedert werden konnte. Eine ähnliche Abfolge beschrieb zum ersten Mal THOSTE (1974: 37) für die ältere Niederterrasse im Raum zwischen Köln und Bonn.

Die Schichtenfolge setzt an der Basis mit sehr sandarmen Grobkies ein. Im Unterschied zu den von THOSTE (1974) beschriebenen Aufschlüssen im Süden der Niederrheinischen Bucht liegt hier der Grundwasserstand höher, in diesem Fall etwa auf dem Niveau der Grobkieschichten, die THOSTE (1974: 40) als Abschnitt A bezeichnet. Darüber folgt der Abschnitt B, der aus einer ca. 3 m mächtigen horizontalgeschichteten Grobsand-Mittelkies-Wechselfolge besteht. Im weiteren Hangenden treten schräggeschichtete, sandige Feinkiese (C) auf, die trogartig bis ca. 2 m tief in das Liegende eindringen.

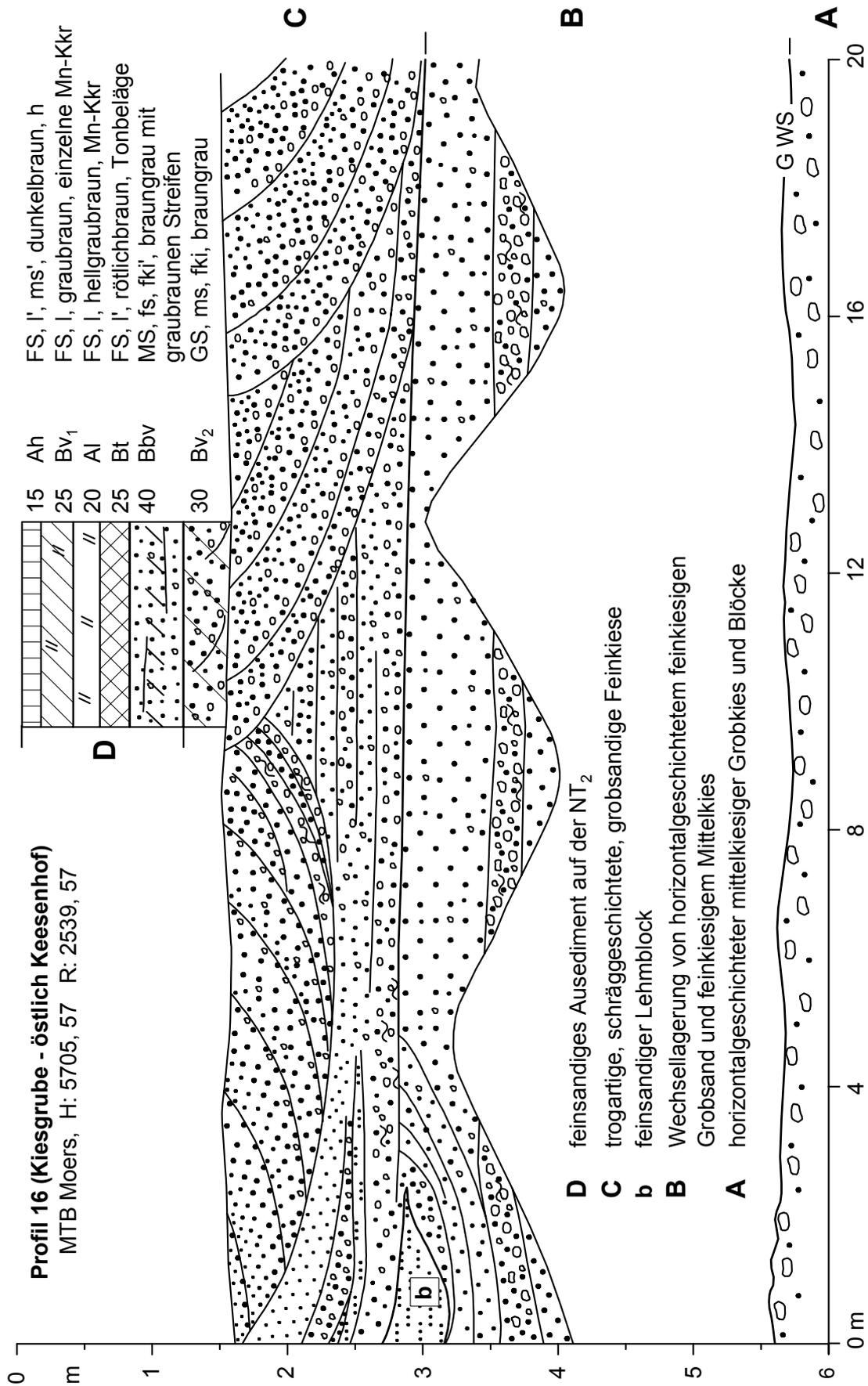


Abb. 16: Der zyklische Aufbau der NT 2-Terrasse des ersten Typs

Diese Ablagerungsart dieses Abschnittes wurde auch von ZHOU (2000: 65) in der gleichen Terrasse (NT 2) aus dem Düsseldorfer Gebiet beobachtet und als eine Diagonal- und Rippelschichtung beschrieben.

Nach oben geht dieses feinkiesige Flussbettsediment allmählich (fließend) ins Auensediment über. In diesem Abschnitt finden sich eingelagerte kalkhaltige, lehmig-schluffige Feinsandblöcke (b) und -schichten. Das Hangende bildet ein ca. 1,2 m mächtiges feinsandiges Auensediment (D), das durch eine Parabraunerde überprägt ist.

Einen ähnlichen NT 2-Aufbau zeigt das Profil 12 (vgl. Abb. 17), aufgenommen im Sommer 1998 in einem Aufschluss in einer Kiesgrube nördlich des Elfrather Sees.

Charakteristisch für diesen Aufschluss ist, dass er die Grenze zwischen NT 2 und NT 3 quer schneidet und deutlich petrographische sowie morphologische Unterschiede zwischen beiden Terrassen widerspiegelt.

Während die Oberfläche der NT 2 mit 9,9 m ü. RhN ca. 1,5 m über der NT 3-Oberfläche liegt, liegt die Schotteroberfläche der NT 2 mit 8,9 m ü. RhN nur noch etwa 0,64 m höher als die Schotteroberfläche der NT 3 (8,26 m ü. RhN).

Dieser Aufschluss zeigt einen Terrassenaufbau, der dem vorher beschriebenen Typ entspricht.

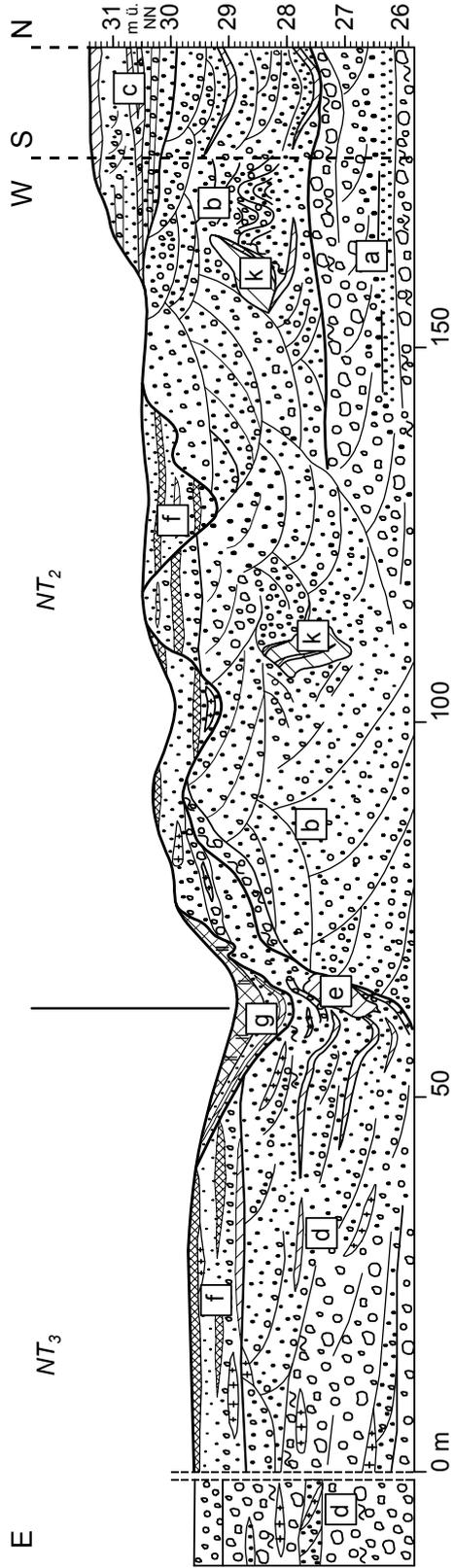
An der Basis des Aufschlusses konnte eine sedimentäre Fazies (a) unterschieden werden, die mit dem Abschnitt B des Profils 16 vergleichbar ist. Es handelt sich also um eine ca. 1,5 m aufgeschlossene waagerechte Sand-Kies Wechselfolge. Das Liegende bildet wiederum ein Grobkieshorizont, der aber erst etwa 100 m nördlich des Aufschlusses und ca. 2 m tiefer als seine Basis während der Ausgrabung zu beobachten war. Seine Oberkante lag ungefähr in gleicher Höhe mit der Höhe des Grundwasserstandes.

Einen typischen Aufbau wie beim Profil 16 (vgl. Abb. 16, Lage B) zeigt der darüber liegende Abschnitt (b) mit schräggeschichteten, kiesführenden Sanden, in die große (bis 1,1 % 0,6 m) kalkhaltige FS-Blöcke schräg bis senkrecht eingelagert sind. In der Nähe dieser FS-Blöcke, überwiegend an ihren Westseiten, sind Schichten kryoturbat deformiert, stellenweise in Form von „Mini-Antiklinorien“ gefaltet. Solche Erscheinungen werden als Klimaindikatoren für kaltes Klima betrachtet. Unter diesen Klimabedingungen wurden die FS-Blöcke wahrscheinlich in gefrorenem Zustand transportiert. Dafür sprechen auch die schwarzoxidierten F-MKi-Reste an der Basis der Blöcke, die sich aufgrund ihrer Farbe und Korngröße deutlich von dem Umliegenden unterscheiden. Diese F-MKi-Reste sind also von FS-Blöcken mitgeschleppt worden. Solche in gefrorenem Zustand transportierte Blöcke werden von SCHIRMER (1983: 21) als *Gelisolumplatten* bezeichnet.

Die NT 2 wird hier von einer Auensedimentdecke (c) abgeschlossen. Sie besteht aus einer Wechselfolge von MS- und lehmigen FS-Schichten sowie FK-Schnüren. Diese Sedimentdecke wurde später rinnenartig erodiert und dann wieder mit Auensedimenten der NT 3 aufgefüllt (f). An dieser Stelle lagert sogar das Flussbettsediment der NT 3 randlich (bis 30 m im Inneren der NT 2) diskordant über der NT 2. Sowohl in dem Flussbettsediment der NT 3 als auch in ihrem Auensediment sind eingelagerte Bimslinsen zu finden. Das Auensediment, dessen Mächtigkeit zwischen 1 und 2 m variiert, ist von einer Bodenbildung überprägt. Typischerweise handelt es sich um eine Parabraunerde, die hier pseudovergleyt auftritt und nach unten in eine Bänderparabraunerde übergeht.

Profil 12 "Elfrather-See"

MTB Krefeld, H: 5697,27 R: 2543,35



- a) NT 2-Flussbettsediment: M-GKi sowie feinkiesiger Grobsand wechselnd, braungrau, horizontalgeschichtet, schwärzoxid. Bänder
 - b) NT 2-Flussbettsediment: MS, fki, mki' mit dünnen, deformierten, fs Lehmischen; braungrau, im Allgemeinen zeigt sich eine Trogschichtung, charakteristisch: kalkhaltige FS-Blöcke (k), sowie gefaltete Schichten
 - c) NT 2-Ausediment: Wechsellagerung von feinkiesführenden Grobsandschichten, feinsandigem Lehm und feinsandigem Sand, graubraun, Ca-Kkr. in Lehmschichten
 - d) NT 3-Flussbettsediment: MKi, gki, fki, in Richtung der Rinne geht es in kiesführenden Sand über, graubraun, Bimsinseln
 - e) Rinnensediment: kalkhaltig, feinsandige L-Blöck, braungrau
 - f) NT 3-Ausediment: überwiegend MS, fs mit FKl-Schnüren, graubraun, rötlichbraune Bänder (Bänderparabraunerde), in denen der Bims eingelagert ist
 - g) holozänzeitliches Rinnensediment: feinsandiger Lehm, graubraun, marmoriert, pseudovergleyte Parabraunerde
- ⋮⋮⋮
Profil-Lücke von ca. 50 m

Abb. 17: Die geomorphologische Grenze zwischen NT 3 und NT 2 beim Elfrather See

Im Profil sind nur Bänderhorizonte (Bbv) zu sehen, weil der obere Teil durch den Grubenabbau beseitigt wurde. Die beschriebenen Bodencharakteristika wurden in einem Aufschluss ca. 50 m hinter dem Wandprofil beobachtet.

Die Oberflächenmorphologie des Profils (Abbausohle) entspricht der Morphologie der Geländeoberfläche.

Die NT 2 im Westen wird durch eine Rinne von der östlich davon liegenden NT 3 getrennt. Eine solche Rinne, die zwei verschiedene Terrassen trennt, wird als Nahrinne bezeichnet (SCHIRMER 1983: 29). Im Inneren dieser Rinne war ein kalkhaltiger, feinsandiger Lehmblock (e) schräg eingelagert. An seiner Basis waren noch kleine zerlegte und deformierte Torfreste zu finden. Das, sowie seine Schrägstellung deuten auf ein hangabwärts transportiertes Auensediment hin. In diesem Fall stellt der Lehmblock mit den an der Basis mitgeschleppten Torfresten ein Rinnensediment dar, das möglicherweise während der Allerödzeit auf der NT 2-Oberfläche abgelagert und dann später während der Jüngerer-Dryas im Inneren der Nahrinne hangabwärts transportiert wurde.

Die Annahme, dass es sich bei diesen Rinnenablagerungen wahrscheinlich um eine allerödzeitliche Sedimentation handelt, wird auch von der von U. SCHIRMER (1999, mündl. Mitteilung) durchgeführten Pollenuntersuchung aus den erwähnten Torfresten unterstützt. Es wurden nur Kiefern- und Birkenpollen gefunden, die als Klimaindikatoren eines Interstadials zu sehen sind.

Abgesehen davon, dass der im Osten liegende Terrassenkörper (NT 3) Laacher See-Tephra enthält, unterscheidet er sich auch durch seine Aufbaustruktur von dem im Westen liegenden Terrassenkörper (NT 2). Der Terrassenkörper der NT 3 ist in der Nähe der Rinne von einer Sedimentationsfolge aufgebaut, die aus feinkiesführenden, schräggeschichteten Mittel- bis Grobsanden besteht. Dazwischen sind dünne feinsandige L-Schichten eingelagert, die aus dem Inneren der Rinne austreten und 40-50 m nach Osten ausspitzen.

In ca. 50 m Entfernung von der Rinne geht diese Schichtenfolge in einen etwa 3 m mächtigen, in Bänder oxidierten Schotterkörper über, der hauptsächlich aus grobkiesigem Mittelkies aufgebaut ist. In diesem Schotterkörper sind nur schnurartige M-GS-Schichten eingelagert, in denen sich auch die meisten Bimslinsen befinden.

Die Rinne zwischen NT 2 und NT 3 wurde später mit holozänzeitlichen Hochflutablagerungen gefüllt. Durch Bodenbildungsprozesse ist darauf eine pseudovergleyte, schwachentwickelte Parabraunerde entstanden.

Für einen Terrassenaufbau dieser Art sprechen auch weitere Aufschlüsse, wie die in Abb. 18 dargestellten Profile 18, 19, 32, 50 und 52 (vgl. Abb. 22, schrägschraffierte NT 2-Fläche).

Eine entscheidende Rolle für die Unterscheidung der Terrassentypen durch nicht tiefreichende Aufschlüsse spielt die Übergangsgrenze zwischen Fluss- und Auensedimente bzw. der Aufbau des Abschnitts C, der einen großen Unterschied zwischen beiden Typen zeigt (s. u.).

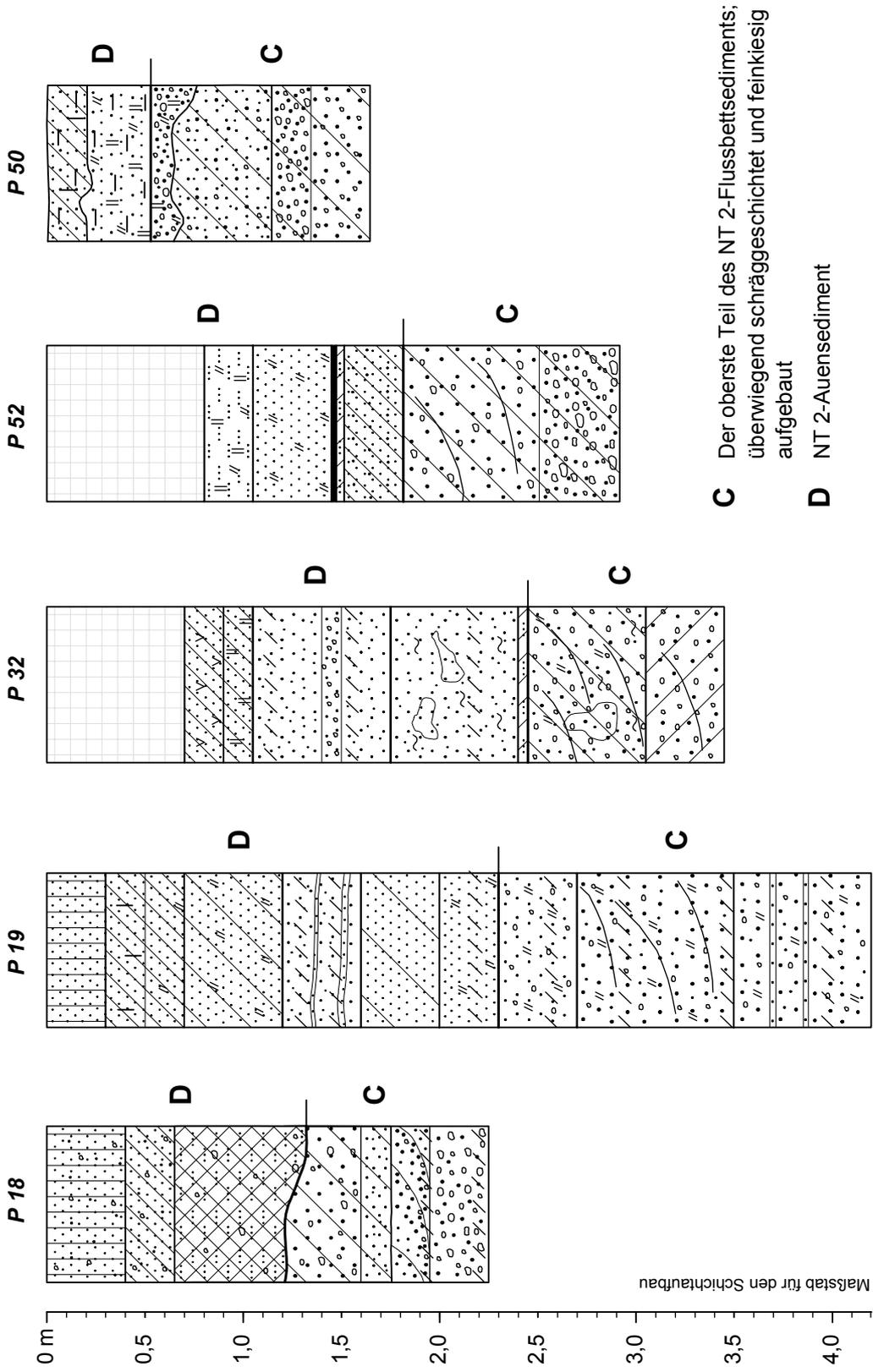


Abb. 18: Aufbau des oberen Teils der NT 2 im nördlichen Raum des Arbeitsgebiets, repräsentiert durch ausgewählte Profile (Lage in Abb. 22, schrägschraffierte NT 2-Fläche)

Den zweiten Typ des NT 2-Aufbaus zeigt am deutlichsten das Profil 24 (vgl. Abb. 19) in einer Kiesgrube am *Laßfonderfeld* östlich Kapellen. Wie beim Terrassenaufbau des ersten Typs kann auch hier eine Unterteilung in vier Sedimentationseinheiten vorgenommen werden (vgl. Abb. 20a).

Im Unterschied zu den vorher beschriebenen Aufschlüssen liegt hier das Niveau des Grundwasserspiegels (GWS) relativ hoch, so dass der Basisschotter, der unter dem Niveau des GWS liegt, nur während der Ausgrabung durch Bagger beobachtet werden konnte.

Die direkt über dem Grundwasser aufgeschlossenen sandigen Kiese (Rh 1413, 1414) sind als Übergangssedimente zwischen liegendem Basisschotter und dem darüber folgenden Sandpaket (B) zu sehen. Den untere Teil dieses 1,5 m mächtigen Sandpakets, das diskordant über dem Liegenden folgt (die Grenze zwischen Rh 1414 und 1415), bilden Feinsande (vgl. Abb 23, Rh 1415, 1416), die nach oben in Mittelsande (Rh 1417- 1420) übergehen.

Das, was diese Terrassenaufbaufolge von der des ersten Typs deutlich unterscheidet, ist die nächste darauf lagernde Sedimentationseinheit (C), die aus ca. 1 m mächtigen, in Streifen oxidierten, grobsandigen MKi-Bänken besteht. Dieser Horizont, der gleichzeitig den obersten Teil des Flussbetsediments bildet, ist an mehreren Stellen aufgeschlossen (Abb. 21; Abb. 22, kreuzschraffierte Fläche).

Das Hangende dieser Kiesbank bildet eine 1,4 m mächtige Auensedimentdecke (D), die aus einer Wechselfolge von FS- und L-Schichten gebildet wird. Im Unterschied zum Aufbau der

Terrassen erstens Typs fällt hier die Übergangsgrenze zwischen dem Flussbett- und dem Auensediment auf. Während das Flussbetsediment bei dem ersten Typ allmählich in das Auensediment überging, handelt sich hier meistens um einen rapiden Änderung der Sedimentationsfazies (vgl. Abb. 23a, b, Grenze zwischen den Proben Rh 1425 und 1426). Übergang aus einem MKi-Bank (C) in einem lehmig, feinsandigen Deckschicht (D).

Diese Deckschicht wurde von einer Parabraunerde (Bt) überprägt, die in Form einer Bänderparabraunerde (Bbt) bis tief in das Flussbetsediment (Abschnitt C) hineingreift.

Über dem Bt-Horizont (Rh 1428, 1429) fehlt der durch Tonverlagerung entstandene, aufgehellte Horizont (Al), der typisch für eine Parabraunerde ist. An seiner Stelle tritt darauf ein verbraunter Bv-Horizont (Rh 1430), der sich auch von der Sedimentologie her von dem liegenden Bt-Horizont unterscheiden lässt.

Hier es handelt sich also um eine Deckschicht, die von Auensedimenten zweier Generationen gebildet wurde. Es handelt sich um eine ältere Auensedimentschicht (äAS) mit darauf entwickelter Parabraunerde, deren obere Ah- und Al-Horizonte später erodiert wurden, und eine jüngere Auensedimentschicht (jAS) mit darauf entwickelter Braunerde.

Der zyklische Aufbau der NT 2, der durch eine Sand-Kies-Wechselfolge auffällt, wird auch durch Sandanalysen im Labor veranschaulicht. Anhand dieser Analysen kann man sehen, wie die prozentualen Anteile von verschiedenen Sandkorngrößen je nach Sedimentationseinheit variieren (vgl. Abb. 20a).

Grobsand kommt fast nur in den Kiesschichten (C) vor. Das Sandpaket (B) wird an der Basis aus feinem Sand gebildet (Rh 1415, 1416), der allmählich nach oben in Mittelsand übergeht (Rh 1417-1420), wobei der größte prozentuale Anteil im unteren Mittelsand liegt.

Bei der Deckschicht (D) fällt eine Anreicherung im Pelitanteil auf (vgl. Abb. 20b, als Siebverlust bezeichnet), die für Auensedimente charakteristisch ist. Nicht nur aufgrund der Bodenmerkmale, wie schon erwähnt, sondern auch durch die unterschiedliche

Sandfraktionierung lassen sich die Deckschichten in zwei genetisch verschiedene Glieder teilen (äAs und jAS) (vgl. Kap. 6. 1. 3).

Über dem Bt-Horizont, in dem Feinsand und Pelit dominieren (Abb. 20a, b: Rh 1428, 1429), nimmt in den darauf folgenden Bv- und Ah-Horizonten nicht nur der Mittelsand-, sondern auch der Grobsandanteil deutlich zu (Abb. 20a, b: Rh 1430, 1431).

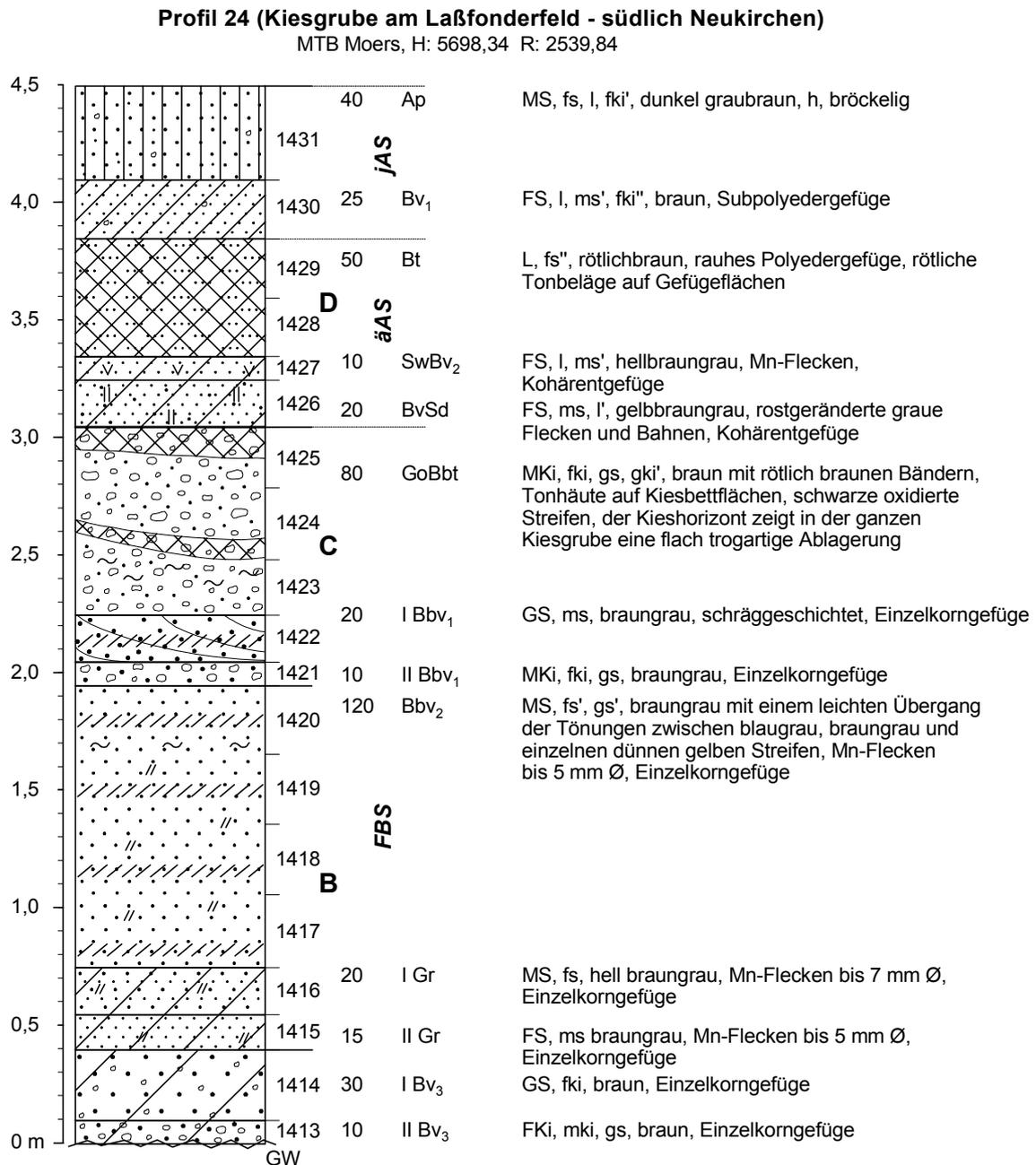


Abb. 19: Profilaufbau des zweiten NT 2-Terrassentyps

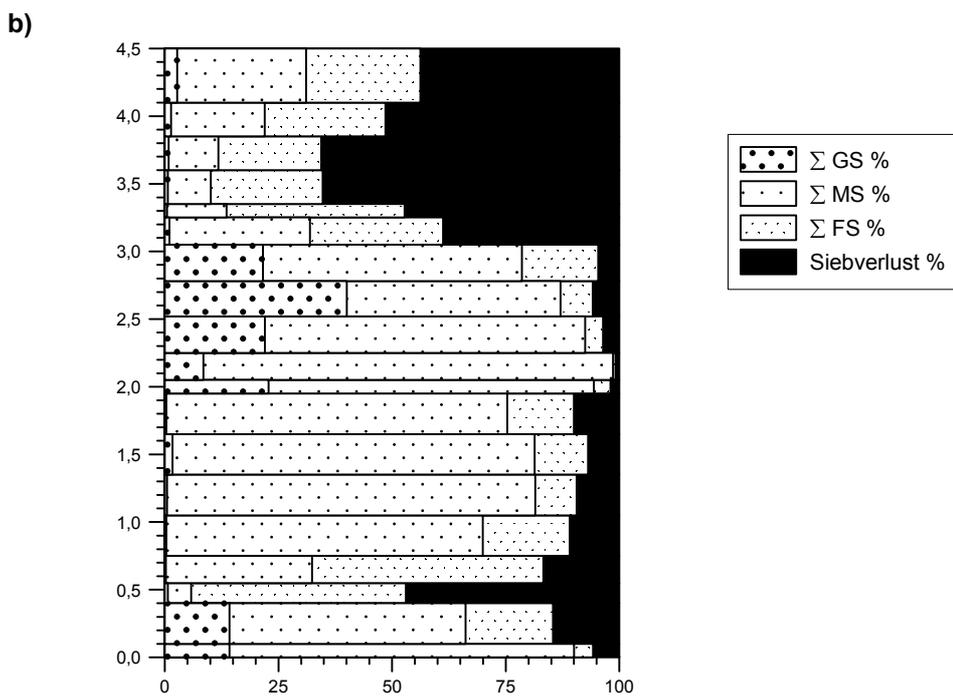
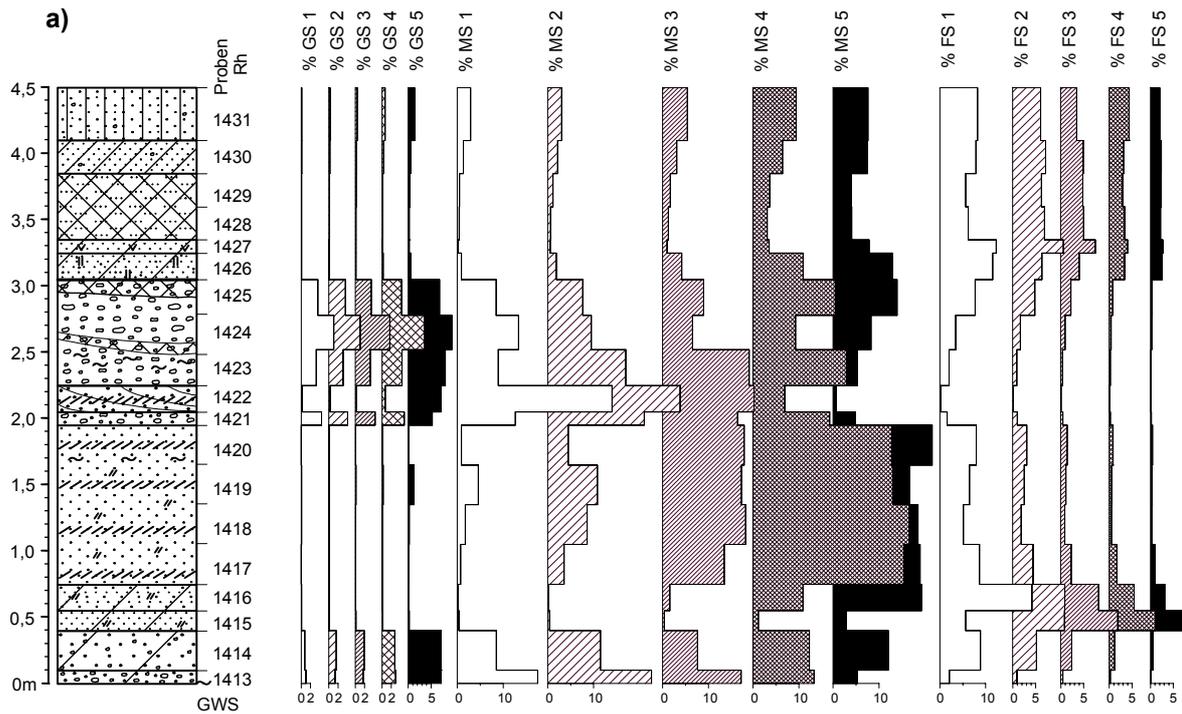


Abb. 20a, b: Sandfraktionierung der NT 2 im *Laßfonderfeld* westlich Kapellen in je 5 Grobsand-, Mittelsand- und Feinsandfraktionen:
 a) Prozentueller Anteil der einzelnen Fraktionen
 a) Gesamtanteil des Grob-, Mittel- und Feinsandes pro Probe

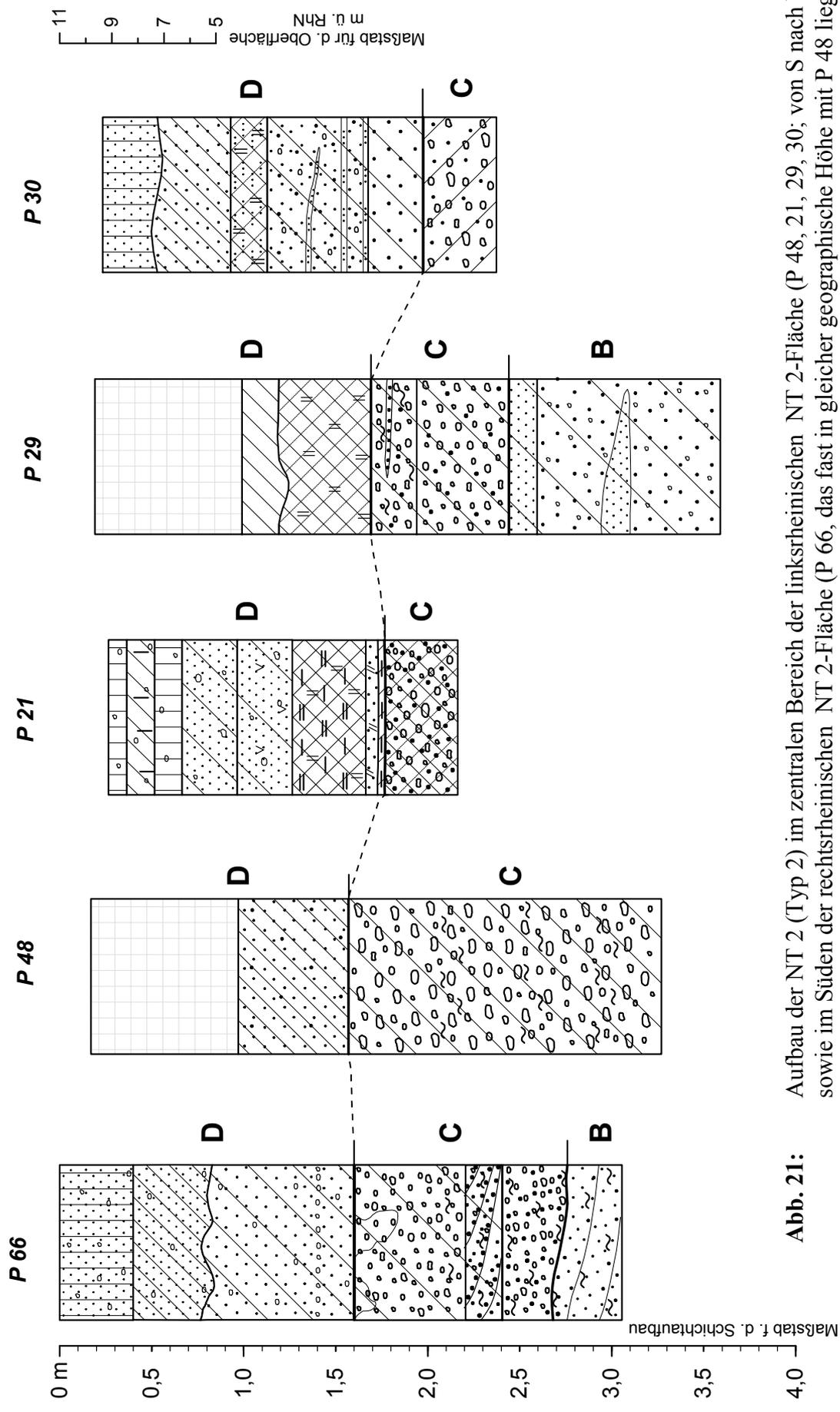


Abb. 21: Aufbau der NT 2 (Typ 2) im zentralen Bereich der linksrheinischen NT 2-Fläche (P 48, 21, 29, 30; von S nach N) sowie im Süden der rechtsrheinischen NT 2-Fläche (P 66, das fast in gleicher geographische Höhe mit P 48 liegt) (Lage in Abb. 22, kreuzschraffierte NT 2-Fläche)

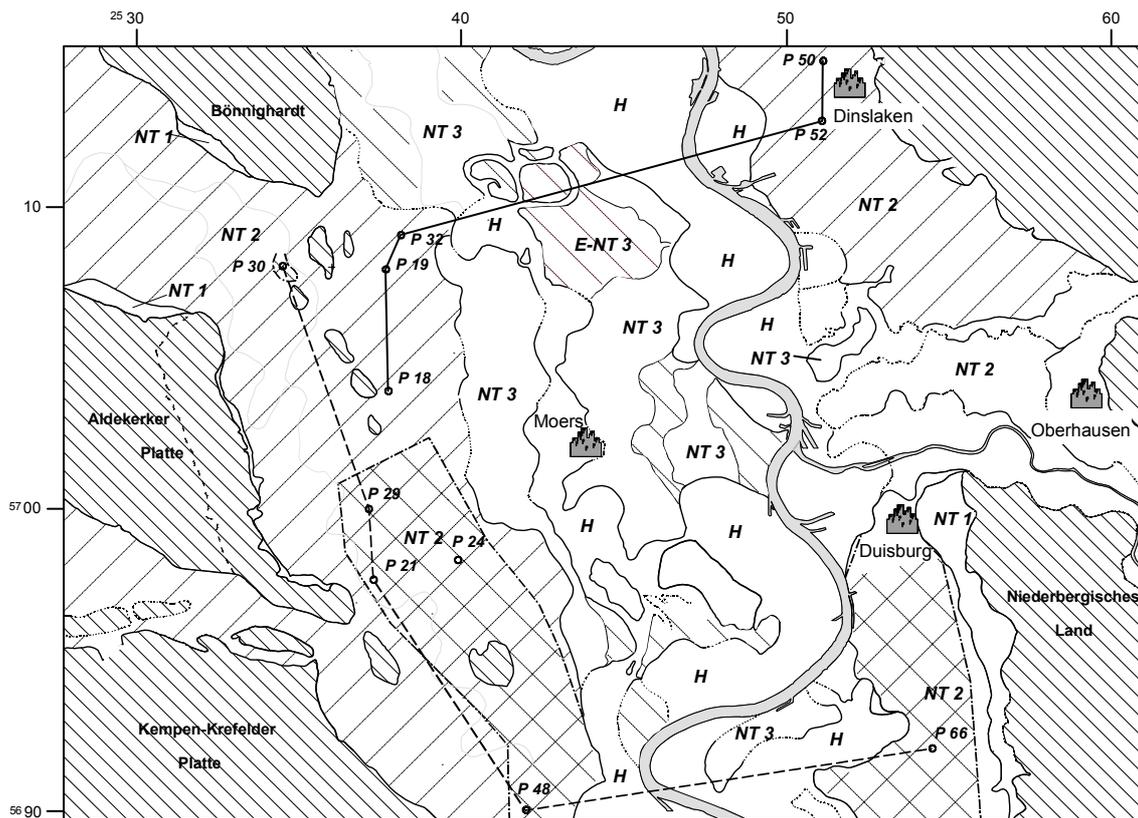


Abb. 22: Verbreitung der NT 2-Terrasse ersten Typs (schrägschraffierte NT 2-Fläche) und zweiten Typs (kreuzschraffierte NT 2-Fläche)
 ————— Profillinie der Abb. 18
 - - - - - Profillinie der Abb. 21

6.1.2 Das Liegende der NT 2

Das Liegende der Niederterrassen am Niederrhein bilden Ton- und Torfhorizonte des letzten Interglazials. Da die meisten Aufschlüsse nicht so tiefreichend sind und das Grundwasser in tiefreichenden Kiesgruben ziemlich hoch liegt (5-6 m unter Oberfläche), ist es fast unmöglich festzustellen, ob der NT 2-Schotterkörper über einem Sockel der NT 1 oder direkt über den erwähnten Interglazialschichten liegt. Das gleiche gilt auch für das Verhältnis der NT 3 zu NT 2 bzw. zu NT 1.

Weil die Ablagerungen der NT 2 die größte Fläche unter den Talgrundterrassen einnehmen und weil ihre Untergrenze zu älteren Schotter nicht festzustellen ist, werden die darunter liegenden Interglazialschichten hier als das Liegende der NT 2 betrachtet.

Diese Interglazialschichten wurden an mehreren Orten am Niederrheingebiet nachgewiesen. Über das Vorkommen dieser Schichten und ihre stratigraphische Verhältnisse haben u.a. BERTSCH & STEEGER (1927), v. D. BRELIE, MÜCKENHAUSEN & REIN (1955), KAISER & SCHÜTRUMPF (1960), v. D. MEENE & ZAGWIJN (1978), LANSER (1983), KLOSTERMANN (1986) geschrieben (vgl. Kap. 3.2.2).

Ablagerungen dieser Art wurden auch während meiner Arbeit aus einigen tiefreichenden Kiesgruben ausgebaggert. Im Elfrather See, der sich etwa 6 km nordöstlich Krefeld befindet (vgl. GK), kamen in einer Tiefe von etwa 17 m (mündl. Mitt. vom Baggerführer) unter Geländeoberfläche, die bei 8,5 m über Rheinspiegel (31 m ü. NN) liegt, Ton- und Torflagen vor. Sie lagen also bei etwa 8,5 m unter Rheinspiegel. Bei einer etwa gleichen Höhe (8 m unter Rheinspiegel) befinden sich auch die von BERTSCH & STEEGER (1927) beschriebenen Moerser Schichten aus dem Schacht Rheinpreußen nordwestlich Moers, bzw. Moerser Schichten II (LANSER 1983).

Ähnliche Vorkommen in etwa gleicher Höhe wurden auch in einer Kiesgrube beim *Kessenhof*, südöstlich Kamp-Lintfort (vgl. Abb. 16), beobachtet.

Wenn man die Höhenlage der als Eem bezeichneten Schichten bei Moers, Weeze und Gelderse Poort betrachtet (vgl. Tab. 4), und davon ausgeht, dass der Abfall (Fallen) des Geländes von S nach N auch während der Eem-Zeit etwa im gleichen Maße wie heute existierte, kann man vielleicht von einer Übereinstimmung dieser aus Kiesgruben ausgebaggerten Ton- und Torfschichten, bzw. Moerser Schichten mit den Torfablagerungen bei Gelderse Poort sprechen. Dagegen weichen die Ton- und Torfablagerungen bei Weeze ab, da sie bei nur etwa 4 m unter Geländeoberfläche relativ höher als die beiden anderen Vorkommen liegen. Während die Höhenlage der Geländeoberfläche in ihren Fundstellen einen Differenz von etwa 7 m darstellt, liegen die Torflagen also etwa gleich hoch (vgl. Tab. 4).

Diese Höhenverhältnisse entsprechen also mehr oder weniger der Meinung von KAISER & SCHÜTRUMPF (1960: 182), dass sowohl das Liegende als auch das Hangende der Schichten bei Weeze die gleichen Ablagerungen bilden, nämlich Ablagerungen der Niederterrasse. Damit werden diese Torfablagerungen eher einem Interstadial der frühen Weichsel-Kaltzeit zugeordnet.

Weil die Mächtigkeit der bisher angetroffenen Eem-Ablagerungen unterschiedlich und im Allgemeinen gering (bei Moers ca. 1 m, bei Weeze ca. 2 m, bei Gelderse Poort ca. 0,5 m) ist, kann man annehmen, dass es in vielen Orten auch zur vollständigen Erosion dieser Schichten gekommen sein dürfte. In diesem Fall, da kaum Unterschiede im petrographischen Aufbau zur nächst älteren Terrasse vorhanden sind, ist es fast unmöglich, die Untergrenze der Niederterrassen exakt zu fassen (KLOSTERMANN 1992: 138).

	Geländeoberfl. m ü. NN / m ü. RhN	Torf-Schichten m ü. NN / m ü. RhN
Moerser Raum	27 / 8	14 / -5
Weeze	20 / 7	16 / +3
Gelderse Poort	12 / 1	0-5 / (-6) - (-11)

Tab. 4: Höhenlage der Torf-Ablagerungen sowie die Höhe der Geländeoberfläche in ihren Fundstellen

6.1.3 NT 2-Auensedimente und ihre Bodencharakteristika

Unter dem Begriff der „Auensedimente“ werden alle fluviatilen Ablagerungen zusammengefasst, die über dem Flussbettsediment liegen und sich außerhalb der Rinnenbereiche befinden. Sie unterscheiden sich vom darunter liegenden Flussbettsediment durch ihren feinkörnigeren Aufbau, der überwiegend im Fein- bis Mittelsandbereich liegt.

Ihre Entstehung fing in der Zeit an, als der Hauptwasserstrom begann, sein Bett linear tiefer zu erodieren. Die vom Flussstrom verlassenene Bereiche wurden dann nur noch selten von Hochflutsedimenten überlagert. Im Anfangsstadium, als diese Bereiche immer noch in der Nähe des Hauptwasserstroms lagen, wurden überwiegend sandige und unter starken Strömungen sogar feinkiesige Auensedimente abgelagert. Je weiter und tiefer die Hauptstromrinne verlegt wurde, desto eher wurde feineres Material durch Hochfluten. Die NT 2-Auensedimente erreichen im Südteil des Arbeitsgebiets auf beiden Seiten des Rheins eine durchschnittliche Mächtigkeit von 130 cm*. Die Mächtigkeit des Auensediments nimmt in Richtung Norden allmählich zu (vgl. Abb. 23, Tab. 5a, b;). Eine Ausnahme gibt es am südlichen Rand der NT 2 nördlich Sevelen, wo die Auensedimente eine Mächtigkeit von nur 50 cm haben (P 33, B 12, 13 im Anhang).

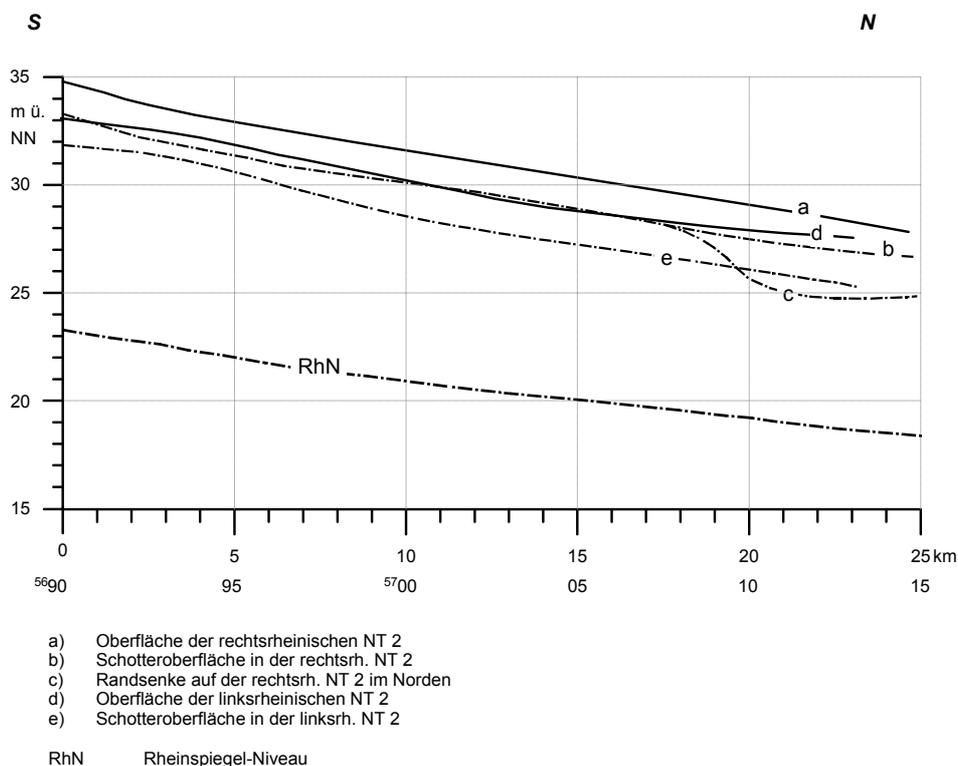


Abb. 23: Die Höhenlage und das Süd-Nord orientierte Einfallen der NT 2-Oberfläche und ihres Flussbettsediment auf beiden Seiten des Rheins

* Die Mächtigkeiten der Auensedimente sind aus den in Tab. 5a, b eingetragenen Profilen und Bohrungen errechnet. Dabei sind die im Rinnenbereich vorkommenden Aurinnensedimente (graue Farbe in der Tabelle) nicht berücksichtigt.

Tab. 5a, b: Mächtigkeit des NT 2-Auensediments sowie darauf entwickelten Bodentypen auf beiden Seiten des Rheins, dargestellt in Süd-Nord Richtung

a) linksrheinisch

Profil Nr.	Höhenlage m ü. NN / RhN	Mächtigkeit des AS (cm)	Oberfläche des FBS (m ü. NN)	Koord. H/R	Meßtisch- blatt	Bodentypen und andere Merkmale
48	33,0 / 10,0	80 kA/60 AS	31,6	5689,98 2542,02	Krefeld	Gleybraunerde
B 26	32,5* / 10,1	100	31,5	5690,85 2538,27	Krefeld	Gleyparabraunerde
76	32,7 / 10,3	80	31,9	5691,00 2537,90	Krefeld	Gleyparabraunerde
B 28	33,0* / 10,6	120	31,8	5691,62 2539,17	Krefeld	pseudovergleyte Braunerde
36	29,7 / 8,4	150	28,2	5694,06 2535,66	Krefeld	Gleybraunerde; Das Profil befindet sich im Nahtrinnenbereich
38	32,4 / 11,2	215	30,25	5696,50 2542,50	Moers	Gleyparabraunerde; Rinnenbereich (heutiger <i>Moerskanal</i>)
21	30,0* / 9,4	150	28,5	5697,72 2537,34	Moers	pseudovergleyte Parabraunerde
B 3	29,5* / 9,0	100	28,5	5698,10 2535,20	Moers	pseudovergleyte Braunerde
22	30,1 / 9,8	160	28,5	5699,90 2537,87	Moers	pseudovergleyte Parabraunerde
24	31,0* / 10,4	145	29,55	5698,34 2539,84	Moers	pseudovergl. Parabr. auf AS über Gleybänderparabraunerde auf FBS
23	30,0* / 8,8	205	27,95	5700,55 2540,02	Moers	Parabraunerde; Im Innerenbereich eines Mäanderbogens
29	30,1 / 9,8	150	28,6	5700,62 2537,00	Moers	pseudovergleyte Parabraunerde
28	29,0* / 8,9	220	?	5702,48 2540,12	Moers	pseudovergl. Parabr.; Im Nahtrinnenbereich zw. NT 2/NT 3, Bims in Rinnensediment, FBS wurde nicht aufgeschlossen
B 7	30,0* / 10,0	220	27,8	5702,72 2539,06	Moers	Gleyparabraunerde; Im Innerenbereich eines Mäanderbogens
B 8	30,0* / 10,0	180	28,2	5702,77 2539,35	Moers	Parabraunerde; Auf der gleichen Terrassenfläche wie B 7
18	28,5* / 8,9	130	27,2	5703,80 2537,60	Moers	Parabraunerde

Profil Nr.	Höhenlage m ü. NN / RhN	Mächtigkeit des AS (cm)	Oberfläche des FBS (m ü. NN)	Koord. H/R	Meßtisch- blatt	Bodentypen und andere Merkmale
16	29,0* / 9,7	125	27,75	5705,57 2539,57	Moers	Parabraunerde
17	26,5* / 7,3	230	24,2	5706,22 2535,15	Moers	pseudovergleyte Braunerde; Rinnenbereich
B 11	27,5* / 8,9	120	26,3	5707,00 2530,12	Kerken	schwach pseudovergleyte Braunerde
33	27,5 / 8,9	40 kA	27,1	5707,16 2530,63	Kerken	Braunerdegley
B 12	27,5* / 8,9	50	27	5707,46 2531,52	Issum	Gleybraunerde
B 13	27,5* / 8,9	90	26,4	5707,52 2531,02	Issum	Gleybraunerde
B 22	26,5* / 8,6	200	24,5	5709,70 2529,62	Issum	Gleybraunerde
B 17	27* / 9,0	175	25,25	5711,61 2531,30	Issum	pseudovergleyte Braunerde
30	28* / 9,3	175	26,25	5708,16 2534,59	Issum	schwach pseudovergleyte Parabraunerde
32	27,5* / 8,6	70 kA/ 175 AS	25,05	5708,00 2537,87	Rheinberg	schwach pseudovergleyte Braunerde
19	26,5* / 7,9	230	24,2	5709,15 2538,07	Rheinberg	Braunerde
14	27,5* / 8,9	295 FS/ 110 AS	?	5709,15 2538,07	Rheinberg	Bänderparabraunerde auf Flugsand; FBS wurde nicht aufgeschlossen
9	26,5 / 7,9	245	24,05	5708,75 2537,30	Rheinberg	pseudovergleyte Parabraunerde
B 1	27,5* / 9,5	275	24,85	5711,25 2536,75	Rheinberg	Gleybraunerde
B 19	27* / 9,1	230	24,7	5712,00 2536,72	Rheinberg	Gleybraunerde

b) rechtsrheinisch

Profil Nr.	Höhenlage m ü. NN / RhN	Mächtigkeit des AS (cm)	Oberfläche des FBS (m ü. NN)	Koord. H/R	Meßtisch- blatt	Bodentypen und andere Merkmale
66	34,2 / 11,0	160	32,6	5692,20 2554,62	Düss.- Kaisersw.	Gleybraunerde
67	35,5* / 12,3	85 FS/45 AS	34,2	5694,07 2556,07	Düss.- Kaisersw.	Podsolboden
63	32* / 10,5	30 kA	31,7	5698,50 2554,70	Duisburg	Braunerde
58	29,0* / 8,7	50	28,5	5704,32 2554,17	Duisburg	Parabraunerde
59	31,0* / 10,5	20 kA	30,8	5703,67 2555,42	Duisburg	Gleybraunerde
57	31,3 / 11,2	240	?	5707,50 2557,67	Dinslaken	Gleybraunerde; FBS wurde nicht aufgeschlossen
56	32,2 / 12,9	200	?	5709,87 2554,66	Dinslaken	schwach pseudovergleyte Gleybraunerde; FBS nicht aufgeschlossen
55	27,7 / 8,7	270 ¹	25	5710,87 2551,95	Dinslaken	¹⁾ Die obersten 170 cm bilden AS mit darauf entwick. pseudovergleyte Braunerde, die über 100 cm mächtigen, Torflagen und vergleyten RS liegen
52	28,8 / 10,0	80 kA/ 100 AS	27	5712,55 2551,20	Dinslaken	pseudovergleyte Gleybraunerde
51	27,0 / 9,0	105 RS/ 110 AS	24,85	5714,75 2549,15	Dinslaken	Die obersten 105 cm bilden RS mit darauf entwick. pseudovergleyte Parabraunerde, die diskordant über schwach ver- braunten AS liegen
50	28,0 / 9,7	65	27,35	5714,75 2549,15	Dinslaken	Gleybraunerde

B Bohrung

kA künstliche Aufschüttung

kA/AS künstliche Aufschüttung auf dem Auensediment

FS Flugsand

AS Auensediment

RS Rinnensediment

FBS Flussbetsediment

* Die Höhenwerte wurden aus den TK-25 ermittelt; Fehlergrenze ! 50 cm

Im Norden auf der linksrheinischen NT 2 (im Bereich Kamp-Lintfort) erreichen die AS eine durchschnittliche Mächtigkeit von 233 cm, ca. 1 m mächtiger als im Süden.

Im nördlichen Bereich der rechtsrheinischen NT 2 haben die AS eine solche Mächtigkeit nur in den Rinnenbereichen erreicht. Diese Rinnen sind überwiegend an ein Rinnensystem bzw. NT 2-Randsenke gebunden, die einen 0,5 bis 2 km breiten Südost-Nordwest Saum umfasst, und sich von südlich Barmingholten durch Averbruch, entlang dem Südwestrand der Stadt Dinslaken, über Epinghoven weiter nach Norden erstreckt. Hier entlang wurden einige mit Torflagen aufgefüllte Rinnen aufgeschlossen und pollenanalytisch untersucht (vgl. Kap. 6.1.4). Diese Rinnen sind 1-2 m in den Terrassenkörper der NT 2 eingetieft und erreichen damit das Niveau der Kiesoberfläche der linksrheinischen NT 2 (vgl. Abb. 23). Sonst liegt das Niveau der Kiesoberfläche von rechtsrheinischen NT 2 um etwa 1 bis 2 m höher als das der linksrheinischen NT 2. Das könnte man damit erklären, dass die aus dem Bergischen Land fließenden Bäche durch ihre Aufschüttungen die Erhöhung der NT 2-Ablagerungen beeinflusst und sie möglicherweise auch später vor der Erosion geschützt haben.

Als schwierige Aufgabe erweist es sich, die Entstehungszeit dieser Auensedimente zu bestimmen. Bis jetzt hat es sich mehrmals gezeigt, dass der Terrassenkörper der NT 2 nicht nur durch eine Auensedimentdecke überdeckt wird (vgl. Abb. 15, 19), (BRUNNACKER 1978b: 409, STEPHAN 1993: 67).

Die während der NT 2-Zeit abgelagerten Auensedimente mit möglichen älteren Bodenbildungen wurden nach KOPP (1964: 82) sowie auch nach eigenen Beobachtungen durch spätere Erosionen zum größten Teil zerstört. Sie wurden dann immer wieder von späteren (spätglazial und holozänen) Überschwemmungsablagerungen diskordant überlagert, so dass es zu einer Stapelung der Auensedimente kam (vgl. Abb. 17, Lage c, f, g).

Eines der wichtigsten Kriterien für die Unterscheidung dieser gestapelten Auensedimente ist die Bodenbildung, die auf Auensedimenten verschiedener Generationen unterschiedlich stark entwickelt ist.

Nach vielen bodenkundlichen Untersuchungen (SCHIRMER 1983, BRUNNACKER 1978b, SCHRÖDER 1983, STEPHAN 1993) wurde festgestellt, dass die Böden auf alten Ablagerungen (älter als Atlantikum), die außerhalb der Rinnenbereiche liegen, die Merkmale einer Parabraunerde zeigen und mindestens 6000 Jahre alt sind. Im Gegensatz dazu zeigen die Böden auf jüngeren Ablagerungen lediglich eine Verbraunung.

In meinem Arbeitsgebiet hat es sich gezeigt, dass die meisten Profile aus gestapelten Auensedimenten verschiedener Bodenentwicklungsstärke aufgebaut sind, wobei die älteren Auensedimente mit darauf entwickelter Parabraunerde (vgl. u. a. Abb. 19, Abb. 34; gekreuzte Schraffur-Bt) meistens (soweit sie nicht erodiert sind) von jüngeren Auensedimenten überdeckt wurden.

Am Niederrhein wurden verschiedenenorts begrabene archäologische Funde unter diesen jüngeren Auensedimenten entdeckt. So aus einem Bodenaufschluss bei Neukirchen-Vluyn wurden stark verwitterte eisenzeitliche Scherben aus einem 0,5 m lehmig-sandigen Boden unter einem darunter liegendem grauen Sand beschrieben (MÜNTEN 1970: 357). Nordöstlich Krefeld im Ortsteil Verberg wurde unter einer etwa 1m mächtigen Auelehmdecke ein eisenzeitliches, hölzernes Brunnenrohr gefunden (GECHTER et al. 1982: 473).

Aus den Auensedimenten des im NT 2-Bereich liegenden sogenannten Orkschen Feldes bei der Ortschaft Ork nordwestlich Dinslaken liegen die von STAMPFUß (1961)

untersuchten Urnengräber. Die Oberkante dieser Gräber lag seiner Beschreibungen nach unter einem etwa 60 bis 70 cm mächtigen Braunerdeboden. Diese begrabenen Urnenfunde wurden einer Zeit zwischen der späten Bronze- und alten Eisenzeit zugeordnet.

Aus dem Niederterrassenbereich sind noch weitere eisenzeitliche Funden bekannt (vgl. Tab. 11 und Datenkarte im Anhang).

Aufgrund der stratigraphischen Lage der archäologischen Funde sowie der Tatsache, dass die Auensedimente, die diese Funde überlagert haben, von einer Braunerde (vgl. u. a. Abb. 16, 32; schräge Schraffur-Bv) überprägt sind, kann man feststellen, dass die jüngeren Auensedimente während der Eisenzeit entstanden sind. In dieser Zeit muss es also eine kräftige Überschwemmungsphase gegeben haben, die den ganzen Niederterrassenbereich überflutet und mit Auensedimente überlagert hat.

Diese Überschwemmungsphase kann man mit einer der alpinen Gletschervorstoßphasen vor etwa 2500 Jahren parallelisieren (vgl. SCHIRMER 1995d: 34). Es mag aber sein, dass auch der Mensch dazu beigetragen hat, wobei sich nach SCHIRMER (1993b: 581, 1995d: 45) die Konsequenzen seines Eingriffs in die Landschaft besonders seit der Eisenzeit/Römerzeit durch einen gewaltigen Sedimentationsschub im Auenbereich zeigen.

Eine andere wichtige stratigraphische Rolle spielen die in Auensedimenten gefundenen Bimskörner, wie z. B. die Bimslagen in dem Au-, bzw. Rinnensediment auf der Randsenke der linksrheinischen NT 2 bei Rheurdt (vgl. Abb. 26, Kap. 6.1.4), oder bimshaltigen Auensedimente im Nahtrinnenbereich zwischen NT 3 und NT 2 nordöstlich Neukirchen-Vluyn (vgl. Abb. 24), wobei die postallerödzeitliche Ablagerung als gesichert gilt (vgl. LSB und seine stratigraphische Rolle in Kap. 7.1). Solche Bimsvorkommen kommen aber nicht so oft in Auensedimenten des Niederrheins vor.

,12

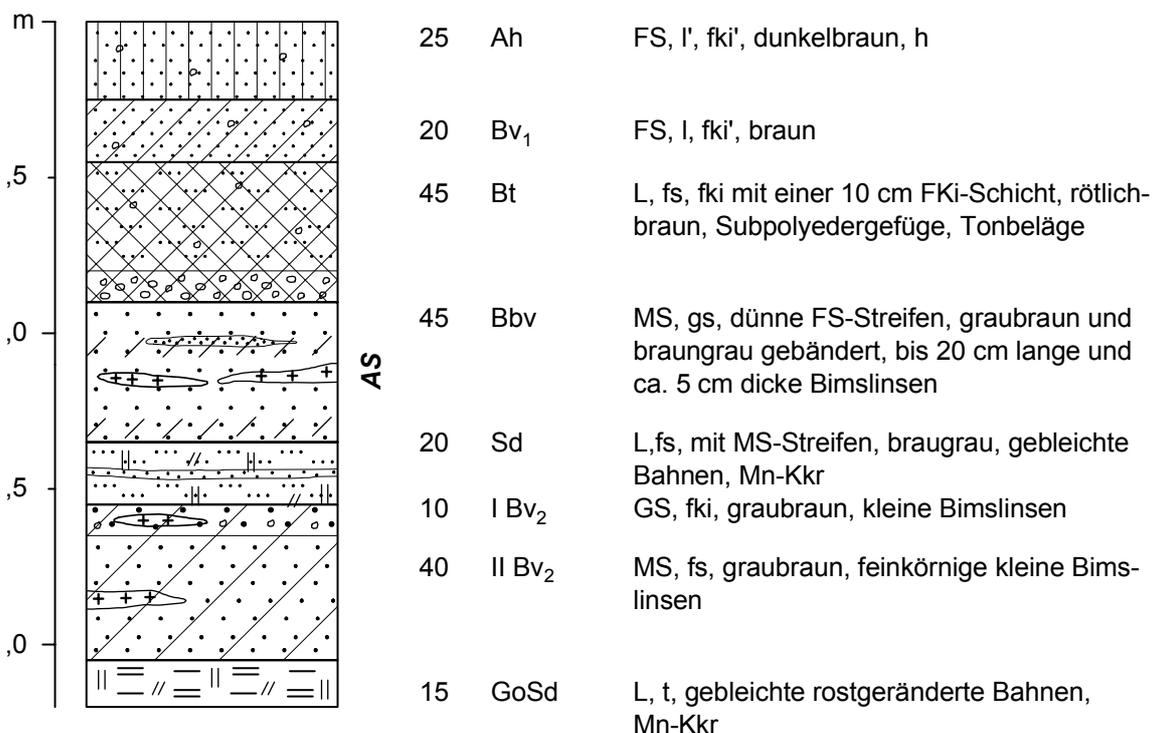


Abb. 24: NT 3-Auensedimente im Nahtrinnenbereich zur NT 2

6.1.4 Aurinnensedimente auf der NT 2

Nach der Aufschüttung der NT 2 begann der Rhein sich schon am Ende der Ältesten Dryas-Zeit in seine Sedimente einzuschneiden (SCHIRMER & SCHIRMER 1995c: 100, BRUNNACKER 1978b: 405). Dabei kam es auch zur Entstehung von Rinnen auf der Oberfläche der NT 2. Die auf der NT 2 liegenden verlassenen Rinnen wurden dann anschließend mehrere Male bei Hochwässern während des Spätglazials und Holozäns durchströmt und verfüllt, meistens auch völlig zu sedimentiert.

In manchen feuchteren, tiefer gelegenen Gebieten entwickelten sich auch Moore, die heute als Torfe zu finden sind. Sie wurden an vielen Stellen, besonders aber auf der rechtsrheinischen Seite im Bereich zwischen Oberhausen-Holten und Dinslaken, aufgeschlossen und pollenanalytisch untersucht (AVERDICK & DÖBLING 1959, REHAGEN 1964, STAMPFUSS & SCHÜTRUMPF 1970).

Aurinnenablagerungen dienen als besonderes kultur- und naturwissenschaftlicher Reservoir und sind beispielsweise für die Pollenanalyse und Archäologie überaus wertvoll. Landschafts- und Kulturgeschichte eines Ortes lassen sich anhand von Aurinnensedimenten hervorragend rekonstruieren.

Eine der ausführlichsten Untersuchungen von Aurinnenablagerungen am Niederrhein liegen von SCHIRMER & SCHIRMER (1995c) aus Düsseldorf-Rath, etwa 10 km südlich meines Arbeitsgebiets vor.

Es handelt sich um über 4 m mächtige Ablagerungen einer auf der NT 2 des Rheins verfüllten Rinne. Die geologischen und pollenanalytischen Untersuchungen ermöglichten SCHIRMER & SCHIRMER (1995c) einen Zusammenhang zwischen Au-, Vegetations- und Besiedlungsgeschichte seit ca. 12 000 Jahren (Ältere Dryas) zu rekonstruieren. Die Untersuchungen waren auch durch archäologische Funde unterstützt.

Ähnliche Ablagerungen wurden auch im April 1988 bei Duisburg-Walsum in einer Baugrube gemeinsam mit U. und W. SCHIRMER untersucht (vgl. Abb. 25). In einer Tiefe von ca. 2,5 m unter der Oberfläche liegt eine Torfschichtfolge rinnenartig (Rinne mit der Achsrichtung N-S; quadratisch schraffiert in Abb. 25) über dem Flussbettsediment der NT 2, die von braungrauen, sandigen Kies aufgebaut wird.

Charakteristisch für dieses Profil sind die im NT 2-Terrassenkörper mit schluffigem Feinsand aufgefüllten, epigenetischen Eiskeile, die sich zu unregelmäßigen Polygonen verschiedenen Alters (sie schneiden einander, vgl. Abb. 25) zusammenschließen und nach Osten unter den Torf abtauchen. Sie sind als Zeugen eines kalt-trockenen Klimas zu betrachten, das zur Zeit der NT 2-Ablagerungen geherrscht hat und zu Dauerfrostböden im Periglazialraum führte. Zur Entstehung dieser Eiskeile kam es, nachdem die Wasserzufuhr durch die vielverzweigten Arme des Rheins nachließ und die Sedimente wenigsten periodisch (während der Kaltzeitwinter) trocken gefallen sind. Die dabei entstandenen Eiskeile wurden anschließend mit grauen, schluffig-feinsandigen Auensedimenten aufgefüllt. Das Auensediment wurde dann durch Hochwässer abgelagert, die vielleicht nur periodisch (während der Abschmelzphasen) ihr verlassenes Bett erreichten.

Diese Auensedimente wurden danach wieder abgetragen, so dass sie jetzt nur noch in den Eiskeilen erhalten sind. Es handelt sich also um genau die Zeit, als sich die vielverzweigten Arme des Rheins (SCHIRMER & SCHIRMER 1995c: 106) beim Einschneiden zu wenigen sammelten und sich auf die Talmitte konzentrierten.

Profil 55 (Goethestr. 34 - Duisburg-Walsum)
 MTB Dinslaken, H: 5710,87 R: 2551, 95

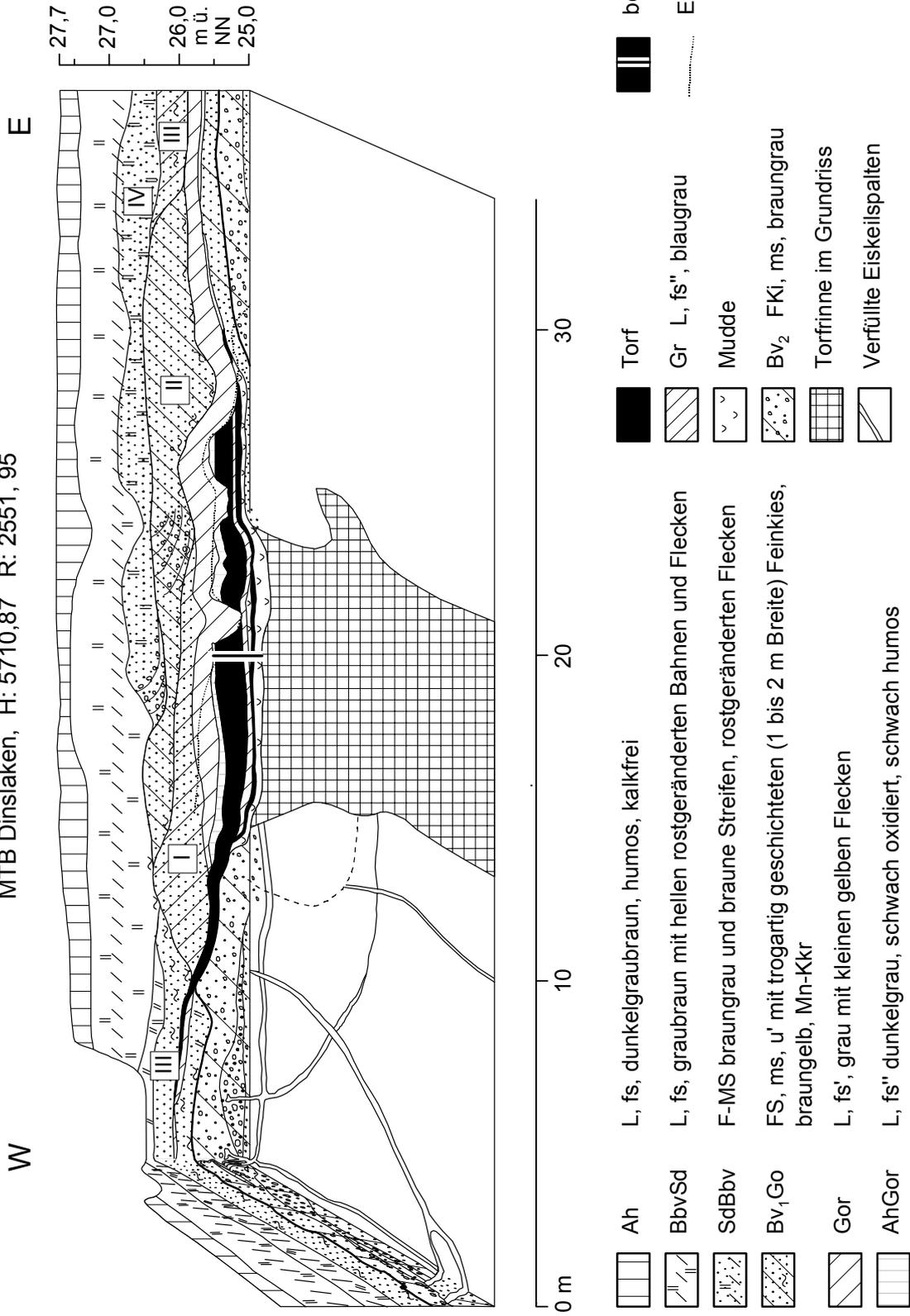


Abb. 25: Blockbild einer Rinne mit Torf über der Torflage über der NT 2

Diesem Entstehungsmodell könnte auch die beschriebene Rinne bei Duisburg-Walsum entsprechen.

Die Rinnensedimente dieses Profils zeigten an der Stelle ihrer größten Mächtigkeit folgende Schichtenfolge: Die Rinnenbasis bildet eine ca. 30 cm mittelsandige Feinsandschicht, die direkt über dem Flussbettsediment der NT 2 liegt. Darüber liegt eine ca. 25 cm dunkelgraue Muddeschicht. Dann folgt zu erst eine sehr dünne (ca. 10 cm) Torfschicht, die dann von einer darüber liegenden Haupttorfschicht durch eine ca. 10 cm reduzierte, blaugraue Lehmschicht unterbrochen wird. Die Haupttorfschicht, die eine Mächtigkeit von ca. 50 cm erreicht, dünnt zu den Rändern der Rinne hin aus und zieht als schmales Band (an der Westseite) bis knapp unter den Hochflutlehm (BbvSd) hinauf. Diese wird wieder von einer ca. 20 cm mächtigen, stellenweise völlig erodierten, blaugrauen, humosen, schwach feinsandigen Lehmschicht überlagert.

Der nächst abgelagerten, ca. 50 cm mächtigen, feinsandigen Lehmschicht ging eine ziemlich kräftige Erosion voraus. Sie hat die darunterliegende Torfschicht stellenweise fast bis zu ihrer Basis erodiert.

Darüber folgen diskordant aufeinander vier Sandschichten: Die unterste (I) ist aus Feinsand aufgebaut und nur mit einer Mächtigkeit von 10 bis 70 cm im Rinnenzentrum erhalten. Die nächste Schicht (II) bilden mittelsandige Feinsande, mit stellenweise trogartig geschichteten Feinkies. Die jüngere, schluffige Feinsandschicht (III) fehlt in Rinnenmitte, sie ist nur in Rinnenarmen erhalten. Diese Sandserie wird von einer Fein- bis Mittelsandschicht (IV) abgeschlossen.

Das Hangende bildet eine ca. 2m mächtige Lehmschicht, die wiederum diskordant das Liegende überlagert.

Frau Dr. URSULA SCHIRMER untersuchte den Pollengehalt dieser tiefsten Rinnenfüllung und teilte mir Folgendes mit: "Der tiefste Teil der Aurinnenfüllung über dem Flussbettsediment ist pollenfrei. Die Pollenführung beginnt wenige cm unter dem unteren torfigen Horizont und kennzeichnet dieses Rinnensediment durch absolute *Betula*-Dominanz vor *Pinus* als Bölling-zeitlich. Das darauf folgende untere torfige Band samt auflagernder blaugrauer Lehmlage fällt in die Dryas 2: Die *Betula*-Werte gehen hierin auf durchschnittlich 20% zurück, während die spätglazialen Heliophyten *Juniperus*, *Hippophae*, *Artemisia*, *Potentilla*, *Filipendula* maximale Werte erreichen. Die folgende Haupttorflage samt überlagerndem humosem Lehm wird ins Alleröd gestellt: Sie zeigt im tieferen Teil das zweite und absolute *Betula*-Maximum des Profils mit entsprechend niedrigen NBP-Anteilen. Im ihrem höchsten Teil wird die *Betula*-Dominanz von *Pinus* abgelöst; er fällt in das jüngere Alleröd. Über dem humosen Lehm folgt eine kräftige Abtragungsdiskordanz, der die Schichten der Dryas 3 und der Übergang zum Holozän zum Opfer fielen. Die nächsten Profilspektren sind nämlich durch das Einsetzen von *Alnus*, *Corylus*, *Acer*, *Ulmus*, *Ilex* und *Viscum* mit Sicherheit postglazial. Funde von *Carpinus*- und *Picea*-Pollen deuten zusätzlich auf eine Umlagerung hin, die bereits jüngere holozäne Sedimente mit beinhaltet. Von diesem Umlagerungshorizont sind gerade die tiefsten 20 cm pollenführend; darüber sind die Auensedimente entkalkt und pollenfrei.

Damit ist das Alter der Rinnenbasis pollenanalytisch mindestens Bölling-zeitlich. Die Situation von Duisburg-Walsum ist damit geologisch mit der von Düsseldorf-Rath (SCHIRMER & SCHIRMER 1995) vergleichbar."

Aus der Haupttorfschicht wurde ein Holzstück entnommen und als Birke (*Betula*) bestimmt (Bestimmung: Dipl. Biol. SUSANNE BREKAU)

Deutung Abbildung 25:

Oberfläche

Sand- und Lehmdeckschichten: Holozän

----- Abtragungsdiskordanz

Torfablagerungen: Bölling-Alleröd

Flussbettsediment: NT 2

Einen ähnlichen Aufbau zeigt auch ein Aufschluss östlich der Ortschaft Overbruch im Süden von Dinslaken (vgl. Abb. 26). Es handelt sich wieder um eine Baugrube, die ca. 2 km nördlich von dem vorher beschriebenen Aufschluss lag.

Aufgrund der Schichtenfolge sowie der Position der 2-3 cm dünnen Torfschicht in dem Profilaufbau kann man diese dünne Torfschicht als Teil einer mächtigeren Torfschicht einer Rinne ansehen (wie bei Profil 55), die zu den Rinnenrändern hin ausgedünnt worden ist. Es müsste also eine mit Torf aufgefüllte Rinne in der Nähe gegeben haben.

Obwohl diese zwei Aufschlüsse von ihrem Aufbau her eine große Analogie zeigen, kann man nicht mit Sicherheit sagen, dass diese zwei Torfschichten dem gleichen Interstadial angehören.

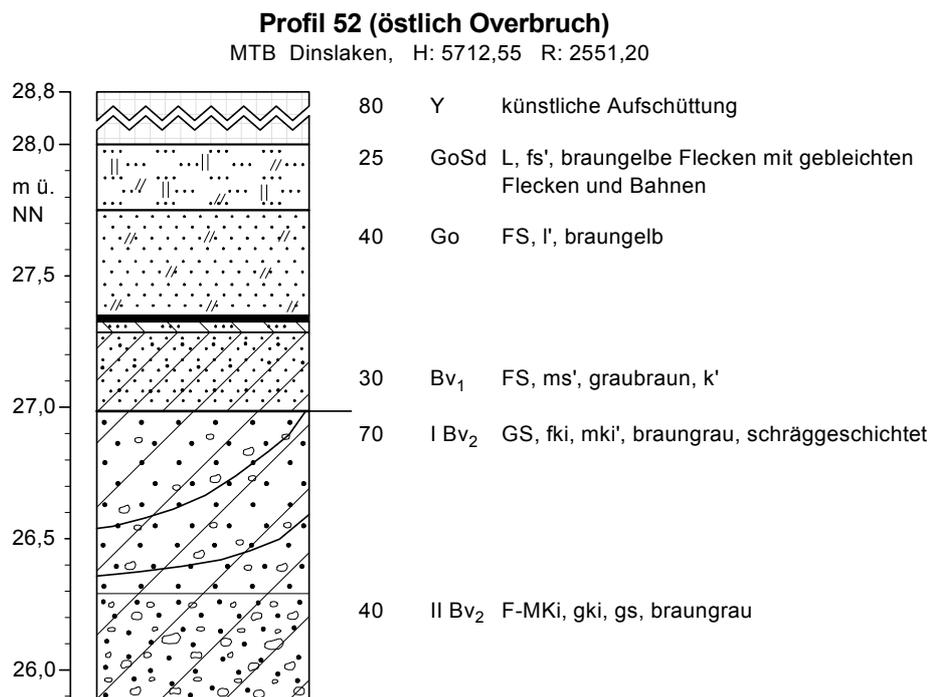


Abb. 26: Profilaufbau eines Aufschlusses aus dem auf der NT 2-Terrasse liegenden Rinnenbereich südlich Dinslaken

Rinnen auf der NT 2-Terrasse, die sich in einer höheren Lage als die erwähnten Rinnen im Bereich Dinslaken befinden und nicht von mächtigen Hochflutsedimenten vollständig zugedeckt wurden, sind noch heute als Rinnensysteme an der Oberfläche erkennbar. Eine der auffälligsten dieser Rinnen ist die heutige *Niepkuhlen*, die von der Rheinaue bei Krefeld-Bockum über den Krefelder Stadtwald, dann zwischen Hülser Berg und Egelsberg und weiter zwischen dem Schaephuysener Höhenzug und der Einzelberg-Kette in starken Windungen nach NW dahinzieht.

Der Name Niepkuhlen kommt (STEEGER 1981: 124) von der mundartlichen Benennung „Kull“, womit man am Niederrhein eine künstlich gegrabene Vertiefung bezeichnet (z.B. Sandkull). Die Nieper Kuhlen, die die heutigen stillen Teiche bilden, wurden in Urgroßväterzeiten und noch früher zur Torfgewinnung aufgegraben. Die Austorfung an der Niep endete erst im 19. Jahrhundert (STEEGER 1981: 127).

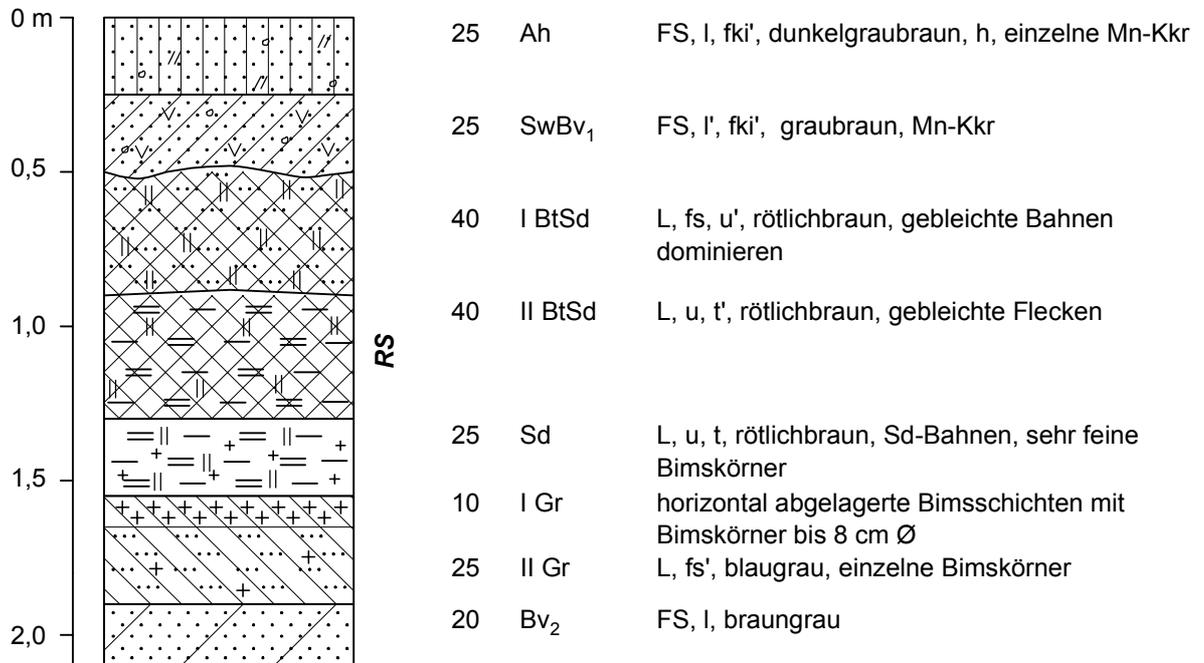
Weil es bis heute noch nicht genügend verlässliche Daten gibt, ist die Entstehungszeit dieser Torfschichten nicht genau bekannt, so dass ihre Einstufung mehr oder weniger als spekulativ zu betrachten ist.

Die von REHAGEN (1964: 67) pollenanalytisch untersuchten Torfschichten im Hülser Bruch bei Krefeld wurden als Alleröd bestimmt, und seiner Meinung nach vermochten sie die bisherigen Funde von AVERDICK & DÖBLING (1959) zu ergänzen. Diese Torfschichten lagen ziemlich dicht (80 cm) unter der Geländeoberfläche und hatten eine Mächtigkeit von ca. 70 cm, die dann tiefer in eine zunehmend sandigere Schicht übergingen. Dieser Aufschluss lag nicht weit (ca. 1 km westlich) von dem Rinnenbereich des *Niepkuhlens*. Trotzdem darf aber nicht ein direkter Vergleich mit den Torfvorkommen des *Niepkuhlens* vorgenommen werden.

KLOSTERMANN (1992: 178) spricht, angelehnt an die pollenanalytische Untersuchungen von REHAGEN (1963), von zwei postglazialen Phasen der Mäanderbildungen auf der Niederterrassenfläche und damit auch von zwei Phasen der Moor- bzw. Torfbildung. Die erste Phase der Torfbildung habe während des Präboreals stattgefunden und war durch eine Reaktivierung der Mäander im Jungboreal unterbrochen, um sich dann wieder im Boreal als zweite Phase fortzusetzen. Bei diesen Mäanderreaktivierungsphasen wird aber nicht erwähnt, um welche Mäander es sich handelt; um diejenigen auf der Älteren Niederterrassen (NT 2) oder die der Jüngeren Niederterrasse (NT 3).

Für die stratigraphische Einordnung dieser Rinnenablagerungen spielen außer Torfablagerungen auch Bimsvorkommen eine große Rolle. In den Aurinnensedimenten eines Aufschlusses (vgl. Abb. 27) im *Niepkuhlen*-Rinnenbereich bei Rheurdt befand sich in einer Tiefe von 1,55 m eine 10 cm horizontal geschichtete Bimsschicht. Einzelne feine Bimskörner finden sich auch sowohl in der liegenden, 25 cm mächtigen feinsandigen Lehmschicht als auch in der darauf lagernden 25 cm schluffigen, tonigen Lehmschicht. Bims ist hier nur an diese Schichten gebunden. In der 20 cm tiefer aufgeschlossenen, braungrauen, sandigen Schicht wurden keine Spuren von Bims mehr gefunden. Das gleiche war auch im kurz vorher aus der Baugrube ausgegrabenen Kies zu beobachten, dessen Oberfläche 50-70 cm (mündl. Mitt. vom Polier) unter der Fußsole der Baugrube lag. Über den Bimsschichten folgt eine 40 cm mächtige schwachtonige, schluffige Lehmschicht, die nach oben allmählich in eine 40 cm mächtige feinsandige Lehmschicht übergeht. Die obersten 50 cm der Sedimente werden durch ein etwas groberes Material gebildet, was eine etwas stärkere Strömungsphase anzeigt. Wie alle anderen Sedimente wurden auch diese Rinnensedimente nach ihrer Verlandung den Prozessen der

Bodenbildung ausgesetzt, so dass sich auf ihnen eine pseudovergleyte Parabraunerde entwickelte.



Aufgrund der an Bims angereicherten Schichten sowie den darauf stark entwickelten Böden kann man annehmen, dass diese Ablagerungen am Ende des Spätglazials oder auch im frühen Holozän abgelagert wurden. Also dann, als die an Bims angereicherte NT 3-Terrasse stark erodiert wurde und gleichzeitig aber die Hochflutwässer immer noch das Niveau der Rinnen auf der NT 2-Oberfläche erreichen konnten. So lässt sich auch das Bimsvorkommen in diesen Aurinnensedimenten erklären. Bims ist nach seinen physikalischen Eigenschaften so leicht, dass er sich von Wasserströmen schwimmend transportieren lässt und dort wieder absetzt, wo die Strömung des Wassers nachlässt.

Zur Entstehung von Rinnenablagerungen kam es auch im Rinnenbereich des Ostrandes der Krefelder Terrasse. Dieser Rinnenbereich wird heute vom *Flöthbach* durchflossen. Der *Flöthbach* zeigt, im Gegensatz zum *Niepkuhlen*, einen gestreckten Verlauf und beinhaltet nur eine geringe Wassermenge. Außerdem ist der ganze Rinnenbereich breiter und dazu auch flacher. Dementsprechend zeigen auch die darauf abgelagerten Rinnensedimente keine große Mächtigkeit. In einem Aufschluss bei Hüls (vgl. Abb. 28) erreichten sie eine Mächtigkeit von 150 cm. Es scheint also so, dass dieses Rinnensystem nicht so tief in die NT 2 eingeschnitten ist. Andererseits sind bis heute keine wichtigen Torfschichten oder ähnliche Ablagerungen aus diesem Rinnenbereich bekannt.

Profil 36 (Hüls)
 MTB Krefeld H: 5694,06 R: 2535,66

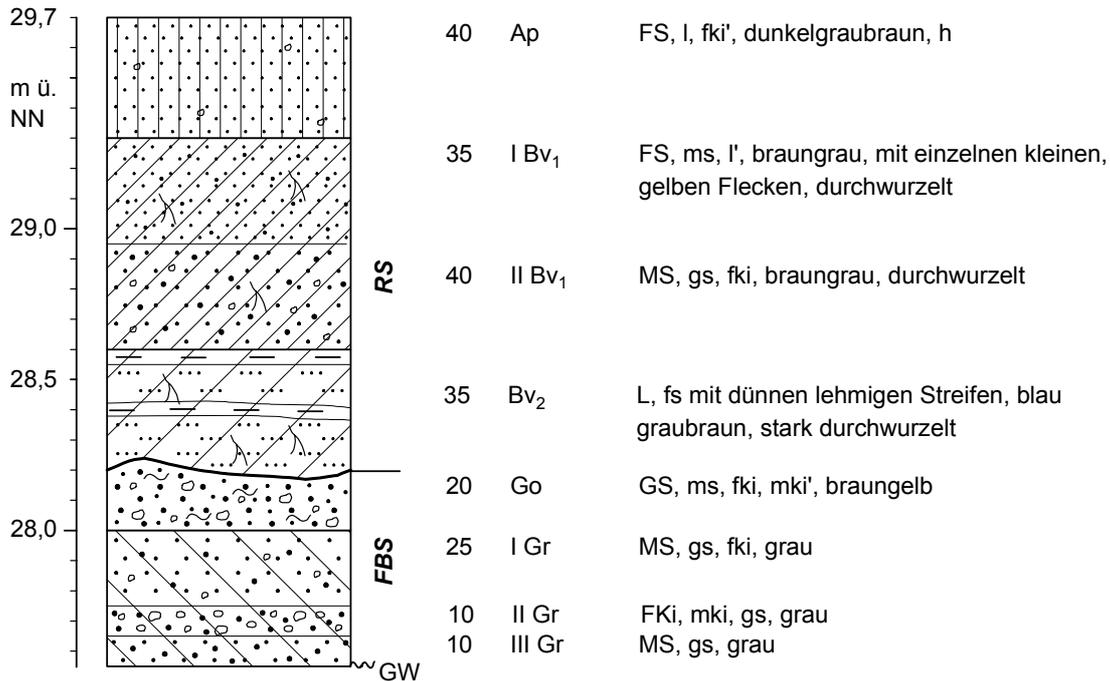


Abb. 28: Rinnenablagerungen über der NT 2 im Bereich des *Flöthbaches* bei Krefeld-Hüls

Geographisch gesehen liegt dieser Rinnenbereich in einer von der Krefelder Terrasse geschützten Position und westlich der Niepkuhlenrinne, so dass die Möglichkeit, nach der Aufschüttung der NT 2 von starken Wasserströmungen durchflossen zu werden, gering war und noch geringer nach der Entstehung der östlich davon liegenden Niepkuhlenrinne. Aufgrund dieser Tatsachen ist anzunehmen, dass die Rinnenablagerungen entlang des Ostrandes der Krefelder Terrasse bzw. der Vorstufe der Krefelder Terrasse (vgl. Kap. 6.1.5) etwa gleich alt oder älter als die Rinnenablagerungen des Niepkuhlen Rinnenbereichs sind.

Die Aurinnensedimente spielen im Allgemeinen eine große stratigraphische Rolle und das besonders, wenn sie organisches Material enthalten, das oftmals als Datenquelle genutzt werden kann. So kann man dann anhand dieser Daten auch das Mindestalter der darunter liegenden Ablagerungen bestimmen. Beim Liegenden der Torfschichten im Bereich Dinslaken handelt es sich also um die NT 2-Ablagerungen, die älter als Alleröd sind. Aufgrund der Tatsache, dass gelegentlich nur im Au-, bzw. Rinnensediment der linksrheinischen NT 2-Terrasse Bims zu finden ist und nicht in ihrem Flussbettsediment, kann man daraus schlüssen, dass dieses Gebiet nicht mehr während der Aufschüttung der NT 3 (Jüngerer Dryaszeit) aktiv durchflossen wurde. Das Gebiet der NT 2 konnte also während dieser Zeit nur noch durch Überschwemmungen erreicht werden. Die Einstufung der Ablagerungen zwischen Bönninghardt und Aldekerker Platte durch KLOSTERMANN (1986) als NT 3-Terrasse lässt sich folglich nicht erklären.

6.1.5 NT 2-Randablagerungen

Zwischen der NT2-Fläche und der Krefelder Terrasse bzw. Stauchendmoräne (Schaephuysener Höhen) befindet sich eine leistenförmig erhaltene Vorstufe. Die Oberflächenmorphologie dieser Vorstufe lässt stellenweise, wie z.B. beim Tönisberg, den Eindruck aufkommen, dass sie Rest einer älteren Niederterrasse ist.

Diese Ablagerungen wurden von BRUNNACKER (1978b: 408) als Abspülmassen bezeichnet, die auch randliche Bereiche des Niederterrassen-Feldes überkleiden. Aufgrund einer auf der Fläche der Vorstufe durchgeführten Handbohrung beim Tönisberg (B 4) ist jedoch eher anzunehmen, dass nur die obersten 140 cm Sedimente der Bohrung ein abgetragenes Material darstellen. Der untere Teil (140 - 350 cm) ist eine eher homogene Schichtung von kalkhaltigem, tonigem Lehm mit einer dazwischen eingelagerten 30 cm mächtigen feinsandigen Lehmschicht (vgl. Abb. 31, B 4).

B 4 (Tönisberg)

MTB Moers, H: 5697,49 R: 2535,37; ca. 11 m ü. RhN

0 - 30	Ap	MS, fki, fs, dunkelgraubraun, h
30 - 40	Sdw	FS, l, fk', hellgraubraun, einzelne Sd-Bahnen
40 - 70	Sd	L, fs, fki'', helle, rostgeränderte Sd-Bahnen
70 - 110	GoBv ₁	FS, l, fki'', gelbbraun
110 - 140	Bv ₂	FKi, gs, ms, braun
140 - 195	Sd	L, t, fs', Sd-Bahnen, k
195 - 225	C	L, fs', graubraun, k
225 - 350	C	L, t, graublau, k

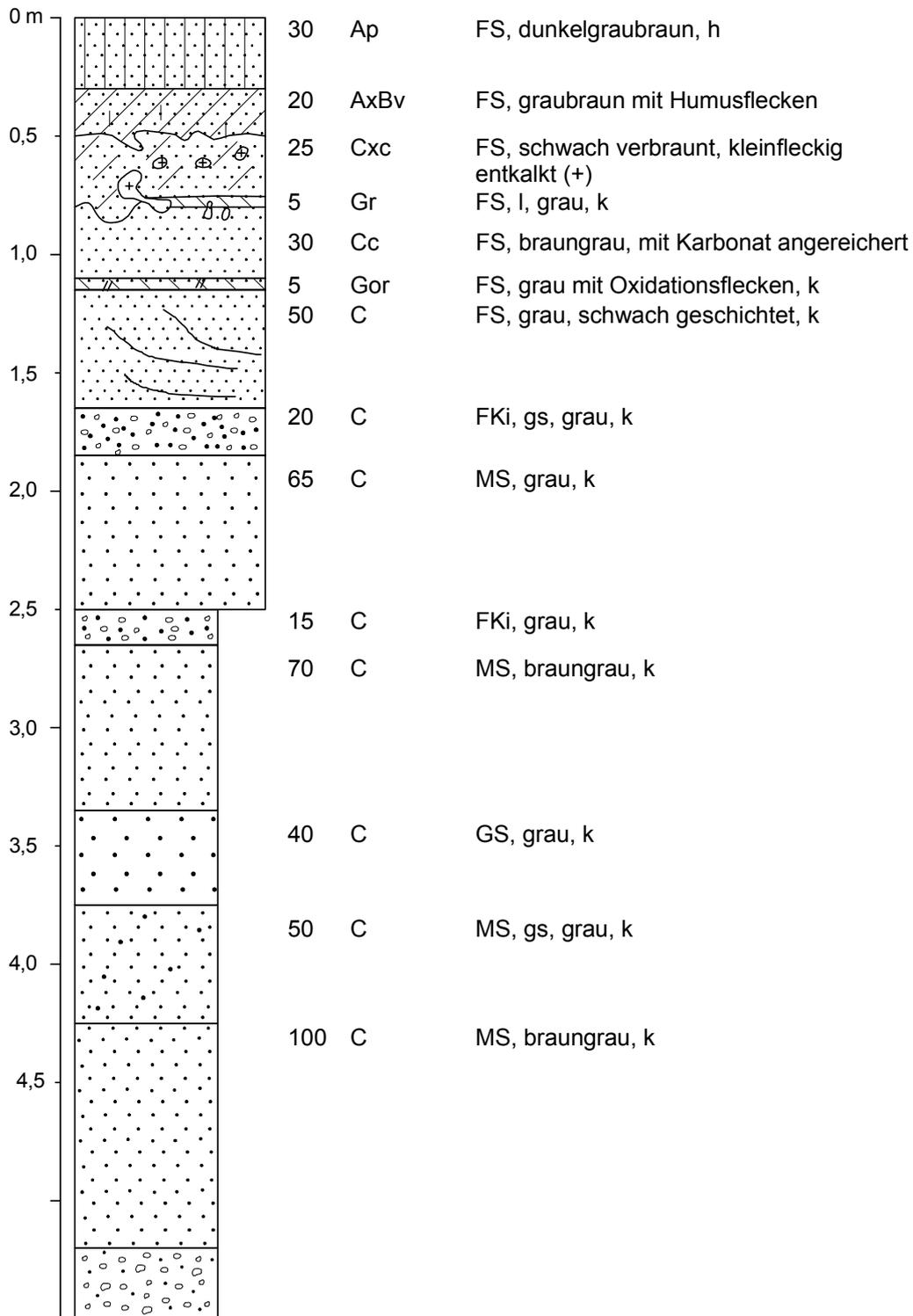
Anhand der Höhenlage, in der sich diese Schichten befinden, sind sie nicht mit den Auerinnenablagerungen auf der NT 2 zu vergleichen. Sie sind mehr in Zusammenhang mit dem Aufbau der Stauchendmoränen zu bringen. Diese tonigen Lehmschichten könnten mit einer von KEMPF (1966: 17) beschriebenen Tonschicht bzw. sandigen Tonschicht korrelieren, die sich im gestauchten Terrassenkörper der Unteren Mittelterrasse befindet.

Das Hangende dieser Schichten wurde wahrscheinlich später während der Würm-Eiszeit entlang dieser Vorstufe erodiert, während die tonigen Lehmschichten als widerstandsfähigere Ablagerungen immer noch erhalten geblieben sind.

Diese Vorstufe am Fuß der Stauchendmoräne beim Tönisberg wird also als eine Erosionsstufe angesehen. Sie wurde danach erneut von Westen durch bergabtransportiertes Material überwiegend in Form von Schuttkegeln überlagert (vgl. GK).

Ob die Vorstufe als eine Erosionsstufe entlang der ganzen Stauchmoränen zu betrachten ist, ist fraglich. Zum ersten zeigt sie weiter nördlich morphologisch keine ähnliche Fläche wie beim Tönisberg. Sie wird schmaler und zeigt eine größere Neigung nach Osten. Zum zweiten zeigte der Profilaufbau eines Aufschlusses bei Schaephuysen (vgl. Abb. 29) eine ganz andere Schichtenfolge. Bei diesem Aufschluss handelt es sich um eine Baugrube, die sich auf dem äußeren Rand dieser Vorstufe befindet, nämlich direkt am Fuß der Stauchendmoräne. Bis ca. 250 cm unter der Oberfläche wurde dieses Profil aus der Wand der Baugrube aufgenommen. Das Restprofil stammt aus einer an gleichen Stelle durchgeführten Handbohrung, die eine Tiefe von 555 cm unter Oberfläche erreichte.

Profil 31 Schaephuysen
 MTB Kerken, H: 5701,35 R: 2533,56



Die obersten 165 cm sind von Feinsanden aufgebaut, bei denen im unteren Bereich eine schräge Schichtung zu beobachten war. Ab 165 cm bis 525 cm Tiefe zeigte dieser Aufschluss eine Wechschichtung von Mittel- und Grobsand sowie einzelnen ca. 20 cm mächtigen sandigen Feinkiesschichten. Erst in einer Tiefe von 525-555 cm ist eine mittelkiesige Feinkiesschicht getroffen, die ein Flussbettsediment vermuten lässt. Tiefer gab es wegen des wahrscheinlich groberen Kieses keine Bohrfortschritte.

Eine sandige Schichtenfolge dieser Mächtigkeit ist uns im Aufbau der gestauchten Unteren Mittelterrasse nicht bekannt. In diesem Fall kann man also nicht mehr von einer Erosionsstufe der Stauchendmoräne sprechen.

Die als Flussbettsediment betrachteten Ablagerungen liegen mit ca. 8 m ü. RhN in einer gleichen Höhenlage wie das Flussbettsediment der NT 2, das östlich davon liegt und ungefähr der gleichen geographischen Höhe entspricht. Deswegen ist nicht auszuschließen, dass es sich um den gleichen Terrassenkörper handelt. Rätselhaft bleibt jedoch die Genese des Hangenden. Die am Wandaufschluss beobachteten Sedimente zeigten Charakteristika eines Auensediments, obwohl sie genau am Fuß der Stauchendmoräne liegen, also dort, wo die Abtragungsvorgänge während des Würms nicht ausgeschlossen werden dürfen.

Der innere Aufbau der Vorstufe am Rande der Krefelder Terrasse zeigt im Gegensatz zu der am Rande des Schaephuysener Höhenzugs liegenden, vorher beschriebenen Vorstufe einen anderen Aufbau. Im Sommer '99 war durch Bauarbeiten in der Kanalisation entlang der Wilmendyck Straße sowie in der Baugrube bei Hostdyck 74 die Möglichkeit gegeben, ihren Schichtenaufbau aufzunehmen. Weil die Deckschicht des Terrassenkörpers wegen ihrer geringen Mächtigkeit überwiegend zerstört wurde, ist auch eine Bohrung (B 26) durchgeführt worden.

Alle Aufschlüsse zeigen den gleichen Profilaufbau wie der des durch Abb. 30 dargestellten Profils. Der Terrassenkörper liegt unter einer 80 cm mächtigen Deckschicht, mit einer Basis aus einer 35 cm mächtigen, schwachoxidierten Mittelsandschicht. Sie, sowie auch die darüber folgende 25 cm rötlichbraune und pseudovergleyte feinsandige Lehmschicht, sind durchwurzelt und humusfleckig. Die Deckschicht wird mit einem 20 cm humosen, feinsandigen Horizont abgeschlossen. Der Aufbau des 160 cm mächtigen Terrassenkörpers zeigte eine horizontale Schichtung von grauen mittelkiesigen Feinkiesen, zwischen denen schräggeschichtete Mittelsande durchzogen. Es handelte sich also um eine Sedimentationsstruktur, die ohne Zweifel einem verwilderten Stromsystem entstammt. Diese Ablagerungen sind also nicht als „Kolluvien“ (BRUNNACKER 1978b: 408, Tafel im Anhang) zu betrachten.

Die Höhenlage der Kiesoberfläche (9,5 m ü. RhN) sowie der Aufbau dieser Terrassenkörper sind identisch mit der östlich davon liegenden NT 2-Terrasse. Das wurde auch durch eine auf der NT 2-Fläche durchgeführte Bohrung (B 28) bestätigt. Der einzige Unterschied beim Schichtenaufbau zwischen dem Profil 76 und B 28 ist, dass bei B 28 die Lehmschicht in ihrem Auensediment fehlt. Das ist mit einer etwas höheren Lage der B 28 sowie der größeren Entfernung von dem Rinnenbereich des Profils 76 zu erklären.

Die am Rande der Krefelder Terrasse angehobene Fläche, die morphologisch den Eindruck einer eigenständigen Terrasse hinterlässt, ist nichts anderes als eine Fortsetzung der östlich davon liegenden NT 2, die später durch ein Rinnensystem (heutiger *Flöthbach*, vgl. Kap. 6.1.4) abgetrennt wurde.

Profil 76 (Hostdyck 74 - Inrath)
 MTB Krefeld H: 5691,00 R: 2537,90

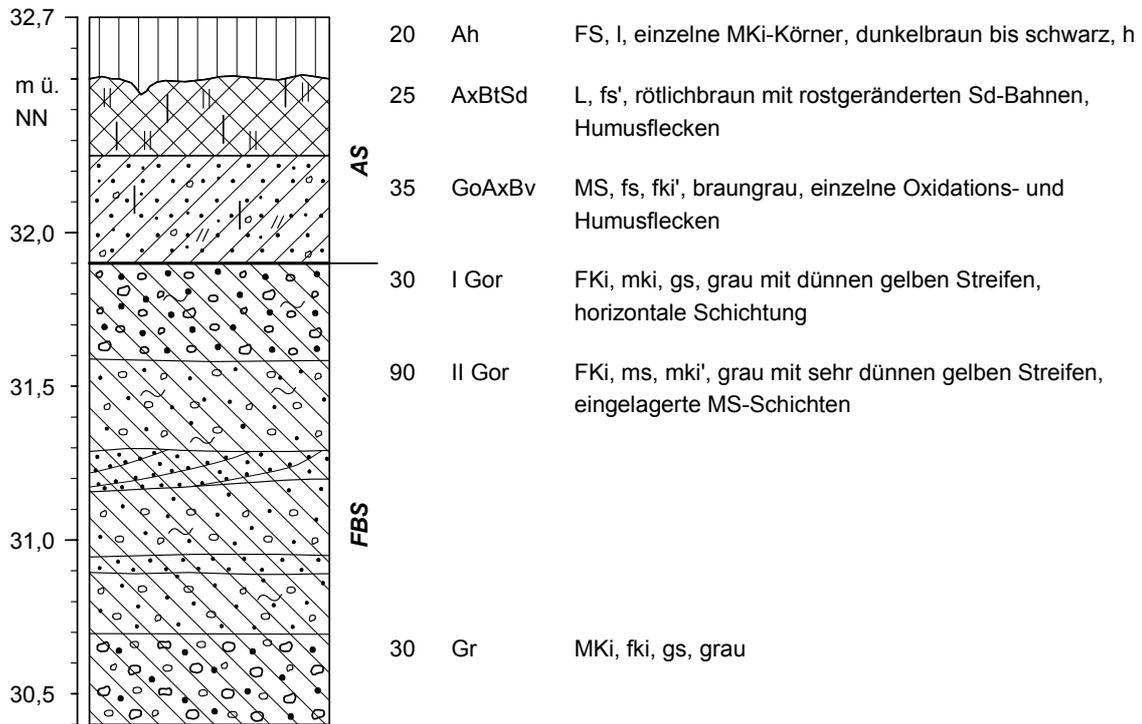


Abb. 30: Aufbau der NT 2-Terrasse bei Krefeld-Inrath, die morphologisch als eine leichte Vorstufe entlang dem östlichen Rand der Krefelder Terrasse angehoben ist

B 26 (Inrath)

MTB Krefeld, H: 5690,85 R: 2538,27

0 - 15	Ah	FS, l', fki'', dunkelbraun, h	
15 - 25	AxBv	FS, u, ms', fki'', graubraun, h'	AS
25 - 60	BtvSd	L, fs, braungrau mit rostgeränderten Sd-Bahnen	
60 - 100	GoBv	MS, fs, grau mit kleinen, gelben (oxid.) Flecken	

100 - 200	GoGr	FKi, mki, gs, grau mit dünnen, gelben Streifen, k'	FBS
-----------	------	--	-----

B 28 (bei Kriedbruch - nördlich Krefeld)

MTB Krefeld, H: 5691,62 R: 2539,17

0 - 35	Ap	MS, fs, l, dunkelgraubraun, h, kalkfrei	
35 - 50	BvSw	MS, fs, u', hellgraubraun, Mn-Kkr. (bis 2 cm Ø)	
50 - 80	SwSd	MS, fs, u', graubraun mit rostgeränderten Sd-Bahnen, Mn-Kkr	
80 - 100	GoBv	MS, fs', gelbgrau	AS
100 - 120	I Gr	MS, fs', grau, k''	
120 - 150	II Gr	GS, fki, grau, k'	

150 - 200	III Gr	MKi, fki, gs, k'	FBS
-----------	--------	------------------	-----

Aus den Randablagerungen haben sich also drei Bautypen ergeben: 1.) Die morphologische Stufe entlang dem Ostrand der Krefelder Terrasse ist aus fluviatilen Sedimenten bzw. NT 2-Ablagerungen aufgebaut (vgl. Abb. 31, P 76). 2.) Erosionsstufe bei Tönisberg, deren Inneres eine Bildung aus Lehm- und Tonschichten zeigt (vgl. Abb. 31, B 4), die wahrscheinlich ein Teil der von KEMPF (1966) beschriebenen, gestauchten Tonschichten des Schaephuysener Zugs sind und 3.) die mächtigen Randsandablagerungen bei Schaephuysen (vgl. Abb. 31, P 31), deren genetische Zusammenhänge nicht ganz klar sind.

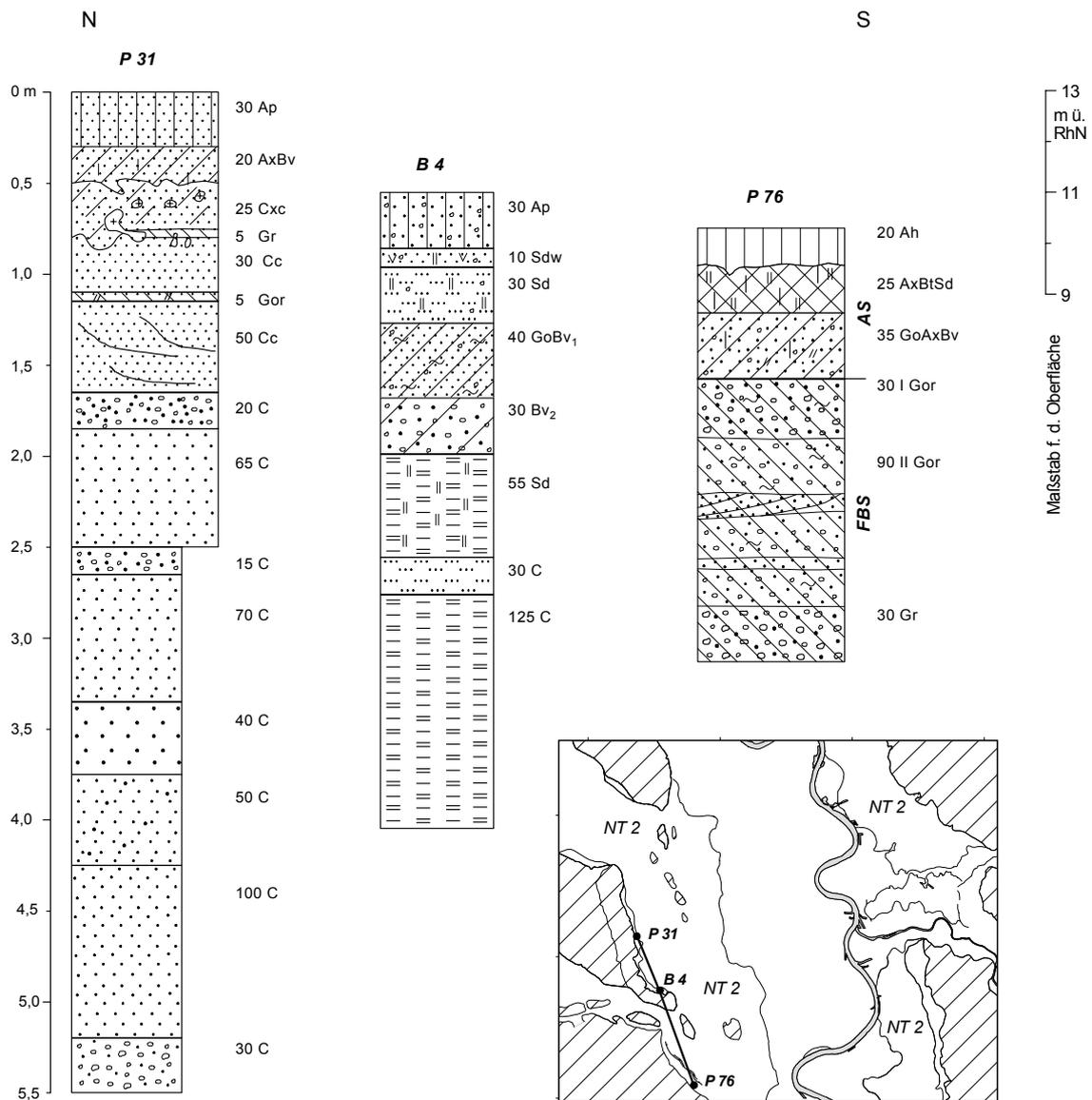


Abb. 31: Längsschnitt der NT 2-Randablagerungen von Süden (Ostrand der Krefelder Terrasse: P 76) nach Norden (Ostrand der Schaephuysener Höhe: B 4 und P 31)

6.1.6 Stratigraphische Einordnung der NT 2

Die Niederterrasse 2 ist, wie ihr Aufbau zeigte (vgl. auch SCHIRMER 1990e: 94), unter eiszeitlichen Verhältnissen vom Rhein vertikal aufgeschottert worden. Ein Breitbettfluss nahm während der NT 2-Aufschüttung die gesamte Breite (mit Ausnahme der als dünne Leiste erhaltenen NT 1 am Ostrand des Tales) der heutigen Rheinebene ein. Die NT 2 nimmt damit die größte Fläche des Arbeitsgebiets ein.

Die Ablagerungen der NT 2 lassen sich aufgrund des geologischen Aufbaus, ihrer Höhenlage und ihrer Verbreitung leicht von älteren Ablagerungen der NT 1 und jüngeren, bimshaltigen Ablagerungen der NT 3 unterscheiden. Aufgrund dieser Parameter sowie darauf liegender bölling- bis allerödzeitlicher Torflagen (vgl. Kap. 6.1.4) ist diese Terrasse als Fortsetzung (äquivalent) der gleichen Terrasse (NT 2) südlich meines Arbeitsgebietes zu sehen, deren Ablagerungen nach SCHIRMER et al. (1990c: 240), SCHIRMER (1990e: 97), sowie SCHIRMER & SCHIRMER (1995d) präböllingzeitlich abgeschlossen waren (vgl. Tab. 3). Sie entspricht also der Schönbrunner Aufschüttungsphase des mitteleuropäischen Terrassensystems (vgl. Tab. 7), deren Terrasse an den meisten Flussstrecken Mitteleuropas die flächenmäßig größte Ausdehnung hat (vgl. SCHIRMER 1993: 553).

7 Das Niveau der Niederterrasse 3 (NT 3)

Die NT 3 liegt im Zentralbereich des Arbeitsgebiets. Sie nimmt den Bereich zwischen dem heutigen Rhein und der linksrheinischen NT 2 mit Ausnahme einiger kleiner NT 3-Flächen auf dem rechtsrheinischen Bereich bei Duisburg-Beck, sowie im Süden des Arbeitsgebiets bei Wahnheim-Angerhausen und Mündelheim (vgl. GK) ein.

Während die NT 3-Ablagerungen im Süden immer noch um etwa 1 m von den Ablagerungen der NT 2 tiefer abgesetzt sind, erreichen und überschreiten sie das Niveau der NT 2 weiter im Norden etwa in Raum Schwafheim-Moers (vgl. Abb. 13). Nördlich davon, etwa bei Repelen, fällt das Niveau der NT 3-Ablagerungen wieder unter das der NT 2, um dann wieder anzusteigen und im Norden des Arbeitsgebiet das Niveau der NT 2 zu erreichen. Von etwa Rheinberg nach Norden überlagert die NT 3 die NT 2, und damit nimmt sie die ganze Breite des Talgrundes ein. In dem in Abb. 13 dargestellten Diagramm fällt auf, dass das Niveau des NT 3-Flussbettsediments auch ganz im Norden des Arbeitsgebiets etwas niedriger bleibt als das FBS der NT 2. Das kommt daher, weil für dieses Diagramm die Durchschnittswerte von mehreren Aufschlüssen und Bohrungen, die sich innerhalb einer 5 km breiten Zone befinden, in Betracht gezogen wurden (vgl. Tab. 5a und 6). Sonst liegen die als Kiesbänke (vgl. Abb. 33) abgelagerten Sedimente der NT 3 im Norden stellenweise (wie z. B. bei Alpsray) über dem Niveau der NT 2-Ablagerungen.

Während die NT 3 sich nicht überall durch eine deutliche Stufe von der NT 2 abgesetzt ist, überragt sie die holozänzeitlichen Terrassen durch eine mindestens 2 m hohe Stufe kontinuierlich auf beiden Seiten des Rheins.

Was die NT 3 von anderen älteren Niederterrassen deutlich unterscheidet, ist der in ihrem Terrassenkörper eingelagerte Laacher See-Bims (LSB).

7.1 Der Laacher See-Bims und seine stratigraphische Rolle

Bims wird von DECKER & DECKER (1992: 98) als ein schnell abgekühltes vulkanisches Gestein beschrieben, in dem die Gase in kleinen Blasen eingeschlossen sind; in gewissem Sinne handele es sich um erstarrten Lavaschaum. Das Verhältnis von Gasblasen zu (glasigem) vulkanischem Gestein ist so hoch, dass große Bimsbrocken so leicht wie Styropor sind und auf Wasser schwimmen.

Wegen seines geringen Gewichts findet man ihn im Gelände meistens an feinkörnige Sedimente gebunden. LSB ist durch seine physischen Eigenschaften sehr leicht von anderen fluviatilen Ablagerungen zu unterscheiden. Die Körner (im Pelitbereich) sind sehr porös, haben ein geringes Gewicht und sehen im trockenen Zustand weiß aus. In feuchtem Zustand ist der Bims ziemlich weich (zerbricht sehr leicht zwischen den Fingern) und hat eine gelbe Farbe. LSB hat eine Plagioklas-phonolitische Zusammensetzung (BOGAARD & SCHMINKE 1990: 169), und er ist besonders charakterisiert durch seinen Gehalt an Hauyn (FRECHEN 1959: 366), ein Feldspatvertreter-Mineral, das oftmals noch mit bloßen Augen sichtbar ist. Diese Eigenschaften sowie sein Schwermineralspektrum, bei dem braune Hornblende, Augit und untergeordnet Titanit dominieren (BOGAARD & SCHMINKE 1985: 1557, SABEL 1983: 305, THIEMEYER 1993: 185), sind außerdem die Hauptkriterien, um den Laacher See Bims von anderen jungquartären Tephra-Ablagerungen zu unterscheiden.

Zum Alter des Laacher See-Ausbruchs liegen viele Daten vor. Sie stammen zumeist aus ¹⁴C-Datierungen der allerödzeitlichen Hölzer, die von Laacher See-Tephra (LST) überdeckt und unter Luftabschluß verkohlt und konserviert wurden (IKINGER 1990: 90). Aus diesen Daten ergibt sich ein mittleres Alter von rund 11.000 Jahren (FRECHEN 1959:

367, Tab. 2, BOGAARD & SCHMINKE 1985: 1557, IKINGER 1996: 227). HAJDAS et al. (1995) nehmen aufgrund der Datierungen von Pflanzen-Makrofossilien aus den LST enthaltenden Seesedimenten am Soppensee, Holzmaar und Schalkenmehrener Maar an, dass die LST um etwa 200 Jahre älter sei (11,230 ± 40), als bis jetzt angenommen ist.

Die leichte Identifikation von Laacher See Bims sowie die Kenntnis, dass der LST-Ausbruch nur wenige Stunden bis Tage gedauert hat (FRECHEN 1995: 582, BOGAARD & SCHMINKE 1990: 166), geben ihm eine sehr wichtige stratigraphische Rolle.

Hierbei, wenn es um Terrassenstratigraphie geht, muß auch die Ablagerungsart sowie seine Position innerhalb einer Fluviatilen Serie berücksichtigt werden. Als fast sicher gilt, dass es im unteren Niederrheingebiet keinen autochthonen Bims gibt, wie Untersuchungen und Arbeiten (von BOGAARD & SCHMINKE 1985, THOSTE 1974, BRUNNACKER 1978b, KLOSTERMANN 1992), sowie eigene Beobachtungen zeigen. Der Niederrhein gehörte damals nicht zum ursprünglichen LST-Ablagerungsgebiet.

Der im NT 3-Terrassenkörper eingearbeitete Bims ist also von seinem Ablagerungsgebiet im Süden erodiert und durch den Fluss weiter nach Norden transportiert worden. Damit wird auch die Ablagerungszeit der NT 3 in der Jüngeren-Dryas bestimmt (vgl. Tab. 3). Dass eine bims haltige Terrasse mit Sicherheit eine NT 3-Terrasse darstellt, kann man nur sagen, wenn der Bims reichlich in ihrem Flussbettsediment eingelagert vorkommt. Der im Rinnen- bzw. im Auensediment gefundene Bims bedeutet nicht immer, dass auch ihr Liegendes bims haltig ist oder sein muß. So sind auch die Auensedimente der NT 2 manchmal bims haltig (s. Kap. 6.1.3). Andererseits kommt es auch vor, dass sowohl das Liegende als auch das Hangende Bims enthalten, obwohl sie in unterschiedlichen Zeiten entstanden sind. Das ist der Fall, wenn die NT 3 von holozänen Auenablagerungen, die als Umlagerungsprodukte u. a. von der NT 3 auch bims haltig sein können, überlagert wird.

Das bimsführende Flussbettsediment im Niederrhein bezeichnet also immer die NT 3 und damit die Jüngere Dryas-Zeit, während die bimsführenden Auen- und Rinnensedimente sowie manchmal äolische Sedimente (Flugsand) auch während des Spät- und Postglazials abgelagert worden sein können.

7.2 Die Entstehung und Morphologie der NT 3

Die NT 3 als die jüngste eiszeitliche Terrasse überhaupt zeigt am deutlichsten die Charakteristika einer während einer Eiszeit entstandenen Terrasse sowie ihrer postglazialen Geschichte. Sie stellt nicht so eine große und einheitliche Fläche wie die NT 2 dar, ihre knapp 1000 dauernde Jahre Entstehungszeit waren dafür zu kurz. Auch die Klimabedingungen im Spätglazial waren wahrscheinlich nicht so günstig für eine breitere Erosion bzw. Akkumulation. SCHIRMER (1990: 28) schreibt die Ablagerung der NT 3 dem früheren Abschnitt der Jüngeren-Dryaszeit zu, was übereinstimmt mit den von ISARIN & BOHNCKE (1995) gewonnenen Ergebnissen aus paläobotanischen Untersuchungen in West- und Zentraleuropa. Diese Ergebnisse zeigen eine Phase maximaler Kälte in der früheren Jünger Dryaszeit (etwa zwischen 10,950-10,550 BP) und eine wärmere Phase (etwa 10,550-10,150 BP) (ISARIN & BOHNCKE 1995: 164-165). Demnach kann man annehmen, dass die Schotterkörper der NT 3 mit ihren periglazialen Erscheinungen spätestens vor dieser wärmeren Phase abgelagert worden sind.

Die Oberflächenmorphologie einiger NT 3-Flächen ist durch holozänen Überflutungen rinnenartig stark überformt, während die anderen Terrassenflächen durch

Decksande und Dünen auffällig gestaltet sind. So wird also die Jüngere Niederterrasse nur aufgrund der Oberflächenmorphologie in zwei Stufen gegliedert: Eine höhere Stufe (wie die NT 3-Fläche im Raum Moers, zwischen Schwafheim im Süden und *Baerler Busch* im Norden um 9-10 m ü. RhN, vgl. GK), die weniger von holozänen Überschwemmungen überprägt ist, dazu aber durch darüber abgelagerte Flugdecksande und Dünen charakterisiert ist, und eine niedrigere Stufe (wie die NT 3-Fläche östlich Moers, zwischen Moers-Meerbeck und *Uttelsheimer See*, um 5-6 m ü. RhN; vgl. GK), die dünenfrei ist und durch Rinnen zerschnitten und überformt wurde. Es ist dies die Erosionsstufe der NT 3 im Sinne von THOSTE (1974: 66) (vgl. Abb. 32).

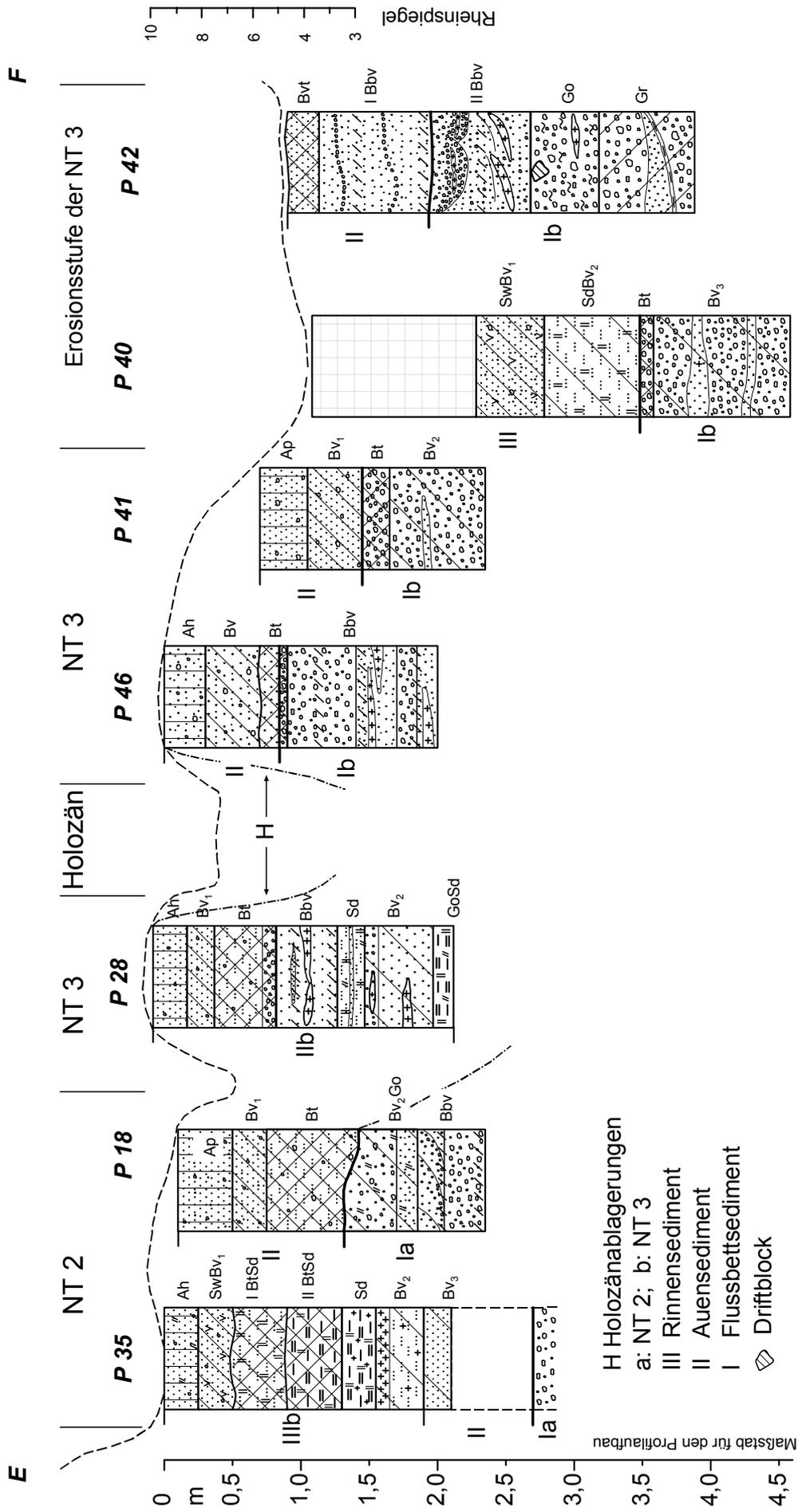


Abb. 32: West-Ost-Querschnitt (E-F) durch die NT 2, NT 3 und NT 3-Erosionsstufe im Zentralbereich des Arbeitsgebiets (Lage in Abb. 8, Abschnitt E-F)

7.3 Aufbau der NT 3

a) Die höhere Stufe der NT 3

Während der Terrassenkörper der NT 2 überwiegend einen zyklischen Aufbau zeigte, waren beim Aufbau der NT 3-Terrasse solche Merkmale, die sie als typisch für das ganze Gebiet charakterisieren würden, nicht zu beobachten. Auffällig war ihr im Allgemeinen etwas feinkörnigerer Aufbau im Vergleich zur NT 2, obwohl stellenweise auch bis 2 m mächtige Kiesbänke (überwiegend Mittelkies) aufgeschlossen waren. Diese beobachteten Kiesbänke, die dicht unter die Oberfläche (unter einer 1-2 m mächtigen Deckschicht) (vgl. Abb. 33a, b) lagen, waren überwiegend in der höheren Stufe der NT 3-Fläche konzentriert. Das in der Abb. 33a dargestellte Profil 27, wurde in eine Baugrube am Moerser Hauptbahnhof im August '97 aufgenommen. Die Basis des ca. 2,5 m hohen Profils bildet eine 55 cm mächtige graue Mittelkiesschicht, deren oberen 15 cm oxidiert sind. Darüber folgen 15 cm Grobsand, in dem reichlich Bims linsenartig eingelagert ist. Das Hangende bildet wiederum ein 150 cm mächtiges Mittelkiespaket mit nur dünnen, horizontal durchziehenden Mittelsandschichten. Die obersten 60 cm sind künstliche Aufschüttungen. Das Besondere bei diesem Aufschluß ist die Höhenlage der Kiesoberfläche (bei 9,7 m ü. RhN) bis knapp unter Geländeoberfläche.

Auf ungefähr gleicher Höhe (8,5 m ü. RhN) liegt auch die Kiesoberfläche des Profils 39 bei Vennikel (Abb. 33b). Während bei Profil 27 die Kiesoberfläche knapp unter der Oberfläche liegt, ist sie im Profil 39 von einer 150 cm mächtigen Deckschicht überlagert. Der untere Teil dieser Deckschicht wird durch Auensedimente gebildet. Sie erschließen sich hier als eine ca. 60 cm mächtige horizontale Wechsellagerung von feinsandigen Lehm- und Mittelsandschichten. Den oberen Teil bilden 85 cm ungeschichtete, homogene feinsandige Flugmittelsande.

Zwischen diesen beiden Profilen liegt der Unterschied nur in ihrer Deckschicht. Die Oberflächenmorphologie dieser NT 3-Fläche ist hauptsächlich durch eine Flugsanddecke geprägt.

Die Mächtigkeit der Flugsanddecken variiert um 2 m (vgl. Abb. 33a, b, sowie P 26, B 27, 29, 30, 32 im Anhang), und nicht selten hat sich der Flugsand auch zu Dünen angehäuft (vgl. Kap. 9).

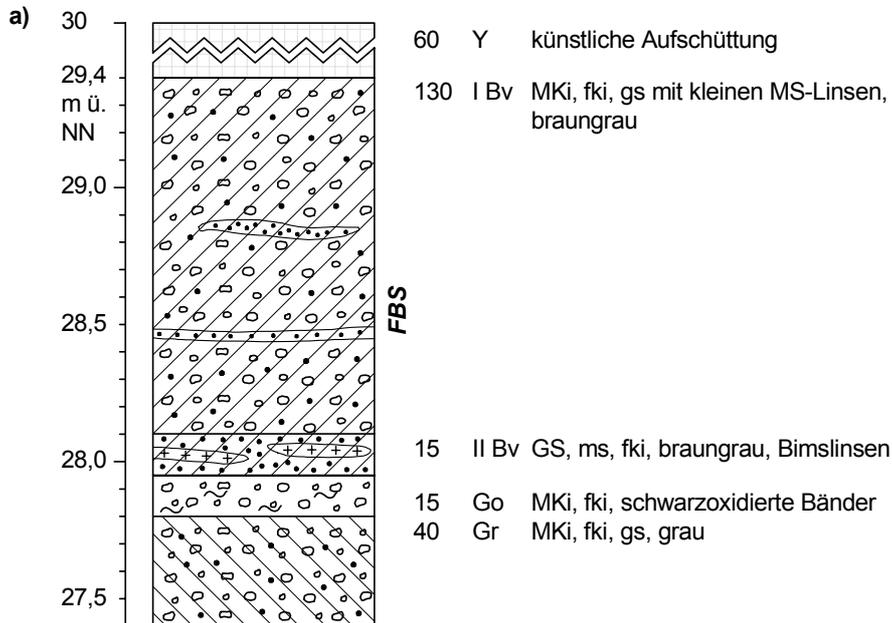
Nach Angaben von THOSTE (1974: 64), der über Aufschlüsse aus dem gleichen Ort (Schwafheim) schrieb, erreichen die beschriebenen Kiespakete eine Mächtigkeit von mindestens 4-5 m. Aufgrund dieser Angaben sowie eigener Beobachtungen (vgl. Abb. 33a, b, sowie P 41, 46 im Anhang) kann man eine NT 3-Fläche abtrennen, deren Terrassenkörper (wenigstens im oberen Teil) überwiegend von Kies aufgebaut ist. Das ist die NT 3-Fläche, die sich von Schwafheim östlich über Moers bis zum Baerler Busch ausdehnt. Es handelt sich also um eine große stromabwärts gewachsene Kiesbank (im Sinne KLOSTERMANN 1990: 201), deren Oberfläche im Bereich Moers die größten Höhen erreicht.

Dazu gehört auch der Terrassenkörper der NT 3-Fläche im Süden des Arbeitsgebietes bei Mündelheim, der von verschiedenen Autoren (u. a. THOSTE 1974, BRUNNACKER 1978b, KLOSTERMANN 1992, ZHOU 2000) bis heute für eine holozänzeitliche Terrasse gehalten wird. Außer Bims, der sich im Flussbettsediment in etwa 2 m Tiefe unter der Kiesoberfläche in einer reichen Menge befand (vgl. P 80 im Anhang), zeigte der Aufbau des Flussbettsediments mit seiner vertikalen Aufschüttung (V-Schichtung im Sinne

SCHIRMERS 1983) sowie den horizontal durchziehenden dünnen, braunen Sandbändern die typischen Charakteristika einer eiszeitlichen Terrasse.

Profil 27 (Xeniastr. 4 - in der Nähe von Moers-Hbf)

MTB Moers H: 5601,65 R: 2544,57



Profil 39 (Vennikel)

MTB Krefeld H: 5696,09 R: 2543,61

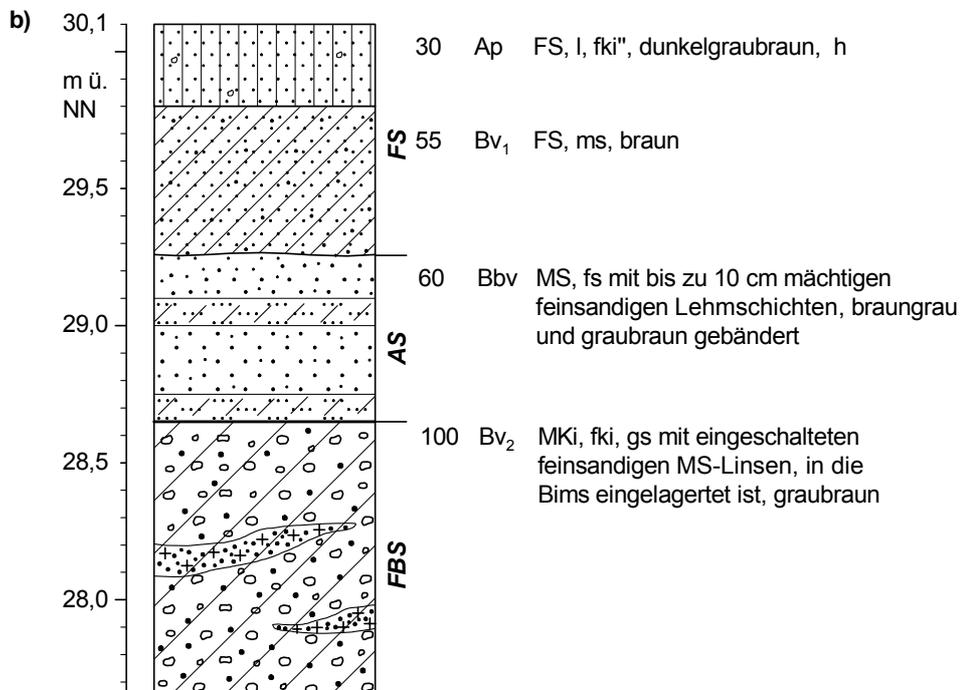


Abb. 33a, b: Kiesreicher Profilaufbau der höheren Stufe der NT 3, deren Kiesoberfläche knapp die Geländeoberfläche erreicht (a), oder manchmal von Auensediment (AS) und Flugdecksand (FS) überdeckt wird (b)

b) Die tiefere Stufe der NT 3

In der *Vierbaumer Heide* östlich Baerl wurde Profil 5 (vgl. Abb. 34) im November '99 mit Prof. SCHIRMER aufgenommen. Dieser Aufschluss, der sich in einer stillgelegten Kiesgrube befindet, liegt bei 5,2 m ü. RhN (24,4 m ü.NN) und erreicht eine Tiefe von etwa 7,7 m unter Geländeoberfläche.

Die Basis des aufgeschlossenen Terrassenkörpers bildet eine 60 cm mächtige MS-Schicht (Abb. 35a, b, Rh 1617-1618), die im unteren Teil etwas grobsandiger ist und auf einer kiesigen Sandschicht liegt, deren Oberkante gleichhoch mit dem Grundwasserstand ist.

Darüber folgt ein 315 cm mächtiges, horizontalgeschichtetes, grobkiesiges Mittelkiespaket (Rh 1619-1625), an dessen Basis (vgl. Abb. 35c, Rh 1619) Blöcke von bis 145 mm \varnothing vorkommen.

Der obere Teil des Flussbettsediments (Rh 1626-1628) wird aus einem feineren Material gebildet. Während die Blöcke und der obere Grobkies fast vollständig fehlen, nimmt der Anteil des unteren Mittelsands und des oberen Feinsands allmählich zu. In die Sande dieser Korngröße wurde Bims eingelagert.

Charakteristisch für diesen Terrassenkörper ist das fast konstante Verhalten der Verteilung des oberen Mittelsandes (vgl. MS 1 und MS 2, in Abb. 35a), des Fein- bis Mittelkieses (vgl. uFKi-oMKi, in Abb. 35c), sowie nur eine leichte Abnahme des Grobsandes nach oben (vgl. GS 1-GS 5, in Abb. 35a) im ganzen Flussbettsediment (FBS) (Abb. 35a-d, Rh 1619-1628). Dies ist eine Eigenschaft, die nicht bei zyklisch aufgebauten NT 2-Terrassen vorkommt (vgl. Abb. 19a, b).

Über dem Flussbettsediment folgt ein 100 cm mächtiges Auensedimentpaket (AS) (Abb. 35a; Rh 1629-1631), das aus schräggeschichteten, feinkiesführenden Mittelsanden aufgebaut ist. Der Anteil des oberen Grobsandes tritt hier im Vergleich zum Flussbettsediment deutlich zurück. Dagegen nimmt der Anteil des unteren Mittelsandes (vgl. MS 3-MS 5, in Abb. 35a) und der des Feinsandes (vgl. FS 1-FS 5) zu. Hier kommt auch Bims in sehr dünnen, schräggeschichteten, schnurartigen Formen vor.

Die Korngrößenverteilung der darauf liegenden, 65 cm mächtigen Sandschicht, die auch optisch als ein ungeschichtetes und homogenes Sandpaket auffällt, liegt im Bereich des Flugsandes (FS) (Rh 1632-1633) (vgl. SCHIRMER & SCHIRMER 1995c: 91, Abb. 50). Den Hauptteil bildet der Mittelsand bzw. der untere Mittelsand. Während der Feinsand im Vergleich zum Auensediment deutlich zunimmt, kommt der Grobsand in diesem Sandpaket nur in Spuren vor.

Das Profil wird von einer 65 cm mächtige Deckschicht, die aus schwach mittelsandigen, schluffigen Feinsanden aufgebaut ist, abgeschlossen. In dieser Schicht wurde eingelagertes, anthropogenes Material (Keramikstücke, Holzkohle) gefunden.

Aufgrund der Unterschiede der Bodenbildung wird dieses Profil in drei Abschnitte getrennt (vgl. Abb. 34; Abschnitt I, II und III). Die obere Deckschicht hat sich durch Prozesse der Bodenbildung zu einer Braunerde (Bv₁) mit einem darauf liegenden Humushorizont (Ap) entwickelt (I).

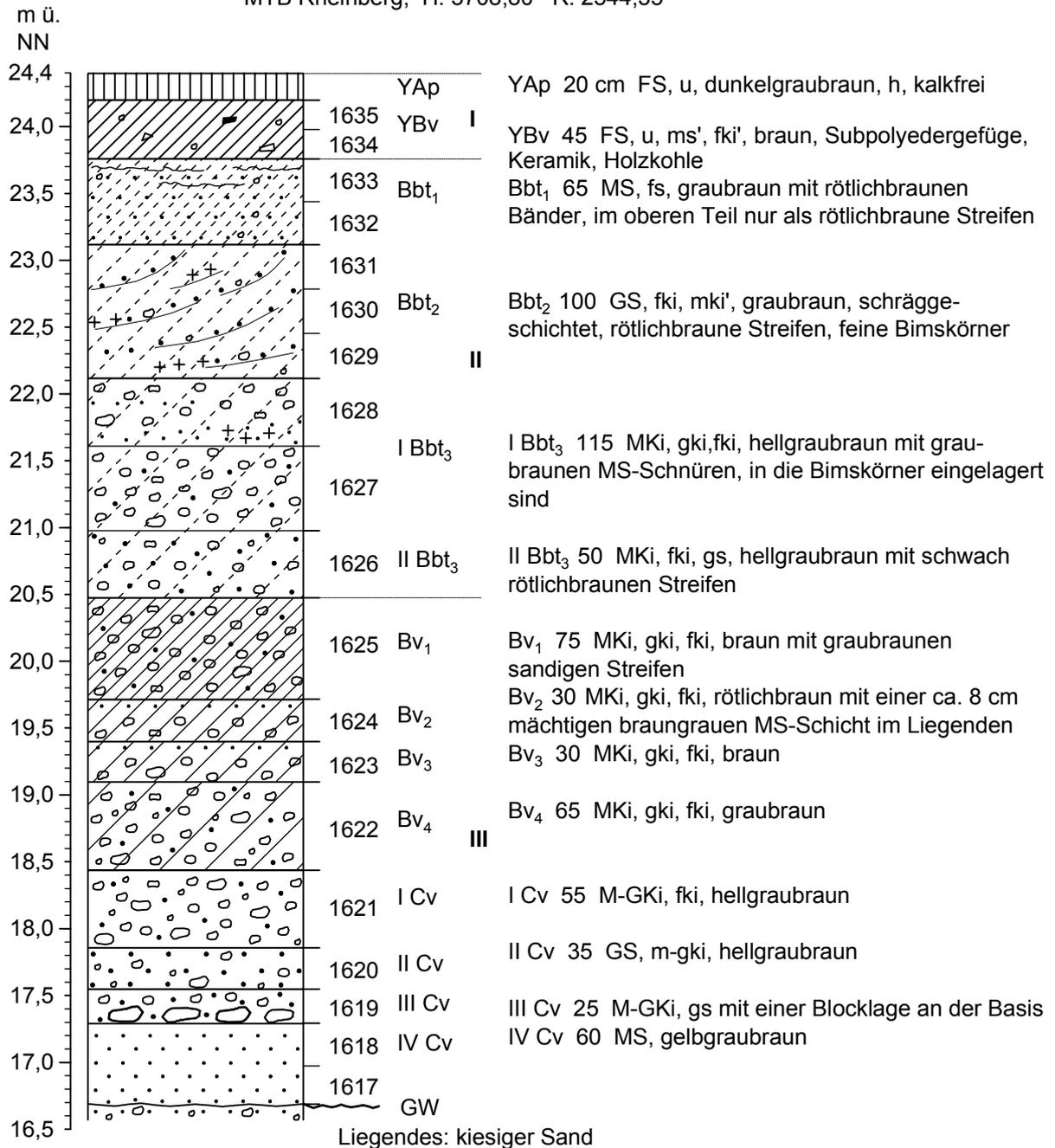
Darunter folgt der nächste Abschnitt (II) mit einer Bänderparabraunerde (Bbt), deren Stärke und Intensität nach unten nachlässt (Bbt₁-Bbt₃), jedoch bis tief in den oberen Teil des Flussbettsediments reicht.

Am interessantesten war der dritte, unterste Abschnitt (III) mit einer darauf stark entwickelten Braunerde (Bv₂), der sich durch eine scharfe Farbgränze (die Gränze zwischen Rh 1625 und Rh 1626; braun unten - hellgrau oben) vom Hangenden trennt und

nach unten allmählich schwächer wird (Bv₂-Bv₅). Fraglich war und ist immer noch die Entstehung dieses Bodens in der Mitte des Terrassenkörpers in knapp 4 m Tiefe unter der Oberfläche. Über das gleiche Bodenphänomen hat SCHIRMER (1990g: 158) aus einer Kiesgrube in der Aldekerker Platte bei Stenden geschrieben. Er gibt dabei einige Möglichkeiten seiner Entstehung, jedoch fehlt eine endgültige Erklärung.

Profil 5 (Kiesgrube an der Vierbaumer Heide)

MTB Rheinberg, H: 5708,80 R: 2544,35



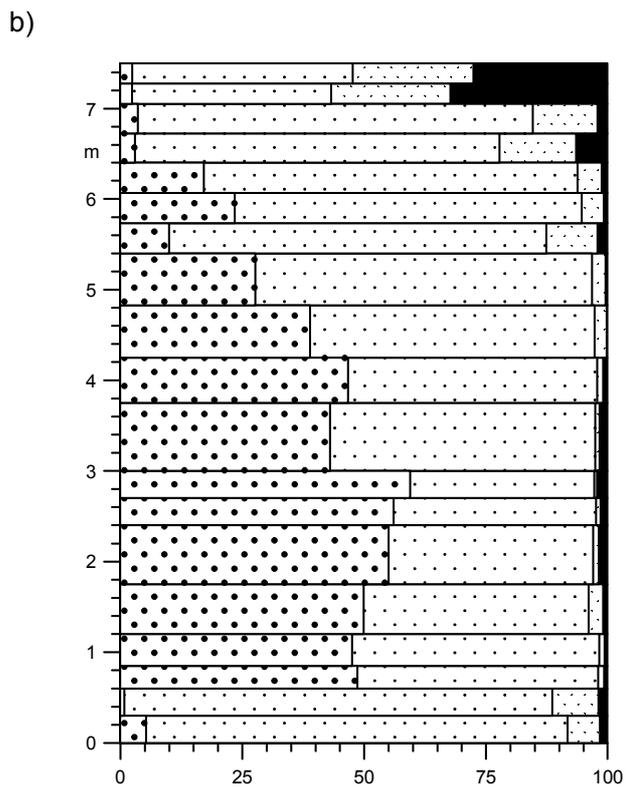
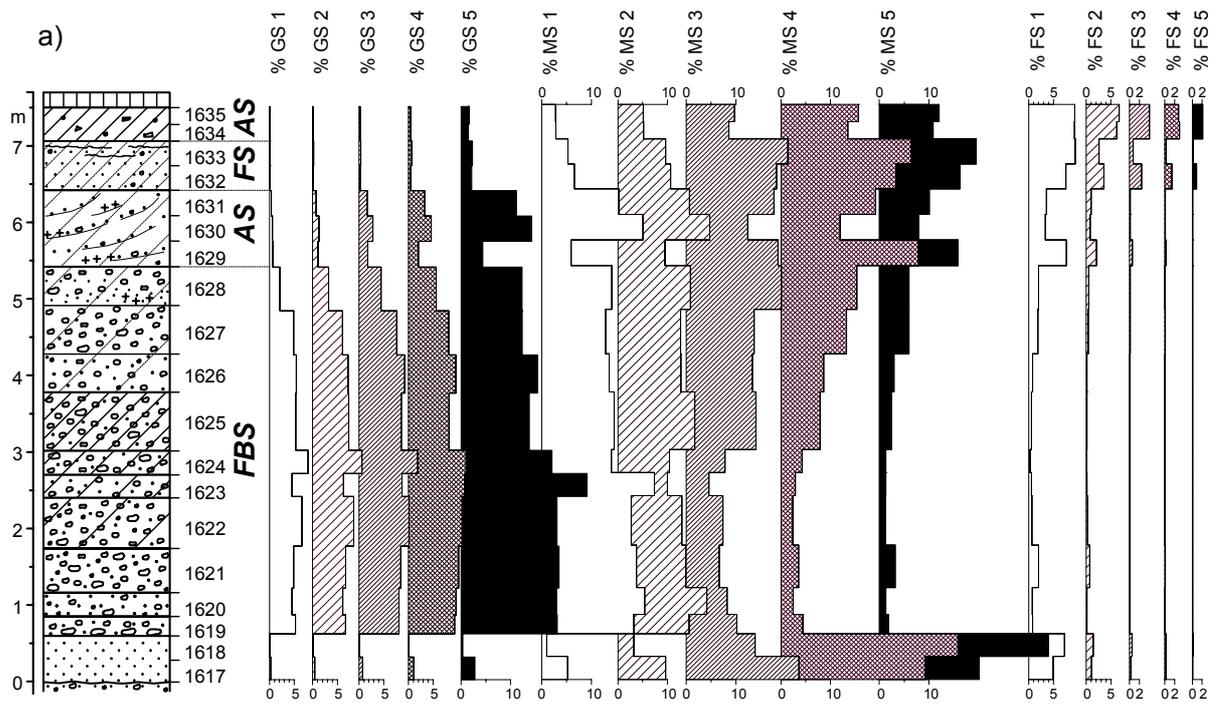


Abb. 35a, b: Sandfraktionierung der NT 3 in der Kiesgrube an der *Vierbaumer Heide* in je 5 Grobsand-, Mittelsand und Feinsandfraktionen:
 a) Prozentanteile der einzelnen Fraktionen
 b) Gesamtanteil des Grob-, Mittel- und Feinsandes pro Probe

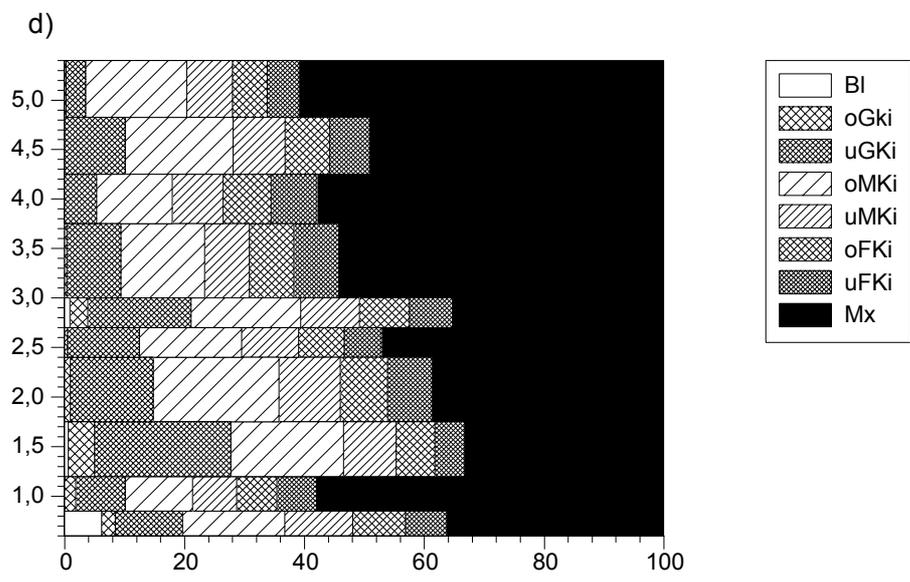
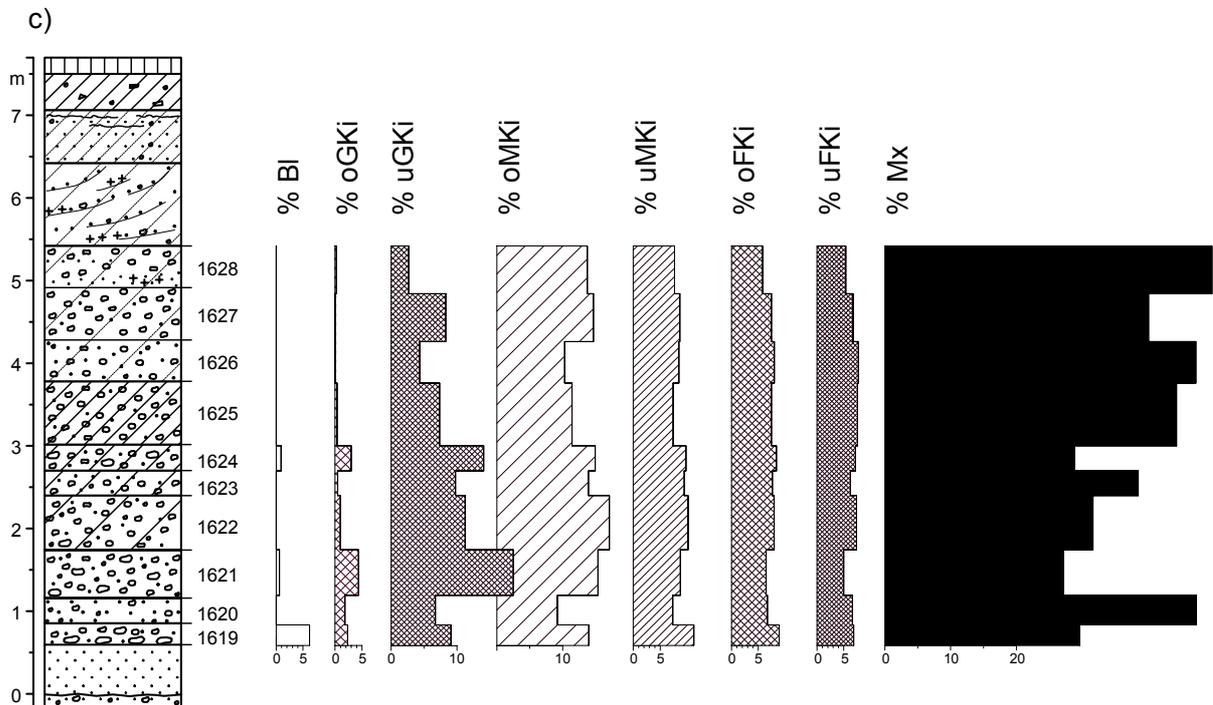


Abb. 35c, d: Kiesfraktionierung der NT 3 in der Kiesgrube an der *Vierbaumer Heide* in je 2 Grobkies-, Mittelkies und Feinkiesfraktionen:
a) Prozentanteile der einzelnen Fraktionen
b) Gesamter Anteil pro Probe

Man könnte meinen, dass der untere Teil der Terrasse (unter der Bv₂-Obergrenze) der Rest einer NT 2-Terrasse sein könnte. Dafür spricht auch der Aufbau aus einem ziemlich groben Material, was für eine NT 3-Terrasse genauso untypisch ist wie das ebenfalls beobachtete Fehlen von Bims.

Eine solche kompakte und mächtige Grobkiesbank sowie deren Bimsfreiheit ist eine Seltenheit für den Aufbau der NT 3 in diesem Bereich.

Die Analysen von Kies- und Sandfraktionen dieser Terrasse (Abb. 35a-c), sowie die Beobachtungen im Gelände brachten jedoch keinen Hinweis für eine Diskordanz bzw. für genetische Unterschiede innerhalb des Terrassenkörpers.

Außerdem beschreibt ZIMMERMANN (1929) einen ähnlichen Terrassenaufbau aus dem Schacht VI Rheinpreußen bei Repelen, der sich nur etwa 3 km südwestlich dieser Kiesgrube befindet. Die Oberfläche des Repelener Profils liegt bei ca. 8 m ü. RhN (27 m ü. NN). In 9,60 m Tiefe unter der Oberfläche des Profils hat ZIMMERMANN (1929: 55) Bimssteingerölle in einer feinen Sandschicht beschrieben. Bims befand sich unter einem 3,60 m mächtigen groben Kiespaket, dessen Oberkante mit 2 m ü. RhN (21 m ü. NN) etwa gleich hoch wie die Oberkante des unteren Teils bzw. des Abschnitts III der Vierbaumer Terrasse (vgl. Abb. 34) liegt. An dem von ZIMMERMANN (1929: 55) beschriebenen Profilaufbau fällt auf, dass über dem Kies ein ca. 2 m mächtiges Rinnensediment von lehmigem Sand und Tonstreifen folgt. Es sieht so aus, als ob dieses Profil sich in einem Rinnenbereich befand, bei dem der obere Teil des Kieses schon vorher durch Erosion abgetragen wurde.

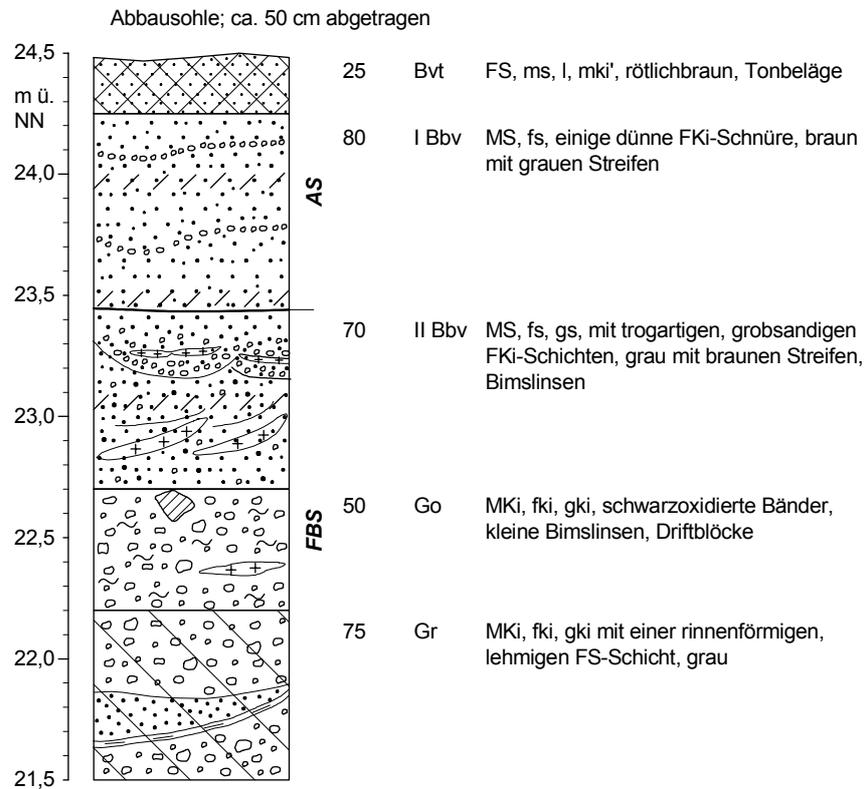
Wenn wir diese zwei Profile miteinander vergleichen dürfen - dafür sprechen sowohl ihr Aufbau als auch die geographischen Verhältnisse ihrer Flächen, dann ist auch der ganze aufgeschlossene Terrassenkörper an der Vierbaumer Heide als eine NT 3-Terrasse zu betrachten.

Während der darüber abgelagerte Flugsand mit darauf entwickelten Bänderparabraunerde dem späten Abschnitt des Jüngerer-Dryas oder dem frühen Holozän (vor Atlantikum) zugeordnet werden kann, gehört der oberste Abschnitt, der von einer Braunerde geprägt ist, grob geschätzt dem jüngeren Holozän an.

Ein anderer Aufschluss, der uns einen tiefer liegenden Terrassenkörper zeigt, wurde im Februar '98 beim Bau einer Kläranlage auf der NT 3-Erosionsstufe nordöstlich Meerbeck aufgeschlossen (vgl. Abb. 36).

Die Basis des Profils bildet eine über 1 m mächtige Mittelkiesbank, die sich mindestens noch 2-3 m nach unten fortsetzt. In die obersten 50 cm des aufgenommenen Kieses waren sehr dünne Sandschichten mit Bimskörner eingelagert. In diesem von schwarzen Oxidationsstreifen durchzogenen Horizont waren auch Driftblöcke (Tonschiefer bis 50 cm Ø) zu beobachten. Das Hangende des Kieses bildet eine ca. 70 cm mächtige Mittelsandschicht, in der Bimslinsen in großer Menge eingelagert sind. In ihrem obersten Teil ist schräggeschichteter Feinkies rinnenartig eingetieft. Diskordant darüber folgt eine ca. 80 cm mächtige, horizontal geschichtete Mittelsandschicht mit Feinkies-Schnüren. Dieses Profil wird von einer lehmigen Feinsandschicht abgeschlossen, deren untersten 25 cm von der Bodenbildung her eine Parabraunerde zeigen. Die obersten ca. 50 cm sind schon abgegraben worden.

Profil 42 (nördlich Meerbeck)
 MTB Moers H: 5704,12 R: 2546,23



Hier handelt es sich also um eine bimsführende NT 3-Terrasse, bei der die Oberfläche des Flussbettsediments mit ca. 3,5 m ü. RhN (23,5 m ü. NN) etwa 1,5 m höher als die der Vierbaumer Heide-Terrasse (2 m ü. RhN bzw. 22 m ü. NN) liegt. Der Bims kommt hier noch tiefer im Terrassenkörper (über 1 m unter der Oberfläche des Flussbettsediments) vor. Dabei wird noch einmal die Meinung verstärkt, dass die NT 3-Terrasse bei allen bis jetzt beschriebenen Aufschlüssen (innerhalb der NT 3-Fläche) noch tiefer reicht, als es die Aufschlüsse zeigen.

Die größte, bis jetzt nachweisbare Flussbett-Tiefe der NT 3 am Niederrhein ist aus dem Schacht VI Rheinpreußen bei Repelen bekannt. ZIMMERMANN (1929: 55) beschreibt hier Bimsfunde in einer Tiefe von ca. 10 m (bei etwa 16 m ü. NN) unter der Geländeoberfläche.

Der innere Aufbau des NT 3-Terrassenkörpers zeigt neben den bisher beschriebenen Aufschlüssen (der tieferen und höheren Stufe) im Allgemeinen eine unruhigere, häufigere Wechschichtung von Kies- und Sandschichten mit einer Tendenz zur Sanddominierung. Die Mächtigkeit der Kiespakete variiert meist zwischen 50-100 cm, und im Gegensatz zu den vorher beschriebenen Kiesbänken sind sie reicher an feinerer Matrix wie Grob- und Mittelsand.

Die Ausbildung dieser Art zeigt das Profil 4 der Kiesgrube beim Niepschenhof östlich Kamp-Lintfort (vgl. Abb. 37). Hier ist der Schotterkörper aus Sand- und Kiespaketen aufgebaut.

Die Basis direkt über dem Grundwasser bildet ein 70 cm Fein- bis Mittelkiespaket. Darüber folgt eine 100 cm mächtige bimsführende feinsandige Mittelsandschicht. Darauf folgen ca. 70 cm mittelsandige Grobsande, die Kiesgerölle bis 15 cm Durchmesser führen. Das Hangende bildet eine 90 cm mächtige horizontal geschichtete Mittel- bis Grobkiesschicht, in deren obersten Teil eine 15 cm Bimsschicht eingelagert wurde. Darüber folgen 240 cm mächtige Auensedimente, die eine Wechschelung von fein- bis mittelkiesführenden, feinsandigen Lehmschichten und lehmigen Fein- bis Mittelsandschichten bilden. Im Top des Profils hat sich eine Parabraunerde ausgebildet.

Profil 4 (Kiesgrube beim Niepschenhof, östlich Kamp-Lintfort)

MTB Rheinberg, H: 5707,94 R: 2540,40

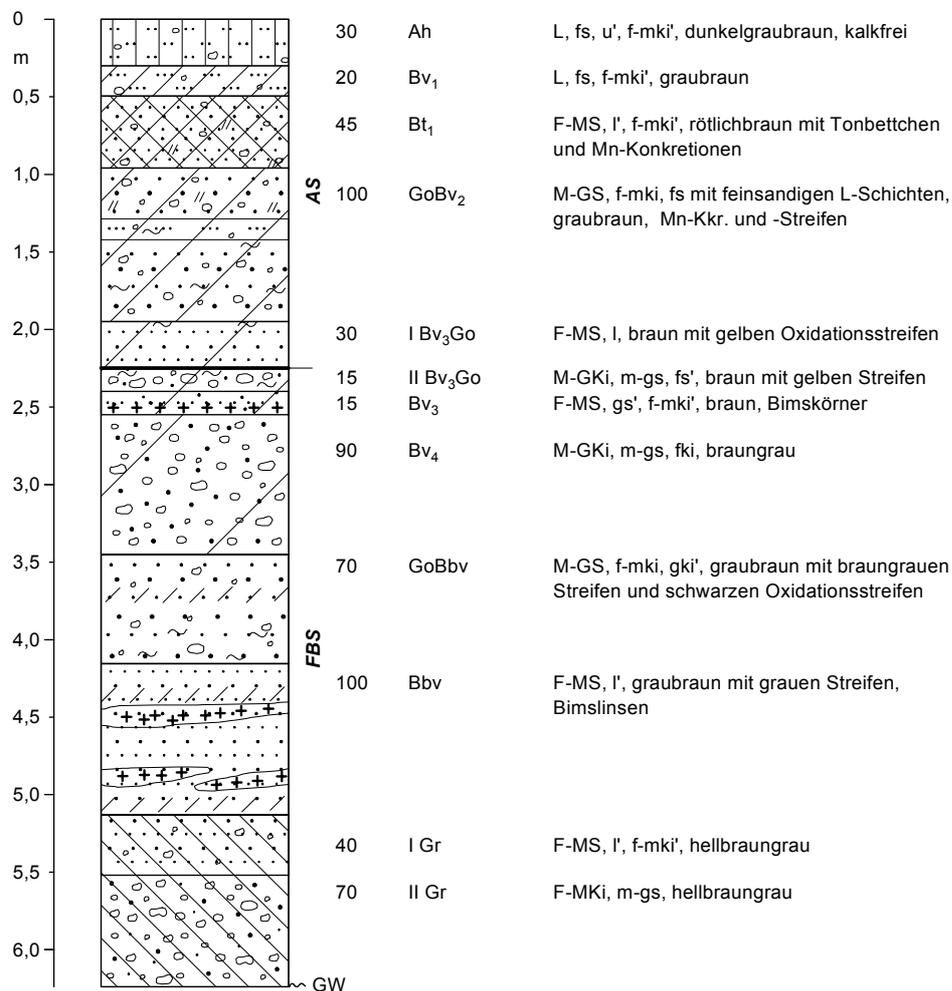


Abb. 37: Ein sandreicher, durch Sand-Kies Wechschelung aufgebauter NT 3-Körper im Nordteil des Arbeitsgebietes

Einen ähnlichen Aufbau zeigen auch die nördlich davon liegenden Aufschlüsse (P 10, 11, 13; im Anhang), sowie die von KLOSTERMANN (1992: 149) bearbeitete Kiesgrube östlich Kamp-Lintfort. Bei all diesen Aufschlüssen zeigt sich das gleiche Profil, nämlich eine Sand-Kies-Wechselschichtung mit an Bims angereicherte Sandschichten.

Dies korrespondiert mit der Meinung von KLOSTERMANN (1992: 149), dass der Sandanteil der Jüngeren Niederterrasse nach Norden hin zunimmt. Einen solchen Aufbau zeigen aber auch einige Terrassenkörper im Süden des Arbeitsgebiets (P 25, 73, 45; B 6, 10; im Anhang).

Die Kiesoberflächen dieser sandreichen Profile liegen ungefähr in gleicher Höhe (8,5-9,5 m ü. RhN) (vgl. P 4, B 32 in Abb. 38) wie die vorher beschriebenen kiesreichen Terrassenkörper der höheren NT 3-Fläche bei Moers. Diese sandreichen Terrassen sind also etwa gleichzeitig mit den Kiesbänken abgelagert. Ihr unterschiedlicher Aufbau ist nur als Ergebnis der verschiedenen Transportkräfte von ebenso verschieden starken Stromstrichen zu sehen.

Aufgrund eigener Beobachtungen im Arbeitsgebiet sowie auch durch THOSTE's (1974: 77) Beschreibungen südlich von Köln kann man von einem mehrphasigen Aufbau der NT 3 aus Sand- und Kieslagen sprechen.

Die Entstehung dieser Sand- und Kieslagen kann man mit dem Entstehungsweg eines verwilderten Flusssystemes (KLOSTERMANN 1986: 7, 1990: 201) erklären, wobei sich die größten Ablagerungen (Kiesbänke) in der Mitte einer Rinne, durch die der Hauptstromstrich eines verwilderten Flusssystemes durchfließt, absetzen und dabei sowohl stromabwärts als auch nach oben hin wachsen. Während dieser Zeit werden durch einzelne kleineren Stromstreifen feinere Ablagerungen (kiesführende Sande) zwischen diesen Kiesbänken abgelagert. Gleichzeitig werden also entlang und quer des Flussbettes Sand- und Kiesbänke an verschiedenen Stellen abgelagert (vgl. Abb. 39). So kommt es häufig vor, dass im Vertikalprofil zweier nachgelegener Aufschlüsse der gleichen geographischen Breite Ablagerungen gleicher Höhe und wahrscheinlich gleicher Entstehungszeit verschieden sind (vgl. Abb. 40.1).

Die Oberflächenmorphologie der NT 3 wird also überwiegend durch Sand- und Kiesbänke und ihre Verteilung während der letzten Aufbauphase bestimmt. Dort, wo zuletzt die Kiesbänke entstanden sind (u. a. vgl. P 27 in Abb. 40), sind sie erhalten und erscheinen heute als eine morphologisch hohe Fläche. Das entspricht in dem Fall der o.g. höheren NT 3-Fläche in Moerser Raum, zwischen Schwafheim und *Baerler Busch*. Das kommt daher, weil diese Kiesbänke wegen der nachlassende Flusstromenergie nicht mehr erreicht und erodiert werden konnten. Daher konnten sich hier auch Flugsand und Dünen bilden, die nicht wieder durch Hochwasser ausgeräumt wurden. Die zwischen diesen Kiesbänken abgelagerten kiesführenden Sande (Abb. 39) stellen ein relativ lockeres Material dar und wurden während des Postglazials erodiert und rinnenartig eingetieft. Diese auf der NT 3-Fläche eingetieften Rinnen wurden während des Altholozäns sogar aktiv durchströmt (vgl. Abb. 32, 38; Holozän) und stellenweise konnten sich in ihnen auch Holozänterrassen bilden.

Der Grund für eine solche unebene NT 3-Oberfläche ist also vor allem im genetischen Aufbau der NT 3-Terrassenkörper zu suchen.

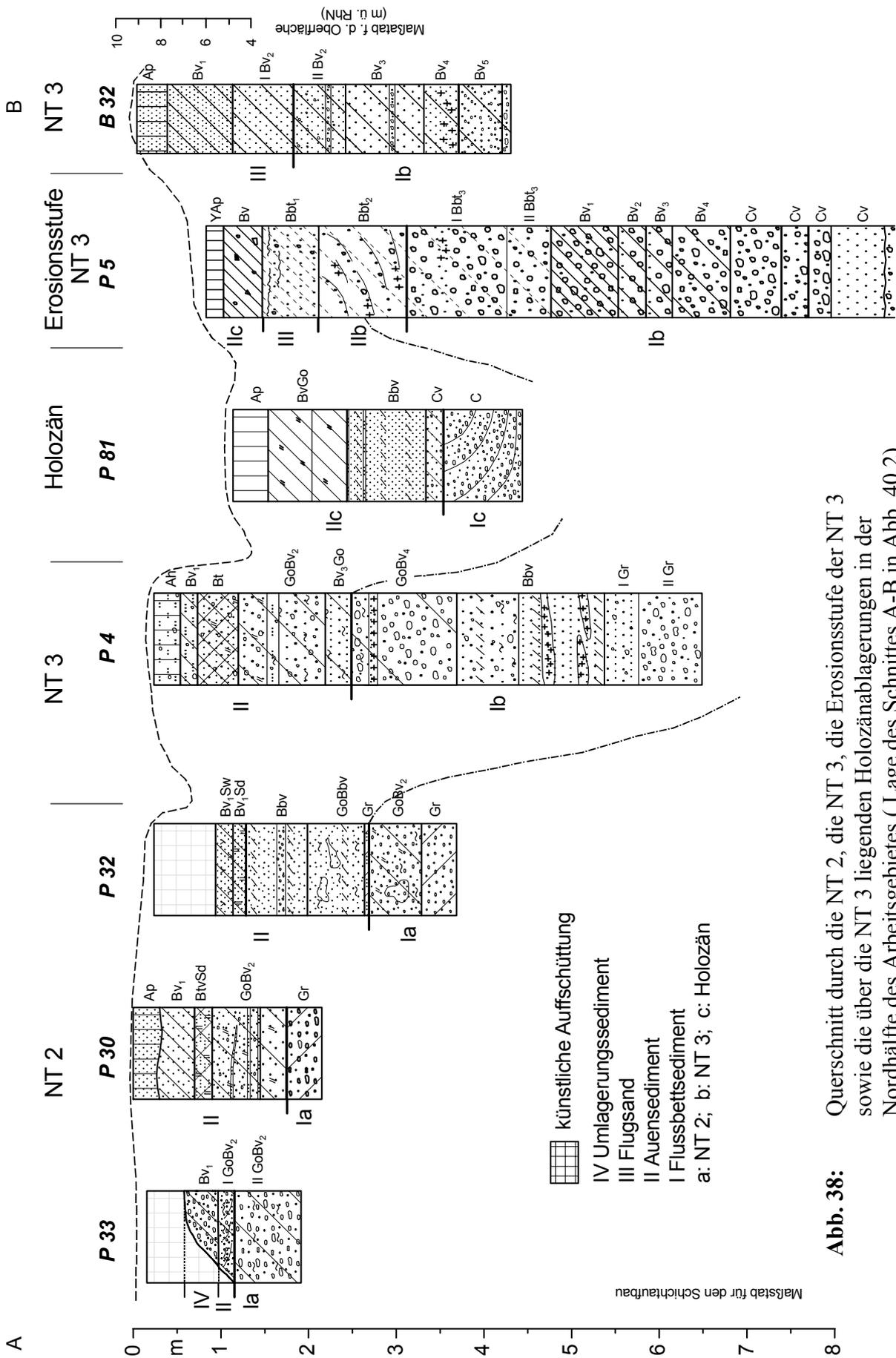


Abb. 38: Querschnitt durch die NT 2, die NT 3, die Erosionsstufe der NT 3 sowie die über die NT 3 liegenden Holozänablagerungen in der Nordhälfte des Arbeitsgebietes (Lage des Schnittes A-B in Abb. 40.2)

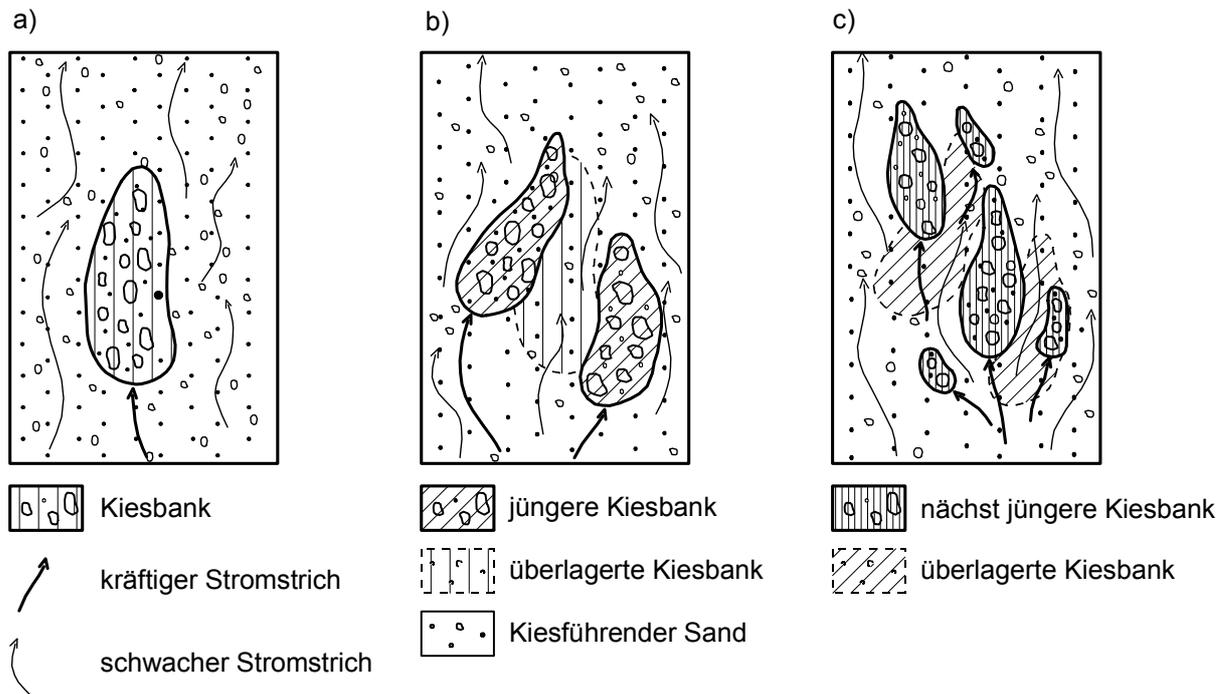
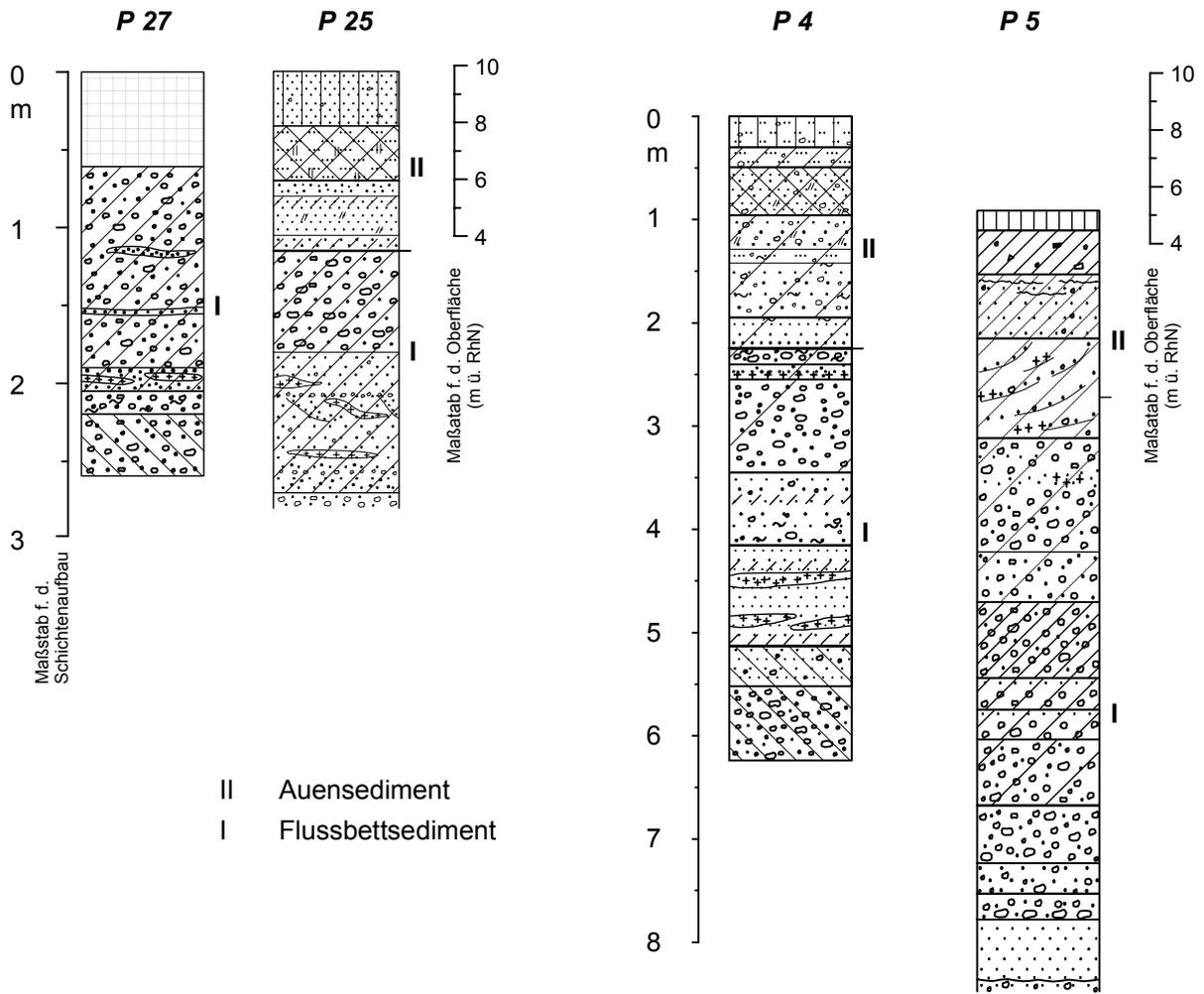


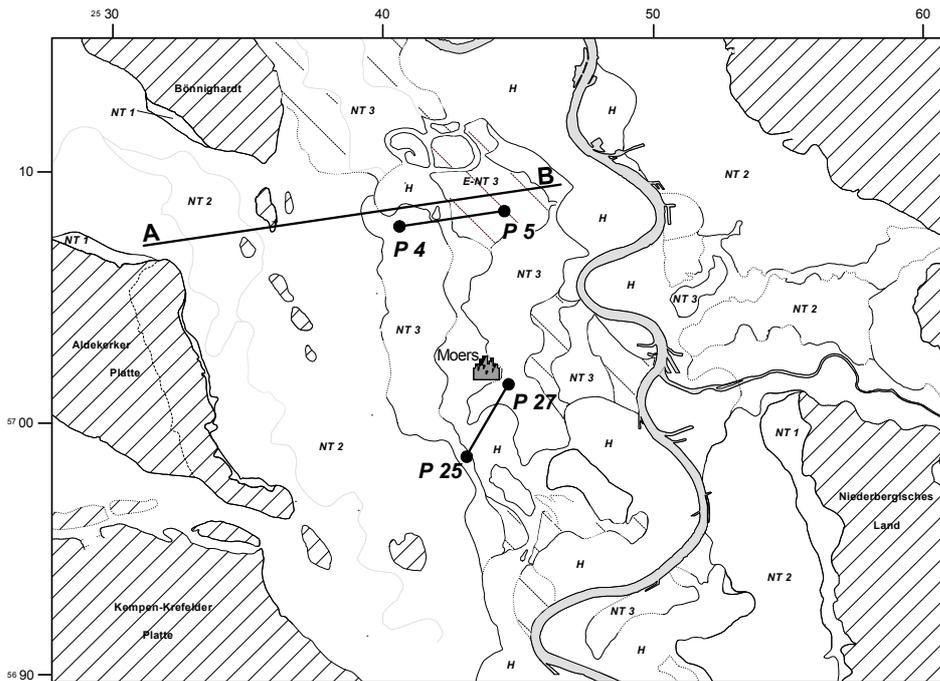
Abb. 39: Schematische Darstellung der Entstehung einer eiszeitlichen Terrasse in verschiedenen Phasen in Bezug auf die NT 3 am Niederrhein (verändert nach KLOSTERMANN 1992: 20)

Die NT 3-Fläche der höheren Stufe in Raum Moers wurde von ZIMMERMANN (1929b: 47) als Rest einer Mittelterrasse im Niederterrassen-Bereich beschrieben. THOSTE (1974: 64) beschrieb sie dagegen als inselartige Reste der jüngeren Niederterrasse (jNT), und den Rest der NT 3-Fläche im Arbeitsgebiet bezeichnete er (THOSTE 1974, Abb. 1) als eine Unterstufe der jNT, die möglicherweise im Übergang zur Nacheiszeit durch Ausräumung in die jNT 2-4 m eingetieft ist (THOSTE 1974: 74).

Hier am Niederrhein handelt es sich genetisch betrachtet eher nur um eine einzige NT3-Terrasse, die wahrscheinlich, wie von SCHIRMER (1990d: 28) postuliert, während des ersten Abschnitts des Jüngeren-Dryas entstanden ist. Sie wurde dann später entlang der weniger widerstandsfähigen Stellen erodiert, morphologisch überformt und tiefergelegt (vgl. Erosionsstufe der NT 3 u. a. in Abb. 32, 38 und in GK), um dann entlang der tieferen Rinnen mit Ablagerungen des Holozäns überlagert zu werden (vgl. Abb. 32, 38 und GK).



A



P 4-P 5 = Abb. 40.1

7.4 NT 3-Auensedimente und ihre Bodencharakteristika

Auensedimente

Die Tatsache, dass die NT 3-Fläche von holozänen Rheinarmen überflutet wurde, zeigt die Komplexität des Aufbaus der NT 3-Auensedimente.

Das Auensediment (AS) der NT 3 wird im Allgemeinen im Vergleich zum AS der NT 2 aus einem schlechter sortierten Material aufgebaut. Das gilt besonders für die NT 3-AS, die sich in den Uferbereichen der Holozänrinnen befinden. Diese AS bilden hauptsächlich lehmige Fein- bis Mittelsande, in denen in reicher Menge Gerölle einer Fein- bis Mittelkies-Korngröße eingelagert sind (vgl. P 6, 11, 46 in Abb. 41, sowie P 20, B 31 im Anhang). Sie haben meist eine geringe Mächtigkeit, die sich etwa zwischen 80 und 110 cm bewegt (vgl. Tab. 6).

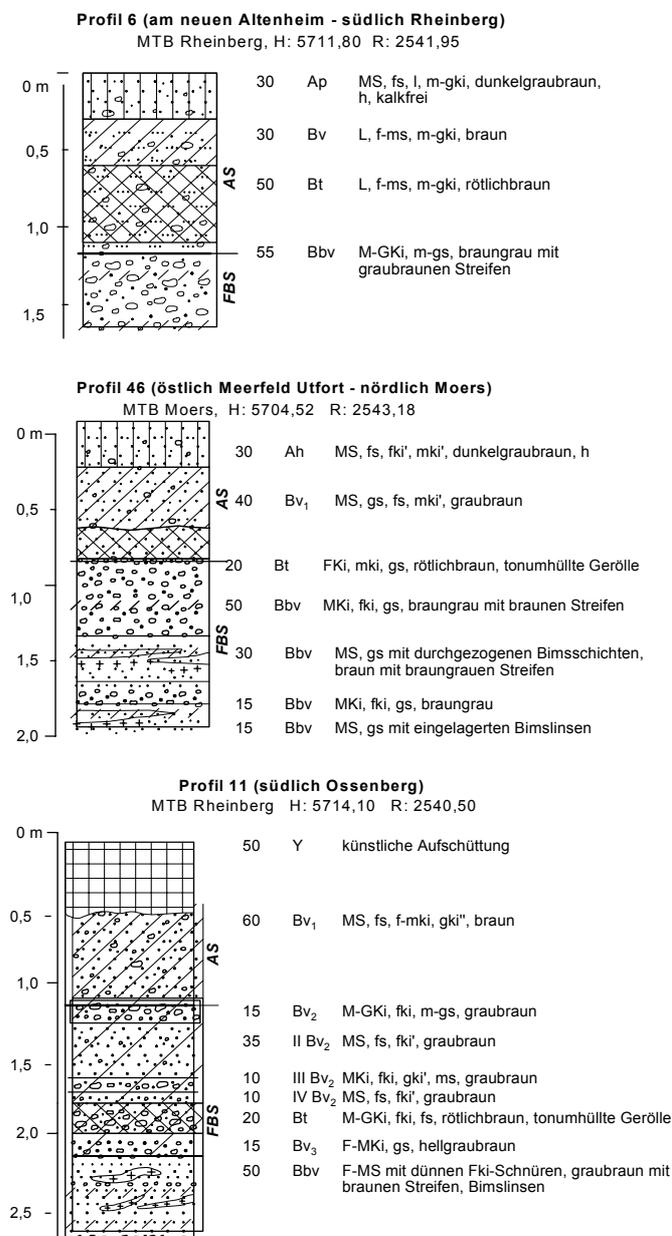


Abb. 41: Beispiele von NT 3-Profilen mit gering mächtigem und schlecht sortiertem Auensediment

ab. 6: Die Höhe des FBS und der Oberfläche der NT 3-Terrasse sowie die Mächtigkeit Krefeld und Rheinberg

Profil Nr.	Höhenlage m ü. NN / RhN	Mächtigkeit des AS (cm)	Oberfläche des FBS (m ü. NN)	Koord. H/R	Meßtischblatt	Bodentyp und andere Merkmale
80	31,6 / 8,4	40	31,2	5691,67 2547,85	Düssel-Kaisersw.	Braunerde; Bims in FBS
65	31,0* / 7,8	75	30,25	5691,95 2547,55	Düssel-Kaisersw.	Parabraunerde
B 31	31,5* / 9,9	80	30,7	5694,80 2544,10	Krefeld	Braunerde; schlecht sortiertes AS
45	30,6 / 9,0	105	29,6	5695,08 2545,67	Krefeld	Parabraunerde; Bims in FBS
B 30	32,5* / 11,0	160 FS/20 AS	30,7	5695,32 2543,83	Krefeld	Bänderparabraunerde im FS
39	30,1 / 8,6	85 FS/60 AS	28,65	5696,09 2543,61	Krefeld	Braunerde; Bims in FBS
73	29,0* / 7,5	65 kA ¹ /110 AS	27,25	5696,45 2545,85	Moers	Parabraunerde, schwach aufgekalkt; Bims in FBS
B 6	29,3 / 8,2	160	27,75	5697,24 2544,80	Moers	Parabraunerde auf Bänderbraunerde; Bims in FBS
B 5	30,0 / 8,9	150	28,5	5697,72 2544,07	Moers	Braunerde auf Bänderbraunerde
26	31,0* / 10,0	60 kA/40 FS/110 AS	28,9	5698,55 2545,27	Moers	Bänderbraunerde; Bims im AS; Gleyhorizont bei 250 cm Tiefe
25	30,0 / 9,1	115	28,85	5698,67 2543,12	Moers	Parabraunerde; Bims im FBS
B 9	30,5* / 10,0	150	29	5699,70 2541,05	Moers	pseudovergleyte Parabraunerde; Gleyhorizont bei 420 cm Tiefe
B 10	29,4 / 9,1	155	27,88	5700,04 2540,72	Moers	pseudovergleyte Parabraunerde; Bims im FBS
27	30,0* / 9,7	60 kA	29,4	5701,65 2544,57	Moers	Braunerde; Gleyhorizont bei 205 cm Tiefe; Bims im FBS

Profil Nr.	Höhenlage m ü. NN / RhN	Mächtigkeit des AS (cm)	Oberfläche des FBS (m ü. NN)	Koord. H/R	Meßtischblatt	Bodentyp und andere Merkmale
40	23,8 / 3,5	120 kA/ 120 RS	21,45	5703,15 2545,90	Moers	pseudovergleyte Parabraunerde; Das Profil befindet sich in einer Rinne
41	25,5 / 4,4	75	24,76	5703,26 2545,85	Moers	Parabraunerde; Das Profil befindet sich am Hang der Terrasse
42	24,51	105	23,46	5704,12 2546,23	Moers	Parabraunerde; Gley bei 175 cm Tiefe; Bims im FBS
46	29,0* / 9,1	90	28,1	5704,52 2543,18	Moers	Parabraunerde; Bims im FBS
74	30,0* / 10,4	170 FS/95 AS	?	5706,60 2547,00	Duisburg	Parabraunerde; einzelne Bimskörner im AS
4	27,5* / 8,5	225	25,25	5707,94 2540,40	Rheinberg	Parabraunerde; Bims im FBS
15	29,0* / 10,0	255 FS	?	5708,25 2540,92	Rheinberg	Bänderparabraunerde; Bims im FS
5	27,4 / 8,2	65AS+kA/ 60 FS/100 AS	23,75	5708,80 2544,35	Rheinberg	Bänderparabraunerde; Bims im FBS
B 32	28* / 9,0	180 FS/ 190 AS	23,8	5709,50 2546,00	Rheinberg	Braunerde; Bims im AS
13	25,5* / 6,9	-	24	5710,22 2540,22	Rheinberg	Bänderbraunerde; Das ca. 1,5m AS wurde abgetragen, Bims im FBS
B 27	27,5* / 9,2	180 FS/ 100 AS	24,7	5710,50 2539,45	Rheinberg	Braunerde
20	25,5* / 6,9	50 kA/50 AS	24,5	5711,62 2543,67	Rheinberg	Parabraunerde
6	24,0* / 5,7	110 AS	22,9	5711,80 2541,95	Rheinberg	Parabraunerde
B 2	26,0* / 7,7	190 AS	24,1	5711,27 2537,44	Rheinberg	pseudovergleyte Parabraunerde; Bims im FBS
10	27,5* / 9,2	225	25,25	5711,72 2537,77	Rheinberg	Parabraunerde; Bims im FBS

1) Abkürzungen s. Tab. 5

Eine größere Mächtigkeit sowie eine bessere Sortierung (wie bei der NT 2) zeigen jedoch die AS der relativ hohen NT 3-Flächen, die von holozänen Rinnen umgeben, aber nicht direkt beeinflusst worden sind (wie die NT 3-Flächen bei Vennikel, Hochfeld, Schwafheim-Moers-Baerler Busch, Orsoyerberg, Alpsray sowie die mit Dünen bedeckten NT 3-Flächen zwischen Alpsray und Annaberg). Sie stellen also die NT 3-Flächen dar, die überwiegend nur noch während der Hochfluten im Holozän erreicht worden sind. Wegen ihrer hohen Lage blieben sie aber, im Gegensatz zur tiefer liegenden NT 3-Fläche, von starken Strömungen, die für Erosion und Substratsmischung gesorgt haben verschont. Dadurch kam es zu einer weiteren Stapelung der AS über diesen höher liegenden Terrassenflächen. Sie erreichen dann eine große Mächtigkeit, stellenweise bis 225 cm im nördlichen Bereich des Arbeitsgebiet (vgl. u. a. Abb. 42, sowie B 2, 32 im Anhang).

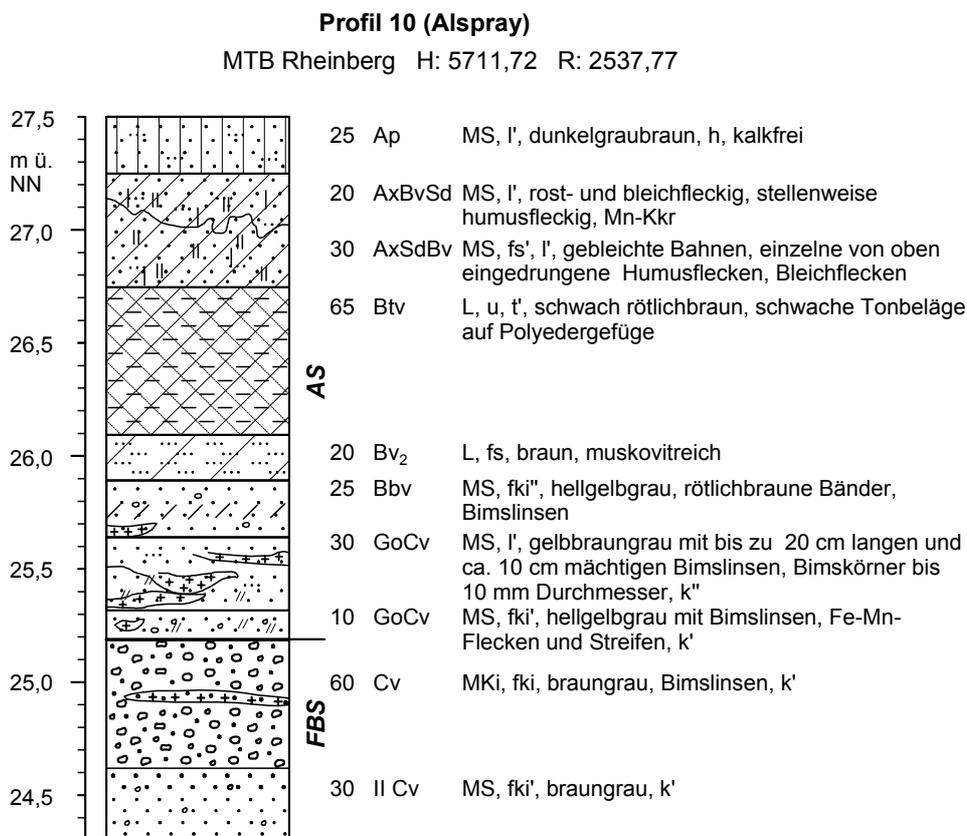


Abb. 42: Mächtigkeit und Aufbau des Auensediments aus einem Profil der NT 3 im Nordteil des Arbeitsgebiet

Böden der NT 3

Auf den Auensedimenten der NT 3 wie auch bei den Auensedimenten der NT 2 ist eine Parabraunerde entstanden (vgl. Tab. 6), die jedoch später häufig wieder teilweise oder völlig erodiert wurde. Deren Reste befinden sich heute überwiegend unter jüngeren Auensedimenten verborgen, und das hauptsächlich in den obersten Partien des liegenden NT 3-Schotters (u. a. vgl. Abb. 32, Bt-Horizonte). Die später darauf abgelagerten Auensedimente unterlagen dann wieder den Prozessen der Bodenbildung. Dabei ist es bei

allen untersuchten Aufschlüssen wieder zu einer vollständige Entkalkung und Verbraunung gekommen (Abb. 32, Bv-Horizonte).

Aus dem Aufbau dieser Auensedimente sowie der darauf entstandenen verschiedenen Bodenhorizonte kann man schließen, dass diese Auensedimente aus Schichten verschiedenen Alters bestehen. Aufgrund der Bodenbildung kann man feststellen, dass es sich mindestens um Auensedimente zweier Generationen handelt: Die begrabenen, Bt-Horizont tragenden Auensedimente, die ein mindestens atlantisches Alter zeigen, und die darauf liegenden, jüngeren Auensedimenten, die wieder zu einer Braunerde verwittert sind. Das deutet darauf hin, dass die NT 3-Fläche genau wie die NT 2-Flächen (vgl. Kap. 6.1.3) noch nach dem Atlantikum überflutet worden sind.

Andere Bodencharakteristika zeigen jedoch die mit Flugsand und Dünen bedeckten Auensedimente (u. a. vgl. Abb. 33b, 34, sowie P 26, 74; B 17, 30, 32 im Anhang). Sie sind entkalkt worden und haben nur eine leichte Verbraunung erfahren. Die darauf abgelagerten Flugsande und Dünen zeigen dagegen im Allgemeinen eine stärkere Verbraunung und stellenweise sogar eine Bänderparabraunerde (vgl. Kap. 9).

Selbst die Tatsache, dass die darunter liegenden Auensedimente nur eine schwache Verbraunung zeigen, obwohl von der Zusammensetzung her leichter verwitterbar als die darauf liegenden Flugsande, gibt uns zu verstehen, dass sie ziemlich rasch nach ihrer Ablagerung wieder vom Flugsand überdeckt worden sind.

Es muss sich also überwiegend um die Auensedimente handeln, die sich direkt nach der Ablagerung des NT 3-Flussbettsedimentes bilden konnten.

7.5 Stratigraphische Einordnung

Ein sehr wichtige Rolle für die Einstufung der NT 3 spielt der in Flussbettsediment eingelagerte Bimsstein. Seine Herkunft aus der Laacher See-Tephra (LST) ist schon seit langem bekannt (u. a. STEEGER 1926: 4). Die LST wurde nach ihrem Ausbruch vom Rhein in die NT 3 eingearbeitet. Selten wird sie auch in den jüngeren, umgelagerten Holozänterrassen gefunden, ist aber durch ihre kleinen und gut gerundeten Gerölle (vgl. ZHOU 2000: 101) und viel kleinere Mengen von der der NT 3 zu unterscheiden. Die NT 3 ist also die einzige Terrasse, deren Flussbettsediment eine große Menge Bims beinhaltet (vgl. THOSTE 1974, SCHIRMER 1990e, f, g). Das zeigt auch die Tatsache, dass von insgesamt 21 Profilen und 9 Handbohrungen in der NT 3 in 14 Profilen und 2 Bohrungen Bims im Flussbettsediment gefunden wurde (vgl. Tab. 6).

Die NT 3 muss also einerseits wegen ihres bimsführenden Schotterkörpers jünger als die allerödzeitliche LST sein (vgl. Kap. 7.1). Andererseits zeigt sie durch ihre V-Schichtung, Driftblöcke im Flussbettsediment und Frosterscheinungen (THOSTE 1974: 99) die Charakteristika einer eiszeitlichen Terrasse. Daher muss die NT 3 während der letzten kaltzeitlichen Periode, der Jüngeren Dryas, abgelagert worden sein (THOSTE 1974: 100, SCHIRMER 1990: 28, KLOSTERMANN 1992: 151) (vgl. Tab. 3, 7).

8 Das Niveau der Holozänterrassen

Das morphologisch auffälligste Merkmal bei den Talgrundterrassen am Niederrhein ist die deutliche Absetzung der Holozänterrassen im Vergleich zu den anderen älteren Terrassen bzw. Niederterrassen. Weil der Höhenunterschied zwischen den verschiedenen Holozänterrassen relativ gering ist, werden sie hier unter einem Niveau zusammengefasst. Mit dem Beginn des Holozäns ändern sich zunehmend die Klimabedingungen, so dass sich die Flusssedimentation grundsätzlich von der der Niederterrassenzeit unterscheidet.

8.1 Entstehung der Holozänterrassen und ihre Gliederung

Der beherrschende Vorgang während des Holozäns am Niederrhein war die Aufschüttung verschiedener Terrassenkörper, deren Aufbaumaterial überwiegend ein Umlagerungsprodukt der älteren Niederterrassen ist.

Solche Terrassen entstehen dann, wenn der Fluss infolge des geringeren Gefälles und der kleineren abfließenden Wassermenge sehr empfindlich auf Hindernisse in seinem Strombett reagiert und zu mäandrieren beginnt. Die Folge ist eine kräftige, nach außen in Richtung des Prallhangs strebende Seitenerosion. Diese Voraussetzungen wurden am Niederrhein seit dem Beginn des Holozäns erfüllt, obwohl nach KLOSTERMANN (1992: 175) diese Mäanderbildungsphasen des Rheins im Holozän mehrfach von Zeiten abgelöst wurden, in denen der Strom bei leicht ansteigendem Gefälle nur schwach mäandrierte und zu Furkationen neigte. Diesen so genannten Furkationstyp beschreibt er als eine Übergangsbildung zwischen verwildertem Abflusssystem und mäandrierendem Strom.

Das am Prallhang erodierte Material wird wieder an den nächsten Gleithängen der Flussmäandern abgelagert. Das abgelagerte Material unterliegt aber hier nun einer Korngrößensortierung, wobei sich innerhalb eines Mäanderbogens in der Vertikalen eine ganz charakteristische Sedimentabfolge zeigt, die SCHIRMER (1983: 25, Abb. 4) als "Fluviatile Serie" bezeichnet. Sie entsteht durch laterale schichtweise Aufschüttung am Gleithang, bei der im relativ kräftig strömenden Fluss die groben Anteile an der Flussbettsohle abgesetzt werden, ihre feineren Kornanteile dort aber ausgewaschen und am Gleithang in höherer Position bei geringerer Flusskraft abgelagert werden. So erfolgt mit abnehmender Auftriebskraft des strömenden Wassers von unten nach oben eine graduelle Größensortierung der Fracht von unten grob bis oben fein (SCHIRMER 1983: 26).

Aufgrund der Morphologie der Terrassen sowie ihres Aufbau kann man sehen, dass es während des Holozäns zu mehreren Mäanderbildungsphasen und dabei zu mehreren Aufschüttungen von Terrassen am Niederrhein kam.

Diesen Sedimentationsphasen sind nach SCHIRMER (1993b: 578) Phasen untergeordneter Sedimentation, sog. Ruhephasen, zwischengeschaltet. Obwohl auch während dieser Ruhephasen eine gewisse Flussaktivität registrierbar ist, ist sie in ihrer Wirkung wenigstens um so viel geringer, als dass die Aufschüttungen der erhöhten Umlagerungsphasen im Talgrund deutlich voneinander abgesetzt erscheinen. Als Zeugen gleichsam ruhender Auensedimentation treten fossile Auböden in den Auensedimentdecken abseits des Umlagerungsbereiches auf (SCHIRMER 1993 b: 578).

Die Phasenhaftigkeit der fluviatilen Vorgänge ist nach SCHIRMER (1993b: 579, 1995d: 45) durch einen übergeordneten Klimaeinfluss bedingt. Der Mensch dagegen hat nur in Bezug auf das Ausmaß der Sedimentationsphase eine Rolle gespielt.

Für die Gliederung sowie Bestimmung einer relativen, zeitlichen Abfolge von verschiedenen Terrassen spielt das gegenseitige Abschneiden der Mäanderschleifen verschiedenen Alters eine große Rolle.

Es ist zu erwähnen, dass die geomorphologische Kartierung von Holozänterrassen durch die großen Städte und industriellen Ballungszentren auf beiden Seiten des Flusses im Arbeitsgebiet, besonders in Raum Duisburg, erheblich erschwert und stellenweise sogar unmöglich wird.

Als Folge der Bergbauarbeiten bringt die Absenkung einiger Gebiete ein weiteres morphologisches Problem mit sich, wie z. B. am *Binsheimer Feld* südlich Orsoy, wo die Absenkung seiner westlichen Seite (vgl. MH I in GK) einen Wert von bis zum 10 m erreicht hat (mündl. Mitt. Binsheimer Einwohner).

Als Grundlage für die stratigraphische Zuordnung der Holozänterrassen innerhalb dieses Arbeitsgebietes dienen die archäologischen Funde, Pollendaten aus in abgeschnürten Mäandern gebildeten Niedermooren sowie der Grad der Bodenbildung auf den Flächen innerhalb der Mäanderbogen. SCHRÖDER (1983) bestätigte die Möglichkeit einer Untergliederung der Holozänterrassen und ihre stratigraphische Zuordnung anhand der darauf gebildeten Böden. Er konnte durch Laboruntersuchungen die Beziehung zwischen dem Alter der Böden und dem Ausprägungsgrad zahlreicher Merkmale nachweisen und stellte fest, dass aufgrund dieser Merkmale eine Aussage zur Stratigraphie möglich wäre. Ein Zusammenhang zwischen dem genetischen Zustand der Böden und ihrer stratigraphischen Stellung wurde schon von SCHIRMER (1980) im oberen Maintal demonstriert.

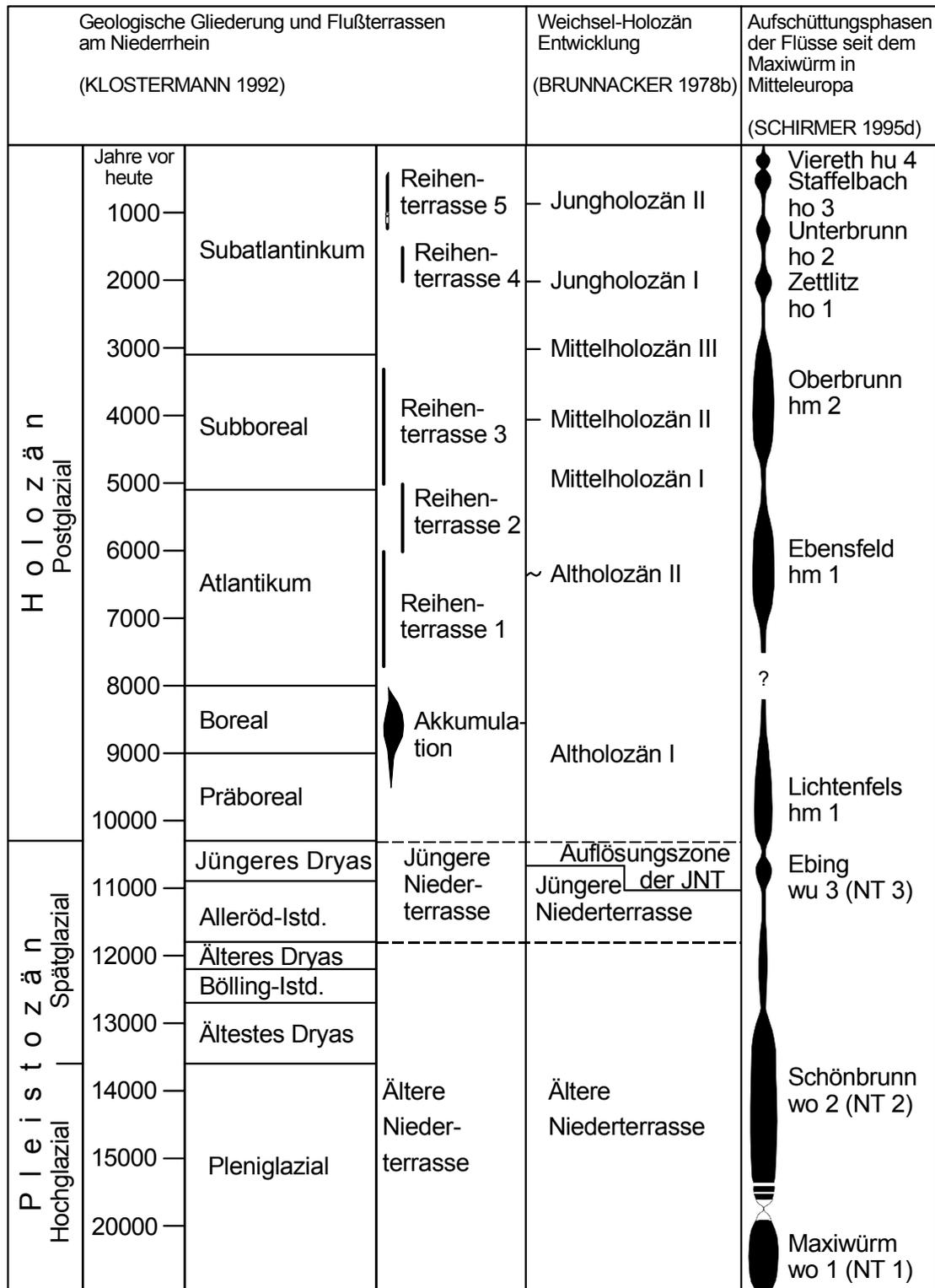
Eine Untergliederung der Holozänablagerungen am Niederrhein sowie ihre stratigraphische Zuordnung wurde erstmals durch BRUNNACKER (1978b) durchgeführt. Seine Untergliederung stützte sich hauptsächlich auf pedologische Charakteristika und prähistorische Funde. Er, und später dann KLOSTERMANN (1989, 1992), gliedern die Holozänablagerungen am Niederrhein in drei stratigraphische Einheiten, um sie dann den Zeitabschnitten Altholozän, Mittelholozän und Jungholozän zuzuordnen. Das Altholozän umfasst dabei den Zeitraum zwischen 10 300 bis 5 500 BP, das Mittelholozän den Zeitabschnitt 5 500 - 2 000 BP und das Jungholozän reicht von 2000 BP bis heute (KLOSTERMANN 1992: 172) (vgl. Tab. 7).

Aufgrund der vieljährigen Untersuchungen der mitteleuropäischen Flusstäler im Alpenraum, im Mittelgebirge und im nördlichen Tiefland gliedert SCHIRMER (1995d, Fig. 8) fluviatile Aktivitäts- und Ruhephasen stratigraphisch für den Zeitraum des oberen Würm bis heute (vgl. Tab. 7). Dabei sind innerhalb des Holozäns sieben Phasen von fluviatilen Akkumulationen mit sieben entsprechenden Terrassen (hl, hm1, hm2, ho1, ho2, ho3, ho4) unterschieden worden, wobei die hl (Lichtenfelser Terrasse) während der Periode des Präboreals und frühen Boreals im Unterholozän (10 000 - 7 500 BP) entstanden ist, die hm1 und hm2 (Ebensfelder- und Oberbrunner Terrasse) während des Atlantikums und Subboreals im Mittelholozän (7 500 bis etwa 2 800 BP), und ho1, ho2, ho3, ho4 (Zettlitzer-, Unterbrunner-, Staffelbacher-, Vierether Terrasse) während des Subatlantikums im Oberholozän (seit 2 800 BP).

Damit ist eine Grundlage für großregionale Vergleiche der holozänen Flussgeschichte für diesen Raum geschaffen.

In der vorliegenden Arbeit werden die Holozänablagerungen so gegliedert, dass die Ablagerungen, die während des Unterholozäns (im Sinne SCHIRMER 1995d: 34) entstanden

sind, als Altholozänterrasse (AH) bezeichnet werden, die Ablagerungen des Mittelholozäns als Mittelholozänterrasse (MH) und die des Oberholozäns als Jungholozänterrasse (JH).



Tab. 7: Fluviale Stratigraphie des Niederrheins seit dem letzten Hochglazial

8.2 Altholozänterrasse (AH)

Mit dem Ende der Weichselkaltzeit kam es als Folge der immer noch kaltzeitlichen Verhältnisse wie tiefliegender Meeresspiegel, niedrigen Temperaturen und wenig Vegetation zur einer Erosionsphase am Niederrhein (KLOSTERMANN 1992: 176). Die Sedimentation setzte nach KLOSTERMANN (1992: 176) wieder mit dem wärmer werdenden Klima des Boreals von der Rheinmündung stromaufwärts ein.

Die Altholozänablagerungen, die abgelagert wurden, noch bevor der Fluss richtig zu mäandrieren begann, sind überwiegend entlang des inneren Randes der NT 3 erhalten (vgl. GK). Sie sind größtenteils von dem später mäandrierendem Fluss erodiert und abgetragen. Die stromaufwärts wandernden Flussmäander erreichten das Arbeitsgebiet erst etwa im Boreal, als das Klima im Vergleich zum Präboreal deutlich wärmer wurde. Dabei gelangten diese Ablagerungen im Norden des Arbeitsgebietes bis auf das Niveau der NT 3-Terrasse, und überlagerten diese (wahrscheinlich entlang der über der NT 3-Terrasse liegenden verlassenen Rinnen) stellenweise.

So ist auch die Entstehung der Altholozänterrasse über der NT 3-Fläche bei Gelinde, nordöstlich Kamp-Lintfort (vgl. Abb. 44), zu erklären, die die typische Aufbaustruktur (L-Terrasse) einer durch einen mäandrierenden Fluss entstandenen Terrasse zeigt. Die anderen Terrassenreste des Altholozäns, die nicht durch einen mäandrierenden Fluss entstanden sind, zeigen im Allgemeinen einen unstrukturierten Aufbau aus kies- oder sandbankartigen Aufschüttungen (vgl. Abb. 43), die BRUNNACKER (1978b) als schwemmfächerartige Ablagerungen bezeichnete. KLOSTERMANN (1992: 176) schrieb diese Sedimente einem furkativen Abflusssystem zu (vgl. Kap. 8.1).

Die AH liegt, von der Höhenlage her, zwischen den Ablagerungen der NT 3 und des Mittelholozäns. Sie ist von der älteren, höher liegenden NT 3-Terrasse kontinuierlich durch eine 2-3 m hohen Stufe deutlich abgesetzt. Andererseits wurde die AH von Flussmäandern des Mittelholozäns bogenartig abgeschnitten und so morphologisch abgetrennt (vgl. GK).

Trotz der Höhenlage der AH, die bei etwa 6-7 m ü. RhN liegt, wurde sie bis in die jüngste Zeit des Holozäns überflutet und von Auensedimenten überlagert. So beschreibt BRUNNACKER (1978b: 428) einen Aufschluss bei Orsoy (vgl. M 1; Datenkarte im Anhang), in dem eine Altholozänterrasse unter einer 65 cm mächtigen jungholozänzeitlichen Auensedimentdecke begraben wurde.

Trotz der Tatsache, dass diese Auensedimente manchmal eine solche Mächtigkeit erreicht haben, werden diese Flächen auf der geologischen Karte (im Anhang) noch als Altholozänterrassen bezeichnet, wie z. B. die Terrassenfläche nördlich Orsoy.

M 1 (Orsoy), nach BRUNNACKER (1978b: 428)

MTB Dinslaken, H: 5710,08 R: 2547,00, 25 m ü. NN (6 m u. RhN)

0 - 25	humushaltiger, braungrauer, lehmiger Sand, Kalk in Spuren	
25 - 45	brauner, lehmiger Sand, sehr schwach kalkhaltig	II*
45 - 65	hellbrauner, lehmiger Feinsand, sehr schwach kalkhaltig	

65 - 85	schwach humushaltiger, graubrauner, lehmiger Sand, sehr schwach kalkhaltig, prismatisch-brockig	I
85 - 100	brauner, lehmiger Sand, prismatisch-brockig	

*) II = Jungholozän I; I = Altholozän I

8.2.1 Aufbau der Altholzänterrasse

Im Bereich der Altholzänterrasse wurde das Profil 49 (vgl. Abb. 43) in einem Gasleitungsschacht im Oktober '97 auf einem Feld östlich Elfrath, im Südteil des Arbeitsgebiets aufgenommen.

Das über 4,5 m hohe Profil wird von zwei grundsätzlich verschiedenen Schotterkörpern gebildet. Der obere 2,4 m mächtige Teil wird von einem gemischten Substrat verschiedener Korngrößen aufgebaut. Dieser Horizont zeigt keinerlei Schichtung und ist relativ uniform heterogen.

Eine ganz andere Aufbaustruktur zeigt der untere Schotterkörper, der von dem oberen durch eine Diskordanz getrennt ist. Er wird von einer horizontalen Wechschelung aus grobkiesigem Mittelkies und mittelsandigem Feinkies aufgebaut. Innerhalb des mittelsandigen Feinkieses ziehen 10-20 cm mächtige feinsandige Mittelsandschichten durch, in denen eine große Menge von Bims eingelagert ist.

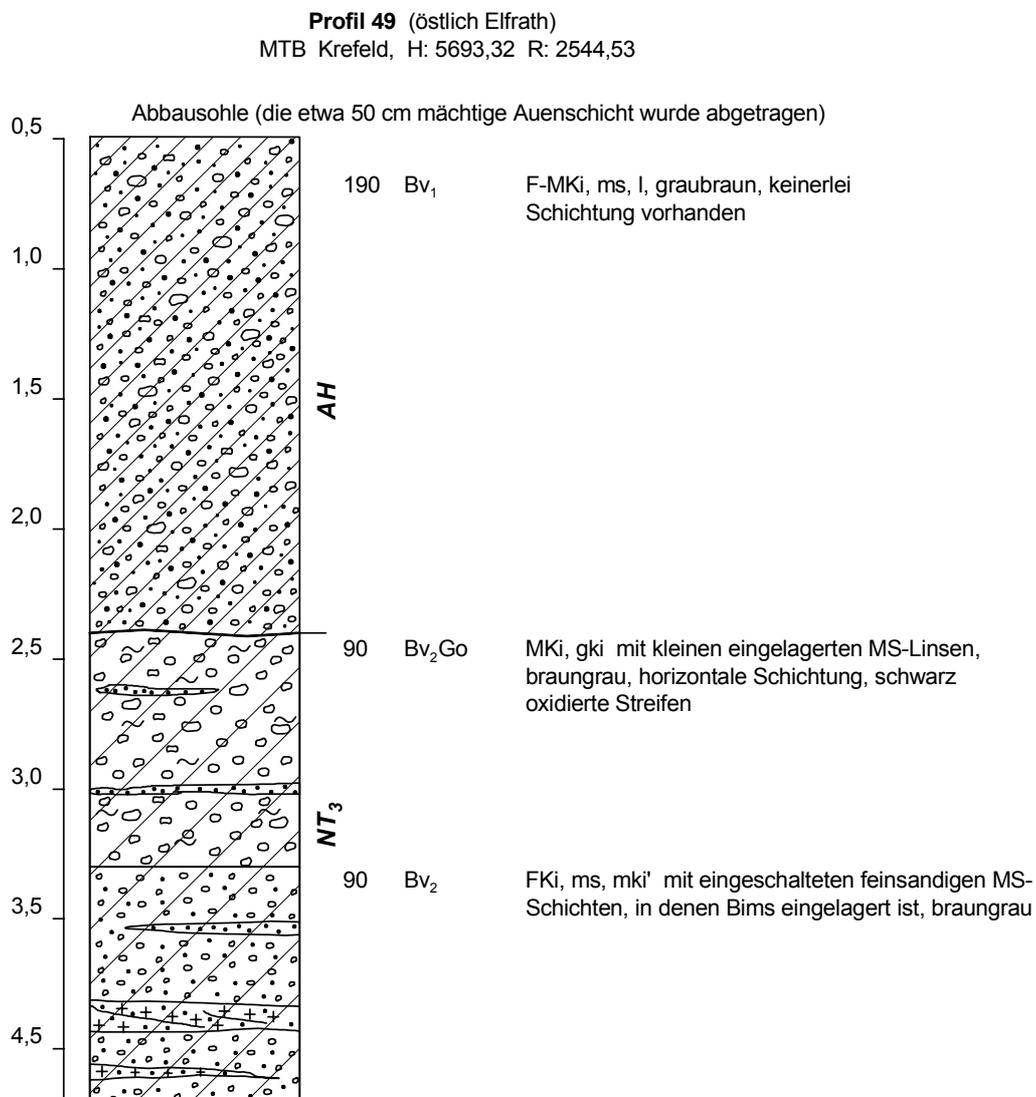


Abb. 43: Eine über der NT 3 abgelagerte Altholzänterrasse

Außer der unterschiedlichen Aufbaustruktur zeigen die zwei Schotterkörper auch verschiedene Merkmale in Bezug auf die Bodenbildung. Der obere Teil ist durch eine durchgehende Entkalkung und gleichmäßige Verbraunung (Bv₁) bis zur ihrer Untergrenze charakterisiert. Darunter folgt ein anderer, braungrauer Bodenhorizont mit durchgezogenen schwarzen Oxidationsstreifen (Bv₂Go), er ist ebenfalls kalkfrei. Auffällig ist die Grenze zwischen diesen beiden Bodenhorizonten, die gleichzeitig eine lithologische Grenze darstellt. Sie folgt also der Diskordanz zwischen beiden Schotterkörpern und gibt zu verstehen, dass diese zwei Bodenhorizonte genetisch unterschiedlich sind.

Das kann man vielleicht dadurch erklären, dass der obere Teil aus einem umgelagerten Sediment gebildet wird, welches möglicherweise Fluvisoliment (im Sinne SCHIRMERS 1983: 27) beinhaltet. Die Verbraunung drückt sich im lehmigen Substrat (Bv₁) stärker aus als im sandigem Substrat (Bv₂). Dadurch kam es zur Entstehung dieser Grenze, unten leicht verbrauchtes braungraues NT 3-Material, oben holozänzeitlich umgelagertes, verbrauchtes Material.

Die Diskordanz zwischen diesen Schotterkörpern stellt gleichzeitig die Tiefe der Erosion dar, die in diesem Fall nur 2,4 m beträgt. Das ist verständlich, wenn berücksichtigt wird, dass diese Erosion bzw. Akkumulation über der NT 3-Terrasse und abseits der damaligen Hauptstromrichtung stattgefunden hat. Im Gegensatz dazu erreicht die Erosion eine Tiefe von über 6 m in der Kiesgrube Gelinde im Norden (vgl. Abb. 44), sowie eine Tiefe von mindestens 10 m unter die Oberfläche der NT 3 bei Hochemmerich (JANSEN et. al. 1991: 96) in dem damaligen Hauptstrombereich bzw. heutigen Flussbereich.

Einen andersartigen Profilaufbau zeigt die Altholozänterrasse südlich Kaldenhausen (vgl. die AH-Fläche südlich Kaldenhausen in GK). Der Aufbau ihres Terrassenkörpers lässt sich aufgrund mangelnder Aufschlüsse nur anhand von Handbohrungen beschreiben.

Auf der ebenen Terrassenfläche ca. 400 m östlich der Nahtrinne, die diese Terrassenfläche von der NT 3-Fläche bei Kaldenhausen trennt, wurde eine Handbohrung (B 47) bis zu einer Tiefe von 260 cm Tiefe durchgeführt. Die obersten 90 cm bilden entkalkte und leicht verbrauchte Auenfeinsande. Ab 90-120 cm wurde eine entkalkte, feinsandige Lehmschicht mit Merkmalen eines stärker entwickelten Bodens (Braunerde/Parabraunerde) durchbohrt. Darunter folgen wiederum kalkfreie feinsandig-mittelsandige Auensedimente bis 220 cm Tiefe. Ab dieser Tiefe beginnt das mittel-feinkiesige Flussbettsediment.

B 47 (östlich Kaldenhausen)

MTB Düss.-Kaiserswerth, H: 5695,00 R: 2546,38

0 - 40	Ap	FS, ms, l', einzelne FK _i -Gerölle, dunkelgraubraun, h, k	
40 - 90	Bv ₁	FS, l, braun, k	
90 - 120	Btv	L, fs, rötlich braun, k	
120 - 150	I GoBv	FS, l, gelbbraun, k	AS
150 - 160	II GoBv	FS, ms, l', gelbbraun, k	
160 - 200	Bv ₂	MS, fs, l', braun, k	
200 - 220	I Bbv	MS, fs, braungrau mit braunen Streifen, k	

220 - 260	II Bbv	FK _i , mki, ms, graubraun mit grauen Streifen, k	FBS

Diese Schichtenfolge ist charakteristisch für die ebene Terrassenfläche, die mit der Entfernung von dem Nahtrinnenbereich in Richtung Südosten allmählich ansteigt und bei Mühlenberg die Höhe der NT 3 (bei ca. 7 m ü. RhN) erreicht. Entsprechend des Flächenanstiegs ändert sich auch der Schichtenaufbau dieser Terrasse.

Die Bohrung (B 48), die auf dieser etwa 1,5 m angehobenen Fläche durchgeführt wurde, zeigt einen anderen Profilaufbau. Das Auensediment erreicht eine Mächtigkeit von nur 90 cm. Es wird von Sanden gebildet, deren Korngröße von feinkiesigen Mittelsand im unteren Teil bis zu lehmigen Feinsand im oberen Humushorizont allmählich abnimmt. Seine Verbraunung reicht gleichmäßig bis zum Flussbetsediment durch. Während die obersten (40 cm) Auensedimente kalkhaltig waren, konnte man den Kalk nach unten nur in Spuren beobachten. Das deutet wahrscheinlich auf eine sekundäre Aufkalkung dieser Sedimente hin.

Bei einer Tiefe von 120 cm gab es wegen des groben Kieses keine weiteren Bohrfortschritte.

B 48 (südöstlich Rumeln)

MTB Düss.-Kaiserswerth, H: 5694,82 R: 2547,22

0 - 40	Acp	FS, l, einzelne FK _i -Gerölle, k	
40 - 65	Bcv	FS, ms, l, braun, k''	AS
65 - 90	I Bv	MS, fki, fs, l, braun, k	

90 - 110	II Bv	FK _i , mki, gs, braun, k	FBS
110 - 120	III Bv	MK _i , fki, gs, braun, k (KBF)	

Die Bohrungen B 49 und B 51, die auf derselben Terrassenfläche durchgeführt wurden (vgl. GK), zeigen einen wiederum sandreichen Aufbau wie die B 47. Die Profile, die aus einer Wechselschichtung aus überwiegend Fein- und Mittelsand aufgebaut sind, erreichen hier, bei über 360 cm unter Oberfläche, noch eine größere Tiefe als die B 47. Die Entkalkungstiefe liegt in der B 49 bei 280 cm und in der B 51 bei 390 cm unter Oberfläche.

In B 51 deutet allerdings die oberste 100 cm mächtige Sandschicht mit ihrem schwachen Kalkgehalt und dadurch, dass sie über einem aus Lehm aufgebauten rötlich braunen Btv-Horizont liegt, auf ein viel jüngerer Auensediment hin.

B 49 (Mühlenberg)

MTB Düss.-Kaiserswerth, H: 5694,67 R: 2547,67

0 - 35	Ap	MS, fs, l, dunkelgraubraun, h, k	
35 - 115	I Bv	MS, fs, l, braun, k	
115 - 130	II Bv	FS, ms, l', braun, k	
130 - 280	Bbv	Wechselschichtung von braungrauen feinsandigen MS- und graubraunen lehmigen FS-Schichten, k	
280 - 360	C	MS, fs, grau, feine Bimskörner bei 350 cm Tiefe, <u>k</u>	

B 51 (östlich Eisenbahnsiedlung)

MTB Düss.-Kaiserswerth, H: 5694,25 R: 2548,55

0 - 45	Acp	FS, ms, l, dunkelgraubraun, h, k
45 - 100	Bcv	MS, fs, l', braun, k'
100 - 150	Btv	L, fs, rötlich braun, k
150 - 190	Bv ₂	MS, fs, l', graubraun, k
190 - 300	Bbv	FS, ms, braungrau mit eingelagerten grauen feinsandigen MS-Schichten, k
300 - 390	Gr	MS, fs, grau, k
390 - 410	C	MS, fs, grau, <u>k</u>

Einen anderen Bautyp zeigt der in der Kiesgrube Gelinde aufgeschlossene Terrassenkörper im Nordteil des Arbeitsgebiets. Das ca. 400 m lange Profil 1 (vgl. Abb. 44) stellt einen Nord-Süd-Querschnitt einer typischen lateralen Sedimentation dar. Die schräge Schichtung sowie das Vorkommen von Skelettschotter, als Charakteristikum eines durch einen mäandrierenden Fluss entstandenen Terrassenkörper (SCHIRMER 1983: 25) waren gut aufgeschlossen.

Innerhalb des Terrassenkörpers wurden außerdem mehrere Rannen gefunden, die von Dipl.- Biol. SUSANNE BREKAU als *Pinus silvestris* bestimmt worden sind.

An der Oberkante des Schotters, die gleichzeitig die Abbausohle der Kiesgrube darstellte, waren noch Reste einer stark verwitterten Braunerde zu beobachten.

Etwa 50 m nördlich vom Wandprofil wurde das Säulenprofil (vgl. Abb. 44, rechts) aufgenommen. Unter einer ca. 90 cm mächtigen Lehmschicht folgen über 420 cm mächtige, feinsandige Sedimente, die von dünnen Lehmlagen mit umgelagerten feinen Holzresten durchgezogen sind. Die Tiefe dieser Sedimente reicht über 5 m unter Oberfläche, oder besser gesagt mehr als 1,5 m tiefer als die südlich davon liegende Kiesoberfläche der beschriebenen Terrasse. Der Aufbau dieser durch das Säulenprofil dargestellten Sedimente sowie ihre geomorphologische Position sprechen für Aurinnensedimente, die die Nahrinne zwischen der Holozänterrasse und der nördlich davon liegenden NT 3-Terrasse aufgefüllt haben.

Profil 1 (Kiesgrube Gelinde)
 MTB Rheinberg H: 5710,20 R: 2541,95

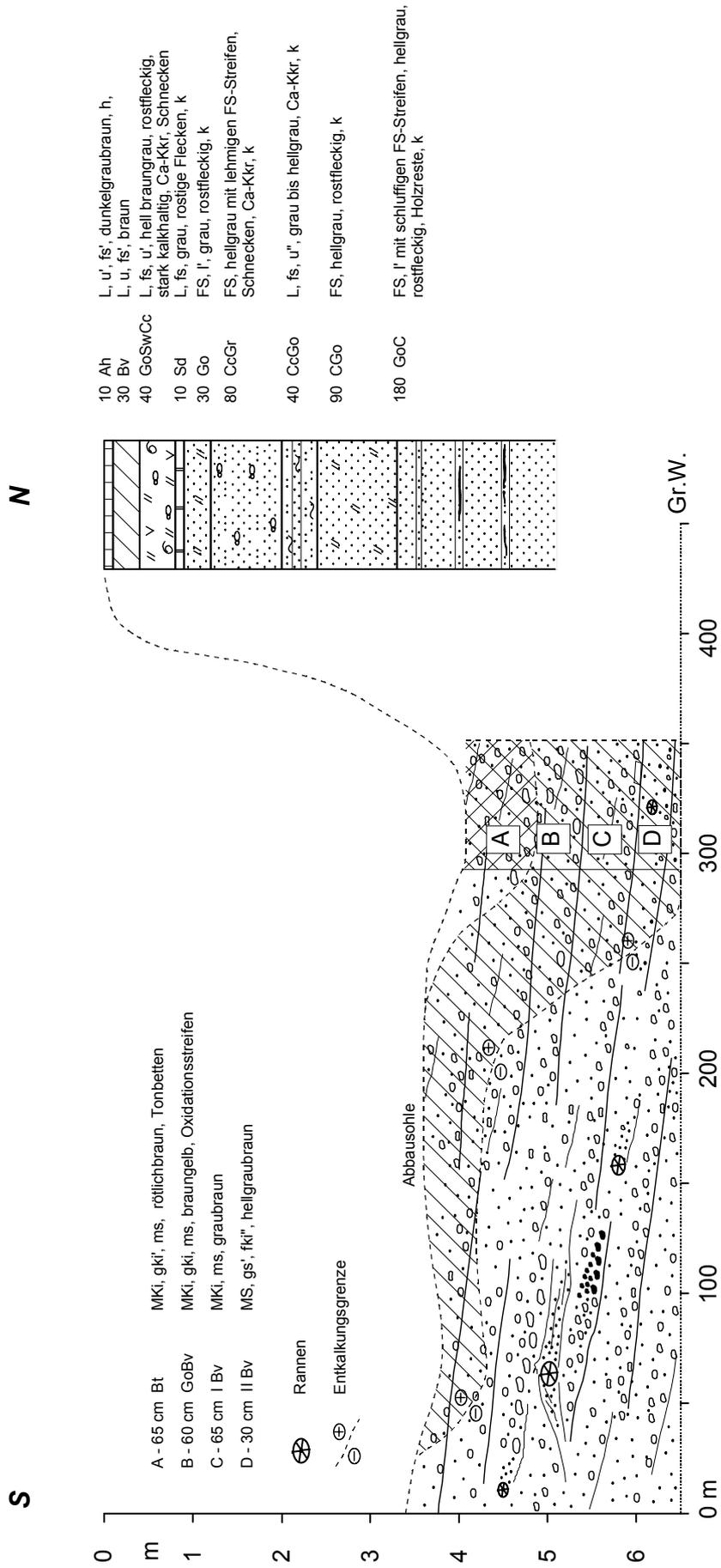


Abb. 44: Aufbau der Altholzänterrasse östlich Kamp-Lintfort

8.2.2 Stratigraphische Einordnung der AH

Der Profilaufbau der AH sowie ihr geomorphologische Position in Bezug auf die ältere NT3 und die jüngeren Ablagerungen des Mittelholozäns sind die Hauptanhaltspunkte ihrer stratigraphischen Einordnung. Dazu wurden auch pedologische Merkmale und die bestehenden pollenanalytische Untersuchungen in Betracht genommen.

Bei der ersten beschriebenen Terrasse (AH-Fläche östlich Elfrath) handelte es sich um einen Profil aus zwei genetisch verschiedenen Schotterkörpern (vgl. Abb. 43).

Der untere braungraue, in Streifen oxidierte Schotterkörper ist durch den enthaltenen Bims stratigraphisch gesichert der NT 3-Terrasse zuzuordnen. Der darauf liegende kiesreiche und ungeschichtete Terrassenkörper zeigt eine charakteristische Aufbaustruktur, deren Entstehung sich am besten durch eine Schüttungsphase im Altholozän erklären lässt (vgl. BRUNNACKER 1978b: 413).

Den Aufbaucharakter dieser Sedimente schreibt KLOSTERMANN (1992: 176) einem furkativen Abflusssystem zu, welches anschließend der Erosion zu Beginn des Holozäns ausgesetzt ist und eine Übergangsform zwischen einem verwilderten und mäandrierenden Abflusssystem darstellt.

Somit muss der in der NT 3 eingeschaltete Schotterkörper also einerseits jünger als die Jüngere Dryas sein. Andererseits kann angenommen werden, dass er aufgrund seiner durchgehenden Entkalkung und Verbraunung sowie der Tatsache dass seine Aufbaustruktur nicht einem mäandrierenden Fluss des Mittelholozäns (vgl. Kap. 8.2) entspricht, älter als das Mittelholozän sein muss.

Daher sind diese Aufschüttungen vermutlich während des Altholozäns zur Zeit des Präboreals, als der Rhein in diesem Bereich noch nicht zu mäandrieren begonnen hatte (vgl. KLOSTERMANN 1992: 176), abgelagert wurden.

Durch eine ähnliche Flussdynamik sollte auch die Aufschüttung der benachbarten AH-Terrasse südlich Kaldenhausen gekommen sein. Dadurch kann sich möglicherweise auch die Änderung der Sedimentationsfazies, sowie der Höhenunterschied der Kiesoberfläche (etwa 2,8 m zwischen der Bohrungen B 47 und B 48) innerhalb dieser morphologisch einheitliche Terrassenfläche erklären lassen. Entgegen dieser Feststellung wurde diese Terrasse in früheren Arbeiten (KLOSTERMANN 1992, BRUNNACKER 1978b), allerdings ohne eine weiteren Beschreibung, als Niederterrasse bezeichnet

Das Entscheidende für ihre Einstufung in das Altholozän ist ihre niedrigere Lage im Vergleich zu einer im Norden und Nordosten liegenden NT 3-Fläche, die durch eine ca. 2-2,5 m tiefer gelegene Nahrinne von ihr getrennt wird. Außerdem liegt sie in der gleichen Höhenlage (bei etwa 7 m ü. RhN) wie die vorher beschriebene AH-Terrasse östlich Elfrath. Für dieses Alter spricht auch der darauf entwickelte Boden sowie die Entkalkungstiefe in allen Bohrungen.

Als Altholozänterrasse wird auch die östlich der NT 3-Stufe bei Bergheim und Rheinhausen liegende Terrasse eingestuft. Anhand einer Bohrung in einer torfigen Lage im Bereich von 5,9-6 m unter der Geländeoberfläche in Hochemmerich (vgl. P9¹ in DK im Anhang) wurde Atlantikum pollenanalytisch nachgewiesen (JANSEN et al. 1991: 96).

Das Liegende, das nach Beschreibung von JANSEN et al. (1991: 96) bis mindestens 10 m

¹ Lage in DK = P⁹

Tiefe unter der Geländeoberfläche holozäne Auensande bildet, ist demnach vom Alter her älter als Atlantikum einzuordnen. Auch KLOSTERMANN (1992, Taf. 1) sieht das so. BRUNNACKER (1978b) dagegen bezeichnete diese Terrassenfläche als Altholozän II und ordnete sie dem Mittelholozän bzw. Atlantikum zu.

Weil diese Terrassen, wie auch alle andere Terrassenreste entlang des inneren Randes der linksrheinischen NT-3 von Flussmäandern des Mittelholozäns, stufen- bzw. bogenartig abgeschnitten werden (vgl. GK) und darüber hinaus auch pedologisch ähnliche Charakteristika (durchgehenden Entkalkung mit Bt-Horizonten, vgl. B 36, 41, 43 im Anhang) zeigen, werden sie dem Altholozän zugeschrieben.

Einen stratigraphisch besonderen Fall in sich zeigt die auf der NT 3 abgelagerte Terrasse im Nordteil des Arbeitsgebiets bei Gelinde (vgl. AH-Fläche östlich Kamp-Lintfort in GK). Bei ihr gibt es keine morphologische Referenzen in Bezug zu den anderen jüngeren Holozänterrassen.

Aus der gleichen Terrassenfläche werden von KLOSTERMANN (1995) drei nahe zueinander liegende Profile beschrieben², in denen nur die Auensedimente, oder wie er sie nennt "Uferwallablagerungen" und darauf abgelagerten Auelehme erfasst werden. Aufgrund der Bodenbildungsverhältnisse (Entkalkungstiefe) zwischen Uferwallablagerungen und Auelehme, sowie der C¹⁴-Datierung eines Baumstamms an der Basis einer Auelehmschicht (4905 ± 70 Jahren BP), nimmt KLOSTERMANN (1995: 78) an, dass die oberste Lehmschicht frühestens seit dem Ende des Mittelholozäns III (vgl. Tab. 7), wahrscheinlich aber erst mit dem beginnenden Jungholozän entstanden ist. Diese Lehmschicht ist mit der obersten Partie des Profils 1 (vgl. die 90 cm mächtige Lehmschicht in Abb. 44-Säulenprofil) zu vergleichen.

Die darunter liegenden Sandschichten, die KLOSTERMANN (1995: 77) als Uferwallablagerungen bezeichnet, ordnet er dem frühen und mittleren Altholozän zu. Die KLOSTERMANNschen Uferwallablagerungen sollten, nach seiner geomorphologischen Beschreibungen, die Auensande der beschriebenen Terrasse (vgl. Abb. 44) darstellen.

Anhand dieser Angaben, einem über dieser Terrasse stark entwickelten Boden, der in diesem Fall durch Bodenreste (möglicherweise einer Parabraunerde) unter der Abbausohle dieser Kiesgrube zu beobachten war (vgl. Lage A in Abb. 44), sowie ihrer über mindesten 3 m tiefreichenden Entkalkungstiefe kann man annehmen, dass auch dieser Terrassenkörper während des Altholozäns abgelagert worden ist, zu der Zeit also, als die Flussmäander flussaufwärts nach KLOSTERMANN (1992: 176) dieses Gebiet erreicht haben sollen. Für das Altholozänalter spricht auch das große Vorkommen von Kiefernranken (*Pinus*) im Schotter. Viele pollenanalytische Untersuchungen am Niederrhein belegen, dass die Kiefer die größte

Verbreitung in der Postglazialzeit während des Präboreals-Boreals gehabt hat (SCHIRMER et al. 1990c: 240, JANSEN et al. 1991: 100, JANSEN et al. 1995: 97).

Die AH-Terrasse bei Gelinde steht durch ein Rinnensystem, das heute vom *Moerser Bach* durchflossen wird, in direkter Verbindung mit der Altholozänterrasse im Südteil des Arbeitsgebietes östlich Elfrath (vgl. GK). Es ist also davon auszugehen, dass es diese Verbindung schon seit der Zeit ihrer Ablagerung gegeben hat.

² Lage in DK = ★⁵

8.3 Mittelholozänterrasse I (MH I)

Zur Mittelholozänterrasse I werden hier die Holozänterrassen gezählt, die während der Entstehung der am weitesten ausgebreiteten Mäander abgelagert worden sind. Sie befinden sich also innerhalb der größten (ausgeprägtesten) Mäanderbögen (vgl. MH I-Fläche in GK), die nicht nur die nächst älteren Altholozänterrassen, wie beispielsweise bei Duisburg-Asterlagen oder bei Budberg im Norden, sondern auch die Niederterrassen abschneiden. Während dieser Zeit greift der Fluss sogar über die NT 3 hinweg (im Bereich Duisburg-Huckingen), tieft sich mindestens 5 m tief ein (vgl. Abb. 48.1) und lagert seine Terrassen ab.

8.3.1 Aufbau der MH I

Auf einer MH I-Terrasse im Nordteil des Arbeitsgebietes (vgl. MH I-Fläche in GK) wurde im Jahr 2000 die in ihrem Südteil liegende, schon lange Zeit stillgelegte Kiesgrube Eversael (vgl. P 90 in GK) wieder in Betrieb genommen. Dabei wurde ein über 4 m tiefes Profil (vgl. Abb. 45) aufgeschlossen. Die Basis des Profils bildet ein etwa 90 cm mächtiges Flussbettsediment, das aus grobkiesigen Mittelkies aufgebaut ist. Sein unterer Teil, der direkt über dem Grundwasser liegt, ist von Oxidationsstreifen durchzogen. Die obersten 30 cm des Flussbettsediments sind reduziert und grau gefärbt.

Das FBS wird von einem etwa 15 cm mächtigen Rinnensediment überlagert, das aus einem kalkhaltigen, blaugrauen, tonigen Lehm aufgebaut ist.

Über dem Rinnensediment folgt das Auensediment, das eine Mächtigkeit von 320 cm erreicht. Seinen untersten Teil bildet eine 30 cm mächtige Grobsandschicht, die nach oben in eine 160 cm mächtige, überwiegend aus Mittelsand aufgebaute Schichtenfolge (vgl. Abb. 45, Lage I) übergeht. In dem mittleren Teil dieser Schichtenfolge, der teilweise aus schräggeschichtetem feinkiesigen Mittelsand aufgebaut ist, kamen in reicher Menge Schneckengehäuse und Muschelschalen vor. Dieser Mittelsand-Abschnitt geht allmählich nach oben über eine 25 cm mächtige Feinsandschicht in eine 45 cm mächtige feinsandige Lehmschicht über (vgl. Abb. 45, Lage II). Das Profil wird durch eine 80 cm mächtige lehmige Feinsandschicht (III), in der viele Schneckengehäuse eingelagert sind, abgeschlossen.

Unter dieser Schicht (III) befindet sich ein fossiler Boden, der aus einem etwa 30 cm mächtigen verbrauchten Horizont (fBv) gebildet ist. Dies ist auch der einzige Horizont, der eine Entkalkung zeigt. Weil diesem fossilen Boden an dieser Stelle der Humushorizont fehlt, lässt sich schwer Genaueres über seine ursprüngliche Mächtigkeit und Entkalkungsstärke sagen. Dieser Bodenhorizont geht nach unten ziemlich rapid in den anstehenden, stark kalkhaltigen Feinsand (C-Horizont) über.

Die darauf liegenden, bis zum Humushorizont durchgehend kalkhaltigen feinsandigen Auensedimente sind später durch wahrscheinlich mehrere Überlagerungsphasen entstanden. Die Terrassenfläche befindet sich auf verhältnismäßig niedrigem Niveau (bei etwa 4,5 m ü. RhN) und in einem Bereich, der bis in die jüngste Zeit überflutet wurde (vgl. JANSEN et al. 1995: 91) (vgl. Abb. 49). Dabei wurde diese Terrassenfläche immer wieder mit neuem Auensediment überlagert und die bodenbildende Prozesse verhindert. Daher sind auch die obersten Schichten (III) durchgehend kalkhaltig.

Profil 79 (östliche Kiesgrube südlich Eversael)

MTB Rheinberg, H: 5711,45 R: 2545,85

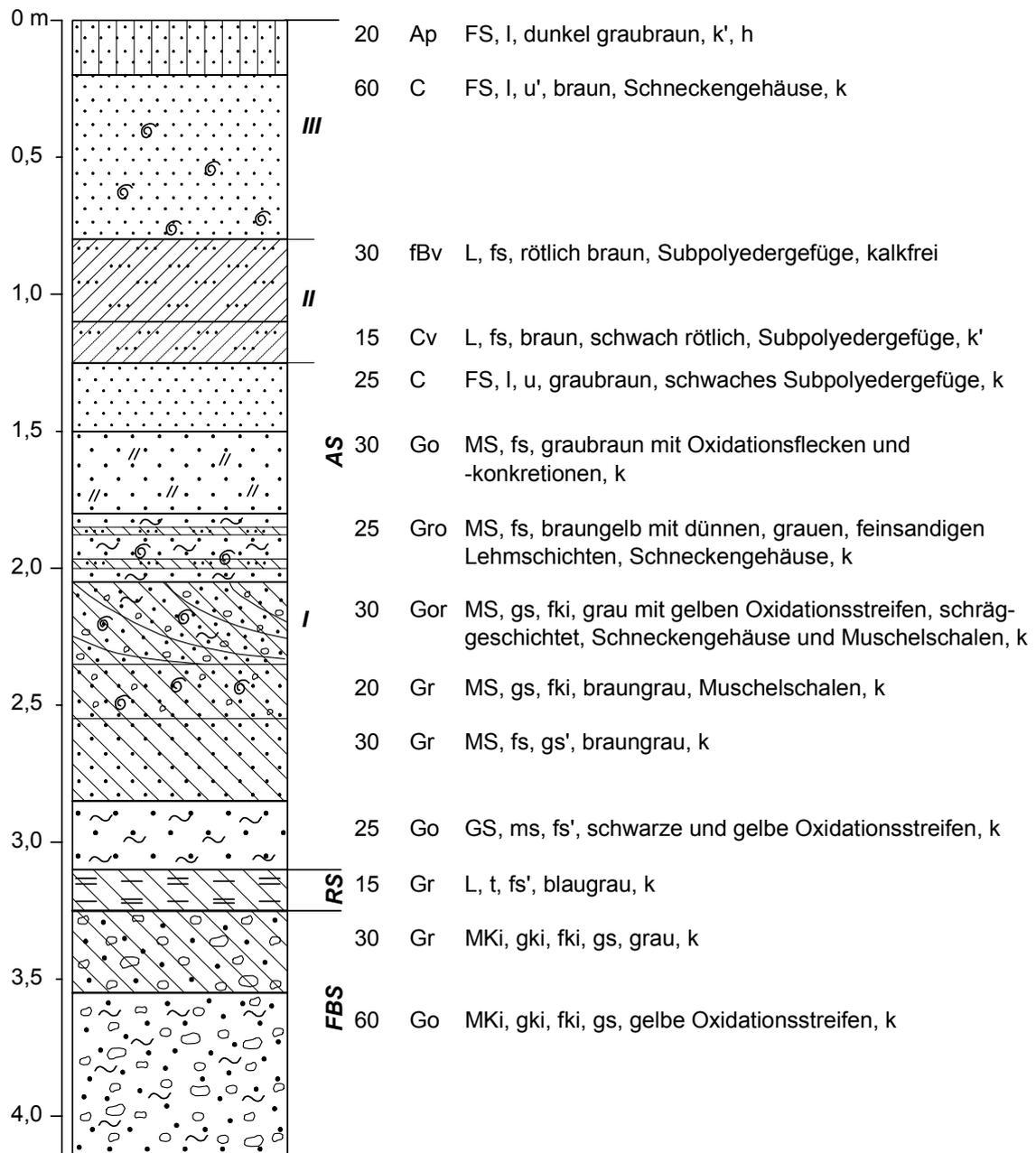


Abb. 45: Profilaufbau der MH I-Terrasse südlich Eversael

Die MH I-Terrasse im Arbeitsgebiet wird überwiegend aus einem F-MKi-Flussbettsediment aufgebaut, dessen Oberfläche meist unter einer 1,6-2,5 m mächtigen Auensedimentdecke liegt (u. a. vgl. B 25, 44a, 42, 38, 35 in Abb. 46). Abweichungen gibt es im westlichen Teil des Binsheimer Feldes nordöstlich Duisburg-Baerl (MH I-Fläche in GK), wo die Kiesoberfläche der MH I nur 0,6 m unter der Geländeoberfläche liegt (vgl. B 38 in Abb. 46), sowie bei dem beschriebenen Aufschluss der MH I-Terrasse südlich Eversael, bei dem das Auensediment eine Mächtigkeit von 3,2 m erreicht (vgl. Abb. 45).

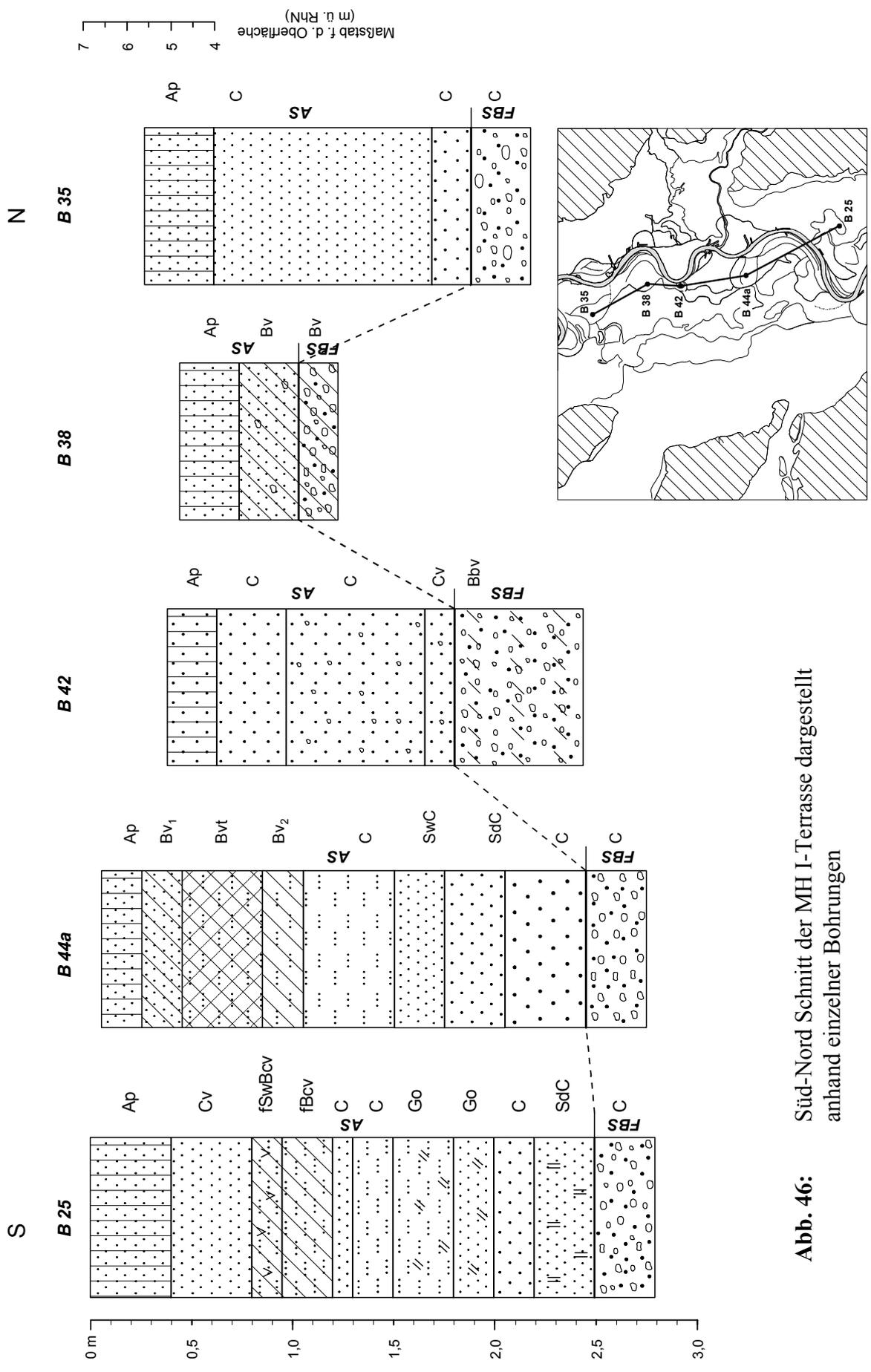


Abb. 46: Süd-Nord Schnitt der MH I-Terrasse dargestellt anhand einzelner Bohrungen

Eine gemeinsame Charakteristik aller MH I-Terrassen (mit Ausnahme der MH I-Terrasse nordöstlich Duisburg-Baerl, vgl. GK) ist außerdem der ähnliche Aufbau ihrer Auensedimente.

Den unteren Teil der Auensedimente bilden im Allgemeinen kalkhaltige F-MS-Schichten (vgl. Abb. 45, 47; Lage I, sowie B 25-, 44a,b-, 35-, 50-AS I).

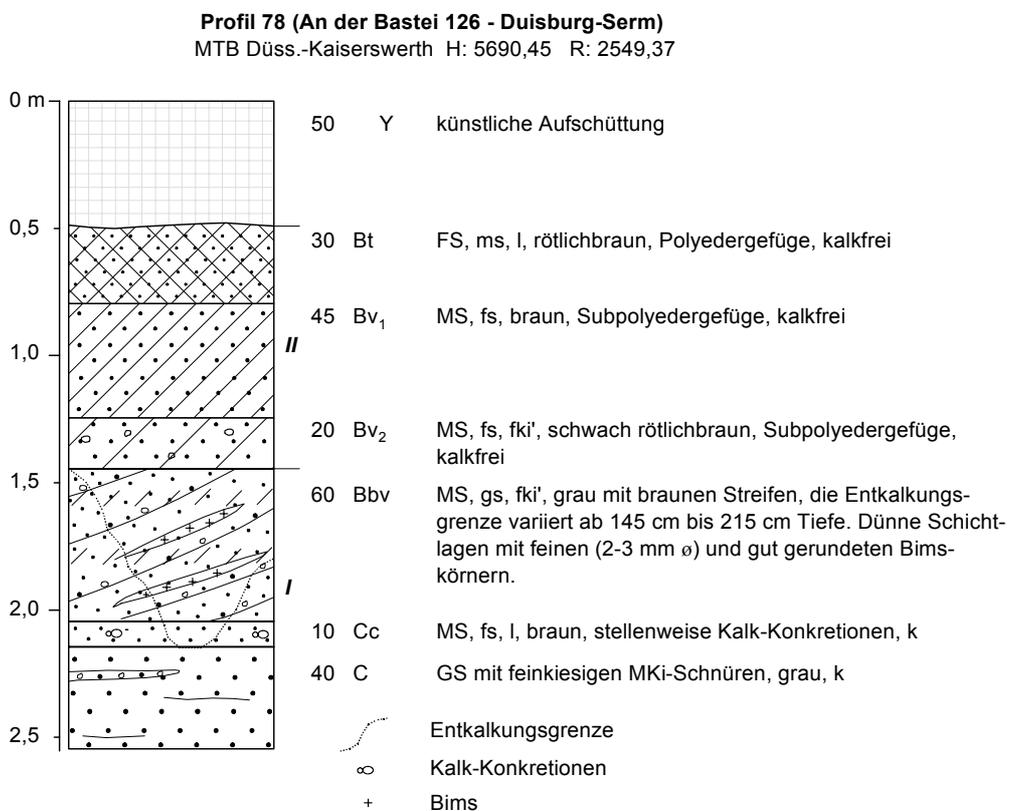
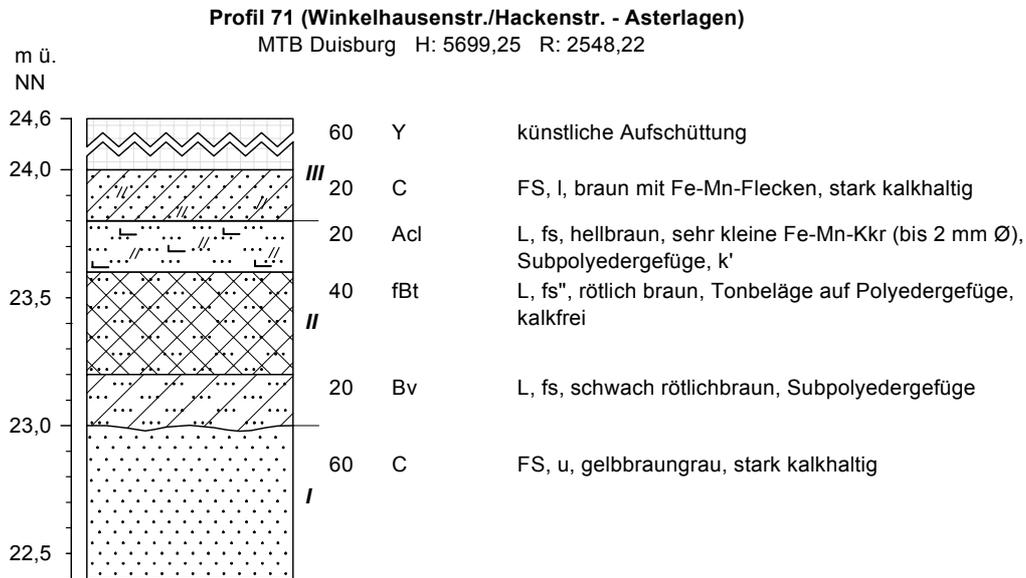


Abb. 47: Aufbau des MH I-Auensediments

Sie werden von 45 bis 100 cm mächtigen feinsandigen Lehmschichten (II, bzw. AS II) überlagert. Diese Sedimentationseinheit unterlag Prozessen der Bodenbildung, wobei sie entkalkt wurde und sich weiter zu einer Braun- oder Parabraunerde (Bv bzw. Bt-Horizont) entwickeln konnte. Die Entkalkungsgrenze liegt dabei bei 1 bis 1,4 m unter der heutigen Geländeoberfläche.

B 25 (Am Haagfeld - westlich Ungelsheim)

MTB Düsseldorf-Kaiserswerth, H: 5691,95 R: 2551,95

0 - 40	Ap	FS, l, ms', dunkelgraubraun, h, k	
40 - 80	Cv	FS, l, braun, bis 70 cm k, ab 70 cm k'	III
80 - 95	fSwBcv	L, fs', rötlichbraun, kleine Mn-Flecken, <u>k</u>	
95 - 120	fBcv	L, fs'', rötlichbraun, <u>k</u>	
120 - 130	C	FS, l, braun, k	AS II
130 - 150	C	L, fs', schwach rötlichbraun, k	
150 - 180	Go	L, fs, hellgraubraun, Mn - Kkr, <u>k</u>	
180 - 200	Go	FS, l, hellgraubraun, Mn-Kkr, <u>k</u>	
200 - 220	C	MS, fs', braun, <u>k</u>	I
220 - 250	SdC	FS, ms, braungrau, kleine rostgeränderte Flecken, <u>k</u>	
250 - 280	C	Mki, fki, gs, graubraun, <u>k</u>	FBS

B 50 (östlich Mühlenberg)

MTB Düsseldorf-Kaiserswerth, H: 5694,96 R: 2548,12

0 - 45	Ap	MS, fs, l, einzelne FK _i -Gerölle, dunkelgraubraun, h, k	
45 - 120	C	MS, fs, l', braun, k	III
120 - 160	fBtv	L, fs, einzelne FK _i -Gerölle, rötlich braun, k'' AS	II
160 - 180	C	MS, gs, fs, l'', braun, k	
180 - 190	C	GS, fki, braun, k	I
190 - 200	C	MK _i , fki, gs, braun, k	FBS

B 44a (nördlich Asterlagen)

MTB Duisburg, H: 5699,82 R: 2547,90

0 - 20	Ap	FS, l, dunkelgraubraun, h, k		
20 - 40	Bv ₁	FS, l, graubraun, k		III

40 - 80	Bvt	L, fs', rötlich braun, k		
80 - 100	Bv ₂	L, fs'', braun, k		
80 - 145	C	L, fs', braun, k	AS	II

145 - 170	SwC	FS, l'', hellbraun, Mn-Kkr, k		
170 - 200	SdC	MS, fs mit dünnen lehmigen FS-Schichten, braun, einzelne Sd-Bahnen, k		I
200 - 240	C	Wechschelung von grauen, fki GS- und graubraunen, l', fs MS-Schichten, k		

240 - 270	C	FKi, mki, gs, grau, k	FBS	

B 44b (nördlich 44a)

MTB Duisburg, H: 5700,07 R: 2547,77

0 - 30	Ap	FS, l, dunkelgraubraun, h, k		
30 - 50	Cv	FS, l, graubraun, k''		III

50 - 70	Cv	L, fs, braun, k''		
70 - 105	fBvt	L, fs, rötlich braun, k		
105 - 140	C	FS, l, graubraun, k	AS	II
140 - 165	SwC	L, fs, hellbraun, einzelne Mn-Kkr, k		
165 - 180	SdC	L, fs, braungrau, einzelne Sd-Bahnen, k		

180 - 200	SdC	FS, l, braungrau, einzelne Sd-Bahnen, k		
200 - 230	C	MS, fs, grau mit dünnen braunen, lehmigen FS-Schichten, k		I

230 - 250	C	FKi, mki, grau, k	FBS	

Die oberen Schichten wurden später teilweise (meistens bis zum Bv bzw. Bt-Horizont) erodiert (es fehlen überall die üblichen Ah- bzw. Ap- und Al-Horizonte des ursprünglichen Bodens) und erneut durch eine jüngere, 0,4-0,8 m mächtige, kalkhaltige Auensedimentdecke (III) (hauptsächlich Feinsande) überlagert. Dabei wurden teilweise auch die vorher abgelagerten Auensedimente (wie z. B. Alc-Horizont beim P 71 in Abb. 47) wieder sekundär aufgekalkt. Die erneute Entkalkung traf meist nur den Ap-Horizont und erreichte selten eine Tiefe über 0,4 m.

Obwohl es sich um die gleichen Terrassenflächen wie bei den vorher beschriebenen Profilen und Bohrungen handelt, fehlen an manchen Stellen, wie z.B bei der Eversaealer

Terrasse (vgl. B 35) oder bei der Binsheimer Terrasse (vgl. B 38), die entkalkten, feinsandigen Lehmschichten (II) und damit auch der fossile Boden.

Weil das Auensediment auf der westlichen Seite der Binsheimer MH I nur eine Mächtigkeit von etwa 60 cm aufweist (B 38) und es bis zum Terrassenschotter eine durchgehende Entkalkung und Verbraunung zeigt, ist anzunehmen, dass hier die Überlagerungsphase durch jüngere Auensedimente früher als bei der Eversaele-MH I endet.

B 38 (Binsheimer Feld - nördlich Baerl)

MTB Dinslaken, H: 5707,80 R: 2546,98

0 - 30	Ap	FS, ms, l, dunkelbraun, h, <u>k</u>		
30 - 60	Bv	FS, u, mit einzelnen MKi-Geröllen, braun, <u>k</u>	AS	III

60 - 80	Bv	MKi, fki, gs, braun, <u>k</u>	FBS	

Das 165 cm mächtige Auensediment auf der Eversaele MH I (B 35) sowie ihre durchgehende Kalkerhaltung gibt zu verstehen, dass die Überlagerung dieser Terrasse bis in die jüngste Zeit andauern konnte.

B 35 (Budberger Feld - nördlich Budberg)

MTB Rheinberg, H: 5712,47 R: 2544,15

0 - 35	Ap	FS, l, dunkelgraubraun, h, k		III

35 - 145	C	FS, u, graubraun, <u>k</u>	AS	
145 - 165	C	MS, fs, braungrau mit braunen Streifen, <u>k</u>		I

165 - 195	C	FKi, gki, gs, grau, k	FBS	

Die oberflächlich anstehenden Auensande, die auf der Eversaele MH I die oberste, etwa 35-50 cm mächtige Auschicht bilden, haben JANSEN et al. (1995: 92) aufgrund der historischen Quellen als sehr junge Ablagerungen beschrieben, die nach dem Mittelalter entstanden sein dürften.

Einen ähnlichen geologischen Aufbau mit gleichen Bodencharakteristika zeigen auch die innerhalb der Mäander aufgeschlossenen Ablagerungen bei Duisburg-Huckingen, die bisher als Ablagerungen der NT 3-Terrasse beschrieben wurden (THOSTE 1974, BRUNNACKER 1978b, KLOSTERMANN 1992). In einer Baugrube, die sich in einem Nahrinnenbereich zur NT3-Terrasse befand, wurde ein über 40 m langes und über 5 m tiefes NW-SE Wandprofil aufgenommen (vgl. Abb. 48.1, 48.2).

Die Basis dieses Aufschlusses bilden die Mittel- bis Grobkiesschichten, die in SE-Richtung unter Rinnenablagerungen abtauchen. In diesen etwa 1,3 m aufgeschlossenen

Rinnenablagerungen, die überwiegend aus kalkhaltigen, blaugrauen Lehmschichten aufgebaut sind, traten viele Holzstücke und Schneckengehäuse auf (vgl. Abb. 48.2b). Die Rinnenablagerungen mit eingelagerten Holzstücken und Schneckengehäusen sowie die darauf abgelagerten Auensedimenten sind ohne Zweifel als holozänzeitliche Ablagerungen zu betrachten. Andererseits zeigen diese Ablagerungen in Bezug auf die Bodenbildung die gleichen Charakteristika wie die vorher beschriebenen Terrassen. Daher werden sie auch in das Mittelholozän I eingeordnet. Es ist allerdings fraglich, ob das Flussbettsediment zum Mittelholozän I gehört oder zur NT 3. Das Profil befindet sich im Nahtrinnenbereich, also am Fuß der NT 3-Terrasse, welche sich weiter nach Norden fortsetzt. Deswegen ist anzunehmen, dass das Flussbettsediment an der Basis des nordöstlichen Teils des Profils ein Sockel der nördlich liegenden NT 3 ist.

Profil 70 Kläranlage Huckingen (hinter der Kaiserswerthstr. 162)

MTB Düss.-Kaiserswerth H: 5693,60 R: 2551,45

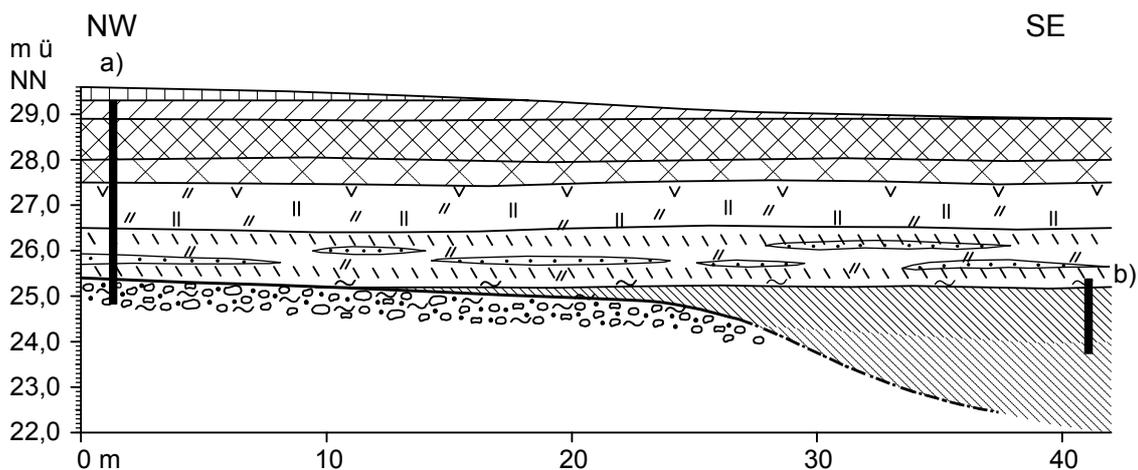


Abb. 48.1: Wandzeichnung der Nordostseite einer Baugrube, aufgebaut aus Ablagerungen des Mittelholozäns I (vgl. Abb. 48.2, Ausschnitt a und b)

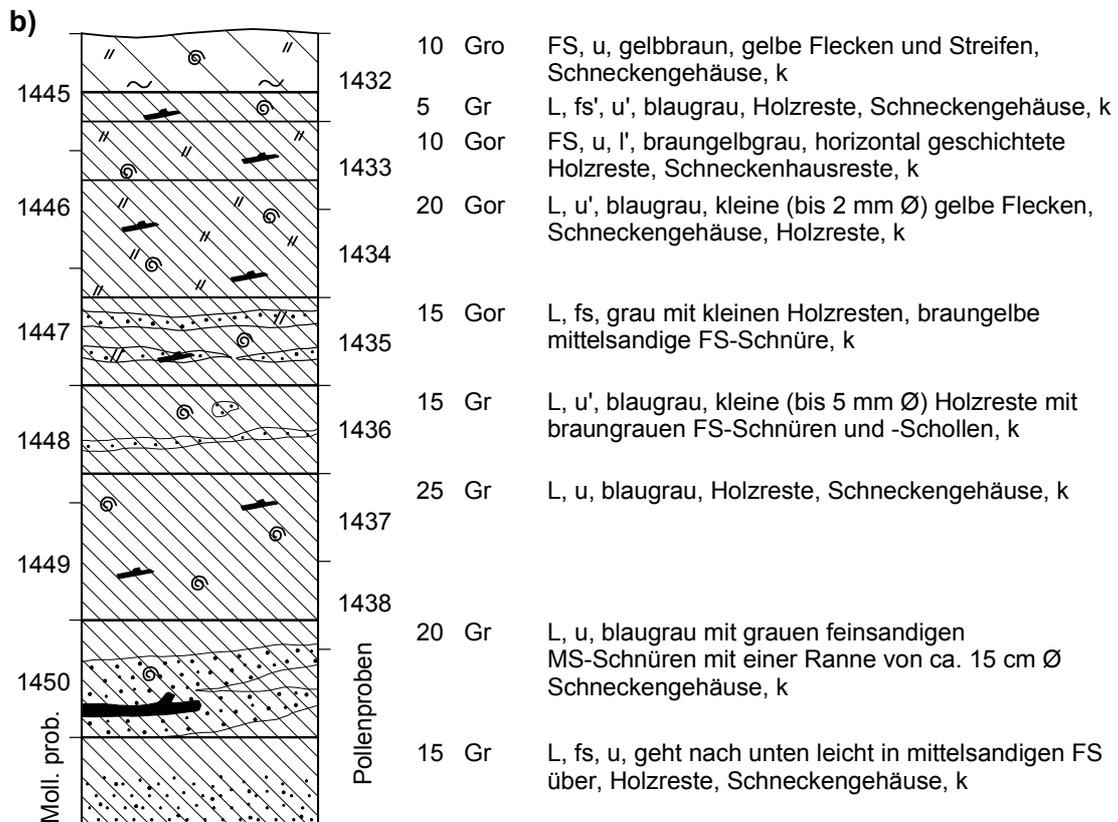
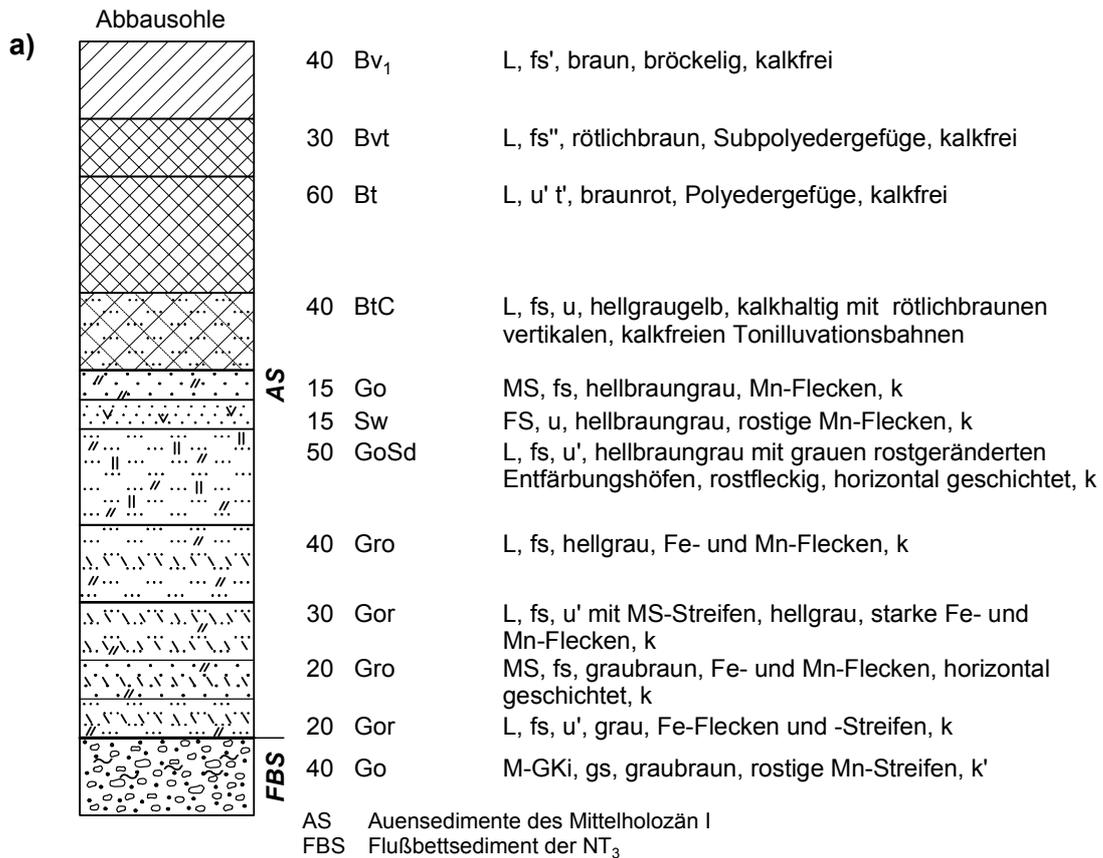


Abb. 48.2: Au- und Rinnenablagerungen (a und b) des Mittelholozäns I im Nahrinnenbereich bei Duisburg-Huckingen

8.3.2 Entstehung der MH I und ihre stratigraphische Einordnung

Eines der auffälligsten Merkmale, die diese Terrasse von den älteren und jüngeren Holozänterrassen unterscheidet, ist ihre geomorphologische Position innerhalb der größten, fast kreisförmigen Mäanderbögen. Diese Mäander schneiden die älteren Holozänterrassen ab, so dass man sie als relativ jüngere Terrasse einstufen kann. Die ausgeprägten Mäanderbögen sind das Resultat einer Flusssedimentdynamik, die für bestimmte Klimabedingungen spricht.

Flüsse mäandrieren, wenn einige Voraussetzungen dafür erfüllt sind. Sie sollen geringe Gefälle haben, relativ kleine Wassermengen zu Tal führen und wenig Sediment verfrachten (KLOSTERMANN 1986: 6). Diese Bedingungen scheinen während des Atlantikums erfüllt gewesen zu sein, als das Klima sein Optimum erreichte (BURGA 1987: 140-141, FRENZEL 1977: 308, REHAGEN 1963: 43-44, RÖTHLISBERGER 1986: 59).

Die Folge einer zunehmenden Erwärmung während dieser Zeit war auch ein weiterer Anstieg des Meeresspiegels bis -8 m unter heutigem Meeresspiegelniveau (BEHRE 1987: 17, Abb. 3). Am Anfang dieser Periode ist mit einem sehr raschen Anstieg des Meeresspiegels zu rechnen von -45 m auf -15 m unter dem heutigen Stand (STREIF 1990: 67). Damit sind während dieser Periode die o.g. Voraussetzungen für die Entstehung der Mäander am Niederrhein erfüllt. Das bedeutet jedoch nicht, dass es nur während des Atlantikums zur Mäanderbildung kam, aber dass während dieser Zeit die größten Mäander entstanden sind.

Die Ablagerungen der MH I, die im Großen den von BRUNNACKER (1978b) als Altholozän II bezeichneten Ablagerungen entsprechen, hat er auch dem Atlantikum zugeordnet (BRUNNACKER 1978b: 433) (vgl. Tab. 7).

Zu einer stratigraphischen Stellung dieser Terrassen in das Atlantikum dienen auch einige archäologische und pollenanalytische Daten aus diesen Terrassen sowie die Entkalkungstiefe der Terrassen und die darauf entwickelten Böden.

Obwohl MARSCHALL (1954: 41) nicht den genauen Standort erwähnt, schreibt er über zwei archäologische Fundstellen aus dem Bereich der MH I in Duisburg-Serm sowie Duisburg-Huckingen (nordöstlich im *Angerbach*), an denen je ein Steinbeil aus der Jüngeren Steinzeit gefunden wurden. Das erste Auftreten der jungsteinzeitlichen Kultur in Mitteleuropa ordnet er der ersten Hälfte oder der Mitte des 3. Jahrtausends v. Chr. bzw. dem jüngeren Atlantikum zu.

Die anderen archäologischen Funde aus diesen Terrassen sind deutlich jünger, wie die aus der Fundstelle der Älteren Eisenzeit auf einem Acker am Nordrand des Bruchgrabens nahe der Alten Anger, vor dem Bahnhof Kesselsberg (GERLACH et al. 1996: 572-573), sowie die Fundstelle bei Rheinberg-Budberg (H: 1141, R: 4534) mit eisenzeitlicher Keramik, die aus einem Urnengrab in nur 0,8-1 m Tiefe unter der rezenten Oberfläche stammen (GELSDORF & JOACHIM 1981: 528).

Die archäologischen Funde, deren Positionen im Schichtenaufbau der Terrassen nicht genau beschrieben wurden, sollten für die Terrassenstratigraphie nur mit Vorbehalt berücksichtigt werden. Das gilt überwiegend für die archäologischen Funde, welche aus Au- und Rinnensedimenten geborgen wurden und insbesondere für einzelne Funde, die möglicherweise auch allochthon sein könnten. Deswegen können diese Daten meist nur für die Bestimmung des Mindestalters des Liegenden, in diesem Fall des Flussbettsediments, dienen.

Neben den archäologischen Funden spielen für die stratigraphische Stellung dieser Terrassen auch die pollenanalytischen Daten eine große Rolle. Sie wurden an einigen Stellen aus über den Terrassen abgelagerten Hochflutsedimenten und vor allem aus Nahtrinnensedimenten, die den Außenbogen eines Mäanders ausfüllen, gewonnen.

Die Pollenanalysen der Proben der Sondierbohrungen aus der Nahrinne zwischen der MH I und der älteren Niederterrasse in Duisburg-Schweglern ergaben eine Einstufung in das Subboreal (JANSEN et al. 1995: 89). Die Proben stammen aus einer Tiefe von ca. 4,5 m in dieser Nahrinne, die sich ca. 6 m tief in den sandig-kiesigen Untergrund eingeschnitten hat und mit Schluffen, Ton und torfigen Einschaltungen gefüllt ist. Die Autoren gehen davon aus, dass der Sand-Kies-Körper, in den die Rinne eingeschnitten ist, entweder im Subboreal oder im Atlantikum aufgeschüttet worden ist.

Gleiche Ergebnisse erbrachten auch Proben aus Nahrinnenablagerungen am Ostrand der Walsumer-Rheinaue. Nach JANSEN et al. (1995: 90) konnten die zwischen 2 und 6 m Tiefe eingeschalteten Torfe beziehungsweise stark humosen Lagen im höheren Teil in das Subatlantikum und im tieferen Teil in den Übergang zum Subboreal eingestuft werden.

Folglich muss also der darunter liegende Terrassenkörper entweder im Subboreal oder noch früher im Atlantikum aufgeschüttet worden sein.

In Proben der Sondierbohrungen der Nahrinne, welche die jüngere Niederterrasse im Osten vom Binsheimer Feld (MH I) im Westen trennt, konnte mit Hilfe der Pollenanalysen das Subatlantikum nachgewiesen werden (JANSEN et al. 1995: 89). Es handelt sich also um Rinnensedimente, die während eines jüngeren Abschnitts als die oben beschriebenen Rinnensedimente abgelagert wurden. Das bedeutet aber nicht automatisch, dass auch ihr Liegendes jünger als der vorher beschriebenen Sand-Kies-Körper ist. Von der Morphologie sowie dem geologischen Aufbau her zeigt sie mehr Charakteristika einer während des Atlantikums entstandenen Terrasse (B 38).

Es kann also sein, dass die vorher (während des Subboreals) abgelagerten Rinnensedimente später durch starke Strömungen erodiert worden sind und mit Rinnensedimenten des Subatlantikums erneut verfüllt wurden.

Eine Verknüpfung von verschiedenen, aber gleichzeitig entstandenen, Terrassenflächen erweist sich als schwierig, wenn lediglich einzelne archäologische und pollenanalytische Daten herangezogen werden. Eine große und entscheidende Rolle dafür spielen die gemeinsamen morphologischen und geologischen Charakteristika. Die morphologischen Gemeinsamkeiten wurden bereits oben erwähnt. Wenn man den geologischen Aufbau verschiedener Holozänterrassen betrachtet, dann gibt es einige Merkmale, anhand derer sich die Terrassen verschiedener Zeiten unterscheiden lassen. Diese geologischen Merkmale liegen eher in der individuellen Aufbaustruktur, die bei Terrassen verschiedenen Alters unterschiedlich sind.

Die Altholozänterrassen zeigen, wie schon beschrieben, eher einen Aufbau aus sand- und kiesbankartigen Aufschüttungen, während die MH I als Produkt eines mäandrierenden Flusses eher einen ruhigeren, einheitlichen Aufbau aufweist, der eine bessere Trennung der Fluss- und Auensedimente aufweist (mit einer mehr oder weniger gleichen Höhe der Kiesoberfläche, vgl. Abb. 46).

Die jüngeren Holozänterrassen haben dagegen einen viel sandigeren Aufbau (s.u.).

In Bezug auf die mineralogisch-petrographische Zusammensetzung der verschiedenen Holozänterrassen hat sich bisher gezeigt, dass sie sich diesbezüglich nicht unterscheiden lassen (KLOSTERMANN 1992: 171).

Für eine Verknüpfung der verschiedenen Terrassen gleichen Alters sowie für ihre stratigraphische Einordnung spielt der Entwicklungszustand der Böden auf ihren

Hochflutsedimenten eine große Rolle. SCHRÖDER (1983) schreibt über Beziehungen zwischen Stratigraphie und Bodengenese bei Hochflutlehm des Niederrheins. Er geht davon aus, dass sich Böden aus gleichem Ausgangsmaterial mit gleichen Entwicklungsbedingungen im gleichen Entwicklungsstadium befinden sollten, sofern auch die Dauer ihrer Entwicklung gleich ist. Differiert ihre Entwicklungsdauer hingegen, müsste unter sonst gleichen Bedingungen auch ihr Entwicklungszustand differieren.

Seine pedologischen Untersuchungen durch analytische Methoden erbrachten eine grobe stratigraphische Gliederung verschiedener Auensedimente bzw. Holozänterrassen. Parabraunerden sind nicht mehr auf Auensedimenten von Auflächen aufgetreten, die jünger als die atlantischen Terrasse sind.

Im Arbeitsgebiet sind die Ablagerungen der MH I die jüngsten, auf denen die Parabraunerde, obwohl nicht auf jeder MH I-Fläche nachweisbar, noch auftritt.

Eine genauere stratigraphische Zuordnung dieser als jüngst geltende Holozänterrasse mit darauf entwickelter Parabraunerde haben die Untersuchungen von SCHIRMER (1978, 1980, 1981, 1983, 1995d) und SCHELLMANN (1994) erbracht. Sie wird, überwiegend mit Hilfe der Rannen-Dendrochronologie, in das Atlantikum eingeordnet.

8.4 Mittelholozänterrassen II (MH II)

Unter Mittelholozänterrassen II werden hier die Flussablagerungen zusammengefasst, deren geomorphologische Charakteristika für ein Alter zwischen MH I und Jungholozänterrassen (JH) sprechen. Diese Ablagerungen sind morphologisch schwieriger abgrenzbar, befinden sich aber immer noch innerhalb der vorher beschriebenen Mäander der MH I bzw. schneiden sich in die MH I ein und überlagern sie.

Mit Ausnahme des Binsheimer Feldes sowie des MH I-Gebietes bei Eversael, wo die Absenkung des Geländes durch den Bergbau die ursprünglichen natürlichen morphologischen Verhältnisse zwischen den Terrassen zerstört hat, liegt die Oberfläche der MH II jedoch bis ca. 2 m tiefer als die der MH I (vgl. Abb. 49).

8.4.1 Aufbau der MH II

Auf der MH II-Fläche südlich Essenberg (vgl. GK), die etwa 1-2 m niedriger als die südlich davon liegende MH I-Terrasse liegt, wurden drei Bohrungen zur Ermittlung des Schichtenaufbaus durchgeführt. Die Bohrung 45a wurde direkt im Nahtrinnenbereich zwischen MH I- und MH II-Terrasse gelegt, B 45b etwa 100 m nordwestlich von 45a auf der MH II-Fläche, sowie B 46 noch weiter nördlich (vgl. DT und GK).

Die B 45a und 45b zeigten den gleichen Profilaufbau (vgl. B 45). An der Basis befindet sich ein grauer feinkiesiger Mittelkies, der zusammen mit einer darauf liegenden, etwa 20 cm mächtigen und gelboxidierten grobsandigen Mittelsandschicht das Flussbettsediment bildet (vgl. Lage I₂ in B 45 und Abb. 49). Darauf liegt eine pseudovergleyte und stark kalkhaltige, feinsandige Lehmschicht von 40 cm, die nach oben in eine 80 cm mächtige, schwachtonige und kalkfreie Lehmschicht übergeht. Ihr unterer Teil wird noch von rostgeränderten, gebleichten Bahnen geprägt, der obere dagegen von Mn-Konkretionen. Darüber folgt eine ca. 100 cm dicke braune, schwach kalkhaltige, feinsandige Lehmschicht. Das Profil schließt mit einer 30 cm mächtigen entkalkten, humushaltigen, lehmigen Feinsandschicht ab.

B 45 (nordöstlich Winkelhausen)

MTB Duisburg, H: 5700,28 R: 2547,55

0 - 30	Ap	FS, l, d-graubraun, h, k	IV*

30 - 90	Cv	L, fs, braun, k'	
90 - 130	Cv	L, fs', braun, k'	
130 - 160	fSwBv	L, t', fs'', hellbraun, Mn-Kkr, k	
160 - 210	fSdBv	L, t', fs'', braungrau mit rostgeränderten Sd-Bahnen, k	III
210 - 250	SdC	L, fs, braungrau mit rostgeränderten Sd-Bahnen, k	

250 - 270	Go	MS, gs, fki', braungelb, k	
270 - 300	C	MKi, fki, gs, grau, k	I ₂

*) I₂, II, III, IV - s. Abb. 49

Das bei der B 45 vorkommende 220 cm mächtige Lehmpaket (vgl. Lage III) geht nach Norden (etwa 300 m nördlich) in ein nur noch etwa 65 cm mächtiges Schichtpaket über, das aus einer lehmigen und feinsandigen Wechselschichtung aufgebaut ist (vgl. Lage III in B 46 und Abb. 49).

B 46 (Essenberger Bruch)

MTB Duisburg, H: 5700,62 R: 2547,65

0 - 35	Ap	L, fs, dunkelgraubraun, h, k'	IV
35 - 50	SwCv	L, fs, hellbraun, Mn-Flecken, k''	

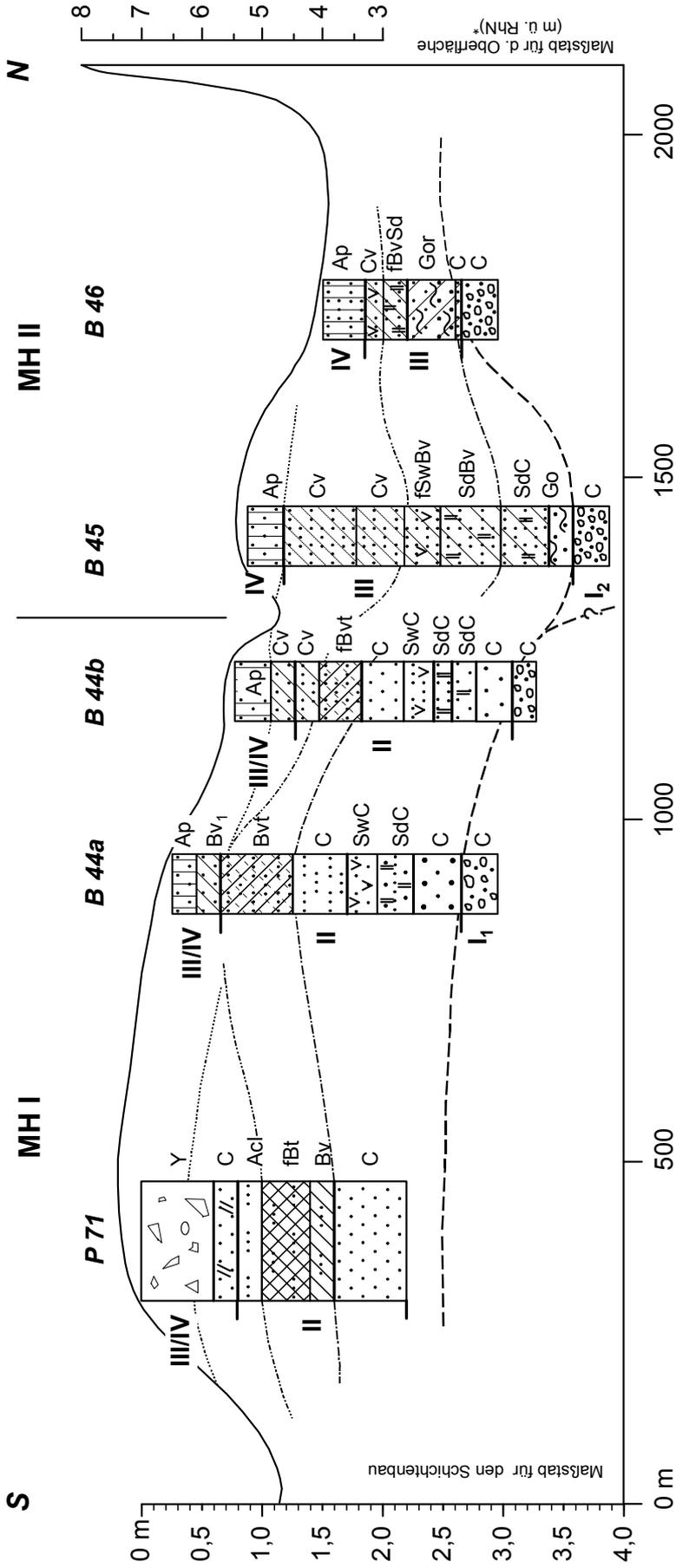
50 - 70	fBvSd	L, fs'', braungrau mit rostgeränderten Sd-Bahnen, k	III
70 - 110	Gor	FS, u, braungrau mit gelben Oxidationsstreifen, k	
110 - 115	C	L, fs', grau, k	

115 - 145	C	MKi, fki, gs, braungrau, k	I₂

Ob das im Liegenden aus feinkiesigem Mittelkies aufgebaute Flussbettsediment (I₂) während der Mittelholozän II-Zeit abgelagert worden ist, oder ob es nur eine Schottersohle der MH I ist, ist schwer festzustellen. Es gibt bisher nur einen einzigen archäologischen Fund aus diesem Bereich, es fehlt aber, wie üblich, die geologische Beschreibung seines Fundortes. Es wurde nur erwähnt, dass dieser Fund (ein neolithisches Pflugfragment) bei Auskiesungsarbeiten 1956 im Asterlagener Baggerloch (H: 9972, R: 4908) geborgen wurde (GECHTER et al. 1980: 460). Wenn dieses als 4000 Jahre alt datierte Pflugfragment aus dem Flussbettsediment geborgen wurde, dann bedeutet das, dass auch das Flussbettsediment zur Zeit der MH II (Subboreal) abgelagert worden ist.

Die Oberflächenhöhe dieses Flussbettsedimentes liegt hier 1,5-2 m unter der Kiesoberfläche der MH I. Die Kiesoberfläche der MH I sinkt aber allmählich in Richtung der Nahrinne, welche die MH I und MH II trennt (Abb. 49). Im Rinnenbereich liegt die Kiesoberfläche am tiefsten und bleibt noch weiter nach Norden hin ungefähr auf der gleichen Höhe unter den Lehmlagerungen der MH II. Es bleiben also zwei Möglichkeiten offen: Das Flussbettsediment der MH I wurde später durch Erosion nur erniedrigt und mit Lehmlagerungen der MH II aufgefüllt, oder aber das Flussbettsediment der MH I wurde ganz abgeschnitten und abtransportiert, und es wurde im Anfangsstadium der MH II-Zeit wieder neues Flussbettsediment abgelagert.

Aufgrund des geologischen Aufbaus sowie der Prozesse der Bodenbildung darauf kann man von einem Profil sprechen, das Sedimente zweier, eventuell dreier Generationen darstellt. An der Basis liegt also das kalkhaltige Flussbettsediment der MH I oder MH II (Abb. 49, Lage I₂), dann folgen Lehmschichten der MH II (III), die bis in 2,1 m Tiefe unter der Geländeoberfläche entkalkt worden sind, und später die jüngeren, schwach kalkhaltigen, lehmigen Feinsandablagerungen (vgl. Lage IV, Abb. 49), die wiederum den Prozessen der Bodenbildung unterlagen. Die jüngsten lehmigen Feinsandablagerungen dürften nicht älter als römisch sein, eine Zeit, in der der Essenberger Mäander aktiv vom Rhein durchflossen war (vgl. Kap. 8.5).



- IV Jüngere Auablagerungen
 - III/IV III und/oder IV
 - III Ablagerungen der MH II
 - II MH I-Auablagerungen
 - I₂ MH I- oder MH II-Flussbettsediment
 - I₁ MH I-Flussbettsediment
- Tiefe der Wiederentkalkung
 - Obergrenze der fossilen Böden
 - Tiefe der Entkalkung der MH I-Sedimente
 - Obergrenze des Flussbettsediments
- * Höhenwerte sind aus den Höhenangaben der topographischen Karte (TK 1 : 25 000) von Duisburg (1994) entnommen

In den Ablagerungen der MH II ist, wie bei der MH I ein fossiler Boden (vgl. fSwBv bzw. fBvSd in Abb. 49) verborgen. Im Gegensatz zur MH I, bei der der fossile Boden eine starke Verwitterung widerspiegelt (vgl. fBt- bzw. fBvt-Horizont in Abb. 49), zeigt der fossile Boden der MH II nur eine leichte Verbraunung.

Während die Ablagerungen der beschriebenen MH II-Terrasse südlich Essenberg überwiegend aus Lehmschichten aufgebaut sind, dominiert in den Ablagerungen des nördlichen Bereichs (vgl. MH II-Fläche südlich Orsoy und nördlich Eversael) der Sand (vgl. B 33, 37, 39a, 39b, 52, 53).

B 33 (nördlich Eversael)

MTB Rheinberg, H: 5713,85 R: 2545,24

0 - 35	Ap	FS, l', schwach dunkelgraubraun, h, k	III
35 - 120	C	FS, u, l', graubraun, verdichtet, k	

120 - 150	C	FS, ms, l, braun, lockeres Material, k	II

150 - 200	C	MS, fs, l, braun mit grauen Streifen, k	I
200 - 280	C	MS, fs, grau, k	
280 - 320	C	MS, fs, fki', grau, k	
320 - 430	C	MS, fs, fki', grau mit braunen Streifen, k	
430 - 460	C	MS, gs, fki', grau, <u>k</u> (bei etwa 440 cm Tiefe Grundwasser)	

B 37 (Binsheimer Feld - südlich Orsoy)

MTB Dinslaken, H: 5708,85 R: 2547,82

0 - 30	Ap	FS, u, dunkelgraubraun, h, k	III
30 - 80	C	FS, u, graubraun, k	

80 - 140	C	FS, u, l, braun, k	II
140 - 160	C	FS, l, braun, k	

160 - 200	C	FS, ms, braungrau mit braunen, lehmigen FS-Streifen, k	I
200 - 270	Gor	MS, gs, fs, grau, mit braunen, stärker kalkhaltigen, lehmigen FS-Bänder, einzelne Oxidationsflecken, k	
270 - 310	C	GS, ms, fki', grau, mit braunen, stärker kalkhaltigen, lehmigen FS-Bänder, k	
310 - 350	C	MS, fs, braun, k	
350 - 420	C	MS, gs, fki', grau, <u>k</u>	

B 39a (Binsheimer Feld - südwestlich Binsheim)

MTB Dinslaken, H: 5708,30 R: 2548,62

0 - 40	Ap	FS, u, dunkelgraubraun, h, k	
40 - 80	C	FS, u, graubraun, <u>k</u>	III

80 - 130	C	FS, l, u', graubraun, <u>k</u>	II
130 - 170	C	L, fs, braun, <u>k</u>	

170 - 270	C	FS, ms, grau mit braunen, lehmigen FS-Bänder, <u>k</u>	I
270 - 280	Go	FS, ms, graubraun mit gelben Oxidationsflecken, k	
280 - 285	SdC	L, fs, rostgeränderte graue Flecken, k	
285 - 410	Gor	FS, u, braungelb mit 5-10 cm mächtigen durchgezogenen grauen, feinsandigen L-Schichten, k	

B 39b (Binsheimer Feld - südlich Binsheim)

MTB Dinslaken, H: 5708,32 R: 2548,95

0 - 30	Ap	FS, u, dunkelgraubraun, h, k	III
30 - 110	C	FS, u, graubraun, <u>k</u>	

110 - 205	C	FS, ms, l, u', graubraun, <u>k</u>	II
205 - 270	C	L, fs, braun, Schneckengehäuse, <u>k</u>	

270 - 390	C	Wechselschichtung von braungrauen, feinsandigen MS- und graubraunen, schluffigen FS-Schichten, <u>k</u>	I
390 - 410	Gor	FS, l, grau mit rostigen Flecken, <u>k</u>	

B 52 (nördlich Eversael)

MTB Rheinberg, H: 5713,70 R: 2545,90

0 - 30	Ap	FS, ms, l', d-graubraun, h, k	III
30 - 60	C	FS, u, ms', braun, verdichtet, k	

60 - 110	C	FS, u, ms, braungrau, k	II
110 - 150	C	FS, u, braungrau, k	
150 - 180	C	FS, u, l', graubraun, k	

180 - 240	C	Wechselschichtung von graubraunen, stark kalkhaltigen, schluffigen Feinsand- und braungrauen, kalkhaltigen, feinsandigen Mittelsandschichten	I
240 - 300	C	MS, gs, grau, k	

B 53 (nördlich Eversael)

MTB Rheinberg, H: 5713,52 R: 2545,80

0 - 30	Ap	FS, ms, l', d-graubraun, h, k	III
30 - 60	C	FS, ms, fki, braun, k	

60 - 80	C	FS, ms, l', braun, k	II
80 - 140	C	FS, u, l', graubraun, k	
140 - 170	C	FS, u, graubraun, k	

170 - 220	C	Wechselschichtung von graubraunen, stark kalkhaltigen, schluffigen FS- und braungrauen, kalkhaltigen, feinsandigen MS-Schichten	I
220 - 300	C	MS, gs, grau, k	

Lehmschichten treten hier nur in depressiven Bereichen (vgl. B 39a, 39b) auf. Die Tiefe und Mächtigkeit dieser Lehmschichten ist von den Standortverhältnissen abhängig. Ihre Mächtigkeit variiert von 5 - 65 cm, und sie treten ab 130 cm Tiefe auf. Der Grund für die unterschiedlichen Fraktionen zwischen Süd- und Nord-Ablagerungen liegt wahrscheinlich in den verschiedenen Milieus ihrer Ablagerungen im Verhältnis zu den Strömungsgeschwindigkeiten.

Eine gemeinsame Charakteristik aller Profile des nördlichen Bereichs (mit Ausnahme B 39a und B 39b) ist ihre gradierte Schichtenfolge nach der Korngröße: unten-grob, oben-fein, d. h. von grobsandigem Mittelsand unten über feinsandigen Mittelsand bis zum schluffigen Feinsand oben. Als zweite gemeinsame Charakteristik kann man eine unter dem Humushorizont liegende schluffige Feinsandschicht ansehen (vgl. Bohrungen, Lage III). Sie ist durchgehend kalkhaltig, obwohl sie eine graubraune bis braune Farbe und eine starke Verdichtung zeigt. Diese Schicht zeigt die gleichen Eigenschaften wie die über dem fossilen Boden liegende Schicht des Profils 79 bei der MH I-Terrasse südlich Eversael (vgl. Lage III in Abb. 44). Sie überlagert also als eine Auensedimentdecke zumindest im Nordteil des Arbeitsgebietes die beide Terrassen.

Dieser verdichtete Horizont, dessen Untergrenze bei einer Tiefe von bis zu 120 cm unter der Geländeoberfläche liegt, geht bei allen Profilen der MH II über ein weniger braunes, lockeres Material (II) in eine grau und braun wechselnde Schichtenfolge (I) über. Die Tiefe der Untergrenze des braunen Horizontes (II) liegt meistens bei etwa 140-180 cm und ist hauptsächlich aus kalkhaltigen, lehmigen Feinsandschichten aufgebaut.

Die nächst tiefere Schichtenfolge (I) ist aus einem deutlich größerem Material aufgebaut, nämlich aus einer Wechselschichtung von stark kalkhaltigen, dünnen, schluffigen Feinsandschichten und weniger kalkhaltigen, feinsandigen Mittel- bis Grobsandschichten.

Der geologische Aufbau der MH II unterscheidet sich grundsätzlich von dem der MH I sowie der jüngeren Holozänterrassen. Ablagerungen der MH II sind also überwiegend aus Sand- und Lehmschichten aufgebaut, deren Mächtigkeit sich von etwa 1,5-2,5 m im Bereich Duisburg-Winkelhausen (vgl. MH II-Fläche südlich Essenberg in GK) (B 45a, 46) bis über 4 m im Nordteil des Arbeitsgebietes (vgl. MH II-Fläche südlich Orsoy und MH II-Fläche nördlich Eversael in GK) (B 33, 37, 39a, 39b, 52, 53) bewegen.

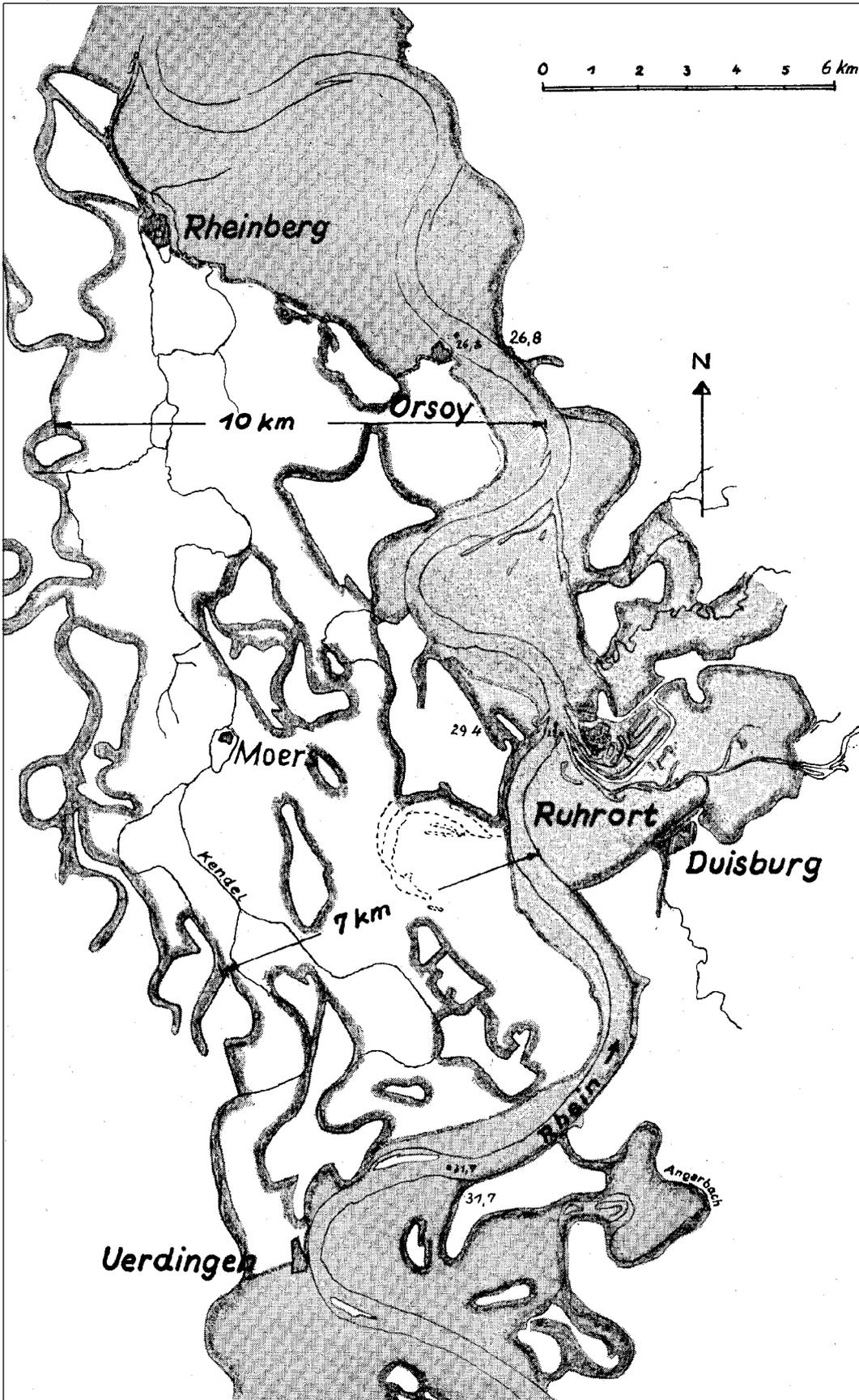


Abb. 50: Das Überschwemmungsgebiet (dunkle Fläche) während des Hochwassers im November 1882 (SCHELLER 1957, Tafel III)

Außerdem fehlt bei der MH II der fossile Boden (mit Ausnahme der MH II-Fläche südlich Essenberg), welcher bei der MH I vorhanden ist. Hier sind die Ablagerungen im ganzen Profil kalkhaltig, was bedeutet, dass die MH II-Terrasse ständig seit dem Beginn ihrer Ablagerung bis in der jüngsten Zeit (vgl. Abb. 50) mit kalkhaltigen Auensedimente überlagert wurde. Es hat also keine solch große Zeitlücke gegeben, während der der MH II-Bereich überschwemmungsfrei war, so dass eine Bodenentwicklung (wie bei der MH I), hätte einsetzen können.

8.4.2 Stratigraphische Einordnung der MH II

Die geomorphologische Position der MH II und ihre Bodencharakteristika sprechen dafür, dass es sich bei ihr um eine relativ jüngere Einheit im Vergleich zur MH I-Terrasse handelt. Erstens schneiden sich die Ablagerungen der MH II in die Ablagerungen der MH I ein, und zweitens fehlt bei ihnen (mit Ausnahme der MH II-Fläche südlich Essenberg) der aus einem Bv- bzw. Bt-Horizont gebildete fossile Boden.

Die MH II sollte andererseits relativ älter als die Ablagerungen des Jungholozäns sein, von denen sie abgeschnitten wird.

Die hier in das MH II gestellten Ablagerungen wurden von BRUNNACKER (1978b: 419) als mittelholozäne, sehr feinkörnige Ablagerungen beschrieben und als ein Sedimentprodukt einer Verschlammungsphase angesehen. Er trennt sie in das Mittelholozän I und II, und aufgrund einiger archäologischer Funde (Urnen der Hügelgräberbronzezeit) aus gleichen Sedimenten östlich von Emmerich ordnet er sie dem Subboreal (ca. 5000 - 3000 Jahre v. h.) zu (vgl. Tab. 7).

Dieser Zeit entstammt auch, wie schon oben beschrieben, das aus dem Bereich der Mittelholozänterrasse II ausgegrabene neolithische Pflugfragment.

Den im Allgemeinen feinkörnigen Aufbau der MH II kann man mit der Rodung der Landschaft verbinden, die offenbar das Abflussverhalten des Flusses und damit auch seine Sedimentation vom Neolithikum an beeinflusst hat (vgl. Tab. 3) (SCHIRMER: 1995d: 45).

Die 30-90 cm mächtige schluffige Feinsandschicht (vgl. Lage III in Bohrungen), die nicht nur die MH II, sondern auch die MH I überdeckt, dürfte man als ein Produkt eines gewaltigen Rodungsschubs in der Eisenzeit/Römerzeit (SCHIRMER 1993b: 581) ansehen. Dafür spricht auch die aus einem Urnengrab bei Rheinberg-Budberg (H: 1141 R: 4534) (GELSDORF & JOACHIM 1979: 528) geborgene eisenzeitliche (Hallstatt B) Keramik, die aus den Auensedimenten (0,8-1 m Tiefe) der MH I stammte.

8.5 Jungholozänterrassen I-IV (JH I-IV)

Als Jungholozänterrassen werden hier diejenigen Ablagerungen bezeichnet, die der Rhein seit Beginn des Subatlantikums bis heute abgelagert hat.

Vor etwa 3200 Jahren ereignete sich die einschneidendste Klimaveränderung der letzten 10000 Jahre (RÖTHLISBERGER 1986: 59). Es kam zu einer Klimaverschlechterung, die auch am Niederrheingebiet pollenanalytisch festgestellt werden konnte (REHAGEN 1963: 45). Das ungünstige Klima hat offensichtlich auch das Abflussverhalten des Rheins beeinflusst. Der bis zu dieser Zeit mäandrierende Fluss wurde in einen schwach mäandrierenden Hauptstrom mit ihm begleitenden Furkationsbereichen umgewandelt (KLOSTERMANN 1986: 12). Eventuell haben der Fluss oder seine Arme während dieser Zeit teilweise die Mäander der älteren Terrassen durchflossen, wie z.B. beim Binsheimer Feld-Mäander (heutiger Lohkanal). Die Torfeinschaltungen, die zusammen mit anderen Hochflutsedimenten diese Rinne füllen, wurden pollenanalytisch untersucht und ins Subatlantikum (Zone X nach OVERBECK 1975; 3000-2000 Jahre vor heute) eingestuft (JANSEN et al. 1995: 89) (vgl. Tab. 3).

Diese schlechten Klimaverhältnisse sollten aber nach RÖTHLISBERGER (1986: 70, Fig. 20) nur ca. 150 Jahre gedauert haben.

Entsprechend der Klimaverbesserung begann der Fluss wieder zu mäandrieren. Die seit dieser Zeit entstandenen Mäanderformen zeigen mehr oder weniger die Form des heutigen Rheinlaufes. Das ist gleichzeitig das Hauptcharakteristikum, dass die dabei entstandenen Ablagerungen von den älteren unterscheiden lässt.

Die meisten dieser Ablagerungen befinden sich im Inneren der heutigen Rheinbögen. Somit liegen sie innerhalb des Überflutungsbereiches und stehen häufig unter Naturschutz. Wegen des Mangels an Aufschlüssen aus diesen Ablagerungen, sowie den o. g. Faktoren, vor allem aber aufgrund der Tatsache, dass die meisten von diesen Gebiete unter Schutz stehen, fehlt hier eine Aufbaucharakterisierung. Es konnte daher nur eine morphologische Trennung durchgeführt werden.

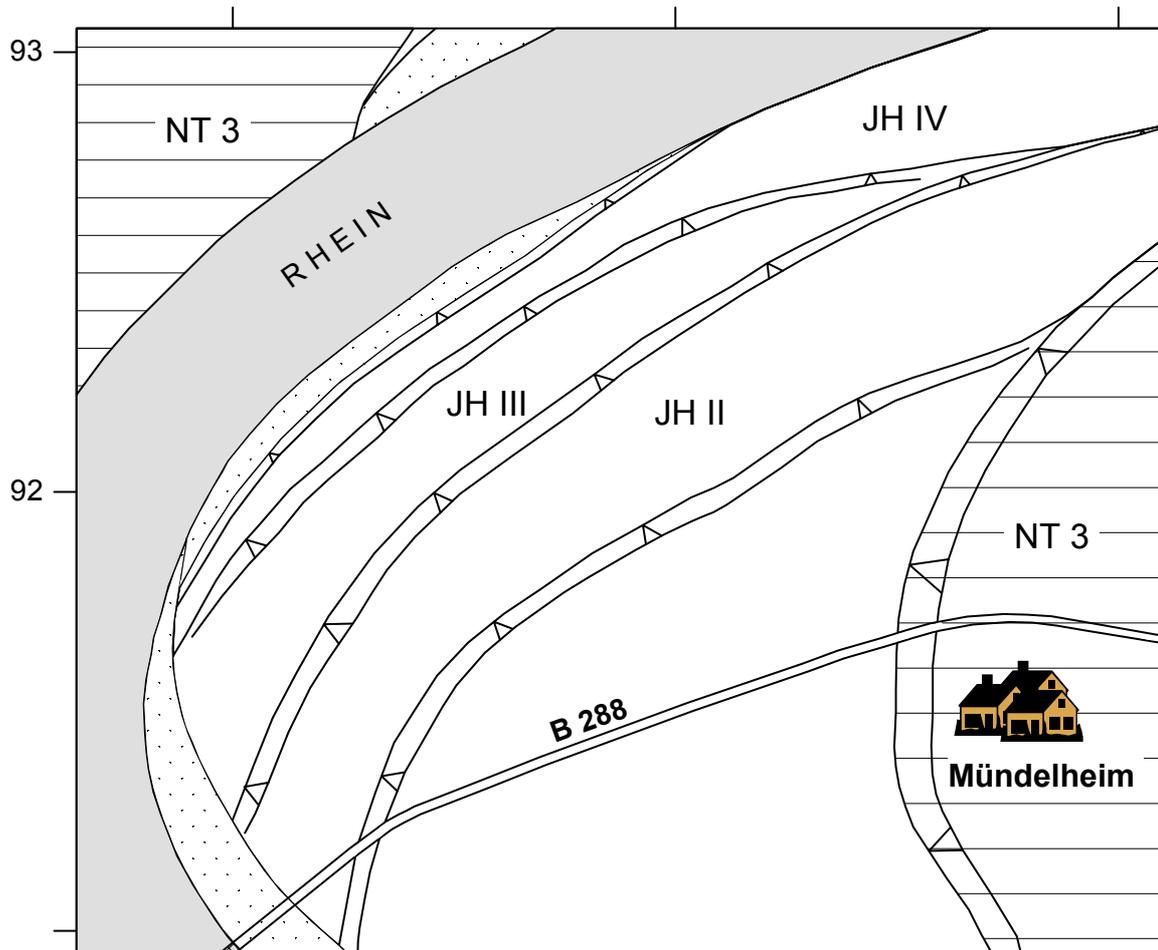
Die Jungholozänterrassen konnten morphologisch an günstigen Stellen (vgl. Abb. 51, sowie die GK) in vier verschiedene Terrassenflächen stufenartig hintereinander untergliedert werden. Sie werden als Jungholozänterrassen I, II, III und IV bzw. JH I, JH II, JH III und JH IV gekennzeichnet. Dabei wird die höchste (älteste) Jungholozänterrasse als JH I bezeichnet und die nächsten drei niedrigeren, jüngeren jeweils als JH II, JH III und JH IV.

Die älteren JH-Terrassen liegen normalerweise am weitesten vom Rhein und nehmen eine größere Fläche als die nächste jüngere, näher am Rhein liegenden JH-Terrassen ein (vgl. Abb. 51, GK). Außerdem die Stufen, durch die diese Terrassenfläche sich trennen, bei den älteren JH-Terrasse ausgeprägter (2-2,5 m hoch) und in Richtung der jüngeren JH-Terrassen schwächer sind (etwa 1,5-2 m) (vgl. Tab. 3).

Das Alter der JH-Terrassen kann durch historische Daten, vor allem mittels historischer Karten gut belegt werden.

HOPPE (1970) rekonstruiert den römerzeitlichen Rheinverlauf (vgl. Abb. 52). Dieser Rekonstruktion nach, ist die Ablagerung wenigstens des größten Teils der JH I-Terrasse bei Mündelheim in der Römerzeit abgeschlossen worden. Die Tatsache, dass diese Terrasse eine relativ große Fläche einnimmt, sowie das Vorhandensein der römischen Zweigstraße auf ihrer Oberfläche, lässt annehmen, dass ihre Aufschüttung bereits lange vor der Römerzeit begonnen hat. Damit entspricht die JH I also der ersten

Aufschüttungsphase der JH-Terrassen zwischen etwa 3000 und 2000 Jahre vor heute (vgl. Tab. 3). Diese Terrassenfläche stellt gleichzeitig die von ZHOU (2000: 139) beschriebene Boltenkamper Terrassenfläche bzw. ihr Ostteil im südlich angrenzenden Arbeitsgebiet dar. Dem Rheinverlauf während der Römerzeit bzw. seinem derzeitigen Aufschüttungen entspricht wahrscheinlich die JH II-Terrasse. Sie schneidet durch eine 1-2 m Stufe die JH I-Terrasse ab, und stellt damit die nächst jüngere Terrasse dar.



Seit dieser Zeit wanderte der Rhein westwärts in diesem Bereich (vgl. Abb. 53 und 54) und hinterließ dabei phasenhaft seine Aufschüttungen, dargestellt durch JH III und IV (vgl. Abb. 51). Um etwa Jahr 1721 (vgl. Abb. 54) verläuft der Rhein im Bereich der JH IV. Die Verlagerung des Rheins schritt seitdem weiter voran, so dass sich die JH IV bilden konnte, bis etwa 1820 der Rhein ungefähr seinen heutigen Verlauf eingenommen hat (vgl. Kartenaufnahme der Rheinlande durch TRANCHOT und v. MÜFFLING 1803-1820; MTB Düsseldorf-Kaiserswerth).

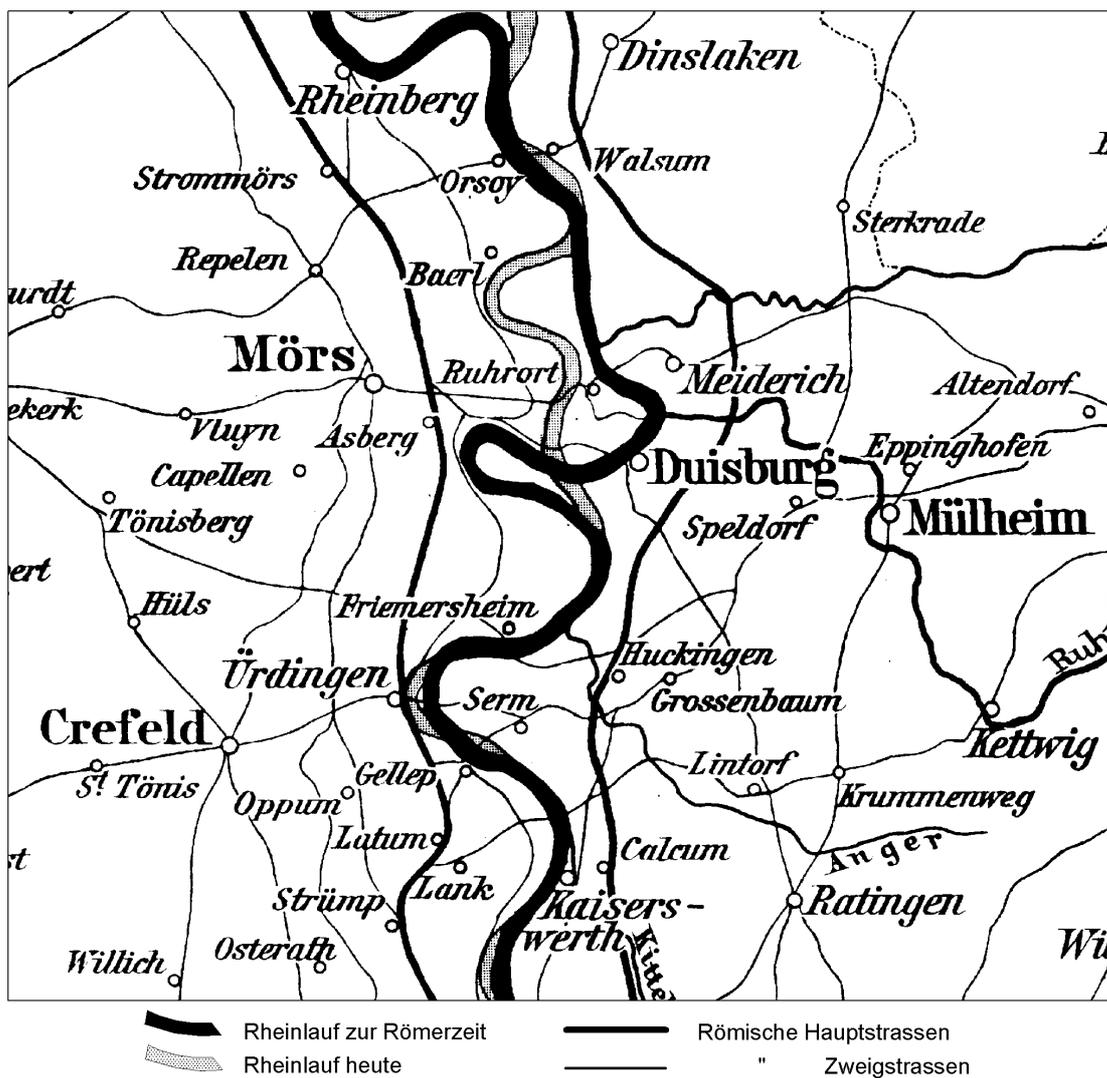


Abb. 52: Das Rheinlauf während der Römerzeit im Arbeitsgebiet (Ausschnitt aus der Rekonstruktionskarte von HOPPE 1970, Abb. 21)

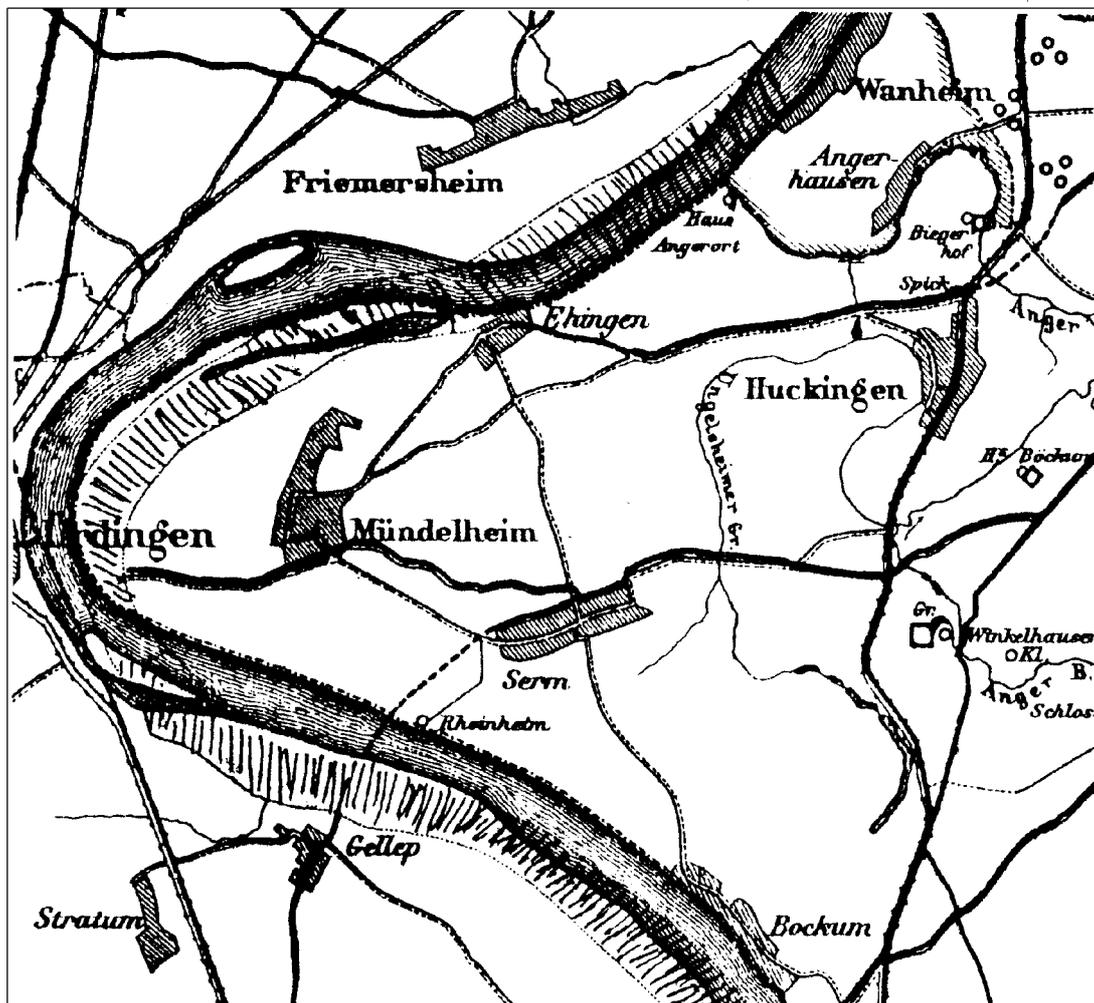


Abb. 53: Rheinlauf (schraffierte Linien) bei Mündelheim bis etwa um Jahr 1300 (Ausschnitt aus einer rekonstruierten Karte von EICH et al. 1983: 32)



Abb. 54: Rheinlauf um 1721 zwischen Mündelheim und Uerdingen
(aus EICH et al. 1984: 57)

Im Nordteil des Arbeitsgebiet wurden morphologisch zwei JH-Terrassen im Auenbereich nordwestlich von Alt-Walsum getrennt (vgl. JH I und JH II in GK).

Für ihre stratigraphische Einordnung und Bezeichnung wurden archäologische Funde und pollenanalytische Untersuchungen in Betracht gezogen.

Aus dem Südteil der relativ jüngeren JH II-Terrasse konnten große Bruchstücke römischer Keramik ausgebaggert werden (vgl. GECHTER et al. 1982: 484) (s. A⁵ in DK). Außerdem wurden aus dem Bereich der Nahrinne zwischen der JH I- und JH II-Terrasse pollenanalytische Untersuchungen durchgeführt (vgl. P¹ und P² in DK) (JANSEN et al. 1995: 90). Die aus zwei Sondierbohrungen entnommenen Proben (aus einem 2,7 bzw. 2,0 m Tiefe) wurden in das Jüngere Subatlantikum (Zone XII, vgl. Tab. 3), das eine Zeit bis 1000 Jahre vor heute umfasst, eingestuft (vgl. JANSEN et al. 1995: 90).

Aufgrund dieser Daten und anhand der archäologischen Funde kann man annehmen, dass die JH II etwa römerzeitlich abgelagert wurde. Sie stimmt außerdem gut mit HOPPES

Rekonstruktion vom Rheinverlauf während der Römerzeit überein (vgl. römischer Rheinverlauf nördlich Orsoy in Abb. 52).

Die JH II ist also mit der von KLOSTERMANN (1986) beschriebenen römischen Terrasse bei Xanten, die er auch als Reihenterrasse 4 bezeichnet, sowie SCHIRMERS Unterbrunner Terrasse (vgl. SCHIRMER 1983, 1995d) zu vergleichen (vgl. Tab. 3, 7).

Die JH I, die zwischen der niedrigeren JH I-Fläche im Westen und der höheren MH-Fläche im Osten liegt, zeigt ein relativ jüngeres Alter als die MH II und ist älter als die JH II. Daher ist sie, wie auch die JH I bei Mündelheim in einer vorrömischen Zeit bzw. in das frühere Subatlantikum einzustufen.

Die zwei jüngsten Jungholozänterrassen, die nur bei Mündelheim im Süden, sowie östlich Binsheim im Norden vorkommen (vgl. JH III und JH IV in GK) bilden gleichzeitig die zwei nächsten Terrassen zum heutigen Rheinverlauf. Ihre Bildungen folgten von der nachrömischen Zeit bis heute, und sie sind möglicherweise mit der vom SCHIRMER (1983, 1985) beschriebenen Staffelbacher- und Vierether-Aufschüttungsphase bzw. der KLOSTERMANNschen Reihenterrasse 5 zu vergleichen (vgl. Tab. 3, 7).

8.5.1 Charakteristika der Jungholozänterrassen

Die JH-Terrassen des Rheins befinden sich ausschließlich innerhalb der Mäanderbögen des heutigen Rheinlaufs und zwar an deren Gleithang. Im Vergleich zu älteren Terrassen nehmen die JH-Terrassen eine relativ kleinere Fläche ein. Sie bilden schmale bogenförmige Streifen entlang des Rheins und erreichen im Durchschnitt zusammen eine Breite von etwa 1 km (vgl. GK).

Die JH-Terrassen sind morphologisch in vier Einheiten (JH I-IV) zu gliedern und können nur dann, wenn alle Einheiten nebeneinander liegen (wie bei Mündelheim, vgl. Abb. 51), auch stratigraphisch eingeordnet werden. Eine Verbindung und Einordnung einzelner Einheiten, die nicht nach diesem Muster vorkommen, lässt sich sehr schwer und nur mit Hilfe von archäologischen und pollenanalytischen Daten sowie historischen Belegen durchführen (vgl. Kap. 8.5). Die Schwierigkeiten der Einstufung ergeben sich einerseits morphologisch aufgrund des geringen Höhenunterschieds der einzelnen Terrassenflächen. Andererseits ist eine pedologische Differenzierung erschwert, da sich die JH-Terrassen in einem Bereich befinden, der bis in jüngste Zeit immer wieder überflutet und mit neuem kalkhaltigen Auensediment überlagert wurde. Daher sind sie im Profil bis zum Humushorizont durchgehend kalkhaltig (vgl. B 15, 16 in S. 144, sowie B 40 im Anhang). Zur Zeit der Kartierungsarbeiten gab es keine Aufschlüsse im Untersuchungsgebiet.

8.6 Lokale Flussverlagerungen bei Duisburg und Rheinberg seit der Römerzeit und des Mittelalters

Die Erwähnung, dass die seit dem Subatlantikum entstandenen Mäanderformen der Form des heutigen Rheinlaufes entsprechen, bedeutet nicht, dass der Rhein seinen heutigen Zustand seit dieser Zeit durch eine ruhige und kontinuierliche Verlagerung erreicht hat. Aus historischen Karten sowie mit Hilfe von archäologischen Funden wurden mehrere vorübergehend sprunghafte und mehr oder weniger lokale Flussverlagerungen bestätigt. Diese Flusstrome haben meist die Nahrinne älterer Mäander als noch tiefer gelegene Fläche benutzt.

Die Entstehung der inneren Ablagerungen dieser sekundären Mäander darf man also nicht direkt in Verbindung mit der Entstehung dieser Flussverlagerungen bringen.

HOPPE (1970) argumentierte aufgrund archäologischer Daten (römisches Brandgrab in Werthausen), dass der Essenberger Mäander zur Römerzeit noch zum Flusslauf gehörte (vgl. Abb. 55). Das konnte auch GERLACH (1991) durch ihre Untersuchungen in Duisburg bestätigen. Dabei hätte der Rhein zuletzt römerzeitlich als Fortsetzung des Essenberger Mäanders die Nahtrinne zur Niederterrasse am „Alten Markt“ in Duisburg überformt (GERLACH 1991: 14).

Wie aber schon oben beschrieben wurde (vgl. Kap. 8.3, 8.4), sind die innerhalb dieser Mäander abgelagerten Sedimente mit Ausnahme der obersten Auensedimentschicht (vgl. Abb. 48, Lage IV) schon während der Mittelholozänzeit entstanden.

Eine solche sprunghafte Änderung des Flussbettes kann man damit erklären, dass der Fluss wegen der ungünstigen Beschaffenheit der am Prallhang liegenden Sedimente nicht immer den Schritt zwischen Erosion (sich Ausbreiten) und den großen Mengen des zugeführten Wassers halten kann. Daher wird der Flussstrom, nachdem er mit dem Prallhang kollidiert, zu einer Richtungsänderung gezwungen.

Am Prallhang bei Duisburg liegen die Sedimente der NT 2, die als relativ alte Ablagerungen nicht leicht und schnell zu erodieren sind. Auf der gegenüberliegenden Seite dagegen liegen jüngere und weniger dichte Ablagerungen des Holozäns mit ihren Rinnen im Mäanderbogen.

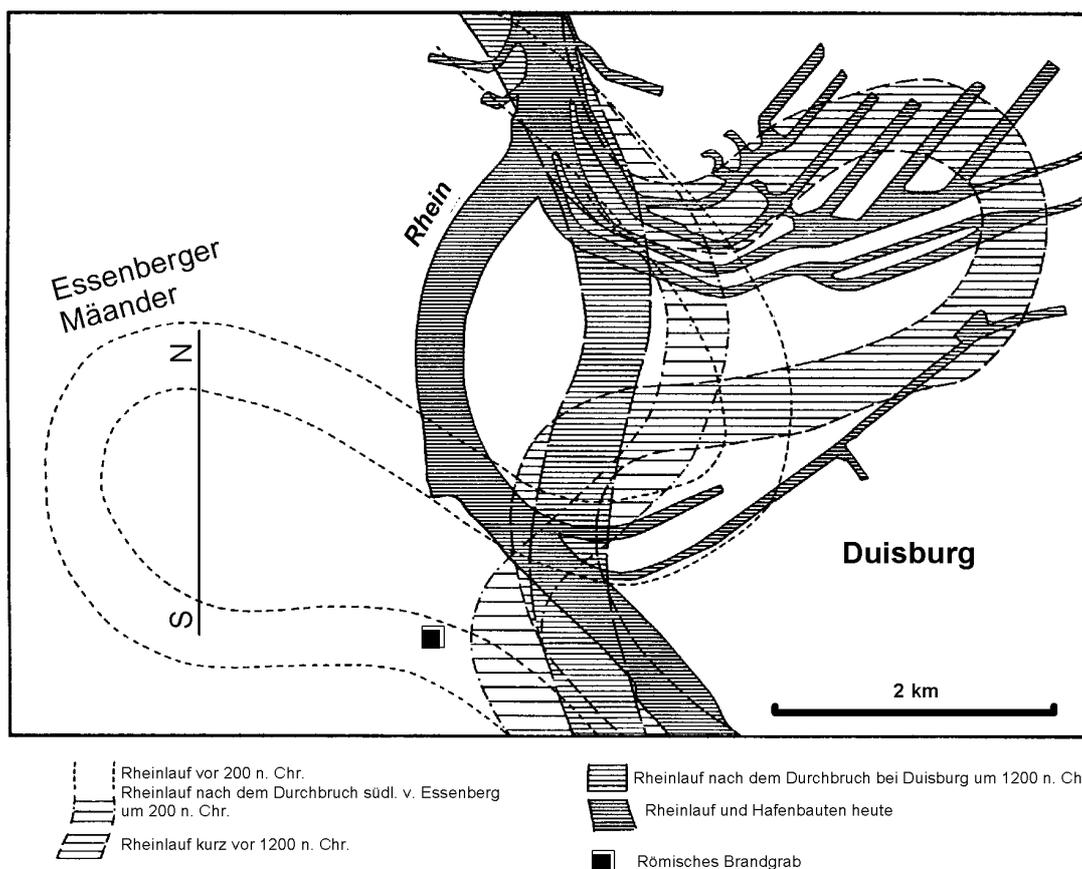


Abb. 55: Alter Rheinlauf in Raum Duisburg (verändert nach HOPPE 1970)

Es musste also in der frühen Römerzeit eine kurze Periode mit großem Wasserstrom gegeben haben, welcher von der NT 2 bei Duisburg „abgestoßen“ wurde, um dann den bereits existierenden Essenberger Mäander bis ca. 200 v. Ch. (HOPPE 1970: 15) zu durchfließen.

Dass der Essenberger Mäander in der frühromischen Zeit wasserführend war, bezeugen auch zahlreiche archäologische Befunde am Prallhang des Mäanders bei Moers-Asberg (Asterlagerstr. 17-19). Dort wurden in einer bis zu 3,2 m tiefen Grube zahlreiche Hölzer gefunden, die auf das frühromische Hilfstruppenlager *Asciburgium* hindeuten, das damals auf dem Prallhang eines Rheinarmes auf dem Burgfeld angelegt wurde (BEYER & JÜRGENS 1995: 511).

Die morphologischen Spuren solcher Rheinlaufänderungen sind am besten bei Rheinberg anhand relativ junger Rinnen zu beobachten, für deren Entstehung und Altersbestimmung zahlreiche historische Quellen herangezogen werden können. HOPPE (1970: 17-18) hat verschiedene historische Daten analysiert und den Rheinlauf durch diese Rinnen mit ihren Altersangaben rekonstruiert (HOPPE 1970, Abb. 13).

Ein von Hoppe (1970, Abb. 13) vermuteter, rekonstruierter Rheinlauf im 13 Jh., nach welchem der Rhein während dieser Zeit den heutigen *Niepgraben* (vgl. Abb. 56) durchflossen haben soll, scheint jedoch sehr unwahrscheinlich zu sein aufgrund der Zusammenstellung der Terrassenstratigraphie und des gegenseitigen Abschneidens der Terrassen. Diese Rinne (*Niepgraben*) umschließt im Hammfeld eine Altholozänterrasse (AH) (vgl. B 36, Abb. 56).

B 36 (Hammfeld - östlich Rheinberg)

MTB Rheinberg, H: 5712,45 R: 2543,02

0 - 30	Ap	FS, ms, l, fki', dunkelgraubraun, h, k	
30 - 70	Bv ₁	FS, l, ms', braun, k''	AS II*

70 - 100	Bvt	L, fs, rötlich braun, k''	
100 - 130	I Bv ₂	L, fs, braun, k	
130 - 155	II Bv ₂	L, fs'', rötlich braun, k	AS I
155 - 185	I Bv ₃	L, fs, braun, k	
185 - 200	II Bv ₃	MS, fs, l, braun, k	

200 - 240	GoBv	MS, gs, gelbbraun, k	FBS/AH
240 - 300	Bbv	MS, gs, fki', braungrau mit graubraunen Streifen, k	

* AS II jüngerer Auensediment
 AS I altholozänes Auensediment
 FBS/AH altholozänes Flussbettsediment

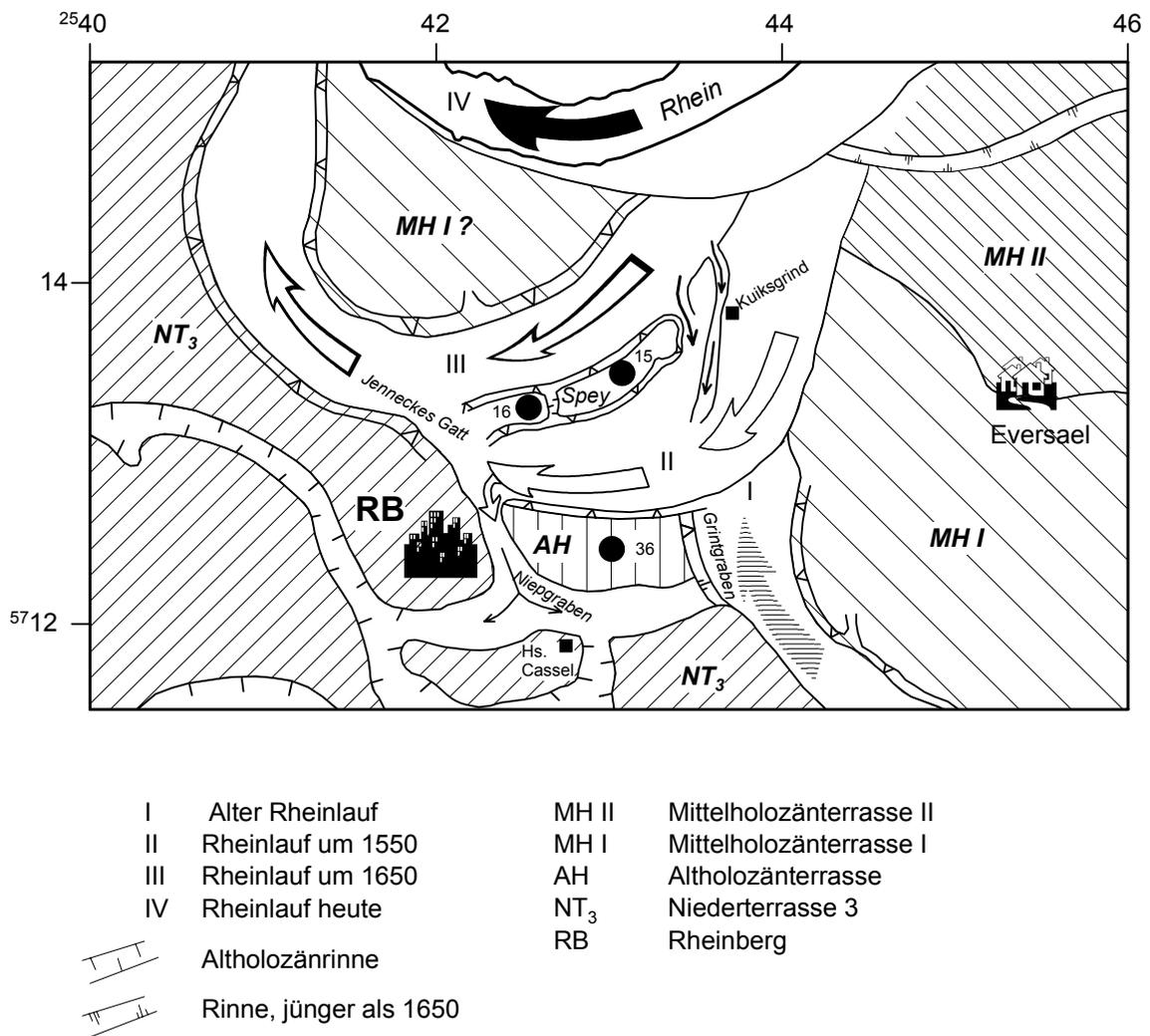


Abb. 56: Die alten Rheinläufe bei Rheinberg

Die Altholozänterrasse sowie ihre Nahrinne zur NT 3 werden später an ihrer Ostseite von einem Mäander des Mittelholozäns I (*Grintgraben*) abgeschnitten. Es gibt also keine morphologische Hinweise, dass irgendein Rheinlauf später diese Altholozänterrasse umläuft und jünger ist als der Mäander des Mittelholozäns. Wenn diese Rinne überhaupt später nochmals von Wasser durchflossen wurde, und so sieht es aus, dann ist das durch in Gegenrichtung (Nord-Süd) fließende Wasser passiert. Das hat wahrscheinlich während des Rheinlaufs um 1550 passieren können, als der Fluss mit einem ziemlich starken Winkel gegen den Niederterrassenhang bei Rheinberg gestoßen ist. Dabei hat das Wasser die Gelegenheit gehabt, durch Nahtrinnen und Rinnensysteme des Altholozäns etwas südwärts zu fließen.

Das bezeugen auch die Verbindungen der über der NT 3-Oberfläche verbreiteten Altholozänrinnen mit dem *Nieprgraben* zwischen Rheinberg und Budberg bei Haus Cassel sowie rund um den Südtteil der Stadt Rheinberg.

Fraglich bleibt der Weg und die Zeit der Entstehung des inselartig erhaltenen Terrassenkörpers (vgl. Abb. 56, Spey) zwischen den beiden Rinnen (Rheinlauf um 1550/Rheinlauf um 1650) und der Ablagerungen, die sich innerhalb des letzten (III) und des heutigen (IV) Rheinverlaufs befinden.

HOPPE (1970: 17) zitiert eine Nachricht aus dem Jahr 1540, nach der die sogenannte *Insel Spey* aus einem „Mittelwerth“ (Insel in der Mitte des Flusses) entstanden ist.

Wie in der geomorphologischen Karte ersichtlich, läuft die Rinne des Rheinlaufs um 1550 (vgl. Rheinlauf II in Abb. 56) von der Südostecke des *Jenneckes Gatt*, südlich von Kuiksgrind, und mehr oder weniger parallel mit der Rinne des Rheinlaufs um 1650 bis zum heutigen Rheinufer. Die südliche Rinne wird in der Tat von einer jüngeren Rinne kurz vor dem Rheinufer abgeschnitten.

Es scheint so, als ob die beiden Rinnen zwei getrennte Flussläufe zu verschiedenen Zeiten bezeichnen. Die dazwischen inselartig erhaltenen Ablagerungen sind nur Reste der älteren Ablagerungen, die von späteren Flussströmen durchschnitten wurden und kalkhaltige Uferablagerungen aufweisen, die eine Mächtigkeit bis 270 cm (s. Bohrungen: B 15, 16) erreichen, und deren Oberfläche bis 25 m ü. NN erreicht.

B 15 (nordöstlich Rheinberg - "Spey")

MTB Rheinberg, H: 5713,47 R: 2543,20; ca. 25,00 m ü. NN

0 - 40	Ap	MS, fs, l, dunkelgraubraun, h, k'	
40 - 110	I CB _{v1}	MS, fs, graubraun, k	<i>UA*</i>
110 - 180	II CB _{v1}	GS, ms mit dünnen feinsandigen L-Schichten, braungrau, k	
180 - 240	III CB _{v1}	GS, ms, fki, graubraun, k	

240 - 260	C	Mki, gki, braungrau, k,	<i>FBS</i>

B 16 (nordöstlich Rheinberg - "Spey")

MTB Rheinberg, H: 5713,30 R: 2542, 57; ca. 25,00 m ü. NN

0 - 35	Ap	FS, l, fki', dunkelgraubraun, h, k'	
35 - 85	I CB _{v1}	MS, fki', graubraun, k	
85 - 170	II CB _{v1}	L, fs, graubraun, k	
170 - 210	III CB _{v1}	FS, l, graubraun, k	<i>UA</i>
210 - 225	I CB _{v2}	GS, ms, fki, braungrau, k	
225 - 260	II CB _{v2}	MS, fs, braungrau, k	
260 -270	III CB _{v2}	L, fs', braungrau, k	

270 - 280	C	Mki, fki, k	<i>FBS</i>

* UA Uferablagerungen
FBS Flussbettsediment

Kurz nordwestlich Kuiksgrind läuft ein Rinnensystem von der Rinne des Rheinlaufs um 1650 (vgl. Abb. 56, III) aus nach Süden, die nichts anderes ist als einige Rheinarm-Durchbrüche. Diese Rheinarme haben wahrscheinlich wieder die vorher während des „Rheinlauf 1550“ entstandene Rinne benutzt. Daher kam wahrscheinlich die Meinung auf, dass die Insel Spey in Mitte des Flusses entstanden ist.

Betrachtet man die Terrasse zwischen Rheinlauf III und IV so, kann man aufgrund ihrer Morphologie annehmen, dass sie schon vor der Rheinlaufzeit I und II, wahrscheinlich während des Mittelholozän I abgelagert wurde. Sie zeigt eine relativ große und ebene Fläche. Außerdem ist diese Terrasse von der Rinne des Rheinlaufs III durch eine ausgeprägte Stufe getrennt. Dies sind Charakteristika, die nicht bei den Terrassen erscheinen, die innerhalb eines sich langsam ausbreitenden Mäanders entstehen. Bei dieser Terrasse fehlt also die leichte Senkung (Gleithang) in Richtung der Nahrinne, die typisch ist für die durch einen mäandrierenden Fluss entstandene Terrasse.

Seinen heutigen Verlauf (vgl. Abb. 56, IV) nahm der Fluss durch einen auch von Menschen beeinflussten Durchbruch um 1711 (HOPPE 1970: 18).

8.7 Eine Jungholozänterrasse der Emscher

Bei den Umbauarbeiten des *Alten Emscher*-Kanals im Mai 1998 wurde in Unter-Meiderich nördlich Duisburg ein Terrassenkörper aufgeschlossen.

Die Terrassenschichten wurden dabei von den Grabungen, die entlang der Alten Emscher von Osten nach Westen verliefen, quer zu ihrer Streichung abgeschnitten, also in Richtung ihres E-W-Einfallens (vgl. Abb. 57a).

Die Tiefe des Wandaufschlusses reichte bis über 4 m unter die Oberfläche, und damit waren das Au- und auch das Flussbettsediment mit ihrem Aufbau und den strukturellen Charakteristika gut aufgeschlossen.

Das gesamte Profil ist grob in drei Einheiten zu gliedern: zwei sedimentologische (A und B vgl. Abb. 57a, b) und eine künstliche (C).

Die Basis der Terrasse bildet das typisch holozänzeitliche schräggeschichtete Flussbettsediment (A). Die Flussbettsedimentschichten waren im unteren Teil überwiegend aus grobkiesigen Mittelkies aufgebaut, der nach oben in einen grobsandigen Mittelkies übergang.

Im obersten Teil des Flussbettsedimentes, bis etwa 1 m unter dessen Oberfläche, wurden zahlreiche Keramik- und Ziegelstücke sowie eine Rinne mit ca. 80 cm Durchmesser gefunden.

Über dem Flussbettsediment liegt das über 2 m mächtige Auensediment (vgl. Abb. 57a, b), welches aus mehreren Schichten aufgebaut ist. Direkt über dem Flussbettsediment liegt eine etwa 20 cm mächtige feinsandige Mittelsandschicht, die von dünnen Oxidations- und Reduktionsstreifen (Gor) durchzogen ist. Diese Schicht geht nach oben in eine 30 cm mächtige graubraune (II Bv₃), feinkiesige Mittelsandschicht über, die wiederum von einer etwa 50 cm mächtigen MS-Schicht überdeckt wird (I Bv₃).

Die beiden Schichten (I Bv₃ und II Bv₃) sind durch umgelagerte braune Feinsandschollen und schwach kalkhaltige, graue Lehmschollen charakterisiert.

Ähnliches Umlagerungsmaterial enthält auch die darauf abgelagerte braune (Bv₂), grobkiesige Mittelkiesschicht. In dieser Schicht kommen noch humushaltige, dunkelgraue bis schwarze Lehmschollen vor.

Profil 60 (Alte Emscher - nördlich Unter-Meiderich)

MTB Duisburg, H: 5705,05 R: 2553,10

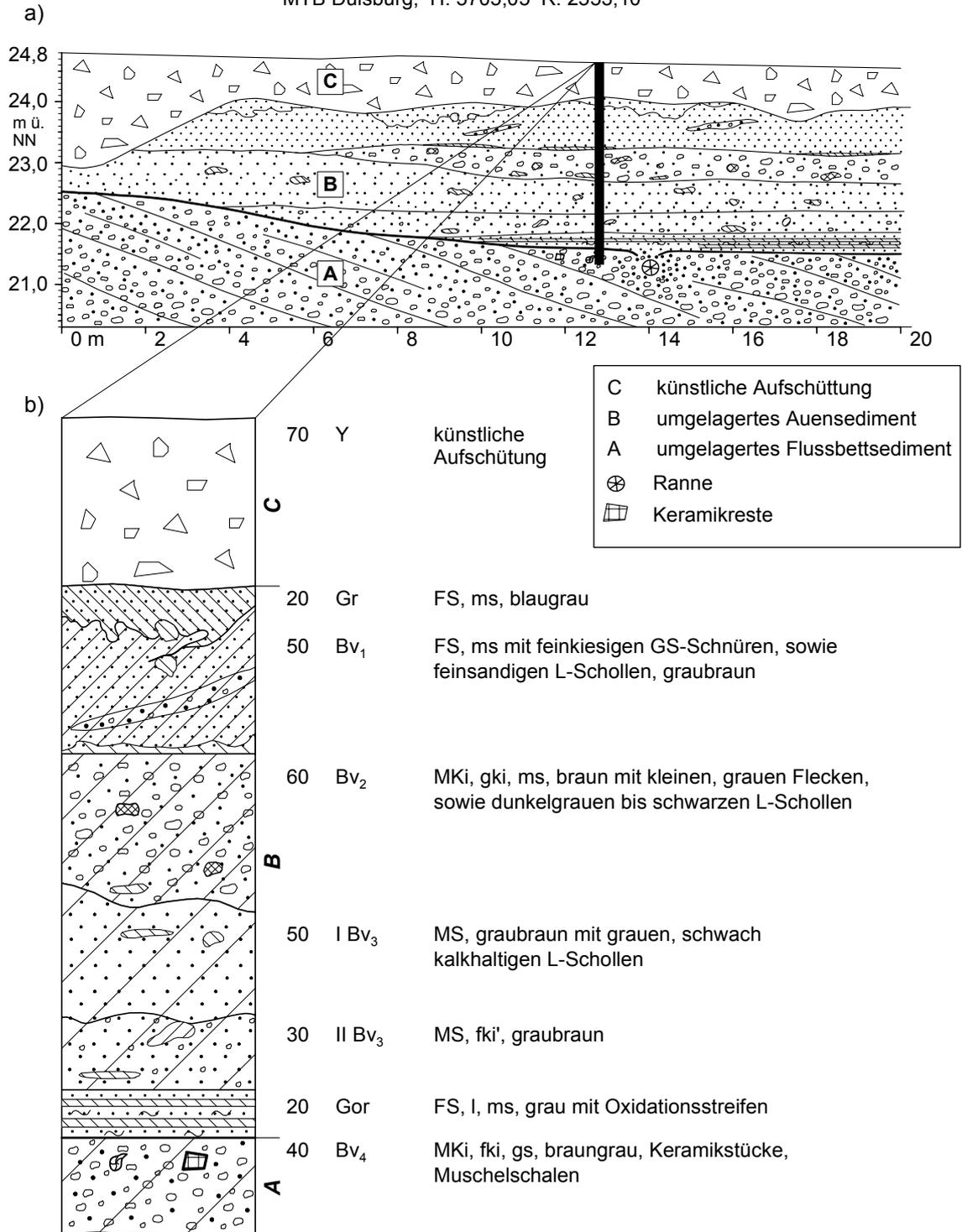


Abb. 57a, b: Die Jungholozänterrasse der Emscher als eine aus mehreren Umlagerungsphasen aufgebaute Terrasse

Das Auensediment schließt mit einer ca. 70 cm mächtigen mittelsandigen Feinsandschicht, die linsenartig von feinkiesigen Grobsanden durchgezogen wird. Feinsandige Lehmschollen fehlen auch hier nicht. Die obersten 15-20 cm dieser Schicht wurden reduziert (Gr), der übrige untere Teil zeigt eine leichte Verbraunung (Bv₁).

Die oberste Einheit (C) dieses Aufschlusses zeigt, wie auch viele andere Aufschlüsse, die anthropogene Relief- und Sedimentbeeinflussung. Es handelt sich um einen etwa 70 cm, stellenweise bis knapp 200 cm, mächtigen Horizont, der durchgehend mit künstlichen Material (Gläser-, Metall-, Plastikstücke usw.) aufgefüllt wurde.

Die Terrasse wurde von ihrer aufgeschlossenen Basis (Flussbettsediment) bis an die Oberfläche (ohne die künstliche Aufschüttung) aus einem umgelagerten Material (M) gebildet. Zeugen hierfür sind neben den Rannen und den zahlreichen Keramik- und Ziegelstücken im Flussbettsediment auch die vielen im Auensediment eingelagerten Feinsand- und Lehmschollen.

Das Typische für diese Terrasse ist, dass sie sehr reich an Keramikresten ist. Eine solche Terrasse wurde von SCHIRMER & WILLMES (1988) am Main aufgrund der Keramik-Chronologie datiert und zwischen dem 15. und 17. Jahrhundert eingeordnet. Diese Terrasse wurde von SCHIRMER (1981: 203) als Staffelbacher Terrasse bezeichnet. Davon ausgehend kann man für Terrassen anderer Flüsse, die ebenfalls reich an vergleichbaren Keramikresten sind, ein gleiches Alter annehmen (SCHIRMER 1995d: 42).

Die Ablagerungszeit dieser Terrasse wird außerdem mit der Kleinen Eiszeit gleichgestellt, die aus Auswertungen historischen Quellen seit dem 14. Jahrhundert im Maingebiet (Hochwassertätigkeiten, Flussverlagerungen, Uferschäden) und vor allem durch Gletschervorstöße in den Alpen zwischen dem 14. und 17. Jahrhundert belegt wird (SCHIRMER 1995d: 42, GERLACH 1990: 83).

GERLACH (1990: 155) stellt fest, dass die Staffelbacher Terrasse aus fünf fluviatilen Umlagerungsphasen zwischen 1430 und 1750 gebildet wurde.

Obwohl es nicht möglich ist, eine direkte Analogie zwischen diesen fluviatilen Umlagerungsphasen und den entsprechenden Schichten der Emscher Terrasse zu finden, kann man trotzdem feststellen, dass die Emscher Terrasse mit ihren verschiedenen Schichtenaufbauten (vgl. Abb. 57a, b) ein Produkt mehrerer fluviatiler Umlagerungsphasen ist.

9. Flugdecksand und Dünen

Als äolische Ablagerungen innerhalb der Fläche der Talgrundterrassen im Arbeitsgebiet treten Flugdecksande und Dünen auf. Flugdecksand ist im Sinne SCHIRMERS (1999a:187) ein äolischer Sand, der das Liegende in einer deckenähnlichen Form überdeckt. Während er morphologisch eine ebene oder wellige Oberfläche darstellt, zeigt seiner innere Aufbau eine laminare, geschichtete oder homogene Struktur.

Dünen lassen sich vom Flugdecksand durch ihre typische Form und ihrer inneren Aufbaustruktur unterscheiden (SCHIRMER 1999a: 187).

Mit dem Flugdecksand wird hier ein morphologisch-lithologischer Körper bezeichnet, der unabhängig von irgendeiner stratigraphischen Definition ist (SCHIRMER 1999a: 187).

Flugdecksande und Dünen haben am Niederrhein eine relativ große Verbreitung. Im Arbeitsgebiet sind sie meistens auf der linksrheinischen NT 3-Fläche verbreitet. Während die Flugdecksande und Dünen linksrheinisch, mit Ausnahme einzelner Vorkommen auf der NT 2, die größte Verbreitung auf der Fläche der NT 3 haben (vgl. punktierte Fläche in der GK), überdecken die Flugdecksande rechtsrheinisch den Ostrand der NT 2 und die darunter liegende, als leistenförmig erhaltene NT 1 am Westrand des Bergischen Landes. Rechtsrheinisch kommen Flugdecksande in Form von Dünen nur auf der NT 3-Fläche im Süden des Arbeitsgebietes bei Duisburg-Ehingen (vgl. GK) vor.

Die Flugdecksandgebiete und vor allem die Dünen erscheinen in der topographischen Karte als Nadelwald und Heideflächen, was charakteristisch für die Binnendünen West- und Mitteleuropas ist (POSER 1948: 269).

Aufgrund der Oberflächenmorphologie ist es oft schwer, eine Differenzierung zwischen äolischen (Flugdecksanden) und fluviatilen Ablagerungen durchzuführen. Die mit Flugdecksand überdeckten Bereiche besitzen jedoch nicht selten eine leicht wellige Oberfläche, wie z. B. bei Vennikel, nordöstlich Krefeld, Vinn südlich Moers usw.

Flugdecksand lässt sich von fluviatilen Sedimenten in Aufschlüssen meistens leicht unterscheiden. Er ist homogen, ungeschichtet und wegen des geringen Lehmantils deutlich lockerer als Auensedimente, die oftmals von Flugdecksanden überlagert werden (vgl. Abb. 60, 62).

Flugdecksand besteht überwiegend aus braunen, braungrauen bis graubraunen Mittel- und Feinsanden, wobei der Mittelsandanteil mit 59-74 % immer deutlich höher ist als der Feinsandanteil, der nur 9-22 % beträgt (JANSEN et al. 1991: 92). Ähnliche Ergebnisse haben auch die Sandsiebungsanalysen des Profils 5 an der Vierbaumer Heide (vgl. Abb. 35a, b: Rh 1632, 1633 im Kap. 7.3; Tab. 8), sowie die Untersuchungen der Flugdecksande aus den südlich an mein Arbeitsgebiet anschließenden Niederterrassen NT 2 und NT 1 von ZHOU (2000: 85; Tab. 24) erbracht.

Grobsand (2 - 0,63)mm	Mittelsand (0,63 - 0,2)	Feinsand (0,2 - 0,063)
3,35 %	77,8 %	14,5 %

Tab. 8: Durchschnittliche Prozentanteile von Sandkorngrößen im Flugdecksand des Profils an der Vierbaumer Heide

Die Mächtigkeit der Flugdecksande erreicht 1 - 3 m (vgl. Abb. 59, 60, 61, 62, sowie Bohrungen: B 27, 30, 32 im Anhang), während Dünen eine Mächtigkeit von 6-7 m* erreichen.

9.1 Profilaufbau und Stratigraphie

Von der auf der NT 3 liegenden Düne östlich Kamp-Lintfort (vgl. Imperberger Düne in der GK) wurde das Profil 15 (vgl. Abb. 58) aufgenommen.

Die untersten 100 cm des über 2,5 m tiefen Aufschlusses bilden braungraue, lockere Mittelsande mit eingelagerten einzelne Fein- bis Mittelkieskörnern, sowie Bimskörnern, deren Durchmesser bis 6 cm erreichen kann. Die darauf liegende 75 cm mächtige Flugdecksandschicht bilden mittelsandige Feinsande mit rötlichbraunen, tonangereicherten Bändern, deren untersten 25 cm einzelne Bimskörner enthalten. Das Hangende bilden wiederum ca. 70 cm schwach verbraunte, feinsandige Mittelsande, die durch Wurzelkanäle mit Humusstoffen von dem darüber liegenden Humushorizont nach unten durchzogen sind.

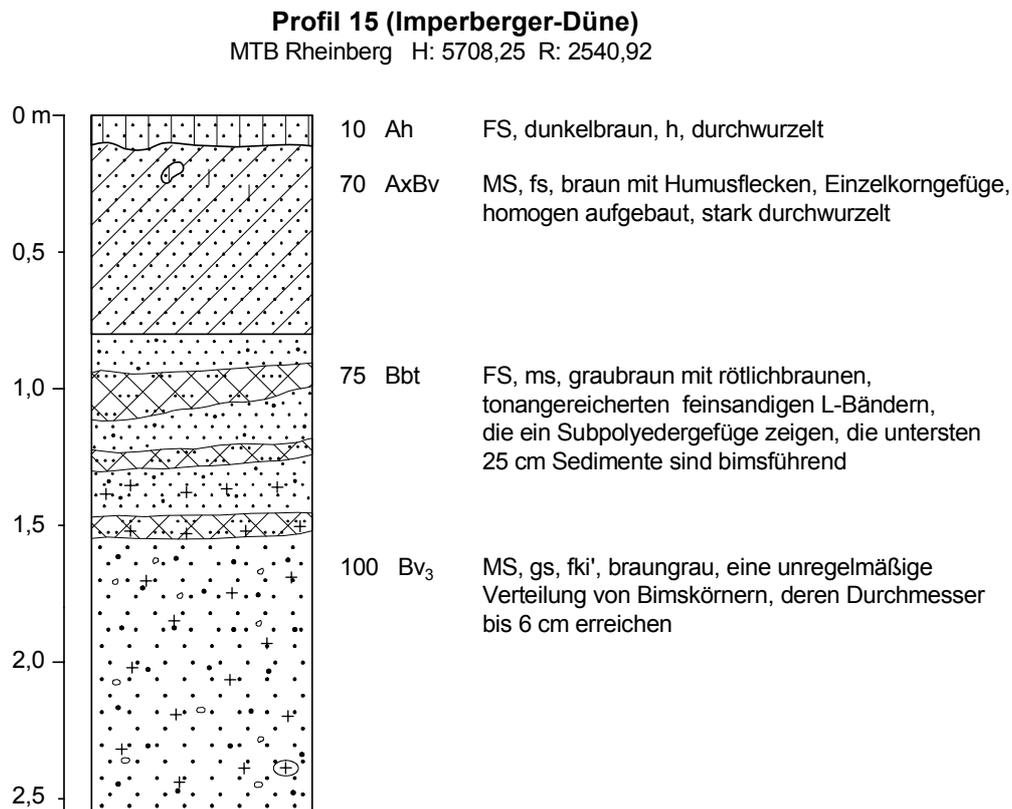


Abb. 58: Düne mit Bimskörner und darauf entwickelten Bänderparabraunerde bei Kamp-Lintfort

* Die Mächtigkeit der Dünen ist aus topographischen Karten entnommen

Der unterste Teil der Ablagerungen stellt ein nicht gut sortiertes Sediment dar, und im Gegensatz zu den oberen Flugdecksandpartien sind sie bimsführend und gröber. Eine solche verhältnismäßig geringe Sortierung erhärtet die Annahme von LOTZE (1949: 22) und WILCKENS (1924: 293), dass sowohl der Flugdecksand als auch die Niederterrassen, in diesem Fall die NT 3 (wegen des Bimses), im wesentlichen aus dem gleichen Material bestehen. Dieser Dünensand, zumindest die untersten 100 cm, wurden also nicht sehr weit transportiert.

Laacher See-Bims hatte auch KAISER (1961: 248) in einigen Dünen auf der NT 3-Fläche im Nordteil des Arbeitsgebiet bei Millingen (vgl. GK) beobachtet, und vermutete, dass die Bildung dieser Dünen sich im Postglazial vollzog.

Eine anderes Merkmal, welches die Imperberger Düne in ein zumindest altholozänes Alter einstufen lässt, ist auch die darauf entwickelte Bänderparabraunerde. Flugdecksande mit solch ähnlichen Bodencharakteristika beschreibt PAAS (1962: 172) in einer Kiesgrube im Baerler Busch bei Moers. Einen Boden mit diesen Kennzeichen bezeichnet er entsprechend einem Vorschlag von MÜCKENHAUSEN als Sand-Parabraunerde.

Einen ähnlichen Profilaufbau sowie Bodenmerkmale zeigt auch der Flugdecksand aus dem Hang der NT 2, nur 1500-1600 m nordwestlich der Imperberger Düne entfernt (vgl. Abb. 59). Hier wurde die NT 2 und die darauf abgelagerten Flugdecksande von einem

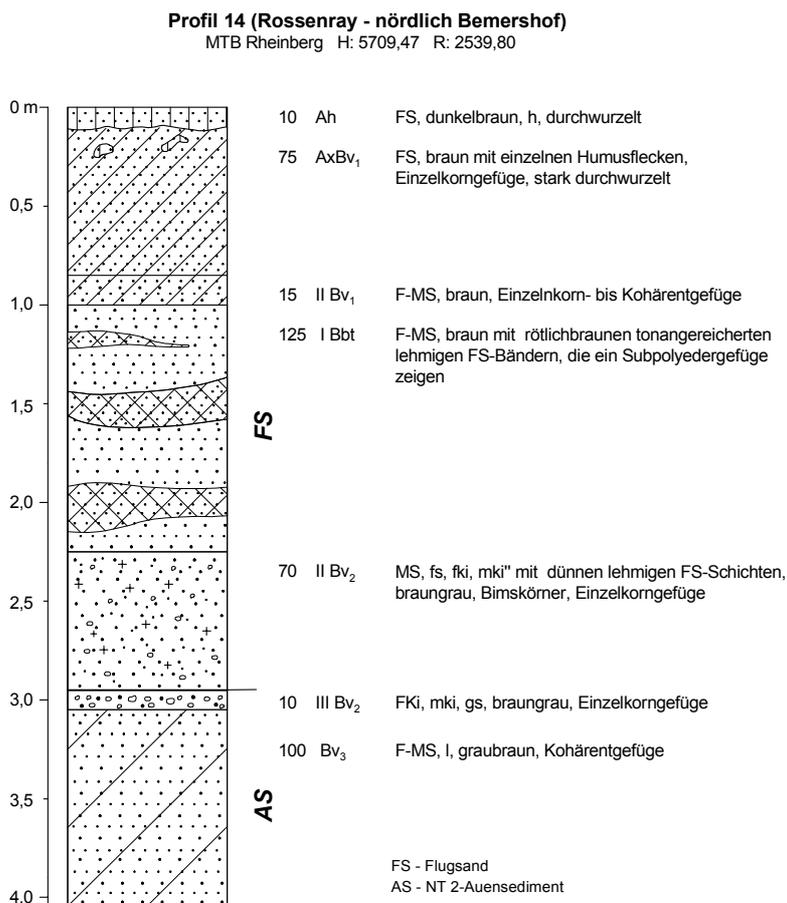


Abb. 59: Ein Flugdecksandkörper auf dem von einem Altholozänmäander abgeschnittenen NT 2-Hang nordöstlich Kamp-Lintfort

altholozänzeitlichen Mäander abgeschnitten (vgl. GK).

Aufgrund der Position der linksrheinischen Flugdecksande und Dünen, die hauptsächlich über der NT 3-Fläche liegen und stellenweise aus Altholozänrinnen abgeschnitten werden, ihrer Zusammensetzung (Bimsvorkommen), sowie des darauf entwickelten Bodens kann man annehmen, dass diese Flugdecksande und Dünen etwa an der Grenze Spätglazial-Holozän entstanden sind.

Diese Zeit entspricht einer Periode, welcher SCHIRMER (1999b: 22, vgl. Periode 4) eine deutliche Entstehungsphase von Flussdünen in den Niederlanden und am Niederrhein zuschreibt.

Eine andere Deutung über die Entstehungszeit der Flugdecksande in diesem Gebiet, zumindest lokal, gibt uns ein Aufschluss auf der NT 3-Fläche in Baerl (vgl. Abb. 60). Eine 170 cm mächtige Flugdecksandschicht überlagert die Auensedimente der NT 3. Die untersten 50 cm der aufgeschlossenen Auensedimente bildet eine braune feinsandige Lehmschicht mit eingelagerten FS-Schnüren und vereinzelt Bimskörnern, die allmählich nach oben in eine 45 cm mächtige, rötlichbraune und pseudovergleyte Lehmschicht übergeht. Diskordant darüber folgt eine 150 cm mächtige, braungraue, ungeschichtete Flugdecksandschicht, in der nur einzelne FK_i-Körner eingelagert sind, sonst zeigt sie einen gut selektierten Flugdecksand. Durch dieses Flugdecksandpaket ziehen sehr dünne, wellenartige, braune und verlehnte Streifen durch, die die Charakteristik einer Bänderbraunerde zeigen.

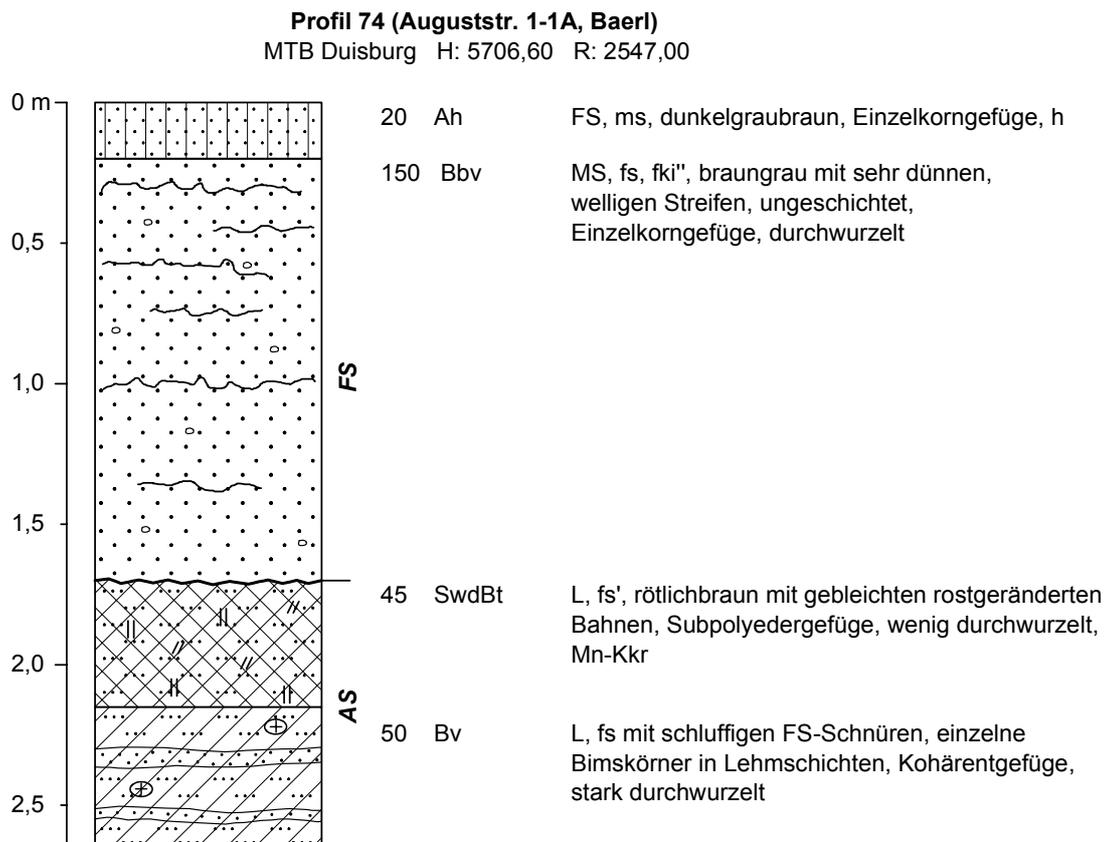


Abb. 60: Ein über dem Auensediment der NT 3 liegende Flugdecksandpaket auf dem inneren Rand der NT 3 beim Duisburg-Baerl

Das Profil wird mit einem 20 cm mächtigen Humushorizont abgeschlossen, der sich ebenso auf Flugdecksand entwickeln konnte.

Aufgrund der Tatsache, dass dieser Flugdecksand das Auensediment der NT 3 überlagert hat, kann man annehmen, dass er frühestens im Altolozän angeweht worden ist.

Auf der rechtsrheinischen Seite treten Flugsande mit Ausnahme einer Düne bei Duisburg-Ehingen überwiegend in Form des Flugdecksandes auf und überdecken den Ostrand der NT 2 bzw. NT 1 entlang des Westrands des Bergisches Landes.

Als Flugdecksande, die im Spätglazial entstanden sind, wurden auch die Flugdecksande auf dem äußeren Rand der NT 1 bei Duisburg beschrieben (JANSEN et al. 1991: 92). Sie konnten aufgrund einiger im Flugdecksand gefundener archäologischer Funde am Fuße des Kaiserberges bei Duisburg (vgl. GK) (H: 00570, R: 55475) datiert werden. Es handelt sich um Steinartefakte, die in die Spätphase der Stielspitzengruppen der Jüngeren Dryas-Zeit gehören (TROMNAU 1980: 23-25). Im höheren Teil dieser Grabung, etwa 0,6-1 m unter der Geländeoberfläche, wurden Scherben einer eisenzeitlichen Siedlung gefunden, die in die jüngste Phase der älteren Eisenzeit (Hallstatt D) und der Latènezeit (Subatlantikum) eingeordnet werden können (KRAUSE 1980: 76-79).

Aufgrund dieser Funde nehmen JANSEN et al. (1991: 92) an, dass die Aufwehung dieser Flugdecksande einen Zeitraum umfasst, der vermutlich mit längeren Unterbrechungen mindestens von der Jüngeren Dryas-Zeit bis in das Subatlantikum andauerte.

In einem Aufschluss ca. 800 m nordöstlich dieser Grabung, der sich am Westrand des Flugdecksandgebietes befand (vgl. Abb. 61), konnten weder sedimentologische noch pedologische Merkmale deutlich beobachtet werden, aufgrund derer man Unterbrechungen von Flugdecksandeinwehungen feststellen könnte.

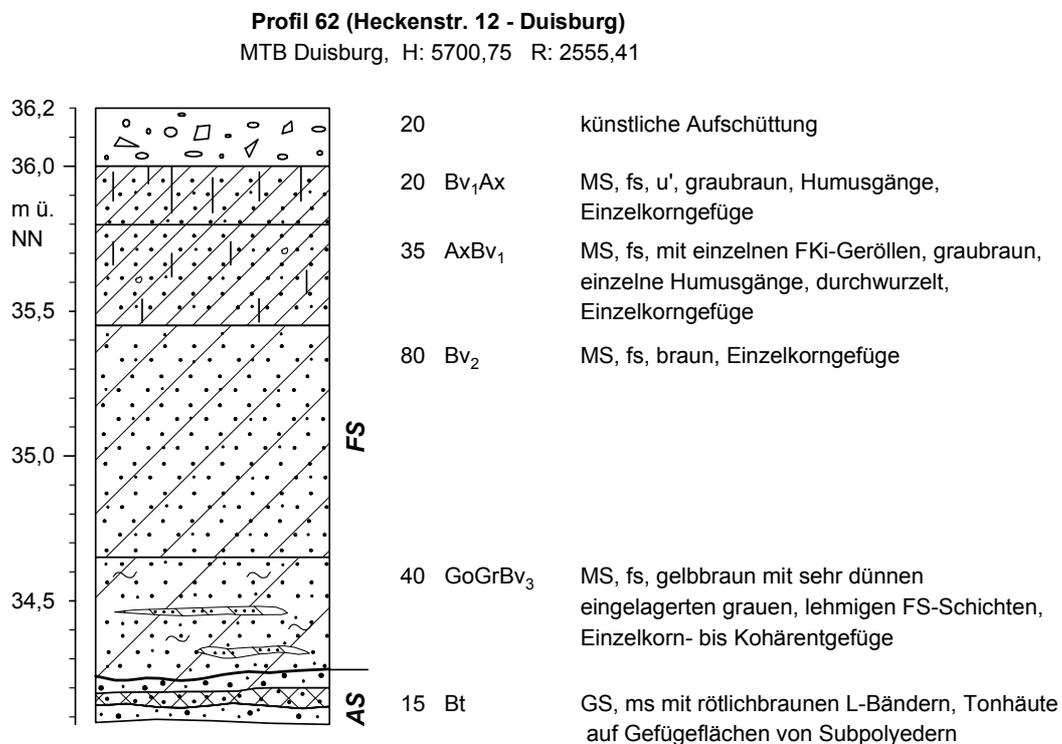


Abb. 61: Flugdecksandprofil auf dem Ostrand der NT 1 bei Duisburg

Im oberen Teil des Profils gab es jedoch eine ca. 35 cm mächtige Flugdecksandschicht (AxBv₁), die einzelne FKi-Gerölle enthielt und weniger verlehmt als der Flugdecksand (Bv₂) im Liegenden war. Das Vorkommen einzelner Gerölle im Flugdecksand und besonders in seinem oberen Teil, nahe der Oberfläche, wurde auch in anderen Flugdecksandgebieten beobachtet (KLOSTERMANN 1984: 67, BREDDIN 1926: 638). Am häufigsten treten sie in den Flugdecksanden auf, die Terrassenhänge überkleiden. Von diesen sind sie durch Regenwässer herabgespült und in die hangabwärts liegenden Flugdecksandschichten eingeschwemmt worden (BREDDIN 1926: 638).

Mit Ausnahme dieser einzelnen Kiese haben wir es hier also nur mit einem homogenem Flugdecksandkörper zu tun, der Prozessen der Bodenentwicklung unterlag. Es entwickelte sich eine Braunerde von verschiedenen, fließend ineinander übergehenden Bv-Horizonten (Bv₁-Bv₂-Bv₃). Das Ganze liegt vermutlich über dem Auensediment der NT 1, von denen nur die obersten 15 cm aufgeschlossen waren. Dort wurden dünne Bänderparabraunerden beobachtet.

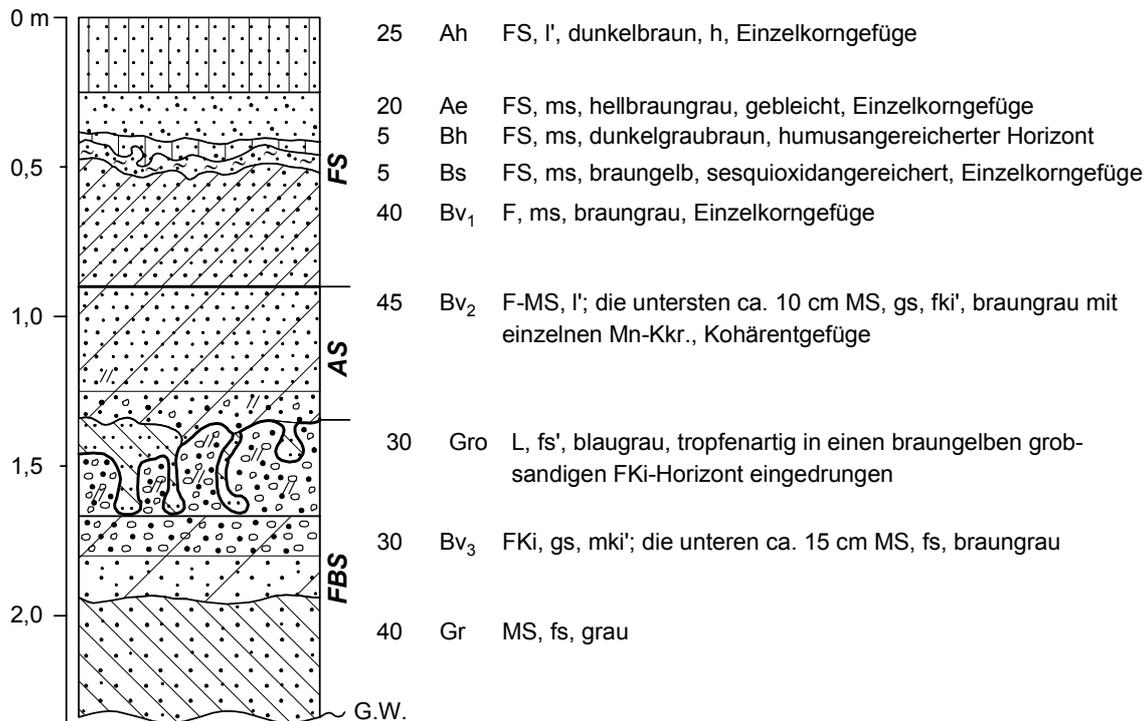
Der Flugdecksand auf der rechtsrheinischen NT 2 hat im Vergleich zu dem Flugdecksand auf der NT 1 eine geringere Mächtigkeit (vgl. Abb. 62). Er überdeckt den Ostrand der NT 2 (vgl. punktierte rechtsrheinische NT 2-Fläche in der GK), was sich auch morphologisch durch seine leichte wellige Oberfläche beobachten lässt. Weil dieses Gebiet jedoch bewaldet ist, ist seine Westgrenze schwer zu kartieren. Auffällig ist ein leichter, leicht welliger Aufstieg der NT 2-Fläche vom Ostrand des Duisburger Stadteils Grossenbaum bzw. vom Dickelsbach nach Osten bis zum vermuteten inneren Rand der NT 1, wo eine morphologische Flugdecksandstufe zu kartieren war (vgl. GK). Der Flugdecksand setzt sich weiter nach Osten hangaufwärts über die älteren Ablagerungen fort (BREDDIN 1926: 639).

Im Gegensatz zu den vorher beschriebenen Profilen ist bei diesem Flugdecksand (Abb. 62) ein anderer Bodentyp ausgebildet, nämlich ein Podsolboden. Der Bleichungshorizont (Al), der sich direkt unter einem 25 cm mächtigen Humushorizont (Ah) befindet, ist etwa 20 cm mächtig, während die darunter folgenden Horizonte, die an Humusstoffen (Bh) und Sesquioxiden (Bs) angereichert sind, jeweils 5 cm mächtig sind. Das Liegende des Podsols bilden wieder ca. 40 cm braungraue Flugdecksande, die über dem ca. 45 cm graubraunen, verlehnten fein- bis mittelsandigen Auensediment der NT 2 liegen. Die Frage, inwieweit Podsolierung und ihre Stärke für Altersangaben herangezogen werden können, beschreiben LOTZE (1949), MAAS (1955) und HESEMANN (1975).

Die Untersuchungen der westfälischen Dünen von MAAS haben drei der Stärke nach verschieden ausgebildete Podsole ergeben (MAAS 1955: 137). Einer der Podsolböden ist verhältnismäßig mächtig und druch Ortstein (rostfarbener, verhärteter, an Sesquioxiden angereicherter Horizont) charakterisiert. Dünen mit einem solchen Profil stuft er in die sogenannten Dünenzeit ein, die in der Grenzzeit Spätglazial-Holozän liegt. Eine solch ausgeprägte Podsolierung hatte auch POSER (1949: 25) beschrieben und ist zum gleichen Altersverhältnis bei der Untersuchungen der Dünen an der oberen Lippe gekommen.

Als häufig auftretend beschreibt MAAS (1955: 137) einen sehr schwachen Podsolboden, bei dem der Bleichungs- und Anreicherungshorizonten nur wenige Zentimeter mächtig ist. Bei Dünen mit einem solchen Podsolboden handelt es sich um junge Überwehungen alter Dünen, wie sie häufig durch Kulturmaßnahmen nach Christi Geburt hervorgerufen wurden. Eine dritte Bodenbildung, deren Bleichungs- und Anreicherungshorizonte in ihrer Mächtigkeit zwischen den beiden häufig vorkommenden Profilen liegen, trat jedoch seltener auf, und aufgrund der Urnenfunde legte MAAS sein Alter um einige Jahrhunderte vor Christi Geburt.

Profil 67 (Kiesgrube Hülskens)
 MTB Duisburg, H: 5694,07 R: 2556,07



Die verschiedenen schwacher ausgeprägten Bodenbildungen hatte auch POSER (1949) mit jüngeren (seit ca. 2000 Jahre vor heute) Dünenüberwehungen in Zusammenhang gebracht, obwohl seine angenommenen Überwehungszeiten nicht ganz mit denen von MAAS (1955) übereinstimmen.

Eine direkte Analogie des Podsoles unseres Aufschlusses mit einem der von POSER (1949) oder MAAS (1955) beschriebenen Podsole ist schwierig vorzunehmen. Einerseits, weil die Gleichheit der bodenbildenden Faktoren in diesen verschiedenen Standorten nicht nachzuweisen ist. Das wäre eine Voraussetzung für einen Vergleich des Alters verschiedener Dünen nach der Stärke der Bodenbildung. Auf der anderen Seite stimmt die Mächtigkeit und Stärke des Podsoles (Abb. 62) mit keinem der oben erwähnten Podsole überein. Sie sind nur ca. 30 cm mächtig, dafür sind aber die Anreicherungshorizonte (Bh, Bs) ziemlich stark ausgeprägt.

HESEMANN (1975) verallgemeinert die Dünenbildungen in zwei Etappen. Im Atlantikum ruhte die Dünenbewegung, so dass sich und unter ozeanischen Klimaverhältnissen darauf mächtige Podsole mit über 2,5 m Bleichungshorizonten bilden konnten. Eine schwächere zweite Dünenzeit, in der die Dünen nur schwache Podsole tragen, wurde nach HESEMANN (1975: 372) eher durch Eingriff des Menschen als durch die kühlere und feuchte Witterung des Subatlantikums ausgelöst. Diese Meinung vertritt auch SCHIRMER (1999b), wobei er

die postglaziale Flugsandaktivitäten in zwei Perioden trennt (vgl. Periode 5 und 6 in SCHIRMER 1999b: 22-23). Sowohl die erste Periode, die den Zeitabschnitt Präboreal-Frühatlantikum umfasst, als auch die zweite Periode, die von Mittelatlantikum bis heute andauert, sind durch Dünenumwandlung (dune transformation) charakterisiert.

Während die erste äolische Phase durch die Entwicklung eines mächtigen Braun- und Podsolboden im Atlantikum unterbrochen wurde, wird die zweite äolische Aktivitätsphase, die überwiegend durch anthropogenen Eingriff ausgelöst wurde, durch Bildung von Böden wie Regosol und Podsol charakterisiert (SCHIRMER 1999b: 23).

Aufgrund dieser Angaben kann man annehmen, dass die Entstehung der dünneren Flugdecksandschicht auf dem Ostrand der rechtsrheinischen NT 2, die nur einen relativ schwachen Podsolboden trägt, im Postatlantikum, während der zweiten Phase erfolgte.

Anhand der Verbreitung der Flugdecksande und Dünen, die überwiegend auf der NT 3-Fläche konzentriert sind, anderen eigenen Beobachtungen (Profile und Bohrungen), sowie vielen weiteren Untersuchungen und Beschreibungen am Niederrhein (WILKENS 1924, BREDDIN 1926, LOTZE 1948, MAAS 1955, STAMPFUß 1958, DÜCKER & MAARLEVELD 1958, KAISER 1961, HERBERHOLD 1968, BRAUN et al. 1968, SCHIRMER 1999b, u.a.), kann man festhalten, dass die Flugdecksande und Dünen in der Grenzzeit Spätglazial-AltHolozän entstanden sind und später in mehreren Phasen überweht wurden.

10 Ergebnisse

Geomorphologisch wurde das Arbeitsgebiet in vier größere Einheiten beziehungsweise Niveaus untergliedert:

- I. Das Niveau der Niederterrasse 1
- II. Das Niveau der Niederterrasse 2
- III. Das Niveau der Niederterrasse 3
- IV. Das Niveau der Holozänterrassen

I. Das Niveau der Niederterrasse 1

Das Niveau der NT 1 bilden die ältesten bekannten weichselzeitlichen Ablagerungen, die als Niederterrasse 1 (NT 1) bezeichnet worden sind. Die meisten dieser Ablagerungen unterlagen der späteren Erosion, so dass sie heute nur noch stückweise und leistenförmig entlang den Ränder der älteren, höher liegenden Ablagerungen in morphologisch geschützten Positionen erhalten sind.

Im Arbeitsgebiet wurden zwei solche NT 1-Flächen linksrheinisch und eine rechtsrheinisch morphologisch getrennt (vgl. GK).

Die beiden linksrheinischen NT 1-Flächen, die sich am Südrand der Bönninghardt (Bönninghardter Terrasse 1) und am Nordrand der Aldekerker Platte (Sevelener Terrasse 1) befinden, liegen bei etwa 11 m ü. RhN (vgl. Tab. 9, Abb. 63). Sie liegen damit etwa 3,5 m niedriger als die im Süden befindliche Aldekerker Platte (ca. 14, 5 m ü. RhN) und viel niedriger als der im Norden anstehende Sander der vorletzten Eiszeit, die Bönninghardt.

Stufe	Terrassen	Höhenlage				Entstehungszeit der Terrassen in Jahren vor heute
		(m ü. NN)		(m ü. RhN)		
		L	R	L	R	
H O L O Z Ä N	JH IV	24	- 25	3 -	- 3	Subatlantikum Neuzeit (1720-1820)* Mittelalter-Neuzeit (500-1720)* Römerzeit (0-500)* Spätbronzezeit-Eisenzeit (3 200-2000)
	JH III	25	- 26	4 -	- 4	
	JH II	26	23 28	4,5 4,5	4,5 5	
	JH I	- 29	23 30	- 5,5	5 6	
	MH II	25	24 -	5 6	5 -	Subboreal (5 000-3 200)
	MH I	25 30	26 31	5 7	6 8	Atlantikum (7 500-5 000)
	AH	26 30	-	6 7	-	Präboreal-Boreal (10 000-7 500)
W Ü R M	NT 3	26 31	30 33	8 9	8,5 10	Spätglazial (11 000-10 000)
	NT 2	27 33	29 35	9 10	10 12	Späthochglazial (18 000-12 700)
	NT 1	29-30 -	34	11 -	13	Hochglazial (25 000-18 000)

L-Linksrheinisch
R-Rechtsrheinisch
29 Höhenlage der nördlichsten Vorkommen
35 ~ der südlichsten Vorkommen

*) Jahre n.Chr.

Tab. 9: Höhenlage und Alter der Nieder- und Holozänterrassen im Arbeitsgebiet

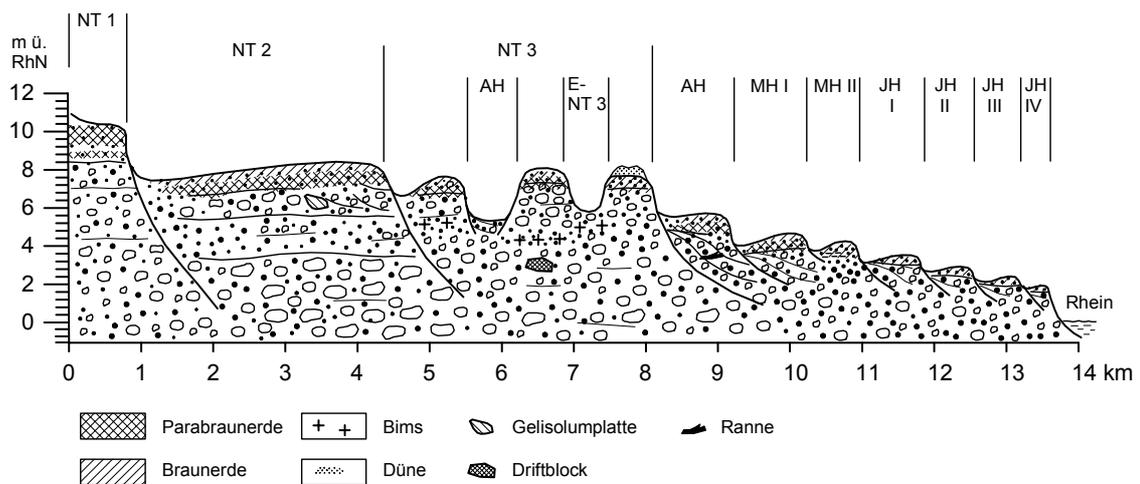


Abb. 63: Schematische Querschnitt der Nieder- und Holozänterrassen im Arbeitsgebiet

Andererseits ist die Oberfläche der beiden NT 1-Flächen um etwa 2 m höher als die dazwischen liegende NT 2-Ebene.

Die Ablagerungen dieser Terrassen sind aus dem Flussbettsediment und einer darauf lagernden, 1-1,3 m mächtigen Deckschicht aufgebaut. Diese Deckschicht stellt ihrem Aufbau nach ein hangabwärts transportiertes Material aus höher liegenden Ablagerungen der Aldekerker Platte bzw. der Bönninghardt dar.

Das Flussbettsediment, welches einen V-Schotter (im Sinne SCHIRMERS 1983: 25) darstellt (vgl. Abb. 7), ist überwiegend aus grobkiesigen F-MKi-Schichten gebildet. Das Verhältnis der Höhenlage der beiden NT 1-Schotteroberflächen zum Flussbettsediment der Aldekerker Platte und der NT 2 ist etwa gleich wie das der Höhenlage ihrer Terrassenoberfläche.

Eine ähnliche morphologische Position in Bezug auf die älteren, hochragenden Ablagerungen des Niederbergischen Landes und die westlich davon liegende NT 2 nimmt auch die rechtsrheinische NT 1-Terrasse (Neudorfer Terrassenfläche) bei Duisburg ein (vgl. NT 1-Fläche in GK). Die Neudorfer Terrassenfläche nimmt jedoch ein größeres Areal ein.

Im Gegensatz zu den beiden linksrheinischen NT 1-Terrassenresten wird hier das etwa 2 m mächtige Flussbettsediment von einem über 1,5 m mächtigen Auensediment überlagert (vgl. Abb. 11). Die Tatsache, dass sich auf der Neudorfer Terrasse ein Auensediment mit darauf entwickelter Parabraunerde erhalten konnte, beruht darauf, dass sich das Profil im Bereich des inneren Randes der Terrasse befindet, und damit außerhalb der von dem Hangschutt beeinflusste Zone.

Die morphologische Position und der Aufbau der NT 1-Ablagerungen geben ihnen ungefähr ein Alter zwischen den älteren, aus der vorletzten Eiszeit stammenden Ablagerungen und den jüngeren, gut gesicherten Ablagerungen der NT 2. Anhand der Analogie dieser Terrasse mit der Maxiwürm-Terrasse im Düsseldorfer Raum (SCHIRMER 1990) muss sie sich im Zeitraum von 25 000-18 000 v. h. gebildet haben (vgl. Tab. 9).

II. Das Niveau der Niederterrasse 2

Ablagerungen dieses Niveaus nehmen die größte Fläche des Arbeitsgebietes ein (vgl. GK). Ihre Verbreitung zeigt an, dass der Rhein zu dieser Zeit fast den ganzen Talgrund einschließlich der Rinnenbereiche zwischen der Kempen-Krefelder und der Aldekerker Platte sowie zwischen der Bönninghardt und der Aldekerker Platte eingenommen hat. Sie grenzt damit nach außen mit Ausnahme der einzelnen NT 1-Reste direkt an die höher liegenden saaleiszeitlichen und älteren Ablagerungen an. In Richtung des inneren Bereichs des Talgrundes werden sie durch die jüngeren, spätglazialen NT 3-Flächen und stellenweise durch Holozänablagerungen meist stufenartig abgeschnitten.

Die Ablagerungen der NT 2 sind morphologisch, im Vergleich zu den Ablagerungen der anderen Terrassen, durch eine relative ebene Oberfläche charakterisiert.

Die Oberfläche der NT 2 liegt linksrheinisch im Süden des Arbeitsgebietes bei etwa 10 m ü. RhN und bei etwa 9 m ü. RhN im Norden, in etwa in Höhe der Alpsray (vgl. Tab. 9, sowie die GK). Rechtsrheinisch liegen die NT 2-Oberflächen bei 12 m ü. RhN im Süden und bei 9 m ü. NN im Norden. Daraus resultiert, dass der Rhein zur Zeit der Ablagerung der NT 2 mit etwa 0,35 ‰ einen größeren Einfallswinkel als der heutige Rhein (etwa 0,27 ‰) gehabt hatte (vgl. Abb. 14, 23).

Die Ablagerungen der NT 2 erreichen eine Mächtigkeit von etwa 15-20 m. In zwei Kiesgruben (am *Niephausersfeld* und beim *Elfrather See*, vgl. Abb. 16, 17) wurden Ton- und Torfblöcke aus den unter der NT 2 liegenden Ton- und Torfschichten ausgebaggert. Aufgrund der Höhenlage dieser Schichten (etwa 14 m ü. NN) konnte eine Analogie mit der von BERTSCH & STEEGER (1927) beschriebenen Moerser Schichten, bzw. LANSERS Moerser Schichten II (LANSER 1983) nachgewiesen werden. Die aus dem Liegenden der NT 2 beschriebenen Schichten wurden von den genannten Verfassern als Eem-Abblagerungen beschrieben.

Die Ablagerungen der NT 2 wurden in mehreren Bau- und Kiesgruben aufgeschlossen. Während die Aufschlüsse in den Baugruben meisten lediglich eine Tiefe von 2-3 m erreichten, gingen sie bei der Kiesgruben bis zum Grundwasser, dessen Niveauhöhe bei etwa 4,5-6 m unter der Geländeoberfläche liegt (vgl. Abb. 16, 19).

Das Profil der NT 2 zeigt im Allgemeinen einen zyklischen Aufbau aus vier Sedimentationseinheiten, die von unten nach oben jeweils als Abschnitt A, B, C und D bezeichnet wurden. Aufgrund des unterschiedlichen Aufbaus der zwei obersten Sedimentationseinheiten (C und D) wurden die Ablagerungen der NT 2 in zwei verschiedenen Typen getrennt:

a) Die Profilbasis des ersten Aufbautyps bildet der Abschnitt A, der überwiegend aus der sandarmen Grobkiesschichten aufgebaut ist. Die Oberfläche dieses Abschnittes liegt im Arbeitsgebiet etwa in der gleichen Höhe wie das Grundwasser (vgl. Abb. 16). Über dem Abschnitt A folgen etwa 2-2,5 m mächtige horizontalgeschichtete Sedimente des Abschnitts B, die überwiegend aus Mittel- bis Grobsand aufgebaut sind.

Den Abschnitt C des ersten Aufbautyps bilden trogartig geschichtete, grobsandige F-MKi-Ablagerungen, die eine Mächtigkeit von etwa 1,5-2,5 m erreichen. Charakteristik dieses Abschnitts ist das Vorkommen von Periglazialerscheinungen in Form von eingelagerten Gelisolumplatten (im Sinne SCHIRMERS 1983: 21) (vgl. Lage b und k in Abb. 16 bzw. 17). Die Ablagerungen des Abschnitts C gehen allmählich in feinkörniges Auensediment (Abschnitt D) mit voll entwickelter Parabraunerde bzw. pseudovergleyter Parabraunerde über.

Dieser NT 2-Aufbautyp ist überwiegend im Nordteil des Arbeitsgebietes verbreitet (vgl. Abb. 22).

b) Die NT 2 zweiten Typs hat eine geringere Verbreitung, nimmt aber überwiegend den Zentralbereich der NT 2 im Südteil des Arbeitsgebiet auf beiden Seiten des Rheins ein (vgl. schraffierte Fläche in Abb. 22).

Die beiden unteren Abschnitte (A und B) dieses Terrassentyps sind durch die gleichen Ablagerungen wie die des ersten Terrassentyps gekennzeichnet.

Abschnitt C wird hier im Gegensatz zu dem des ersten NT 2-Typ aus einer vertikal aufgewachsenen Kiesbank aufgebaut. Diese Kiesbank erreicht meist eine Mächtigkeit zwischen 1 und 2 m und ist überwiegend aus grobkiesigen Mittelkies gebildet (vgl. Abschnitt C in Abb. 19, 21).

Das andere Merkmal, das diese zwei Aufbautypen unterscheiden lässt, ist auch die sedimentologische Übergangsgrenze zwischen Abschnitt C und D. Während bei dem ersten NT 2-Typ das sandige F-MKi allmählich in das Auensediment (D) übergeht, stellt hier diese Grenze eine rapide Änderung zwischen dem grobkörnigen Flussbettsediment (C) und dem feinkörnigen Auensediment (D) dar (vgl. Übergangsgrenze C/D in Abb. 19, 20).

Das Auensediment der NT 2 ist überwiegend aus F-MS-Schichten aufgebaut und hat eine durchschnittliche Mächtigkeit von etwa 130 cm. Stellenweise und insbesondere im Nordteil des Arbeitsgebiets erreicht es bis zu 230 cm (vgl. Tab. 5a, b).

Aufgrund der pedologischen Charakteristiken, sowie einzelnen archäologischen Funden im Auensediment, kann man von einem Auensediment sprechen, das mindestens von zwei Generationen gebildet wurde. In den meisten Profilen der NT 2 konnte eine verborgene Parabraunerde (Bt-Horizont) im Auensediment beobachtet werden (u. a. vgl. Abb. 13, 32). Die Schichten, in denen die Bt-Horizonte erschienen, waren überwiegend aus feinsandigem Lehm aufgebaut, was bedeutet, dass diese Schichten das oberste und das letzte Glied einer fluviatile Serie (im Sinne SCHIRMERS 1983: 25) darstellen.

Anhand der Charakteristiken der Bodenbildung sollten das Mindestalter diese Auensedimente atlantisch (etwa 6000 Jahre) sein.

Diese Auensedimente wurden später durch jüngeren F-MS-Schichten überdeckt. Aufgrund ihrer erneuten Verbraunung (vgl. Bv-Horizonte in Abb. 13, 32), sowie den vielen eisenzeitlichen Funden (vgl. Tab. 11), die aus diesen Schichten geborgen wurden, kann man sagen, dass die Niederterrassen spätestens während der Eisenzeit abermals überflutet worden sind, und sich infolgedessen die jüngeren Auensedimentschichten ablagern konnten.

Diese Charakteristiken gelten auch für das Auensediment der NT 3.

Über der NT 2 wurden an mehreren Stellen auch Aurinnensedimente aufgeschlossen. Von besonderem Interesse sind die Torfablagerungen im Nordteil des Arbeitsgebiets auf der rechtsrheinischen NT 2-Senke (vgl. Abb. 25). Aus diesem Bereich gibt es pollenanalytische Untersuchungen (AVERDICK & DÖBLING 1959, schriftl. Mitt. U. SCHIRMER 2001), die belegen, dass die Torfschichten Bölling- bis Alleröd-zeitlich einzustufen sind.

Aus Torfschichten der gleichen stratigraphischen Position, nämlich aus den NT 2-Aurinnenablagerungen bei Düsseldorf-Rath (SCHIRMER & SCHIRMER 1995c), stammen die ausführlichsten pollenanalytischen Untersuchungen am Niederrhein, die bis zur Älteren Dryas erreichen.

In den NT 2-Aurinnenablagerungen wurden, jedoch sehr selten, noch Bimseinlagerungen gefunden (vgl. Abb. 27).

Am Außenrand der linksrheinischen NT 2 ist eine morphologische Vorstufe entlang der Kempen-Krefelder Platte und des Schaephuysener Zugs vorhanden. Diese Randablagerungen wurden in den früheren Arbeiten, wie die von BRUNNACKER (1978b) als Abspülmassen bezeichnet. Ihr Inneres zeigt jedoch einen unterschiedlichen Aufbau. Während die Vorstufe entlang der Kempen-Krefelder Platte die Ablagerungen der NT 2 bilden (vgl. Abb. 30), zeigt die Vorstufe des Schaephuysener Zugs einen komplett anderen Aufbau.

In ihren Süden bei Tönisberg wurden durch eine Handbohrung (vgl. B 4, Kap 6.1.5) über 2 m mächtige, lehmige Tonschichten getroffen. Diese Schichten sind identisch mit der von KEMPF (1966: 17) beschriebenen Tonschichten aus dem Schacht Tönisberg, die sich im gestauchten Terrassenkörper der Unteren Mittelterrasse befinden.

Bei Schaephuysen wurde dagegen diese Stufe aus über 5 m mächtigen Sandschichten aufgebaut. Obwohl die obersten mindestens 2,5 m einen fluviatilen Charakter zeigen (vgl. Abb. 29), bleibt jedoch die Genese eines so mächtigen Sandkörpers am Hang des Schaephuysener Zugs unklar.

Der geologische Aufbau der NT 2, ihre große Verbreitung, ihre relativ ebene Fläche sowie ihre Höhenlage sind einige der Eigenschaften, die diese Terrasse mit der südlich des Arbeitsgebietes liegenden NT 2 vergleichen lassen, deren Ablagerungen nach SCHIRMER et al. (1990c: 240), SCHIRMER (1990e: 97), sowie SCHIRMER & SCHIRMER (1995c) präböllingzeitlich abgeschlossen waren (vgl. Tab. 3, 7).

III Das Niveau der Niederterrasse 3

Ablagerungen dieses Niveaus nehmen den Zentralbereich des Arbeitsgebiets (vgl. NT 3-Fläche in GK) ein, ein Indikator dafür, dass die Verbreitung des Rheins zur Zeit der Aufschüttung der NT 3 nicht mehr die Breite des NT 2-Flusses erreicht hat.

Die NT 3 hat im Gegensatz zur NT 2 eine unebene und sehr zerschnittene Oberfläche. Obwohl die kiesbankartigen Aufschüttungen der NT 3 stellenweise die Höhe der NT 2-Ablagerungen erreichen (vgl. Abb. 63), ist die NT 3 im Grenzbereich zur NT 2 meist stufenartig von ihr getrennt (vgl. GK), und liegt 1-2 m tiefer als die NT 2 (vgl. Tab. 9). Flusswärts ist die NT 3 kontinuierlich und deutlich von den Holozänterrassen abgesetzt.

Bei der NT 3 handelt es sich um ein einzige Terrasse (vgl. Abb. 63), obwohl sie sich morphologisch in zwei Stufen untergliedern lässt.

So lässt sich eine höhere NT 3-Stufe (vgl. NT 3-Fläche in GK), die wenig von holozänzeitlichen Überflutungen geprägt ist, jedoch meist von Flugdecksand und Dünen bedeckt ist, von einer niedrigeren NT 3-Stufe (vgl. E-NT 3 Fläche in GK), die von dem holozänzeitlichen Fluss überflutet, erodiert und überformt wurde, unterscheiden.

Während die Oberkante der höheren Stufe stellenweise (wie z. B. die NT 3-Fläche östlich Moers) eine Höhe von etwa 10 m ü. RhN aufweist (ohne den darauf liegende Flugdecksand und die Dünen), erreicht die Oberkante der niedrigeren Stufe etwa 8 m ü. RhN.

Die Ursache einer solchen Morphologie ist mehr im inneren Schichtenaufbau der NT 3 zu suchen. Aufgrund vieler Beobachtungen hat es sich gezeigt, dass die NT 3 einen phasenhaften Aufbau von sand- und kiesbankartigen Aufschüttungen zeigt. An den Stellen, wo in der letzten Aufschüttungsphase der Sand dominierte, sind die holozänzeitlichen Rheinarme leichter eingedrungen, haben erodiert und entlang tieferer Rinnen

Holozänablagerungen hinterlassen (vgl. Abb. 63). Im Gegensatz dazu konnten die Kiesbänke (vgl. Abb. 33a, b) als resistenteres Material eher erhalten bleiben und bilden überwiegend die heutige NT 3-Höhenstufe.

Das Flussbettsediment der NT 3 ist wie auch bei der NT 2 überwiegend durch eine vertikale Aufschüttung (V-Schotter) entstanden. In ihren Aufbau fehlen aber großräumig nachweisbare Merkmale, die sie als typisch, wie beispielsweise das zyklische Aufbau bei der NT 2, machen würden.

Das, was die NT 3 von allen anderen Terrassen unterscheidet, ist jedoch das häufige Auftreten von großen Vorkommen der Laacher See-Tephra in ihrem Flussbettsediment (vgl. Tab. 6).

Mächtigkeit und Eigenschaft des NT 3-Auensediments variieren sehr und hängen vom Einfluss der Holozänüberflutungen ab.

Eine kleine Mächtigkeit von etwa 80-110 cm und eine schlechte Sortierung zeigen die Auensedimente, die sich überwiegend im Uferbereichen der über der NT 3 liegenden Holozänrinnen befinden (vgl. Abb. 41)

Eine größere Mächtigkeit (bis 225 cm im nördlichen Bereich des Arbeitsgebiets, vgl. u. a. Abb. 42, sowie B 2, 32 im Anhang), sowie eine bessere Sortierung zeigen jedoch die AS der relativ hohen NT 3-Flächen, die zwar von holozänzeitlichen Rinnen umgeben, aber nicht direkt beeinflusst worden sind (wie die NT 3-Flächen bei Vennikel, Hochfeld, Schwafheim-Moers-Baerler Busch, Orsoyerberg, Alpsray sowie die mit Dünen bedeckten NT 3-Flächen zwischen Alpsray und Annaberg).

Das Auensediment zeigt im Bezug auf die Bodenentwicklung, soweit es sich außerhalb der Rinnenbereiche befindet und nicht vom Flugdecksand überdeckt ist, die gleichen Charakteristiken wie das Auensediment auf der NT 2. Es handelt also sich überwiegend um eine Parabraunerde. Dort jedoch, wo es nach der Ablagerung der NT 3 zu einer raschen Überdeckung von Flugsand gekommen ist, ist es nur zu leichter Verbraunung des Auensediments gekommen (u. a. vgl. Abb. 33b, 34).

Das Alter der NT 3 ist durch den in ihrem Terrassenkörper eingelagerten, gut identifizierbaren Laacher See-Bims abgesichert und der Jüngeren Dryas zuzuordnen.

IV Das Niveau der Holozänterrassen

Unter diesem Niveau wurden wegen ihrer relativ niedrigen Höhenunterschiede alle Holozänablagerungen zusammengefasst. Sie konnten in drei grobe stratigraphische Einheiten gegliedert werden: Altholozänterrassen (AH), Mittelholozänterrassen (MH) und Jungholozänterrassen (JH). Die Mittel- und Jungholozänablagerungen wurden dann in Mittelholozänterrassen I und II (MH I und II) bzw. Jungholozänterrassen I, II, III und IV (JH I, II, III, IV) untergliedert.

Altholozänterrasse (AH)

AH sind überwiegend entlang dem inneren Rand der NT 3 verbreitet und teilweise auch über der NT 3-Fläche (vgl. GK). Sie sind einerseits kontinuierlich durch eine Stufe von Niederterrassen getrennt und andererseits meistens bogenartig von Mäandern des Mittelholozän-Flusses abgeschnitten.

Die Oberfläche der AH liegt mit 7-8 m ü. RhN bis 2 m niedriger als die der NT 3 und 1-1,5 m höher als die nächst jüngere MH I-Terrasse.

Das Profilaufbau zeigt zwei verschiedene AH-Typen. Der erste Typ, dessen Flussbettsediment aus Sand- und Kiesbänken aufgebaut ist, ist überwiegend im Südteil des Arbeitsgebiet aufgeschlossen (vgl. AH-Fläche östlich Elfrath und südlich Kaldenhausen in GK). Seine Ablagerungen, die keinerlei Schichtung zeigen, werden aus einem gemischten Substrat fast aller Korngrößen aufgebaut (vgl. Abb. 43).

Das zweite Typ, das im Nordteil des Arbeitsgebiet und über der NT 3 aufgeschlossen war, zeigte dagegen eine laterale Schichtung (L-Terrasse im Sinne SCHIRMERS 1983), die typisch für Holozänterrassen ist (vgl. Abb. 44).

Diese zwei Terrassentypen sind durch einen Rinnensystem verbunden (vgl. heutiger Moersbach in GK), das wahrscheinlich auch während ihrer Ablagerungszeit im Altholozän aktiv war und beide Terrassen verbunden hat.

Die Entkalkung der AH-Ablagerungen reicht ziemlich tief in das Liegende, an manchen Stellen bis 3,9 m unter der Oberfläche (vgl. B 51, Kap. 8.2.1). Diese Terrasse ist im Bezug auf die Bodenbildung meistens durch eine Braunerde-Parabraunerde gekennzeichnet.

Aufgrund der Tatsache, dass die Terrassenkörper der AH über dem bimshaltigen Terrassenkörper der NT 3 liegt (vgl. Abb. 43), sowie dem Vorkommen vieler Rannen (*Pinus silvestris*) (vgl. Abb. 44), und der L-Schichtung, ist sie in der Postglazialzeit einzustufen. Andererseits schneiden jüngere atlantische MH I-Terrassen in sie ein. Auch der stark entwickelte Boden (Parabraunerde) und andere pollenanalytische Daten (JANSEN et. al. 1991: 96) und C¹⁴-Datierungen (KLOSTERMANN 1995: 77) sprechen für ein altholozänes Alter (vgl. Tab. 3).

Mittelholozänterrasse I

Die Ablagerungen der MH I befinden sich überwiegend innerhalb der größten Mäander im Arbeitsgebiet (vgl. MH I-Fläche in GK). Sie schneiden bogenartig die höher liegenden AH- und NT 3-Terrassen ab. Stellenweise, wie z. B. bei Duisburg-Huckingen, griff der Fluss des Mittelholozäns I über die NT 3 und lagerte seine Sedimente sogar auf diesem Niveau ab.

Die MH I liegt in einer Höhenlage von etwa 6-7 m ü. RhN im Südteil des Arbeitsgebiet bis etwa 5 m ü. RhN im Nordteil. Ausnahmen gibt es südlich Orsoy, wo es wegen des unterirdischen Bergbaus zu deutlichen Geländeabsenkungen gekommen ist.

Das Flussbettsediment der MH I, dessen Oberfläche sich meist nur unter einer etwa 1,6-2,5 m mächtigen Auensedimentdecke befindet, bilden überwiegend grobkiesige F-MKI-Schichten (vgl. Abb. 46).

Eine gemeinsame Charakteristik fast aller MH I-Terrassen ist der ähnliche Aufbau ihrer Auensedimente.

Den unteren Teil der Auensedimente bilden im Allgemeinen kalkhaltige F-MS-Schichten (u. a. vgl. Abb. 45, 47, Lage I). Sie werden von 45 bis 100 cm mächtigen feinsandigen Lehmschichten (Lage II) überlagert. Diese Sedimentationseinheit unterlag Prozessen der Bodenbildung, wobei sie entkalkt worden ist und sich weiter zu einer Braunerde-Parabraunerde entwickeln konnte. Sie ist als fossiler Boden unter den jüngeren kalkhaltigen, schluffig-feinsandigen Auensedimenten verborgen (vgl. fBv- bzw. fBvt-Horizonte).

Die Entkalkung der MH I hat eine Tiefe von 1 bis 1,4 m unter der Geländeoberfläche erreicht.

Weil der größte Teil des MH I-Bereichs bis zur jüngsten Zeiten immer wieder überschwemmt wurde (vgl. Abb. 50), wurde auch die MH I mit jüngeren kalkhaltigen Auensedimenten (hauptsächlich Feinsande) überlagert (u. a. vgl. Abb. 45, 47, Lage III). Sie erreichen meist eine Mächtigkeit von 0,4-0,8 m. Ihre Wiederentkalkung hat selten die Tiefe des Humushorizontes überschritten.

Ablagerungen der MH I werden stratigraphisch vor allem aufgrund der pedologischen Merkmale sowie ihrer geomorphologischen Position dem Atlantikum zugeordnet. Aufgrund einer Vielzahl bodenkundlicher Untersuchungen (u. a. SCHRÖDER 1983, SCHIRMER 1978, 1980, 1981, 1983, 1995d) ist heute bekannt, dass ein Auensediment mit einer darauf entwickelten Parabraunerde mindestens ein atlantisches Alter hat. Die MH I ist die jüngste Holozänterrasse, die noch eine Parabraunerde trägt.

Geomorphologisch betrachtet schneiden die Ablagerungen der MH I ältere Holozänablagerungen ab und befinden sich innerhalb der größten Mäander. Bildungsbedingungen für derartige Mäander waren begünstigt, als das postglaziale Klima im Atlantikum sein Optimum erreichte (BURGA 1987: 140-141, FRENZEL 1977: 308, REHAGEN 1963: 43-44, RÖTHLISBERGER 1986: 59).

Für das atlantische Alter dieser Terrasse sprechen neben einzelnen archäologischen Funden in ihrem Auensediment (u. a. GELSDORF & JOACHIM 1981: 528) auch einige pollenanalytische Untersuchungen (JANSEN et al. 1995) aus den Aurinnensedimenten im Nahtrinnenbereich zwischen MH I und NT 3 bei Duisburg-Schweglern und Walsumer-Rheinaue.

Mittelholozänterrassen II

Die Ablagerungen der MH II haben keine große Verbreitung im Arbeitsgebiet. Sie sind in die Ablagerungen der MH I eingeschnitten und liegen normalerweise 1-2 tiefer (vgl. Tab. 9, GK).

Der Profilaufbau der MH II unterscheidet sich grundsätzlich von dem der MH I. Er ist im Allgemeinen aus feinkörnigen Ablagerungen aufgebaut.

Während die MH II-Terrasse südlich Essenberg (vgl. GK) aus einem ca. 2,2 m mächtigen Lehmpaket aufgebaut ist, werden die im Norden liegenden MH II (vgl. MH II-Flächen südlich und nördlich Orsoy in GK) aus einer über 4 m mächtigen F-GS-Schichtenfolge gebildet.

Bei fast allen mächtigen Schichtenfolgen herrscht eine gradierte Schichtung nach Korngröße, von Grobsand unten über Mittelsand bis zum lehmigen Feinsand oben (vgl. B 33, 37, 52 in Kap. 8.4.1).

Eine andere wichtige Charakteristik dieser Terrassen ist das Vorkommen einer direkt unter dem Humushorizont liegenden, bis 90 cm mächtigen schluffigen FS-Schicht. Sie zeigt eine graubraune bis braune Farbe und eine starke Verdichtung, ist aber kalkhaltig (vgl. Lage III in B 33, 37, 39a, 39b, 52, 53).

Ähnlich wie die MH I liegt auch die MH II in einem Bereich, in dem sie sogar noch nach dem Mittelalter überflutet und wieder überlagert wurde.

Da die Ablagerungen der MH I in die MH II-Terrasse eingeschnitten sind und da auf ihrem Auensediment ein fossiler Boden fehlt, sollten sie ein relativ jüngeres Alter als die Ablagerungen der MH I haben.

Die MH II wird andererseits von der Ablagerungen des Jungholozäns abgeschnitten, was auf ein relativ höheres Alter der MH II-Terrasse hindeutet.

Diese Fakten, sowie einzelne archäologische Funde aus dem Bereich der MH II (vgl. GECHTER et al. 1980: 460, GELSDORF & JOACHIM 1979: 528) ermöglichten ihre Stellung in das Subboreal.

Jungholozänterrassen I-IV

Die auffälligsten Merkmale der JH-Terrassen sind ihre Morphologie und ihre Positionierung zum heutigen Rheinlauf. Im Gegensatz zu den Mittelterrassen, deren Ablagerungsrichtung in Gegenrichtung zum heutigen Rheinmäander lief, entspricht die Ablagerungsrichtung der Jungholozänterrassen der des heutigen Rheinlaufs (vgl. JH I- bis JH IV-Fläche in GK).

Es muss also eine Zeit gegeben haben, in der der Rhein einen Durchbruch der großen mittelholozänzeitlichen Mäander geschaffen hat, um dann erst die heutige mäandrierende Richtung zu nehmen.

Solche Änderungen in der Dynamik des Flusses sind überwiegend klimatisch beeinflusst. Zu einer der einschneidendsten Klimaveränderungen der letzten 10 000 Jahre soll es vor etwa 3200 Jahren gekommen sein (vgl. REHAGEN 1963: 45, RÖTHLISBERGER 1986: 59, KLOSTERMANN 1986: 12). Diese Zeit wird auch als Anfang der Ablagerungen der Jungholozänterrassen angenommen.

Im Arbeitsgebiet wurden vier JH-Terrassen morphologisch getrennt. Dort, wo alle erhalten sind (im Süden bei Mündelheim, vgl. GK), liegen sie stufenartig getrennt hintereinander von der ältesten, am weitesten vom Rhein entfernten Terrasse (vgl. JH I-Fläche in GK), bis zur jüngsten und nächst zum Rhein gelegenen Terrasse (vgl. JH IV-Fläche). Im Bezug auf das Alter ändert sich auch ihre Flächengröße und Höhenlage. Sowohl die Flächengröße als auch die Höhenunterschiede nehmen von alt nach jung ab (vgl. Tab. 9, Abb. 63 und GK). Wegen ihrer niedrigeren Höhenlage als die MH II-Terrasse sind die JH-Terrassen ähnlich oft, möglicherweise öfter als die MH II-Terrassen überschwemmt und werden mit neuem Auensediment überlagert. Daher sind ihre Böden durchgehend bis zum Humushorizont kalkhaltig.

Mit Hilfe von historischen Daten und Karten (vgl. Abb. 52, 53, 54) sowie einzelnen archäologischen Funden (vgl. GECHTER et al. 1982: 484) und einigen pollenanalytischen Untersuchungen (JANSEN et al. 1995: 90) konnte auch ihre zeitliche Einstufung vorgenommen werden (vgl. Tab. 9).

JH IV ~ Neuzeit

JH III ~ Mittelalter-Neuzeit

JH II ~ Römerzeit

JH I ~ Spätbronzezeit-Eisenzeit

Aufgrund der historischen Daten sieht man, dass der Rhein nicht überall kontinuierlich seine mäanderartige Ausbreitung gehalten hat. Er hat vielmehr sein Lauf sprunghaft und lokal, wie z. B. bei Duisburg und Rheinberg geändert (vgl. Abb. 55, 56).

Flugdecksand und Dünen

Diese Windablagerungen sind überwiegend auf der linksrheinischen NT 3-Fläche verbreitet. Auf der rechtsrheinischen Seite überdecken sie meist nur in Form einer Flugdecksande den äußeren Rand der NT 2 und den größten Teil der NT 1 (vgl. punktierte NT 2- und NT 1-Fläche in GK).

Die mit Flugdecksand überdeckten NT-Flächen sind oft durch eine wellige Oberfläche charakterisiert.

Der Flugdecksand und die Dünen wurden an mehreren Stellen, sowohl linksrheinisch als auch rechtsrheinisch aufgeschlossen (vgl. Abb. 58-62 in Kap. 9). Während die Mächtigkeit des Flugdecksands 1-3 m beträgt, erreichen sie in Form der Dünen eine Höhe von 6-7 m über der NT-Fläche.

Alle Aufschlüsse (mit Ausnahme eines Profils, vgl. Abb. 62) zeigen im Allgemeinen eine starke Verbraunung.

Bei zwei Aufschlüssen auf der linken Rheinseite (vgl. Abb. 58, 59), die durch eine Bänderparabraunerde charakterisiert sind, wurden in ihren untersten Flugdecksandpartien Bims der Korngröße bis 6 cm \varnothing gefunden. Diese Tatsache sowie das Vorkommen von einzelnen FKi-Körner in dieser Partie sind als Zeugen eines nicht weit transportierten Materials zu sehen. Dünen mit Bimseinlagerungen wurden auch von KAISER (1961: 248) aus der gleichen Terrassenfläche beschrieben. Daher vermutete er, dass ihre Bildung sich im Postglazial vollzog. Da der Flugsand, der sich am inneren Hang der NT 2 nordöstlich Kamp-Lintfort befindet (vgl. Profil 14 nördlich Dormannshof in GK) aus einer altholozänzeitliche Rinne abgeschnitten wurde, kann man annehmen, dass ihre Bildung noch früher, nämlich in der späten Jüngerer Dryas, begonnen hat.

Die Tatsache, dass auf der Altholozänterrassen und den jüngeren Holozänterrassen kein Flugdecksand und keine Düne vorkommt, sowie die oben genannten Charakteristika von Flugdecksand und Dünen, wie z.B. starke Bodenbildung, Bimsgehalt und das Abschneiden durch Altholozänrinnen, ermöglichen ihre stratigraphische Einordnung. Zur ihre Bildung sollte es also etwa während der späteren Jüngerer Dryas und dem früheren Altholozän gekommen sein. Diese Zeit entspricht einer der von SCHIRMER (1999b: 22, vgl. Periode 4) beschriebenen Hauptbildungsphasen von Flussdünen in den Niederlanden und am Niederrhein.

Während des Holozäns ist es jedoch zu mehreren äolischen Aktivitätsphasen durch Dünenüberwehung und -transformation am Niederrhein gekommen. Das konnte durch viele Untersuchungen von Dünen und vor allem aufgrund der Charakteristika der Bodenbildung, wie z. B. der Mächtigkeit und Stärke der Podsolierung, festgestellt werden (WILKENS 1924, BREDDIN 1926, LOTZE 1949, MAAS 1955, STAMPFUß 1958, DÜCKER & MAARLEVELD 1958, KAISER 1961, HERBERHOLD 1968, BRAUN et al. 1968, SCHIRMER 1999b, u.a.).

Für eine etwa postatlantische Überwehungsphase spricht auch ein relativ schwacher Podsolboden aus einer auf dem Ostrand der rechtsrheinischen NT 2 liegenden, etwa 50 cm mächtigen Flugdecksandschicht (vgl. Abb. 62, bzw. P 67 südöstlich Wolfssee in GK).

11 Zusammenfassung

Das Ziel dieser Arbeit war die Untersuchung und Untergliederung der Talgrundterrassen am Niederrhein zwischen Krefeld und Rheinberg beiderseits des Rheins.

Seit langer Zeit ist bekannt (u. a. FLIEGEL 1910), dass die Talgrundterrassen am Niederrhein die Ablagerungen der letzten Eiszeit (Würm) und die des Holozäns bilden.

Niederterrassen (Würm):

Aus der letzten Eiszeit waren bisher zwei Terrassen bekannt (u. a. ZIMMERMANN 1929a, b; 1930, ZIMMERMANN & BREDDIN 1930, ZÖLLER 1937; 1939, BRAUN 1968, THOSTE 1974, BRUNNACKER 1978b, KLOSTERMANN 1992): Eine bimsfreie Ältere Niederterrasse, deren Ablagerung vor-allerödzeitlich abgeschlossen war, und eine Jüngere Niederterrasse, die allerödzeitlichen Bims führt und damit in die Jüngere Dryas eingestuft wird. Diesen Arbeiten zufolge, die am Niederrhein überwiegend auf punkthaften Untersuchungen basierten, sind diese zwei Niederterrassen im Raum Krefeld-Dinslaken nicht morphologisch trennbar und wurden daher in Karten nicht ausgeschieden.

THOSTE (1974) allerdings unterscheidet noch eine Unterstufe der Jüngeren Niederterrasse, die durch Ausräumung 2-4 m in die Jüngere Niederterrasse eingetieft ist, weist sie jedoch immer noch als kaltzeitliche Bildung aus. Sie sollte gegen Ende der Jüngeren Dryas entstanden sein. Nach THOSTES Kartierung (1974, Abb.1) nimmt diese Unterstufe, mit Ausnahme einiger inselartig erhaltener Jüngerer Niederterrassenreste, die gesamte Fläche der von mir ausgegliederten bimsführenden Niederterrasse im Arbeitsgebiet ein.

Im Unterschied zu den oben genannten Untersuchungen konnte SCHIRMER (1990f, g) am Mittel- und Niederrhein die würmzeitlichen Ablagerungen in drei eigenständige Aufschüttungskörper unterteilen und als Niederterrasse 1 (Reundorfer Terrasse), Niederterrasse 2 (Schönbrunner Terrasse) und Niederterrasse 3 (Ebinger Terrasse) bezeichnen.

Holozän-Terrassen:

Die Holozänablagerungen im Arbeitsgebiet hat BRUNNACKER (1978b) dargestellt. Aufgrund pedologischer Charakteristika einzelner Aufschlüsse sowie prähistorischer Daten hat er sieben fluviatile Aktivierungsphasen differenziert. Sie wurden jeweils als Altholozän 1, 2, Mittelholozän 1, 2, 3 und Jungholozän 1, 2 bezeichnet.

Aufgrund der vieljährigen Untersuchungen der mitteleuropäischen Flusstäler im Alpenraum, im Mittelgebirge und im nördlichen Tiefland unterscheidet SCHIRMER (1995d, Fig. 8) sieben Phasen fluviatiler Akkumulation während des Holozäns: Lichtenfelder Terrasse (hl): 10 000 - 7 500 BP, Ebensfelder Terrasse (hm1): 7 500-5 200 BP, Oberbrunner Terrasse (hm2): 5 200-2 800 BP, Zettlitzer Terrasse (ho1), Unterbrunner Terrasse (ho2), Staffelbacher Terrasse (ho3) und Vierether Terrasse (ho4) seit 2 800 BP.

SCHIRMER (1990d: 28) und SCHIRMER & SCHIRMER (1995: 79) gehen davon aus, dass sowohl die würmzeitliche fluviatile Dreigliederung als auch die holozäne Siebengliederung als ein allgemeines Phänomen in Flusstälern Mitteleuropas gelten dürften.

Diese Schlussfolgerungen sowie die Tatsache, dass im Arbeitsraum die bisherigen Untersuchungen überwiegend nur mittels Beobachtungen an einzelnen Aufschlüssen durchgeführt wurden, waren Anregung für diese Arbeit.

Da das Arbeitsgebiet in einem Bereich liegt, der kaum ausgeprägte Höhenunterschiede zwischen den verschiedenen stratigraphischen Terrassen aufweist, wurde versucht, eine

möglichst detaillierte geomorphologische Kartierung durchzuführen. Dabei wurden 80 Aufschlüsse und 53 Handbohrungen aufgenommen.

Als Kriterien für die Untergliederung der verschiedenen Terrassen dienten geologischer Aufbau, Höhenlage, pedologische Charakteristika, Terrassenmorphologie sowie Pollenuntersuchungen und archäologische Daten.

Aufgrund der Auswertung dieser Charakteristika zeigte sich, dass im Arbeitsgebiet zehn stratigraphische Sedimentationseinheiten vorhanden sind.

Drei davon, die Niederterrassen 1, 2, 3, wurden während der letzten Eiszeit (Würm) aufgeschüttet, die anderen sieben, eine Altholozänterrasse, die Mittelholozänterrasse I und II und die Jungholozänterrassen I, II, III, IV, seit Beginn des Holozäns.

Die älteste erwiesene Terrasse des Würms, NT 1 (Reundorfer Terrasse), ist nur noch in Resten und leistenartig in geographisch geschützten Positionen entlang der älteren, höher liegenden Ablagerungen erhalten. Ihr Flussbettsediment ist aus einem feinkiesigen Mittelkies aufgebaut. Das Auensediment, soweit noch vorhanden, wird überwiegend durch Mittel- bis Grobsand gebildet, und es erreicht eine Mächtigkeit von über 2 m.

Die Ablagerung der nächst jüngeren Terrasse, NT 2 (Schönbrunner Terrasse), die etwa 2 m niedriger als die der NT 1 liegt, nimmt die größte Fläche des Arbeitsgebietes ein und zeigt gleichzeitig eine relativ ebene Morphologie. Die Struktur der NT 2 erschließt einen zyklischen Aufbau, eine Eigenschaft, die den anderen Terrassen fehlt. Nach dem Innenbau konnten zwei Typen der NT 2 unterschieden werden: Beim ersten Typ liegt rinnenartig geschichteter, grobsandiger Fein- bis Mittelkies über horizontal geschichtetem Schotter. Das Flussbettsediment geht hier allmählich in das Auensediment über. Beim zweiten Typ besteht das gesamte Flussbettsediment aus horizontalgeschichtetem, grobsandigen Mittel- bis Grobkies, und die Grenze zwischen dem Flussbettsediment und Auensediment ist sehr scharf gezogen. Typ 1 tritt hauptsächlich im Nordteil des Arbeitsgebietes auf. Typ 2 findet sich mehr im Südteil des Arbeitsgebietes.

Aufgrund der Tiefe der aus ihrem Liegenden ausgebaggerten Ton- und Torfschichten (vermutlich der Eemzeit) konnte eine Mächtigkeit der NT 2 von 15-20 m festgestellt werden. Über der rechtsrheinischen NT 2 bei Duisburg-Walsum wurden Rinnen mit Torflagen aufgeschlossen. Pollenanalytischen Untersuchungen nach sind sie Bölling- bis Alleröd-zeitlich.

Die Ablagerungen der NT 3 (Ebinger Terrasse) sind im Zentralbereich des Talgrundes konzentriert. Obwohl die NT 3 eine kleinere Verbreitung als die NT 2 hat, erreicht sie vertikal in Aufschüttungen einzelner Schotterbänke stellenweise (östlich Moers) die Höhe der NT 2. Die NT 3 ist während des Holozäns, vor allem während des Altholozäns, teilweise erodiert und rinnenartig überformt worden und zeigt daher eine zerschnittene Morphologie.

Ihr Aufbau variiert horizontal und vertikal als Folge ihrer sand- und kiesbankartigen Aufschüttung. Im Allgemeinen dominiert aber Sand. Die NT 3 ist zudem durch das Vorkommen von allerödzeitlichen Bimseinlagerungen charakterisiert.

Allgemeine Charakteristik aller drei Niederterrassen ist ihre typische eiszeitliche V-Schichtung, mit Ausnahme einiger lokaler Bereiche von Rinnenschichtung innerhalb der NT 2 und NT 3, ferner die durchgehende Entkalkung und das Vorkommen einer

Parabraunerde auf ihrem Auensediment. In den Ablagerungen der NT 2 und NT 3 treten auch periglaziale Erscheinungen wie Driftblöcke, Gelsolumplatten und Tropfenböden auf. Die Ablagerungen der NT 1 boten zu wenige Einblicksmöglichkeiten, um dies prüfen zu können.

Aufgrund des mehrgliedrigen Aufbaus des Auensediments und seiner Bodencharakteristika kann man annehmen, dass die NT 2 und NT 3 noch bis in die Eisenzeit überflutet und überlagert wurden.

Anhand des Aufbaus, der geomorphologischen Position, der Verbreitung und anderer Merkmale der NT 1, NT 2 und NT 3 konnte eine Parallelisierung mit der NT 1 - NT 3 bzw. Reundorfer-, Schönbrunner- und Ebinger Terrasse von SCHIRMER vorgenommen werden. Ihr Alter ist jeweils Hochglazial, Späthochglazial und Jüngere Dryas (Spätglazial).

Mit Beginn des Holozäns fing der Rhein an zu mäandrieren. Das bezeugt neben den morphologischen Mäanderbögen auch die aus dem mäandrierenden Fluss entstandene typische L-Schichtung der Terrassenkörper. Während des Altholozäns scheint der Fluss immer noch zwischen einer mäandrierenden und verwilderten Form gewechselt zu haben. Während im Nordteil des Arbeitsgebiets die Altholozänterrassen L-Schichtung zeigen, treten diese Ablagerungen im Südteil eher in kies- und sandbankartigen Formen auf.

Die Altholozänterrassenreste befinden sich überwiegend entlang des inneren Randes der NT 3, stellenweise legen sie sich aber auch über die NT 3. Die Ablagerungen der Altholozänterrasse zeigen im Allgemeinen eine starke Bodenbildung (Parabraunerde) mit einer Entkalkungstiefe bis über 3 m.

Zur Entstehung der größten Mäander im Arbeitsgebiet kam es erst im Atlantikum. Dabei schnitt der Fluss die Ablagerungen des Altholozäns und teilweise die der NT 3 ab. Innerhalb dieser Mäander entstanden die Ablagerungen der Mittelholozänterrasse I. Sie zeigen eine Entkalkungstiefe von etwa 1-1,4 m und sind gleichzeitig die jüngsten Ablagerungen, die noch eine Parabraunerde tragen.

Die Ablagerungen des Mittelholozäns II sind stärker eingetieft als die der Mittelholozänterrasse I. Während letztere im Flussbetsediment aus Fein- bis Mittelkies aufgebaut sind, besteht das Flussbetsediment der Mittelholozänterrasse II aus Fein- bis Grobsand. Ihre Bodenbildung hat die Entwicklung zur Parabraunerde nicht erreicht. Diese sowie alle anderen jüngeren Ablagerungen sind jedoch durchgehend kalkhaltig. Sie wurden mindestens bis ins Mittelalter immer wieder überflutet und dabei von jüngeren Auensedimenten überlagert.

Mit Beginn des Subatlantikums kam es zur ausgeprägtesten Klimaverschlechterung seit Anfang des Postglazials (RÖTHLISBERGER 1986: 70). Davon wurde auch die Flussdynamik beeinflusst. Als Folge dessen kam es zu Richtungsänderungen der Ausbreitung der Flussmäander. Seit dieser Zeit sind vier Jungholozänterrassen (I-IV) entstanden, die, sofern erhalten, hintereinander stufenartig von alt und höher (JH I) zu jung und niedriger (JH IV) innerhalb der heutigen Mäanderbögen liegen.

Historische Belege zeigen, dass der Fluss seinen heutigen Verlauf nicht durch kontinuierliches Wandern seit dieser Zeit erreicht hat, sondern dass es episodisch zu lokalen Flusslaufverlagerungen kam.

Die Holozänterrassen werden den folgenden Zeitabschnitten zugeordnet:

AH Präboreal-Boreal

MH I Atlantikum

MH II Subboreal

JH I Subatlantikum (Spätbronzezeit-Eisenzeit)

JH II Subatlantikum (Römerzeit)

JH III Subatlantikum (Mittelalter-Neuzeit)

JH IV Subatlantikum (Neuzeit)

Flugdecksande und Dünen haben eine relativ große Verbreitung im Arbeitsgebiet. Sie kommen linksrheinisch überwiegend auf der Terrassenfläche der NT 3 vor. Rechtsrheinisch dagegen überdecken sie hauptsächlich als Flugdecksande den äußeren Rand der NT 2- und den größten Teil der NT 1-Fläche.

Gemäß ihrer geomorphologischen Position sowie aufgrund ihres Aufbaus und ihrer pedologischen Charakteristik sollten sie etwa in der Zeit zwischen der späteren Jüngeren Dryas und dem frühen Präboreal entstanden sein. Später wurden sie dann in mehreren Phasen überweht und überformt.

LITERATURVERZEICHNIS

- AHRENS, W. (1938): Das zeitliche Verhältnis der jüngsten Rheinterrassen zum Laacher Bimsausbruch. - *Decheniana*, A, **97**: 51-56; Bonn.
- AHRENS, W. (1930): Die Trennung der „Niederterrasse“ am Mittel- und Niederrhein in einen diluvialen und einen alluvialen Teil auf Grund der Geröllführung. - *Z. dt. geol. Ges.*, **82**: 129-141; Berlin.
- AHRENS, W. (1927): Das Alter des großen mittelrheinischen Bimssteinausbruchs und sein Verhältnis zu den jüngsten Rheinterrassen. - *Geol. Rundsch.*, **18**: 45-59; Stuttgart.
- ALBERTS, B., HAGER, H., HEIDE, G., HILDEN, H. D., KLOSTERMANN, J., KNAPP, G., PELZING, R., PRÜFERT, J., QUERFURTH, H., SCHLIMM, W., THIERMANN, A. WREDE, V., KNAUFF, W., & REICHMANN, C. (1988): *Geologie am Niederrhein*. - 4. Aufl., 142 S., Krefeld.
- AVERDIECK, F.-R., & DÖBLING, H. (1959): Das Spätglazial am Niederrhein. - *Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf.*, **4**: 341-362; Krefeld.
- BÄRTLING & ZÖLLER, A. (1937): Erläuterungen zu Blatt Dinslaken. - *Geol.Kart. von Preuss., Erl.*, Nr. **2501 (4406)**: 56 S.; Berlin.
- BERTSCH, K. & STEEGER, A. (1927): Jungdiluviale pflanzenführende Ablagerungen am nördlichen Niederrhein. - *Sitz. Ber. ü. d. Vers. Niederrh. Geol. Ver. für 1926*, **20**: 49-65; Bonn.
- BEHRE, K.-E. (1987): Der Anstieg des Meeresspiegels in den letzten 10.000 Jahren. - *Wilhelmshavener Tage* **1**: 13-18; Wilhelmshaven.
- BEYER, B. & JÜRGENS, A. (1995): Ausgrabungen, Funde und Befunde 1993. - *Bonner Jahrbücher*, **195**: 457-561; Köln.
- BEYER, B., JÜRGENS, A., WESSEL, I.-M. & WOHLFAHRTH, C. (1993): Ausgrabungen, Funde und Befunde 1991. - *Bonner Jahrbücher*, **193**: 263-350; Köln.
- BEYER, B. & JOACHIM, H.-E. (1988): Ausgrabungen, Funde und Befunde 1986. - *Bonner Jahrbücher*, **188**: 365 - 503; Köln.
- BOENIGK, W. (1978): Die Flußgeschichte Entwicklung der Niederrheinischen Bucht im Jungtertiäre und Altquartär. - *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **28**: 1-9; Öhringen/Würt.
- BOGAARD, P. V. D. & SCHMINKE, H.-U. (1990): Die Entwicklungsgeschichte des Mittelrheinraumes und die Eruptionsgeschichte des Osteifel-Vulkanfeldes.- In: SCHIRMER, W. [Hrsg.]: *Rheingeschichte zwischen Mosel und Maas*.- *Deuqua-Führer*, **1**: 166-190; Hannover.

- BOGAARD, P. V. D. & SCHMINKE, H.-U. (1985): Lacher See Tephra: A widespread isochronous late Quaternary tephra layer in central and northern Europe.- Geological Society of America Bulletin, **96**: 1554-1571, Boulder.
- BRAUN, F. J. (1968): Übersichtskarte von Nordrhein-Westfalen 1 : 100.000, Erl. Zu blatt C **4302** Bocholt; Krefeld.
- BRAUN, F. J. (1965): Die geologische Geschichte der Landschaft und des Rheinstroms im unteren Niederrheingebiet. - Niederrheinisches Jb. **IX**: 7-16; Krefeld.
- BRAUN, F. J. & QUITZOW, H. W. (1961): Die erdgeschichtliche Entwicklung der niederrheinischen Landschaft. In: Niederrh. Jb., **5**: 11-21; Krefeld.
- BRAUN, F. J. (1959): Endmoränen, Terrassen und holozäne Ablagerungen bei Xanten am Niederrhein. - Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf., **4**: 447-454; Krefeld.
- BREDDIN, H. (1930): Über Flußterrassen, diluviale und alluviale Bodenbewegungen im westlichen Niederrheingebiet. - Jb. preuß. geol. L. - Anst., Band L, Teil **II**: 806-843; Berlin.
- BRELIE, G. VON DER, MÜCKENHAUSEN, A. & REIN, U. (1955): Ein Torf aus dem Eiszeitalter im Untergrund von Weeze. - Der Niederrhein, **22**: 1-4; Krefeld.
- BRUNNACKER, K. (1978a): Neuere Ergebnisse über das Quartär am Mittel- und Niederrhein. - Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf., **28**: 111-122; Krefeld.
- BRUNNACKER, K. (1978b): Der Niederrhein im Holozän. - Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf., **28**: 399-440; Krefeld.
- DANSGAARD, W. et al. (1993): Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record. - Nature 364: 218-220,
- DECHTER, M., GIESLER, J., JOACHIM, H.-E. & KUNOW, J. (1983): Ausgrabungen und Funde 1981. - Bonner Jahrbücher, **183**: 603 - 689; Köln.
- DECKER, R. & DECKER, B. (1992): Vulkane.- 267 S.; Heidelberg.
- DÜCKER, A., & MAARLEVELD, G. C. (1958): Hoch- und spätglaziale äolische Sande in Nordwestdeutschland und in den Niederlanden. - Geol. Jb., **73**: 215-234; Hannover.
- EICH, H., KAU, J. & BAUER, B. (1984): Wittlaer und Bockum auf alten Karten. - Heimat-Jahrbuch Wittlaer **5**: 55-59; Ratingen.
- EICH, H., KAU, J. & BAUER, B. (1983): Die Flucht auf den Viehberg. - Heimat-Jahrbuch Wittlaer **4**: 31-37; Ratingen.
- FELDMANN, L. (1990): Jungquartäre Gletscher- und Flußgeschichte im Bereich der Münchener Schotterebene. - Diss. Univ. Düsseldorf: 356 S.; Düsseldorf.

- FLIEGEL, G. & WUNSTORF, W. (1910): Die Geologie des Niederrheinischen Tieflandes. - König. Preuß. Landesanst., Heft **67**:172 S.; Berlin.
- FRECHEN, J. (1995): Lacher See Volcano - Quaternary Eifel volcanism.- In: Schirmer, W. (ed.): Quaternary field trips in Central Europe.- International Union for Quaternary Research, XIV International Congress, August 3.-10. 1995, Berlin, 1: 582-584; München (Pfeil).
- FRECHEN, J. (1959): Die Tuffe der Lacher Vulkangebietes als quartärgeologische Leitgescheine und Zeitmarken. - Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **4**: 363-370; Krefeld
- GECHTER, M., JOACHIM, H.-E. & KUNOW, J. (1982): Ausgrabungen und Funde 1980. - Bonner Jahrbücher, **182**: 457 - 545; Köln.
- GELSDORF, F. & JOACHIM H.-E. (1981): Jahresbericht des staatlichen Vertrauensmannes für kulturgeschichtliche Bodenaltertümer vom 1. Januar bis 31. Dezember 1979. - Bonner Jahrbücher, **181**: 505-596; Köln.
- GERLACH, G., JÜRGENS, A. & KRÜGER, T. (1996): Ausgrabungen, Funde und Befunde 1994. - Bonner Jahrbücher, **196**: 535-626; Köln.
- GERLACH, R. (1991): Geologische Grundlagen und Entwicklung der Stadt Duisburg von der Römerzeit bis heute. - Natur am Niederrhein (N. F.) **6 (1)**: 3-16, Krefeld.
- GERLACH, R. (1990): Flußdynamik des Mains unter dem Einfluß des Menschen seit dem Spätmittelalter. - Forsch. dtsh. Landeskde. **234**: 247 S.; Trier.
- GURLITT, D. (1949): Das Mittelrheintal. Formen und Gestalt. - Forsch. z. Deutsch. Landeskunde, **46**: 159 S.; Stuttgart.
- HAGER, H. & PRÜFERT, J. (1988): Tertiär. - In: Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen [Hrsg.]: Geologie am Niederhein, 2. Aufl.: 32-40; Krefeld.
- HAJDAS, I. et al (1995): Radiocarbon age of the Laacher See Tephra: 11,230 ± 40 BP. - Radiocarbon, **37 (2)**: 149-154, USA.
- HAMMEN VAN DER, T., MAARLEVELD, G. C., VOGEL, J., & ZAGWIJN, W. H. (1967): Stratigraphy, climatic succession and radiocarbon dating of the Last Glacial in the Netherlands. - Geol. en Mijnb., **46 (3)**: 79-95; 's-Gravenhage.
- HERBERHOLD, R. (1968): Beobachtungen zur Fluß- und Landschaftsgeschichte im Raum Werth-Isselburg. - Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **16**: 313-316; Krefeld.
- HESEMANN, J. (1975): Geologie Nordrhein-Westfalens. - 416 S.; Paderborn. - [Zugl. Bochumer geogr. Arb., Sonderr., **2**].

- HINZ, H. (1963): Jahresbericht des staatlichen Vertrauensmannes für kulturgeschichtliche Bodenaltertümer vom 1. Januar bis 31. Dezember 1961. - Bonner Jahrbücher, **163**: 498-566; Köln.
- HOPPE, C. (1970): Die großen Flußverlagerungen des Niederrheins in den letzten zweitausend Jahren und ihre Auswirkungen auf Lage und Entwicklung der Siedlungen. - Forsch. dt. Landeskd., **189**: 88 S.; Bonn-Bad Godesberg.
- HÖPPNER, H. & STEEGER, A. (1937): Das Naturschutzgebiet „Wisseler Dünen“ am unteren Niederrhein. - Rhein. Heimatpflege, **9**: 1-9; Düsseldorf.
- IKINGER, A. (1996): Bodentypen unter Lacher See-Tephra im Mittelrheinischen Becken und ihre Deutung.- Mainzer Geowissenschaftliche Mitteilungen, **25**: 223-284; Mainz.
- IKINGER, A. (1990): Verschüttete Landschaft: Das Gelände unter dem Bims im Neuwieder Becken. - In: SCHIRMER, W. [Hrsg.]: Rheingeschichte zwischen Mosel und Maas. dequa-Führer, 1: 89-93; Hannover.
- ISARIN, R. F. B. & BOHNCKE, S. J. P. (1995): Mean Juli temperatures during the younger Dryas in northwestern and central Europe as inferred from climate indicator plant species. - Quat. Res. **51**: 158-173, New York.
- JANSEN, F. (1995), mit Beitr. von JUCH, D., KAMP, H., PAAS, W., STRITZCKE, R., SUCHAN, K. H., & VIETH-REDEMANN, A.: Erläuterungen zu Blatt 4406 Dinslaken. - Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1 : 25 000, Erl., **4406**: 166 S.; Krefeld.
- JANSEN, F. (1991), mit Beitr. von KALTERHERBERG, J., KAMP, VON H., KÖWING, K., PAAS, B. P., REHAGEN, H.-W., VIETH-REDEMANN, A., WOLF, R., & ZELLER, M.: Erläuterungen zu Blatt 4506 Duisburg. - Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1 : 25 000, Erl., **4506**: 179 S.; Krefeld.
- KAISER, E. (1903): Die Ausbildung des Rhein-Tales zwischen Neuwieder Becken und Bonn-Cölner Bucht. - Verh. 14. Dt. Geographentag Cöln: 206-216; Berlin.
- KAISER, K. (1961): Gliederung und Formenschatz des Pliozäns und Quartärs am Mittel- und Niederrhein sowie in den angrenzenden Niederlanden unter besonderer Berücksichtigung der Rheinterrassen. - In: Köln und die Rheinlande. - Dt. Geographentag, 33., 1960, Köln, Festschr.: 236-278; Wiesbaden (Steiner).
- KAISER, K. & SCHÜTRUMPF, R. (1960): Zur Gliederung mittel und jungpleistozäner Schichten in der Niederrheinischen Bucht. - Eiszeitalter u. Gegenwart, **11**: 166-185; Öhringen/Württ.
- KARRENBERG, H., & REIN, U. (1951): Die interglazialen Schichten von Krefeld. - Niederrhein. Jb., **3**: 13-17; Krefeld.
- KEMPF, E.K. (1966): Das Holstein-Interglazial von Tönisberg im Rahmen des niederrheinischen Pleistozäns. - Eiszeitalter und Gegenwart, **17**: 5-60; Öhringen/Württ.

- KLOSTERMANN, J. (1995): Holozänzeitliche Sedimente des Rheins im Niederrheinischen Tiefland. - *Natur am Niederrhein* **10** (2): 69-85, Krefeld.
- KLOSTERMANN, J. (1992): Das Quartär der Niederrheinischen Bucht. - 200 S.; Krefeld.
- KLOSTERMANN, J. & PAAS, W. (1990): Sale-Kaltzeit, Weichsel-Kaltzeit und Holozän im Niederrheinischen Tiefland. - In: SCHIRMER, W. [Hrsg.]: Rheingeschichte zwischen Mosel und Maas. - *dequa-Führer* **1**: 191-213; Hannover (Deutsche Quartärvereinigung).
- KLOSTERMANN, J. (1989), mit Beitr. von NÖTTING, J., & PAAS, W. & REHAGEN, H.-W.: Erläuterungen zu Blatt 4304 Xanten. - *Geol. Kt. Nordrh.-Westf.* 1 : 25 000, Erl., 4304: 154 S.; Krefeld.
- KLOSTERMANN, J. (1986 b): Rheinstromverlagerungen bei Xanten während der letzten 10 000 Jahre. - *Natur am Niederrhein, N. F.*, **1** (1): 5-16; Krefeld.
- KLOSTERMANN, J. (1986 a), mit Beitr. von NÖTTING, J., & PAAS, W., & REHAGEN, H.-W.: Erläuterungen zu Blatt 4404 Issum. - *Geol. Kt. Nordrh.-Westf.* 1 : 25000, Erl., **4404**: 120 S.; Krefeld.
- KLOSTERMANN, J. (1985): Versuch einer Neugliederung des späten Elster- und des Saale-Glazials der Niederrheinischen Bucht. - *Geol. Jb. A* **83**: 3-42; Hannover.
- KLOSTERMANN, J. (1984), mit Beitr. von NÖTTING, J., & PAAS, W., & REHAGEN, H.-W.: Erläuterungen zu Blatt 4403 Geldern. - *Geol. Kt. Nordrh.-Westf.* 1 : 25 000, Erl., **4403**: 138 S.; Krefeld.
- KLOSTERMANN, J. (1981): Das Quartär der Niederrheinischen Bucht. - *Der Niederrhein*, **48 Jg.**, 2, 3, 4: 79-85, 150-153, 212-217; Krefeld.
- KOPP, E. (1964): Zur Genese der Böden aus Hochflutlehm auf der NT im Raume Bonn-Köln-Krefeld. - *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **15**: 81-91; Öhringen.
- KRAUSE, G. (1990): Stadtarchäologie in Duisburg. - *Archäologie in Nordrhein-Westfalen. - Schriften zur Bodendenkmalpflege in Nordrhein-Westfalen, Band 1*: 294-303; Köln.
- KRAUSE, G. (1982): Die vor- und frühgeschichtliche Besiedlung von Duisburg-Ehingen. - *Vor- und Frühgeschichte des unteren Niederrheins*, **10**: 91-134; Bonn.
- KRAUSE, G. (1980): Eine eisenzeitliche Siedlung in Duisburg-Duissern. - *Das Rheinische Landesmuseum Bonn. - Ausgrabungen im Rheinland, Sonderh.*, **79**: 76-79; Köln.
- KUKLA, G. & BRISKIN, M. (1983): The age of the 4/5 isotopic stage boundary on land and the oceans. - *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **42**: 35-45, Amsterdam.

- LANSER, F.-P. (1983): Die Krefelder Terrasse und ihr Liegendes im Bereich Krefeld. - Diss. Univ. Köln: 241 S.; Köln.
- LOHEIDE, J. (1988): I. Sedimentologische Untersuchungen an glazialfluviatilen und glaziallimnischen Sedimenten der nördlichen Niederrheinischen Bucht. II. Geologische Kartierung der südlichen Schaephuysen Höhen (Stauchmoräne) bei Tönisberg (Niederrheinische Bucht). - Dipl.-Arb.: 88 u. 24 S.; Münster.
- LOTZE, F. (1949): Das Alter der Dünen bei Mantinghausen an der oberen Lippe. - Natur und Heimat, **9**: 19-26; Münster.
- MAARLEVELD, G. C. (1956): Ergebnisse von Kies-Analysen im Niederrheingebiet. - Geol. en Mijnb., N. S., **18**: 411-415; 's-Gravenhage. - [Beitr. z. Symp. „Das quartär an Maas und Niederrhein“].
- MAAS, H. (1955): Die geologische Geschichte der westfälischen Dünen auf Grund der Bodenbildungen. - Z. dt.geol. Ges., **105**: 137-138; Hannover.
- MARSCHALL, A. NARR, K. J. & USLAR, R.V. mit Beiträgen von FREMERSDORF, F. und LUNG, W. (1954): Die vor- und frühgeschichtliche Besiedlungen des Bergischen Landes. - Beiheft 3 der „Bonner Jahrbücher“: S. 177; Neustadt an der Aisch.
- MARTINSON, D. G. et al. (1987): Age dating and the orbital theory of the ice ages: Development of a high-resolution 0 to 300,000-year chronostratigraphy. - Quat. Res. **27**: 1-29, New York.
- MÜLLER-WILLE, M. (1965): Jahresbericht des staatlichen Vertrauensmannes für kulturgeschichtliche Bodenaltertümer vom 1. Januar bis 31. Dezember 1963. - Bonner Jahrbücher, **165**: 410-477; Köln.
- MÜNTE, F. (1970): Jahresbericht des staatlichen Vertrauensmannes für kulturgeschichtliche Bodenaltertümer vom 1. Januar bis 31. Dezember 1968. - Bonner Jahrbücher, **170**: 332-458; Köln.
- MÜNTE, F. (1968): Jahresbericht des staatlichen Vertrauensmannes für kulturgeschichtliche Bodenaltertümer vom 1. Januar bis 31. Dezember 1966. - Bonner Jahrbücher, **168**: 429-501; Köln.
- NIETSCH, H. (1940): Pollenanalytische Untersuchung auf der Niederterrasse bei Köln. - Z. Deutsch. Geol. Ges., **92**: 350-364; Berlin.
- OVERBECK, F. (1975): Botanisch-geologische Moorkunde unter besonderer Berücksichtigung der Moore Nordwestdeutschlands als Quellen zur Vegetations-, Klima- und Siedlungsgeschichte. - 719 S., Neumünster.
- PAAS, W. (1962): Rezente und fossile Böden auf niederrheinischen Terrassen und deren Deckschichten. - Eiszeitalter u. Gegenwart, **12**: 165-230; Öhringen/Württ.

- POSER, H. (1948): Äolische Ablagerungen und Klima des Spätglazials in Mittel- und Westeuropa. - Naturwiss., **35**: 269-276 u. 307-312; Berlin.
- QUITZOW, H.W. (1956): Die Terrassengliederung im niederrheinischen Tieflande. - Geol. en Mijnb., N. S., **18**: 357-373; 's-Gravenhage.
- REHAGEN, H.-W. (1964): Zu spät- und postglazialen Vegetationsgeschichte des Niederrheingebietes und Westmünsterlandes. - Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **12**: 55-96; Krefeld.
- REHAGEN, H.-W. (1963): Spät- und nacheiszeitliche Vegetationsbilder aus dem Niederrheingebiet. - Niederrhein. Jb., **6**: 31-46; Krefeld.
- RÖTHLISBERGER, F. (1986), mit einem Beitrag von GEYH, M. A.: 10.000 Jahre Gletschergeschichte der Erde. - 416 S.; Aurau, Frankfurt a. M., Salzburg (Saurländer).
- SCHELLER, H. (1957): Der Rhein bei Duisburg im Mittelalter. - Duisburger Forschungen **1**: 45-87; Duisburg-Ruhrort.
- SCHELLMANN, G. (1994): Die Talentwicklung der unteren Oberweser im jüngeren Quartär. - In: SCHELLMANN, G. [Hrsg.]: Beiträge zur jungpleistozänen und holozänen Talgeschichte im deutschen Mittelgebirgsraum und Alpenvorland. Düsseldorfer Geographische Schriften, **34**: 146 S.; Düsseldorf.
- SCHELLMANN, G. & FELDMANN (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 Geographische Schriften, **34**: 146 S.; Düsseldorf.
- SCHIRMER, W. (2000): Eine Klimakurve des Oberpleistozäns aus dem rheinischen Löss. - Eiszeitalter und Gegenwart, **50**: 25-49; Stuttgart.
- SCHIRMER, W. (1999a): Definitions concerning coversand, fossil soil und paleosol. - In: SCHIRMER, W. [ed.]: Dunes und fossils soils. - GeoArchaeoRhein, **3**: 187-190; Münster.
- SCHIRMER, W. (1999b): Dune phases and soils in the European sand belt. - In: SCHIRMER, W. [ed.]: Dunes und fossils soils. - GeoArchaeoRhein, **3**: 11-42; Münster.
- SCHIRMER, W. (1999c): Kaltzeiten und Warmzeiten im Löß. - Terrestrische Quartärgeologie: 81-100, Köln.
- SCHIRMER, W. (1995a): Mittelrhein and Niederrhein Bay. - In: SCHIRMER, W. [ed.]: Quaternary field trips in Central Europe, **1**: 520-523; München (Pfeil).
- SCHIRMER, W. (1995b): Niederhein Bay. - In: SCHIRMER, W. [ed.]: Quaternary field trips in Central Europe, **1**: 537-545; München (Pfeil).

- SCHIRMER, W. & SCHIRMER, U. (1995c): Auen- und Besiedlungsgeschichte im Norden von Düsseldorf. - Rheinische Ausgrabungen, **38**: 74-113, Beil. 6-7; Köln.
- SCHIRMER, W. (1995d): Valley bottoms in the late Quaternary. - Z. Geomorph. Suppl.-Bd. **100**: 27-51; Berlin/Stuttgart.
- SCHIRMER, W. (1994): Der Mittelrhein im Blickpunkt der Rheingeschichte. - In: KOENIGSWALD, W. v. & MEYER, W. [Hrsg.]: Erdgeschichte im Rheinland; München.
- SCHIRMER, W. (1993a): Hochfluten und Rodung auf der Schönbrunner Terrasse in Köln-Blumenberg. - Kölner Jb., **26**: 553-576, 1 Beil.; Berlin.
- SCHIRMER, W. (1993b): Der menschliche Eingriff in den Talhaushalt. - Kölner Jb. **26**: 577-584; Berlin.
- SCHIRMER, W. (1991): Bodensequenz der Auenterrassen des Maintals. - Bayreuther bodenkundl. Ber. **17**: 153-186; Bayreuth
- SCHIRMER, W. (1990a): Erdgeschichtlicher Werdegang der Düsseldorfer Landschaft. - In: WEIDENHAUPT, H. [Hrsg.]: Düsseldorf, 2. Auflage, **1**: 47-78; Düsseldorf.
- SCHIRMER, W. (1990b): Stauchmoränen und Alderkalker Plate. - In: SCHIRMER, W. [Hrsg.]: Rheingeschichte zwischen Mosel und Maas. dequa-Führer, **1**: 153-164; Hannover.
- SCHIRMER, W. mit Beiträgen von SCHIRMER, U. & STRASSER, R. (1990c): Flussgeschichte um Düsseldorf. - In: SCHIRMER, W. [Hrsg.]: Rheingeschichte zwischen Mosel und Maas. dequa-Führer, **1**: 228-262; Hannover.
- SCHIRMER, W. (1990d): Der Känozoische Werdegang des Exkursionsgebietes. - In: SCHIRMER, W. [Hrsg.]: Rheingeschichte zwischen Mosel und Maas. dequa-Führer, **1**: 9-33; Hannover.
- SCHIRMER, W. (1990e): Die Goldene Meile. - In: SCHIRMER, W. [Hrsg.]: Rheingeschichte zwischen Mosel und Maas. dequa-Führer, **1**: 94-98; Hannover.
- SCHIRMER, W. (1990f): Terrassentreppe am Ostrand von Neuwied. - In: SCHIRMER, W. [Hrsg.]: Rheingeschichte zwischen Mosel und Maas. dequa-Führer, **1**: 99-104; Hannover.
- SCHIRMER, U. & SCHIRMER, W. (1990g): Die Randsenke der Niederterrasse 2 im Raum Düsseldorf. - In: SCHIRMER, W. [Hrsg.]: Rheingeschichte zwischen Mosel und Maas. dequa-Führer, **1**: 235-240; Hannover.
- SCHIRMER, W. & H. WILLMES (1988): Fundgut in der Staffelbacher und Vierether Terrasse. - DEUQUA, 24. Tagung, Exkursion h: 30-31; Hannover (Deutsche Quartärvereinigung).

- SCHIRMER, W. (1983): Die Talentwicklung an Main und Regnitz seit dem Hochwürm. - Geol. Jb., **A 71**: 11-43; Hannover.
- SCHIRMER, W. (1981): Abflußverhalten des Mains im Jungquartär. - Sonderveröff. Geol. Inst. Univ. Köln **41**: 197-208; Köln.
- SCHIRMER, W. (1978): Aufbau und Genese der Talau. - In: Das Mainprojekt. Hydrogeologische Studien zum Grundwasserhaushalt und zur Stoffbilanz im Main Einzugsgebiet. - Schriftenreihe Bayer. Landesamt f. Wasserwirtschaft **7**: 145-154; München.
- SCHIRMER, W. (1974): Das Frimersdorfer Interglazial. - In: WOLDSTEDT, P., & DUPHORN, K.: Norddeutschland und angrenzende Gebiete im Eiszeitalter: 267-270; Stuttgart.
- SCHLIMM, W. & THIERMANN (1988): Perm. - In: Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen [Hrsg.]: Geologie am Niederrhein, 2. Aufl.: 18-23; Krefeld.
- SCHRÖDER, D. (1983): Beziehungen zwischen Stratigraphie und Bodengenese bei Hochflutlehmen des Niederrheins. - geol. Jb. **A 71**: 73-107; Hannover.
- SCHÜTRUMPF, R. (1955): Das Spätglazial. - Eiszeitalter u. Gegenwart, **6**: 41-45; Öhringen.
- SCHWARZBACH, M. (1993): Das Klima der Vorzeit. - 380 S., 5. unveränderte Auflage; Stuttgart.
- STAMPFUSS, R. & SCHÜTRUMPF, R. (1970): Harpunen der Allerödzeit aus Dinslaken, Niederrhein. - Bonner Jb., **170**: 19-35; Köln.
- STAMPFUß, R. (1961): Ausgrabungen im Landkreis Dinslaken. - Bonner Jahrbücher, **161**: 279-307; Köln.
- STAMPFUSS, R. (1958): Vorgeschichtliche Fundstätten in niederrheinischen Flugsanddünen. - Z. deutsch. geol. Ges., **110** (3): 601-604; Hannover.
- STEEGER, A. (1981): Studien zur niederrheinischen Landeskunde, **32**: 87-97, 124-127, 145-147; Krefeld.
- STEEGER, A. (1954): Weitere Beobachtungen über das Vorkommen von Bimsstein in den jüngsten Rheinterrassen des unteren Niederrheins. - Geol. Jb., **69**: 387-390; Hannover.
- STEEGER, A. (1952): 100 Jahre Eiszeitforschung am Niederrhein.- Der Niederrhein, **19**: 57-63; Krefeld.
- STEEGER, A. (1931): Die Terrassen- und Enmoränen-Landschaft zwischen Krefeld, Moers und Geldern. - Natur am Niederrhein, **7**: 6-22; Krefeld.
- STEEGER, A. (1926): Über Bimssteinvorkommen am unteren Niederrhein. - Ber. über d. Vers. des Niederrh. geol. Ver., **19**. Ver.-Jahr; Köln.

- STICKEL, R. (1936): Die genetische Gliederung und geochronologische Einstufung der Niederterrassenaufschütungen am Mittel- und Niederrhein. - *Decheniana*, **93**: 351-368; Bonn.
- STRAUCH, F. (1955): Bimsablagerungen bei Homberg (Niederrhein). - *Aufschluß*, **6**: 221-223; Roßdorf.
- STUIVER, M., GROOTES, P. M. & BRAZIUNAS, T. F. (1995): The GISP2 climate record of the past 16,500 years and the role of the Sun, Ocean, und Volcanoes. - *Quaternary research* **44**: 341-354, New York.
- THOME, K. N. (1991): Die Basis der quartären Schichten am Niederrhein (zwischen Neuss, Rheinberg, Geldern) und ihre Entstehung durch Rhein- und Gletschererosion. - *Niederrhein. Landeskde.*, **10**: 109-130; Krefeld.
- THOME, K. N. (1984): Quartär. - In: KLOSTERMANN, J., LANGE, F-G., PRÜFERT, J., SCHLIMM, W., THOME, K. N., & ZELLER, M.: Erläuterungen zu Blatt C 4702 Krefeld. - *Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1 : 100 000, Erl., C 4702* Krefeld: 76 S.; Krefeld.
- THOME, K. N. (1980): Entstehung und Gestalt des Schaephuysener Höhenzuges. - *Heimatbuch 1980 des Kreises Viersen*: 275-285; Viersen.
- THOME, K. N. (1958): Die Begegnung des nordischen Inlandeises mit dem Rhein.- *Geol. Jb.*, **76**: 261-308; Hannover.
- THOSTE, V. (1974): Die Niederterrassen des Rheins vom Neuwieder Becken bis in die Niederrheinische Bucht. - *Diss. Univ. Köln*: 130 S.; Köln.
- TROMNAU, G. (1990): Schiffsfunde vom Niederrhein. - *Archäologie in Nordrhein-Westfalen. - Schriften zur Bodendenkmalpflege in Nordrhein-Westfalen, Band 1*: 347-349; Köln.
- TROMNAU, G. (1980): Eine endpaläolithische Freilandstation am Kaiserberg in Duisburg. - In: *Ausgrabung im Rheinland '79. - Rhein. L.-Mus. Bonn, Sonderh.*: 23-25; Bonn.
- URBAN, B., SCHRÖDER, D., & LESSMANN, U. (1983): Holozäne Umweltveränderungen am Niederrhein (Vegetationsgeschichte und Bodenentwicklung). - *Arb. rhein. Landeskde. (Beitr. Quartär nördl. Rheinlde.)*, **51**: 99-123; Bonn.
- VANN DE MEENE, E. A., & ZAGWIJN, W. H. (1978): Die Rheinläufe im deutsch-niederländischen Grenzgebiet seit der Saale-Kaltzeit. Überblick neuer geologischer und pollenanalytischer Untersuchungen. - *Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf.* **28**: 345-359; Krefeld.
- VINKEN, R. (1959): Sedimentpetrographische Untersuchungen der Rheinterrassen im östlichen Teil der Niederrheinischen Bucht. - *Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf.*, **4**: 127-170; Krefeld.

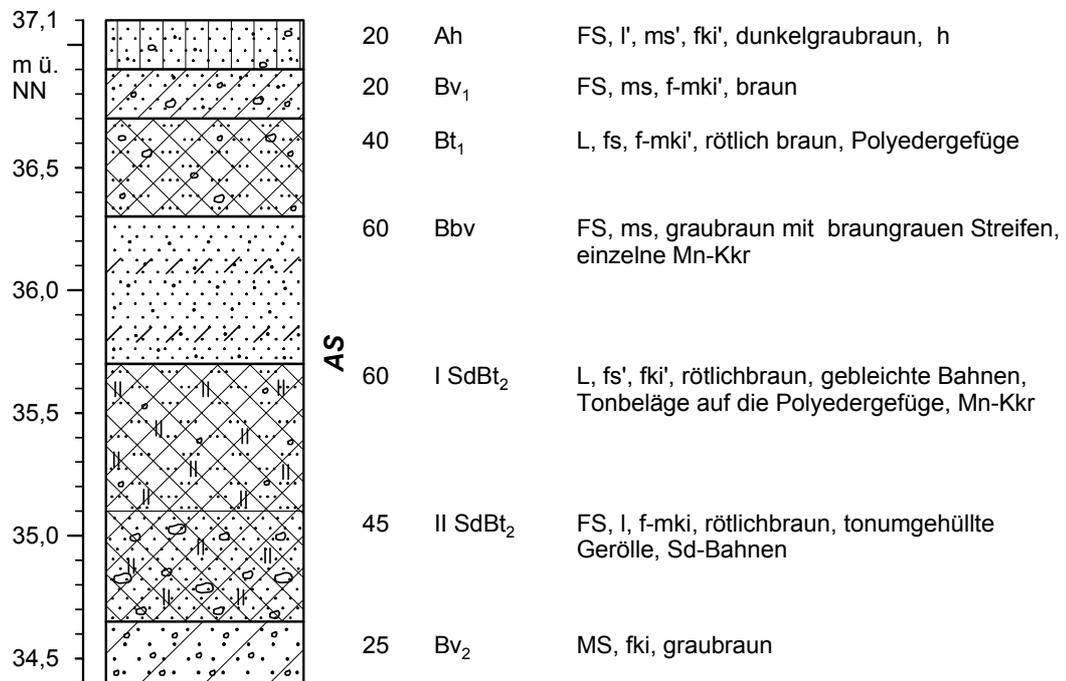
- WALDMANN, G. (1996): Tephrobiologie vulkanogener Thanatozönosen des mittelhheinischen Spätglazials (Rheinland-Pfalz/Deutschland). - *Documenta naturae*, **108**: 329 S.; München.
- WILCKENS, O. (1924): Altalluviale Flugsandbildungen am Niederrhein. - *Geol. Rdsch.* **15**: 289-300; Berlin.
- WOILLARD, G. M. (1978): Grande Pile Peat Bog: A continuous pollen record for the last 140, 000 years. - *Quaternary Res.*, **9**: 1-21; New York.
- WOILLARD, G. (1975): Recherches palynologiques sur le Pléistocène dans l'Est de la Belgique et dans les Vosges Lorraines. - *Acta Geographica Lovaniensia* **14**: 1-168, Louvain.
- WOLDSTEDT, P. & DUPHORA, K. (1974): Norddeutschland und angrenzende Gebiete im Eiszeitalter. - 500 S., Stuttgart.
- ZAGWIJN, W. H. & PAEPE, R. (1968): Die Stratigraphie der weichselzeitlichen Ablagerungen der Niederlande und Belgiens. - *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **19**: 129-146; Öhringen.
- ZAGWIJN, W. H. (1959): Zur stratigraphischen und pollenanalytischen Gliederung der pliozänen Ablagerungen im Roertal-Graben und Venloer Graben der Niederlande. - *Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf.*, **4**: 5-26; Krefeld.
- ZERLACH, C. (1991): Ältere und Mittlere Steinzeit. - In: BEYER, B., JÜRGENS, A., WESSEL, I.-M. & WOHLFAHRTH, CH. (bearb.): - *Ausgrabungen, Funde und Befunde 1991*. - *Bonner Jahrbücher* **191**: 519-618; Köln.
- ZHOU, D. (2000): Jungquartäre Talgeschichte des mittleren Niederrheins. - Diss. Univ. Düsseldorf.
- ZIMMERMANN, E. (1930): Erläuterungen zur Geol. Kart. Von Preuß. - Blatt Duisburg **Nr. 2574 (4506)**: 83 S.; Berlin.
- ZIMMERMANN, E. & BREDDIN, H. (1930): Erläuterungen zur Geol. Kart. Von Preuß. - Blatt Kaiserswerth **Nr. 2648 (4606)**: 47 S.; Berlin.
- ZIMMERMANN, E. (1929a), mit Beitr. von GAGEL, C., & HÖPPNER, W.: Erläuterungen zur Geol. Kart. von Preuß. - Blatt Krefeld **Nr. 2647 (4605)**: 43 S.; Berlin.
- ZIMMERMANN, E. (1929b): Erläuterungen zur Geol. Kart. von Preuß. - Blatt Mörs **Nr. 2573 (4505)**: 95 S.; Berlin.
- ZÖLLER, A. (1939), mit Beitr. von IHNEN, K., BEHREND, F., & WUNSTORF, W.: Erläuterungen zu Blatt Rheinberg. - *Geol. Kart. von Preuss., Erl.*, **Nr. 2500 (4405)**: 44 S.; Berlin.

Anhang

Krefelder Terrasse

Profil 37 (Hüls)

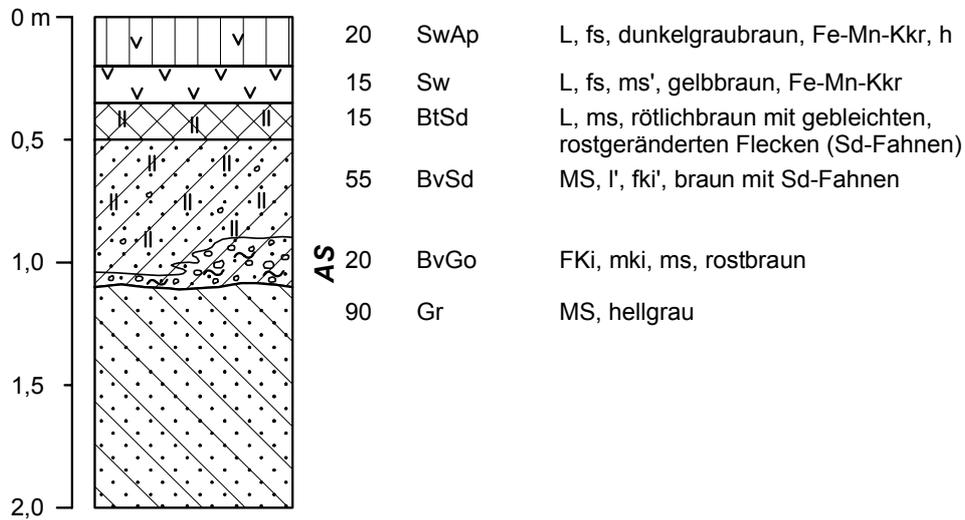
MTB Krefeld, H: 5694,14 R: 2535,30



Profile aus der Niederterrasse 2

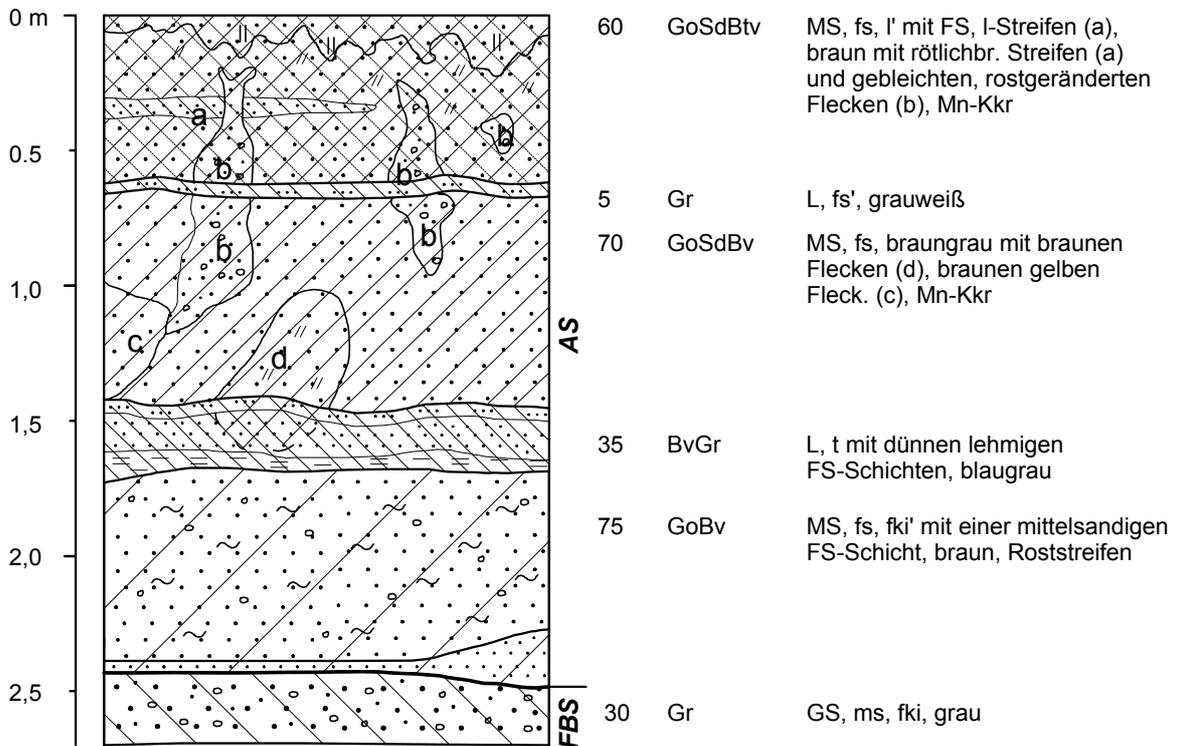
Profil 8 (Ecke Mohnweg - Tönisberg)

MTB Moers, H: 5697,96 R: 2535,07



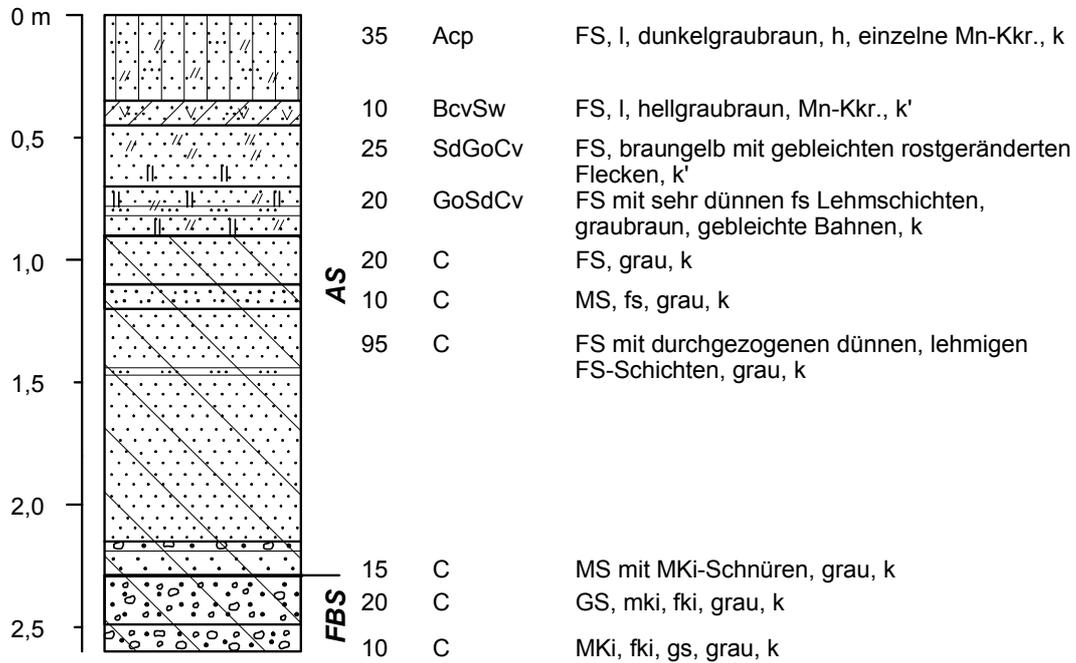
Profil 9 (Niersenbruch)

MTB Rheinberg, H: 5708,75 R: 2537,30



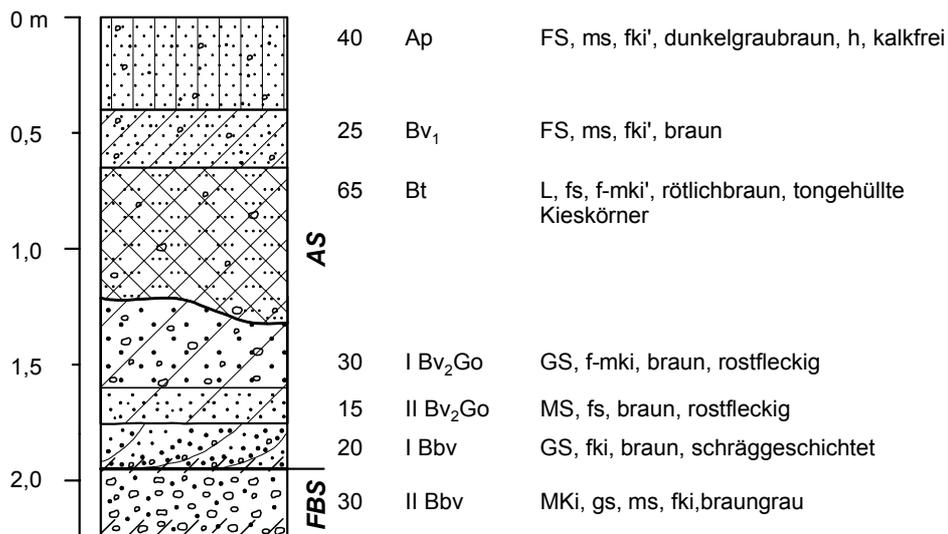
Profil 17 (südlich Dachsberg)

MTB Moers, H: 5706,22 R: 2535,15



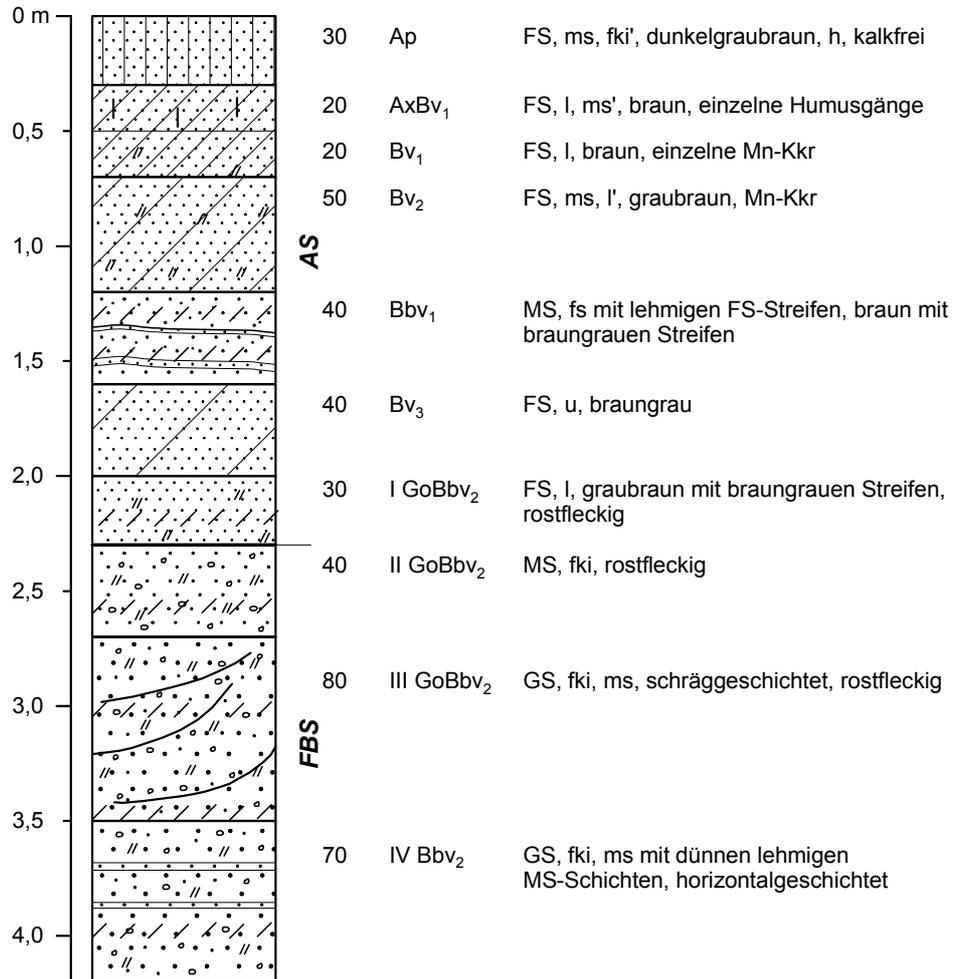
Profil 18 (südöstlich Rayenerberg)

MTB Moers, H: 5703,80 R: 2537,60



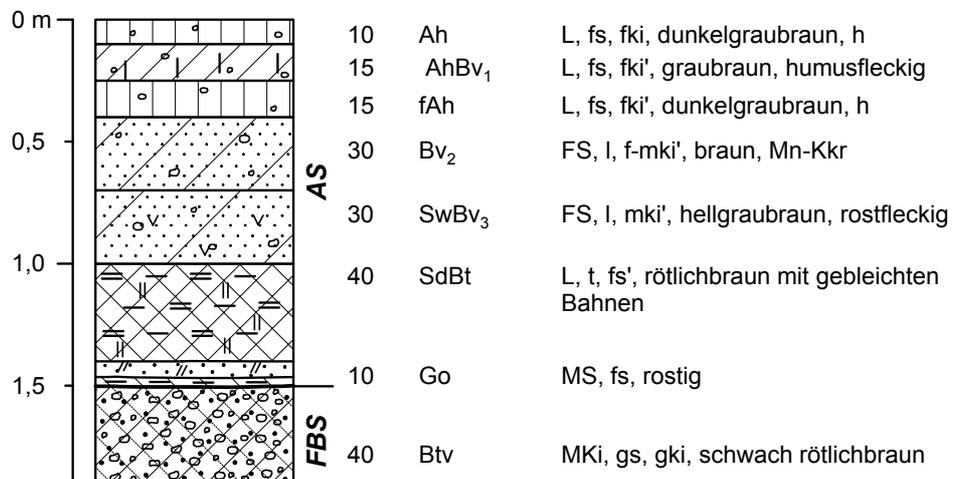
Profil 19 (westlich Steinkohleschacht Rossenray 1/2)

MTB Rheinberg, H: 5709,15 R: 2538,07



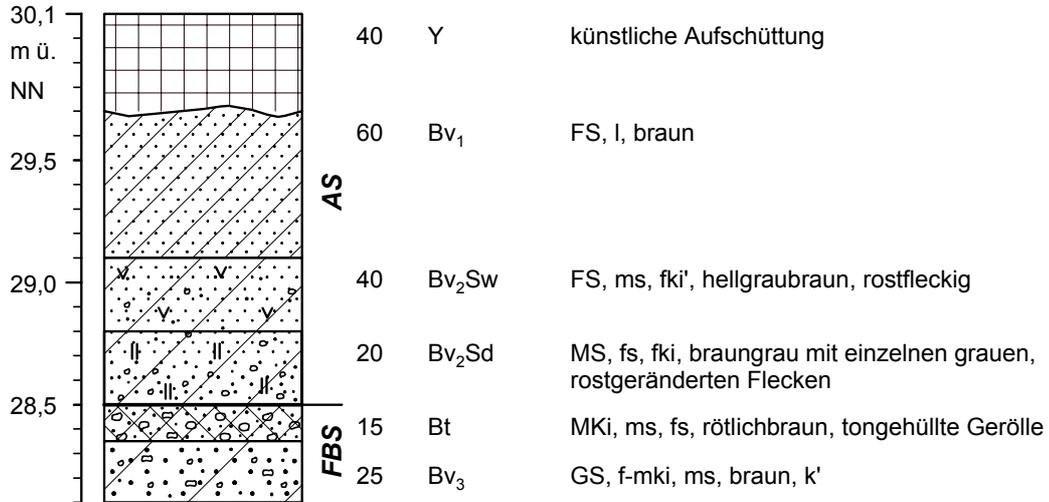
Profil 21 (nordwestlich Niep - Hückelrath)

MTB Moers, H: 5697,72 R: 2537,34



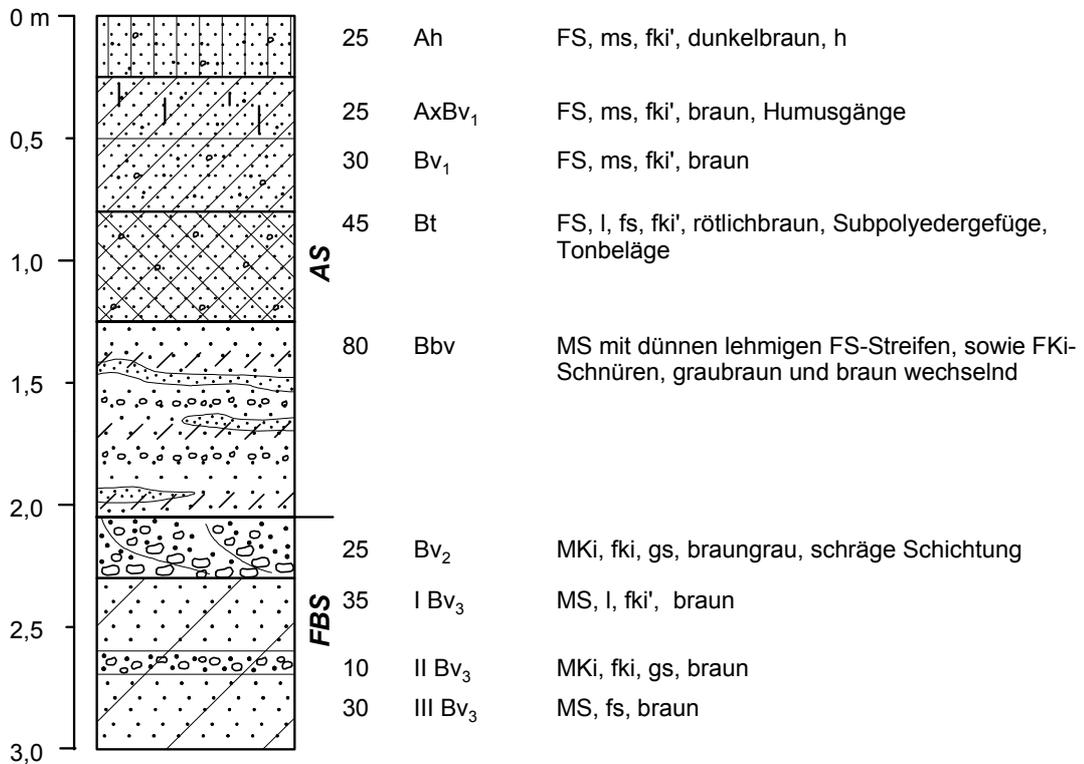
Profil 22 (südöstlich Neukirchen-Vluyn)

MTB Moers, H: 5699,90 R: 2537,87



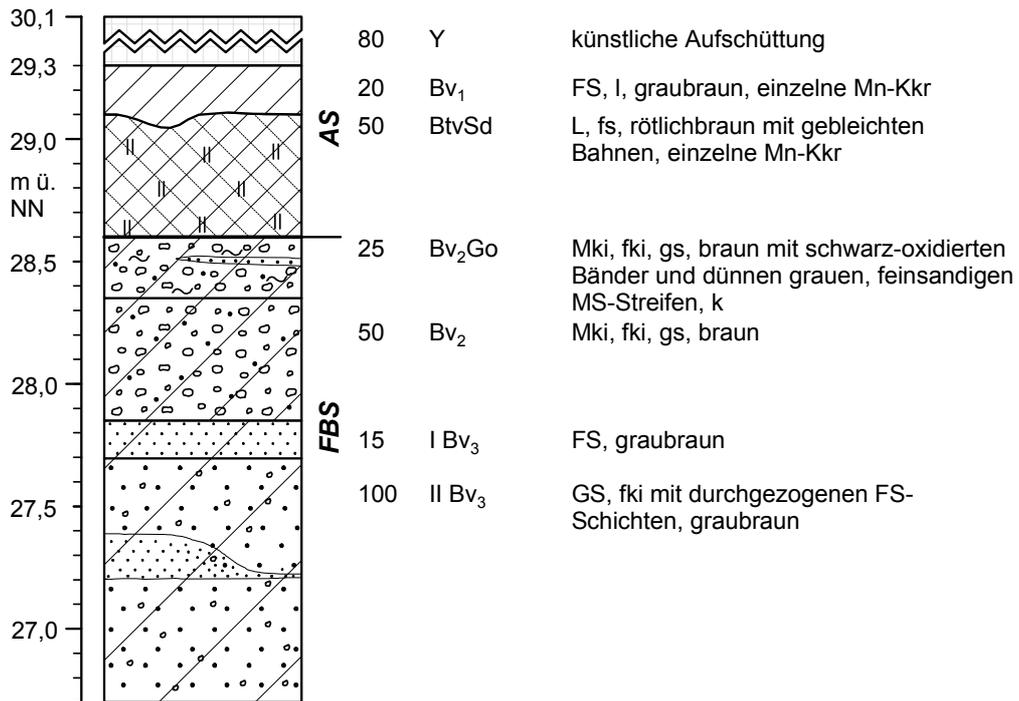
Profil 23 (Neukirchen - Süd)

MTB Moers, H: 5700,55 R: 2540,02



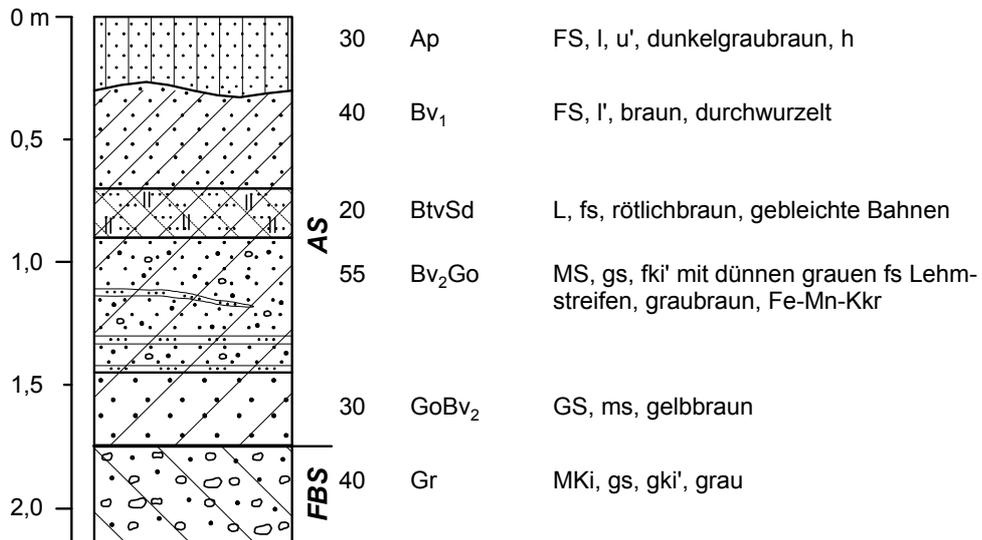
Profil 29 (gegenüber Rayenerstr. 7a - Neukirchen-Vluyn)

MTB Moers, H: 5700,62 R: 2537,00



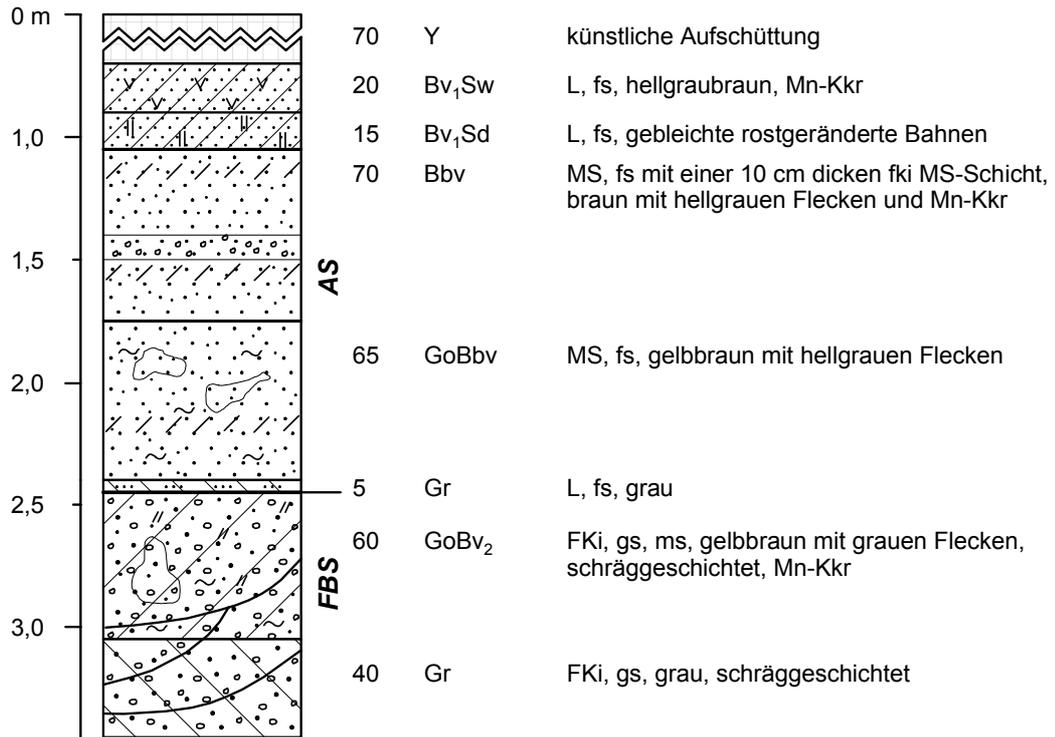
Profil 30 (nordöstlich Kirchhof)

MTB Issum, H: 5708,16 R: 2534,59



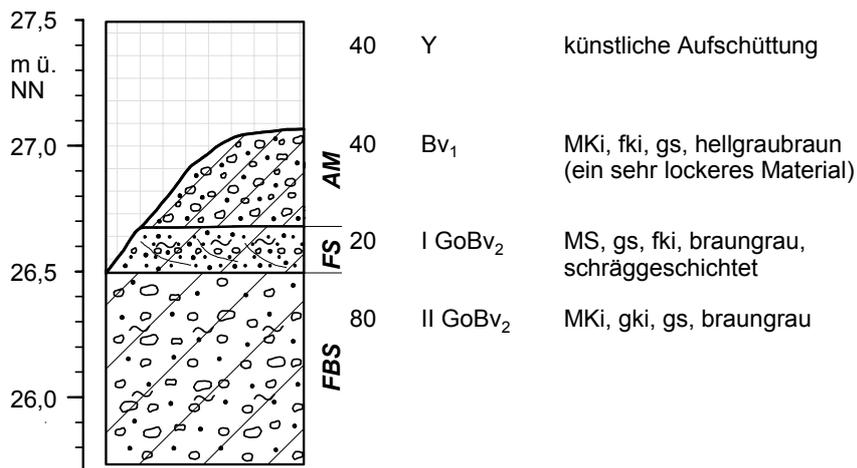
Profil 32 (Hangkammerstr./Wilhelmstr., Kamp-Lintfort - Nord)

MTB Rheinberg, H: 5708,00 R: 2537,87



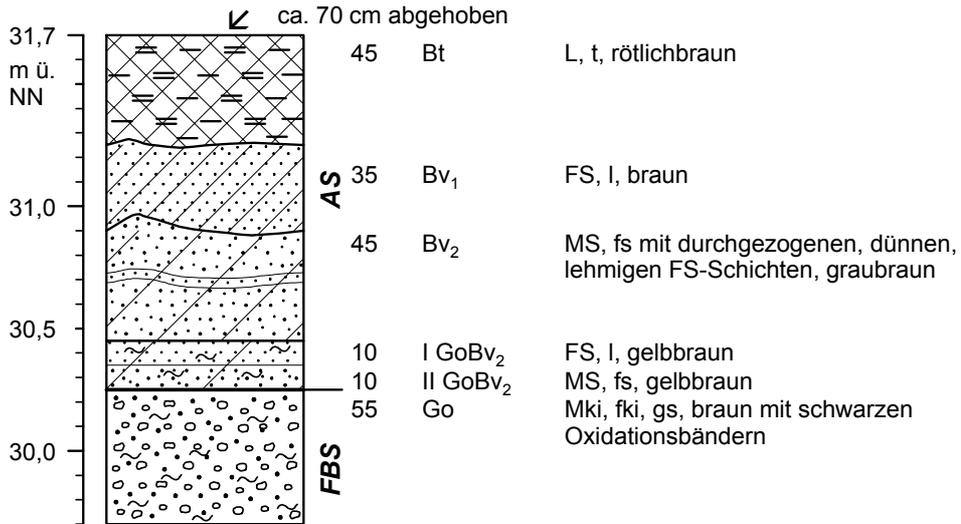
Profil 33 (nordöstlich Sevelen)

MTB Kerken, H: 5707,16 R: 2530,63



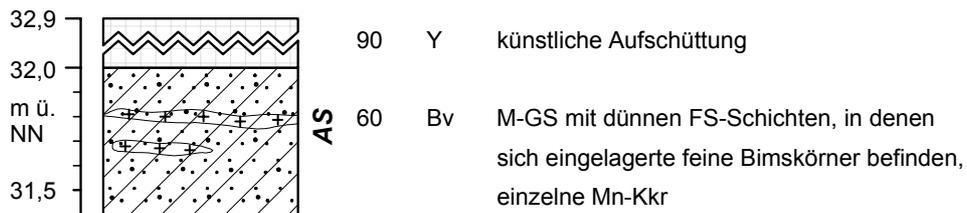
Profil 38 (bei Holtmanns - südöstlich Kapellen)

MTB Moers, H: 5696,50 R: 2542,50



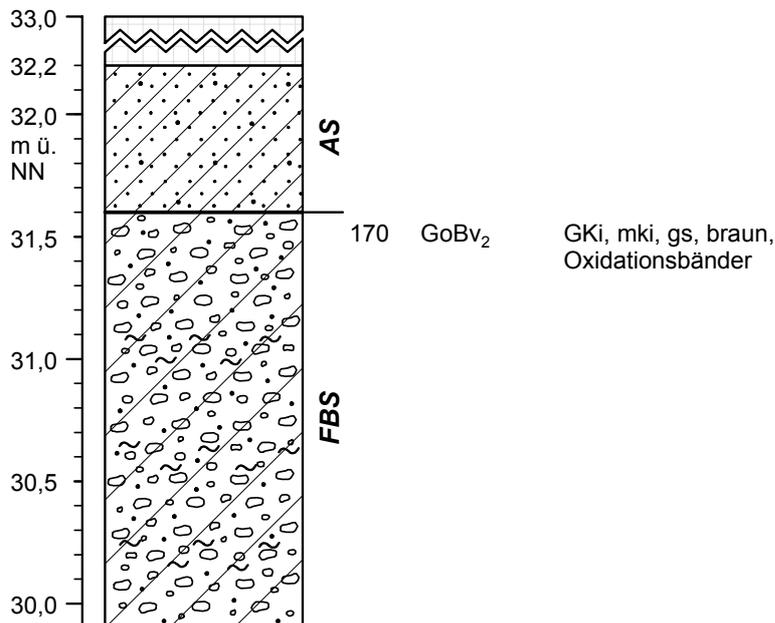
Profil 47 (Auf der Uerdingerstr. 564 - südlich Bockum)

MTB Krefeld, H: 5690,22 R: 2542,94



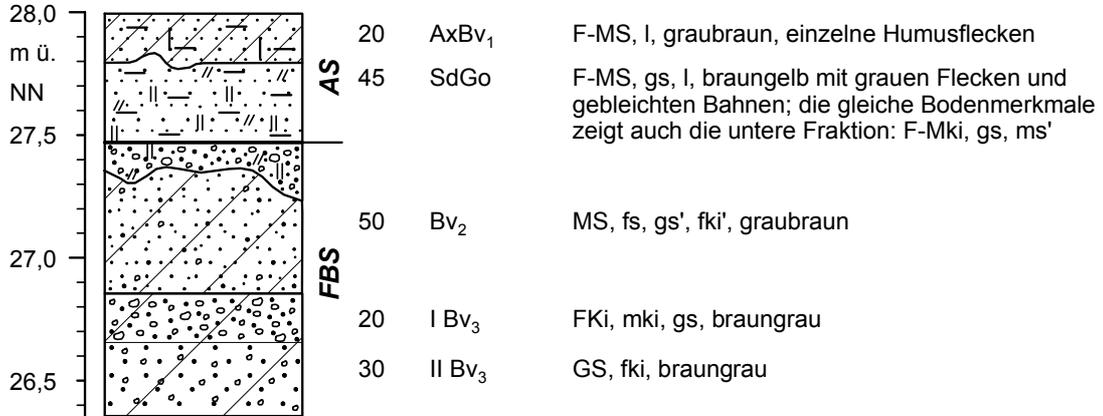
Profil 48 (Rottstr. 6 - nördlich Krefelder Stadion)

MTB Krefeld, H: 5689,98 R: 2542,02



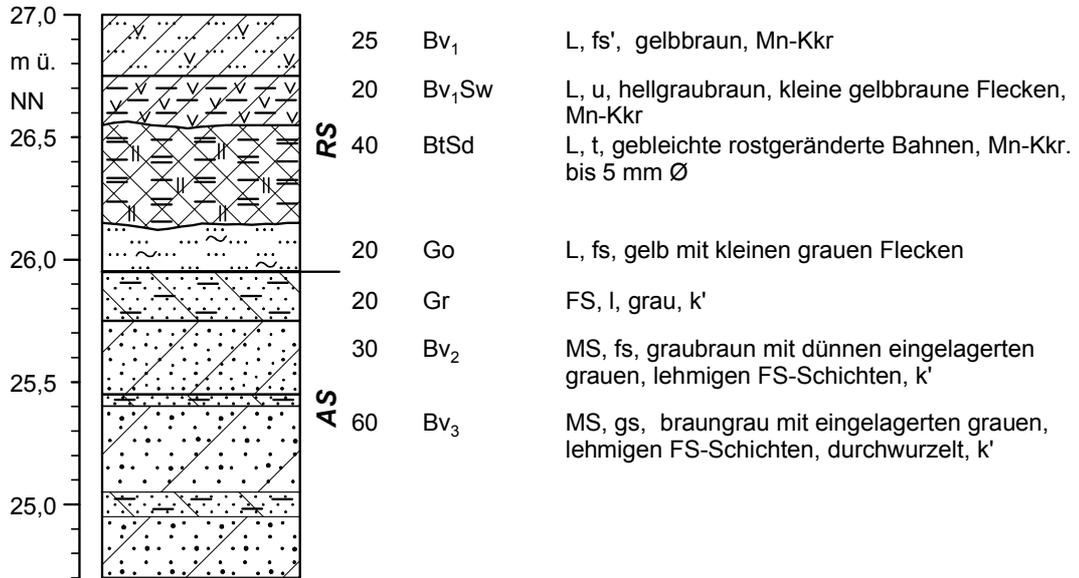
Profil 50 (Dinslaken)

MTB Dinslaken, H: 5714,81 R: 2551,10



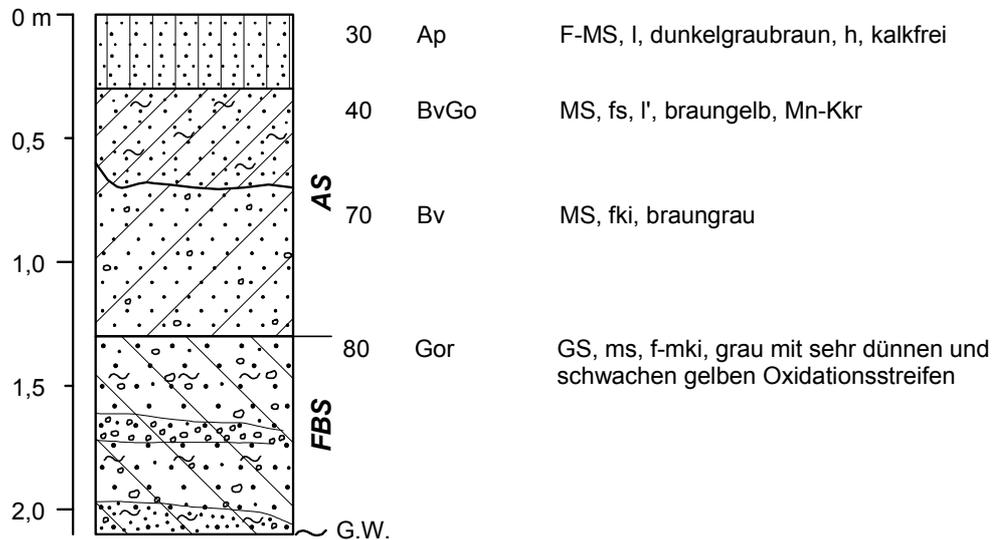
Profil 51 (Dinslaken-Eppinghoven)

MTB Dinslaken, H: 5714,75 R: 2549,15



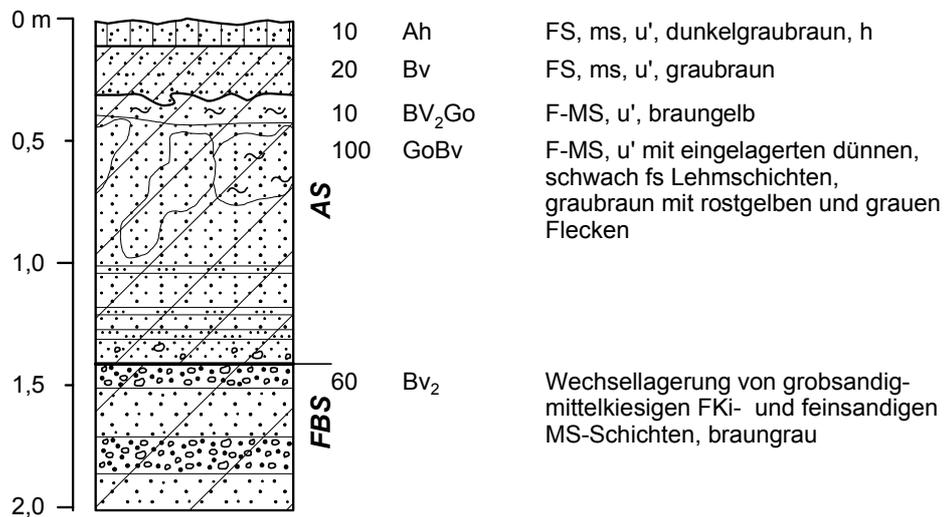
Profil 53 (RMKS-Kieswerk, Bruckhausen)

MTB Dinslaken, H: 5718,22 R: 2550,21



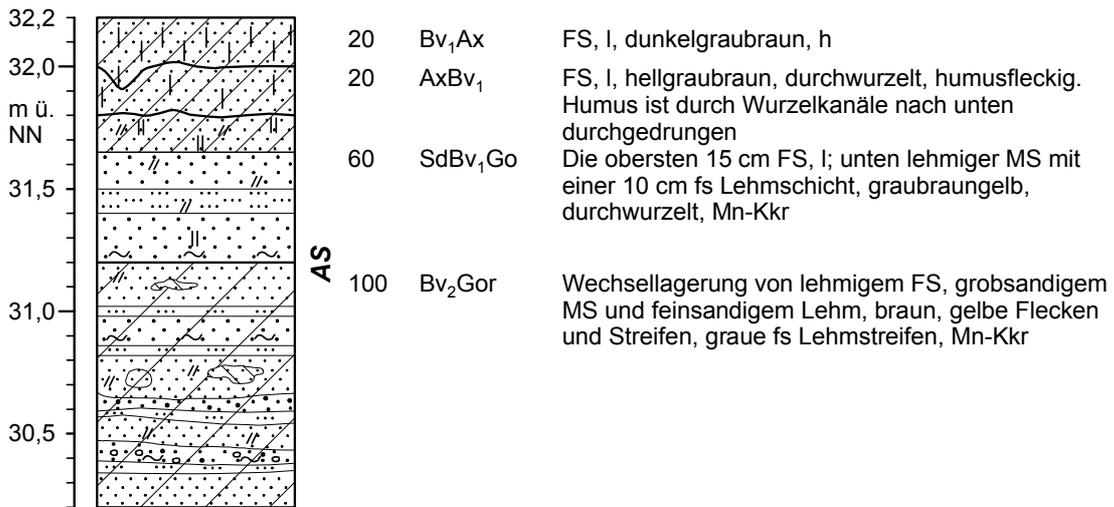
Profil 54 (Tittgenhof - westlich Bruckhausen)

MTB Dinslaken, H: 5718,25 R: 2551,32



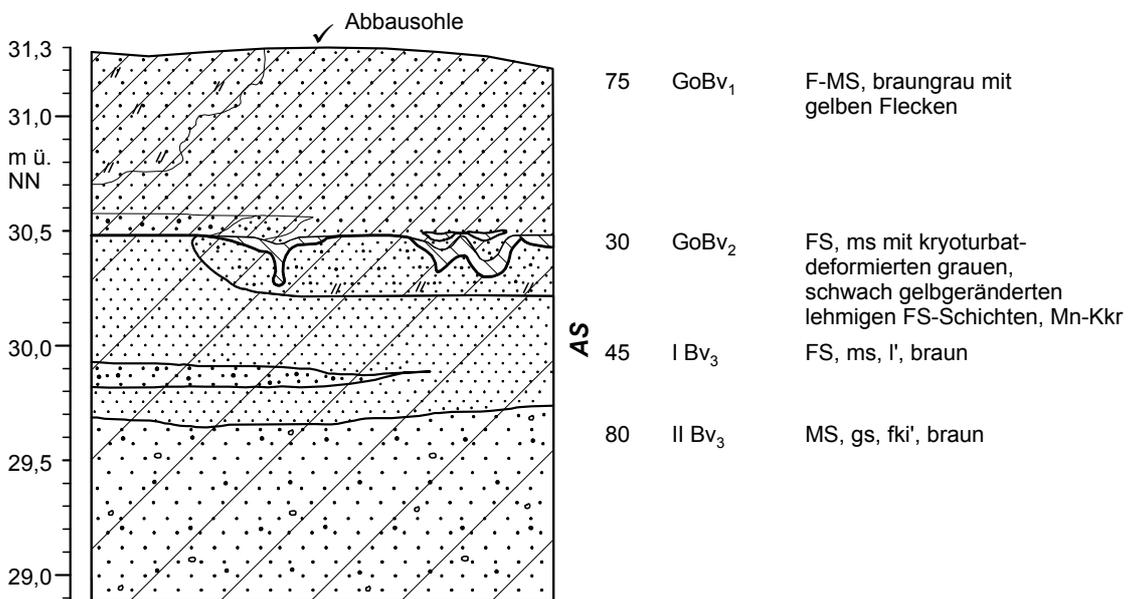
Profil 56 (Holten)

MTB Dinslaken, H: 5709,87 R: 2554, 66



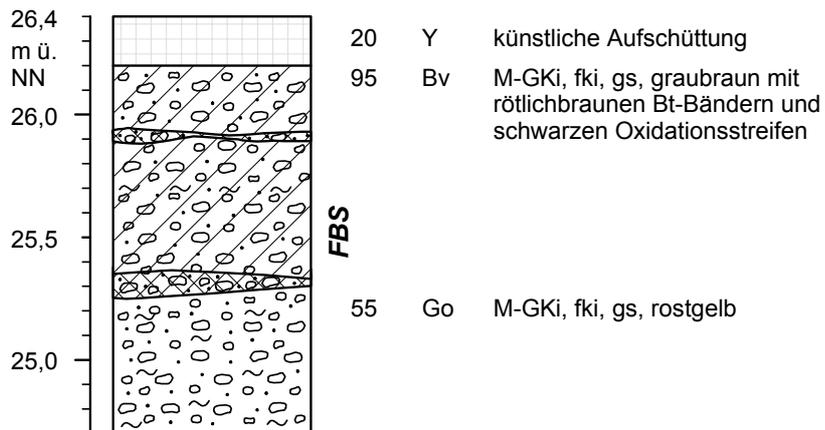
Profil 57 (gegenüber Bachstr. 58 - nördlich Buschhausen)

MTB Dinslaken, H: 5707,50 R: 2557,67



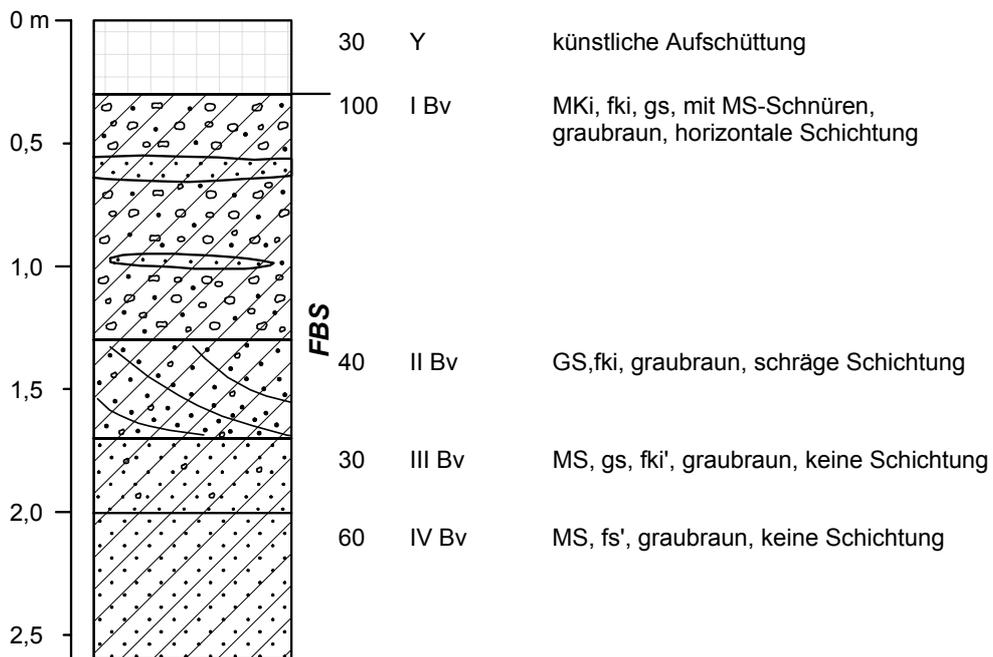
Profil 59 (Kanalstr. 22-24 - Mittel- Meiderich)

MTB Duisburg, H: 5703,67 R: 2555,42



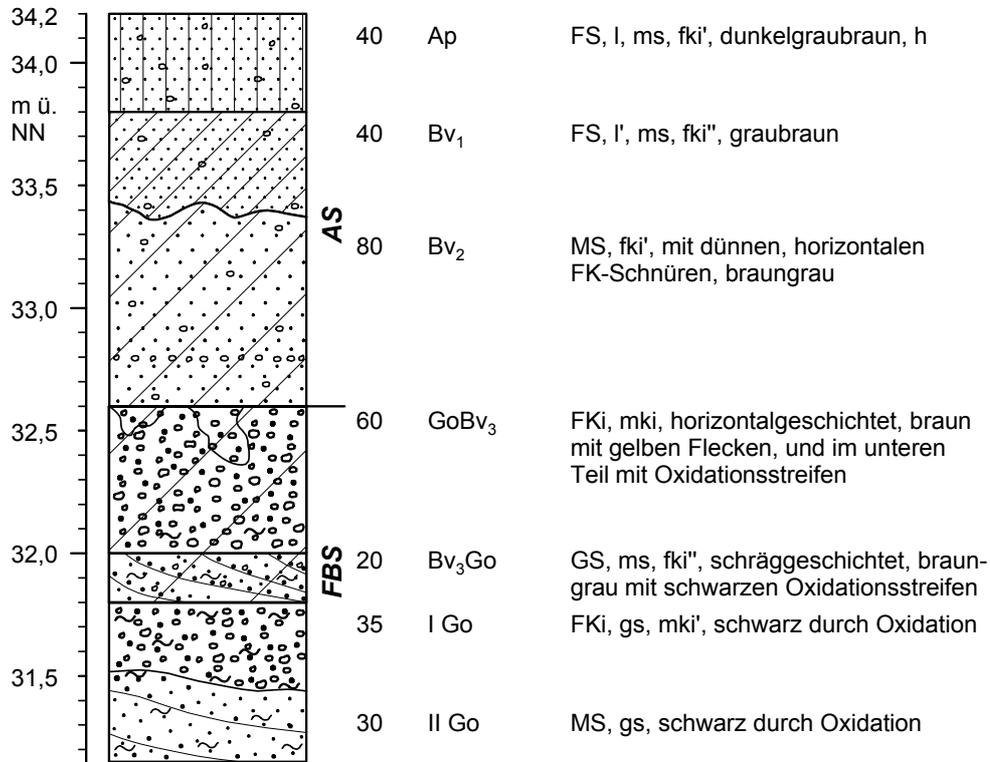
Profil 63 (gegenüber Wildstr. 7/9 - Duisburg)

MTB Duisburg, H: 5698,50 R: 2554,70



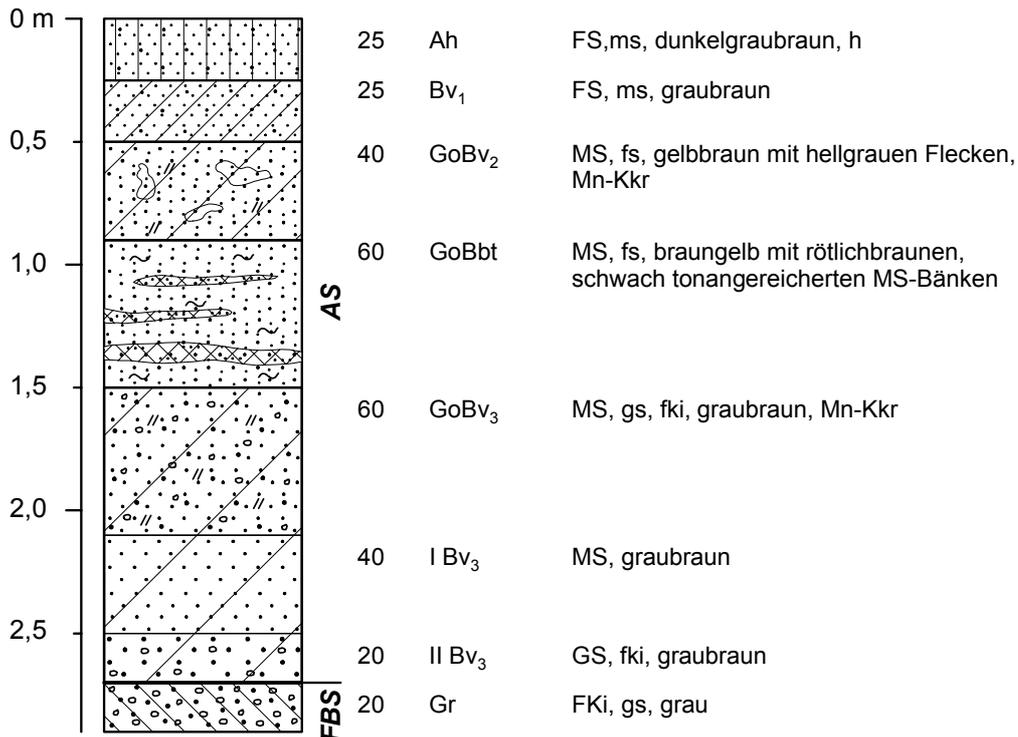
Profil 66 (Grossenbaum)

MTB Düss.-Kaiserswerth, H: 5692,20 R: 2554,62



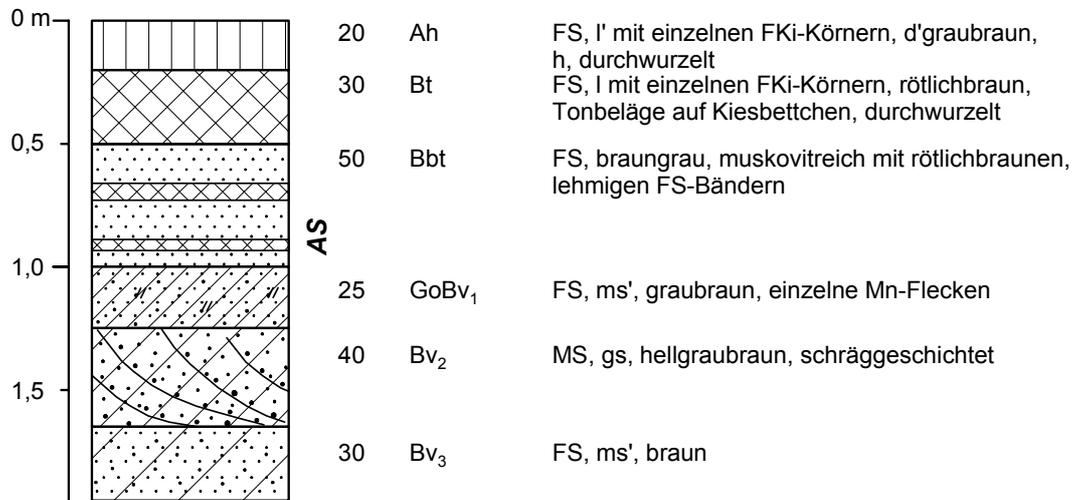
Profil 68 (Verberg)

MTB Krefeld, H: 5692,22 R: 2540,25



Profil 75 (Damaschke Str. 10a - Gartenstadt)

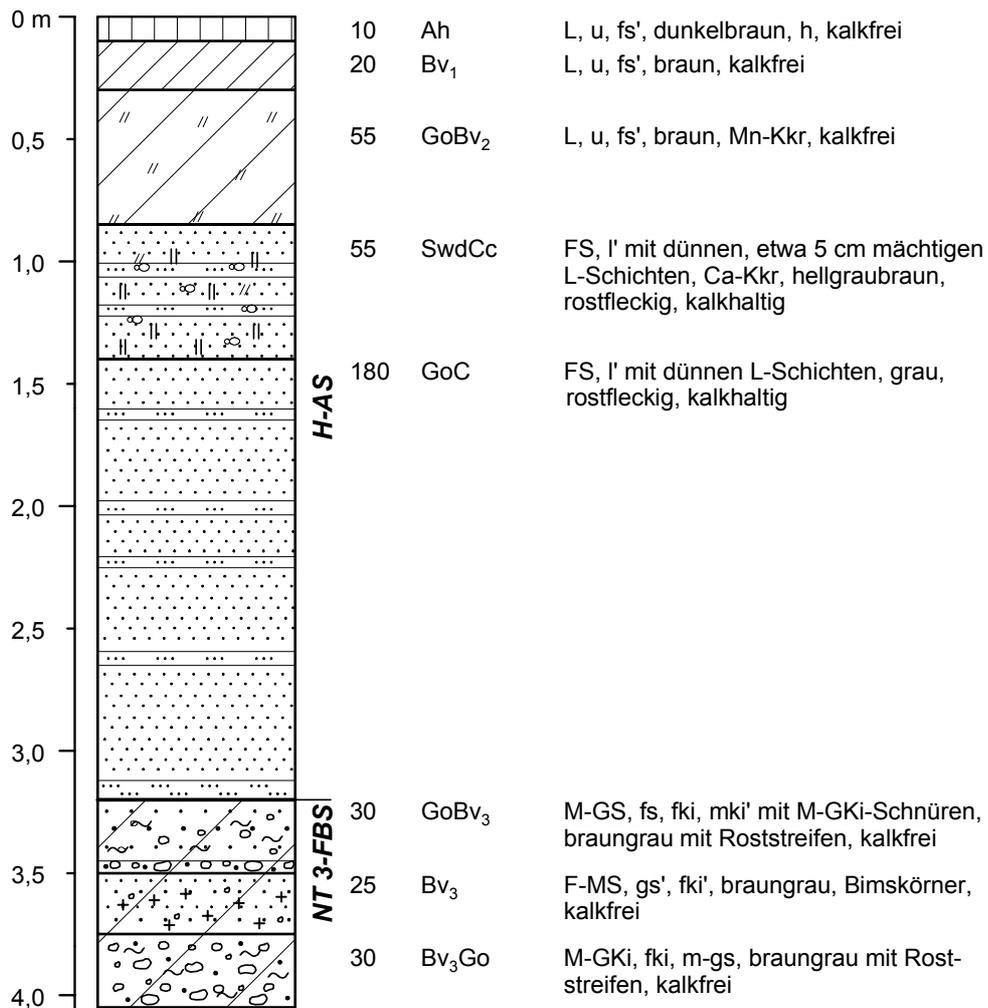
MTB Krefeld, H: 5692,05 R: 2543,90



Profile aus der Niederterrasse 3

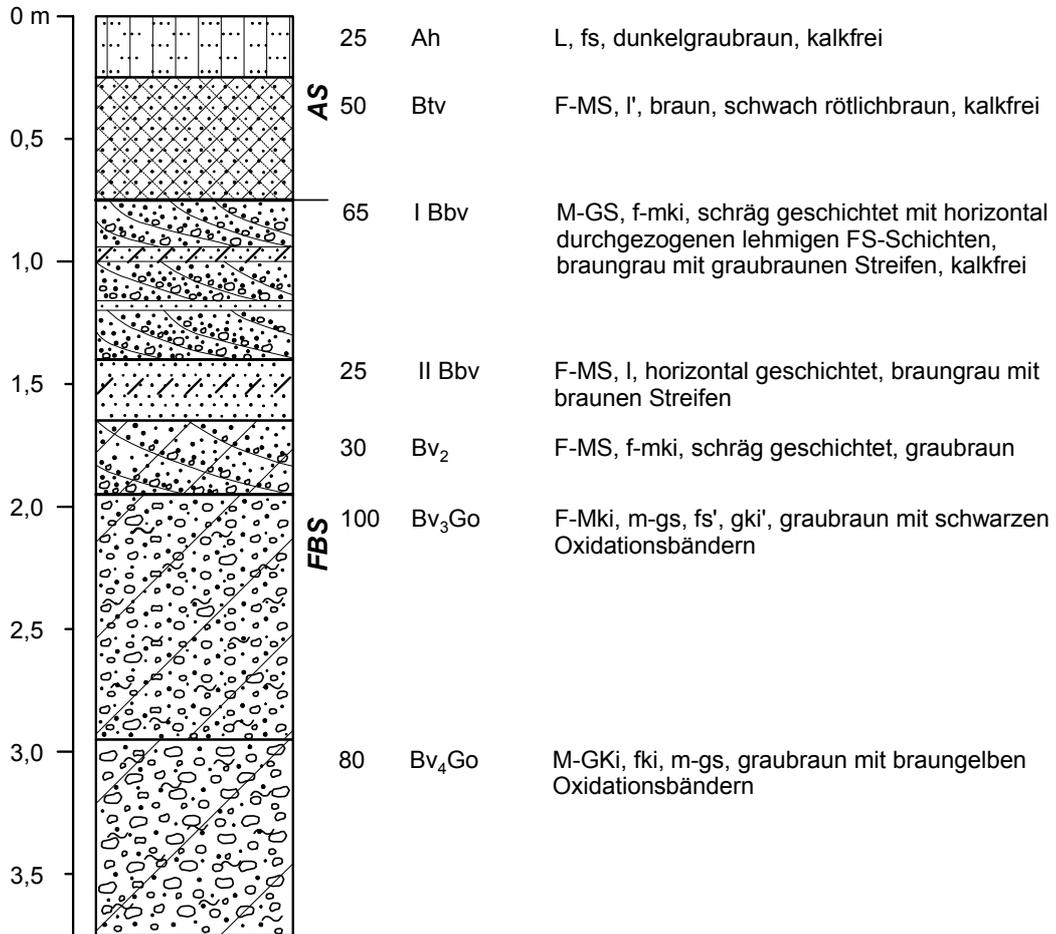
Profil 2 (Gelinde)

MTB Rheinberg, H: 5710,42 R: 2540,82



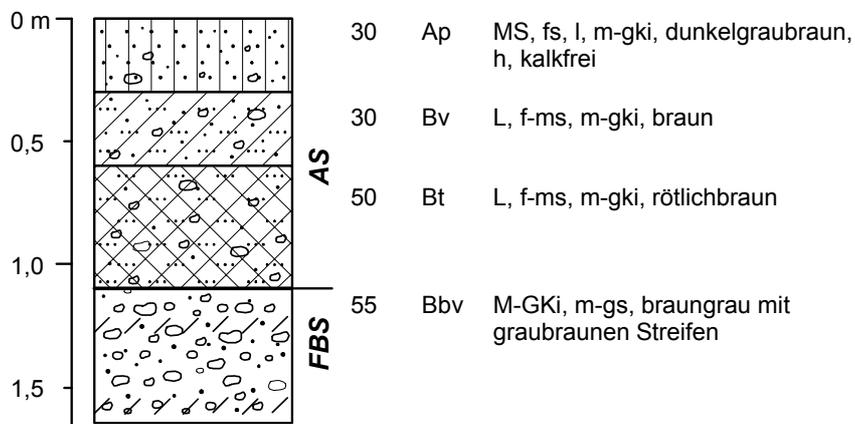
Profil 3 (Kiesgrube Gelinde)

MTB Rheingerg, H: 5710,80 R: 2540,60



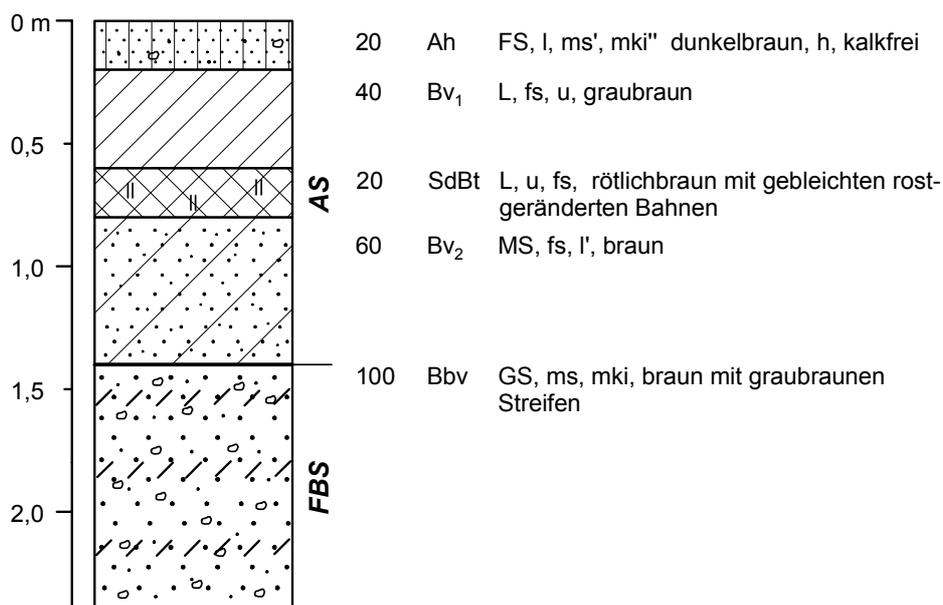
Profil 6 (beim neuen Altenheim - südlich Rheinberg)

MTB Rheinberg, H: 5711,80 R: 2541,95



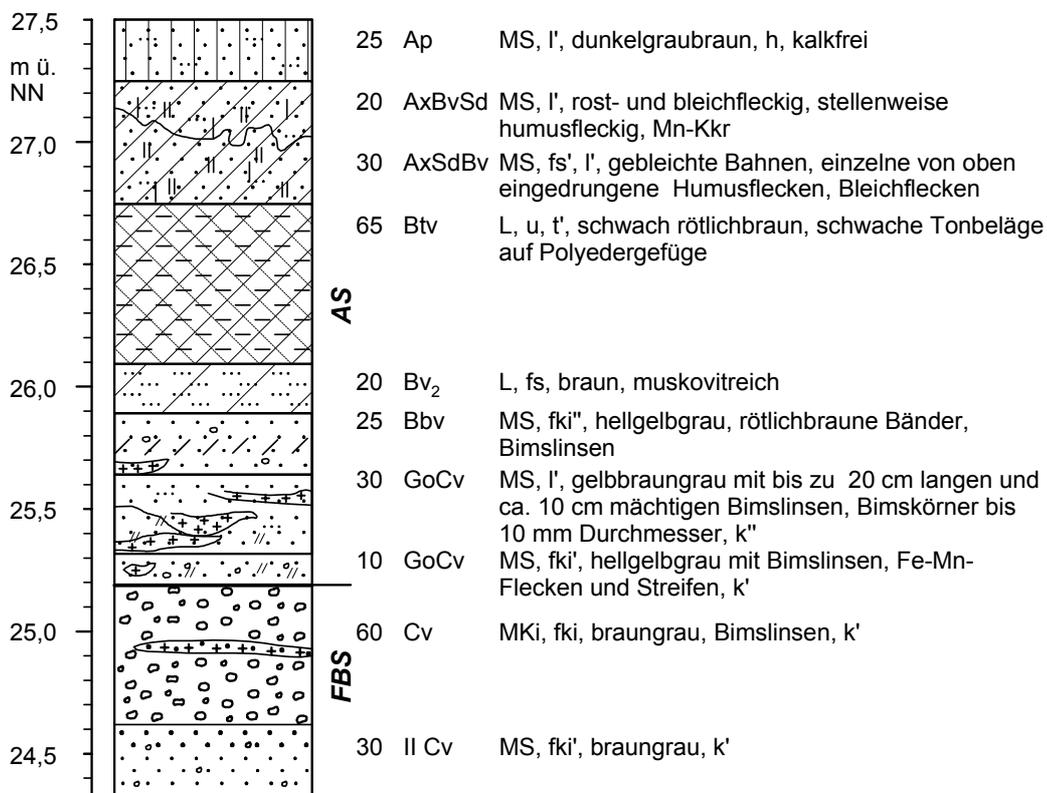
Prof 7 (beim Bürgerzentrum - Alspray)

MTB Rheinberg, H: 5711,37 R: 2538,12



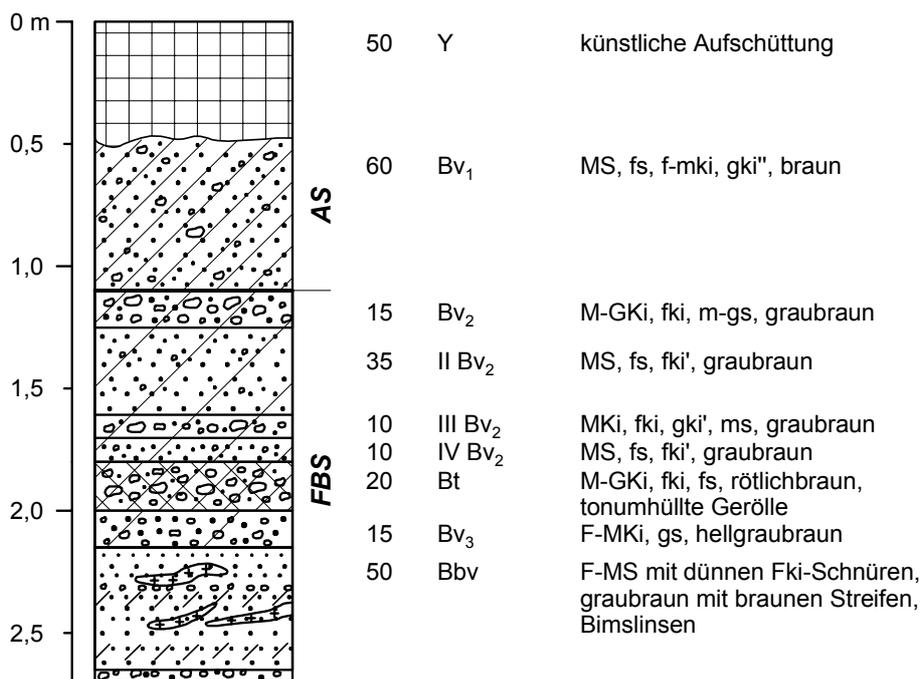
Profil 10 (Alspray)

MTB Rheinberg H: 5711,72 R: 2537,77



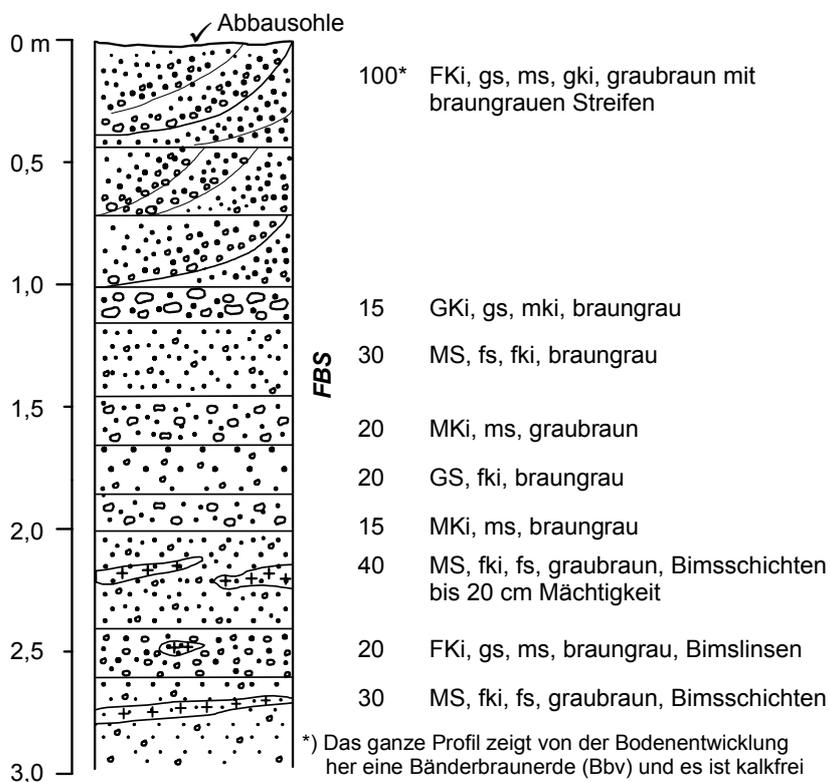
Profil 11 (südlich Ossenberg)

MTB Rheinberg, H: 5714,10 R: 2540,50



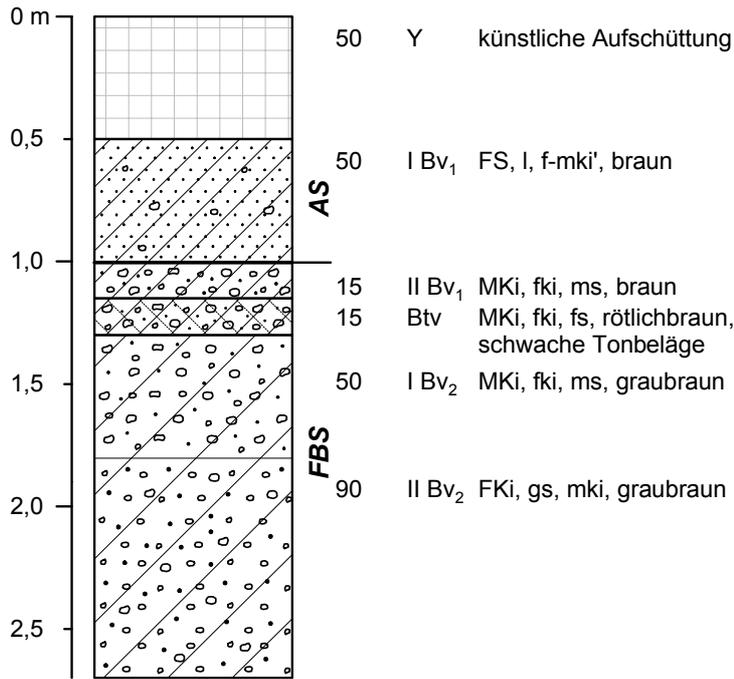
Profil 13 (westlich Kiesgrube Gelinde)

MTB Rheinberg, H: 5710,22 R: 2540,22



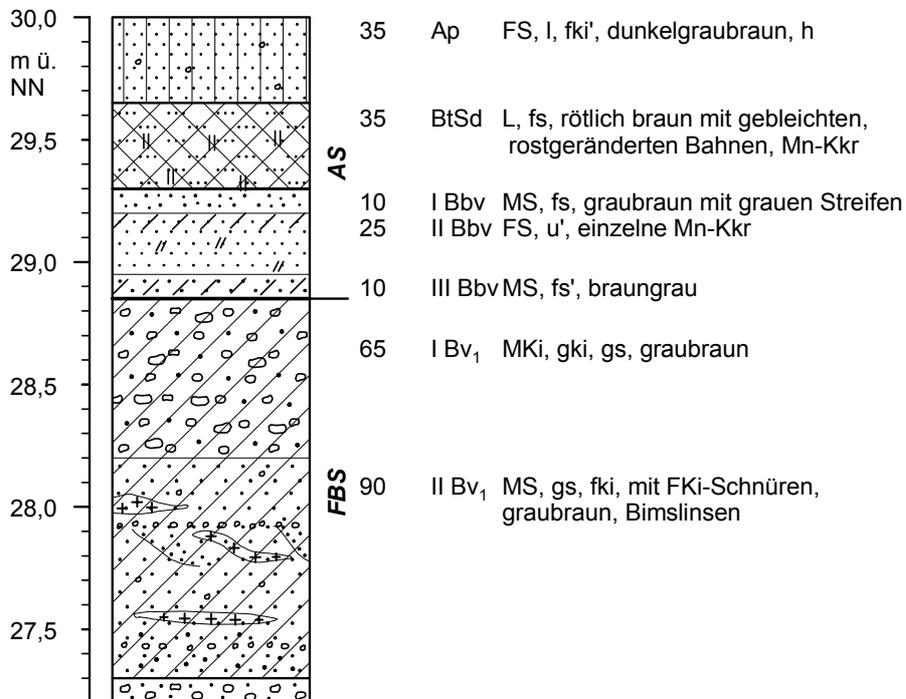
Profil 20 (nordwestlich Budberg)

MTB Rheinberg, H: 5711,62 R: 2543,67



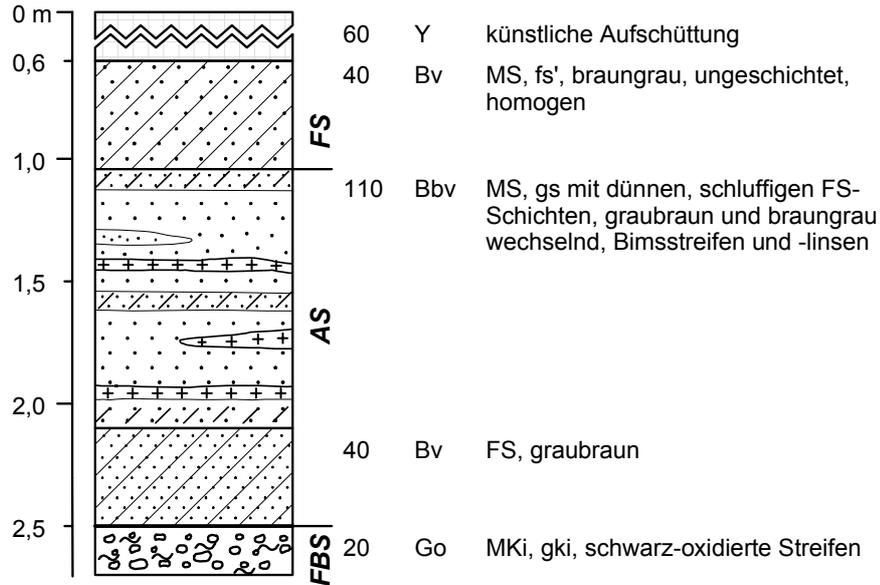
Profil 25 (Holderberg)

MTB Moers, H: 5698,67 R: 2543,12



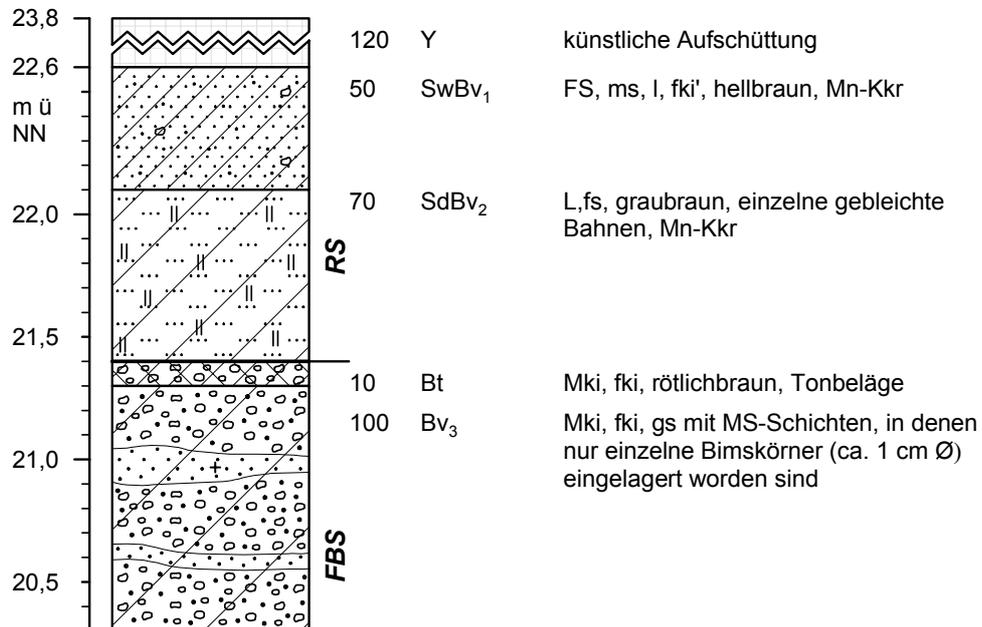
Profil 26 (Schwafheim)

MTB Moers, H: 5698,55 R: 2545,27



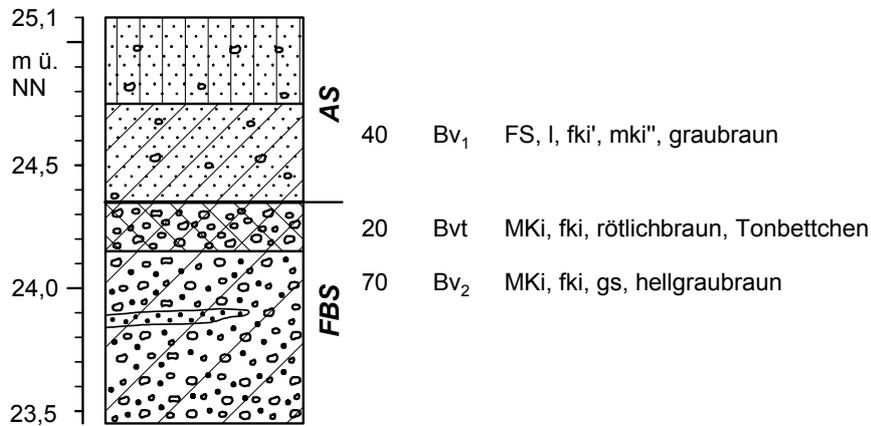
Profil 40 (Am Meerbeck - nordöstlich Moers)

MTB Moers, H: 5703,15 R: 2545,90



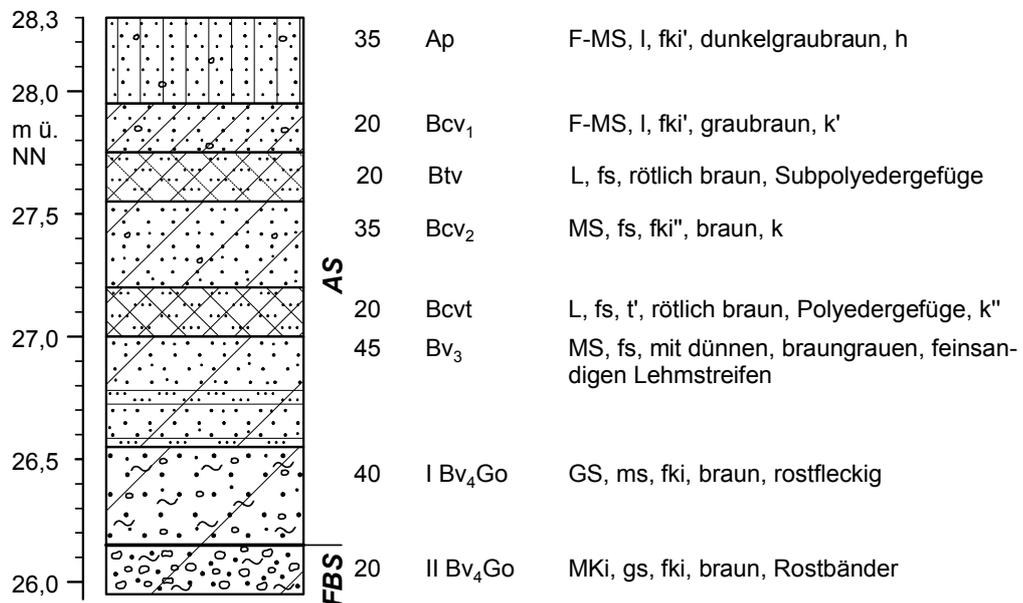
Profil 41 (Am Meerbeck - nordöstlich Moers)

MTB Moers, H: 5703,26 R: 2545,85



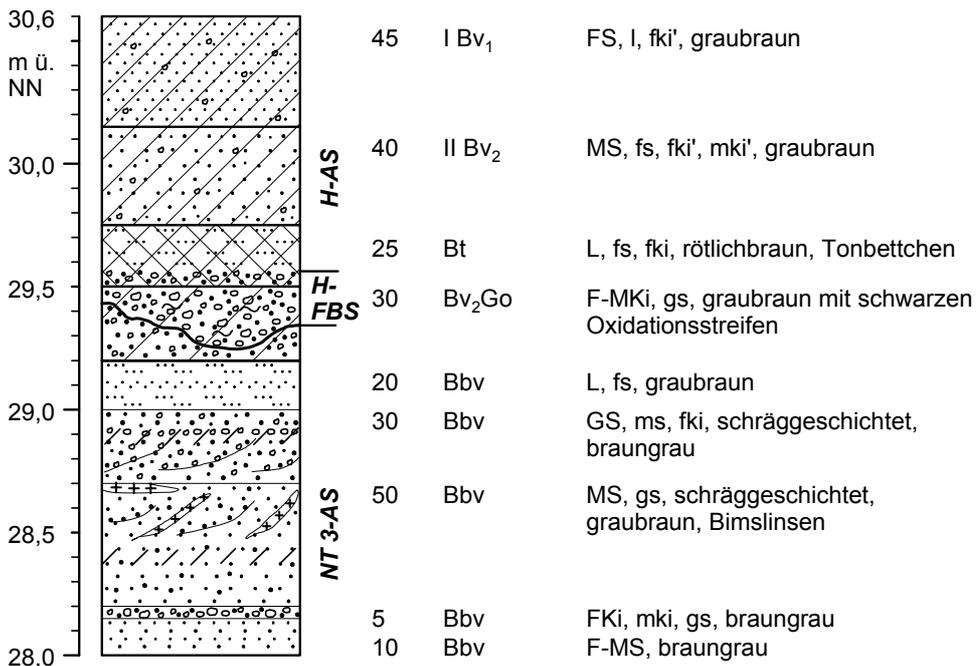
Profil 43 (Rheinhausen)

MTB Duisburg, H: 5696,37 R: 2549,53



Profil 45 (Düsseldorfer Str. 141 - Kaldenhausen)

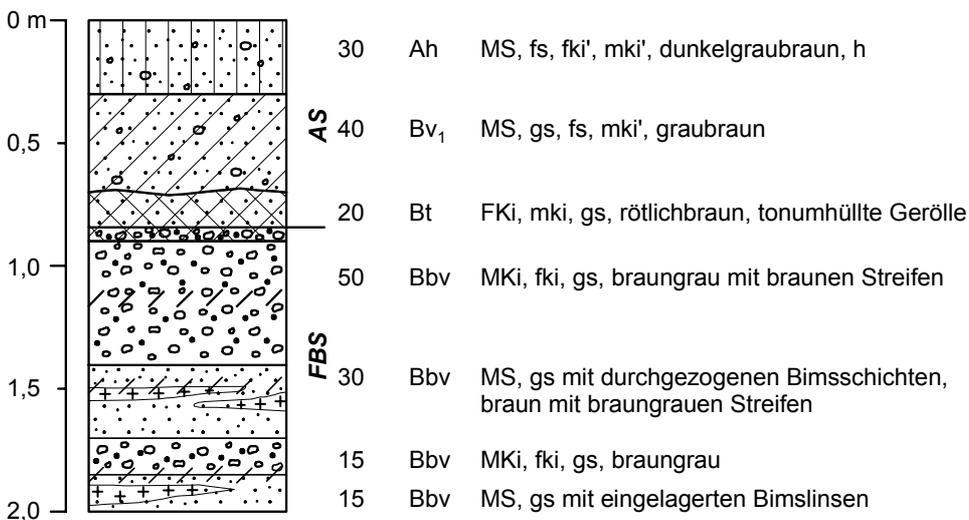
MTB Krefeld, H: 5695,08 R: 2545,67



H-AS Holozänzeitliche Auensediment
H-FBS Holozänzeitliche Flussbettsediment eines Rheinarmes
NT 3-AS Auensediment der NT 3

Profil 46 (östlich Meerfeld Ufort - nördlich Moers)

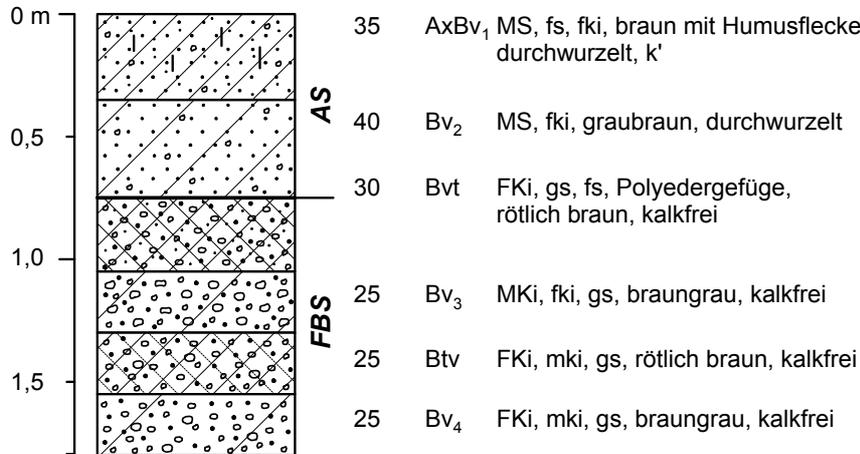
MTB Moers, H: 5704,52 R: 2543,18



Profil 65 (Kegelstr. 100 - Mündelheim)

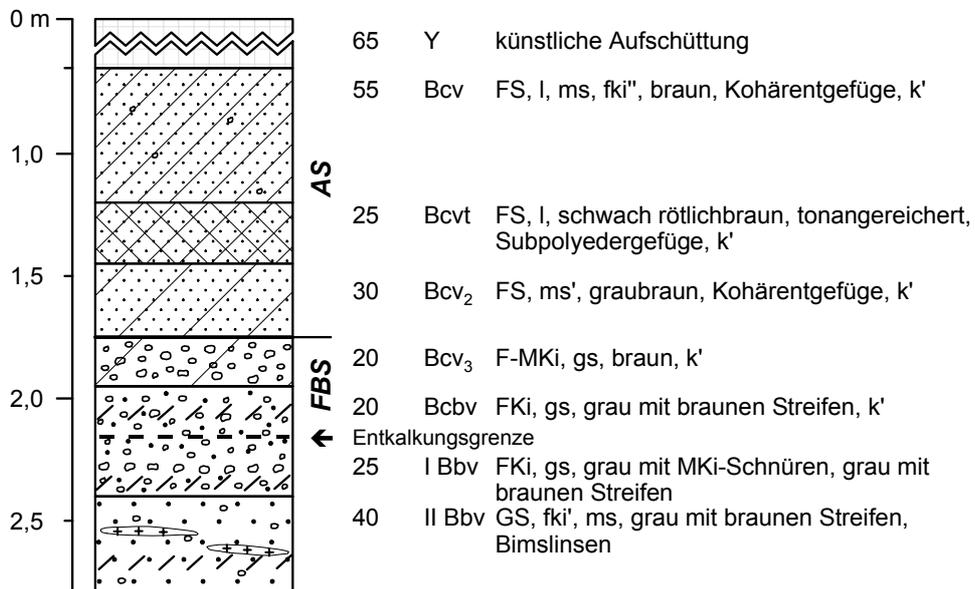
MTB Düss.-Kaiserswerth, H: 5691,95 R: 2547,55

↙ ein etwa 20 cm mächtiger Humushorizont wurde abgehoben



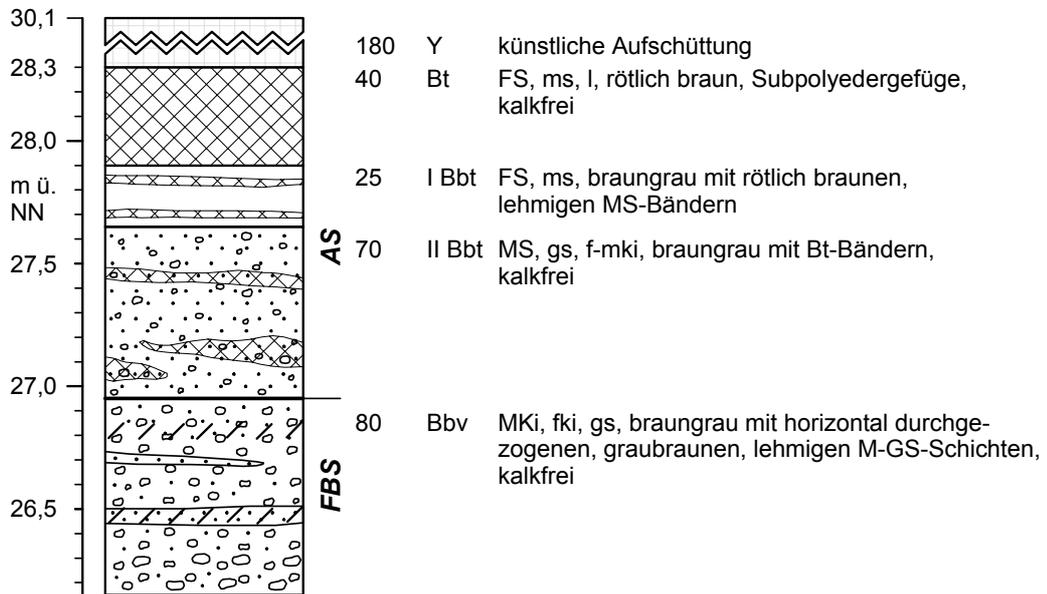
Profil 73 (hinter der Moerser Str. 2 - östlich Hochfeld)

MTB Moers, H: 5696,45 R: 2545,85



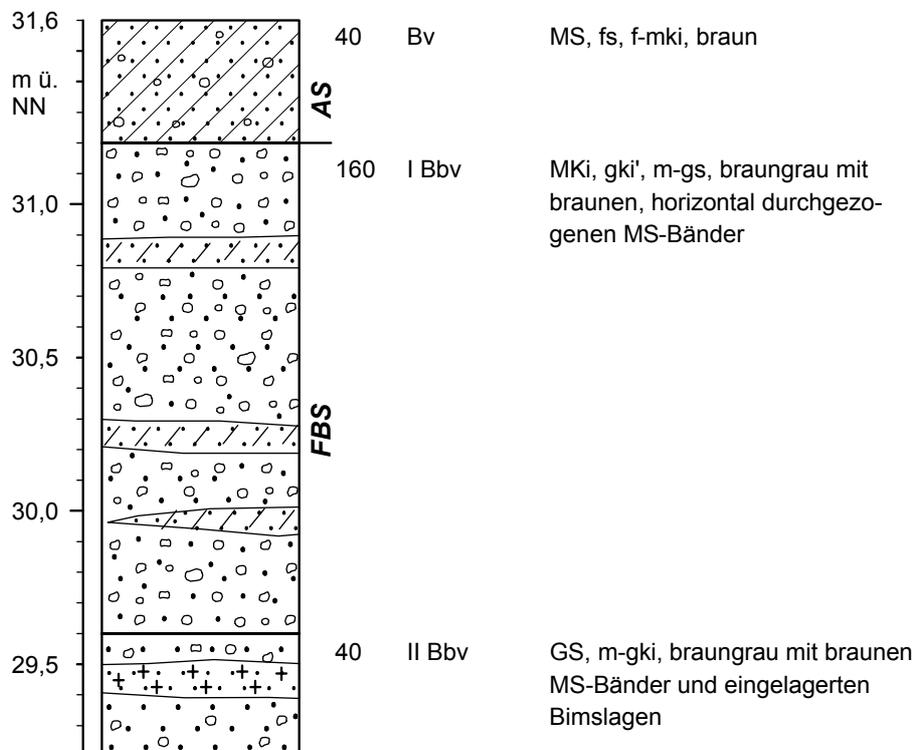
Profil 77 (Behringstr. 24 - nördlich Bliersheim)

MTB Düss.-Kaiserswerth, H: 5695,90 R: 2549,32



Profil 80 (Krefelderstr. 136 - Mündelheim)

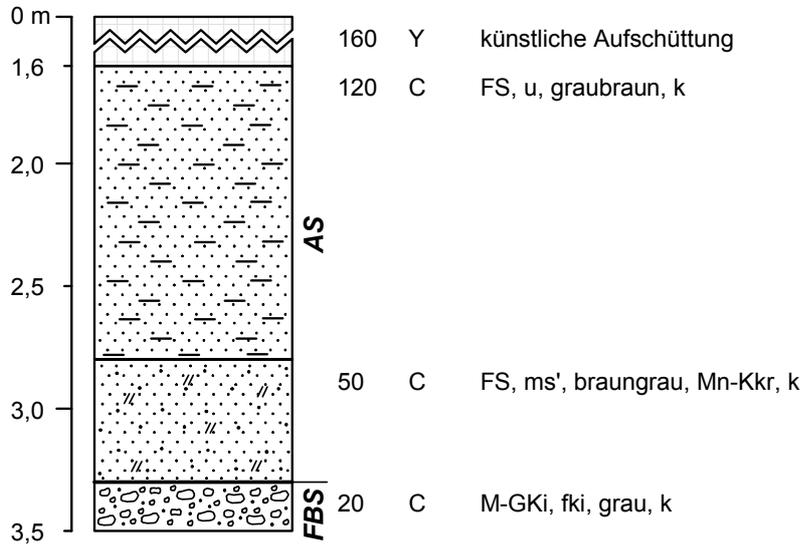
MTB Düsseldorf-Kaiserswerth, H: 5691,67 R: 2547,85



Profile aus dem Holozän

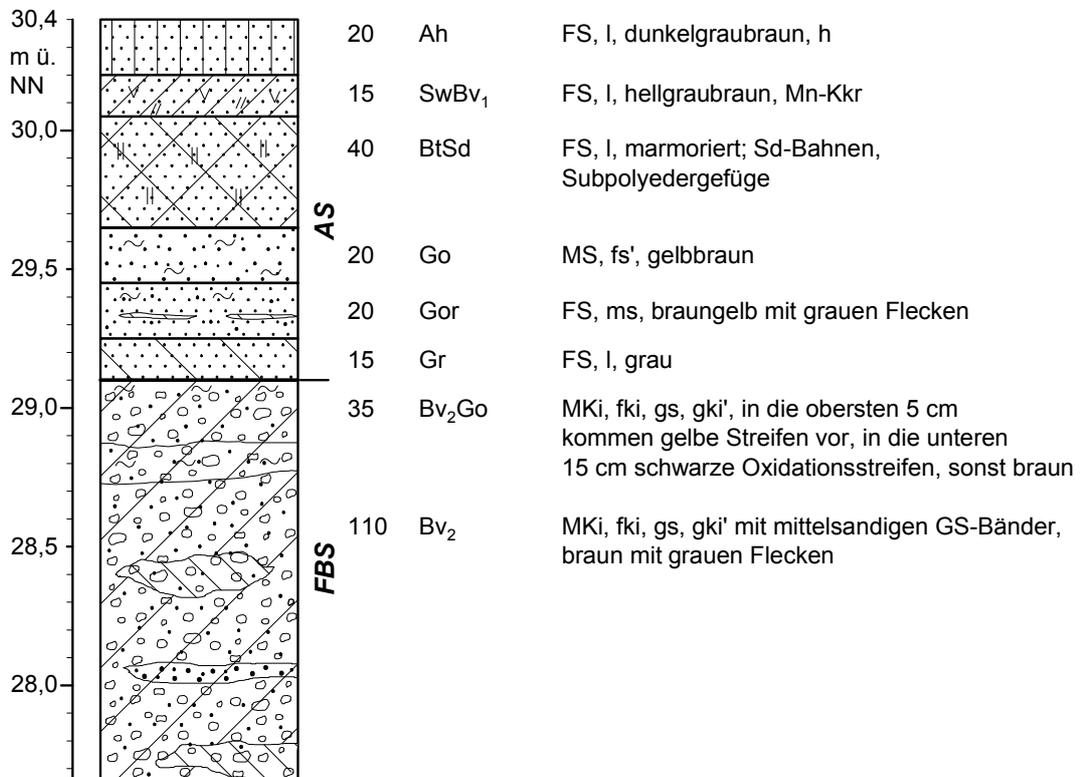
Profil 44 (Rheinhausen-Ost)

MTB Duisburg, H: 5697,00 R: 2550,80



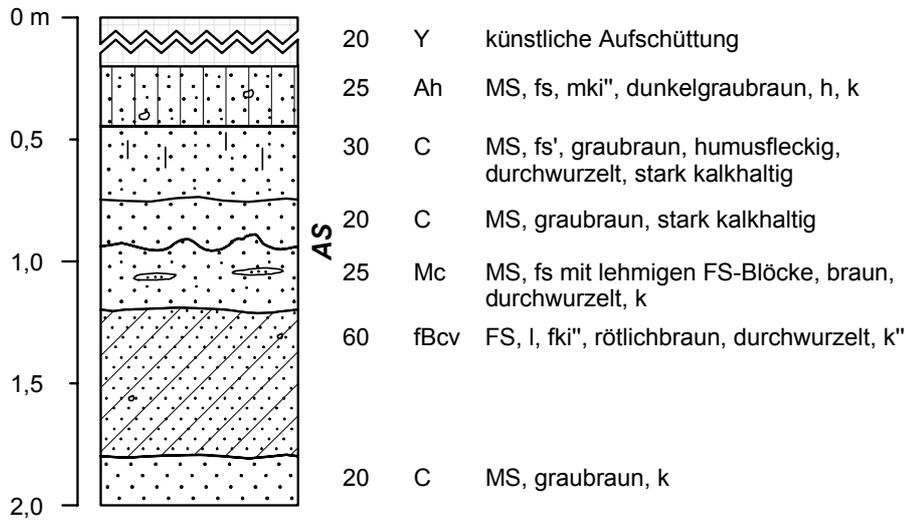
Profil 61 (Parkstr. 14 - Uerdingen)

MTB Krefeld, H: 5692,17 R: 2544,55



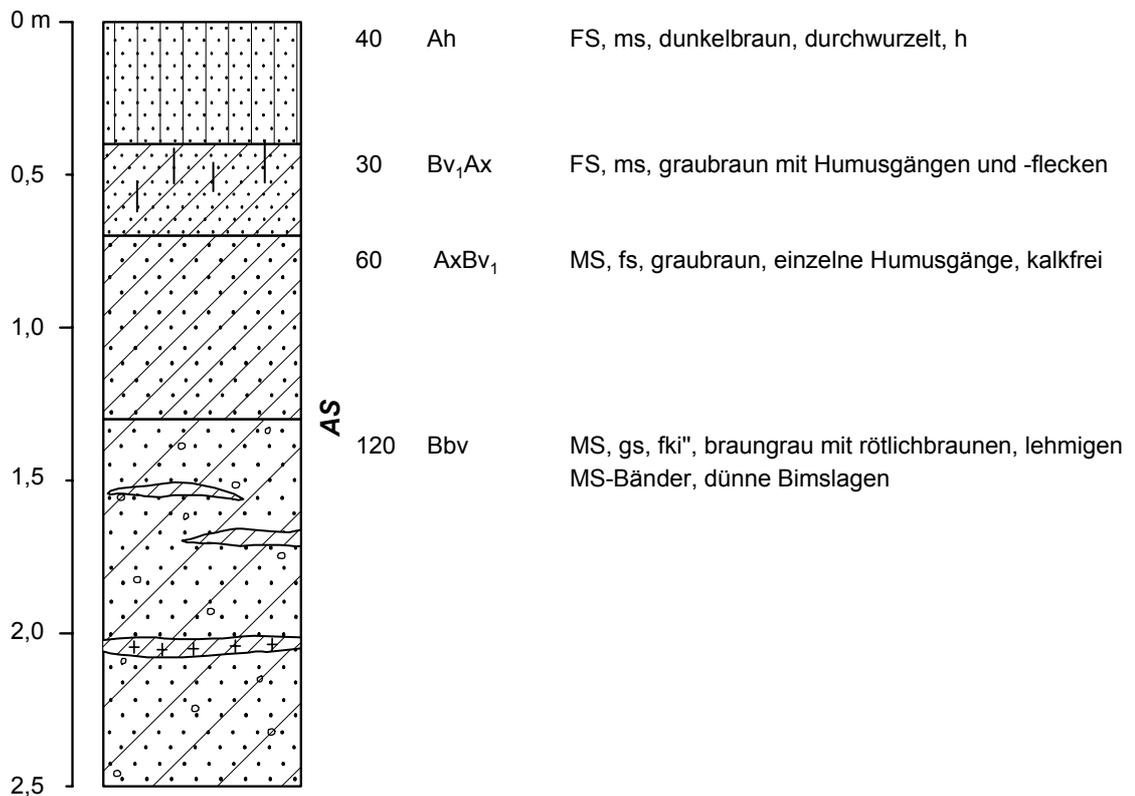
Profil 64 (hinter der Essenbergerstr. 211-213 - Neuenkamp)

MTB Duisburg H: 5699,95 R: 2550,77



Profil 72 (Am Südring 26 - Moers)

MTB Moers, H: 5701,70 R: 2543,80



Bohrungen

NT 1

Bohrung 23 (Auf der Forster Heide - nordöstlich Sevelen)

MTB Issum, H: 5707,40 R: 2528,62

0 - 40	Ap	MS, fs, fki, mki, dunkelbraun, h	
40 - 50	GoBv ₁	MS, fki, mki'', gelbbraun	AS
50 - 85	GoBv ₂	MS, mki', fki', braungrau mit gelben Oxidationsflecken	
85 - 110	Bv ₂	MS, gs', braungrau	
110 - 130	Bv ₃ Go	GS, ms, braungelb	
<hr/>			
130 - 200	Bv ₃	FKi, gs, mki, braun (bei 200 cm Grundwasser, KBF*)	FBS

*) keine Bohrfortschritte

NT 2

B 1 (nördlich Saalhof)

MTB Rheinberg, H: 5711,25 R: 2536,75; ca. 27,5 m ü. NN

0 - 40	Ap	L, fs, u', dunkelgraubraun, h	
40 - 90	Bv ₁	FS, l, fki'', braun	
90 - 120	GoBv ₂	FS, l', gelbbraun	AS
120 - 160	I Bbv	MS, fs, braungrau mit graubraunen Streifen	
160 - 220	II Bbv	MS, gs, braungrau mit graubraunen Streifen	
220 - 275	GoBbv	MS, fs, grau mit dünnen (bis 5 cm mächtigen), graubraunen, fs Lehmschichten und schwarzen Oxidationsflecken	
275 - 435	Bv ₃	GS, ms, braungrau	
<hr/>			
435 - 465	Gr	FKi, gs, grau	FBS

B 3 (Tönisberg)

MTB Moers, H: 5698,1 R: 2535,20; ca. 29,5 m ü. NN

0 - 25	Ap	L, fs, u, dunkelgraubraun, h	
25 - 35	SwBv ₁	L, fs, hellgraubraun, Mn-Kkr	AS
35 - 50	Swd	L, fs, graubraun mit Sd-Bahnen, einzelne Mn-Kkr	
50 - 65	SdBv ₂	FS, ms, fki'', braungrau mit einzelnen Sd-Bahnen	
65 - 85	Bv ₂ Go	FS, ms, fki'', braungelb	
85 - 100	Bv ₃	MS, fk', hellbraungrau	
<hr/>			
100 - 140	I Bv ₄	Mki, fki, gs, braungrau	FBS
140 - 240	II Bv ₄	GS, fki, ms, braungrau	

B 7 (Im Heßefeld - nördlich Neukirchen)

MTB Moers, H: 5702,72 R: 2539,06; ca. 30,0 m ü. NN

0 - 35	Ap	FS, l, fki', dunkelgraubraun, h	
35 - 50	I Bv ₁	FS, l', fki', braun	
50 - 70	II Bv ₁	L, fs, braun	
70 - 100	Bvt	L, fs, rötlich braun	
100 - 125	I GoBv ₂	MS, fs, l, gelbbraun	
125 - 140	II GoBv ₂	GS, ms, fs, gelbbraun	AS
140 - 190	Bv ₃	MS, fs, gs, braungrau	
190 - 220	Bv ₃ Go	GS, ms, braun mit schwarzen Oxidationsstreifen	

220 - 300	I Bbv	GS, ms, fki, graubraun mit braungrauen Streifen	
300 - 320	II Bbv	MS, gs, fs, graubraun mit braungrauen Streifen	
320 - 350	III Bbv	FKi, gs, graubraun mit braungrauen Streifen	FBS
350 - 385	I Gr	GS, fki, ms, grau	
385 - 400	II Gr	FKi, gki, gs, grau	

B 8 (Im Heßefeld - nördlich Neukirchen)

MTB Moers, H: 5702,77 R: 2539,35; ca. 30,0 m ü. NN

0 - 35	Ap	FS, l, fki', dunkelgraubraun, h	
35 - 50	Bv ₁	FS, l, fki', braun	
50 - 110	Bvt	L, fs, rötlich braun	AS
110 - 125	GoBv ₂	GS, fki, gelbbraun	
125 - 150	Bv ₃	GS, fki, graubraun	
150 - 180	BvSd	L, fs', braun mit rostgeränderten Sd-Bahnen	

180 - 475	Bbv	GS, fki, grau mit braunen, dünnen grobsandigen MS-Schichten	FBS

B 11 (nördlich Sevelen)

MTB Kerken, H: 5707,00 R: 2530,12; ca. 27,50 m ü. NN

0 - 30	Ap	MS, fs, fki, mki'', dunkelgraubraun, h	
30 - 40	Bv ₁	MS, fs, l, mki'', graubraun	
40 - 60	Bv ₂	MS, fs, l, mki'', braunblaugrau	AS
60 - 70	Sd	FS, fki, mki, braun mit hellen, rostgeränderten Sd-Bahnen	
70 - 120	Bv ₃	FS, l, m-gki, braun	

120 - 140	I Bv ₄	GS, fki, ms, mki'', braungrau	
140 - 180	II Bv ₄	MKi, fki, gs, braungrau (bei 170 cm Grundwasser)	FBS

B 12 (nördlich Sevelen)

MTB Issum, H: 5707,46 R: 2531,52; ca. 27,50 m ü. NN

0 - 30	Ap	FS, l, u', dunkelgraubraun, h	AS
30 - 50	GoBv	MS, fs, gelbbraun	

50 - 70	BvGo	MKi, fki, braungelb	FBS

B 13 (bei Kresken - nördlich Sevelen)

MTB Issum, H: 5707,52 R: 2531,02; ca. 27,50 m ü. NN

0 - 35	Ap	MS, fs, l, mki', dunkelgraubraun, h	AM
35 - 90	GoBv	MS, fki, gs, braungrau mit Oxidationsstreifen	

90 - 100	Bv	MKi, fki, gs, braungrau	FBS

B 17 (bei Layers - östlich Issum)

MTB Issum, H: 5711,61 R: 2531,30; ca. 27,00 m ü. NN

0 - 40	Ap	FS, l, fki', dunkelgraubraun, h	AS
40 - 95	Bv ₁	FS, fki', braun	
95 - 110	SwBv	FS, fki, hellbraun, Mn-Kkr	
110 - 120	Sdw	L, fs, braun, einzelne Sd-Bahnen, Mn-Kkr	
120 - 135	GoBv ₂	FKi, ms, gs, gelbbraun	

135 - 170	I Bbv	GS, fki, braungrau mit graubraunen Streifen	FBS
170 - 220	II Bbv	MKi, fki, gs, grau mit graubraunen Streifen	

B 19 (beim Geilingshof - nördlich Saalhof)

MTB Rheinberg, H: 5712,00 R: 2536,72; ca. 27,00 m ü. NN

0 - 40	Ap	FS, l, dunkelgraubraun, h	AS
40 - 80	Bv ₁	FS, l, braun	
80 - 100	GoBv ₁	L, fs, braun, Mn-Kkr	
100 - 175	Bv ₂ Go	Ms, l, gelbbraun, Mn-Kkr	
175 - 210	I GoBv ₃	FS, ms, braungrau mit gelben Oxidationsflecken	
210 - 230	II GoBv ₃	MS, fs, braungrau mit gelben Oxidationsflecken	

230 - 275	Go	GS, fki, ms, schwarz durch Oxidation	FBS
275 - 320	Bv ₄	GS, fki, ms, braun	
320 - 360	GoBv ₄	GS, ms, fki, braun, schwarzfleckig	
360 - 440	I Bv ₅	MS, fs, fki', graubraun	
440 - 450	II Bv ₅	FKi, gs, graubraun (bei 450 cm Grundwasser, KBF)	

B 22 (Auf'm Hamsfeld - südlich Issum)

MTB Issum, H: 5709,70 R: 2529,62; ca. 27,0 m ü. NN

0 - 30	Ap	L, fs, ms', dunkelgraubraun, h	AS
30 - 75	Bv ₁	L, fs', braun	
75 - 150	GoBv ₁	MS, fs, l', braun bis graubraun mit gelben Oxidationsflecken	
150 - 170	Bv ₂	MS, fki, braungrau	FBS
170 - 200	I Bv ₃	MS, fs, braun	

200 - 250	II Bv ₃	GS, fki, mki, braun	

B 29* (Egelsberg)

MTB Krefeld, H: 5695,25 R: 2541,17; ca. 34,0 m ü. NN

0 - 45	Acp	MS, fs, l, f-mki', dunkelgraubraun, h, k
45 - 90	Bv	MS, fs, l, mki', braun, k
90 - 130	GoBv	MS, u, mki, gelbbraun, k
130 - 160	SdBv ₁	MS, fs, u, fki, m-gki', gelbbraun mit grauen Flecken, k
160 - 200	BvSd	MS, fs, u', rostgeränderte graue Flecken, k
200 - 240	SdBv ₂	MS, fs, l', gelbbraun mit grauen Flecken, k
240 - 350	Sd	L, fs mit dazwischen eingelagerten dünnen (10-15 cm) feinsandigen MS-Schichten, hellgrau rostgeränderten Sd-Bahnen, bei 3 m Grundwasser
350 - 360	Gr	L, t, grau
360 - 380	Bv	T, l, braungrau

*) Diese Bohrung wurde am erodierten Nordhang des Egelsberges durchgeführt, um die geologische Grenze zwischen Egelsberg und umliegender NT₂-Terrasse zu ermitteln. Die Bohrung zeigt den Aufbau des Egelsberges.

NT 3**B 2** (südwestlich Alpsray)

MTB Rheinberg, H: 5711,27 R: 2537,44; ca. 26 m ü. NN

0 - 30	Ap	L, fs, dunkelgraubraun, h	
30 - 90	Bv ₁	FS, l, braun	
90 - 155	Bv ₂	FS, l', graubraun mit dünnen grauen Lehmschichten, Mn-Kkr	AS
155 - 170	BvSw	FS, l, hell graubraun, Mn-Kkr	
170 - 190	BvtSd	L, fs, rötlich braun, rostgeränderte Sd-Bahnen	

190 - 215	Bbv	GS, fki, braungrau mit graubraunen Streifen	
215 - 235	Bbv	FS, l, graubraun mit sehr dünnen, braunen, feinsandigen, L-Schichten	FBS
235 - 275	Bbv	GS, ms, fki, braungrau, in 245 cm Tiefe befindet sich Bims in einer feinsandigen MS-Schicht	
275 - 300	Bbv	MKi, gki, fki, braungrau	

B 5 (Hochfeld - südlich Moers)

MTB Moers, H: 5697,72 R: 2544,07; ca. 30 m ü. NN

0 - 30	Ap	FS, l', dunkelgraubraun, h	
30 - 75	GoBv ₁	FS, ms, gelbbraun	
75 - 150	Bbv	MS, fs, fki'', braun mit grauen Streifen, ab 100 cm Tiefe Mn-Kkr	AS

150 - 190	Bbv	MS, gs, fki, graubraun mit grauen Streifen	
190 - 230	Bbv	FKi, gs, ms, graubraun mit grauen Streifen	
230 - 260	I Bv ₂	FKi, mki, gs, braungrau	FBS
260 - 285	II Bv ₂	MKi, fki, gs, braungrau	

B 6 (Hochfeld - südlich Moers)

MTB Moers, H: 5697,24 R: 2544,80; 29,35 m ü. NN

0 - 30	Ap	FS, l, mki', dunkelgraubraun, h	
30 - 50	I Bv ₁	L, fs, graubraun	
50 - 80	II Bv ₁	FS, l', graubraun	
80 - 120	I Btv ₂	L, fs, rötlich braun	AS
120 - 160	II Btv ₂	FS, l, rötlich braun	
<hr/>			
160 - 200	Bbv	MS, fki, graubraun mit braungrauen Streifen, einzelne Mn-Kkr	
200 - 220	Bbv	MKi, fki, gs, braungrau mit braunen Streifen	FBS
220 - 310	Bbv	GS, fki, ms, braungrau mit graubraunen Streifen, Bims in grobsandigen MS-Schichten	

B 9 (nördlich Kapellen)

MTB Moers, H: 5699,70 R: 2541,05; ca. 30,5 m ü. NN

0 - 30	Ap	FS, l, u', dunkelgraubraun, h	
30 - 100	I Bv ₁	FS, l, fki'', graubraun	AS
100 - 115	II Bv ₁	MS, fs, fki, graubraun	
115 - 150	Bvt	L, fs, t', rötlich braun	
<hr/>			
150 - 165	Bv ₂	GS, fki, ms, braugrau	
165 - 200	BvSw	FS, l, hellgraubraun, Mn-Kkr	
200 - 210	Swd	L, fs, gelbbraun mit gebleichten Bahnen, einzelne Mn-Kkr	
210 - 230	I Bv ₃	FS, l, braungrau	FBS
230 - 290	II Bv ₃	MS, fs, gs, braungrau	
290 - 420	III Bv ₃	GS, fki, ms, braungrau	
420 - 440	Go	FKi, mki, schwarzoxidiert	
440 - 460	Gr	FKi, mki, grau	

B 10 (nördlich Kapellen)

MTB Moers, H: 5700,04 R: 2540,72; 29,43 m ü. NN

0 - 30	Ap	FS, l, dunkelgraubraun, h	
30 - 70	Bv ₁	FS, l, graubraun	
70 - 95	Bvt	L, fs', rötlich braun, einzelne Mn-Kkr	AS
95 - 105	Bv ₂ Sw	L, fs', hellbraun, Mn-Kkr	
105 - 125	Bv ₂ Sd	L, fs', gebleichte, rostgeränderte Bahnen	
125 - 155	SdBv ₂	FS, l, braun mit einzelnen gebleichten Bahnen	
<hr/>			
155 - 175	Bv ₃	FKi, mki, gs, graubraun	
175 - 195	GoBv ₃	FKi, mki, gs, graubraun mit schwarzen Oxidationsstreifen	
195 - 250	Bbv	MKi, fki, gs, braungrau mit graubraunen Streifen	FBS
250 - 295	Bbv	MS, fki, braungrau mit graubraunen Streifen	
295 - 315	Bbv	MS, fs, graubraun, eingelagertes Bims	
315 - 375	Bbv	GS, fki, braungrau	
375 - 385	Bbv	FKi, gs, braungrau	

B 27 (Düne - westlich Annaberg)

MTB Rheinberg, H: 5710,50 R: 2539,45, ca. 27,5 m ü. NN

0 - 30	Ap	F-MS, l', dunkelgraubraun, h, k	FS
30 - 90	Bv ₁	F-MS, u, braun, homogen, k	
90 - 180	Bbv	F-MS, braungrau mit braunen, k Flecken/Streifen, homogen, k	

180 - 240	Cv	MS, fs, fki'' mit schluffigen FS-Bänder, graubraun, k''	AS
240 - 280	Cv	MS, fki, mki'', braungrau, k''	

280 - 320	C	FKi, mki, braungrau, k'	FBS

B 30 (Vennikel)

MTB Krefeld, H: 5695,32 R: 2543,83; ca. 32,5 m ü. NN

0 - 30	Ap	MS, fs, l', dunkelgraubraun, h	FS
30 - 160	Bbt	MS, fs, braun mit rötlichbraunen lehmig-feinsandigen MS-Bänder, feiner Bims in 130 cm Tiefe	

160 - 180	I Bv	MS, fs, fki', braungrau	AS

180 - 220	II Bv	FKi, mki, gs, braungrau	FBS

B 31 (Vennikel, südlich B 30)

MTB Krefeld, H: 5694,80 R: 2544,10; ca. 31,5 m ü. NN

0 - 40	Ap	MS, fs, l, fki', mki', dunkelgraubraun, h	AS
40 - 80	I Bv	MS, fs, fki, mki, braun	

80 - 100	II Bv	MKi, fki, braun (wegen des groben Kieses KBF)	FBS

B 32 (Auf dem Berg - Orsoyerberg)

MTB Rheinberg, H: 5709,50 R: 2546,00; ca. 27,5 m ü. NN

0 - 35	Ap	F-MS, dunkelgraubraun, h, k	FS
35 - 110	Bv ₁	F-MS, braungrau, homogen aufgebaut, k	
110 - 180	I Bv ₂	MS, graubraun, homogen, k	

180 - 240	II Bv ₂	MS, gs, fki' mit MKi-Schnüren in 220 cm Tiefe, graubraun, k	AS
240 - 330	Bv ₃	GS, ms, braungrau, k	
330 - 370	Bv ₄	MS, fs, braun, eingelagerter feiner Bims, k	

370 - 420	I Cv	GS, fki, braungrau, k''	FBS
420 - 430	II Cv	MKi, gki, braungrau, k'' (wegen des groben Kieses KBF)	

AH**Bohrung 24** (Am Vinnbuch - südlich Moers)

MTB Moers, H: 5699,57 R: 2543,90

0 - 30	Ap	MS, l, fs', fki'', dunkelgraubraun, h	
30 - 70	I Bv ₁	MS, fs, l, braun	
70 - 90	II Bv ₁	MS, fs', braun	AS
90 - 110	I Bv ₂	MS, fs', graubraun	

110 - 140	II Bv ₂	MS, gs, fki', graubraun	
140 - 150	III Bv ₂	FKi, gs, graubraun	
150 - 160	IV Bv ₂	MS, gs, graubraun	FBS/AH
160 - 180	B ₃	MKi, fki, m-gs, braun	
180 - 340	Bv ₄	MKi, fki, m-gs, graubraun	

340 - 380	Gr	MKi, fki, gki', grau (wegen des Grundwassers KBF)	FBS/NT 3 ?

B 41 (Niederhalen - südlich Baerl)

MTB Duisburg, H: 5705,96 R: 2547,15

0 - 30	Ap	FS, l, f-mki', dunkelgraubraun	
30 - 55	I Bv ₁	FS, l, ms, f-mki'', braun	
55 - 90	II Bv ₁	L, fs, braun	AS
90 - 110	III Bv ₁	FS, ms, l, braun	

110 - 125	IV Bv ₁	MKi, fki, gs, braun	
125 - 135	Bv ₂	MKi, fki, gs, graubraun (wegen des Kieses KBF)	FBS

B 43 (Lohmannsheide - West)

MTB Duisburg, H: 5705,17 R: 2546,51

0 - 35	Ap	MS, fs, d-graubraun, h	
35 - 90	Bv	MS, fs, l, braun	AS
90 - 150	Bv ₂	MS, gs, fki, graubraun	

150 - 180	Bbv	FKi, mki, gs, graubraun mit grauen Streifen	FBS

MH I

B 34 (beim Husenhof - westlich Eversael)
MTB Rheinberg, H: 5713,12 R: 2544,52

0 - 35	Ap	L, fs', dunkelgraubraun, h, k	
35 - 110	C	FS, l', u, graubraun, Schneckengehäuse, verdichtet, k	AS
110 - 130	C	FS, l, schwach rötlichbraun, einzelne Mn-Flecken, k	
130 - 170	C	L, fs, rötlichbraun, k	

170 - 220	C	FS, l, graubraun mit Mn-Flecken und Sd-Bahnen, k	
220 - 280	Gor	Wechschelung von braungelben, lehmigen FS- und grauen, fs Lehmschichten, k	RS
280 - 450	Gr	Mudde, graublau, Holzstücke, riecht faulig, k	

B 42 (Lohmannsheide - Ost)
MTB Duisburg, H: 5705,14 R: 2546,95

0 - 25	Ap	MS, fs, l, dunkelgraubraun, h, k	
25 - 60	C	MS, fs, l, fki'', braun, k	
60 - 130	C	MS, gs, fki, l, braun, bis 100 cm Tiefe k, dann k'	AS
130 - 145	Cv	MS, fs, l, braun, k''	

145 - 210	fBbv	FKi, mki, gs, graubraun mit grauen Streifen, k	FBS

JH

B 40 (südöstlich Binsheim)
MTB Dinslaken, H: 5708,40 R: 2549,34

0 - 20	Ap	FS, u, dunkelgraubraun, k'	
20 - 115	C	FS, u, graubraun, k	
115 - 180	C	Wechschelung von grauem, grobsandigen MS und braunem, schluffigen FS, k	AS

180 - 200	C	MKi, fki, braungrau, k	FBS
200 - 240	C	FS, ms, graubraun, k	
240 - 280	C	MKi, fki, braun, k	

Tab. 10: Pollenanalytische Daten von Spät- und Postglazial im Arbeitsgebiet

Poll.-D. Nr.	Umgefaßten Klimaperioden	Koordinaten H/R	Meßtischblatt TK 25	Standort	Quelle*
1	Jüngere Subatlantikum (XIIa)	13740/48080	Dinslaken	Sondierbohrung (Sb) im westlichen Teil der Walsumer Rheinaue	1) S. 90
2	Jüngere Subatlantikum (XIIa)	12170/47890	Dinslaken	Sb im westlichen Teil der Walsumer Rheinaue	1) S. 90
3	Subatlantikum (X)	07840/46545	Dinslaken	Sb im Määnderbogen zwischen Duisburg-Baerl und Rheinberg-Orsoy	1) S. 89
4	Subatlantikum (X)	08980/46795	Dinslaken	Sb im Mäanderrinne zwischen Duisburg-Baerl und Rheinberg-Orsoy	1) S. 89
5	Subatl. - Subboreal (X - IX)	--	Dinslaken	Mäanderrinne am Ostrand der Walsumer Rheinaue	1) S. 90
6	Subboreal (IX)	08700/51530	Dinslaken	Sb im Mäanderrinne in Duisburg-Schwelgern	1) S. 89
7	Subboreal (IX)	07390/50460	Dinslaken	Sb im Mäanderrinne in Duisburg-Schwelgern	1) S. 89
8	Atlantikum (VIIIa)	08225/53900	Dinslaken	Sb auf der NT-Fläche, nördlich Duisb.-Obermarxloh	1) S. 97
9	Atlantikum (VIIIa+b)	97840/49200	Duisburg	Bohrung im Nordostteil des Volksparks in Hochemmerich	2) S. 101
10	Jungboreal (VII)	05853/53338	Duisburg	Bohrung in Alt-Hamborn	2) S. 100
11	Altboreal (VI)	05983/53153	Duisburg	Bohrung in Alt-Hamborn	2) S. 100
12	Präboreal (V)	09710/55190	Dinslaken	Aufgrabung südöstlich Oberhausen Holten	1) S. 97
13	Präboreal - ältesten Dryaszeit (I - V)	--	Dinslaken	Aufschluß; Kreuzstraße 2	3) S. 28
14	Jüngere Dryas - Alleröd (IIIa - IV)	14550/50400	Dinslaken	Aufschluß; Neudeutsches Jugendzentrum	4) S. 347
15	Alleröd - Ältere Dryas (IIb - IIIb)	15410/49720	Dinslaken	Aufschluß; Kläranlage	4) S. 345
16	Alleröd - Bölling (II - III)	10440/54300	Dinslaken	Aufschluß; Oberh.-Holten	4) S. 345

17 Bölling - Ältere Dryas 09220/54510 Dinslaken Aufschluß; 5) S. 63-64
(IIb - IIIb) Schlachthofstr. 138

18 Bölling - Ältere Dryas -- Krefeld Aufschluß; Privatstück 5) S. 65-66
(IIb - IIIb) am Hülser Bruch

- *)
1) JANSEN et al. (1995)
2) JANSEN et al. (1991)
3) STAMPFUSS & SCHÜTRUMPF (1970)
4) AVERDIECK & DÖBLING (1959)
5) REHAGEN (1964)

Tab. 11: Archäologische Funde

<u>Funde- Nr.</u>	<u>Funde</u>	<u>Epoche</u>	<u>Fundstelle</u>	<u>Quelle*</u>
1	Grab; Siedlungsstelle	Mittelalter/Frühneuzeit	Duisburg-Binsheim	4); S. 450
2	Teilstück eines Banndeiches	Mittelalter/Frühneuzeit	Duisb.-südlich Binsheim	4); S. 450
3	Denkmal; Rest eines Banndeiches	Mittelalter/Frühneuzeit	Rheinberg-Orsoy	4); S. 481
4	Boot	Mittelalter	Moers-am Rande des „Schwafheimer Meeres“	9); S.347-49
5	Keramik	Römerzeit	Duisburg-Walsum (H: 1100, R: 4828)	6); S. 484
6	Scherben und Flintmaterial	Eisenzeit	Duisburg-Baerl (H: 0553-0568, R: 4664-4670)	5); S. 619
7	Keramik	Eisenzeit	Duisburg-Huckinggen (H: 9158, R: 5195)	5); S. 620
8	Urnengrab	Eisenzeit	Rheinberg-Budberg (H: 1141, R: 4534)	8); S. 528
9	Scherben	Eisenzeit	Neukirchen Vluyn (H: 0230, R: 3910)	11); S. 357
10	hölzener Brunnenrohr	Eisenzeit	Krefeld-Verberg (H: 9238, R: 4162)	6); S. 473
11	Scherben	alte Eisenzeit	Neukirchen Vluyn (H: 0180, R: 3990)	12); S. 423
12	Urne	alte Eisenzeit	Neukirchen Vluyn (H: 0180, R: 3990)	13); S. 522
13	Scherben	alte Eisenzeit	Rheinkamp (H: 0622, R: 4650)	12); S. 424
14	Scherben, Eisenschlacken	alte Eisenzeit	Duisburg-Kesselsberg	3); S. 572
15**	Urnengräber	späte Bronzezeit- alte Eisenzeit	Voerde-Ork	10); S. 279
16	Steinbeil	Spätneolithikum	Duisburg-Serm	1); S. 41
17	Feuersteinfeilspitze	Spätneolithikum	Ehinger Düne (H: 9287, R: 4873)	1); S. 41
18	Klinge, graues Maasfeuerstein	Spätneolithikum	Moers-nördlich Vinnbusch (H: 9915, R: 4385)	5); S. 612

19	Flintklingenstück, Flintkratzer	Spätneolithikum	Rheinberg-in der Nähe von Haus Gelinde	5); S. 614
20	gearbeitetes Fragment eines Pfluges	Spätneolithikum	Duisburg-Rheinhausen (H: 9972, R: 4908) (H: 1040, R: 4148)	6); S. 460
21	Feuersteinartefakte	Mesolithikum	Duisburg-Ehingen (H: 9160, R: 4860)	7); S. 97
22	Artefakte: Schaber, Maasfeuerstein etc.	Paläolithikum und Mesolith.	Moers-Hülsdonk	2); S. 265

- *)
- 1) MARSCHALL, A. (1954)
 - 2) BEYER, B. et al. (1993)
 - 3) GERLACH, G. , JÜRGENS, A. & KRÜGER, TH. (1996)
 - 4) BEYER, B. & JOACHIM, H.-E. (1988)
 - 5) GECHTER, M. et al. (1983)
 - 6) GECHTER, M. , JOACHIM, H.-E. & KUNOW, J. (1982)
 - 7) KRAUSE, G. (1982)
 - 8) GELSDORF, F. & JOACHIM, H.-E. (1981)
 - 9) TROMNAU, G. (1990)
 - 10) STAMPFUß, R. (1961)
 - 11) MÜNTE, F. (1970)
 - 12) MÜLLER-WILLE, M. (1965)
 - 13) HINZ, H. (1963)

**) Die Funden befinden sich außerhalb des Arbeitsgebiets;
Sind nicht auf die Datenkarte eingetragen

Tab. 12: Lageverzeichnis der Aufschlüsse

Profil Nr.	Abb. Nr.	Lokalität (Kiesgrube-KG)	Messtischblatt	Hochwert	Rechtswert	Terrasse
1	43	KG Gelinde	Rheinberg	5710,20	2541,95	AH
2	A/195*	KG Gelinde	Rheinberg	5710,42	2540,82	NT 3
3	A/196	KG Gelinde	Rheinberg	5710,80	2540,60	NT 3
4	36	KG beim Niepschenhof	Rheinberg	5707,94	2540,40	NT 3
5	33	KG an der Vierbaumer Heide	Rheinberg	5708,80	2544,35	E-NT 3
6	40	südlich Rheinberg	Rheinberg	5711,80	2541,95	E-NT 3
7	A/197	Beim Bürgerzentrum - Alspray	Rheinberg	5711,37	2538,12	NT 3
8	A/182	Ecke Monweg - Tönisberg	Moers	5697,96	2535,07	NT 2
9	A/182	Niersenbruch - nördlich Kamp-Lintfort	Rheinberg	5708,75	2537,30	NT 2
10	41	Alspray	Rheinberg	5711,72	2537,77	NT 2
11	40	südlich Ossenberg	Rheinberg	5714,10	2540,50	NT 2
12	16	KG Elfrather-See	Krefeld	5697,27	2543,35	NT 3- NT 2
13	A/198	westlich KG Gelinde	Rheinberg	5710,22	2540,22	NT 3
14	58	Rossenray - nördlich Bemershof	Rheinberg	5709,47	2539,80	NT 2
15	57	Imperberg	Rheinberg	5708,25	2540,92	NT 3
16	15	KG östlich Keesenhof	Moers	5705,57	2539,57	NT 2
17	A/183	südlich Dachsberg	Moers	5706,22	2535,15	NT 2
18	A/183	südöstlich Rayenerberg	Moers	5703,80	2537,60	NT 2
19	A/184	Nördlich Kamp-Lintfort	Rheinberg	5709,15	2538,07	NT 2
20	A/199	nordwestlich Budberg	Rheinberg	5711,62	2543,67	NT 3
21	A/184	nordwestlich Niep - Hückelrath	Moers	5697,72	2537,87	NT 2

*) Anhang/Seiten Nr.

Profil Nr.	Abb. Nr.	Lokalität (Kiesgrube)	Messtischblatt	Hochwert	Rechtswert	Terrasse
22	A/185	südöstlich Neukirchen-Vluyn	Moers	5699,90	2537,87	NT 2
23	A/185	Neukirchen - Süd	Moers	5700,55	2540,02	NT 2
24	18	KG am Laßfonderfeld	Moers	5698,34	2539,84	NT 2
25	A/199	Holderberg	Moers	5698,67	2543,12	NT 3
26	A/200	Schwafheim	Moers	5698,55	2545,27	NT 3
27	32a	Xeniastr. 4 - Moers	Moers	5601,65	2544,57	NT 3
28	23	Neukirchener Ring	Moers	5702,48	2540,12	NT 2
29	A/186	Rayenerstr. 7a - Neukirchen Vluyn	Moers	5700,62	2537,00	NT 2
30	A/186	nordöstlich Kirchhof	Issum	5708,16	2534,59	NT 2
31	28	Schaephuysen	Kerken	5701,35	2533,56	NT 2
32	A/187	Hangkammerstr./ Wilhelmstr. - Kamp-Lintfort	Rheinberg	5708,00	2537,87	NT 2
33	A/187	nordöstlich Sevelen	Kerken	5707,16	2530,63	NT 2
34	6	Sevelen - Süd	Kerken	5706,42	2529,75	NT 2
35	26	südöstlich Rheurdt	Kerken	5703,05	2533,38	NT 2
36	27	Hüls	Krefeld	5694,06	2535,66	NT 2
37	A/181	Hüls	Krefeld	5694,14	2535,30	KT
38	A/188	beim Holtmanns - südöstlich Kapellen	Moers	5696,50	2542,50	NT 2
39	32b	Vennikel	Krefeld	5696,09	2543,61	NT 3
40	A/200	Am Meerbeck	Moers	5703,15	2545,90	NT 3
41	A/201	Am Meerbeck	Moers	5703,26	2545,85	NT 3
42	35	nördlich Meerbeck	Moers	5704,12	2546,23	E-NT 3
43	A/201	Rheinhausen	Duisburg	5696,37	2549,53	NT 3
44	A/205	Rheinhausen	Duisburg	5697,00	2550,80	JH
45	A/202	Düsseldorferstr. 141 - Kaldenhausen	Krefeld	5695,08	2545,67	E-NT 3
46	40	nördlich Moers	Moers	5704,52	2543,18	NT 3
47	A/188	Uerdingerstr. 564 - südlich Bockum	Krefeld	5690,22	2542,94	MH
48	A/188	Rottstr. 6 - Krefeld	Krefeld	5689,98	2542,02	NT 2
49	42	östlich Elfrath	Krefeld	5693,32	2544,53	AH
50	A/189	Dinslaken	Dinslaken	5714,81	2551,10	NT 2
51	A/189	Dinsl.-Eppinghoven	Dinslaken	5714,75	2549,15	NT 2
52	25	östlich Overbruch	Dinslaken	5712,55	2551,20	NT 2

*) s. Profilen im Anhang

Profil Nr.	Abb. Nr.	Lokalität (Kiesgrube-KG)	Messtischblatt	Hochwert	Rechtswert	Terrasse
53	A/190	KG - Bruckhausen	Dinslaken	5718,22	2550,21	NT 2
54	A/190	Tittgenhof - westlich Bruckhausen	Dinslaken	5718,25	2551,32	NT 2
55	24	Goethestr. 34 Duisburg-Walsum	Dinslaken	5710,87	2551,95	NT 2
56	A/191	Holten	Dinslaken	5709,87	2554,66	NT 2
57	A/191	g. ü. Bachstr. 58 nördlich Buschhausen	Dinslaken	5707,50	2557,67	NT 2
58	14	Spessartstr. 17 Duisburg	Duisburg	5704,32	2554,17	NT 2
59	A/192	Kanalstr. 22-24 Mittel Meiderich	Duisburg	5703,67	2555,42	NT 2
60	56	Alte Emscher	Duisburg	5705,05	2553,10	JH
61	A/205	Parkstr. 14 Uerdingen	Krefeld	5692,17	2544,55	AH
62	60	Heckenstr. 12 Duisburg	Duisburg	5700,75	2555,41	NT 1
63	A/192	g. ü. Wildstr. 7-9 Duisburg	Duisburg	5698,50	2554,70	NT 2
64	A/206	h*. Essenbergerstr. 213 - Neuenkamp	Duisburg	5699,95	2550,77	H
65	A/203	Kegelstr. 100 Mündelheim	Düsseldorf-Kaiserswerth	5691,95	2547,55	NT 3
66	A/193	Grossenbaum	Düsseldorf-Kaiserswerth	5692,20	2554,62	NT 2
67	61	KG Hülskens südöstlich Wolfsee	Düsseldorf-Kaiserswerth	5694,07	2556,07	NT 2
68	A/193	Verberg	Krefeld	5692,22	2540,25	NT 2
69	10	Citibank beim Du-Hbf	Duisburg	5700,01	2553,98	NT 1
70	47	h. Kaiserswerthstr. 162 - Huckingen	Düsseldorf-Kaiserswerth	5693,60	2551,45	MH
71	46	Winkelhausenstr./ Hackenstr. - Asterlagen	Duisburg	5699,25	2548,22	MH I
72	A/207	Am Südring 26 Moers	Moers	5701,70	2543,80	AH
73	A/203	h. Moerserstr. 2 - östlich Hochfeld	Moers	5696,45	2545,85	E-NT 3

Profil Nr.	Abb. Nr.	Lokalität (Kiesgrube-KG)	Messtischblatt	Hochwert	Rechtswert	Terrasse
74	59	Auguststr. 1-1A Baerl	Duisburg	5706,60	2547,00	NT 3
75	A/194	Damaschkestr. 10a Gartenstadt	Krefeld	5692,05	2543,90	NT 2
76	29	Hostdyck 74 - Inrath	Krefeld	5691,00	2537,90	NT 2
77	A/204	Behringstr. 24 - nördlich Bliersheim	Düsseldorf- Kaiserswerth	5695,90	2549,32	NT 3
78	46	An der Bastei 126 Serm	Düsseldorf- Kaiserswerth	5690,45	2549,37	MH I
79	44	KG südlich Eversael	Rheinberg	5711,45	2545,85	MH I
80	A/204	Krefelderstr. 136 Mündelheim	Düsseldorf- Kaiserswerth	5691,67	2547,85	NT 3

*) hinter der jeweiligen Straßennummer bzw. dem Haus

Tab. 13: Bohrungenverzeichnis

Bohr. Nr.	Seite	Lokalität	Messtischblatt	Hochwert	Rechtswert	Terrasse
1	A ¹	nördlich Saalhof	Rheinberg	5711,25	2536,75	NT 2
2	A	südwestlich Alpsray	Rheinberg	5711,27	2537,44	NT 3
3	A	Tönisberg	Moers	5698,10	2535,20	NT 2
4	75	Tönisberg	Moers	5697,49	2535,37	SM ²
5	A	Hochfeld	Moers	5697,72	2544,07	NT 3
6	A	Hochfeld	Moers	5697,24	2544,80	NT 3
7	A	Im Heßefeld - nördlich Neukirchen	Moers	5702,72	2539,06	NT 2
8	A	Im Heßefeld - nördlich Neukirchen	Moers	5702,77	2539,35	NT 2
9	A	nördlich Kapellen	Moers	5699,70	2541,05	NT 3
10	A	nördlich Kapellen	Moers	5700,04	2540,72	NT 3
11	A	nördlich Sevelen	Kerken	5707,00	2530,12	NT 2
12	A	nördlich Sevelen	Issum	5707,46	2531,52	NT 2
13	A	beim Kresken - Nördlich Sevelen	Issum	5707,52	2531,02	NT 2
14	35	Sevelen	Kerken	5706,55	2530,52	NT 1
15	143	nordöstlich Rheinberg	Rheinberg	5713,47	2543,20	JH
16	143	nordöstlich Rheinberg	Rheinberg	5713,30	2542,57	JH
17	A	beim Layers - östlich Issum	Issum	5711,61	2531,30	NT 2
18	33	beim Fänderich - östlich Issum	Issum	5711,70	2532,60	NT 1
19	A	beim Geilingshof - nördlich Saalhof	Rheinberg	5712,00	2536,72	NT 2
20	33	beim Düngen - östlich Issum	Issum	5711,92	2532,25	NT 1
21	33	beim Düngen	Issum	5712,07	2532,42	NT 1
22	A	Auf m Hamsfeld - südlich Issum	Issum	5709,70	2529,62	NT 1
23	A	Vorster Heide - nordöstlich Sevelen	Issum	5707,40	2528,62	NT 1
24	A	Am Vinnbuch - südlich Moers	Moers	5699,57	2543,90	AH
25	118	Am Haagfeld - westlich Ungelsheim	Düsseldorf -Kaisersw.	5691,95	2551,95	MH I
26	78	Inrath	Krefeld	5690,85	2538,27	NT 2

Bohr. Nr.	Seite	Lokalität	Messtischblatt	Hochwert	Rechtswert	Terrasse
27	A	Düne - westlich Annaberg	Rheinberg	5710,50	2539,45	NT 3
28	78	bei Kriedbruch - nördlich Krefeld	Krefeld	5691,62	2539,17	NT 2
29	A	Egelsberg	Krefeld	5695,25	2541,17	SM
30	A	Vennikel	Krefeld	5695,32	2543,83	NT 3
31	A	Vennikel	Krefeld	5694,80	2544,10	NT 3
32	A	Auf dem Berg - Orsoyerberg	Rheinberg	5709,50	2546,00	NT 3
33	129	nördlich Eversael	Rheinberg	5713,85	2545,24	MH II
34	A	beim Husenhof - westlich Eversael	Rheinberg	5713,12	2544,52	MH I
35	120	Budberger Feld - nördlich Budberg	Rheinberg	5712,47	2544,15	MH I
36	141	Hammfeld - östlich Rheinberg	Rheinberg	5712,45	2543,02	AH
37	129	Binsheimer Feld - südlich Orsoy	Dinslaken	5708,85	2547,82	MH II
38	120	Binsheimer Feld - nördlich Baerl	Dinslaken	5707,80	2546,98	MH I
39a	130	Binsheimer Feld - südwest. Binsheim	Dinslaken	5708,30	2548,62	MH II
39b	130	Binsheimer Feld - südlich Binsheim	Dinslaken	5708,32	2548,95	MH II
40	A	südöstlich Binsheim	Dinslaken	5708,40	2549,34	JH
41	A	Niederhalen - südlich Baerl	Duisburg	5705,96	2547,15	AH
42	A	Lohmannsheide (Ost) - süd. Baerl	Duisburg	5705,14	2546,95	MH I
43	A	Lohmannsheide (West) - süd. Baerl	Duisburg	5705,17	2546,51	AH
44a	119	nördlich Asterlagen	Duisburg	5699,82	2547,90	MH I
44b	119	nördlich 44a	Duisburg	5700,07	2547,77	MH I
45a	126	nordöstlich Winkelhausen	Duisburg	5700,28	2547,55	MH II
45b	126	nordöstlich 45b	Duisburg	5700,37	2547,67	MH II
46	127	Essenberger Bruch	Duisburg	5700,62	2547,65	JH
47	108	östlich Kaldenhausen	Düsseldorf-Kaiserswerth	5695,00	2546,38	AH
48	109	westlich Mühlenberg	Düsseldorf-Kaiserswerth	5694,82	2547,22	AH

Bohr. Nr.	Seite	Lokalität	Messtischblatt	Hochwert	Rechtswert	Terrasse
49	A	Mühlenberg	Düsseldorf-Kaiserswerth	5694,67	2547,67	AH
50	118	östlich Mühlenberg	Düsseldorf-Kaiserswerth	5694,96	2548,12	MH
51	A	östlich Eisenbahnsiedlung	Düsseldorf-Kaiserswerth	5694,25	2548,55	AH
52	130	nördlich Eversael	Rheinberg	5713,70	2545,90	MH II
53	131	nördlich Eversael	Rheinberg	5713,52	2545,80	MH II

1) s. Bohrungen im Anhang

2) Stauchmoräne

Tab. 14: Ergebnisse der Sand-Korngrößenanalyse des NT 1-Profiles 69 (Citibank beim Duisburger-Hauptbahnhof)

Prob. Nr.	% GS 1	% GS 2	% GS 3	% GS 4	% GS 5	% MS 1	% MS 2	% MS 3	% MS 4	% MS 5	% FS 1	% FS 2	% FS 3	% FS 4	% FS 5	% Siebverlust	● GS %	● MS %	● FS %
Rh 1412	1.95	2.60	2.60	3.85	4.35	9.65	15.15	14.55	18.95	12.95	5.95	1.25	0.25	0.10	0.05	5.80	15.35	71.25	7.60
Rh 1411	0.10	0.45	0.75	1.75	5.00	6.40	9.55	12.30	20.95	13.30	12.00	6.85	2.00	0.50	0.20	7.90	8.05	62.50	21.55
Rh 1410	1.20	1.50	1.70	2.90	5.45	7.85	6.80	9.05	27.25	15.40	7.95	2.90	0.80	0.10	0.05	9.10	12.75	66.35	11.80
Rh 1409	0.10	0.20	0.40	1.05	2.30	7.65	9.65	11.10	33.20	21.70	7.45	2.20	0.75	0.15	0.10	2.00	4.05	83.30	10.65
Rh 1408	0.30	0.70	1.40	1.75	5.00	5.55	7.70	12.05	29.55	19.10	8.00	2.05	0.70	0.15	0.10	5.90	9.15	73.95	11.00
Rh 1407	1.00	2.45	3.45	6.10	9.80	10.85	7.20	9.30	25.85	13.50	4.90	1.15	0.60	0.15	0.05	3.65	22.80	66.70	6.85
Rh 1406	2.40	3.45	4.05	7.65	5.05	9.45	9.70	8.65	21.70	16.25	5.65	1.80	0.50	0.20	0.15	3.35	22.60	65.75	8.30
Rh 1405	0.15	0.20	0.25	0.25	0.25	0.30	0.80	1.85	3.05	8.30	27.95	29.35	11.60	4.85	2.15	8.70	1.10	14.30	75.90
Rh 1404	0.00	0.05	0.05	0.10	0.45	2.25	4.85	7.00	9.75	6.45	13.50	19.60	15.50	7.45	3.35	9.65	0.65	30.30	59.40
Rh 1403	0.10	0.10	0.20	0.65	1.25	4.35	5.70	4.20	3.65	2.60	4.85	9.30	18.05	11.95	6.75	26.30	2.30	20.50	50.90
Rh 1402	1.65	2.30	3.75	6.55	14.95	18.85	27.70	14.90	6.15	1.20	0.30	0.20	0.15	0.05	0.05	1.25	29.20	68.80	0.75
Rh 1401	0.25	0.45	0.65	0.90	2.65	11.30	31.75	25.65	17.00	5.90	1.65	0.40	0.15	0.10	0.05	1.15	4.90	91.60	2.35
Rh 1400	0.60	0.70	1.30	1.55	3.25	9.35	29.75	28.25	15.20	4.75	1.95	0.55	0.30	0.25	0.10	2.15	7.40	87.30	3.15
Rh 1399	4.30	5.60	7.30	9.65	14.60	14.90	15.55	14.45	6.55	2.85	1.95	0.85	0.20	0.15	0.05	1.05	41.45	54.30	3.20
Rh 1398	0.20	0.25	0.55	1.45	2.75	9.20	19.75	30.20	22.25	7.55	2.70	1.10	0.30	0.15	0.10	1.50	5.20	88.95	4.35
Rh 1397	2.30	3.45	6.20	7.90	12.55	12.40	14.00	18.70	10.20	4.05	2.40	1.45	0.35	0.15	0.10	3.80	32.40	59.35	4.45
Rh 1396	5.95	5.50	6.05	8.15	12.10	15.05	12.10	15.75	13.30	3.10	1.40	0.45	0.20	0.10	0.05	0.75	37.75	59.30	2.20

Tab. 15: Ergebnisse der Sand-Korngrößenanalysen des NT 2-Profiles 24 (Kiesgrube am Laßfonderfeld)

Prob. Nr.	% GS 1	% GS 2	% GS 3	% GS 4	% GS 5	% MS 1	% MS 2	% MS 3	% MS 4	% MS 5	% FS 1	% FS 2	% FS 3	% FS 4	% FS 5	% Siebverlust	GS %	MS %	FS %
Rh 1431	0.10	0.25	0.40	0.65	1.35	2.90	3.00	5.40	9.40	7.60	9.30	6.05	3.45	4.35	2.00	43.80	2.75	28.30	25.15
Rh 1430	0.10	0.20	0.25	0.35	0.50	1.30	2.20	3.10	6.45	7.50	8.90	7.15	4.95	3.15	2.40	51.50	1.40	20.55	26.55
Rh 1429	0.05	0.15	0.15	0.15	0.35	0.45	1.15	1.70	3.65	4.00	6.40	6.25	4.80	2.90	2.25	65.60	0.85	10.95	22.60
Rh 1428	0.05	0.15	0.10	0.15	0.25	0.40	0.60	1.30	3.10	4.05	7.00	6.95	5.00	3.40	2.20	65.30	0.70	9.45	24.55
Rh 1427	0.05	0.05	0.10	0.10	0.20	0.20	0.55	0.95	3.55	7.85	13.90	11.05	7.50	4.00	2.70	47.25	0.50	13.10	39.15
Rh 1426	0.05	0.05	0.10	0.25	0.60	0.90	1.90	4.15	10.95	12.95	13.00	6.40	4.00	3.35	2.55	38.80	1.05	30.85	29.30
Rh 1425	3.60	3.60	3.40	4.20	6.80	8.45	7.65	8.95	17.95	13.95	8.70	4.80	2.20	0.80	0.35	4.60	21.60	56.95	16.85
Rh 1424	7.10	6.80	7.45	9.25	9.45	13.35	9.50	6.55	9.30	8.25	3.90	1.65	0.95	0.40	0.25	5.85	40.05	46.95	7.15
Rh 1423	3.25	3.10	3.25	4.35	8.10	8.90	17.05	18.90	20.35	5.30	2.25	0.90	0.40	0.20	0.15	3.55	22.05	70.50	3.90
Rh 1422	0.15	0.25	0.25	0.70	7.15	33.75	28.90	19.90	6.95	0.65	0.20	0.15	0.10	0.05	0.05	0.80	8.50	90.15	0.55
Rh 1421	4.40	4.10	4.30	4.80	5.25	12.60	21.10	16.35	16.70	4.80	1.75	1.00	0.45	0.25	0.20	1.95	22.85	71.55	3.65
Rh 1420	0.00	0.05	0.05	0.10	0.15	0.90	4.45	17.80	30.20	21.60	8.95	3.05	1.40	0.85	0.45	10.00	0.35	74.95	14.70
Rh 1419	0.05	0.05	0.10	0.25	1.25	4.60	10.80	17.15	30.45	16.65	7.30	2.50	1.10	0.55	0.35	6.85	1.70	79.65	11.80
Rh 1418	0.05	0.05	0.05	0.10	0.25	1.70	8.60	18.10	34.05	18.50	5.80	1.85	0.85	0.45	0.25	9.35	0.50	80.95	9.20
Rh 1417	0.00	0.05	0.05	0.10	0.15	0.70	3.55	13.45	32.90	19.00	9.80	4.45	2.25	1.70	0.95	10.90	0.35	69.60	19.15
Rh 1416	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.10	0.25	1.60	10.90	19.30	22.75	11.35	8.25	5.40	3.10	16.75	0.25	32.15	50.85
Rh 1415	0.05	0.05	0.10	0.20	0.25	0.35	0.40	0.35	1.20	2.85	6.40	11.25	12.40	10.05	7.15	46.95	0.65	5.15	47.25
Rh 1414	0.80	1.60	1.90	2.75	7.15	8.50	11.50	7.65	12.30	12.00	10.00	5.15	2.40	1.15	0.55	14.60	14.20	51.95	19.25
Rh 1413	1.00	1.35	1.70	2.95	7.20	17.50	22.70	17.10	13.35	5.25	2.30	0.95	0.45	0.25	0.15	5.80	14.20	75.90	4.10

Tab. 16: Ergebnisse der Sand-Korngrößenanalyse des NT 3-Profiles 5 (Kiesgrube an der Vierbaumer Heide)

Prob. Nr.	% GS 1	% GS 2	% GS 3	% GS 4	% GS 5	% MS 1	% MS 2	% MS 3	% MS 4	% MS 5	% FS 1	% FS 2	% FS 3	% FS 4	% FS 5	% Siebverlust	GS %	MS %	FS %
Rh 1635	0.05	0.15	0.25	0.45	1.55	2.80	5.15	9.70	15.60	12.00	9.25	6.60	4.05	2.75	2.10	27.55	2.45	45.25	24.75
Rh 1634	0.05	0.10	0.25	0.50	1.50	2.85	5.20	8.60	13.45	10.80	9.20	6.15	4.05	2.95	2.10	32.25	2.40	40.90	24.45
Rh 1633	0.10	0.20	0.35	0.65	2.35	5.30	9.60	20.45	26.20	19.45	9.40	2.60	0.75	0.30	0.20	2.10	3.65	81.00	13.25
Rh 1632	0.05	0.10	0.25	0.50	2.15	6.55	10.65	18.20	23.15	16.20	7.50	3.55	2.45	1.40	0.85	6.45	3.05	74.75	15.75
Rh 1631	0.35	0.70	1.70	3.25	11.15	15.55	14.40	17.65	19.05	10.05	3.60	1.00	0.15	0.10	0.10	1.20	17.15	76.70	4.95
Rh 1630	0.60	1.30	2.80	4.55	14.25	20.45	18.50	12.40	11.90	7.90	3.35	0.85	0.20	0.10	0.05	0.80	23.50	71.15	4.55
Rh 1629	0.65	1.10	1.80	2.05	4.40	5.95	9.50	18.50	27.65	15.80	7.60	2.05	0.60	0.20	0.10	2.05	10.00	77.40	10.55
Rh 1628	2.10	3.25	4.45	5.60	12.30	14.10	14.60	19.15	15.30	5.95	2.00	0.55	0.15	0.05	0.05	0.40	27.70	69.10	2.80
Rh 1627	4.85	6.00	7.60	8.15	12.35	12.85	12.65	13.65	13.25	5.95	1.85	0.40	0.15	0.10	0.05	0.15	38.95	58.35	2.55
Rh 1626	5.40	7.15	9.20	9.55	15.45	13.55	12.70	13.30	8.60	2.95	0.80	0.20	0.10	0.05	0.05	0.95	46.75	51.10	1.20
Rh 1625	5.30	7.25	8.55	8.20	13.75	14.55	15.50	14.05	7.90	2.40	0.55	0.15	0.10	0.05	0.05	1.65	43.05	54.40	0.90
Rh 1624	7.80	9.95	11.80	11.60	18.30	14.05	10.40	7.80	4.30	1.25	0.25	0.10	0.10	0.05	0.05	2.20	59.45	37.80	0.55
Rh 1623	4.50	6.20	8.65	11.35	25.40	22.75	10.00	4.55	2.90	1.30	0.55	0.20	0.10	0.05	0.05	1.45	56.10	41.50	0.95
Rh 1622	6.55	8.25	10.10	10.80	19.35	18.10	12.90	7.40	2.40	1.20	0.65	0.30	0.10	0.05	0.05	1.80	55.05	42.00	1.15
Rh 1621	4.90	6.70	8.45	10.15	19.75	19.15	13.65	6.60	3.60	3.15	2.00	0.70	0.10	0.10	0.05	0.95	49.95	46.15	2.95
Rh 1620	4.50	6.10	8.05	9.60	19.30	20.80	17.95	8.25	2.45	1.30	0.75	0.20	0.10	0.05	0.05	0.55	47.55	50.75	1.15
Rh 1619	5.25	6.60	8.10	9.30	19.40	18.60	14.35	10.20	4.40	1.85	0.80	0.20	0.10	0.05	0.05	0.75	48.65	49.40	1.20
Rh 1618	0.10	0.10	0.10	0.15	0.40	1.00	3.25	13.85	35.65	34.05	7.20	1.40	0.50	0.20	0.15	1.90	0.85	87.80	9.45
Rh 1617	0.25	0.45	0.75	1.05	2.80	5.20	9.60	22.65	29.00	20.05	4.95	1.05	0.30	0.20	0.10	1.60	5.30	86.50	6.60

Tab. 17: Ergebnisse der Kies-Korngrößenanalyse des NT 3-Profiles 5
(Kiesgrube an der Vierbaumer Heide)

Prob. Nr.	% Bl	% oGKi	% uGKi	% oMKi	% uMKi	% oFKi	% uFKi	% Mx	◆ GKi %	◆ MKi %	◆ FKi %
Rh 1628	0.00	0.26	3.28	16.82	7.66	5.77	5.36	60.85	3.54	24.48	11.13
Rh 1627	0.00	0.00	10.16	17.98	8.65	7.42	6.71	49.08	10.16	26.63	14.13
Rh 1626	0.00	0.00	5.34	12.62	8.50	7.97	7.71	57.86	5.34	21.12	15.68
Rh 1625	0.00	0.37	9.05	13.97	7.41	7.44	7.52	54.24	9.42	21.38	14.96
Rh 1624	0.89	2.98	17.23	18.27	9.83	8.34	7.18	35.28	20.21	28.10	15.52
Rh 1623	0.00	0.49	12.01	17.05	9.48	7.62	6.21	47.14	12.50	26.53	13.83
Rh 1622	0.00	0.98	13.79	21.00	10.21	7.93	7.38	38.71	14.77	31.21	15.31
Rh 1621	0.62	4.37	22.75	18.80	8.76	6.46	4.99	33.25	27.12	27.56	11.45
Rh 1620	0.00	1.85	8.27	11.23	7.38	6.69	6.60	57.98	10.12	18.61	13.29
Rh 1619	6.17	2.32	11.18	17.07	11.30	8.83	6.86	36.27	13.50	28.37	15.69

Kartenverzeichnis

Topographische Karten 1 : 25 000. - Hrsg. Landesvermessungsamt Nordrh.-Westf.; Bonn.
(Verkaufszeitraum 1994-1999)

Blatt 4407 Bottrop
Blatt 4406 Dinslaken
Blatt 4506 Duisburg
Blatt 4606 Düsseldorf-Kaiserswerth
Blatt 4404 Issum
Blatt 4604 Kempen
Blatt 4504 Kerken
Blatt 4605 Krefeld
Blatt 4505 Moers
Blatt 4405 Rheinberg

Topographische Karten 1 : 50 000. - Hrsg. Landesvermessungsamt Nordrh.-Westf.; Bonn.
(Verkaufszeitraum 1995-2000)

Blatt L 4706 Düsseldorf
Blatt L 4506 Duisburg
Blatt L 4704 Krefeld
Blatt L 4504 Moers

Geologische Karten von Nordrhein-Westfalen 1:25 000, mit Erl. - Hrsg. Geol. L.-Amt
Nordrh.-Westf.; Krefeld.

Blatt 4506 Duisburg (1991), Bearb. JANSEN, F.
Blatt 4406 Dinslaken (1995), Bearb. JANSEN, F.
Blatt 4404 Issum (1986), Bearb. KLOSTERMANN, J.
Blatt 4507 Mülheim an der Ruhr, 2. Aufl. (1986), Bearb. JANSEN, F.

Geologische Karten von Preußen und benachbarten deutschen Länder 1: 25 000, mit Erl. -
Hrsg. Preuß. Geol. L.-Anst.; Berlin.

Blatt 4407 Bottrop (1937), Bearb. BÄRTLING, R. & BREDDIN, H.
Blatt 4605 Crefeld (1929), Bearb. HÖPPNER, W., & KRAUSE, P. G.
Blatt 4406 Dinslaken (1937), Bearb. ZÖLLER, A.
Blatt 4506 Duisburg (1930), Bearb. ZIMMERMANN, E.
Blatt 4606 Kaiserswerth (1930), Bearb. BREDDIN, H. & ZIMMERMANN E.
Blatt 4505 Mörs (1929), Bearb. ZIMMERMANN, E. & KRAUSE, P. G.
Blatt 4507 Mülheim (Ruhr) (1931), Bearb. BÄRTLING, R. & BREDDIN, H.
Blatt 4504 Nieukerk (Kerken) (1937), Bearb. ZIMMERMANN, E.
Blatt 4405 Rheinberg (1939), Bearb. BEHREND, F. & ZÖLLER, A.

Geologische Karte von Nordrhein-Westfalen 1 : 100 000, mit Erl. - Hrsg. Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.; Krefeld.

Blatt C 4302 Bocholt (1968), Bearb. BRAUN, F. J., DAHM-AHRENS, H., & BOLSENKÖTTER, H.

Blatt C 4706 Düsseldorf-Essen (1980), Bearb., BOLSENKÖTTER, H., GRABERT, H., DROZDZEWSKI, G., JANSEN, F., PAPROTH, E., PIEPER, B., RIBBERT, K.-H., STEHN, O., SUCHAN, K. H. & THOME, K. N.

Blatt C 4702 Krefeld (1984), Bearb. Karte: KLOSTERMANN, J. & THOME, K. N., SCHNITTE: RIBBERT, K.-H., WOLF, R. & ZELLER, M.

Bodenkarte von Nordrhein-Westfalen 1 : 50 000. - Hrsg. Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.; Krefeld.

Blatt L 4506 Duisburg (1978), Bearb., PAAS, W.

Blatt L 4706 Düsseldorf (1979), Bearb., PAAS, W.

Blatt L 4704 Krefeld (1980), Bearb., PAAS, W.

Blatt L 4504 Moers (1974), Bearb., PAAS, W.

Ingenieurgeologische Karte 1 : 25 000. - Hrsg. Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.; Krefeld.

Blatt 4406 Dinslaken (1995), Bearb. LÜTHEN, M.

Blatt 4506 Duisburg (1988), Bearb. KALTERHERBERG, J. & SCHMIDT, K.-D.

Blatt 4606 Düsseldorf-Kaiserswerth (1984), Bearb. KALTERHERBERG, J. & SCHMIDT, K.-D.

Blatt 4605 Krefeld (1989), Bearb. KALTERHERBERG, J. & WEBER, A.

MTB Düsseldorf-Kaiserswerth: Kartenaufnahme der Rheinlande durch TRANCHOT und v. MÜFFLING 1803-1820. - Landesvermessungsamt Nordrhein-Westfalen (1967); Krefeld.