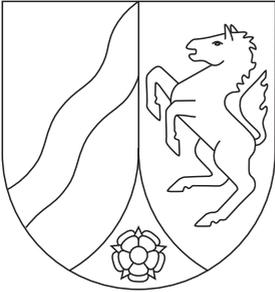


Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen



Geologische Karte von Nordrhein-Westfalen 1:25 000

Erläuterungen
4506 Duisburg

Geologische Karte von Nordrhein-Westfalen 1 : 25 000

Erläuterungen zu Blatt 4506 Duisburg

2., völlig neubearbeitete Auflage

Von

FRITZ JANSEN

Mit Beiträgen von JAKOB KALTERHERBERG, HEINRICH VON KAMP, KLAUS KÖWING, WILHELM PAAS,
BERNHARD PIEPER, HANS-WOLFGANG REHAGEN, ANGELIKA VIETH-REDEMANN, RAINER WOLF
und MATTHIAS ZELLER



Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen

Krefeld 1991

Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1 : 25 000	Erl.	4506	2. Aufl.	179 S.	13 Abb.	17 Tab.	5 Taf.	Krefeld 1991
---	------	------	----------	--------	---------	---------	--------	-----------------

Alle Urheberrechte vorbehalten

2., völlig neubearbeitete Auflage

© 1991 Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen
De-Greif-Strasse 195 · D-4150 Krefeld 1

Bearbeiter: Dipl.-Geol. F. JANSEN
Dr. J. KALTERHERBERG
Dipl.-Geol. Dr. H. VON KAMP
Dipl.-Geol. Dr. K. KÖWING
Dipl.-Geol. Dr. W. PAAS
Dr. B. PIEPER
Dr. H.-W. REHAGEN
Dipl.-Geol. in A. VIETH-REDEMANN
Dipl.-Geol. Dr. R. WOLF
Dipl.-Geol. Dr. M. ZELLER

Geologisches Landesamt
Nordrhein-Westfalen
De-Greif-Strasse 195
D-4150 Krefeld 1

Redaktion: Dipl.-Geol. Dr. H. A. BASTIN

Druck: Joh. van Acken · Krefeld

ISBN 3-86029-143-2

INHALTSVERZEICHNIS

	Seite
1 Vorbemerkungen	11
2 Überblick	12
2.1 Geologischer Überblick	12
2.2 Geographischer Überblick	15
2.2.1 Geländegestalt und naturräumliche Gliederung	15
2.2.2 Gewässernetz (H. VON KAMP)	16
2.2.3 Klima (H. VON KAMP)	17
3 Schichtenfolge	18
Paläozoikum	18
3.1 Oberkarbon (Silesium) (co)	18
3.1.1 Namur B	22
3.1.1.1 Grauwacken-Zone (cnG)	22
3.1.1.2 Ziegelschiefer-Zone (cnZ)	23
3.1.2 Namur C	23
3.1.2.1 Sprockhöveler Schichten (cnSu; cnSo)	23
3.1.3 Westfal A	26
3.1.3.1 Wittener Schichten (cwWu; cwWo)	26
3.1.3.2 Bochumer Schichten (cwBu; cwBm; cwBo)	29
3.1.4 Westfal B	31
3.1.4.1 Essener Schichten (cwEu; cwEm; cwEo)	31
3.1.4.2 Horster Schichten (cwHu)	34
3.2 Perm	35
3.2.1 Zechstein (z)	35
3.2.1.1 Zechstein 1 (Werra-Folge)	37
3.2.1.1.1 Zechstein-Konglomerat	37
3.2.1.1.2 Kupferschiefer	38
3.2.1.1.3 Zechstein-Mergel	38
3.2.1.1.4 Unterer Werra-Anhydrit	38
3.2.1.2 Zechstein 2 (Staßfurt-Folge)	39
3.2.1.2.1 Braunroter Salzton	39
3.2.1.2.2 Basalanhydrit und Deckanhydrit	39
3.2.1.3 Zechstein 3 (Leine-Folge)	39

	Seite
3.2.1.3.1 Grauer Salztou	39
3.2.1.3.2 Plattendolomit	40
3.2.1.3.3 Hauptanhydrit-Region	40
3.2.1.4 Zechstein 4 (Aller-Folge)	40
Mesozoikum	40
3.3 Trias	40
3.3.1 Buntsandstein	41
3.3.1.1 Unterer Buntsandstein (su)	41
3.4 Oberkreide	41
3.4.1 Cenoman	45
3.4.1.1 Essener Grünsand (krc)	45
3.4.2 Turon	52
3.4.2.1 <i>labiatus</i> -Schichten (krt1)	53
3.4.2.2 Bochumer Grünsand und Soester Grünsand (krt2-3)	54
3.4.3 Coniac	55
3.4.3.1 Emscher-Mergel und Emscher-Grünsand des Coniacs (krcc1-3)	55
3.4.4 Santon	57
3.4.4.1 Emscher-Mergel und Emscher-Grünsand des Santons (krsa1-3)	57
3.4.4.2 Osterfelder Sande (krsa3-4)	59
Känozoikum	60
3.5 Tertiär	60
3.5.1 Oligozän	62
3.5.1.1 Rupel	62
3.5.1.1.1 Walsumer Schichten (oIW)	63
3.5.1.1.2 Ratinger Schichten (oIR; oIR,s)	64
3.5.1.1.3 Lintforter Schichten (oIL)	65
3.5.1.2 Chatt	66
3.5.1.2.1 Grafenberger Schichten (oIG)	67
3.6 Quartär (q)	67
3.6.1 Pleistozän	69
3.6.1.1 Cromer-Komplex und Elster-Kaltzeit	70
3.6.1.1.1 Hauptterrasse (H)	72
3.6.1.2 Holstein-Warmzeit	76
3.6.1.3 Saale-Kaltzeit	76
3.6.1.3.1 Untere Mittelterrasse (Mu)	78
3.6.1.3.1.1 Untere Mittelterrasse der Ruhr (Mu,G)	78
3.6.1.3.1.2 Untere Mittelterrasse des Rheins (Mu,S+G)	79
3.6.1.3.2 Ältere Grundmoräne (D,Mg1)	82

3.6.1.3.3	Beckenablagerungen und Vorschütt sand (D,U+S,gf)	82
3.6.1.3.4	Glazifluviatiler Kies (D,G,gf)	83
3.6.1.3.5	Jüngere Grundmoräne (D,Mg2)	84
3.6.1.3.6	Nachschütt sand (D,S,gf)	84
3.6.1.4	Eem-Warmzeit	85
3.6.1.5	Weichsel-Kaltzeit	85
3.6.1.5.1	Niederterrasse (N)	86
3.6.1.5.1.1	Niederterrasse der Ruhr (N,G)	87
3.6.1.5.1.2	Niederterrasse der Emscher (N,S)	88
3.6.1.5.1.3	Niederterrasse des Rheins (N,S+G)	88
3.6.1.5.2	Hochflutablagerungen	90
3.6.1.5.2.1	Hochflutlehm (SL,fh; ,Ls,fh)	91
3.6.1.5.2.2	Hochflutsand (S,fh; ,Sl,fh)	91
3.6.1.5.3	Windablagerungen („a)	92
3.6.1.5.3.1	Flugsand, teilweise umgelagert („S,a)	92
3.6.1.5.3.2	Dünen („d)	94
3.6.2	Holozän	94
3.6.2.1	Bach- und Flußablagerungen („f)	94
3.6.2.1.1	Flußbettablagerungen („G; ,S+G)	95
3.6.2.1.2	Auenlehm („Ls,ta; ,Lt,ta)	95
3.6.2.1.3	Auensand („S,ta; ,Sl,ta)	97
3.6.2.1.4	Ablagerungen in Talsohlen und Talkerben (qh)	98
3.6.2.1.5	Rheinläufe zwischen Hochemmerich und Duisburg-Ruhrort in den letzten 2 000 Jahren	98
3.6.2.1.6	Vegetationsgeschichte (H.-W. REHAGEN)	99
3.6.2.2	Anthropogene Ablagerungen	102
3.6.2.2.1	Künstliche Aufschüttung oder Auffüllung („y)	102
4	Gebirgsbau (R. WOLF)	102
4.1	Tektonik des Oberkarbons	104
4.1.1	Falten	105
4.1.2	Störungen	110
4.1.2.1	Überschiebungen	111
4.1.2.2	Querstörungen	113
4.1.2.3	Diagonalstörungen	114
4.1.3	Zeitlicher Ablauf der tektonischen Bewegungen	115
4.2	Tektonik des Deckgebirges (F. JANSEN)	116

	Seite
5	Nutzbare Lagerstätten 117
5.1	Steinkohle (B. PIEPER) 118
5.1.1	Entwicklung des Steinkohlenbergbaus 119
5.1.2	Beschaffenheit der Kohle und Inkohlung (A. VIETH-REDEMANN) 121
5.2	Steine und Erden (F. JANSEN) 123
5.2.1	Sand und Kies 123
5.2.2	Ton und Schluff 124
6	Hydrogeologie (H. VON KAMP) 124
6.1	Grundwasserleiter 124
6.1.1	Oberkarbon 125
6.1.2	Zechstein 126
6.1.3	Buntsandstein 126
6.1.4	Oberkreide 126
6.1.5	Tertiär 127
6.1.6	Quartär 128
6.2	Quellen 129
6.3	Wasserhaushalt und Grundwasserneubildung 129
6.4	Chemische Beschaffenheit des Grundwassers 129
6.5	Wassergewinnung und Wasserreserven 132
6.6	Schutz des Grundwassers 133
7	Ingenieurgeologie (J. KALTERHERBERG) 133
7.1	Ingenieurgeologische Beurteilung der Schichten 133
7.1.1	Festgesteine des Oberkarbons und des Zechsteins, Locker- und Festgesteine des Buntsandsteins 134
7.1.2	Fest- und Lockergesteine der Oberkreide 135
7.1.3	Lockergesteine des Tertiärs 136
7.1.4	Lockergesteine des Quartärs 137
7.1.5	Auffüllungen 140
7.2	Die Absenkung der Duisburg-Ruhrorter Häfen (K. KÖWING und M. ZELLER) 140
8	Böden (W. PAAS) 143
8.1	Böden aus äolischen, fluviatilen, glazigenen und marinen Ablagerungen des Niederbergischen Hügellandes 143
8.2	Böden aus Ablagerungen der Niederterrasse von Rhein, Ruhr und Emscher 145
8.3	Böden aus Ablagerungen der Rhein- und Ruhraue 146

	Seite
9 Tiefenaufschlüsse	147
9.1 Bohrungen	147
9.2 Schächte	155
10 Verzeichnis der Schriften und Karten	164

Verzeichnis der Abbildungen

Abb. 1 Lage des Blattgebiets	13
Abb. 2 Mittlere Lufttemperatur und Niederschlagsmenge in Duisburg	17
Abb. 3 Verbreitung der Oberkreide	44
Abb. 4 Schichtenschnitte der Oberkreide zwischen Dinslaken, Duisburg und Bottrop	48/49
Abb. 5 Verbreitung des Tertiärs	61
Abb. 6 Schnitt durch das Tertiär im Bereich des Ruhrwehr-Sprungs	63
Abb. 7 Terrassen von Rhein, Ruhr und Emscher mit jungholozänen Rheinläufen	71
Abb. 8 Schnitte im Bereich der Gesamthochschule Duisburg	77
Abb. 9 Quarzgehalte und Schwermineralprofile der Niederterrasse und Unteren Mittelterrasse	80/81
Abb. 10 Tektonische Großstrukturen an der Karbon-Oberfläche	103
Abb. 11 Strukturelle Entwicklung der Faltung im Blattgebiet, dargestellt in Schnitten mit den Flözen Finefrau und Girondelle 5	108
Abb. 12 Die Absenkung der Duisburg-Ruhrorter Häfen durch gezielten Kohlenabbau	141
Abb. 13 Geologisch-bodenkundliche Landschaftsgliederung	144

Verzeichnis der Tabellen

Tab. 1	Mittlere Jahreswerte der Klimaelemente	18
Tab. 2	Gliederung und Mächtigkeit des Oberkarbons	19
Tab. 3	Gegenüberstellung der Gesteinsbezeichnungen	21
Tab. 4	Gliederung des Namurs C im Ruhrgebiet	24
Tab. 5	Gliederung des Westfals A im Ruhrgebiet	27
Tab. 6	Gliederung des Westfals B im Ruhrgebiet	32
Tab. 7	Gliederung und Mächtigkeit des Zechsteins und Buntsandsteins	36
Tab. 8	Gliederung der Oberkreide	42/43
Tab. 9	Gesteinsdaten der Kreide-Schichten aus Bohrungen der Stadtbahn Duisburg	46/47
Tab. 10	Gliederung des Tertiärs	62
Tab. 11	Gliederung des jüngeren Alt- und des Mittelpleistozäns	68/69
Tab. 12	Geröllanalysen von Terrassensedimenten	72/73
Tab. 13	Schwermineralanalysen von Terrassensedimenten	74/75
Tab. 14	Gliederung des Jungpleistozäns und Holozäns	85
Tab. 15	Gliederung des Spät- und Postglazials	93
Tab. 16	Betriebsdaten und Förderzahlen der Steinkohlenbergwerke	120
Tab. 17	Grundwasseranalysen	130/131

Verzeichnis der Tafeln in der Anlage

Taf. 1	Geologische Schnitte
Taf. 2	Strukturkarte
Taf. 3	Karte der Quartär-Mächtigkeit
Taf. 4	Hydrogeologische Karte
Taf. 5	Schichtenschnitte des Oberkarbons

1 Vorbemerkungen

Die erste geologische Kartierung des Blattgebiets 4506 Duisburg im Maßstab 1 : 25 000 wurde von E. ZIMMERMANN im Jahr 1927 abgeschlossen. Die Herausgabe der geologischen Karte und der Flözkarte (Bearbeiter R. BÄRTLING) erfolgte 1930 durch die Preußische Geologische Landesanstalt in Berlin; die Erläuterungen zu beiden Karten erschienen 1931.

Die stratigraphische Gliederung der Schichten des Oberkarbons, ihr Großfaltenbau sowie der Verlauf und die Ausbildung der wichtigsten Störungen in den bergbaulich aufgeschlossenen Teilen des Blattgebiets waren oder wurden bereits bei der Erstaufnahme weitgehend geklärt. In der Flözkarte sind die Steinkohlenflöze des Oberkarbons nur in den Gebieten dargestellt, in denen Bergbauaufschlüsse vorlagen; so wurden die Bereiche ganz im Südwesten und im gesamten Südosten des Blattgebiets nicht bearbeitet. Ein großer Nachteil der Flözkarte ist, daß die Flöze von Süden nach Norden treppenförmig absetzend im Niveau – 150 m NN und – 300 m NN dargestellt sind. Eine Kartierung der Schichten an der Karbon-Oberfläche fehlte.

Mit der Herausgabe der Blätter Kapellen, Moers, Repelen, Hamborn, Duisburg-Ruhrort und Duisburg der Geologischen Karte des Rheinisch-Westfälischen Steinkohlengebietes 1 : 10 000 (dargestellt an der Karbon-Oberfläche) sowie der gleichen Blätter der Tektonischen Übersichtskarte des Rheinisch-Westfälischen Steinkohlenbezirks 1 : 10 000 (Darstellungsebene – 500 m NN) in den Jahren 1950 – 1953 lag eine völlige Neubearbeitung des Oberkarbons des gesamten Blattgebiets Duisburg vor. Neben diesen Karten waren die Arbeiten zur Tiefentektonik, vor allem von BORNEMANN (in DROZDZEWSKI et al. 1980), DROZDZEWSKI (1985) und WOLF (1985), die im Zeitraum von 1975 – 1985 im Geologischen Landesamt Nordrhein-Westfalen, Krefeld, durchgeführt wurden, eine wesentliche Hilfe für die Revisionskartierung des Oberkarbons im Blattgebiet. Bergbauliche Unterlagen wurden von der Ruhrkohle AG, Essen, dem Landesoberbergamt Nordrhein-Westfalen, Dortmund, und der Deutschen Montan Technologie (ehemals Westfälische Berggewerkschaftskasse), Bochum, zur Verfügung gestellt.

Die Schichten des Oberkarbons erscheinen in der geologischen Karte nur, wenn sie an der Geländeoberfläche austreichen oder unter weniger als 2 m Quartär-Bedeckung liegen. Ihre zusammenhängende Darstellung erfolgt, wie bei den bereits vorliegenden Revisionskartierungen, in einer gesonderten Strukturkarte (dargestellt an der Karbon-Oberfläche) im Maßstab 1 : 25 000.

Die Schichten des Zechsteins und des Buntsandsteins, die im gesamten Blattgebiet nicht an der Oberfläche austreichen, sind in der Erstausgabe des Blattes Duisburg weder in der Karte noch in den Schnitten dargestellt. Schichten der Oberkreide sind nur im Schnitt ungegliedert dargestellt worden, und die Schichten des Tertiärs erscheinen nur im Südosten im Bereich des Duisburger Stadtwaldes, wo teilweise keine oder nur geringe quartäre Überlagerung auftritt. Bei der Revisionskartierung konnten dagegen alle genannten Schichten zusammenhängend dargestellt werden. Vor allem für die Kartierung der differenzierten, von vielen Störungen durchsetzten Schichtenfolge der Oberkreide und des Tertiärs bildeten die zahlreichen alten Mutungsbohrungen und Schächte, ferner die vielen Kernbohrungen der geplanten Stadtbahn zwischen Duissern und Meiderich sowie Bohrungen des Geologischen Landesamtes eine wichtige Unterlage.

Alle auskartierten Schichtgrenzen und Störungen im Untergrund oder mit mehr als 2 m Quartär-Bedeckung sind in der geologischen Karte durch farbige Linien gekennzeichnet.

Die Grundzüge der Gliederung und Darstellung des Quartärs sind in der Erstausgabe der geologischen Karte bereits enthalten. Mit der Auswertung der zahlreichen, besonders in den letzten Jahren durchgeführten Bohrungen (s. Kap. 9) konnten die Schichten des Quartärs weiter untergliedert und genauer abgegrenzt werden. Eine Hilfe bei der geologischen Kartierung war die Bodenkarte von Nordrhein-Westfalen 1 : 50 000, Blatt L 4506 Duisburg (1978). Aus dem Blattbereich Duisburg wurden insgesamt 569 bodenkundliche Handbohrungen und Aufgrabungen bis 2 m Tiefe ausgewertet.

Für die Kartierung des Blattgebiets 4506 Duisburg der Ingenieurgeologischen Karte 1 : 25 000 waren insgesamt 240 Sondierbohrungen niedergebracht worden, die ebenfalls verwertet wurden. Zusätzlich konnten speziell für die geologische Kartierung 35 Spül- und Kernbohrungen bis maximal 60 m Tiefe, 117 Sondierbohrungen bis maximal 22 m Tiefe und 27 Aufgrabungen durchgeführt werden. Hinzu kamen Schichtenverzeichnisse von etwa 3 900 Bohrungen, die teils aus dem Archiv des Geologischen Landesamtes Nordrhein-Westfalen stammen, teils erst für die Bearbeitung des Blattgebiets bei Behörden, Bohrfirmen und Ingenieurbüros beschafft wurden.

Die Aufschlußverhältnisse haben sich gegenüber der Erstaufnahme des Blattgebiets erheblich verschlechtert, da die seinerzeit noch zahlreich vorhandenen Gewinnungsbetriebe für Steine und Erden mittlerweile alle verfüllt sind. Hinzu kommt die erhebliche Ausdehnung der Bebauung, wodurch große Flächen der Beobachtung entzogen sind. Andererseits ergaben sich durch größere Baumaßnahmen, wie zum Beispiel Stadtbahn Ruhr oder Gesamthochschule Duisburg, sehr gute Aufschlüsse.

2 Überblick

2.1 Geologischer Überblick

Das am Ostrand der Niederrheinischen Bucht gelegene Blattgebiet (Abb. 1) wird von Sedimenten des Oberkarbons, des Zechsteins, des Buntsandsteins, der Oberkreide, des Tertiärs und des Quartärs aufgebaut. Nur im Südostteil streichen in einem kleinen Areal Schichten des Oberkarbons und in größerer Ausdehnung Schichten des Tertiärs an der Oberfläche aus. Der gesamte übrige Raum wird von quartären Sedimenten bedeckt, die größtenteils zur Niederterrasse und Talau von Rhein, Ruhr und Emscher gehören.

Die im Blattgebiet über 2 500 m mächtige Schichtenfolge des Oberkarbons gliedert sich in einen flözleeren Abschnitt (Namur B) und einen flözführenden Abschnitt (Namur C bis Westfal B). Die Sedimente bestehen aus klastischen Ablagerungen, die ursprünglich in einem dem Rhenohertzynikum vorgelagerten Sedimentationstrog, der sogenannten subvariscischen Saumsenke, abgelagert wurden.

Die flyschähnlichen Sedimente des Flözleeren setzen sich aus Ton- und Schluffsteinen mit Einschaltungen von Sandsteinbänken zusammen. Im Namur C verlandete das Sedimentationsbecken mehr und mehr. Der Wechsel von der marinen Fazies des Flözleeren zur paralischen (lagunären) Fazies des Flözführenden deutete sich bereits an der Wende Namur B/C an. In die klastischen Ablagerungen sind in zyklischem Wechsel Kohlenflöze eingeschaltet – eine für Molassesedimente typische Ausbildung. Zu Beginn der Sedimentation im Namur C und tieferen Westfal A kam es noch recht häufig, nachfolgend immer seltener zu kurzzeitigen marinen Überflutungen, die an den Einschaltungen von Horizonten mit Meeresfossilien zu erkennen sind. Umgekehrt nehmen im Westfal die Anzahl

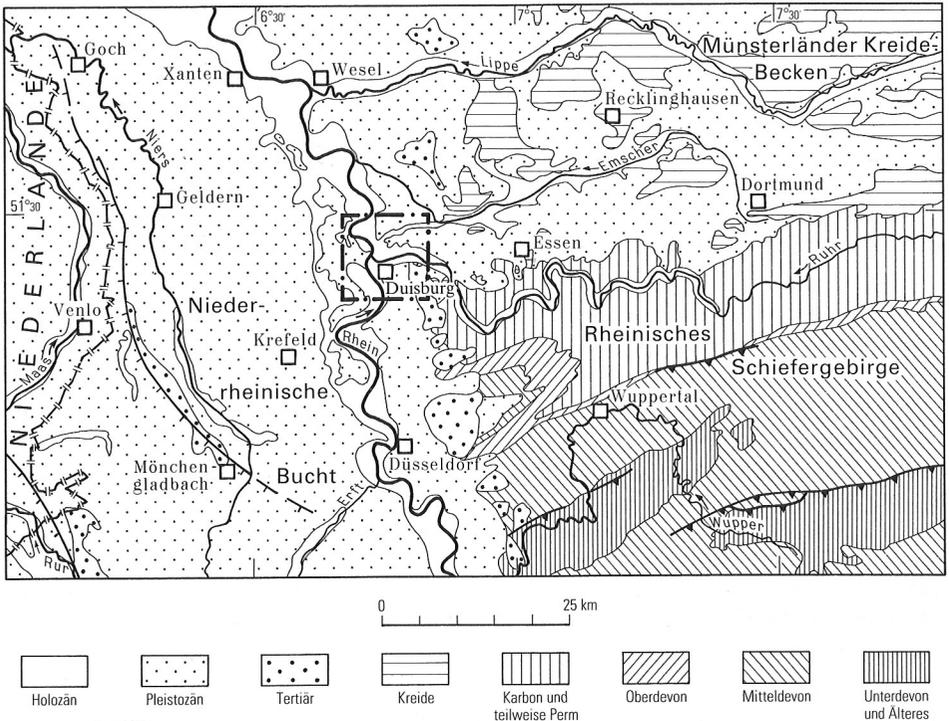


Abb. 1 Lage des Blattgebiets

und Mächtigkeit der Flöze immer mehr zu. Vermutlich schon während des Westfal B/C begann im Süden die Auffaltung und Heraushebung der oberkarbonischen Schichten (s. Kap. 4), die sich bis an die Wende Westfal C/D fortsetzte. Dieser tektonische Bewegungsabschnitt wird als asturische Phase der variscischen Gebirgsbildung bezeichnet.

Während des Stefans und des Rotliegenden wurde das variscische Gebirge abgetragen und weitgehend eingeebnet. Sedimente aus dieser Zeit sind im Blattgebiet nicht bekannt. Arides Klima und eine intensive chemische Verwitterung führten zu einer Rotfärbung der obersten Meter des Steinkohlengebirges.

Zu Beginn des Zechsteins entstand im Bereich der heutigen Niederrheinischen Bucht eine Nordnordost – Südsüdwest streichende Senke, in die das Zechstein-See von Norden über die Schwelle von Winterswijk eindrang und eine Lagune bildete. Bei dem ariden Klima kam es dort zur Ausscheidung vorwiegend chemischer Sedimente wie Kalkstein, Dolomitstein, Anhydrit sowie von Steinsalz und Kalisalzen, die sich in mehrmaligem Zyklus wiederholten. Die im Blattgebiet sedimentierte Schichtenfolge von maximal 110 m umfaßt den gesamten Zechstein. Die Sedimente sind in diesem Bereich salzfrei; sie haben höchstwahrscheinlich primär auch kein Salz enthalten, da sie südöstlich des Anhydritwalles (Untere Werra-Anhydrit; WOLF 1985) abgelagert wurden. Die heutige Verbreitungsgrenze des Zechsteins stimmt grob mit der ehemaligen Grenze des Zechstein-Beckens überein, die etwa der Linie Goch – Geldern – Moers – Dorsten folgte.

Während der Unteren Trias, zur Zeit des Unteren und Mittleren Buntsandsteins, erstreckte sich ein Schuttfächer aus terrestrischen Ablagerungen (Sande, Kiese) von der Eifel nach Norden in das niederrheinische Senkungsfeld. Im Oberen Buntsandstein wurden infolge geringer Relieffenergie feinkörnige Sedimente, überwiegend Tonsteine, abgelagert. Gips- und Anhydriteinschaltungen leiten über zu der bei Bocholt beginnenden Salzpfanne. Der Buntsandstein am Niederrhein ist ähnlich wie der Zechstein in den tektonischen Gräben in größerer Mächtigkeit erhalten geblieben, während er auf den Horsten meist erodiert wurde. Im Blattgebiet ist nur der Untere Buntsandstein in einer Mächtigkeit von maximal 50 m erhalten geblieben.

Der Muschelkalk dürfte in der Niederrheinischen Bucht eine ähnliche Verbreitung wie der Buntsandstein gehabt haben; er ist allerdings stärker abgetragen worden. Über die ursprüngliche Verbreitung des Keupers lassen sich nur Vermutungen anstellen, da er zur Zeit nur an wenigen Stellen, zum Beispiel bei Wesel und Hünxe, nachgewiesen ist.

Jura ist im Norden der Niederrheinischen Bucht westlich von Wesel bekannt; dort ist im Bislicher Graben Lias in großer Mächtigkeit nachgewiesen (HOFFMANN 1962). In der südöstlichen Fortsetzung des Bislicher Grabens, im Dinslakener Graben, wurden 75 m mächtige, dunkelgraue, pyrithaltige Tonsteine in der Bohrung Oberemmelsum 1 angetroffen, bei denen es sich höchstwahrscheinlich um Sedimente des tieferen Lias handelt. Zumindest der Lias muß ursprünglich eine weitaus größere Verbreitung nach Süden gehabt haben. Dafür spricht der Fund eines abgerollten Pleuroceras des Mittleren Lias aus den Basisgeröllen des Cenomans in Mülheim-Broich (WIEDMANN & SCHNEIDER 1979).

Zu Beginn der Kreide herrschten am Niederrhein zunächst noch festländische Bedingungen. Im Valangin kam es zur Ablagerung der limnischen Kuhfeld-Schichten, die in neueren Bohrungen bis 10 km südlich von Wesel nachgewiesen sind. Erst im Hauterive drang das Meer erneut von Norden oder Nordosten in das niederrheinische Senkungsfeld vor und reichte zumindest bis in den Raum Duisburg–Krefeld. Dies konnte SCHAUB (1954) durch Foraminiferen des Hauterives nachweisen, die er in Füllungen tiefreichender Spalten im Steinkohlengebirge in Neukirchen (TK 25: 4505 Moers) und Rheinhausen (TK 25: 4506 Duisburg) fand. Ablagerungen von Barrême und Apt sind am Niederrhein bisher nicht nachgewiesen.

Von der höheren Unterkreide an, ab dem Alb, wurde die Rheinische Masse von Norden her fortschreitend von einem epikontinentalen Flachmeer überflutet. Dieser auch als Cenoman-Transgression bezeichnete Meeresvorstoß erreichte das Blattgebiet im tiefsten Cenoman; Sedimente des Albs sind bisher nur bis südlich von Dinslaken bekanntgeworden. Die Transgression ist durch ein geringmächtiges Konglomerat belegt, das aus den aufgearbeiteten Ton-, Schluff- und Sandsteinen des karbonischen Untergrundes besteht.

Die im Blattgebiet sedimentierte Schichtenfolge der Oberkreide reicht vom Cenoman bis ins Santon. Die Mächtigkeit der Schichten nimmt entsprechend ihrem nördlichen Einfallen von Süden nach Norden bis auf maximal 180 m zu. Die küstennahen Flachwassersedimente bestehen aus einer Folge von glaukonitischen, sandig-mergeligen Gesteinen. Lediglich im Unterturon wird die insgesamt sandige Fazies von einer tonig-kalkigen Fazies abgelöst.

Während der Iaramischen Bewegungsphase (Campan/Maastricht) wurden die Schichten der Oberkreide verstellt und in einzelne Schollen zerlegt. Es handelt sich im allgemeinen um Inversionsbewegungen (Rückaufschiebungen) an den vorgegebenen Abschiebungen (WOLF 1985).

Im Tertiär wurde das Rheinische Schiefergebirge weiter herausgehoben. Unter den tropischen bis subtropischen Klimabedingungen kam es zu einer intensiven Verwitterung, Bodenbildung und flächenhaften Abtragung (Denudation). Erst ab dem Mitteloligozän, als das Gebiet zwischen Eifel und rechtsrheinischem Schiefergebirge einsank, konnte das Meer von Norden her erneut in das Niederrheingebiet vordringen. Dabei wurden auch die randlichen Teile des Bergischen Landes überflutet. Es kam zur Ablagerung von Feinsanden, Schluffen und Tonen. Im Blattgebiet ist abgesehen von einem größeren Bereich im Nordosten und einem kleineren Areal im Südosten eine geschlossene Tertiär-Bedeckung erhalten geblieben. Ihre Mächtigkeit nimmt von Osten nach Westen zu und erreicht ganz im Nordwesten maximal 150 m.

Die ursprüngliche Ostgrenze des Tertiär-Meeres wird bisher entlang einer Linie von Kettwig über Mülheim und Oberhausen hinaus nach Norden vermutet (QUITZOW 1978: Abb. 7).

Nach Ablagerung der oberoligozänen Grafenberger Schichten – letztere sind am Rheinpreussen-Sprung noch verstellt – kam es vermutlich im Untermiozän (WOLF 1985) erneut zu Vertikalbewegungen mit ausschließlich abschiebendem Bewegungssinn.

Sedimente des Miozäns und Pliozäns sind im Blattgebiet nicht abgelagert worden. Das Gebiet unterlag erneut während dieser Zeit intensiver Verwitterung, Bodenbildung und Abtragung. Gegen Ende des Pliozäns nahm die Heraushebung der rheinischen Rumpffläche einen solchen Umfang an, daß die Flüsse sich allmählich in den verwitterten Fels einschneiden konnten.

Klimatisch setzte an der Wende Tertiär/Quartär eine Abkühlung ein, die sich im Quartär fortsetzte. Im Pleistozän kam es zu mindestens sechs Kaltzeiten mit dazwischengeschalteten Warmzeiten.

Während der vorletzten Kaltzeit (Saale-Kaltzeit) erreichte das nordische Inlandeis bei seinem weitesten Vorstoß nach Südwesten im Drenthe-Stadium auch das Blattgebiet. Davon zeugen nordische Geschiebe (Findlinge), Schmelzwasserablagerungen und vor allem die Grundmoräne. In den Kaltzeiten kam es ferner zur Ausblasung von Staub und Sand, vornehmlich aus den Terrassenflächen zwischen Rhein und Maas. Während der Sand am Ostrand des Rheintals und am Rand des Emschertals als Flugsand wieder abgelagert wurde, konnte der Staub (Löß) weiter transportiert werden und bedeckt große Teile des östlich anschließenden Gebiets. Im Holozän schnitten sich die Flüsse und Bäche bis auf ihr heutiges Niveau ein. Bei den häufigen Flußverlagerungen kam es zur Umlagerung der Sedimente. In abgeschnürten Flußarmen bildeten sich Torfe. Bei Hochflut lagerten die Flüsse und Bäche ihre mitgeführte feinkörnige Sedimentfracht als Auenlehm und Auensand ab. Außerhalb der Täler setzten sich die Verwitterung und Bodenbildung fort.

2.2 Geographischer Überblick

2.2.1 Geländegestalt und naturräumliche Gliederung

Das Blattgebiet Duisburg gehört nach der naturräumlichen Gliederung größtenteils zur Mittleren Niederrheinebene, die eine Großenheit des Niederrheinischen Tieflandes ist. Nur die morphologisch deutlich höher gelegenen Bereiche des Duisburger Stadtwaldes und des Speldorfer Waldes (vgl. Kap. 8.1) werden zu den Bergischen Heideterrassen gerechnet.

Die Mittlere Niederrheinebene liegt im Blattgebiet bei +24 m NN bis +35 m NN. Ihr beherrschendes Element ist die Niederterrassenebene von Rhein, Ruhr und Emscher mit den in sie eingeschnittenen 1–3 m tiefer liegenden heutigen Talauen der Flüsse und einzelnen flachen, schmalen Rinnen, die heute wasserlos und größtenteils aufgefüllt sind. Die Niederterrassenebene des Rheins besitzt von ihrem Ostrand in Duisburg-Wedau bis Rumeln ganz im Südwesten auf einer Länge von ca. 9 km ein Quergefälle von +35 m NN bis auf +30 m NN. In Längsrichtung (ca. 10 km) fällt die Ebene von +32,5 m NN im Süden bis auf +30 m NN im Norden ein. Abgesehen von dem Gefälle weist die Oberfläche der Niederterrasse innerhalb von engbegrenzten Bereichen Höhenunterschiede bis zu 2,5 m auf (s. Kap. 3.6.1.5.1).

Die Talau des Rheins ist meist 2,5–4 km, diejenige der Ruhr südlich von Alstaden ca. 1,5 km breit; die Breite des Emschertals tritt mit 0,4–0,5 km dagegen deutlich zurück.

Die Bergischen Heideterrassen, deren nördlicher Teil nach PAFEN et al. (1963) Lintorfer Sandterrassen genannt wird, sind mit Höhen zwischen +35 m NN und +87,5 m NN morphologisch stärker gegliedert. Die Höhenunterschiede sind bedingt durch den wechselhaften geologischen Aufbau der dort anstehenden Gesteine. Die höchsten Bereiche zwischen +75 m NN und +87,5 m NN werden von zwei größeren und einer kleineren Verebnungsfläche der Hauptterrasse gebildet. Dazwischen haben sich zwei etwa West–Ost verlaufende wannenartige Täler eingetieft, die im Untergrund mit saalezeitlichen Schmelzwassersedimenten und teilweise Kiesen der Unteren Mittelterrassen gefüllt sind. Diese beiden Rinnen stehen mit einer Nord–Süd verlaufenden schmalen Verebnungsfläche (+35 m NN bis +45 m NN) am Ostrand der Niederterrasse, die im Untergrund aus der Unteren Mittelterrasse, der Grundmoräne und saalezeitlichen Schmelzwassersedimenten besteht, in Verbindung. Die übrigen Bereiche der Lintorfer Sandterrassen bilden meist sanft geneigte Hänge, die aus Tonen des Tertiärs, der Grundmoräne und Flugsanden bestehen. In einem kleinen Steinbruch stehen auch Schichten des Oberkarbons direkt an der Oberfläche an.

2.2.2 Gewässernetz (H. VON KAMP)

Das Blattgebiet im Niederrheinischen Tiefland wird vom leicht mäandrierenden Rhein beherrscht, in den bei Duisburg-Ruhrort die Ruhr mündet. Das Gebiet am Rhein gehört zu seinem unmittelbaren Einzugsgebiet. Neben der Vorflut über einige kleine Bäche wird ein großer Teil unterirdisch über die mächtigen Porengrundwasserleiter der quartären Lockergesteine beiderseits des Rheins entwässert. Im nordöstlichen Blattgebiet verlaufen die Alte Emscher und die kanalisierte Kleine Emscher. Die Wasserscheiden sind durch künstliche Eingriffe wie Bergsenkungen und Polderung örtlich verschoben worden.

Im Zuge der Aufschotterung der Niederrheinischen Tiefebene hat der Rhein dauernd sein Flußbett verändert. Noch in geschichtlicher Zeit hat der Rhein im Stadtbereich von Duisburg erhebliche Laufveränderungen erfahren (s. Kap. 3.6.2.1.5).

Im Duisburger Raum wird seit 1880 eine kontinuierliche Senkung der Rheinsohle beobachtet, die auf eine verstärkte Erosion infolge von Flußregulierungen, Deichbauten und Kiesentnahme aus dem Flußbett zurückgeführt wird. Dazu kommen Bergsenkungen durch Kohlenabbau unter dem Strom sowie das Aufwühlen der Flußsohle durch die Schrauben der modernen starken Motorschiffe (BUMM et al. 1966, MÜLLER 1980). Die Senkung der Rheinsohle hat bis 1972 etwa 2,50 m erreicht, was zu einer entsprechenden

Verringerung der Wassertiefe in den von der Sohlenerosion nicht betroffenen Duisburg-Ruhrorter Häfen führte. Durch den kontrollierten Abbau einiger Steinkohlenflöze unter den Duisburg-Ruhrorter Häfen konnte in den fünfziger und sechziger Jahren eine Absenkung des Hafengeländes um bis zu 2 m erreicht werden. Der entsprechende Wasseranstieg machte kostspielige Vertiefungen der Hafenbecken überflüssig (s. Kap. 7.2).

Neben den Häfen als künstlich geschaffenen Wasserflächen ist noch der Rhein-Herne-Kanal zu erwähnen, durch den die Häfen an das deutsche Kanalnetz angeschlossen sind. Die Ruhr mit dem Schifffahrtskanal dient heute als Zubringer zu dem Binnenhafen in Mülheim. Weitere Wasserflächen sind durch umfangreiche Auskiesungen im Vorland des Rheins entstanden, von denen besonders die Seen mit Regattabahn in Duisburg-Wedau, der Toeppersee in Duisburg-Rumeln und der Uettelsheimer See nördlich von Hochheide zu erwähnen sind.

Infolge dichter Besiedelung und starker Industrialisierung sind viele Bäche kanalisiert und häufig auch überbaut worden. Durch den Kohlenabbau sind Bergsenkungen eingetreten, die auch das ursprüngliche Entwässerungsnetz verändert haben. Heute sorgen für geordnete Abflußverhältnisse im Einzugsgebiet der Ruhr der Ruhrverband, im nördlichen Bereich die Emschergenossenschaft und links des Rheins die Linksrheinische Entwässerungsgenossenschaft (WILMS 1971).

Durch Bergsenkungen kam es vielerorts zu Störungen im Abfluß des Niederschlags. Es entstanden Senken, die unter Wasser stehen würden, wenn nicht durch Polderpumpwerke die Vorflut künstlich aufrechterhalten wird. Auch dort, wo der Kohlenbergbau längst eingestellt worden ist, müssen Pumpwerke weiter Wasser heben, solange das Gelände besiedelt und genutzt wird (Emschergenossenschaft und Lippeverband 1982). Neben Oberflächenwasser werden auch Abwasser sowie Grundwasser gehoben.

2.2.3 Klima (H. VON KAMP)

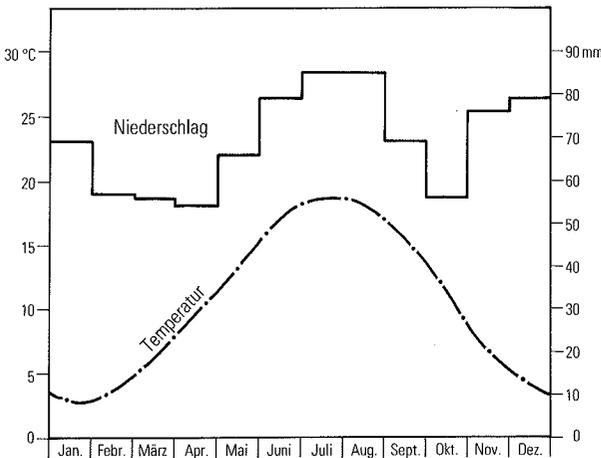


Abb. 2
Mittlere Lufttemperatur und Niederschlagsmenge in Duisburg 1951 - 1980, Station Duisburg-Meiderich/Laar

Das Blattgebiet liegt im maritimen Klimabereich Nordwestdeutschlands. Vorwiegend westliche bis nordwestliche Winde bringen feuchte atlantische Luftmassen mit starker Bewölkung und sorgen für einen relativ gemäßigten Sommer. Im allgemeinen herrschen milde, regenreiche Winter und meistens feuchtere Sommer (Abb. 2). Die Temperaturen weisen nur eine geringe Jahresamplitude zwischen der kalten und warmen Jahreszeit auf. Einige charakteristische Klimadaten werden in Tabelle 1 wiedergegeben.

3 Schichtenfolge

Paläozoikum

3.1 Oberkarbon (Silesium) (co)

Schichten des Oberkarbons stehen – von jüngeren Deckschichten überlagert – im Untergrund des gesamten Blattgebiets an. Im Nordwesten nördlich der Linie Scherpenberg – Hochheide – Althomburg – Beeckerwerth liegt Zechstein über dem Oberkarbon. Nördlich einer Linie, die vom Duisburger Stadtwald über Duissern – Ruhrort nach Beeckerwerth verläuft, werden die oberkarbonischen Schichten diskordant von der Oberkreide überlagert. Südlich dieser Grenze liegen Schichten des Tertiärs auf dem Oberkarbon. Eine Ausnahme bildet das Gebiet zwischen Sportpark Wedau und Neudorf, wo das Tertiär erodiert wurde. Dort wird das Oberkarbon direkt vom Quartär überlagert. Im Bereich eines kleinen Steinbruchs im Duisburger Stadtwald streichen Schichten des Oberkarbons an der Geländeoberfläche aus.

Da mit der Stilllegung der meisten Zechen im Blattgebiet in den sechziger und siebziger Jahren auch der unmittelbare Zugang zu den bergmännischen Aufschlüssen entfiel, stützen sich Darstellung und Beschreibung des Oberkarbons auf die eingangs erwähnten Karten und tiefentektonischen Untersuchungen sowie bergbauliche Unterlagen (Schnitte, Sohlenrisse, Abbaugrundrisse der Flöze usw.). Hinzu kommen Spezialuntersuchungen wie Beschreibungen des Fossilinhalts oder feinpetrographische Aufnahmen bestimmter Schichtenabschnitte. Die vorliegenden Erläuterungen sind nur dort ausführlich, wo neue Bearbeitungsergebnisse dies erforderlich machen. Im übrigen wird auf das umfangreiche Schriftenverzeichnis verwiesen. Insbesondere das Werk von KUKUK (1938) über die Geologie des Niederrheinisch-Westfälischen Steinkohlengebiets gibt das Wissen (bis 1938) umfassend wieder. Von 1960 an wurde in mehreren Themenbänden der Schriftenreihe „Fortschritte in der Geologie von Rheinland und Westfalen“ (Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen 1960, 1962 a, 1962 b, 1966/1967, 1971 a, 1971 b, 1984, 1985) und von JOSTEN (1983) das Karbon eingehend dargestellt.

Tabelle 1

Mittlere Jahreswerte der Klimaelemente

Klimaelemente	Werte	Beobachtungszeitraum
Jahresniederschlag (mm)	828	1951 – 1980
Frosttage (Tiefstwert der Temperatur in 2 m Höhe unter 0 °C)	42,7	1951 – 1980
Eistage (Höchstwert der Temperatur in 2 m Höhe unter 0 °C)	8,8	1951 – 1980
Sommertage (Höchstwert der Temperatur mindestens 25 °C)	29,7	1951 – 1980
Lufttemperatur (°C)	10,6	1951 – 1980

Tabelle 2
Gliederung und Mächtigkeit des Oberkarbons

stratigraphische Gliederung		Grenzhorizonte	Mächtigkeit (m)	Bemerkungen
Westfal B	Oberes Horster Schichten	Domina-Horizont	300 – 340	im Blattgebiet nur die untersten 30 m vorhanden
	Unteres Essener Schichten		430 – 455	
Westfal A	Oberes Bochumer Schichten	Platzhofsbank-Horizont	640 – 695	
			Unteres Wittener Schichten	
		Sarnsbank-Horizont		
Namur C	Sprockhöveler Schichten	Grenzsandstein	ca. 640	
Namur B	Ziegelschiefer-Zone		ca. 200	im Blattgebiet nicht aufgeschlossen
	Grauwacken-Zone		n. b.	

Hinsichtlich der einheitlichen Flözbenennung im Ruhrrevier sind vor allem die Publikationen von FIEBIG (1969) und FIEBIG (in HEDEMANN et al. 1972) und in bezug auf das fazielle Verhalten der bauwürdigen Flöze des Westfals die Arbeit von HAHNE & SCHLOMS (1967) zu nennen.

Die oberkarbonische Schichtenfolge im Blattgebiet reicht vom Oberen Namur B (Grauwacken-Zone) bis in das Westfal B (Horster Schichten) und ist über 2 500 m mächtig (s. Tab. 2). Sie gliedert sich in einen flözleeren Abschnitt (Namur B) und einen flözführenden Abschnitt (Namur C bis Westfal B).

Der Name „das Flözleere“ wurde von KRUSCH (1904: 799) eingeführt. Er ist petrographisch definiert. Infolge der Wanderung der subvariscischen Saumsenke liegen die Grenzen des Flözleeren in verschiedenen Gegenden an jeweils anderen Stellen des stratigraphischen Profils (PAPROTH et al. 1963: 68).

Im Blattgebiet ist das Flözleere nicht aufgeschlossen. Es liegt über hangenden Alaunschiefern oder Kulm-Grauwackenschiefern des Namurs A und wird wie im Blattgebiet 4507 Mülheim an der Ruhr gegliedert in Grauwacken-Zone und Ziegelschiefer-Zone.

Als Grenze zwischen dem flözleeren und dem flözführenden Oberkarbon (Beginn des Namurs C) wurde vereinbarungsgemäß die bereits von KRUSCH (1904: 799, 1912: 21) erwähnte Liegendste Werksandsteinbank, der sogenannte Grenzsandstein, gewählt. Für die weitere Unterteilung des produktiven Karbons in sieben Einheiten werden marine Horizonte benutzt, lediglich zur Unterteilung des Westfals C wird zur Zeit im Ruhrgebiet eine

Flözgruppe verwendet, da der anderswo bereits bekannte marine Horizont bisher im Ruhrgebiet nicht nachgewiesen wurde (vgl. FIEBIG & GROSCURTH 1984: 266).

Die Einheiten werden weiter gegliedert in zwei oder drei Untereinheiten. Für die Grenzziehung hat man neben den marinen Horizonten vor allem markante Flöze herangezogen, wobei die Grenze selbst jeweils an die Oberkante desjenigen Flözes gelegt wurde, über dem der marine Horizont liegt (vgl. Tab. 4 – 6).

Die meisten marinen Horizonte zeigen einen vertikalen und lateralen Wechsel, sogenannte Faunenfolgen, mit Übergängen von nichtmariner zu mariner Fauna. Typische Vertreter von schwach mariner Fauna sind zum Beispiel Linguliden, während die marine Fauna vor allem durch Goniatiten, taxodonte und pectinide Muscheln sowie articulate Brachiopoden repräsentiert wird (s. Legende Tab. 4). Als Leitfossilien eignen sich am besten Goniatiten, während die meisten anderen Fossilien Durchläufer vom Namur C bis Westfal C sind.

Innerhalb des flözführenden Karbons geht die Anzahl der marinen Horizonte von den älteren zu den jüngeren Schichten deutlich zurück. Entsprechend nimmt die Anzahl der Fossilagen mit nichtmarinen Muscheln und Pflanzen in den jüngeren Schichten zu. Im Unterschied zu den marinen Horizonten halten die Pflanzen- und nichtmarinen Muschelhorizonte nicht über größere Erstreckung durch. Ihr stratigraphischer Wert liegt mehr in der Charakterisierung der Schichtenabschnitte als in der Identifizierung bestimmter Horizonte oder Flöze.

Als Leitschichten sind Kaolin-Kohleentonsteine wegen ihrer weiten Verbreitung und Horizontbeständigkeit vor allem in den Mittleren Bochumer und in den Essener Schichten von Bedeutung. Des weiteren haben mächtigere, meist konglomeratistische Sandsteine, bestimmte Tonsteinhorizonte sowie Flöze mit kohlenpetrographischen Anomalien einen zumindest regionalen Leitwert.

Als Bezugsprofile für die einheitliche Flözbenennung wählten OBERSTE-BRINK & BÄRTLING (1930) bestimmte Schichtenschnitte aus – damals Normalprofile genannt –, deren Flöznamen auch heute noch die Grundlage für die einheitliche Flözbezeichnung im Ruhrgebiet bilden. Unter Berücksichtigung neuer feinstratigraphischer Untersuchungsmethoden wurden später in Anlehnung an die Normalprofile Ersatzrichtschichtenschnitte aufgestellt (FIEBIG 1954, 1957, 1960, 1961, 1969); letztere wurden von FIEBIG (in HEDEMANN et al. 1972) vor allem bei den Flözbezeichnungen überarbeitet. Ausgewählte Schichtenschnitte aus dem Blattgebiet und aus in der Nähe gelegenen Aufschlüssen sind in der Tafel 5 (in der Anl.) dargestellt. Die Qualität der Schichtenaufnahmen ist sehr unterschiedlich. Fehlende Angaben über Flora und Fauna wie zum Beispiel im Schnitt W1 bedeuten, daß von der entsprechenden Zeche (Steinkohlenbergwerk) nur Gesteins- und Flözaufnahmen durchgeführt wurden. Die petrographischen Aufnahmen sind meist nur sehr grob – zum Beispiel ohne Berücksichtigung der Sedimentstrukturen. Sie sind deshalb für paläogeographische Auswertungen nur bedingt geeignet. Die in den Schnitten dargestellten Flöze sind alle gleichgestellt, sie enthalten die Namen der Einheitsbezeichnung und geben somit ihre fazielle Entwicklung im Blattgebiet relativ genau wieder. Zu beachten ist, daß wegen der meist großen Entfernungen zwischen den einzelnen Aufschlüssen Abweichungen in der Schichtenfolge auftreten können. So können Sandsteine auskeilen, Flöze aufspalten oder lokal durch Sandschüttungen ausgewaschen sein; ferner muß mit abweichenden Mächtigkeiten gerechnet werden.

Fazies des Flözleeren zur paralischen (lagunären) Fazies des Flözführenden an. In die klastischen Ablagerungen aus Ton-, Schluff- und Sandsteinen sind nunmehr in zyklischem Wechsel Kohlenflöze eingeschaltet.

Der zyklische Sedimentaufbau des flözführenden Oberkarbons läßt sich nach folgendem Schema beschreiben:

- schwach sandiger und sandfreier Schiefer-ton (häufig mit Fossilien)
- Kohle
- sandfreier und schwach sandiger Schiefer-ton (Wurzelboden)
- sandiger und sandstreifiger Schiefer-ton
- Cyclothem Sandstein (Höhepunkt der klastischen Sedimentation)
- sandiger Schiefer-ton
- schwach sandiger und sandfreier Schiefer-ton (häufig mit Fossilien)
- Kohle
- sandfreier und schwach sandiger Schiefer-ton (Wurzelboden)

Die Durchschnittsmächtigkeit eines Cyclothems beträgt im Ruhrkarbon nach JESSEN (1956) 7 – 8 m. Das Cyclothem ist jedoch nur selten voll ausgebildet. Häufig fallen einzelne oder mehrere Glieder aus obigem Schema aus.

Die Hauptbestandteile der Gesteine des flözführenden Oberkarbons sind Quarz, Feldspat und Tonminerale. Untergeordnet sind Carbonate (Dolomit, Ankerit, Siderit) und Gesteinsbruchstücke vorhanden. Letztere sind nur bei den Sandsteinen, bei einem mittleren Korndurchmesser von über 1 mm, von Bedeutung.

Das absolute Alter von oberkarbonischen Gesteinen wurde zuletzt von LIPPOLT et al. (1984) nach der $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Methode an Sanidinen aus Kaolin-Kohlentonsteinen ermittelt. Für die WestfalB/C-Grenze errechneten sie ein Alter von 311 ± 1 Ma und für die NamurA/B-Grenze ein Alter von 319 ± 1 Ma. Unter Zugrundelegung eines interpolierten Alters von ca. 317 Ma für den Beginn des Namurs C läßt sich für den Zeitraum vom Beginn des Namurs C bis zum Ende des Westfals B eine Sedimentationsdauer von ca. 6 Ma ableiten.

3.1.1 Namur B

3.1.1.1 Grauwacken-Zone (cnG)

Gesteine der Grauwacken-Zone treten im Kern des Altendorfer Sattels im äußersten Südosten des Blattgebiets unter tertiärer und quartärer Bedeckung auf (s. Taf. 2). Ihr Ausbiß an der Karbon-Oberfläche wurde unter Zugrundelegung eines Abstands von 200 m vom Grenzsandstein (s. GK 25: 4507 Mülheim a. d. Ruhr) konstruiert. Wegen fehlender Aufschlüsse wird die Schichtenfolge vom benachbarten Blattgebiet 4607 Heiligenhaus beschrieben. Dort sind am nordwestlichen Ruhrtalhang, ca. 4 km von der Südostecke des Blattgebiets Duisburg, die Gesteine der Grauwacken-Zone im Bereich des Wattenscheider Sattels aufgeschlossen.

Nach STEUERWALD (1985) besteht die Grauwacken-Zone dort aus einer Wechsellagerung von Grauwacken, Grauwackensandsteinen und Sandsteinen mit Ton- und Schluffsteinbänken. (Nach WACHENDORF 1965 handelt es sich bei den Grauwacken des Flözleeren um Subgrauwacken im Sinne von PETTIJOHN 1957; nach FÜCHTBAUER & MÜLLER 1977 werden sie als Sandsteine mit wenig Gesteinsbruchstücken und wenig Feldspat definiert.) Die rein

sandigen Partien sind meist sehr hart und relativ resistent gegen die Verwitterung. Bei sandig-schluffigen bis tonigen Lagen kommt es zur plattigen Absonderung. STEUERWALD (1985) beobachtete im Kern des Wattenscheider Sattels nach Norden und Süden eine Abnahme von mächtigeren Sandsteinbänken; letztere treten dann im Grenzbereich zur Ziegelschiefer-Zone wieder vermehrt auf.

Die Grauwacken-Zone umfaßt nach der Goniatitengliederung einen Teil der R-Zone (= *Reticuloceras*-Zone). Ob der liegende Teil der Grauwacken-Zone im Blattgebiet 4607 Heiligenhaus noch in die H-Zone (= *Homoceras*-Zone) hinabreicht, ist durch Fossilfunde bisher nicht belegt. Die Mächtigkeit der Grauwacken-Zone einschließlich einer ca. 60 m mächtigen Quarzit-Zone im Liegenden wird von STEUERWALD (1985) mit 750 m angegeben. Nach WUNSTORF (1931) läßt sich im Blattgebiet 4607 Heiligenhaus eine Quarzit-Zone im Liegenden der Grauwacken-Zone nicht abtrennen.

3.1.1.2 Ziegelschiefer-Zone (cnZ)

Die Gesteine der Ziegelschiefer-Zone treten ganz im Südosten im Bereich Altendorfer und Sellerbecker Sattel (s. Taf. 2) – von tertiären und quartären Schichten bedeckt – an der Karbon-Oberfläche aus. Die Grenze gegen die Sprockhöveler Schichten wurde mit einem Abstand von 400 m zu Flöz Wasserbank konstruiert. Dieser Wert wurde aus der Geologischen Karte von Nordrhein-Westfalen 1 : 25 000, Blatt 4507 Mülheim an der Ruhr (JANSEN & DROZDZEWSKI 1986) entnommen.

Die Beschreibung der Schichtenfolge stützt sich wie bei der Grauwacken-Zone auf Aufschlüsse am nordwestlichen Ruhrtalhang (TK 25: 4607 Heiligenhaus). Die Grauwacken-Zone geht dort knapp nördlich der Mintarder Autobahnbrücke in südlicher Richtung allmählich unter Zurücktreten der Sandsteinbänke in die Ziegelschiefer-Zone über. Die Gesteine bestehen aus grauen bis grauschwarzen Ton- und Schluffsteinen mit wechselndem Glimmergehalt. Bezeichnend sind gelegentliche Einschaltungen von Tongallen oder deren Verwitterungsbildungen. Der Sandgehalt der Ton- und Schluffsteine ist meist gering. Gelegentlich sind dünne, feinkörnige Sandsteinbänke von meist nur Dezimeterstärke eingeschaltet, die stets rasch auskeilen. Der Übergang zum Grenzsandstein, der die Grenze zu den Sprockhöveler Schichten markiert, ist im Hang des Ruhrtals nicht aufgeschlossen (STEUERWALD 1985).

Die Ziegelschiefer-Zone ist im allgemeinen arm an Fossilien. Sie gehört nach der Goniatitengliederung zum höheren Teil der *Reticuloceras*-Zone. Die Mächtigkeit der Ziegelschiefer-Zone wurde wie im Blattgebiet 4507 Mülheim an der Ruhr mit 200 m angenommen. STEUERWALD (1985) gibt für den Nordwestteil des Blattgebiets 4607 Heiligenhaus eine Mächtigkeit von 250 m an.

3.1.2 Namur C

3.1.2.1 Sprockhöveler Schichten (cnSu; cnSo)

Die Schichten des Namurs C werden im Ruhrgebiet als Sprockhöveler Schichten (früher Magerkohlen-Schichten) bezeichnet. Ihre Liegendgrenze, das heißt die Grenze zwischen Namur B und C, ist paläontologisch nicht festgelegt. Sie wird im Ruhrgebiet an die Basis des sogenannten Grenzsandsteins gelegt, der auch Liegendste Werksandsteinbank oder Liegender Sandstein genannt wird. Die Hangendgrenze des Namurs C gegen das Westfal A ist durch das erste Auftreten von *Agastrioceras subcrenatum* (FRECH) im marinen

Charakteristisch für die Sprockhöveler Schichten sind ferner mächtige Sandsteine, die teilweise konglomeratisch ausgebildet sind.

Schichtenfolge: Die Sprockhöveler Schichten sind im Blattgebiet erst ab der Wasserbank-Flözgruppe aufgeschlossen. Für die Beschreibung des im Liegenden folgenden etwa 220 m mächtigen Abschnitts bis in den Bereich des Bickefeld-Horizonts müssen die Aufschlüsse des etwa 2,5 km östlich des Blattgebiets gelegenen Steinbruchs Rauen in Mülheim-Broich (DROZDZEWSKI in JANSEN & DROZDZEWSKI 1986: 29 – 34) benutzt werden. Die Schichtenfolge beginnt dort – vom Hangenden zum Liegenden – etwa 10 m im Liegenden von Flöz Wasserbank 1 mit einem ca. 20 m mächtigen fein- bis mittelkörnigen Sandstein, der als Sandstein im Liegenden von Flöz Wasserbank bezeichnet wird. Unter ihm folgt ein ca. 20 m mächtiger Tonstein, der im unteren Teil sandfrei ist und nichtmarine Muscheln und Fischreste führt; an seiner Basis befindet sich ein ca. 0,5 m mächtiger Wurzelboden, der das Flöz Neuföz 2 vertritt. Darunter setzt erneut, diesmal mittel- bis grobkörniger, lagenweise konglomeratischer Sandstein von etwa 15 m Mächtigkeit ein. Es folgt ein ca. 30 m mächtiger Tonstein mit nichtmarinen Muscheln und einem nur stellenweise ausgebildeten Wurzelboden an der Basis; letzterer vertritt das Flöz Neuföz 1. Darunter liegt ein ungefähr 40 m mächtiger mittelkörniger Sandstein, der in den oberen 25 m lagenweise grobkörnig bis konglomeratisch ist. Dieser Sandstein wird als Sandstein im Liegenden von Flöz Neuföz bezeichnet. Den Abschluß der im Steinbruch Rauen aufgeschlossenen Schichtenfolge bildet ein etwa 10 m mächtiger sandstreifiger Tonstein mit dezimetermächtigen Sandsteinlagen.

Die im Liegenden des Steinbruchs anstehenden Schichten wurden bis 100,3 m Tiefe durch eine Kernbohrung erschlossen und bestehen bis ca. 52 m Tiefe aus tonigen, feinsandigen Schluffsteinen und feinsandigen, schluffigen Tonsteinen mit zentimeter- bis dezimetermächtigen Sandsteinfolgen. Darunter folgen bis etwa 79 m Tiefe feinkörnige Sandsteine mit dünnen Tonsteinlagen, die bis zur Endteufe von 100,3 m wiederum von sandigen Ton- und Schluffsteinen abgelöst werden. Zu erwähnen ist ein Augenschiefer mit *Planolites ophthalmoides* JESSEN bei 94 m Tiefe, der zum marinen Bickefeld-Horizont gehören könnte.

Ein noch etwa 100 m tiefer hinabreichender Abschnitt war seinerzeit 15 km weiter östlich auf der Zeche Viktoria im Deilbachtal (TK 25: 4608 Velbert) aufgeschlossen (ROTH 1919: 277). Die Gesteine bestehen überwiegend aus Schluff- und Tonsteinen ohne Einschaltungen von Kohlenflözen.

Aus den beschriebenen Aufschlüssen ergibt sich für das Blattgebiet, daß die Sprockhöveler Schichten im Liegenden der Neuföz-Gruppe bei offenbar ähnlichen Schichtenmächtigkeiten wie im Raum Bochum – Witten keine Kohlenflöze und vermutlich allenfalls schwach marine Horizonte enthalten.

Die Oberen Sprockhöveler Schichten waren im Südwestteil des Blattgebiets im Bereich der Zechen Diergardt/Mevissen von der Wasserbank-Flözgruppe bis Flöz Sarnsbank 2 vollständig aufgeschlossen (s. Taf. 5 in der Anl.). Im Hauptquerschlag Diergardt 1/2 liegt über dem Flöz Wasserbank 3 ein Augenschiefer-Horizont mit *Planolites ophthalmoides*; es handelt sich um den Wasserbank-Horizont, der im westlichen Ruhrgebiet vermutlich nur schwach marin entwickelt ist. Nach ca. 40 m meist sandigen Schluffsteinen und Tonsteinen folgt erneut ein Augenschiefer mit *Planolites ophthalmoides*, der dem Alte-Haase-Horizont entsprechen dürfte. Letzterer ist nur schwach marin ausgebildet, während er im Raum Bochum – Witten Linguliden führt, die marines Milieu anzeigen.

Das etwa 20 m höher folgende Hauptflöz 2 ist in eine Ober- und Unterbank aufgespalten (s. auch HOLLMANN 1967, Abb. 15). Die Flöze Hauptflöz 1 und 3 fehlen und kommen vermutlich ganz im Westen des Ruhrgebiets nicht vor. Vom Abschnitt Hauptflöz 2 bis Schieferbank 1 liegen vom Profil Diergardt 1/2 keine Aufnahmen der Faunen vor. Lediglich vom Schacht 1 der Zeche Wilhelmine Mevissen (s. Taf. 5) werden etwa 10 m über Hauptflöz Goniatiten angegeben, die die hochmarine Ausbildung des Horizonts belegen.

Die weitere Schichtenfolge bis Flöz Schieferbank besteht aus durchweg sandigen Ton- und Schluffsteinen, in die 2 m beziehungsweise 11 m im Liegenden von Flöz Schieferbank ein etwa 15 m mächtiger Sandstein eingeschaltet ist. Das Flöz Schieferbänkggen, das im Essener Raum noch als dünnes Flöz im Liegenden von Flöz Schieferbank auftritt, ist weiter westlich nicht ausgebildet (HOLLMANN 1967: 77). Von den beiden Schieferbank-Flözen ist nur Schieferbank 1 ausgebildet.

BÖGER (1966: Taf. 1) beschreibt von der Schachtanlage Diergardt/Mevissen (genauere Angaben liegen nicht vor) etwa 7 m über Flöz Schieferbank einen 5 m mächtigen marinen Horizont mit Anthracoceren, Ostracoden der *Jonesina*-Gruppe und *Planolites ophthalmoides*.

Die weitere Schichtenfolge bis Flöz Sarnsbänkggen besteht aus Ton- und Schluffsteinen. Der Sandstein im Liegenden von Flöz Sarnsbänkggen ist sowohl im Bereich der Zechen Concordia und Alstaden als auch im Umkreis der Schächte Diergardt und Wilhelmine Mevissen nicht ausgebildet. Im Schacht Rumeln (s. Lageplan auf Taf. 5), knapp außerhalb der Südwestecke des Blattgebiets Duisburg, wurde ein 25 m mächtiger Sandstein angegeben. Nach HOLLMANN (1967: 102 u. Abb. 26) fehlt der Sandstein im Raum Duisburg nördlich der Ruhr und westlich des Rheins. Weiter westlich im Blattgebiet 4505 Moers soll er mit Mächtigkeiten um 10–20 m ausgebildet sein.

Kohlenflöze: Die Kohlenflöze der Sprockhöveler Schichten enthalten im Blattgebiet Steinkohlen mit etwa 5–9 % Flüchtigen Bestandteilen (s. Kap. 5.1.2), das heißt Anthrazite. Flöz Wasserbank 1 ist das stratigraphisch tiefste Flöz, das im Blattgebiet bekannt ist. Die Mächtigkeit der Wasserbank-Flöze und die von Hauptflöz, von Schieferbank 1 und Sarnsbank 2 liegt durchweg unter 50 cm. Flöz Sarnsbänkggen ist 100–125 cm mächtig; Flöz Sarnsbank 1 erreicht Werte bis 125 cm bei allerdings unreiner Ausbildung (s. Taf. 5).

Mächtigkeit: Die Mächtigkeit der gesamten Sprockhöveler Schichten dürfte im Blattgebiet ca. 640 m betragen, wobei auf die Oberen Sprockhöveler Schichten ca. 340 m und auf die Unteren Sprockhöveler Schichten ca. 300 m entfallen.

Aufschlüsse: aufgelassener, kleiner Steinbruch im Duisburger Stadtwald, R 56 000, H 98 000 (Untere Sprockhöveler Schichten).

3.1.3 Westfal A

3.1.3.1 Wittener Schichten (cwWu; cwWo)

Die Wittener Schichten (früher Esskohlen-Schichten) gehören dem Unteren Westfal A an. Die Liegendgrenze wird an die Basis des marinen Sarnsbank-Horizonts, die Hangendgrenze an die Basis des marinen Plaßhofsbank-Horizonts gelegt. Die Wittener Schichten werden in Untere und Obere Wittener Schichten gegliedert. Die Grenze zwischen beiden liegt an der Basis des marinen Horizonts über Finefrau-Nebenbank (Tab. 5).

Tabelle 5
Gliederung des Westfals A im Ruhrgebiet
 (nach BACHMANN & MICHELAU & RABITZ 1971)

	wichtige Fossilien und Biozonen		Flöze	Schichten- schnitt (schematisch)	Faunen- leit- horizonte	petro- graphische Leitschichten		
	Fauna marin	Fauna nicht- marin					Flora Megafauna	Flora Mikroflora
O b e r e s W e s t f a l A Bochumer Schichten	Obere	<i>modiolaris</i> -Zone	<i>Mariopteris muricata</i> <i>Lonchopteris rugosa</i>	<i>Radizonates aligerens</i> <i>Schulzospora rara</i>	Katharina-H.			
					Katharina Hermann 1 ₂		Ø	⊖
					Gustav 1 ₂ 1000m			
					Gretchen 1 ₂			
					Anna 1 ₂			
					Matthias 1 ₂ 3			
					Mathilde 1 ₂ 3			
					Hugo 1 ₂ Robert			
					Albert 1 ₂ 3			
					Wellington 4 1 ₂			m
					Karl 1 ₂ 800		●	
					Blücher 1 ₂		●	▲
					Ida 1 ₂			
					Ernestine 1 ₂			
					Röttgersbank 1 ₂			
Wilhelm 1 ₂ 700	●							
Johann 1 ₂								
Jakob 1 ₂								
Präsident Helene		Ø						
Luise								
Karoline								
Angelika 1 ₂ 600								
Dickebank 1 ₂								
Dünnebank		⊖						
Wasserfall 1 ₂		⊖						
Sonnenschein 1 ₂								
Schöttelchen-Gruppe		Ø						
500								
Plafshofsbank		⊖						
Girondelle 9 400		Ø						
8 (Niveau)		Ø						
7 (Niveau)								
6		Ø						
5								
4		●						
3		Ø						
2		Ø						
1		Ø						
Finefrau-Nebenbank		⊖						
Finefrau 200		⊖						
Mentor								
Geitling 2 1		Ø						
Kreftenscheer 3 2 1		Ø						
100								
Mausegatt								
Fink		⊖						
Sarnsbank 2		⊖						

Legende s.
Tab. 4

In den Wittener Schichten nimmt der marine Einfluß im Vergleich zu den Sprockhöveler Schichten ab. Insgesamt sind nur noch zwei hochmarine Horizonte in Goniatitenfazies und sieben schwächer marin beeinflusste Horizonte in Lingulidenfazies bekannt (s. Tab. 5). Charakteristisch für die Unteren Wittener Schichten sind mächtige, teilweise konglomeratische Sandsteine. Letztere treten in den Oberen Wittener Schichten stark zurück.

Schichtenfolge: Die folgenden Beschreibungen beschränken sich im wesentlichen auf die Profile der Zeche Concordia (s. Taf. 5). Die Unteren Wittener Schichten (cwWu) beginnen mit einem marinen Horizont im Hangenden von Flöz Sarnsbank 2. Nach BÖGER (1966: 20 – 21) ist auf der Zeche Concordia die Masse der Fauna auf einen 1 m mächtigen bituminösen Tonstein direkt über dem Flöz beschränkt. Es wurden gefunden: Gastroceraten, Anthracoceraten, „pectinide“ Muscheln, Posidonien im weiteren Sinne, Linguliden, Foraminiferen, Conodonten, Fischreste und *Planolites ophthalmoides* JESSEN. In den darüberfolgenden 6 m reinen Tonsteinen mit Toneisensteingeoden wurden fast ausschließlich Foraminiferen und *Planolites ophthalmoides* beobachtet.

Der im Hangenden folgende, etwa 125 m mächtige Abschnitt bis Flöz Mausegatt besteht von unten nach oben aus einer Ton- und Schluffsteinserie, dem Flöz Fink und einer Sandsteinserie (= Sandstein i. L. v. Mausegatt) mit dem Schieferflöz (MALMSHEIMER 1968). Das Flöz soll nach MALMSHEIMER (1968, Anl. 3) im Blattgebiet nur in einem Teilbereich von Alstaden als unreiner Kohlestreifen vorkommen; im übrigen Raum wird es durch Ton- und Schluffsteine vertreten. Das gleiche gilt für das Flöz Schieferflöz; lediglich von der Zeche Wilhelmine Mevissen gibt MALMSHEIMER (1968) von der 3. westlichen Abteilung ein dünnes Flöz etwa 3 m über der Basis des Mausegatt-Sandsteins an. Der Mausegatt-Sandstein ist weißgrau bis grau, mittel- bis feinkörnig, selten grobkörnig. In den grobkörnigen Partien kommen öfters Konglomeratlagen vor. Die meist weniger als 1 cm großen Gerölle bestehen aus gutgerundeten Toneisensteinen, eckigen Quarzen und untergeordnet Lyditen (MALMSHEIMER 1968).

Der Rest der Unteren Wittener Schichten bis Flöz Finefrau-Nebenbank führt eine Reihe bauwürdiger Flöze (s. Taf. 5). Marine Horizonte treten auf im Hangenden von Flöz Kreftenscheer 3 und etwa 20 m im Hangenden von Flöz Geitling 2. Beide Horizonte führen im Unterschied zum Sarnsbank-Horizont keine Goniatiten; zu nennen sind vor allem Linguliden und *Planolites ophthalmoides*. Die genaue Beschreibung beider Horizonte findet sich bei SCHAUB (1955: 178 – 179). Der Geitling-2-Horizont läßt sich auf der Zeche Concordia wie auf der Zeche Niederrhein (SCHAUB 1955) in einen unteren und oberen Horizont untergliedern.

Über dem geringmächtigen Flöz Mentor folgt der Finefrau-Sandstein. Seine Mächtigkeit beträgt im Raum Duisburg 23 – 36 m (WENDT 1965: 5). Der Sandstein ist hellgrau, überwiegend mittel- bis grobkörnig, dickbankig und in seinem liegenden Teil konglomeratisch ausgebildet. Die Größe der Gerölle liegt meist unter 2 cm Durchmesser. Es sind vorwiegend Quarze und Quarzite, kantengerundete Kieselschiefer und Sandsteine. Bemerkenswert ist das Auftreten von Kalksteingeröllen, die SCHAUB (1956 b) auf der 200-m-Sohle der Schachanlage Rumeln (s. Taf. 5) in der basalen Konglomeratbank fand. Die Gerölle enthielten an Fossilien *Atrypa reticularis* LINNÉ und *Aulopora* sp. und können somit in den Zeitraum vom Mitteldevon bis in das frühe Oberdevon eingestuft werden. Aus der Anordnung der Gerölle ließ sich ein Transport von Südosten nach Nordwesten ableiten. Als Liefergebiet kommen nach SCHAUB (1956 b) vermutlich die Flanken des Velberter oder die des Remscheid-Altenaer Sattels in Frage.

Neben dem Mausegatt-Sandstein ist der Finefrau-Sandstein im Gegensatz zu den meisten oberkarbonischen Sandsteinen, die oft nur eine begrenzte Verbreitung haben, von Hamm im Osten bis nach Roermond und Lüttich im Westen und Südwesten nachzuweisen (WENDT 1965) und stellt somit einen wichtigen lithologischen Leithorizont dar.

Direkt über dem Finefrau-Sandstein folgt Flöz Finefrau und nach 12–24 m Ton- und Schluffsteinen das dünne Flöz Finefrau-Nebenbank. Die Oberen Wittener Schichten (cwWo) beginnen direkt über dem Flöz mit dem Finefrau-Nebenbank-Horizont. Seine Mächtigkeit beträgt nach DAHM (1966: 53–54) auf der Zeche Concordia (1. westl. Abt., 8. Sohle, –755 m) etwa 6 m. Der Horizont beginnt 0,20 m über dem Flöz direkt mit hochmariner Fauna (Goniatiten, Posidonien), die bereits nach 1 m von Foraminiferen und ab 5,50 m von Linguliden abgelöst werden, die beide brackische Fazies belegen. Eine ähnliche Ausbildung des marinen Horizonts wird von DAHM (1966: 48–50) von der Schachtanlage Wilhelmine Mevissen in der 4., 3. und 1. Abteilung, ferner von Diergardt 1, Hauptabteilung, und von Rheinpreussen Schacht 3 beschrieben. Dort tritt zuerst eine Goniatiten führende Schicht und darüber eine „*Lingula*“-Schicht auf.

Die weitere Schichtenfolge bis zum Sandstein im Liegenden von Flöz Plaßhofsbank besteht aus ca. 190 m Schluffsteinen und untergeordnet Tonsteinen, einzelnen dickeren Sandsteinhorizonten sowie insgesamt fünf geringmächtigen Flözen der Girondelle-Gruppe im mittleren Teil der Folge. Marine Horizonte mit Linguliden und *Planolites ophthalmoides* treten auf im Hangenden von Girondelle 1, 2, 3 und 6 (s. Taf. 5; SCHAUB 1955: 182–185). SCHAUB beschreibt von der Zeche Diergardt/Mevissen (Schacht Rumeln, 200-m-Sohle, 4. westl. Abt.) auch im Hangenden von Flöz Girondelle 5 einen schwach marinen Horizont mit *Planolites ophthalmoides* und Foraminiferen, der normalerweise, wie auch im Bereich von Concordia und Alstaden, nicht ausgebildet ist.

Über dem Sandstein im Liegenden von Flöz Plaßhofsbank, der auf der Zeche Concordia 31 m mächtig ist, folgt nach wenigen Metern das Flöz Plaßhofsbank, das den Abschluß der Wittener Schichten bildet.

Kohlenflöze: Die Kohlenflöze der Wittener Schichten enthalten Steinkohle mit 9–14 % flüchtigen Bestandteilen, das heißt überwiegend Magerkohle. Die Flözstrukturen der einzelnen Flöze zeigt Tafel 5. HAHNE & SCHLOMS (1967) haben das fazielle Verhalten der bauwürdigen Flöze Mausegatt, Kreftenscheer 1 und 2, Geitling, Finefrau, Finefrau-Nebenbank und Girondelle 5 in großräumigen Übersichten dargestellt.

Fossilien: Aus dem Sarnsbank-Horizont werden von Schaub (1956 a: 169) unter anderem genannt: *Gastrioceras subcrenatum* (FRECH), *Anthracoceras arcuatilobum* (LUDWIG), *Posidoniella sulcata* HIND, *Pterinopecten*. Vom marinen Finefrau-Nebenbank-Horizont liegen von der bereits erwähnten Fauna keine Gattungs- oder Artbestimmungen vor.

Mächtigkeit: Die Mächtigkeit der Wittener Schichten beträgt im Blattgebiet 555 bis 570 m, wobei auf die Oberen Wittener Schichten 235–240 m und auf die Unteren Wittener Schichten 310–330 m entfallen.

3.1.3.2 Bochumer Schichten (cwBu; cwBm; cwBo)

Die Bochumer Schichten (früher Fettkohlen-Schichten) gehören dem Oberen Westfal A an (Tab. 5). Die Liegendgrenze wird an die Basis des marinen Plaßhofsbank-Horizonts, die

Hangendgrenze an die Basis des marinen Katharina-Horizonts gelegt (Tab. 5). Die Bochumer Schichten werden gegliedert in:

Obere Bochumer Schichten

Grenze: Hangendgrenze von Flöz Hugo

Mittlere Bochumer Schichten

Grenze: Hangendgrenze von Flöz Präsident

Untere Bochumer Schichten

Die Bochumer Schichten sind vorwiegend unter nichtmarinen Ablagerungsbedingungen entstanden. In den Unteren Bochumer Schichten ist noch marine Makrofauna aus insgesamt vier Horizonten bekannt, wobei der *Lingula*-Faziestyp (sensu RABITZ 1966 b) vorherrscht. In den Mittleren Bochumer Schichten tritt als Anzeichen eines brackischen Bildungsmilieus in mehreren Horizonten *Planolites ophthalmoides* JESSEN, oft in Vergesellschaftung mit einer speziellen Mikrofauna (vor allem Foraminiferen und Ostracoden), in den feinklastischen Hangendschichten mehrerer Flöze auf. Von Bedeutung ist das Auftreten von Conchostracen über Flöz Blücher 2. Dieser Conchostracen-Horizont entspricht vermutlich dem „Niveau de Voort“ in Belgien und dem „Low Esteria Band“ in England (BACHMANN 1967: 1 213). In den Mittleren und vor allem in den Oberen Bochumer Schichten finden sich häufig Horizonte mit nichtmarinen Brackwassermuscheln.

An petrographischen Leitschichten treten in den Mittleren Bochumer Schichten Kaolin-Kohlentonsteine in den Flözen Karl und Wilhelm auf; der Blücher-Tonstein ist nur aus dem östlichen Ruhrgebiet bekannt (HARTLIEB 1962, Taf. 2; BACHMANN & ENGELS 1967). Mächtigere Sandsteine, zum Teil mit Gerölllagen, sind innerhalb der Unteren Bochumer Schichten verbreitet.

Der untere Teil der Bochumer Schichten bis Flöz Sonnenschein ist arm an Flözen, der höhere Abschnitt ist flözreich.

Schichtenfolge: Die Unteren Bochumer Schichten (cwBu) beginnen mit dem marinen Horizont im Hangenden von Flöz Plaßhofsbank. Er enthält allerdings im Profil Rheinpreussen Schacht 4 (Taf. 5: Prof. B1) nur eine sehr verarmte Fauna aus Foraminiferen und Ostracoden der *Jonesina*-Gruppe, die beide keine sicheren Hinweise auf marine Fauna liefern. Sichere marine Fauna beschreibt SCHAUB (1955) von der knapp westlich des Blattgebiets gelegenen 4. westlichen Abteilung des Schachtes Rumeln (200-m-Sohle). Der Horizont beginnt dort über dem Flöz mit Goniatiten, marinen Muscheln, Linguliden und *Planolites ophthalmoides*. Der Plaßhofsbank-Horizont ist nach KUKUK (1923: 649) im Ruhrgebiet allgemein sehr arm an fossilen Resten – sowohl der Arten- als auch der Individuenzahl nach.

Der Sandstein, in den die Schöttelchen-Flözgruppe eingeschaltet ist, ist in seinem hangenden Teil konglomeratisch ausgebildet. Direkt über dem obersten Flöz der Schöttelchen-Gruppe liegt im Profil B1 der schwach marine Schöttelchen-Horizont. Mit der Sonnenschein-Flözgruppe beginnt eine Schichtenfolge bis Flöz Präsident, die im mittleren Ruhrgebiet allgemein zahlreiche gutausgebildete Flöze enthält. Im Blattgebiet allerdings geht ihre Mächtigkeit deutlich zurück. Marine Einschaltungen mit Linguliden treten nur direkt über Wasserfall 1 auf. Im Hangenden von Luise/Karoline wurden Foraminiferen festgestellt (Taf. 5: Prof. B1).

Auch in dem durchschnittlich 260 m mächtigen Abschnitt der Mittleren Bochumer Schichten (cwBm) sind im mittleren Ruhrgebiet zahlreiche gutausgebildete Flöze ent-

wickelt. Im Blattgebiet, wie allgemein im westlichen Ruhrgebiet, sind jedoch die meisten Flöze geringmächtiger und weniger gut ausgebildet. Im Hangenden von Flöz Präsident liegt ein etwas mächtigerer Sandstein, der im Feld Neumühl (Taf. 5: Prof. B4) 18 m Mächtigkeit erreicht. Es handelt sich um den „Präsidenten“ Sandstein, der regional im Ruhrgebiet einen gewissen Leitwert besitzt.

Schwach marine Horizonte mit *Planolites ophthalmoides* und teilweise mit Linguliden treten im Profil B1 auf im Hangenden der Flöze Jakob 2/Präsident, Johann 2, Johann 1 sowie Albert 4/Wellington 1. Der Horizont über Albert 4/Wellington 1 wurde bereits von FIEBIG (1955) an mehreren Stellen im Blattgebiet nachgewiesen – so von der Schachanlage Beeckerwerth, von der Zeche Friedrich Thyssen 4/8, von der Zeche Westende und von der Zeche Rheinpreussen. Über Flöz Blücher 2 liegt der bereits erwähnte Conchostracen-Horizont, der am Niederrhein als Leithorizont von Bedeutung ist. Der Kaolin-Kohlentonstein in Flöz Wilhelm 1 (= Wilhelm-Tonstein) ist von der Zeche Rheinpreussen bekannt; ferner sind bekannt durch HARTLIEB (1962) der Kaolin-Kohlentonstein in Flöz Karl (= Karl-Tonstein) von den Zechen Rheinpreussen, Beeckerwerth, Westende, Friedrich Thyssen, Neumühl und Concordia.

Die Oberen Bochumer Schichten (cwBo) beginnen mit dem Hangenden von Flöz Hugo 1. Sie enthalten eine ähnlich dichte Flözfolge wie die Mittleren Bochumer Schichten. Marine oder schwach marin beeinflusste Horizonte, Kaolin-Kohlentonsteine sowie leitende Sandsteinhorizonte sind in den Oberen Bochumer Schichten nicht vorhanden. Ihre durchschnittliche Mächtigkeit beträgt 120 m.

Kohlenflöze: Die Kohlenflöze der Bochumer Schichten enthalten Steinkohle mit 14 – 30 % Flüchtigen Bestandteilen, das heißt Ess- bis Fettkohlen. Flözstrukturen der einzelnen Flöze zeigt Tafel 5. Weitere Einzelheiten über die Mächtigkeit und das fazielle Verhalten der Flöze finden sich bei BACHMANN (1967) sowie bei HAHNE & SCHLOMS (1967). Letztere beschreiben das großräumige fazielle Verhalten der Flöze Sonnenschein, Wasserfall, Dünnebank, Dickebank, der Luise-Karoline-Angelika-Flözgruppe und Präsident-Helene-Flözgruppe im Ruhrrevier.

Mächtigkeit: Die Bochumer Schichten erreichen im Blattgebiet eine Mächtigkeit von 640 – 695 m. Davon entfallen auf die Unteren Bochumer Schichten 260 – 290 m, auf die Mittleren Bochumer Schichten 240 – 270 m und auf die Oberen Bochumer Schichten 115 – 140 m.

3.1.4 Westfal B

3.1.4.1 Essener Schichten (cwEu; cwEm; cwEo)

Die Essener Schichten (früher Gaskohlen-Schichten) gehören dem Unteren Westfal B an. Die Liegendgrenze wird an die Basis des marinen Katharina-Horizonts, die Hangendgrenze an die Basis des marinen Domina-Horizonts gelegt (Tab. 6). Die Essener Schichten werden gegliedert in:

Obere Essener Schichten

Grenze: Hangendgrenze von Flöz Zollverein 1

Mittlere Essener Schichten

Grenze: Hangendgrenze von Flöz Grimberg 1

Untere Essener Schichten

Tabelle 6

Gliederung des Westfal B im Ruhrgebiet
(nach BACHMANN & MICHELAU & RABITZ 1971)

	wichtige Fossilien und Biozonen				Flöze	Schichten-schnitt (schematisch)	Faunen-leithorizonte	petrographische Leitschichten							
	Fauna		Flora												
	marin	nicht-marin	Megaflora	Mikro-flora											
Oberes Westfal B Horster Schichten	<i>Lingula mytiloides</i>	Untere <i>similis-pulchra</i> -Zone	<i>Neuropteris tenuifolia</i> <i>Mariopteris muricata</i> <i>Mariopteris seaweuri</i>	<i>Dictyotriletes bireticulatus</i> , <i>Converrucosporites triquetrus</i>	Agir		Ägir-Horizont	Z-Tonstein							
					Z				800 m	W1-Tonstein					
					Y-Gruppe				700		U-Tonstein				
					X-Gruppe										
					W-Gruppe										
					V-Gruppe										
					U							600	P1-Tonstein P2-Tonstein P3-Tonstein P4-Tonstein O1-Tonstein		
					T										
					S-Gruppe										
					R-Gruppe										
					Q										
					P-Gruppe									500	Domina-Horizont
					O-Gruppe										
					N										
M															
L	400	H1-Tonstein													
K															
J															
H 12															
G 12															
F 12															
D 12			300	Zollverein-2-Tonsteine Zollverein-3-Tonsteine											
C 12															
B 12															
A 12															
Zollverein 1					200	Zollverein-6-Tonstein									
2															
3															
4															
5															
6															
7	100	Zollverein-8-Tonstein													
8															
8 1/2															
8 3/4															
Grimberg 1															
2 (Niveau)															
Laura 1			Katharina-Horizont	Laura-3-Tonstein(e)											
2															
Viktoria 1															
2															
3															
4															
Katharina					0										

Legende s. Tab. 4

Die Essener Schichten sind wie die Bochumer Schichten vorwiegend unter nichtmarinen Ablagerungsbedingungen entstanden. Nur die Basis der Schichtenfolge ist marin. Typisch für die Essener Schichten ist das individuenreiche Vorkommen einer nichtmarinen Muschelfauna insbesondere im unteren und mittleren Teil. Vor allem in den Oberen Essener Schichten besitzen einige Horizonte einen reichen Floreninhalt. Die Essener Schichten bestehen wie schon die Mittlere und Oberen Bochumer Schichten vorwiegend aus

feinkörnigen Sedimenten. Sie sind im unteren Teil kohlenarm, im mittleren und oberen Abschnitt kohlenreich (GRUBE 1978).

An petrographischen Leitschichten treten die Kaolin-Kohlentonsteine in den Flözen Laura 3, Zollverein 8, 6, 3 und 2 sowie in Flöz H auf.

Schichtenfolge: Die Unteren Essener Schichten (cwEu) beginnen mit dem marinen Horizont über Flöz Katharina. Dieser ist im westlichen Ruhrgebiet durch eine fossilarme Fazies gekennzeichnet (FIEBIG 1955, BACHMANN & ENGELS 1962, RABITZ 1966 a). Von den zahlreichen im Blattgebiet untersuchten Aufschlüssen wird von FIEBIG (1955) und BACHMANN & ENGELS (1962) nur von zwei Stellen aus dem Bereich der Schachtanlage Beeckerwerth eine schwach marine Fauna mit Conodonten, Foraminiferen und stellenweise Linguliden angegeben. Marine Fauna mit Goniatiten und Muscheln der Gattung *Pterinopecten* ist von fünf Fundstellen außerhalb des Blattgebiets aus dem Bereich der Zechen Rheinpreussen, Friedrich Heinrich und Rossenray (BACHMANN & ENGELS 1962) bekanntgeworden. Nach RABITZ (1966 a: 163) sprechen diese lokalen Anhäufungen von mariner Fauna dafür, daß dort die Lebensbedingungen eine gewisse Zeitlang besser als in der unmittelbaren Nachbarschaft waren.

Der über dem Katharina-Horizont folgende durchschnittlich 130 m mächtige, kohlearme Abschnitt bis Flöz Grimberg 1 enthält mit Ausnahme von Flöz Laura 3/Viktoria 1 nur geringmächtige, teilweise nicht immer ausgebildete Flöze (Taf. 5).

Von gewisser Bedeutung ist der Nachweis von *Planolites ophthalmoides* JESSEN dicht über dem Flöz Viktoria 4 in je einem Aufschluß der Zechen Rheinpreussen und Beeckerwerth (BACHMANN & ENGELS 1962: 997 u. Abb. 2). Über Viktoria 4 sind in den Essener Schichten keine marinen Beeinflussungen mehr bekannt.

Einen gewissen Leitwert besitzt auch die an nichtmarinen Muscheln reiche etwa 22 m mächtige Folge aus sandfreien und schwach sandigen Ton- bis Schluffsteinen im Hangenden des Flözes Laura 1/2. In dieser Ausbildung läßt sich der Abschnitt im westlichen Ruhrgebiet durchgehend verfolgen. An Muscheln tritt bis etwa 18 m im Hangenden von Flöz Laura 1 vor allem *Anthracosia ovum* TRUEM & WEIK auf; darüber wird *Anthracosia phrygiana* (WRIGHT) häufiger beobachtet (BACHMANN & ENGELS 1962: 992).

Der Kaolin-Kohlentonstein in Flöz Laura 3, kurz Laura-3-Tonstein genannt, wurde im Blattgebiet nur in einem Aufschluß nachgewiesen, und zwar durch J. HARTLIEB in einem Mattkohlebrocken im Alten Mann des Flözes Laura im 2. östlichen Abteilungsquerschlag (5. Sohle) der Zeche Beeckerwerth (BACHMANN & ENGELS 1962: 1 002).

In dem durchschnittlich 125 m mächtigen Abschnitt der Mittleren Essener Schichten nimmt die Anzahl der Flöze zu.

Einen gewissen Leitwert besitzt die an nichtmarinen Muscheln reiche Schicht über Flöz Zollverein 8½. Zu nennen sind vor allem *Anthracosia cf. phrygiana* und *Anthracosia cf. ovum*. Von Bedeutung ist der Kaolin-Kohlentonstein des Flözes Zollverein 8. Er wurde im Blattgebiet in drei Aufschlüssen der Zeche Rheinpreussen und einem Aufschluß der Zeche Beeckerwerth zwischen 3,80 – 4,70 m im Liegenden des Flözes nachgewiesen (BACHMANN & ENGELS 1962).

Von den Kaolin-Kohlentonsteinen der Flöze Zollverein 2 und 3 ist aus dem Blattgebiet nur ein Fundpunkt von der Zeche Beeckerwerth bekannt (HARTLIEB 1961: 97 – 98). Es werden drei Tonsteinlagen in Flöz Zollverein 2 beschrieben.

In dem durchschnittlich 190 m mächtigen Abschnitt der Oberen Essener Schichten nimmt die Anzahl der Flöze verglichen mit den tieferen Abschnitten zu. Der Kaolin-Kohlentonstein in Flöz H ist aus dem Blattgebiet nicht bekannt und ist auch aufgrund seiner geringen Dicke von nur wenigen Millimetern am Niederrhein nur selten nachgewiesen.

An Fauna treten nur nichtmarine Muscheln auf. Die Flora nimmt, wie bereits erwähnt, in den Oberen Essener Schichten stark zu.

Kohlenflöze: Die Kohlenflöze der Essener Schichten enthalten Steinkohle mit 30 bis 35 % Flüchtigen Bestandteilen und sind somit als Gaskohlen zu bezeichnen. Flözstrukturen der einzelnen Flöze zeigt die Tafel 5. Weitere Einzelheiten über die Mächtigkeit und das fazielle Verhalten der Flöze der tieferen Essener Schichten bis Flöz Zollverein 7 finden sich bei BACHMANN & ENGELS (1962). HAHNE & SCHLOMS (1967) beschreiben das großräumige, fazielle Verhalten der Flöze Zollverein 7/8 und Zollverein 2/3.

Mächtigkeit: Die Essener Schichten erreichen im Blattgebiet Mächtigkeiten von 430–455 m, davon entfallen auf die Unteren Essener Schichten 130–140 m, auf die Mittleren Essener Schichten 120–140 m und auf die Oberen Essener Schichten 180–200 m.

3.1.4.2 Horster Schichten (cwHu)

Die Horster Schichten (früher Gasflammkohlen-Schichten) gehören dem Oberen Westfal B an. Die Liegendgrenze wird an die Basis des marinen Ägir-Horizonts gelegt (Tab. 6). Die Horster Schichten werden in Untere und Obere Horster Schichten gegliedert. Die Grenze zwischen beiden liegt im Hangenden von Flöz T (Tab. 6). Im Blattgebiet sind nur Untere Horster Schichten (cwHu) vorhanden.

Die Horster Schichten sind mit Ausnahme des marinen Domina-Horizonts und zweier Foraminiferen führender Lagen über den Flözen N/M und R, die auf eine schwache marine Beeinflussung hindeuten, ausschließlich nichtmariner Entstehung. Die Horster Schichten enthalten einige mächtige Sandsteine sowohl im tieferen als auch besonders im oberen Teil. Als Leithorizonte sind diese wegen ihrer stark schwankenden Mächtigkeit und ihrer geringen Verbreitung nicht geeignet. Die Flöze sind recht ungleichmäßig ausgebildet, Scharungen und Aufspaltungen sind in einzelnen Flözgruppen häufig. Die meisten bauwürdigen Flöze liegen in den Unteren Horster Schichten. An petrographischen Leitschichten treten im Westen des Ruhrgebiets die Kaolin-Kohlentone in den Flözen O1, P4, P2, U, W1 und Z1 auf (BURGER et al. 1984). Sie werden allerdings abgesehen von dem Z1-Tonstein wegen ihrer geringen Mächtigkeit von durchweg 0,5 cm bei der Schichtenaufnahme leicht übersehen und sind deshalb für die Flözparallelisierung weniger geeignet als die mächtigeren Kaolin-Kohlentone in den Bochumer oder Essener Schichten.

Von den Unteren Horster Schichten sind nur etwa die untersten 30 m ganz im Nordwesten des Blattgebiets in einem schmalen Bereich vorhanden. Aus diesem Grunde wird auf eine Darstellung von Schichtenschnitten verzichtet. Stratigraphische Arbeiten (Flözgleichstellungen) wurden auf dem nördlichen Anschlußblattgebiet 4406 Dinslaken auf den Zechen Friedrich Thyssen 2/5 und Neumühl durch das Geologische Landesamt Nordrhein-Westfalen, Krefeld, durchgeführt.

Schichtenfolge: Die Schichtenfolge im Blattgebiet beginnt über dem Flöz-L-Niveau mit dem marinen Domina-Horizont; es handelt sich um einen meist 0,10–0,50 m mächtigen

sandfreien bis stark sandigen Ton- bis Schluffstein, der vereinzelt Linguliden und stellenweise *Planolites ophthalmoides* JESSEN führt. Etwa 7–10 m darüber folgt die Flözgruppe N/M mit etwa 150–175 cm reiner Kohle; nach weiteren 10–15 m folgen im Abstand von wenigen Metern die Flöze O2 und O1 mit 70–150 cm und 40–80 cm reiner Kohle. Die Schichtenfolge im Blattgebiet endet wenige Meter darüber.

Kohlenflöze: Die Kohlenflöze der Horster Schichten enthalten Steinkohle mit über 35 % flüchtigen Bestandteilen und sind somit als Gasflammkohlen zu bezeichnen. HAHNE & SCHLOMS (1967) beschreiben das großräumige, fazielle Verhalten der Flözgruppe N/M.

Mächtigkeit: Die Horster Schichten haben im Bereich der Schachtanlagen Friedrich Thyssen 2/5 und Neumühl (TK 25: 4406 Dinslaken) eine Mächtigkeit von 310–330 m, davon entfallen auf die Unteren Horster Schichten 190–215 m und auf die Oberen Horster Schichten 115–120 m.

3.2 Perm

Während des Rotliegenden gehörte die gesamte Niederrheinische Bucht noch dem festländischen Bereich an. Arides Klima und eine intensive chemische Verwitterung führten zur Einebnung des Variscischen Gebirges. Die Sedimente des Rotliegenden wurden anscheinend vollständig wieder abgetragen. Bisher ist lediglich eine oft mehrere Meter hinabreichende Rotfärbung der Karbon-Schichten bekannt, die auf der ariden Verwitterung im Rotliegenden beruht. Im Stefan oder Rotliegenden drang auf Verwerfungen ein Olivin-Basalt auf (NIEMÖLLER et al. 1973). Die Datierung des Basalts war möglich, da er auch als Geröll in einer sedimentären Brekzie gefunden wurde, die jünger als Westfal und älter als Zechstein ist (NIEMÖLLER et al. 1973). BUNTEBARTH et al. (1982) nehmen aufgrund von Vergleichen mit anderen Intrusionen das älteste Rotliegende als Zeitpunkt der Intrusion an.

Zu Beginn des Zechsteins drang das Meer von Nordnordosten, durch die Niederrhein-Ems-Senke kommend, über die Schwelle von Winterswijk bis an den Niederrhein vor und bildete eine Lagune, deren Südgrenze bis in den Raum nördlich von Moers reichte. Durch die Schwelle von Winterswijk wurde ein freier Wasseraustausch mit dem norddeutschen Hauptbecken verhindert. Bei dem ariden Klima kam es zur Ausscheidung vorwiegend chemischer Sedimente wie Kalkstein, Dolomitstein, Anhydrit sowie von Steinsalz und Kalisalzen, die sich zum Teil in mehrmaligem Zyklus wiederholten.

3.2.1 Zechstein (z)

Schichten des Zechsteins sind nur im Nordwestteil des Blattgebiets unter jüngeren Deckschichten vorhanden. Die südwestliche Begrenzung wird vom Rheinpreussen-Sprung gebildet; der südöstliche und östliche Rand sind eine reine Erosionsgrenze.

Das Blattgebiet liegt ganz im Süden des Niederrheinischen Zechstein-Beckens, das durch eine Untiefe, die Schwelle von Winterswijk, von dem norddeutschen Hauptbecken abgetrennt war. Durch diese Abschnürung und die dadurch verstärkte Salzwasserkonzentration setzte die Salzausscheidung im Niederrheinischen Nebenbecken früher ein und erreichte bereits im Zechstein 1 (Werra-Folge, vgl. Tab. 7) mit Stein- und Kalisalmächtigkeiten bis 250 m ihr Hauptmaximum (THIERMANN 1978). Schon während der Sedimentation des Unteren Werra-Anhydrits kam es zu synsedimentären Vertikalbewegungen im Bereich der variscisch angelegten Tiefschollen, was zu einer ausgeprägten Gliederung des Beckenbodens in Tröge und Schwellen führte (WOLF 1985).

Tabelle 7

Gliederung und Mächtigkeit des Zechsteins und Buntsandsteins

	unteres Niederrheingebiet		Blattgebiet Duisburg	
Unterer Buntsandstein	Obere Niederrhein-Folge		abgetragen	
	Untere Niederrhein-Folge		Untere Niederrhein-Folge	50 m
Oberer Zechstein	Zechstein 5 – 7	nicht nachgewiesen	nicht nachgewiesen	
	Zechstein 4 (Aller-Folge)	Zechstein-Letten	Zechstein-Letten	ca. 7 m
	Zechstein 3 (Leine-Folge)	Hauptanhydrit	Hauptanhydrit-Region	
		Plattendolomit	Plattendolomit	
Grauer Salzton		Grauer Salzton		
Mittlerer Zechstein	Zechstein 2 (Stauffurt-Folge)	Deckanhydrit	Deckanhydrit	
		Stauffurt-Steinsalz	nicht abgelagert	
		Basalanhydrit	Basalanhydrit	
	Zechstein 1 (Werra-Folge)	Braunroter Salzton	Braunroter Salzton	
Oberer Werra-Anhydrit		vermutlich nicht abgelagert		
Unterer Zechstein	Zechstein 1 (Werra-Folge)	Werra-Steinsalz		
		Unterer Werra-Anhydrit	Unterer Werra-Anhydrit	
		Zechstein-Mergel	Zechstein-Mergel	
		Kupferschiefer	Kupferschiefer	
		Zechstein-Konglomerat	Zechstein-Konglomerat	

Im Zechstein 2 (Stauffurt-Folge) kam es zu einer Verlagerung des niederrheinischen Senkungsraums in den Bereich nördlich von Wesel. Während im Süden des Beckens nur noch Tone und vor allem Anhydrit abgelagert wurden, kam es im Norden des Beckens zu erneuter Salzausscheidung, die aber mit weniger als 50 m gegenüber dem Werra-Steinsalz erheblich geringer war. Im Zechstein 3 (Leine-Folge) wurden im gesamten Becken nur noch Ton, Dolomit und Anhydrit sedimentiert. Im Zechstein 4 (Aller-Folge) schließlich treten nur noch Tonsteine auf.

Der Zechstein 5 und 6 (Ohre- und Friesland-Folge), die über der Aller-Folge Nordwestdeutschlands und des Nordseebeckens nachgewiesen wurden (REICHENBACH 1970: 560 – 562; KÄDING 1978 a, 1978 b; MASSON et al. 1980), lassen sich in den Bohrlochmessungen am Niederrhein bisher nicht nachweisen.

Eine reiche Fauna und Flora sind vor allem aus dem Zechstein 1, und zwar besonders aus dem Kupferschiefer und dem Zechstein-Mergel, bekanntgeworden. Es sei hier auf die Arbeiten von KUKUK (1938), MÄDLER (1957), MALZAHN (1957, 1962), MALZAHN & RABITZ (1962), SCHWEITZER (1962) und GREBE & SCHWEITZER (1964) verwiesen.

Die im Blattgebiet sedimentierte Schichtenfolge von maximal 110 m umfaßt den gesamten Zechstein. Sie liegt im Übergangsbereich zwischen der Beckenfazies und der Randfazies des Niederrheinischen Zechstein-Beckens. Die in der Tabelle 7 wiedergegebene lithostratigraphische Gliederung des Zechsteins beinhaltet eine Folge von Fazieskörpern, die sich zum Teil lateral miteinander verzahnen können. Die faziellen Änderungen und Mächtigkeitsunterschiede des Zechsteins konnten im Blattgebiet nicht untersucht werden, da nur vom Schacht Gerdt (Schacht 8) der Zeche Rheinpreussen ein vollständiges und gut gegliedertes Profil vorlag.

3.2.1.1 Zechstein 1 (Werra-Folge)

Der Zechstein 1 wird am Niederrhein gegliedert in das Zechstein-Konglomerat, den Kupferschiefer, den Zechstein-Mergel, den Unteren Werra-Anhydrit und das Werra-Steinsalz (s. Tab. 7). Im Blattgebiet ist wegen seiner randlichen Lage zum Zechstein-Becken das Werra-Steinsalz vermutlich nicht abgelagert worden.

3.2.1.1.1 Zechstein-Konglomerat

Das Zechstein-Konglomerat liegt diskordant über den Schichten des Oberkarbons. Im Profil des Schachtes Beeckerwerth 1 (s. Kap. 9) wird das Konglomerat als ein 0,45 m mächtiger Kalkstein mit groben Kalksteingeröllen und vereinzelt kleinen Quarzgeröllen beschrieben. Da in den übrigen Schichtenverzeichnissen nur Konglomerat steht, soll hier kurz auf neuere Untersuchungen des Zechstein-Konglomerats aus Aufschlüssen nur wenige Kilometer weiter nordwestlich oder nördlich vom Blattgebiet eingegangen werden. In den Rossenray-Schächten nördlich von Kamp-Lintfort (TK 25: 4405 Rheinberg) treten in dem dort 0,70 m mächtigen Konglomerat nuß- bis kopfgroße Kalksteingerölle und Kalksteinbruchstücke auf, die aufgrund ihrer Fossilführung eine Schichtenfolge vom Visé bis in den mitteldevonischen Massenkalk belegen (SCHAUB 1964). Als Liefergebiet wird von SCHAUB (1964) der 15 – 20 km südwestlich gelegene Raum zwischen Wachtendonk und Süchteln aus dem Bereich des Krefelder Hochs abgeleitet. In der Bohrung Löhnen 2 (TK 25: 4405 Rheinberg) läßt sich das Konglomerat in einen unteren 1,90 m mächtigen rotgefärbten Abschnitt und in einen 0,88 m mächtigen grau- bis grauweißgefärbten oberen Abschnitt unterteilen (Untersuchung H. ELFERS, Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.). An Geröllen treten vor allem Sandsteine, quarzitisches Sandsteine, Ton- und Schluffsteine sowie Kalksteine auf. Prozentual sind die Kalksteingerölle in dem rotgefärbten Bereich am stärksten vertreten, während sie in den grauen Bereichen zurücktreten. Die Längsachsen der Gerölle liegen meist unter 2 cm, bei den Kalksteingeröllen werden Werte bis 10 cm erreicht.

Bei den rotgefärbten Konglomeraten könnte es sich ursprünglich um Rotliegend-Ablagerungen handeln, die dann von dem eindringenden Zechstein-Meer aufgearbeitet wurden (THIERMANN 1978).

Die Mächtigkeit des Zechstein-Konglomerats beträgt im Blattgebiet 0,30 – 0,90 m.

3.2.1.1.2 Kupferschiefer

In den Schächten Beeckerwerth wird der Kupferschiefer als dünnplattiger, grauer Mergelschiefer mit zahlreichen Fisch- und Pflanzenresten beschrieben, der bis auf einen Kupferanflug auf einigen organischen Resten keine Kupferminerale wie in Mitteldeutschland enthält. In neueren Steinkohlenmutungsbohrungen wie zum Beispiel in der Bohrung Löhnen 2 (TK 25: 4405 Rheinberg) wird der Kupferschiefer meist als feingeschichteter Ton- bis Schluffstein beschrieben. Die ebene Feinschichtung und vereinzelt auftretende Erzspuren deuten auf anaerobe Verhältnisse während der Sedimentation hin (THIERMANN 1978).

Fossilien: An tierischen Versteinerungen werden vor allem Fischreste von *Palaeoniscus freieslebeni* BLAINVILLE und *Platysomus gibbosus* AGASSIZ angegeben. An Pflanzenresten werden unter anderem angeführt (s. Kap. 9: Schacht Beeckerwerth 1):

Ullmannia bronni GÖPPERT, *Ullmannia frumentaria* (SCHLOTHEIM) GÖPPERT, *Pseudovoltzia liebeana* (GEINITZ) FIORIN, Sphenopteriden

Die Mächtigkeit des Kupferschiefers liegt im Blattgebiet zwischen 1 und 2,5 m.

3.2.1.1.3 Zechstein-Mergel

Über der Stillwasserfazies des Kupferschiefers setzen mit scharfer Grenze fossilführende Kalksteine und Mergelsteine ein, die im Hangenden stellenweise in graue, teilweise von Gips durchsetzte Tonsteine übergehen. Die im Vergleich zum Kupferschiefer hellere Farbe der Gesteine und das Vorkommen von Muscheln, Brachiopoden, Bryozoen und vor allem von Korallen weisen die Sedimente des Zechstein-Mergels als Bildungen eines flachen, gut durchlüfteten Wassers aus.

Fossilien: Vom Schacht Beeckerwerth 1 werden an tierischen Versteinerungen unter anderem angegeben:

Productus horridus SOWERBY, *Spirifer undulatus* SCHLOTHEIM, *Fenestella retiformis* SCHLOTHEIM, *Camarophoria schlotheimi* KING

Der Zechstein-Mergel hat im Blattgebiet eine Mächtigkeit von 18,5 – 36,6 m.

3.2.1.1.4 Unterer Werra-Anhydrit

Mit der Ablagerung des Unteren Werra-Anhydrits beginnt die saline Phase des Zechsteins 1. Im Blattgebiet kam es zur Ablagerung von feinkörnigem, stellenweise grobkristallinem Anhydrit, der zum Teil von Fasergips durchsetzt ist (s. Kap. 9: Schacht 8 = Schacht Gerdt der Zeche Rheinpreussen). Im Profil der Schächte Rossenray (TK 25: 4405 Rheinberg) ist der Anhydrit von dünnen dunkelgrauen und braunen Tonsteinen mit Gips und

Fasergips durchsetzt. Im tieferen Teil der Folge tritt stellenweise Bänderanhydrit auf – ein feinschichtiger Wechsel von Anhydrit und schwarzgrauen Tonsteinen.

Der Untere Werra-Anhydrit läßt sich im Blattgebiet nur im Schacht Gerdt in einer Mächtigkeit von 28 m sicher nachweisen.

3.2.1.2 Zechstein 2 (Staßfurt-Folge)

Der Zechstein 2 wird gegliedert in den Braunroten Salzton, den Basalanhydrit, das Staßfurt-Steinsalz und den Deckanhydrit (s. Tab. 7). Das Staßfurt-Steinsalz ist im südlichen Teil des Niederrheinischen Zechstein-Beckens wegen der Verlagerung des Senkungsraums nach Norden nicht zur Ablagerung gekommen. Während dieser Zeit dauerte im Süden die Anhydritbildung an.

3.2.1.2.1 Braunroter Salzton

Der Braunrote Salzton besteht aus roten, rotbraunen und grauen Tonsteinen, früher als Letten bezeichnet (s. Kap. 9: Schacht Gerdt), in die Gips- und Anhydritlagen eingeschaltet sind.

Der Braunrote Salzton kann zur Zeit im Blattgebiet nur im Schacht Gerdt in einer Mächtigkeit von 6 m nachgewiesen werden.

3.2.1.2.2 Basalanhydrit und Deckanhydrit

Basal- und Deckanhydrit, die im Nordteil des Niederrheinischen Zechstein-Beckens durch das Staßfurt-Steinsalz unterteilt werden, lassen sich im Südtail des Beckens wegen ihrer petrographisch gleichen Ausbildung nicht voneinander trennen. Sie bestehen aus kristallinem Anhydrit und Gips und rotbraunen und grauen Tonsteinen, die stellenweise mit Fasergips durchsetzt sind.

Der Basal- und Deckanhydrit erreichen im Schacht Gerdt eine Mächtigkeit von 13 m.

3.2.1.3 Zechstein 3 (Leine-Folge)

Der Zechstein 3 wird gegliedert in den Grauen Salzton, den Plattendolomit und den Hauptanhydrit. Der Hauptanhydrit wird im Blattgebiet ähnlich wie in den Rossenray-Schächten faziell durch bunte Tonsteine mit Einschaltungen von Kalksteinbänken vertreten; er wird als Hauptanhydrit-Region bezeichnet.

3.2.1.3.1 Grauer Salzton

Der Graue Salzton besteht aus roten bis rotbraunen und untergeordnet braungrauen schluffigen Tonsteinen, die teilweise Gipsschmitzen führen. Im Gegensatz zur grauen Gesteinsfarbe im Bereich der Beckenfazies herrschen im Blattgebiet rote und rotbraune Farben vor.

Der Graue Salzton hat im Schacht Gerdt eine Mächtigkeit von 12 m.

3.2.1.3.2 Plattendolomit

Der Plattendolomit ist ein grauer und gelbgrauer, feinschichtiger, oft bituminöser Dolomitstein, der teilweise zellig bis kavernös ausgebildet ist. Er ist eine wichtige, im ganzen Zechstein-Becken zu verfolgende Leitbank.

Der Plattendolomit hat im Schacht Gerdt eine Mächtigkeit von 2,5 m.

3.2.1.3.3 Hauptanhydrit-Region

Die Hauptanhydrit-Region besteht aus roten und grauen Tonsteinen mit Einschaltungen von dünnen Kalksteinbänken.

Die Gesteine der Hauptanhydrit-Region erreichen im Schacht Gerdt eine Mächtigkeit von etwa 6,5 m.

3.2.1.4 Zechstein 4 (Aller-Folge)

Zum Zechstein 4 werden die Zechstein-Letten gerechnet. Sie bestehen im Blattgebiet aus roten, rotbraunen und grauen Tonsteinen, die sich von den Tonsteinen der Hauptanhydrit-Region kaum abtrennen lassen. Ihre Mächtigkeit beträgt im Schacht Gerdt etwa 7m. Es ist möglich, daß die Zechstein-Letten bis in den Zechstein 5 und 6, sogar bis in den Unteren Buntsandstein reichen. Gegen eine Schichtlücke vom Zechstein 4 bis 7 spricht, daß während dieser Zeit im Wesergebiet und Nordhessen eine faziell sehr ähnliche Folge aus rotbraunen tonigen Ablagerungen mit einzelnen Sandsteinbänken abgelagert wurde (KNAPP 1983).

Mesozoikum

3.3 Trias

Von den Gesteinen der Trias ist lediglich der Untere Buntsandstein erhalten geblieben. Mittlerer und Oberer Buntsandstein, die ursprünglich sicher vorhanden waren, sind in darauffolgender Zeit abgetragen worden. Sie sind nur wenige Kilometer weiter nördlich in den Blattgebieten 4405 Rheinberg und 4406 Dinslaken im Bereich von Grabenstrukturen teilweise noch vorhanden.

Der Muschelkalk dürfte in der Niederrheinischen Bucht eine ähnliche Verbreitung wie der Buntsandstein gehabt haben; er ist allerdings, bedingt durch seine höhere Lage, stärker abgetragen worden. In neueren Tiefbohrungen wurde der Untere Muschelkalk in der typischen Ausbildung des Wellenkalks zum Beispiel südlich von Alpen (TK 25: 4405 Rheinberg) angetroffen. Mittlerer und Oberer Muschelkalk sind in Bohrungen bei Wesel und Hünxe nachgewiesen.

Über die ursprüngliche Verbreitung des Keupers lassen sich nur Vermutungen anstellen, da er zur Zeit nur an wenigen Stellen (z. B. bei Wesel und Hünxe) erbohrt wurde.

Zwischen dem Ende des Muschelkalks und dem Beginn des Mittelrhäts müssen am Niederrhein tektonische Bewegungen stattgefunden haben, die der altkimmerischen Phase der alpidischen Gebirgsbildung zugerechnet werden (WOLF 1985: 163).

3.3.1 Buntsandstein

3.3.1.1 Unterer Buntsandstein (su)

Schichten des Unteren Buntsandsteins sind nur im äußersten Nordwesten des Blattgebiets unter jüngeren Deckschichten vorhanden (s. Kap. 3.1). Die Südwestgrenze wird vom Rheinpreussen-Sprung gebildet, während der Ostrand eine Erosionsgrenze ist. In dem kleinen Horst, der durch den Beeckerwerther Sprung und einen etwa 0,5–0,6 km weiter westlich verlaufenden Sprung gebildet wird (s. Taf. 1: Schnitte N – O und P – Q), ist der Buntsandstein erodiert. Er ist am Niederrhein in den Grabenstrukturen in größerer Mächtigkeit erhalten als in den Horststrukturen.

Die Grenze Buntsandstein/Zechstein wird bisher dorthin gelegt, wo über den Zechstein-Letten die ersten Sandsteine einsetzen. Es ist durchaus möglich, daß die Bröckelschiefer-Folge, die im Oberwesergebiet und in Nordhessen die tiefste Schicht des Buntsandsteins bildet und neuerdings in den Zechstein 5 bis 7 gestellt wird (s. Kap. 3.2.1), am Niederrhein zumindest lokal mit dem handgendsten Bereich der Zechstein-Letten zu parallelisieren ist (s. Kap. 2.2.1.4). Die Annahme einer Schichtlücke zu Beginn des Buntsandsteins ist aus paläogeographischen Überlegungen nicht sehr wahrscheinlich.

Der Untere Buntsandstein des Blattgebiets gehört zur Unteren Niederrhein-Folge (Tab. 7), die aus zum Teil verfestigtem Fein- und Mittelsand mit Einschaltungen von roten Tonen besteht. Von ihrer ursprünglichen, weiter im Norden noch erhaltenen Mächtigkeit von etwa 110 m sind maximal 50 m erhalten geblieben. Im Schacht Gerdt (s. Kap. 9.2), dem einzigen brauchbaren Aufschluß im Blattgebiet, beginnt der Buntsandstein über den Oberen Zechstein-Letten mit einem 0,40 m mächtigen gebleichten Sand mit roten, grauen und gelben Tonsteinen. Darüber folgen 29 m rote bis braune Sande mit drei 4–6 cm dicken roten Tonsteineinschaltungen. In dem darüberliegenden etwa 20 m mächtigen Abschnitt bis zum Tertiär sind mehrere gelbe, sandige Tonsteine im Sand eingeschaltet.

3.4 Oberkreide

Mit dem Beginn der Oberkreide wurde das Blattgebiet von einem epikontinentalen Flachmeer überflutet. Dieser auch als Cenoman-Transgression bezeichnete Meeresvorstoß setzte nördlich des Blattgebiets bereits in der höheren Unterkreide, ab dem Alb, ein, was durch Sedimente bis südlich von Dinslaken belegt ist. Die Transgressionsfläche muß bereits präkretazisch – zumindest im heute von Kreide-Sedimenten bedeckten Bereich – eine Festebene (peneplain) gewesen sein, auf der nur widerstandsfähige Gesteine, wie die karbonischen Sandsteine, oder tektonisch bedingte Hoch- und Tiefschollen ein flaches Relief von oft nur lokaler Bedeutung bildeten (HISS 1981). Die Transgression ist durch ein geringmächtiges, nicht überall ausgebildetes Konglomerat belegt, das aus den aufgearbeiteten Ton-, Schluff- und Sandsteinen des karbonischen Untergrundes besteht. Die heutige Südgrenze des Cenomans ist eine Erosionsgrenze. Der Südrand des Cenoman-Meeres verlief vermutlich entlang der Linie Duisburg – Mülheim über Essen-Kupferdreh – Schwelm – Iserlohn – Meschede – Brilon (BÄRTLING 1921 b, Taf. 5 in HISS 1981). Im Blattgebiet müßte demnach die ehemalige Meeresküste nur unweit des heutigen Erosionsrands gelegen haben.

Tabelle 8
Gliederung der Oberkreide

		Alter (Ma*) (nach KENNEDY & ODIN 1982)	Nordwestdeutschland (u. a. nach ERNST & SCHULZ 1974, ERNST & SCHMID 1979, KAPLAN & BEST 1985, KAPLAN et al. 1985, KAPLAN 1986)		
			Cephalopoden	Inoceramen	
Santon	Ober- oberes Mittel-	83 ± 1	<i>Goniateuthis granulata</i> (BLAINVILLE)		
	Mittel-		<i>Goniateuthis westfalica</i> granulata (STOLLEY)	<i>Inoceramus (Sphenoceramus) pinniformis</i> WILLETT	
	unteres Mittel-		<i>Goniateuthis westfalica</i> (SCHLÜTER)	<i>I. (Cordiceramus) cordiformis</i> SOWERBY	
	Unter-		<i>Texanites texanum</i> (F. ROEMER)	<i>I. (Cladoceramus) undulaticus</i> F. ROEMER	
Coniac	Ober-	(86)	<i>Goniateuthis westfalica praewestfalica</i> ERNST & SCHULZ	<i>I. (Magadiceramus) subquadratus</i> SCHLÜTER	
	Mittel-			<i>I. (Volviceramus) involutus</i> SOWERBY <i>I. (Volviceramus) koeneni</i> G. MÜLLER	
	Unter-		<i>Peroniceras subtricaratum</i> (D'ORBIGNY)	<i>I. (Cremnoceramus) deformis</i> MEEK	
			<i>Forresteria petrocoriense</i> (COQUAND)	<i>I. (Cremnoceramus) erectus</i> MEEK <i>I. (Cremnoceramus) rotundatus</i> FIEGE	
Turon	Ober-	88 ± 1	<i>Subprionocyclus normalis</i> (ANDERSON)	<i>Inoceramus aff. frechi</i> FLEGEL	
	Mittel-		<i>Subprionocyclus neptuni</i> (GEINITZ)	<i>I. (Mytiloides) striatoconcentricus</i> GÜMBEL <i>Inoceramus costellatus</i> WOODS	
			Unter-	<i>Collignoniceras woollgari</i> (MANTELL)	<i>Inoceramus lamarcki</i> PARKINSON <i>Inoceramus apicalis</i> WOODS <i>Inoceramus cuvierii</i> SOWERBY
				<i>Mammites nodosoides</i> (SCHLÜTER)	<i>Mytiloides hercynicus</i> (PETRASCHKE) <i>Mytiloides subhercynicus</i> (SEITZ)
	Unter-		<i>Watinoceras coloradoense</i> (HENDERSON)	<i>Mytiloides labiatus</i> (VON SCHLOTHEIM) <i>Mytiloides mytiloides</i> (MANTELL)	
Cenoman	Ober-	91 ± 1/2	<i>Neocardioceras juddii</i> (GUERNE & BARROIS)		
	Mittel-		<i>Metoicoceras geslinianum</i> (D'ORBIGNY) <i>Actinocamax plenus</i> (BLAINVILLE)	<i>Inoceramus pictus bohemicus</i> LEONHARD	
			<i>Calycoceras naviculare</i> (MANTELL)	<i>Inoceramus pictus pictus</i> SOWERBY	
			<i>Acanthoceras jukesbrowni</i> (SPATH)	<i>Inoceramus atlanticus</i> (HEINZ)	
	Unter-		<i>Acanthoceras rhotomagense</i> (BRONGNIART) <i>Turrilites acutus</i> PASSY	<i>Inoceramus schoendorfi</i> HEINZ	
			<i>Acanthoceras rhotomagense</i> (BRONGNIART) <i>Turrilites costatus</i> LAMARCK		
			<i>Mantelliceras dixonii</i> SPATH	<i>Inoceramus virgatus</i> SCHLÜTER	
	Ober-		<i>Mantelliceras saxbii</i> (SHARPE)		
	Unter-		<i>Mantelliceras mantelli</i> (SOWERBY)	<i>Inoceramus crippsi</i> MANTELL	

*Mio. Jahre

Tabelle 8
(Fortsetzung)

Blattgebiet Duisburg	
Osterfelder Sande	krsa3-4
Emscher-Mergel	krsa1-3
Emscher-Grünsand	
Emscher-Mergel	
Emscher-Grünsand	krcc1-3
Emscher-Mergel	
Soester Grünsand (= <i>striatoconcentricus</i> -Schichten)	krt2-3
Bochumer Grünsand (= <i>lamarcki</i> -Schichten)	
<i>labiatus</i> -Schichten	krt1
Mergelstein-Horizont	Essener Grünsand i. w. S. krc
Essener Grünsand i. e. S.	
Brauneisenstein-Horizont	
Basallage	

Ein sicherer Hinweis für die Nähe der Küste sind die lokal im Basisbereich des Cenomans auftretenden Schillkalke, die allgemein als Strandbildungen gedeutet werden (s. Kap. 3.4.1).

Die Schichtenfolge der Oberkreide reicht im Blattgebiet vom untersten Cenoman bis in das Obersanton (s. Tab. 8). Die Fazies der küstennahen Flachwassersedimente ist sandig, glaukonitisch und schwach kalkig. Lediglich im Unterturon ist sie tonig-kalkig. Die Oberkreide-Schichten liegen diskordant über dem Oberkarbon und dem Zechstein und erreichen eine maximale Mächtigkeit von 180 m.

Die Gesteine der Oberkreide weisen im südlichen Ruhrgebiet – bedingt durch ihre randnahe Lage zur ehemaligen Meeresküste – deutliche Faziesunterschiede auf. Generell läßt sich feststellen, daß die Fazies von Osten nach Westen mit Annäherung an die ehemalige Meeresküste immer sandiger, glaukonitisch und kalkärmer wird, bis schließlich im Raum Essen, Oberhausen, Mülheim und Duisburg der überwiegende Teil der Schichtenfolge der Oberkreide in Grünsandfazies vorliegt. Höhere Glaukonitgehalte sind stets an die sandigen Gesteine gebunden, während die tonig-mergeligen Gesteine glaukonitarm bis glaukonitfrei sind.

Von den im Blattgebiet lithologisch gliederbaren Schichten sind nur die *labiatus*-Schichten mit einer biostratigraphischen Zone identisch. Alle anderen Schichtenglieder entsprechen einer bestimmten Fazies und treten zum Teil in mehreren Zonen oder sogar mehreren Stufen auf – wie zum Beispiel der Emscher-Mergel (s. Tab. 8). Eine zeitliche Einstufung dieser Schichten läßt sich nur mit Hilfe von Leitfossilien durchführen. An Makrofossilien sind vom Cenoman bis zum Unterturon vor allem Ammoniten und Inoceramen und vom Mittel- bis Obersanton vor allem Belemniten und Echinodermen geeignet. An Mikrofossilien werden Foraminiferen und bedingt Ostracoden verwendet.

Von den zahlreichen Schichtenverzeichnissen von Steinkohlenmutungsbohrungen und Schächten aus dem Blattgebiet liegen keine biostratigraphischen Bearbeitungen vor. Lediglich vom Schacht Alstaden 3 wird aus dem Bereich des Emscher-Mergels eine dürftige Fauna angegeben, die stratigraphisch zugeordnet werden kann.

Die Kartierung der Oberkreide beruhte im wesentlichen auf neueren Bohrungen, die teils vom Geologischen Landesamt Nordrhein-Westfalen, teils von anderen Stellen, zum Beispiel der Stadt Duisburg, durchgeführt wurden. Sehr gute Unterlagen gibt es vor allem von der 1980 abgebohrten 6 km langen Trasse der geplanten Stadtbahn von Duisern nach Meiderich (s. Abb. 3), die die Kreide-Schichten größtenteils querschlägig schneidet. Es handelt sich um 162 Kernbohrungen mit einem Abstand von etwa 50 m zueinander und einer durchschnittlichen Teufe von 35 m, die eine insgesamt 125 m mächtige Schichtenfolge von der Basis des Cenomans bis in das Obersanton erschlossen haben. Im Rahmen

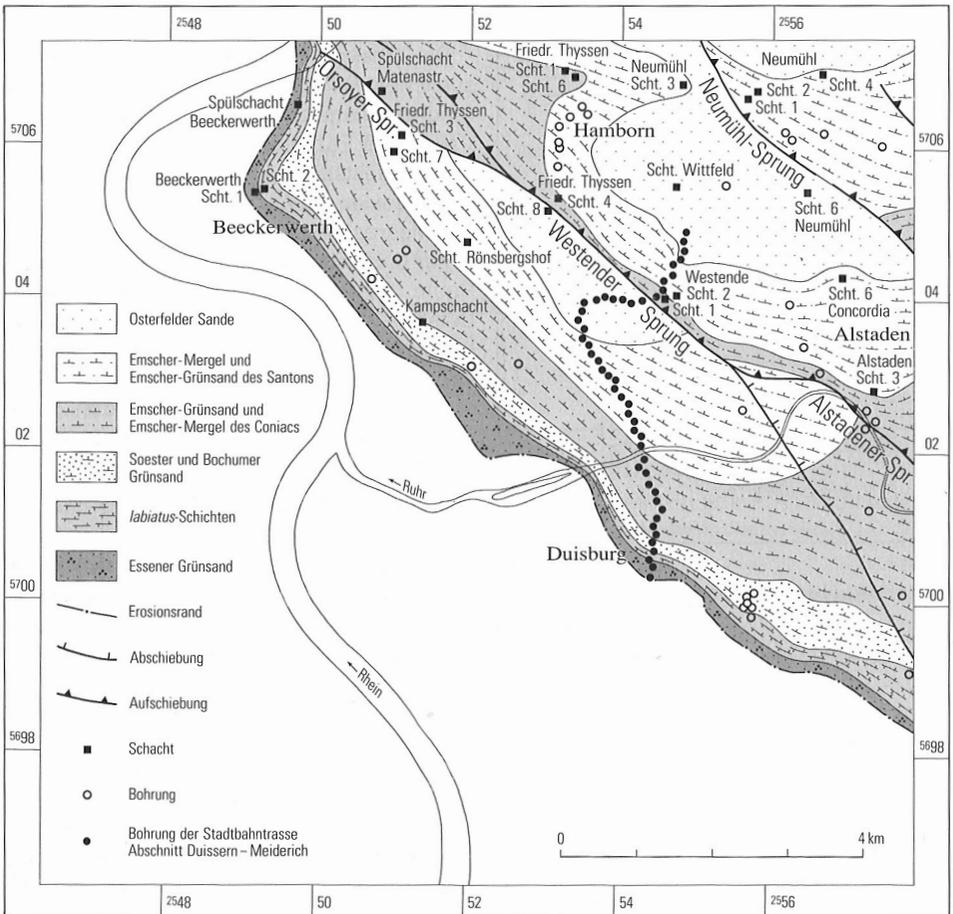


Abb. 3 Verbreitung der Oberkreide (Tertiär und Quartär abgedeckt)

einer Diplomarbeit der TH Aachen (KELLER 1981) wurden an dem Kernmaterial umfangreiche petrographische Untersuchungen (z. B. Kornverteilung, Glaukonitgehalt, Kalkgehalt, Medianwert) durchgeführt (s. Tab. 9).

Da eine genaue stratigraphische Gliederung auf faunistischer Grundlage noch ausstand, wurden fast über den gesamten Profilabschnitt mikrofaunistische Untersuchungen durchgeführt (Bearbeiter K. RESCHER, Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.), die eine bessere Gliederung der Schichtenfolge erlaubten (s. Tab. 8). Mit Hilfe dieses Standardprofils und der vom Geologischen Landesamt Nordrhein-Westfalen durchgeführten Bohrung sowie unter Einbeziehung von gut gegliederten neueren Bohrungen auf benachbarten Blattgebieten (s. Abb. 4) war es möglich, einen Großteil der älteren Steinkohlenmutungsbohrungen und Schächte trotz der nur sehr groben Schichtenbeschreibungen einigermaßen genau zu gliedern. Da die Oberkreide-Schichten im gesamten Blattgebiet von jüngeren Schichten überlagert werden, mußten die Ausbisse der Schichten an der Kreide-Oberfläche (s. Abb. 3) mit Hilfe von zahlreichen Nord – Süd verlaufenden Schnitten konstruiert werden. Hierzu wurden zuerst Höhenlinienpläne der Liegend- und Hangendgrenze der Oberkreide entworfen und anschließend mit den aus den Bohrungen und Schächten sowie aus Mächtigkeitsschnitten (s. Abb. 4) ermittelten Abständen der Kartiereinheiten zueinander die Schnitte konstruiert.

3.4.1 Cenoman

3.4.1.1 Essener Grünsand (krc)

Die Schichten des Cenomans liegen im Raum Duisburg – Oberhausen – Mülheim – Essen überwiegend in glaukonitischer Fazies (Essener Grünsand i. e. S.) vor. Die Glaukonitfazies verläuft diachron. Im Normalfall setzt sie erst mit dem Mittelcenoman ein und wird im höheren Obercenoman von einer mergeligen, nur schwach glaukonitischen Fazies abgelöst. Letztere beginnt im Raum Bochum bereits am Anfang des Obercenomans (KREBBER 1980, KAEVER 1984). Der Kalkgehalt der Mergelsteinfazies nimmt von Westen nach Osten zu. So treten im Raum Duisburg sandige Mergelsteine mit CaCO_3 -Gehalten von 15 – 37 % (s. Tab. 9) und im Raum Bochum bereits Kalkmergelsteine mit etwa 50 % CaCO_3 auf.

Schichtenfolge: Der Essener Grünsand läßt sich im Blattgebiet in fünf lithologische Einheiten gliedern, die jedoch an keiner Stelle alle übereinander vorkommen. Einzelne Einheiten vertreten sich gegenseitig oder verzahnen sich lateral miteinander. Vom Hangenden zum Liegenden lassen sich unterscheiden:

- Mergelstein-Horizont
- Essener Grünsand im engeren Sinne
- Kalksteinfazies
- Brauneisenstein-Horizont
- Basallage

Die Basallage und der Brauneisenstein-Horizont sind in ihrer Verbreitung stark abhängig vom Relief der Karbon-Oberfläche; sie können im zentralen Bereich von Klippen völlig fehlen und werden dann häufig durch die Kalksteinfazies vertreten. Letztere tritt auch im Bereich von Senken auf, wo sie sich allerdings lateral mit dem Brauneisenstein-Horizont

Tabelle 9

Gesteinsdaten der Kreide-Schichten aus Bohrungen der Stadtbahn Duisburg
(Abschnitt Duissern – Meiderich)

		Mächtigkeit (m)	Gestein	Glaukonitgehalt* (Gew.-%)	Carbonatgehalt* (Gew.-%)	
Santon	krsa3-4	Osterfelder Sande	~20	Feinsand, schwach mittelsandig bis mittelsandig, z. T. grobsandig, schwach schluffig bis schluffig	3 – 8	2 – 12
				Feinsand, schluffig		
	krsa3	Emscher-Mergel	9 – 13	Feinsandmergelstein bis Feinsandstein, mergelig	8 – 12	8 – 12
	krsa1-2	Emscher-Grünsand	6 – 9	Feinsand, mittelsandig, schluffig, schwach tonig	27 – 40	4 – 9
Emscher-Mergel		5 – 6	Feinsand, schwach mittelsandig, schluffig, tonig	10 – 27	4 – 11	
Coniac	krcc1-3	Emscher-Grünsand	10 – 15	Feinsand, mittelsandig, schluffig, schwach tonig	30 – 40	3 – 10
		Emscher-Mergel	15 – 20	Feinsandmergelstein und Feinsand, schluffig, tonig, z. T. schwach mittelsandig	10 – 33	6 – 12
				Feinsand, mittelsandig, schluffig		
Turon	krt2-3	Soester und Bochumer Grünsand	13	Feinsand, mittelsandig, schluffig	35 – 52	5 – 12
	krt1	<i>labiatus</i> -Schichten	1,7 – 6,75	Tonmergelstein, Kalkmergelstein	8 – 10	40 – 57
Cenoman	krc	Mergelstein-Horizont	<1,0	Feinsandmergelstein	4 – 20	15 – 37
		Essener Grünsand i. e. S.	2,5 – 3,0	Sandstein, mergelig	35 – 45	13 – 23
		Übergangshorizont	0,7 – 3,0	Feinsand, z. T. mittelsandig, mergelig	4 – 20	13 – 39
		Brauneisenstein-Horizont und Basallage	1,15 – 3,5	Kies, sandig, schluffig, schwach tonig	n. V.	5 – 17

*Werte G. KELLER (1981)

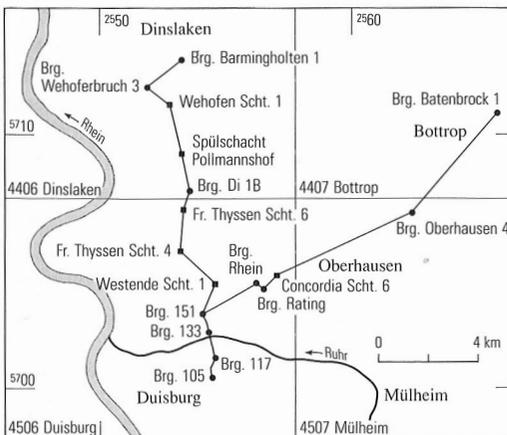
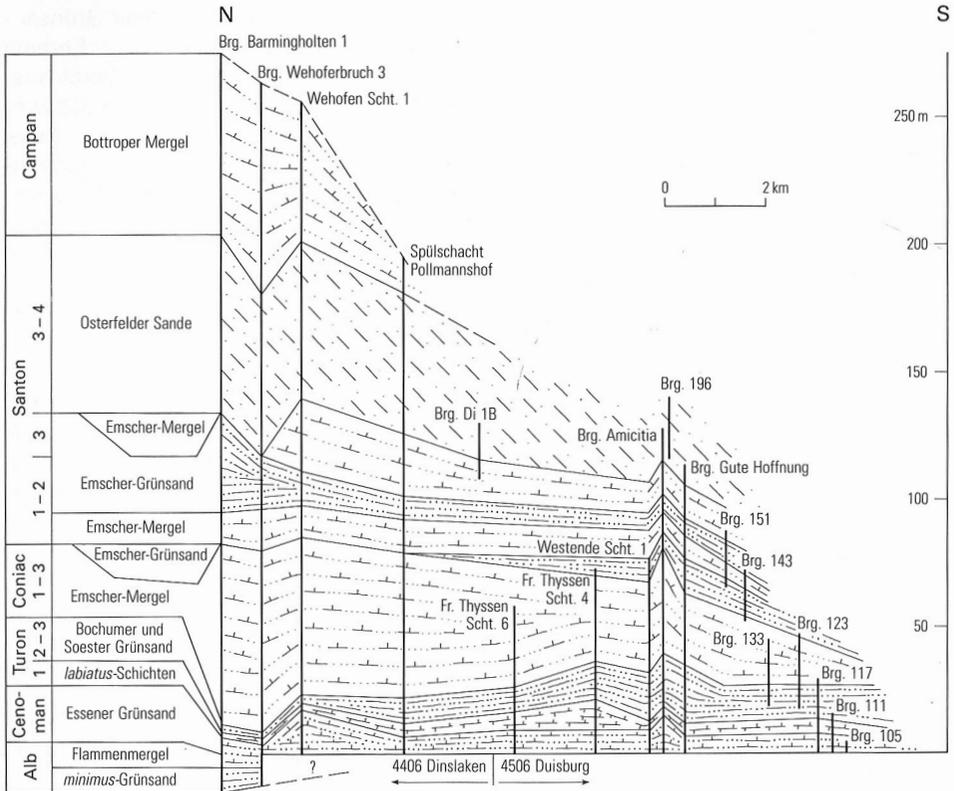
Tabelle 9
(Fortsetzung)

Medianwert* (mm)	Sonstiges	Mikrofauna
0,10 – 0,25 (–0,39)	— Geröllage — Geröllage	<i>Gavelinella pseudoexculata</i> (KALININ)
0,06 – 0,1		<i>Gavelinella pseudoexculata</i>
0,11 – 0,17	Limonitgerölle	<i>Neoflabellina santonica</i> KOCH
0,08 – 0,13		<i>Neoflabellina santonica</i>
0,05 – 0,15		<i>Neoflabellina santonica</i>
0,05 – 0,12	pyritisierte Schalenreste	<i>Neoflabellina suturalis suturalis</i> (CUSHMAN) <i>Globotruncana paraventricosa</i> (HOFKER) <i>Gl. lapparenti lapparenti</i> BROTZEN
0,13 – 0,23		<i>Gl. lapparenti lapparenti</i> <i>Gl. paraventricosa</i> <i>Gl. marginata</i> (REUSS)
0,01 – 0,07		<i>Gl. marginata</i>
0,002 – 0,06		
0,1 – 0,2		<i>Rotalipora cushmani</i> (MORROW)
0,16 – 0,2		<i>Gavelinella baltica</i> BROTZEN <i>G. cenomanica</i> (BROTZEN) <i>Dorothia gradata</i> (BERTHELIN)
0,5 – 1,0	Gerölle: Sand-, Ton- und Schluffstein, Quarz, Brauneisenstein; Schillkalklagen	

und dem tieferen Teil des Essener Grünsandes im engeren Sinne verzahnt. Der Essener Grünsand im engeren Sinne ist überall ausgebildet und zeigt nur durch seine wechselnde Mächtigkeit die Abhängigkeit vom Relief der Karbon-Oberfläche an. Der Mergelstein-Horizont ist vermutlich nicht immer ausgebildet; in den älteren Schichtenverzeichnissen läßt er sich nur selten vom Essener Grünsand abtrennen.

Die Basallage ist meistens konglomeratisch ausgebildet und wird deshalb in der Literatur auch als Basalkonglomerat (HISS 1981) oder als Transgressionskonglomerat (KUKUK 1938: 414 – 416) bezeichnet. Die Basallage stellt in der Regel einen Aufarbeitungshorizont des karbonischen Untergrundes dar. Im Bereich der Stadtbahntrasse im Raum Duissern ist sie als ein schwach verfestigtes, stark sandiges, schluffiges bis schwach schluffiges, braunes Konglomerat ausgebildet. Die Gerölle sind schlecht sortiert und bestehen vor allem aus karbonischen Sandsteinen und Quarzen; untergeordnet sind beteiligt Schluffsteine, Tonsteine und vereinzelt Toneisensteine. Die Geröllgröße schwankt zwischen 0,1 und 8 cm (KELLER 1981). Von WERKMANN-HÜGEL (1987) werden für den Raum Mülheim bis Bochum Werte zwischen 1 und 7 cm angegeben. Das Bindemittel der Gerölle ist tonig-mergelig mit einem Kalkgehalt von 2 – 5 %. Größere Sandsteingerölle sind stellenweise von Bohrmuscheln angebohrt (s. Kap. 9: Schacht Alstaden 3). Die Mächtigkeit des Konglomerats beträgt maximal 0,7 m, meist jedoch weniger als 0,30 m.

Über dem basalen Konglomerat folgt in Duissern ein braungrauer, schluffiger, schwach verfestigter Sand mit geringer Geröllführung (Tab. 9). Untergeordnet treten im Sand bis 0,3 mm große, dunkelgraue, gutgerundete Glaukonitkörner auf. Der Carbonatgehalt liegt zwischen 4 und 20 % (KELLER 1981). Die Mächtigkeit des Sandhorizonts liegt unter 1 m.

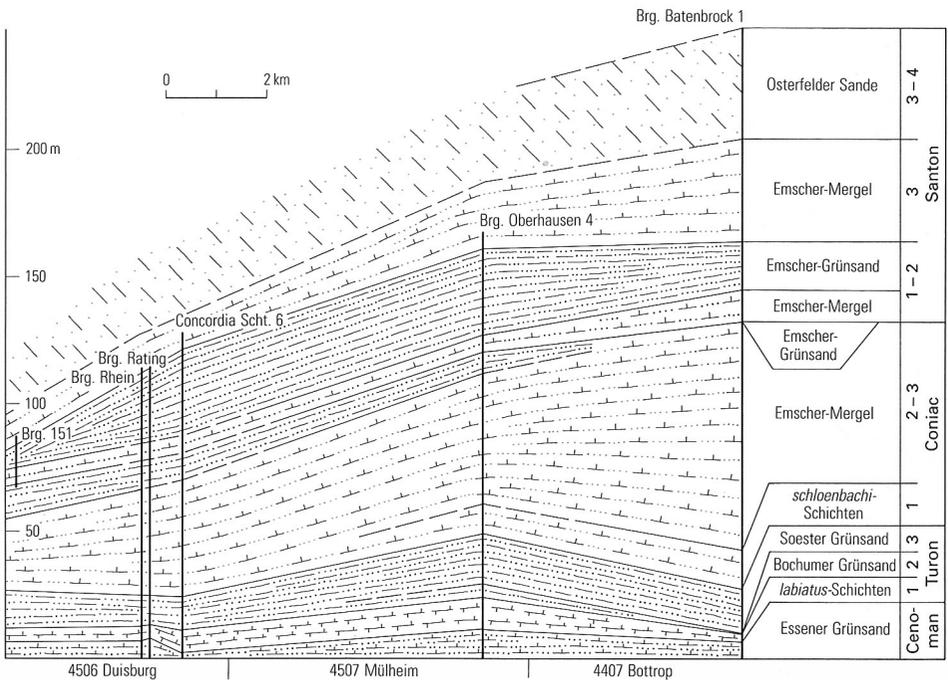


-  Feinsandstein, mergelig, bis Feinsandmergelstein, glaukonitisch, stellenweise Tonmergelstein
-  Feinsandstein, mittelsandig, schluffig, schwach kalkig, und Fein- bis Mittelsandstein, mergelig, stark glaukonitisch
-  Sandstein, mergelig bis Sandmergelstein, stark glaukonitisch, an der Basis stellenweise konglomeratisch
-  Feinsand, schluffig, schwach kalkig
-  Tonmergelstein bis Kalkmergelstein

Abb. 4 Schichtenschnitte der Oberkreide zwischen Dinslaken, Duisburg und Bottrop (S. 48/49)

SW

NE



Der Brauneisenstein-Horizont, der in der Literatur auch als Brauneisensteinkonglomerat oder Toneisensteinkonglomerat bezeichnet wird (KUKUK 1938: 416), läßt sich im Raum Essen wie folgt untergliedern (WERKMANN-HÜGEL 1987: 36):

- Mischformen zwischen den limonitischen Sanden und dem Essener Grünsand „Muschelsande“
- limonitischer Sand
- Brauneisensteinkonglomerat, kalkig
- Brauneisensteinkonglomerat

Von diesen Gesteinstypen sind im Blattgebiet die „Muschelsande“, der limonitische Sand und das kalkige Brauneisensteinkonglomerat nachgewiesen.

Das kalkige Brauneisensteinkonglomerat enthält vorwiegend Gerölle aus braunem, abgeplatteten, glänzend poliertem Limonit im Fein- und Mittelkiesbereich (bis 2 cm). Untergeordnet treten Quarz-, Sandstein- und Schluffsteingerölle auf. Die braune Farbe der Toneisensteingerölle ist ein sicherer Hinweis dafür, daß der ursprünglich schwarze Toneisenstein zu Brauneisenstein (Limonit) verwittert ist. Die Ton- beziehungsweise Brauneisensteine stammen wie die übrigen Gerölle aus dem karbonischen Untergrund. Sie sind im Cenoman teilweise zu einer Eisenerzlagerstätte (Trümmererzlagerstätte) angereichert und wurden früher bei Hörde und Bausenhagen versuchsweise auf Eisenerz

bergmännisch ausgebeutet (KUKUK 1938: 418). Das Bindemittel des Brauneisensteinkonglomerats besteht im Raum Duisern vorwiegend aus Carbonat (etwa 20%). Die Mächtigkeit des Konglomerats liegt durchweg zwischen 0,5 und 2 m.

Über dem Brauneisensteinkonglomerat folgt im Bereich Duisern (Stadtbahn) ein olivbrauner bis olivgrüner schluffiger Fein- bis Mittelsand, der im Basisbereich häufig Limonitgerölle führt. Er entspricht in seinem liegenden Abschnitt dem limonitischen Sand und in seinem höheren Abschnitt Übergangsformen zum Essener Grünsand. Der durchschnittliche Glaukonitgehalt dieses etwa 0,7 – 3 m mächtigen Abschnitts beträgt in seinem liegenden Teil 4 – 7 % und steigt zum Hangenden bis auf 20 % an (Tab. 9). Der Carbonatgehalt schwankt zwischen 14 und 39%. Die hohen Werte sind auf fleckenhaft verteilte konkretionäre Carbonatbildungen zurückzuführen (KELLER 1981: 70 – 71). Der mittlere Korndurchmesser liegt zwischen 0,16 und 0,2 mm.

Wie erwähnt tritt die Kalksteinfazies als fazielle Vertretung der Basisschichten des Cenomans im Bereich von Karbon-Klippen auf; in Senken verzahnt sie sich lokal mit dem Brauneisenstein-Horizont sowie mit geröllführendem Essener Grünsand im engeren Sinne. Die Kalksteinbänke keilen nach den Beobachtungen von GRÜTTER (1979) lateral meist sehr bald aus. Es sind häufig mehrere bis 20 cm mächtige Bänke ausgebildet, zwischen die sich limonitführende Lagen oder geröllführende Grünsande einschalten. Die kalkige Fazies ist im Blattgebiet scheinend an die südlichen und südwestlichen Bereiche des Cenomans gebunden, das heißt an die Bereiche, die etwa dem ehemaligen Küstenbereich des Cenoman-Meeres entsprechen.

Die Kalksteinfazies ist in ihrer lithologischen Ausbildung sehr variabel. Es lassen sich folgende Gesteinsgruppen unterscheiden:

- massiger, zum Teil glaukonitischer, zum Teil limonitführender Kalkstein
- stark glaukonitischer bis glaukonitischer, zum Teil geröllführender Kalksandstein
- biogener Kalkstein

Der limonitführende Kalkstein ist weiß bis hellgrau, fest, stellenweise porös und von kleinen ockergelben Limonitgeröllen und stellenweise weißen Quarzgeröllen durchsetzt.

Der glaukonitische Kalkstein ist hellgrüngrau, feinsandig bis schwach feinsandig.

Der stark glaukonitische bis glaukonitische, zum Teil geröllführende Kalksandstein ist hellolivgrün und graugrün. Er weist in seinem Habitus eine enge Verwandtschaft mit dem Essener Grünsand im engeren Sinne auf, wobei er sich von diesem durch die hellere Farbe und die stärkere Kornbindung (höherer Kalkgehalt) unterscheidet. Kalkgehaltsbestimmungen liegen nicht vor. Der Kalkgehalt soll nach WERKMANN-HÜGEL (1987: 12) im Raum Essen – Bochum etwa bei 50 % liegen. Die Gerölle bestehen aus Karbon-Lithoklasten (Limonit, Quarz, Sandstein).

Der biogene Kalkstein ist ein hellgrüngrauer bis grauweißer Schillkalk oder Biosparit, der sich nach der Größe des Schills in Biokalkarenit (0,06 – 2 mm) und Biokalkbrekzie (> 2 mm) unterteilen läßt.

Die Dünnschliffuntersuchung einer Bohrprobe (s. Kap. 9.1: Brg. 6, Teufe 23,4 – 23,5 m) aus dem Bereich der Gesamthochschule Duisburg (Bearbeiter H. GRÜNHAGEN, Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.) hatte folgendes Ergebnis: Das Gestein besteht vor allem aus Schalen- und Skelettresten (Muscheln, Bryozoen, Crinoiden, Echinoideen, Foraminiferen), die sich gegenseitig berühren und durch sparitischen Calcit, der auch die zahlreichen Hohlräume tapeziert, miteinander verkittet sind. Die wichtigsten nichtkarbonatischen Komponenten des

Gesteins sind subangulare bis angerundete Quarze von etwa 200 µm Größe sowie Glaukonitkörner von etwa denselben Abmessungen. Untergeordnet sind auch Feldspäte (Orthoklase, Mikrokline) sowie Gesteinsfragmente (Quarzite, Quarzphyllite und Lydite) vertreten.

Der Kalkschill enthält im Liegenden des beschriebenen Schillkalks einzelne Gerölle. Die maximale beobachtete Mächtigkeit des Schillkalks beträgt 1,15 m.

Unter dem Begriff Essener Grünsand im engeren Sinne werden hier glaukonitische bis stark glaukonitische, mergelige Sande bis Sandsteine und Sandmergelsteine verstanden. Sie überlagern den Brauneisenstein-Horizont oder unter Ausfall der Basischichten unmittelbar das Karbon. Im Raum Duissern schaltet sich zwischen Brauneisenstein-Horizont und Essener Grünsand im engeren Sinne ein Übergangshorizont aus zum Teil mergeligen Feinsandsteinen zwischen (s. Tab. 9). Der Essener Grünsand im engeren Sinne läßt sich im Raum Duissern von dem liegenden glaukonitarmen Sand durch eine deutliche Zunahme des Glaukonitgehalts abtrennen. Es handelt sich im unteren Abschnitt um mergelige, glaukonitische bis stark glaukonitische, nur schwach verfestigte Fein- bis Mittelsande bis Sandsteine von graugrüner, olivgrüner und grüngrauer Farbe, die im Bereich der Gesamthochschule Duisburg Gerölle vor allem aus Limonit führen. Darüber folgen stärker verfestigte glaukonitische Sandmergelsteine von grüngrauer bis graugrüner Farbe. Der Glaukonitgehalt des Essener Grünsandes im engeren Sinne beträgt im Raum Duissern 35–45 %, der Carbonatgehalt liegt zwischen 13 und 23 % und der mittlere Korndurchmesser (Medianwert) bei 0,1–0,2 mm (s. Tab. 9). Die Mächtigkeit liegt meist zwischen 2,5 und 3 m.

Über dem Essener Grünsand im engeren Sinne folgt ein bis 2 m mächtiger Mergelstein-Horizont, der aus grüngrauen sandigen, schwach glaukonitischen Mergelsteinen besteht. Der Glaukonitgehalt schwankt im Raum Duissern zwischen 4 und 20 %, der Kalkgehalt liegt zwischen 15 und 37 % und der mittlere Korndurchmesser zwischen 0,02 und 0,06 mm (s. Tab. 9). Die Grenze zum Essener Grünsand im engeren Sinne ist gekennzeichnet durch eine Abnahme des Glaukonitgehalts, eine Zunahme des Kalkgehalts und einen deutlich geringeren mittleren Korndurchmesser.

Fossilien: Makrofauna des Cenomans ist aus dem Blattgebiet aus Bohrungen und Schächten nicht bekannt. In den Erläuterungen zur GK 25, Blatt 4507 Mülheim an der Ruhr (JANSEN & DROZDZEWSKI 1986) sind zahlreiche leitende Cephalopoden und Inoceramen aufgeführt, die zum Teil auch in der Tabelle 8 wiedergegeben sind.

Wichtige Leitfossilien für das Untercenoman sind unter anderem die Ammoniten *Mantelliceras mantelli* (SOWERBY), *M. saxbii* (SHARPE), *M. dixoni* SPATH sowie die Inoceramen der *crippsi*- und *virgatus*-Gruppe. Ein charakteristischer Ammonit für das Untercenoman ist *Schloenbachia varians* (SOWERBY) mit seinen Unterarten; er tritt allerdings auch noch im tiefsten Mittelcenoman (*costatus*-Zone) auf.

Die Mikrofauna wurde im Blattgebiet in mehreren Bohrungen der Gesamthochschule Duisburg untersucht (Bestimmung J. INDANS und K. RESCHER, Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.).

Fauna ab Untercenoman

Arenobulimina preslii (REUSS), *Dorothia gradata* (BERTHELIN), *Gavelinella cenomanica* (BROTZEN), *G. baltica* BROTZEN, *Lingogavelinella formosa* (BROTZEN)

Fauna ab Mittelcenoman

Rotalipora cushmani (MORROW), *Praeglobotruncana delrioensis delrioensis* (PLUMMER)

Nach der Mikrofauna beginnt die Schichtenfolge des Cenomans in vier von fünf untersuchten Bohrungen der Gesamthochschule Duisburg mit dem Mittelcenoman (vermutlich *acutus*-Zone); *Rotalipora cushmani*, die – wie bereits erwähnt – im Mittelcenoman erstmals auftritt, setzt im Bereich der Gesamthochschule Duisburg schon an der Kreide-Basis ein. Lediglich in der Bohrung KB 6 (s. Kap. 9: Brg. 6) gehört der Basisbereich des Cenomans, der dort durch einen Schillkalk vertreten wird, wahrscheinlich noch zum Untercenoman, da *Rotalipora cushmani* fehlt und *Lingogavelinella formosa* auftritt. Desgleichen dürften die Basallage und der überwiegende Teil des Brauneisenstein-Horizonts mit den eingelagerten Schillkalken aus den Stadtbahnbohrungen von Duisern zum Untercenoman zu rechnen sein. Leider konnten die dortigen Cenoman-Schichten wegen fehlender Proben mikrofaunistisch nicht bearbeitet werden.

Der Mergelstein-Horizont im Hangenden des Essener Grünsandes im engeren Sinne dürfte zum Obercenoman gehören. Eine faunistische Abtrennung vom Mittelcenoman ist mit der vorliegenden Mikrofauna nicht möglich. Im Bochumer Raum werden der glaukonitische Kalkmergel und die Kalkknollenbank, die in etwa mit dem Mergelstein-Horizont parallelisiert werden können, aufgrund der Mikrofauna in das Obercenoman gestellt (KREBBER 1980).

Abgrenzung und Mächtigkeit: Die Liegendgrenze des Cenomans ist im Blattgebiet durch die diskordante Unterlagerung von Ton-, Schluff- und Sandsteinen des Oberkarbons oder ganz im Westen von Gesteinen des Zechsteins petrographisch eindeutig festgelegt. Die Hangendgrenze ist durch den Übergang von schwach glaukonitischen sandigen Mergelsteinen in hellgrünlichgraue, schwach feinsandige Tonmergelsteine nicht so deutlich ausgeprägt.

Die Mächtigkeit des Cenomans ist in Abhängigkeit vom Relief der Karbon-Oberfläche größeren Schwankungen unterworfen. Die Werte liegen zwischen 1,2 und 17 m, meist aber zwischen 5 und 10 m.

3.4.2 Turon

Das Turon wurde früher gegliedert in das Unterturon = *labiatus*-Schichten, das untere Mittelturon = *lamarcki*-Schichten, das obere Mittelturon = *striatoconcentricus*-Schichten und das Oberturon = *schloenbachi*-Schichten. Im Zuge einer Angleichung an das internationale Gliederungsschema werden die bisher für das Oberturon leitenden Inoceramen des *deformis*-Formenkreises, zu denen auch *Inoceramus schloenbachi* gehört, seit einigen Jahren in das Unterconiac gestellt (SEIBERTZ 1979 a, 1979 b). Die *schloenbachi*-Schichten rückten damit automatisch in das Unterconiac, die *striatoconcentricus*-Schichten in das Oberturon, während die *lamarcki*-Schichten jetzt das gesamte Mittelturon umfassen (s. Tab. 8).

Westlich von Bochum wird die Schichtenfolge des Turons gegliedert in die *labiatus*-Schichten des Unterturons, den Bochumer Grünsand des Mittelturons und den Soester Grünsand des Oberturons. Die *labiatus*-Schichten bestehen aus Ton- und Kalkmergelsteinen mit wenig Glaukonit. Der Bochumer Grünsand vertritt westlich von Dortmund die gesamten *lamarcki*-Schichten, der Soester Grünsand die *striatoconcentricus*-Schichten. Die harten Kalkmergelsteinbänke der *lamarcki*-Schichten, die sich etwa von Dortmund an nach Osten zwischen die beiden Grünsandhorizonte einschalten, fehlen im Westteil des

südlichen Ruhrgebiets. Da Bochumer und Soester Grünsand petrographisch nicht voneinander zu unterscheiden sind, wurden sie in der geologischen Karte zusammengefaßt. Die Abhängigkeit der Fazies von der Karbon-Morphologie, die sich im Cenoman noch deutlich bemerkbar macht, geht im Turon zurück. Die Mächtigkeitsschwankungen, vor allem im Unterturon, belegen allerdings weiterhin den Einfluß des Karbon-Reliefs. Der durch die Cenoman-Transgression geschaffene Sedimentationsraum dürfte im Turon zumindest im Blattgebiet Duisburg etwa die gleiche Ausdehnung wie im Cenoman gehabt haben. Kurze Sedimentationsunterbrechungen zu Beginn der *labiatus*-Schichten und des Bochumer und Soester Grünsandes sind vermutlich auf regressive Phasen des Kreide-Meeres zurückzuführen.

3.4.2.1 *labiatus*-Schichten (krt1)

Gesteine: Die *labiatus*-Schichten bestehen aus einer ziemlich gleichförmigen Folge von hellgrünlichgrauen und weißgrauen bis grauen, schwach verfestigten Mergelsteinen, die vor allem im Basisbereich häufig feinsandig ausgebildet sind. Je nach dem Kalkgehalt, der in Duissern zwischen 40 und 57 % liegt (s. Tab. 9), werden sie als Tonmergel- oder Kalkmergelsteine bezeichnet. Im tieferen Teil der *labiatus*-Schichten überwiegen Tonmergelsteine, darüber folgen häufig Kalkmergelsteine, die im hangendsten Teil wieder in Tonmergelsteine übergehen. Die Tonmergelsteine enthalten zum Teil viel Schluff und sind dann als Schluffmergelsteine zu bezeichnen. Eine schwache Schichtung läßt sich an millimeterdünnen dunkleren Tonlagen erkennen. Der Glaukonitgehalt beträgt meist nur wenige Prozent und steigt in dem sandigeren Basisbereich bis auf 10 % an (s. Tab. 9).

Fossilien: Das Unterturon ist gekennzeichnet durch die Entwicklung der Inoceramen der Gattung *Mytiloides*. Zu nennen ist vor allem das häufige Auftreten von *Mytiloides labiatus* (VON SCHLOTHEIM), der zusammen mit *M. mytiloides* (MANTELL) im unteren Unterturon einsetzt; das obere Unterturon wird durch *M. hercynicus* (PETRASCHEK) und *M. subhercynicus* (SEITZ) repräsentiert.

An Ammoniten ist die Leitform *Mammites nodosoides* (SCHLÜTER) zu nennen, die nur im höheren Teil des Unterturons auftritt. Zu nennen ist ferner *Lewesiceras peramplum* (MANTELL), der im Unterturon erstmals einsetzt und bis in das Oberturon hinaufreicht (KAPLAN 1986).

Makrofauna ist aus dem Blattgebiet nur vom Schacht Alstaden 3 (s. Kap. 9.2) bekannt; RIEDEL (1933) gibt von dort *Mytiloides labiatus* (VON SCHLOTHEIM) an. In den Bohrkernen der Stadtbahnbohrungen war die Erhaltung der Fauna im allgemeinen zu schlecht, um eine genaue Bestimmung durchzuführen (KELLER 1981: 59).

Die Untersuchung der Mikrofauna (Bestimmung J. INDANS und K. RESCHER, Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.) ergab folgende wichtige Formen, die im Unterturon erstmals einsetzen:

Globotruncana marginata (REUSS), *Gaudrina serrata* FRANKE, *Lenticulina (Marinulinopsis) lituola* (REUSS)

Zu nennen ist ferner das Auftreten von *Praeglobotruncana delrioensis* (PLUMMER) und *P. delrioensis turbinata* (REICHEL), die zwar im Mittel- beziehungsweise Obercenoman einsetzen, aber im Unterturon ihre Hauptentfaltung haben.

Abgrenzung und Mächtigkeit: Die *labiatus*-Schichten lassen sich im Liegenden vom Cenoman nicht scharf abgrenzen. Kriterien sind eine Abnahme des Sand- und

Glaukonitgehalts sowie eine Zunahme des Kalkgehalts vom Liegenden zum Hangenden. Die Hangendgrenze gegen den Bochumer Grünsand ist dagegen scharf ausgebildet. Die Mächtigkeit der *labiatus*-Schichten schwankt zwischen 1 und 20 m, meist aber zwischen 4 und 7 m.

3.4.2.2 Bochumer Grünsand und Soester Grünsand (krt2-3)

Gesteine: Bochumer und Soester Grünsand lassen sich westlich von Dortmund lithologisch nicht voneinander trennen und werden deshalb zu einer Kartiereinheit zusammengefaßt (s. Kap. 3.4.2). Im Blattgebiet bestehen sie aus graugrünen, stellenweise blaugrünen, stark glaukonitischen, tonigen, schluffigen Fein- und Mittelsanden mit Einschaltungen von zentimeterdünnen tonigen Schluffzwischenlagen. Vereinzelt sind Gerölle vor allem aus Quarz, Phosphorit, Limonit bis 1,5 cm Durchmesser eingelagert. Der Glaukonitgehalt liegt im Raum Duissern zwischen 35 und 52 %; der Carbonatgehalt schwankt zwischen 5–12 % (s. Tab. 9) und steigt in einzelnen 10–20 cm mächtigen Verhärtungszonen auf 20–30 % an (KELLER 1981). Von KELLER (1981) wurden drei härtere Lagen aus mergeligen Fein- bis Mittelsandsteinen beobachtet, deren Entstehung auf wiederholte Wasserspiegelschwankungen und damit auf erhöhte Carbonatausfällung zurückgeführt werden. Eine Ursache der Wasserspiegelschwankungen könnten epirogenetische Bewegungen während des Mittel- bis Oberturons sein. Schichtenausfälle im Bochumer und Soester Grünsand aufgrund einer vorübergehenden Regression des Kreide-Meeres können im Blattgebiet nicht ausgeschlossen werden.

Fossilien: Das Mitteluron ist gekennzeichnet durch das Einsetzen von *Inoceramus apicalis* WOODS und *I. cuvierii* SOWERBY im tieferen Teil sowie durch das Einsetzen von Vertretern der *Inoceramus-lamarcki*-Gruppe im höheren Teil (s. Tab. 8). An leitenden Ammoniten ist *Collignoniceras woollgari* (MANTELL) zu nennen. An Mikrofauna tritt im Mitteluron *Globotruncana paraventricosa* (HOFKER) erstmals auf.

Im Oberturon setzen im tieferen Teil *Inoceramus costellatus* WOODS und *I. costellatus pietzschii* TRÖGER ein, über denen nach oben *I. (Mytiloides) striatoconcentricus* GÜMBEL, *I. labiatoidiformis* (TRÖGER), *I. aff. frechi* FLEGEL und andere folgen. An Ammoniten sind vor allem die beiden Zonenfossilien *Subprionocyclus neptuni* (GEINITZ) und *S. normalis* (ANDERSON) zu nennen (s. Tab. 8). An Mikrofaunen tritt im Oberturon (= ehemaliges oberes Mitteluron) nach HILTERMANN & KOCH (1962) *Globotruncana lapparenti lapparenti* BROTZEN erstmals auf.

Makrofauna ist aus dem Blattgebiet nicht bekannt. Eine Zusammenstellung von charakteristischen Ammoniten und Inoceramen des Mittel- und Oberturons aus dem Bereich des östlichen Nachbarblattes 4507 Mülheim an der Ruhr findet sich bei JANSEN (in JANSEN & DROZDEWSKI 1986).

Die Untersuchung der Mikrofauna aus dem Blattgebiet Duisburg (Bestimmung J. INDANS und K. RESCHER, Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.) ergab folgende Formen:

Globotruncana marginata (REUSS), *Gl. paraventricosa* (HOFKER), *Gl. lapparenti lapparenti* BROTZEN

Nach der vorliegenden Mikrofauna lassen sich Bochumer und Soester Grünsand nicht eindeutig voneinander unterscheiden. Aus dem Gebiet der Gesamthochschule Duisburg gibt J. INDANS aus dem Basisbereich der dort maximal 7,4 m mächtigen Grünsand-Folge

Globotruncana cf. lapparenti lapparenti an, die, wie bereits erwähnt, erst im Oberturon auftreten soll. Wegen der starken Anwitterung der Gehäuse konnte von J. INDANS allerdings nicht ausgeschlossen werden, daß es sich bei den Formen der offenen Namengebung (cf.-Formen) um Vorläufer der *Globotruncana lapparenti lapparenti* handelt. Träfe dies nicht zu, so müßte davon ausgegangen werden, daß der Soester Grünsand dort unter Ausfall des Bochumer Grünsandes direkt über den *labiatus*-Schichten liegt. Am ca. 4,5 km weiter östlich gelegenen Kassenberg in Mülheim-Broich (TK 25: 4507 Mülheim a. d. Ruhr) setzt die Grünsandfazies ebenfalls erst im höchsten Mittelturon oder im Grenzbereich Mittel-/Oberturon ein (LOMMERZHEIM 1976, JANSEN in JANSEN & DROZDZEWSKI 1986: 65 – 66). Im Bereich der Stadtbahnbohrungen in Duisern scheint der Bochumer Grünsand ausgebildet zu sein, da dort *Globotruncana lapparenti lapparenti* im tieferen Teil der Grünsand-Folge noch fehlt. Eine sichere Abtrennung der beiden Grünsandhorizonte ist allerdings nur mit Inoceramen und Ammoniten möglich.

Abgrenzung und Mächtigkeit: Bochumer und Soester Grünsand sind im Liegenden farblich und gesteinsmäßig von den *labiatus*-Schichten deutlich abgegrenzt. Im Hangenden erfolgt ein allmählicher unscharfer Übergang in die Fazies des Emscher-Mergels. Die Mächtigkeit des Bochumer und Soester Grünsandes beträgt durchweg 10 – 18 m.

3.4.3 Coniac

Die Schichtenfolge des Coniacs läßt sich im Blattgebiet lithologisch in den Emscher-Mergel und den Emscher-Grünsand gliedern. Die *schloenbachi*-Schichten des Unterconiacs sind in der Fazies des Emscher-Mergels ausgebildet. Der Küstenverlauf während des Coniacs dürfte etwa demjenigen des Turons entsprechen.

3.4.3.1 Emscher-Mergel und Emscher-Grünsand des Coniacs (krcc1-3)

Der Emscher-Mergel und der Emscher-Grünsand stellen jeweils eine bestimmte Fazies dar, die im Blattgebiet vom Unterconiac bis in den tieferen Teil des unteren Mittelsantons in mehrfachem Wechsel auftritt. Mit Hilfe von Inoceramen und Cephalopoden (Ammoniten und Belemniten) läßt sich die Faziesabfolge gliedern in die *schloenbachi*-Schichten des Unterconiacs, in die *koeneni*- und *involutus*-Zone des Mittelconiacs und in die *subquadra-tus*-Zone des Oberconiacs.

Gesteine: Die Fazies des Emscher-Mergels besteht aus grüngrauen bis graugrünen, stark schluffigen, schwach tonigen, stellenweise schwach mittelsandigen Feinsanden bis mergeligen Feinsandsteinen sowie untergeordnet aus Feinsandmergelsteinen. Der Glaukonitgehalt schwankt im Raum Duisern zwischen 10 und 33 %; der Carbonatgehalt liegt meist bei 6 – 12 % (KELLER 1981). Der Emscher-Grünsand besteht aus grüngrauen bis graugrünen, stark glaukonitischen, schluffigen mittelsandigen Feinsanden mit einem Kalkgehalt von durchweg 3 – 10 %. Der Glaukonitgehalt liegt zwischen 30 und 40 % (KELLER 1981; vgl. Tab. 9).

Schichtenfolge: In den Stadtbahnbohrungen im Raum Duisern geht der Emscher-Mergel unter Abnahme des Glaukonitgehalts ohne scharfe Grenze aus dem Soester Grünsand hervor. Es handelt sich um einen 1,5 – 3 m mächtigen Übergangshorizont aus glaukonitischen, schwach kalkigen, schluffigen, mittelsandigen Feinsanden, der den

schloenbachi-Schichten entsprechen könnte, was aber durch die Mikrofauna nicht zu belegen war. Darüber folgen schwach glaukonitische bis glaukonitische, schwach kalkige, schluffige bis stark schluffige, schwach mittelsandige Feinsande, die bei Kalkgehalten von über 10 % als mergelige, schwach mittelsandige Feinsandsteine bezeichnet werden. Letztere sind nur schwach verfestigt und können auch als mergelige Feinsande angesprochen werden. Die Mächtigkeit der Fazies des Emscher-Mergels beträgt im Bereich der Stadtbahntrasse von Duissern nach Meiderich 15–20 m (s. Tab. 9). Bis zum Nord- und Ostrand des Blattgebiets steigt die Mächtigkeit bis auf 49 m an (s. Abb. 4).

Über dem Emscher-Mergel folgen glaukonitische bis stark glaukonitische, schwach kalkige, schluffige, mittelsandige Feinsande, die die Fazies des Emscher-Grünsandes repräsentieren. Letzterer unterscheidet sich vom Emscher-Mergel durch seinen deutlich höheren Glaukonitanteil und einen höheren Mittelsandanteil. Die Mächtigkeit der Fazies des Emscher-Grünsandes beträgt im Bereich der Stadtbahntrasse von Duissern nach Meiderich 10–15 m (s. Tab. 9). Nach Norden nimmt der Emscher-Grünsand an Mächtigkeit ab und scheint im Bereich des Spülschachtes Pollmannshof (GK 25: 4406 Dinslaken) auszukeilen (s. Abb. 4).

Fossilien: Das Coniac läßt sich mit Hilfe von Inoceramen und Cephalopoden in das Unter-, Mittel- und Oberconiac untergliedern. Die Grenze Oberturon/Unterconiac wird mit dem ersten häufigeren Auftreten von *Inoceramus (Cremnoceramus) rotundatus* FIEGE, dem ersten Vertreter innerhalb des *deformis*-Formenkreises, gezogen (Tab. 8). Hierzu gehören auch *I. (Cremnoceramus) schloenbachi* J. BÖHM (s. Kap. 3.4.2), *I. (Cremnoceramus) deformis* MEEK, *I. (Cremnoceramus) ernsti* HEINZ und andere.

An Ammoniten sind *Forresteria petrocoriensis* (COQUAND) und *Peroniceras subtricarinarum* (D'ORBIGNY) zu erwähnen, die nach KAPLAN (1986) erstmals im Unterconiac einsetzen.

Die Foraminiferenfauna ist gekennzeichnet durch das starke Zurücktreten von *Globotruncana marginata* (REUSS). Sie ist weniger typisch ausgebildet und bildet Übergangsformen zu *Globotruncana paraventricosa* (HOFKER) und anderen Arten (KOCH 1977: 16). *Globotruncana paraventricosa* nimmt vom Unterconiac an deutlich zu.

Im Mittelconiac ist nach TRÖGER (1981: 154) eine Vergesellschaftung von *Inoceramus (Volviceras) koenei* G. MÜLLER, *I. percostatus* G. MÜLLER, *I. kleini* G. MÜLLER und von Formen der *I.-(Mantellicerasus)-mantelli*-Gruppe anzutreffen. Zu ihnen tritt im höheren Teil des Mittelconiacs noch *I. (Volviceras) involutus* SOWERBY. An leitenden Ammoniten ist *Gauthiericeras margae* (SCHLÜTER) zu nennen.

Für das Oberconiac ist die Gruppe des *Inoceramus (Magadiceramus) subquadratus* ohne involute Inoceramen kennzeichnend, ferner *Goniot euthis westfalica praewestfalica* ERNST & SCHULZ.

Makrofauna ist aus dem Blattgebiet nur von zwei Stellen bekannt. Vom Schacht Alstaden 3 gibt RIEDEL (1933; s. Kap. 9.2) folgende wichtige Leitformen an:

Peroniceras westfalicum (VON STROMBECK), *P. bajuvaricum* (REDTENBACHER), *Inoceramus involutus* SOWERBY, *I. kleini* G. MÜLLER

Peroniceras bajuvaricum wird von RIEDEL (1983) im Schacht Barbara allerdings schon im Oberturon (= heutiges Unterconiac) zusammen mit *Inoceramus schloenbachi* angegeben. In einer Baugrube in Duisburg-Raffelberg (R 57 520, H 01 535) wurde wenige Meter unter Gelände *Inoceramus (Volviceras) involutus* gefunden.

Die Mikrofauna ist in der sandigen, küstennahen Fazies des Mittel- und Oberconiacs charakterisiert durch das häufige gemeinsame Auftreten von *Globotruncana paraventricosa* (HOFKER), *Gl. lapparenti lapparenti* BROTZEN und *Gl. lapparenti tricarinata* (QUERAU). Da diese Formen nicht auf das Coniac beschränkt sind und wichtige Leitformen – wie zum Beispiel die Stensioinen – fehlen, ist eine Aussage über die biostratigraphische Einstufung nur mit Einschränkungen möglich.

Globotruncana marginata (REUSS) tritt ab dem Mittelconiac nicht mehr auf. Im höchsten Oberconiac setzen nach HILTERMANN & KOCH (1962) erstmals *Neoflabellina santonica* KOCH und *N. suturalis praecursor* WEDEKIND ein.

Abgrenzung und Mächtigkeit: Der Emscher-Mergel geht im Liegenden ohne scharfe Grenze unter Abnahme des Glaukonitgehalts aus dem Soester Grünsand hervor. Die Hangendgrenze gegen das Santon wurde in den Übergangsbereich vom Emscher-Grünsand des Coniacs gegen die erneut einsetzende Fazies des Emscher-Mergels gelegt. Letztere gehört durch das seltene Auftreten von *Neoflabellina santonica* KOCH ins Santon. *N. santonica* setzt zwar bereits in den obersten Metern des Grünsandes ein, aus kartiertechnischen Gründen wurde die Grenze jedoch an die Oberkante des Grünsandes gelegt. Die Mächtigkeit des Coniacs beträgt 35 – 60 m, wobei die Mächtigkeiten sowohl zum östlichen als auch zum nördlichen Blattrand zunehmen (s. Abb. 4).

3.4.4 Santon

Die Schichten des Santons lassen sich im Blattgebiet gliedern in eine Faziesabfolge aus Emscher-Mergel, Emscher-Grünsand und Emscher-Mergel sowie in die Osterfelder Sande. Emscher-Mergel und Emscher-Grünsand umfassen den Zeitraum vom Untersanton bis in den tieferen Teil des oberen Mittelsantons, während die Osterfelder Sande vom höheren Teil des oberen Mittelsantons bis in das Obersanton reichen. Der Küstenverlauf während des Santons dürfte etwa demjenigen des Coniacs entsprechen.

3.4.4.1 Emscher-Mergel und Emscher-Grünsand des Santons (krsa1-3)

Die Faziesabfolge aus Emscher-Mergel, Emscher-Grünsand und Emscher-Mergel des Santons läßt sich wie diejenige des Coniacs mit Hilfe von Inoceramen und Cephalopoden untergliedern in die *undulatopticatus*-Zone des Untersantons, die *westfalica*-Zone des unteren Mittelsantons und die *westfalicagranulata*-Zone des oberen Mittelsantons (Tab. 8).

Gesteine: Der Emscher-Mergel besteht wie im Coniac aus grünlichgrauen bis graugrünen, schwach tonigen, schluffigen, schwach mittelsandigen Feinsanden sowie schwach verfestigten mergeligen Feinsandsteinen und Feinsandmergelsteinen. Der Glaukonitgehalt schwankt im Raum Meiderich durchweg zwischen 8 und 27 %; der Carbonatgehalt liegt meist bei 4 – 12 % (KELLER 1981). Der Emscher-Grünsand besteht wie im Coniac aus schwach kalkigen, meist stark glaukonitischen, schluffigen, mittelsandigen Feinsanden. Im Unterschied zum Grünsand des Coniacs herrschen olivbraune bis olivgrüne Farben vor. Der Glaukonitgehalt schwankt in den Stadtbahnbohrungen im Raum Meiderich zwischen 24 und 40 %; der Carbonatgehalt liegt zwischen 4 und 9 % (KELLER 1981).

Schichtenfolge: In den Stadtbahnbohrungen im Raum Meiderich folgt über dem Emscher-Grünsand des Coniacs, mit deutlicher Abnahme des Glaukonitgehalts und des Mittelsandanteils, erneut die Fazies des Emscher-Mergels. Die Mächtigkeit beträgt dort 5–6 m, nach Norden steigt sie zum Rand des Blattgebiets auf bis zu 12 m an (s. Abb. 4).

Mit einem Anstieg des Glaukonit- und Mittelsandanteils setzt darüber erneut die Fazies des Emscher-Grünsandes ein, in den einzelne Lagen aus schwach verfestigten mergeligen Sandsteinen und Sandmergelsteinen eingeschaltet sind. Eine charakteristische Eigenschaft dieses Grünsandhorizonts ist nach KELLER (1981: 94) die olivbraune bis olivgrüne Färbung, die vor allem in den feinerkörnigen Schichten beobachtet wurde und auf verwitterte Glaukonitkörner zurückzuführen ist. Als Endstadium der Verwitterung treten dunkelgelbbraune, limonitähnliche Körner auf, die teilweise zu Konkretionen angereichert sind. Die Verwitterung der Glaukonitkörner ist entweder im Oberflächenbereich (lateritische Verwitterung) oder durch zirkulierendes Grundwasser erfolgt.

Die Mächtigkeit des Emscher-Grünsandes im Santon beträgt in den Stadtbahnbohrungen im Raum Meiderich 6–9 m (Tab. 9); bis zum Nordrand des Blattgebiets nimmt die Mächtigkeit nicht zu, während sie zum östlichen Blattrand bis auf 34 m ansteigt (Abb. 4).

Mit einer deutlichen Abnahme des Glaukonitgehalts und des Mittelsandanteils sowie einer Zunahme des Carbonatgehalts setzt darüber mit relativ scharfer Grenze erneut die Fazies des Emscher-Mergels ein. Die Mächtigkeit beträgt in den Stadtbahnbohrungen im Raum Meiderich 9–13 m, nach Norden und Osten steigt sie bis auf 16 m an (s. Abb. 4). An der Basis dieses Horizonts treten einzelne limonitähnliche Gerölle auf, die als Anzeichen einer Sedimentationsunterbrechung gedeutet werden, wobei vermutlich Material aus dem liegenden, limonitführenden Emscher-Mergel aufgearbeitet wurde (KELLER 1981).

Fossilien: Die Liegendgrenze zum Coniac wird nach SEITZ (1956: 5, 1961: 36, 1965: 155) durch das Einsetzen von *Inoceramus (Sphenoceramus) pachtii* ARCHANGELSKI und *I. (Sphenoceramus) cardissoides* GOLDFUSS definiert. Das Zonenfossil des Untersantons ist *I. (Cladoceramus) undulatoplicatus* F. ROEMER; doch setzt diese Art nach SEITZ (1961) erst etwas oberhalb der Santon-Basis ein.

Bei der Mikrofauna ist der Grenzbereich Coniac/Santon nach HILTERMANN & KOCH (1962: Tab. 19) gekennzeichnet durch das Einsetzen von *Neoflabellina santonica* KOCH und *N. suturalis praecursor* WEDEKIND. Zu erwähnen ist ferner das Einsetzen von *Neoflabellina gibbera* (WEDEKIND) im Untersanton.

Im unteren Mittelsanton (*westfalica*-Zone) treten verschiedene Inoceramen der Untergattung *Cordiceramus* (SEITZ 1961, 1965, 1967) auf. Zu ihnen gehört auch *Inoceramus (Cordiceramus) cordiformis* SOWERBY, der allgemein als Zonenfossil für das untere Mittelsanton benutzt wird. SEITZ (1961: 14 u. Abb. 7) konnte allerdings nachweisen, daß diese Art bereits im höheren Untersanton auftreten kann.

An leitenden Belemniten tritt *Goniot euthis westfalica* (SCHLÜTER) auf, der allerdings bereits im höheren Untersanton einsetzt (ERNST 1964, 1966; ERNST & SCHULZ 1974).

An Ammoniten ist *Hauericeras clypeale* SCHLÜTER zu nennen, der nach RIEDEL (1933: 11) auf das Oberemscher (= untere Mittelsanton) beschränkt sein soll. Nach TRÖGER & HALLER (1966: Tab. 8) soll er allerdings vereinzelt bereits im Oberconiac auftreten.

Außer den bereits erwähnten Foraminiferen des Untersantons setzen keine neuen Formen ein.

Im oberen Mittelsanton (*westfalicagranulata*-Zone) tritt erstmals *Inoceramus (Sphenoce-ramus) pinniformis* WILLETT auf. Das Zonenfossil ist *Goniot euthis westfalicagranulata* (STOLLEY). Die Mikrofauna ist gekennzeichnet durch das Einsetzen von *Gavelinella pseudoexculata* (KALININ), einem typischen Vertreter der sandigen Randfazies des Münsterländer Kreide-Beckens.

Makrofauna liegt im Blattgebiet aus dem Emscher-Mergel und Emscher-Grünsand des Santons nicht vor. Die Mikrofauna stammt überwiegend aus den Stadtbahnbohrungen im Raum Meiderich. Sie besteht im Santon 1 – 2 vor allem aus den im Coniac verbreiteten Formen *Globotruncana paraventricosa* (HOFKER), *Gl. lapparenti lapparenti* BROTZEN, *Neoflabellina suturalis suturalis* (CUSHMAN) sowie aus der im höchsten Coniac einsetzenden *N. santonica* KOCH, die nur vereinzelt beobachtet wurde. Im Santon 3 setzt *Gavelinella pseudoexculata* in einzelnen Exemplaren ein; *Neoflabellina santonica* tritt jetzt häufiger auf.

Abgrenzung und Mächtigkeit: Der tiefere Emscher-Mergel des Santons (Tab. 8) läßt sich lithologisch gut vom Emscher-Mergel des Coniacs abtrennen. Da *Neoflabellina santonica* KOCH bereits in den obersten Metern dieses Grünsandes einsetzt (s. Kap. 3.4.3.1), wurde die Coniac/Santon-Grenze mit dem Einsetzen des Emscher-Mergels gezogen. Letzterer sowie der darüberfolgende Emscher-Grünsand sind mikrofaunistisch nicht zu trennen und werden beide in das Santon 1 – 2 gestellt. Der über dem Emscher-Grünsand erneut einsetzende Emscher-Mergel führt erstmals vereinzelt *Gavelinella pseudoexculata* und wird deshalb in das Santon 3 gestellt.

Die Mächtigkeit des Santons 1 – 3 beträgt 28 – 48 m, wobei die größte Mächtigkeit am Ostrand des Blattgebiets auftritt.

3.4.4.2 Osterfelder Sande (kr3a3-4)

Die Osterfelder Sande stellen eine Fazies dar, die meist im höheren Teil des oberen Mittelsantons (*westfalicagranulata*-Zone, Tab. 8) einsetzt und vermutlich das gesamte Obersanton umfaßt. Die im Hangenden auf dem nördlichen Blattbereich Dinslaken folgenden Bottroper Mergel gehören bereits zum Campan (s. Abb. 4).

Gesteine: Die Osterfelder Sande bestehen aus grünlichgrauen, schwach kalkigen, schwach schluffigen bis schluffigen, stellenweise mittelsandigen Feinsanden. Gelegentlich sind dünne Lagen von mergeligen Feinsanden eingeschaltet. Im tieferen Teil treten vereinzelt Kieslagen bis zu 0,40 m Mächtigkeit auf. Der Glaukonitgehalt ist gering und beträgt in den Stadtbahnbohrungen im Raum Meiderich 3 – 8 %. Der Kalkgehalt liegt dort zwischen 2 und 12 % (Tab. 9).

Schichtenfolge: Die Osterfelder Sande gehen aus dem Emscher-Mergel allmählich unter Abnahme des Ton- und Schluffanteils und des Carbonatgehalts sowie einer Zunahme des Medianwertes hervor. Im Bereich der Stadtbahnbohrungen im Raum Meiderich ist in den untersten 4 – 5 m der Osterfelder Sande kein oder nur ein sehr geringer Mittelsandanteil vorhanden. Darüber setzt – meist mit einer bis 0,4 m mächtigen kiesigen Sandlage beginnend – eine gröbere Schüttung ein. Der Mittel- bis Grobsandanteil steigt zum Teil bis etwa 50 % an. Die kiesigen Einschaltungen lassen sich nicht durchgehend in allen Bohrungen verfolgen. Die Gerölle bestehen aus rötlichen Quarzen und Sandsteinen, die stellenweise in einer karbonatischen Grundmasse liegen, wodurch Carbonatgehalte bis

22 % auftreten können (KELLER 1981). Da in den vorliegenden Bohrungen nur die untersten 20 m der Osterfelder Sande aufgeschlossen wurden, muß auf eine Beschreibung der hangenden Bereiche verzichtet werden. Aus Einzelproben ergibt sich, daß insgesamt schwach schluffige bis schluffige Fein- bis Mittelsande vorherrschen.

Fossilien: Die für das obere Mittelsanton charakteristische Fauna wurde bereits im Kapitel 3.4.4.1 erwähnt. Im Obersanton sind als Leitform für die gesamte Unterstufe der Belemnit *Gonoteuthis granulata* (BLAINVILLE) sowie als Leitform für die tiefere Zone *Uintacrinus westfalicus* SCHLÜTER und als Leitform für die höhere Zone *Marsupites testudinarius* (VON SCHLOTHEIM) zu nennen. Ammonoideen-Leitformen sind *Böhmoceras* div. sp. sowie *Scaphites bärtingi* RIEDEL. Bei der Mikrofauna treten in der küstennahen Randfazies die gleichen Formen wie im oberen Mittelsanton auf. *Gavelinella pseudoexculata* (KALININ) tritt allerdings jetzt gehäuft auf.

Makrofauna ist aus dem Blattgebiet nicht bekannt. Die Mikrofauna ist die gleiche wie im Santon 3.

Abgrenzung und Mächtigkeit: Die Osterfelder Sande gehen im Liegenden ohne scharfe Grenze aus dem Emscher-Mergel hervor. Die Hangendgrenze gegen den Bottroper Mergel ist erst auf dem nördlich anschließenden Blattgebiet 4406 Dinslaken aufgeschlossen. Die maximale Mächtigkeit der Osterfelder Sande beträgt im Blattgebiet etwa 60 m.

Känozoikum

3.5 Tertiär

Zu Beginn des Mitteloligozäns drang das Meer von Norden her in die Niederrheinische Bucht vor. Zumindest die randlichen Teile des Bergischen Landes wurden dabei noch überflutet. Der heutige Ostrand des Tertiärs ist eine Erosionsgrenze. Sie verläuft etwa von Speldorf über Mittelmeiderich bis östlich von Neumühl. Die ursprüngliche Ostgrenze des Tertiär-Meeres im Rupel wird bisher entlang einer Linie von Kettwig über Mülheim und Oberhausen hinaus nach Norden vermutet (QUITZOW 1978: Abb. 7). Die Lintforter Schichten transgredieren im äußersten Süden des Blattgebiets unmittelbar auf das Oberkarbon (s. Abb. 5).

Die Schichtenfolge des Tertiärs (s. Tab. 10) reicht im Blattgebiet von den Walsumer Schichten (Rupel, Horizont A) bis in die Grafenberger Schichten (Chatt). Es handelt sich um eine Folge aus schwach kalkigen, meist glaukonitischen Feinsanden, Schluffen und Tonen. Die Mächtigkeit nimmt – entsprechend dem Einfallen der Schichten von etwa 1,5° nach Westen – von Osten nach Westen zu und erreicht im Nordwesten maximal 150 m.

Von den zahlreichen Schichtenverzeichnissen von Bohrungen und Schächten aus dem Blattgebiet liegen bis auf wenige Ausnahmen nur sehr grobe, petrographische Beschreibungen vor, die nur mit Einschränkungen eine lithostratigraphische Gliederung der Schichtenfolge erlauben. Lediglich an Bohrkernen einiger neuerer Steinkohlenbohrungen der Zeche Westende (s. Abb. 6) und an Bohrungen für die Gesamthochschule Duisburg waren mikrofaunistische Untersuchungen durchgeführt worden (Bearbeiter J. INDANS, Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.). Zusätzlich zu diesen Unterlagen wurden zahlreiche Proben von

Kernbohrungen der Stadtbahntrasse von Duissern nach Meiderich (s. Kap. 3.4) sowie von kartierbegleitenden Bohrungen mikrofaunistisch bearbeitet (Bearbeiter K. RESCHER, Geol. L.-Amt Nordrhein.-Westf.).

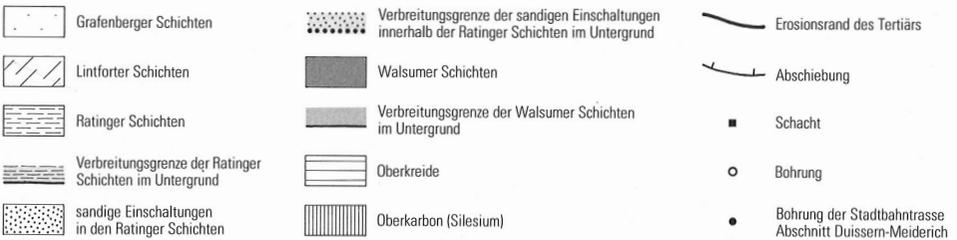
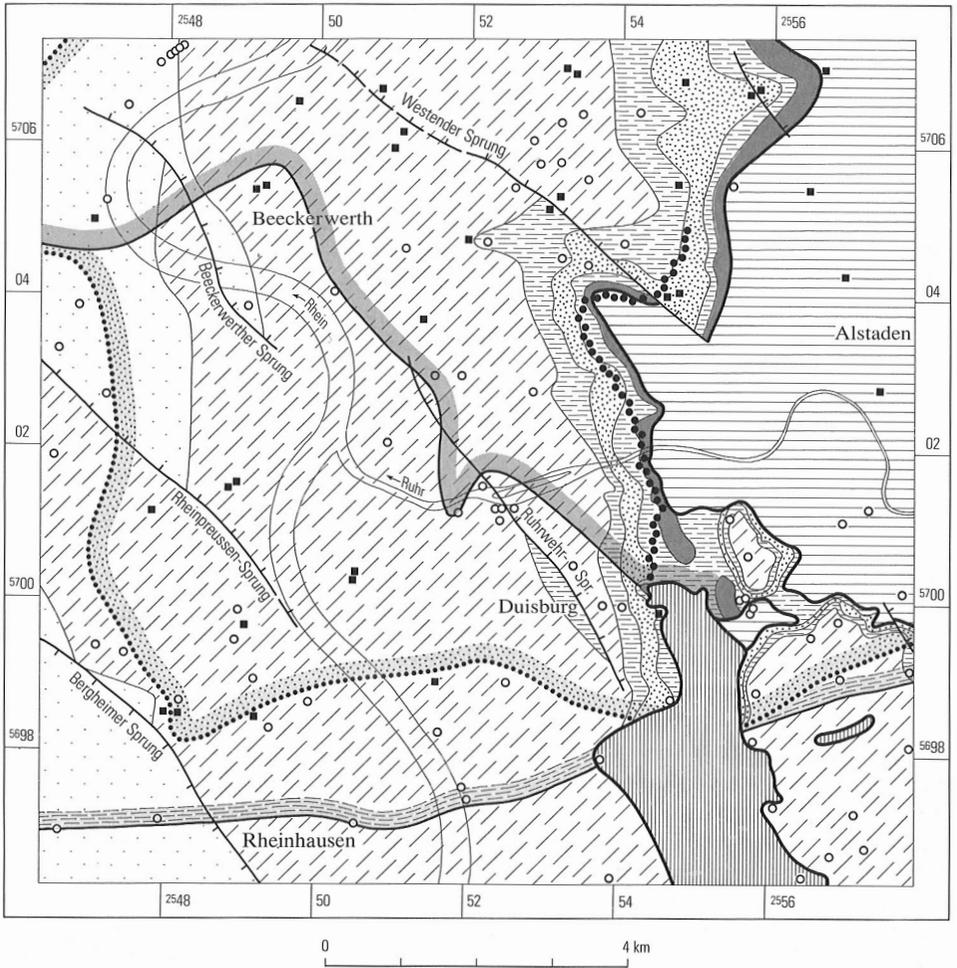


Abb. 5 Verbreitung des Tertiärs (Quartär abgedeckt)

Tabelle 10
Gliederung des Tertiärs

		Foraminiferen-Zonen Niederrheinische Bucht (nach INDANS 1958)	Niederrheinisches Bergbaugebiet (nach BREDDIN 1931 a, 1931 b)	nördliche Niederrheinische Bucht (nach ANDERSON 1966)	Blattgebiet Duisburg	
Oligozän	Chatt	Horizont F	Mehlsand- schichten	Grafenberger Schichten	Grafenberger Schichten	oIG
		Horizont E		Lintforter Schichten		
	Horizont D					
	Horizont C ₃					
	Horizont C ₂					
	Horizont C ₁	Tonmergelstufe	Ratinger Schichten			
	Horizont B	Walsumer Meeressand				oIR,s
		Tonbank von Hamborn				
	Horizont A	Unterer Sand von Hamborn	Walsumer Schichten	Walsumer Schichten	oIW	

3.5.1 Oligozän

3.5.1.1 Rupel

ZIMMERMANN (1930) gliederte bei der Erstaufnahme des Blattgebiets das Tertiär in die liegenden Sande und den hangenden Septarienton, die beide in das Mitteloligozän gestellt wurden. Nach BREDDIN (1931 a, 1931 b) beginnen die tertiären Ablagerungen im Raum Duisburg (Tab. 10) mit den nur stellenweise ausgebildeten Schichten von Hamborn, die in den Unteren Sand von Hamborn und die Tonbank von Hamborn untergliedert werden. Darüber folgt der Walsumer Meeressand. Er wird überlagert von der Tonmergelstufe und diese von den Mehlsandschichten. BREDDIN (1931 a, 1931 b) stellte die Schichten von Hamborn, den Walsumer Meeressand und die Tonmergelstufe in das Mitteloligozän und die Mehlsandschichten in das Oberoligozän. Im Hydrogeologischen Kartenwerk der Wasserwirtschaftsverwaltung von Nordrhein-Westfalen 1 : 25 000, Blatt 4506 Duisburg (1964 bis 1970) ist der untere Teil der Mehlsandschichten als Lintforter Schluffsand und Lintforter Mehlssand dem Mitteloligozän (Rupel) zugeordnet und nur der obere Teil als Grafenberger Feinsand ins Oberoligozän (Chatt) gestellt.

Bei der Revisionskartierung des Blattgebiets konnte auf der Grundlage der im Kapitel 3.5 erwähnten mikropaläontologischen Untersuchungen nachgewiesen werden, daß die von BREDDIN (1931 b) als Walsumer Meeressand und Tonbank von Hamborn bezeichneten Schichten in das Rupel B eingestuft werden müssen, während der Untere Sand von Hamborn in das Rupel A gehört. Hieraus ergibt sich die in Tabelle 10 wiedergegebene

Gliederung der Schichten des Rupels A und B im Blattgebiet. Die Walsumer Schichten, die nach INDANS (1965) und SPIGLER (1965) in das Rupel A (bzw. Rupel 1) gestellt werden, sind demnach identisch mit dem Unteren Sand von Hamborn. Ihre Verbreitungsgrenze verläuft etwa diagonal von Südosten nach Nordwesten durch das Blattgebiet (s. Abb. 5). Die Feinsande des Rupels B werden als sandige Einschaltung in den Ratinger Schichten gedeutet. Sie keilen im Südwesten und Süden des Blattgebiets aus (s. Abb. 5).

Das Rupel B, das weitgehend von den Ratinger Schichten eingenommen wird, keilt im Süden des Blattgebiets aus (s. Abb. 5). Südlich einer Linie von Speldorf über Wedau, Rheinhausen und Rumeln transgredieren die Lintforter Schichten des Rupels C – D direkt auf Oberkarbon.

Die ehemalige Küstenlinie während des Rupels A und B dürfte im Süden des Blattgebiets nicht weit von der heutigen Verbreitungsgrenze des Rupels gelegen haben. Der östliche Küstenverlauf wird – unter Zugrundelegung der am heutigen Erosionsrand noch vorhandenen Mächtigkeiten der Walsumer und Ratinger Schichten – entlang einer Linie von Mülheim an der Ruhr über Essen-Borbeck nach Bottrop vermutet. Die Küstenlinie im Rupel C – D dürfte noch erheblich weiter östlich verlaufen sein.

3.5.1.1.1 Walsumer Schichten (olW)

Die Walsumer Schichten entsprechen im Blattgebiet dem Unteren Sand von Hamborn (BREDDIN 1931 b). Die Schichten streichen im Ostteil des Gebiets in einem schmalen Bereich an der Quartär-Basis aus (s. Abb. 5). An der Geländeoberfläche sind die Schichten nirgends aufgeschlossen.

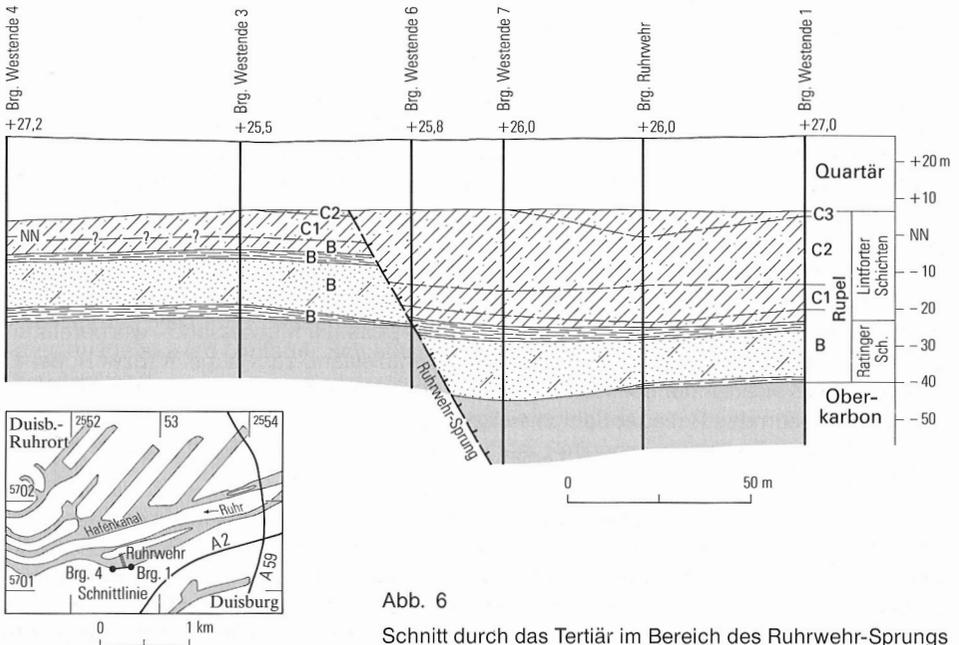


Abb. 6

Schnitt durch das Tertiär im Bereich des Ruhrweh-Sprungs

Gesteine: Die Walsumer Schichten bestehen aus schwach schluffigen, zum Teil schwach kalkigen Feinsanden von grauer, stellenweise grünlichgrauer Farbe. Im Basisbereich treten vereinzelt Muschelbruchstücke, Feinkiese und Glaukonitkörner auf.

Die Walsumer Schichten sind eine küstennahe Bildung (WÖLK 1941), wie ihre sandige Fazies sowie die Funde großer Muscheln und Drifthölzer belegen (KALTERHERBERG & KARRENBURG 1958).

Fossilien: Aus den Walsumer Schichten ist keine leitende Makrofauna bekannt. Die Mikrofauna (Foraminiferen) ist nach INDANS (1958) arten- und vor allem individuenarm. An charakteristischen Foraminiferen werden angegeben:

Nonion affine (REUSS), *Pullenia bulloides* (D'ORBIGNY), *P. quinqueloba* (REUSS), *Spiroplectammina carinata* (D'ORBIGNY), *Ceratobulimina contraria* (REUSS), *Gyroidina girardana* (REUSS)

All diese und weitere Arten konnten im Blattgebiet in Kernbohrungen der Stadtbahn nachgewiesen werden (Bestimmung K. RESCHER, Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.).

Abgrenzung und Mächtigkeit: Die Walsumer Schichten lassen sich lithologisch gut von den sie unterlagernden Schichten der Oberkreide oder des Oberkarbons unterscheiden. Im Hangenden folgen mit scharfer Grenze die Tone der Ratinger Schichten. Die Mächtigkeit der Walsumer Schichten beträgt durchweg 2–7 m und geht im Bereich ihrer südlichen Verbreitungsgrenze stellenweise auf unter 1 m zurück.

3.5.1.1.2 Ratinger Schichten (oIR; oIR,s)

Die Ratinger Schichten streichen nur im nördlichen Teil des Duisburger Stadtwaldes und im Bereich des Kaiserbergs an der Geländeoberfläche aus. Im übrigen Raum sind sie von quartären oder jüngeren tertiären Schichten bedeckt.

Die Ratinger Schichten umfassen im größten Teil des Blattgebiets die Tonbank von Hamborn, den Walsumer Meeressand und die Tonmergelstufe im Sinne von BREDDIN (1931 b). Bei der mikrofaunistischen Bearbeitung von Kernbohrungen im Bereich der Zeche Westende (Abb. 6) konnte J. INDANS (1960) nachweisen, daß die dort im Liegenden des Rupels C1 – C3 aufgeschlossene Folge bis zur Karbon-Oberfläche in das Rupel B eingestuft werden muß. Sie besteht aus einem etwa 1,5 m mächtigen Tonmergel bis Tonmergelstein, einem 14–15 m mächtigen Feinsand und einem nur teilweise ausgebildeten bis 4 m mächtigen Ton bis Schluff. Der obere Ton oder Tonmergel entspricht nach der Gliederung von BREDDIN (1931 b) der Tonmergelstufe, der Feinsand dem Walsumer Meeressand und der liegende Ton der Tonbank von Hamborn. Da der Walsumer Meeressand – wie bereits im Kapitel 3.5.1.1 erläutert – nach dem bisherigen Kenntnisstand zum Rupel A (bzw. Rupel 1) gehört, kann es sich bei den Feinsanden nur um die im Kapitel 3.5.1.1 erwähnten sandigen Einschaltungen in den Ratinger Schichten handeln.

Gesteine: Die tonigen Ratinger Schichten (oIR) bestehen aus hellgrauen bis dunkelgrauen, örtlich auch grünlichgrauen, schluffigen, stellenweise schwach feinsandigen Tonen, in die einzelne dünne Bänke aus Tonmergelstein bis Kalkmergelstein eingeschaltet sind. Die Tone sind durchweg kalkhaltig und führen feinverteilte Muschelreste und Markasitknollen. Örtlich treten in den Ratinger Schichten Hohlräume bis 3 cm Durchmesser auf, deren Wandungen mit hellbraunem Feinsand bedeckt sind. Dabei handelt es sich vermutlich um herausgelöste Kalkkonkretionen.

Die sandigen Einschaltungen in den Ratinger Schichten (oLR,s) sind petrographisch nicht von den Walsumer Schichten zu unterscheiden. Sie bestehen aus grauen, zum Teil schwach kalkigen, schwach schluffigen Feinsanden mit vereinzelt Fein- bis Mittelkiesgeröllen. Die Feinsande sind stellenweise sehr schwach bis schwach glaukonitisch. Schalenreste von Muscheln und Schnecken sowie Pyritkonkretionen sind des öfteren eingeschaltet. Im Übergangsbereich zu dem liegenden Ton der Ratinger Schichten tritt stellenweise ein stark schluffiger, humoser Feinsand auf. Bei den sandigen Ratinger Schichten dürfte es sich wie bei den Walsumer Schichten um eine küstennahe Bildung handeln. Die Sande sind vermutlich von Süden in das Flachmeer des Rupels geschüttet worden.

Fossilien: Leitende Makrofauna fehlt in den Ratinger Schichten. Die Mikrofauna ist erheblich reicher an Arten und Individuen als in den Walsumer Schichten. INDANS (1958) führt neben den bereits im Rupel A wichtigen Formen neu einsetzende Foraminiferen wie *Sphaerodina bulloides* D'ORBIGNY, *Valvulineria petrolei* (ANDREAE), *Turrilina alsatica* ANDREAE, *Cibicides dutemplei* (D'ORBIGNY), *Alabama perlata* (ANDREAE), *Bolivina beyrichi* REUSS und *Fronicularia budensis* (HANTKEN) an.

Nach SPIEGLER (1965) sind die meisten der von INDANS (1958) als charakteristisch für das Rupel B angeführten Foraminiferen Durchläufer. Kennzeichnend für das Rupel 2 = Rupel B ist nach ihrer Ansicht das erstmalige Auftreten von *Bolivina beyrichi spandeli* GRAMANN und *Allomorphina macrostoma* KARRER zusammen mit *Fronicularia budensis* (HANTKEN), *Cibicides sulzensis* (HERMANN) und *Ceratobulimina contraria* (REUSS).

Im Blattgebiet sind neben den aufgeführten Foraminiferen aus INDANS (1958) vor allem *Ceratobulimina contraria* (REUSS) und *Cibicides sulzensis* (HERMANN) nachgewiesen.

Abgrenzung und Mächtigkeit: Die Liegendgrenze der Ratinger Schichten gegen die Walsumer Schichten ist durch den scharfen Übergang von tonigen zu sandigen Sedimenten sehr deutlich ausgebildet. Südwestlich der Verbreitungsgrenze der Walsumer Schichten ist die Liegendgrenze durch die diskordante Unterlagerung von Ton-, Schluff- und Sandsteinen des Oberkarbons ebenfalls eindeutig fixiert. Die sandigen Einschaltungen lassen sich gut von den Tonen der Ratinger Schichten abtrennen. Sie erreichen zwischen Hamborn im Norden und Neuenkamp im Süden eine Mächtigkeit von 15–22 m. Im Südwest- und Südteil des Blattgebiets keilen die sandigen Ratinger Schichten aus (s. Abb. 5). Am Ostrand des Tertiärs beträgt ihre Mächtigkeit etwa 4–5 m.

Im Hangenden gehen die tonigen Ratinger Schichten unter Abnahme des Ton- und Schluffanteils und unter Zunahme des Feinsandanteils in die Lintforter Schichten über. Im Südostteil des Blattgebiets lassen sie sich lithologisch nicht von den dort ebenfalls in toniger Fazies ausgebildeten Lintforter Schichten abtrennen.

Die Mächtigkeit der Ratinger Schichten ist in den Gebieten am größten, in denen die sandigen Einschaltungen ihre größte Mächtigkeit erreichen; es werden dort Werte von 30–40 m erreicht. Im Mittel liegt die Mächtigkeit der Ratinger Schichten bei 15–25 m.

3.5.1.1.3 Lintforter Schichten (oIL)

Die Lintforter Schichten streichen am Kaiserberg, im Duisburger Stadtwald und im Speldorfer Wald an der Geländeoberfläche aus. Im übrigen Raum sind sie von quartären Schichten bedeckt. Die Lintforter Schichten entsprechen dem tieferen Teil der Mehlsandschichten nach BREDDIN (1931 b) (vgl. Tab. 10).

Gesteine: Die Lintforter Schichten weisen im Blattgebiet sowohl vertikal als auch lateral deutliche Faziesunterschiede auf. Im nördlichen, nordwestlichen und südwestlichen Teil des Blattgebiets bestehen sie im tieferen Teil aus grauen und grünlichgrauen, schwach kalkigen, feinsandigen, tonigen Schluffen mit schluffig-tonigen Feinsandlagen; im höheren Teil gehen sie in grüngraue, schwach glaukonitische, schwach kalkige, tonig-schluffige Feinsande über.

Korngrößenanalysen, überwiegend aus dem höheren Teil der Lintforter Schichten, ergaben folgende Anteile: Feinsand 40 – 67 %, Schluff 16 – 24 % und Ton 18 – 36 %. Der Kalkgehalt liegt zwischen 0 und 4 %.

Im südöstlichen Teil des Blattgebiets sind die Lintforter Schichten in der Fazies des Ratinger Tons ausgebildet und von diesem lithologisch nicht zu trennen. Die Grenzziehung erfolgt dort ausschließlich mit Hilfe der Mikrofauna. Die Lintforter Schichten bestehen dort aus grauen, schwach kalkigen, schluffigen, zum Teil schwach feinsandigen Tönen. Korngrößenanalysen ergaben Anteile von 47 – 60 % Ton, von 31 – 38 % Schluff und von 7 – 25 % Feinsand.

Fossilien: Leitende Makrofauna ist aus den Lintforter Schichten nicht bekannt. Die Mikrofauna tritt in einzelnen Bereichen gehäuft auf, während sie in anderen Bereichen stark verarmt ist. Über dem Rupel B, das stellenweise jedoch noch einige Meter in die Fazies der Lintforter Schichten hineinreicht (Abb. 6), folgt ein sehr fossilarmer Horizont, der Horizont C1 des Rupels (INDANS 1958). Er wird überlagert vom Horizont C2, der zahlreiche Foraminiferen führt. Neben den bereits aus dem Rupel B bekannten Formen setzt *Cibicides ungerianus* (D'ORBIGNY) erstmals ein und erreicht sein Optimum (INDANS 1958: 229). Nach dem fossilarmen Horizont C3 folgt der fossilreiche Horizont D, der vor allem zahlreiche Dentalinen führt. *Dentalina retrorsa* (REUSS) tritt hier erstmals auf (INDANS 1958: 229). Eine weitere wichtige Leitform ist nach SPIGLER (1965: 459) *Plectofrondicularia seminuda* (REUSS), die nur im oberen Rupel 4 = Horizont D vorkommt. Alle genannten Leitformen des Rupels C – D konnten im Blattgebiet nachgewiesen werden.

Abgrenzung und Mächtigkeit: Die Lintforter Schichten lassen sich im Bereich der schluffig-feinsandigen Faziesentwicklung im Liegenden recht gut von den Ratinger Schichten abgrenzen. Im Bereich der tonigen Faziesausbildung ist eine Abgrenzung gegen die Ratinger Schichten nur mit Hilfe der Mikrofauna möglich. Die Hangendgrenze gegen die Grafenberger Schichten läßt sich lithologisch nicht fassen; eine genaue Grenzziehung ist ebenfalls nur mit der Fauna möglich. Die Grenze wurde mit einer Mächtigkeit von 95 – 115 m für die Lintforter Schichten konstruiert. Diese Mächtigkeit ist aus genau untersuchten Aufschlüssen, wie zum Beispiel dem Schacht Kapellen, oder aus neueren Explorationsbohrungen im Gebiet von Blatt 4505 Moers bekannt. Da im Blattgebiet an mehreren Stellen mit Hilfe der Mikrofauna die Grenze Lintforter/Ratinger Schichten genau festgelegt werden konnte (s. Kap. 9: Brg. 7 u. 12) und die Tertiär-Basis dort relativ gut bekannt ist, ließ sich die Mächtigkeit der Lintforter Schichten dort ziemlich genau ermitteln; sie stimmt mit den angegebenen Werten gut überein.

3.5.1.2 Chatt

Die oberoligozänen Schichten des Chatts werden in der Niederrheinischen Bucht als Grafenberger Schichten bezeichnet.

Während des Chatts erreichte das Tertiär-Meer aufgrund der stärksten Absenkung der Niederrheinischen Bucht seine größte Ausdehnung. Die gesamte Niederrheinische Bucht

wurde vom Meer überflutet. Während das Meer im Rupel rechtsrheinisch nach Süden nur bis Düsseldorf reichte, drang es jetzt vorübergehend bis nach Bonn vor und überflutete die randlichen Teile des Bergischen Landes. Die Ostgrenze des Meeres soll zwischen Kettwig und Oberhausen etwa derjenigen des Rupels entsprechen (s. Kap. 3.5). Sie soll dann allerdings weiter westlich etwa östlich von Dinslaken vorbei nach Norden verlaufen sein (QUITZOW 1978). Die sandigen Ablagerungen des Chatts werden auf kräftige Strömungen zurückgeführt, die durch eine Verflachung des Sedimentationsraums entstanden (KALTERHERBERG & KARRENBERG 1958).

3.5.1.2.1 Grafenberger Schichten (oIG)

Gesteine: Die Grafenberger Schichten bestehen aus grüngrauen, schwach glaukonitischen, meist schwach kalkigen, schwach schluffigen bis schluffigen Feinsanden. Lageweise treten Muschelschillbänke vornehmlich aus Pectiniden auf. Korngrößenanalysen ergaben Gehalte an Ton von 4 – 29 %, Schluff von 15 – 19 % und Feinsand von 58 – 79 %. Der Kalkgehalt betrug in den wenigen untersuchten Proben maximal 3,5 %.

Fossilien: Die Grafenberger Schichten des Chatts sind sehr fossilreich. Die Makrofauna ist vor allem durch das häufige Auftreten von Pectiniden gekennzeichnet. Anhand der verschiedenen Pectenarten und ihrer Individuenzahl konnten STRAUCH & SCHAUB (1958) das Oberoligozän der Schächte Kapellen (TK 25: 4505 Moers) und Rossenray (TK 25: 4405 Rheinberg) in sieben Horizonte untergliedern. Mit Hilfe von Foraminiferen untergliedert INDANS (1958, 1965) das Chatt in die Horizonte E, F, G.

Im Chatt setzen zahlreiche neue Foraminiferenarten ein. Für den Horizont E ist vor allem das gehäufte Auftreten von *Asterigina gürichi gürichi* (FRANKE) kennzeichnend; der Horizont E wird deshalb auch als Asteriginen-Horizont bezeichnet. Weitere wichtige Formen, die auch im Blattgebiet nachgewiesen wurden, sind:

Palmula oblonga (ROEMER), *Fronicularia cuneta* ROEMER, *Lenticulina (Robulus) osnabrugensis* (ROEMER), *Elphidium subnodosum* (ROEMER), *Nonion roemeri* (CUSHMAN), *Virgulina schreibersiana* CZJZEK, *Rotalia canui* CUSHMAN, *Planulina osnabrugensis* (ROEMER)

Abgrenzung und Mächtigkeit: Die Grafenberger Schichten lassen sich im Liegenden von den Oberen Lintforter Schichten lithologisch nicht abtrennen. Die Grenzziehung ist nur mit Hilfe der Fauna möglich. Die Hangendgrenze gegen die Schichten des Quartärs ist im allgemeinen deutlich zu erkennen. Der im Blattgebiet Duisburg vorhandene Teil der Grafenberger Schichten reicht bis in den Horizont F des Chatts und hat eine Mächtigkeit von maximal 45 m.

3.6 Quartär (q)

Die Ablagerungen des Quartärs nehmen fast die gesamte Fläche des Blattgebiets ein. Lediglich im Duisburger Stadtwald tritt das Tertiär in mehreren kleinen Flächen bis an die Oberfläche oder wird von einer geringmächtigen (< 2 m) Quartär-Schicht überlagert. Die Quartär-Mächtigkeiten schwanken zwischen weniger als 2 m bis über 30 m. Die Werte liegen fast immer über 10 m, lediglich im Südosten und Nordosten sind sie stellenweise geringer (s. Taf. 3 in der Anl.).

Tabelle 11
Gliederung des jüngeren Alt- und des Mittelpleistozäns

	Alter (Ma*)	nördliche Niederlande (ZAGWIJN 1973, 1985)	Niederrheinische Bucht (BRUNNACKER et al. 1978, 1982; BRUNNACKER 1990) (KLOSTERMANN 1984, 1985, 1991)					
Mittelpleistozän	Warthe-Stadium			Untere Mittelterrasse 4 (Krefelder Mittelterrasse)				
	Treene-Interstadial			Vorselaer-Schichten				
	Saale-Kaltzeit			Drenthe-Stadium	Stadial III	Mittelterrasse IV (IV b?)	Untere Mittelterrasse 3	
							Jüngere Untere Mittelterrasse 2	Inlandeisvorstoß II
								Bönninghardt-Schichten
								Inlandeisvorstoß I
				Bantega-Interstadial	Interglaziale von Efferen, Mengenich, Sinnersdorf	Ältere Untere Mittelterrasse 2		
				Stadial II				
				Hoogeveen-Interstadial				
	Stadial I	Mittelterrasse IV a?						
Holstein-Warmzeit	Holsteinian	Holstein-Interglazial	Holstein-II-Warmzeit (sensu stricto)					
Altpleistozän	0,4	Elster-Glazial	Mittelterrasse III b	Holstein-Schichten				
		Interglazial IV	?	Untere Mittelterrasse 1				
				Holstein-I-Warmzeit (sensu lato)				
		Glazial C	Mittelterrasse III a	Mittelterrasse II b	Mittlere Mittelterrasse			
					Obere Mittelterrasse 3			
					Erfst-Interstadial			
					Obere Mittelterrasse 2			
		Cromerian	Interglazial III	Frimmersdorf-Interglazial	Frimmersdorf-Warmzeit			
			Glazial B	Mittelterrasse I Theresia-Altwassersedimente	Obere Mittelterrasse 1			
		Cromer-Komplex	0,7	Interglazial II	Hauptterrasse 4	Hauptterrasse 4		
Glazial A	Ville-Interglazial							
Interglazial I	Hauptterrasse 3			Hauptterrasse 3				
	?							
Menap-Kaltzeit	0,9	Dorst-Glazial	Hauptterrasse 2	Hauptterrasse 2				
		Leerdam-Interglazial						
		Linge-Glazial						
		Bavel-Interglazial						
Menapian		?						
Waal-Warmzeit	Waalian	C B A	Hauptterrasse 1					
Eburon-Kaltzeit	Eburonian		?	Hauptterrasse 1				
Tegelen-Komplex	Tiglium C 6							

Tabelle 11
(Fortsetzung)

Bergische Randhöhen (BRUNNACKER et al. 1982)	Blattgebiet Duisburg	
	nicht nachgewiesen	
		Nachschüttsand Jüngere Grundmoräne Glazifluviatiler Kies Beckenablagerungen und Vorschüttsand
		nicht nachgewiesen
		Ältere Grundmoräne
	Untere Mittelterrasse 2	
	nicht nachgewiesen	
(Hauptterrasse 3) ? — ?	Hauptterrasse	
Hauptterrasse ? — ?	? — ?	
Hauptterrasse 1 ? — ?	nicht vorhanden	

Die quartären Lockergesteine bestehen aus Kiesen, Sanden, Schluffen, Tonen und Torfen, die vor allem im Pleistozän unter dem Einfluß mehrerer Kalt- und Warmzeiten sowie durch Vorstöße des Inlandeises gebildet wurden. Nach ihrer Ablagerung wurden die Sedimente häufig umgelagert.

3.6.1 Pleistozän

Die Ablagerungen des Altpleistozäns bestehen im Blattgebiet aus kaltzeitlichen, fluviatilen Kiesen und Sanden (Hauptterrasse). Glazigene fluviatile Ablagerungen der ältesten Vereisungsphase, der Elster-Kaltzeit, sind im Blattgebiet nicht belegt (Tab. 11). Ebenfalls nicht nachgewiesen sind warmzeitliche Ablagerungen aus dem Mittelpleistozän (Holstein-Warmzeit). Glazigene und glazifluviatile Ablagerungen aus dem Mittelpleistozän sind dagegen im Südostteil des Blattgebiets verbreitet. Es handelt sich um die Abschmelzprodukte des drenthezeitlichen Inlandeises, das während der Saale-Kaltzeit von Nordeuropa bis in das Blattgebiet vordrang. Aus der Saale-Kaltzeit stammen ferner fluviatile Ablagerungen (Untere Mittelterrasse). Der nach einer kurzen Rückschmelzphase, der Treene-Warmzeit, erfolgte neue Vorstoß des Saale-Eises im Warthe-Stadium erreichte das Blattgebiet nicht mehr. Fluviatile Ablagerungen aus dieser Zeit sind im Blattgebiet nicht sicher belegt.

Schichten der darauffolgenden Eem-Warmzeit, mit der das Jungpleistozän beginnt, sind bisher nicht nachgewiesen. In die Weichsel-Kaltzeit schließlich fällt die Bildung der Niederterrasse von Rhein, Ruhr und Emscher. Außerhalb der Fluß- und Bachtäler wurde mit dem Beginn des Hochglazials und vor allem im Spätglazial Flugsand abgesetzt.

3.6.1.1 Cromer-Komplex und Elster-Kaltzeit

Die Hauptterrassen östlich der Niederrheinischen Bucht, zu denen auch die Hauptterrasse des Blattgebiets gehört, werden von BRUNNACKER et al. (1982) mit den Hauptterrassen 2 und 3 der Niederrheinischen Bucht parallelisiert. ZAGWIJN (1985, Abb. 6) wiederum stellt die Hauptterrasse 2 (HT 2) in die obere (Weert-)Zone und die Hauptterrasse 3 (HT 3) in die untere (Rosmalen-)Zone des Glazials B des niederländischen „Cromer“ (s. Tab. 11). Damit würde die Hauptterrasse 3 nach ZAGWIJN (1985: Abb. 2) ein absolutes Alter von ca. 500 000 Jahren erhalten. Verschiedene absolute Altersbestimmungen mit Hilfe der Paläomagnetik in der Niederrheinischen Bucht weisen jedoch bei der Hauptterrasse 3 auf ein Alter von ca. 700 000 Jahren hin (BRUNNACKER et al. 1976). Die Hauptterrasse 3 wäre unter Zugrundelegung der Klimakurve des Quartärs in den Niederlanden (ZAGWIJN 1985: Abb. 2) mit dem Glazial A des niederländischen Cromers zu korrelieren. In der Annahme, daß die Terrassenablagerungen im wesentlichen in Kaltzeiten abgesetzt wurden, wäre die Hauptterrasse 2 demnach mit dem Dorst-Glazial des niederländischen Bavels zu parallelisieren (STEHN 1988). Nach der norddeutschen Gliederung gehört die Hauptterrasse 2 noch zum Cromer-Komplex.

Die Oberen Mittelterrassen des Rheins, die den Mittelterrassen I, II a und II b am Niederrhein entsprechen (BRUNNACKER et al. 1978), konnten im Blattgebiet nicht nachgewiesen werden. In einer Bohrung in Speldorf wurden unter 2 m Flugsand 3 m mächtige Kiese erbohrt, die mit ihrer Basis bei + 45 m NN höhenmäßig den im Blattgebiet 4507 Mülheim an der Ruhr nachgewiesenen Resten der Oberen Mittelterrasse 2 entsprechen könnten. Nach dem Geröllspektrum und der Schwermineralanalyse muß es sich allerdings um eine glazifluviale Ablagerung handeln (s. Kap. 3.6.1.3.4).

Die Rinnenschotter des Rheins = Mittelterrasse III a (BRUNNACKER et al. 1978) konnten im Blattgebiet bisher ebenfalls nicht nachgewiesen werden. Nach KLOSTERMANN (1985) ist ihr Schwermineralspektrum durch sehr hohe Klinopyroxengehalte von 40–68 % gekennzeichnet. Sie wären zwischen + 2 und + 9 m NN in den tiefsten Teilen einer Rinne an der Quartär-Basis zu erwarten, die in einem ca. 0,3–0,9 km breiten Streifen etwa von Rheinhausen im Süden über Duisburg-Ruhrort – Beeckerwerth bis Baerl verläuft. Weiter östlich im Raum Wedau befindet sich eine weitere schmale Rinne mit einer Basis zwischen + 5,5 und + 7 m NN. Sie vereinigt sich zwischen Dellviertel und Außenhafen mit der von Rheinhausen kommenden Rinne. In mehreren Bohrungen, die die Quartär-Basis zwischen + 5,5 und + 8 m NN erreichten, konnten keine erhöhten Gehalte an Klinopyroxen festgestellt werden. Die Werte liegen im Basisbereich zwischen 8 und 14 % und damit weit unter den angegebenen Werten für die Rinnenschotter des Rheins. Falls letztere ursprünglich in den beschriebenen Bereichen abgelagert worden sind, so sind sie vermutlich wieder abgetragen worden.

Nach FRICKE et al. (1949), LOTZE (1950) und HESEMANN (1956) sind Moränenreste oder Geschiebe der Elster-Kaltzeit im Münsterland bis in den Raum Waltrop bekannt. THOME (1980: 51–52) beschreibt aus einer Kiesgrube am Steinberg westlich von Kettwig (TK 25: 4607 Heiligenhaus, R 63 760, H 91 870) im Liegenden von glazialen und fluvioglazialen Ablagerungen der Saale-Kaltzeit einen Grundmoränenrest, den er wegen der starken Verwitterung der nordischen Geschiebe in die Elster-Kaltzeit stellt. BRUNNACKER et al. (1978) und KLOSTERMANN (1985) vermuten ebenfalls einen elsterzeitlichen Inlandeisvorstoß bis in die Niederrheinische Bucht. Entsprechende Sedimente sind aber bis heute noch nicht nachgewiesen.

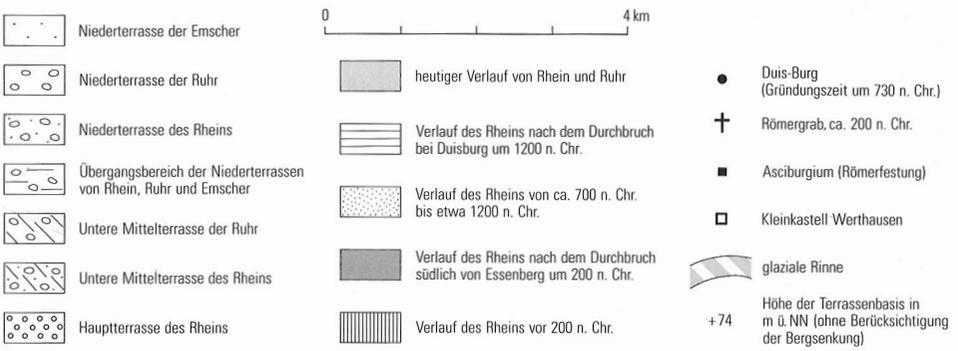
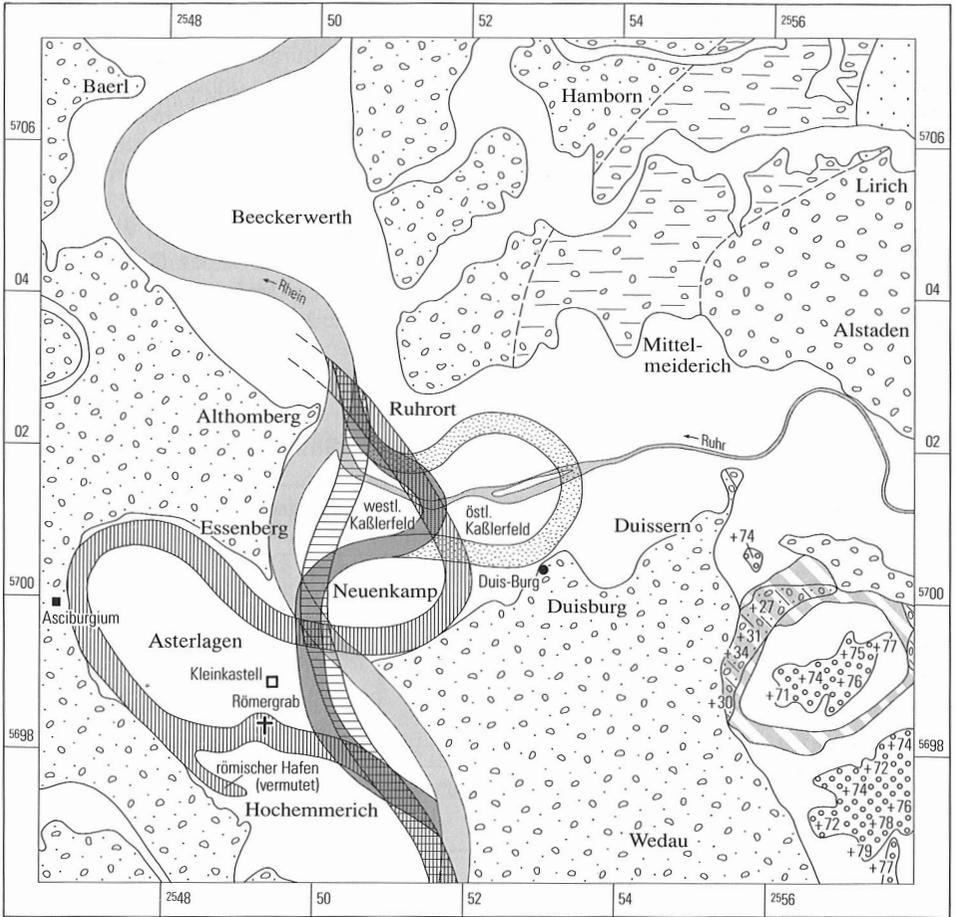


Abb. 7 Terrassen von Rhein, Ruhr und Emscher mit jungholozänen Rheinläufen

3.6.1.1.1 Hauptterrasse (H)

Die Hauptterrasse des Rheins ist im Bereich des Duisburger Stadtwaldes und des Speldorfer Waldes in mehreren größeren Erosionsresten erhalten geblieben (Abb. 7). Die ursprünglich zusammenhängende Fläche ist durch West – Ost und Südwest – Nordost verlaufende Tälchen zerschnitten. Die Basis der Hauptterrasse liegt im Südosten bei etwa + 77 bis + 79 m NN und in dem knapp 5 km weiter nördlich gelegenen kleinen Terrassenrest auf dem Kaiserberg bei + 74 m NN. Dies entspricht einem maximalen Gefälle in Süd-Nord-Richtung von etwa 1 ‰. Vom Ostrand der Rhein-Hauptterrasse im Broicher Wald (TK 25: 4507 Mülheim) bis zu ihrem Westrand im Duisburger Stadtwald ist das Quergefälle mit Werten zwischen 1,8 und 3,8 ‰ erheblich stärker, entspricht jedoch dem üblichen Ansteigen einer Terrasse zu ihrem Außenrand hin.

Tabelle 12
Geröllanalysen von Terrassensedimenten

	Hauptterrasse des Rheins			Untere Mittelterrasse des Rheins				
	34	A2	A6	Du21/7	Du21/12	KB14	KB13	Du19
Proben-Nr.	34	A2	A6	Du21/7	Du21/12	KB14	KB13	Du19
R	57 880	57 286	56 168	53 918	53 918	55 773	55 771	56 174
Lage								
H	98 140	96 960	98 752	96 384	96 384	00 008	99 969	06 213
Geländehöhe (m NN)	+81	+81,5	+75,5	+33	+33	+42,0	+42,0	+32,0
Entnahmetiefe (m)	4 – 5	0,95 – 1,20	0,7 – 1,05	15 – 16	25 – 26	9,8 – 10,0	10,5 – 11,0	11 – 12
Korngröße (mm)	6,3 – 20	6,3 – 20	6,3 – 20	6,3 – 20	6,3 – 20	6,3 – 20	6,3 – 20	6,3 – 20
Anzahl der Gerölle	1 052	472	484	300	300	300	300	300
Quarz (%)	48,3	24,6	58,5	32,3	33,3	19,7	21,0	32,3
Quarzit, quarzitischer Sandstein (%)	27,2	64,6	30,8	57,7	52,3	60,3	60,3	55,7
Kieselschiefer (Lydit) (%)	6,8	5,9	4,8	1,7	2,4	14,0	14,0	1,7
Sandstein (%)	12,6	4,4	4,1	8,3	9,0	4,0	4,6	7,3
Ton- und Schluffstein (%)	3,7	0,0	0,8	0,7	0,0	0,0	0,0	0,0
sonstige (%)	1,4	0,5	1,0	3,3	3,0	2,0	0,1	3,0
Summe (%)	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0
Bemerkungen							2 Feuersteine	

Die Hauptterrasse des Rheins besteht aus einem Wechsel von braunen bis graubraunen, schwach schluffigen bis schluffigen, stellenweise schwach tonigen, kiesigen Sanden und sandigen Kiesen, wobei die sandigen Partien überwiegen. Bei den Kiesen handelt es sich überwiegend um Fein- bis Mittelkiese.

Der Schluffanteil liegt meist bei 20 – 23 %; stellenweise steigt er aber bis auf 34 % an. Der Tonanteil beträgt durchweg 10 %, kann aber bis auf 20 % ansteigen. Die Schluff- und Tonanteile sind zumindest teilweise auf eine Einspülung aus der hangenden Grundmoräne zurückzuführen.

Das Geröllspektrum der Hauptterrasse des Rheins (repräsentative Auswahl s. Tab. 12) besteht in den untersuchten Proben (Fraktion 6,3 – 20 mm) zu 20 – 58 % aus Quarzen, zu 27 – 65 % aus Quarziten und quarzitischen Sandsteinen, zu 5 – 9 % aus Kieselschiefern, zu

Tabelle 12
(Fortsetzung)

Jüngere Niederterrasse des Rheins		Ältere	Niederterrasse von Rhein, Ruhr und Emscher					Niederterrasse der Ruhr	
D10/1	D13/2	85/19/3	Du19/1	Du19/3	D16/1	D16/5	D16/6	D14/2	D14/3
46 650	46 550	53 918	56 174	56 174	55 390	55 390	55 390	56 255	56 255
96 940	03 355	96 384	06 213	06 213	05 525	05 525	05 525	02 585	02 585
~ +27	~ +27	+33	+32	+32	~ +30	~ +30	~ +30	~ +28	~ +28
2 – 3	4 – 5	7 – 8	3 – 4	7 – 8	2,8 – 3,0	4,0 – 5,6	6,0 – 9,0	2 – 3	3 – 5
6,3 – 20	6,3 – 20	6,3 – 20	6,3 – 20	6,3 – 20	6,3 – 20	6,3 – 20	6,3 – 20	6,3 – 20	6,3 – 20
300	298	300	252	300	360	300	280	375	300
38,7	37,2	32,0	20,2	10,3	11,4	16,3	10,7	5,6	14,7
47,3	47,0	60,3	56,3	63,7	77,2	66,3	68,6	84,5	71,0
4,3	4,4	1,3	6,3	16,7	6,7	6,7	11,1	7,5	7,7
5,7	7,0	4,0	14,7	8,0	4,4	6,7	8,2	2,1	5,3
0,0	0,0	1,7	0,0	0,0	0,0	0,3	0,0	0,3	0,0
4,0	4,4	0,7	2,5	1,3	0,3	3,7	1,4	0,0	1,3
100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

Tabelle 13
Schwermineralanalysen von Terrassensedimenten
 (Fraktion 60 – 300 µm)

	Hauptterrasse des Rheins			Untere Mittelterrasse 2			
	D4/4	D6/3	D6/4	KB13/4	KB13/6	D13/4	D13/6
Proben-Nr.							
R	57 154	56 948	56 948	55 771	55 771	46 550	46 550
Lage							
H	97 258	99 045	99 045	99 969	99 969	03 355	03 355
Geländeöhe (m NN)	+83	+83	+83	+42	+42	+27	+27
Entnahmetiefe (m)	5,6	2,9	4,4	10,75	13,2	10,5	15,5
Turmalin (%)	9,5	36,5	42,0	5,0	11,5	1,0	1,5
Zirkon (%)	7,0	47,0	23,0	15,5	14,0	2,0	1,0
Rutil (%)	1,0	6,5	8,5	3,5	2,0	–	0,5
Anatas (%)	–	0,5	–	–	0,5	–	–
Brookit (%)	–	–	–	–	–	–	–
Staurolith (%)	4,5	0,5	6,0	2,5	6,0	2,0	3,0
Disthen (%)	0,5	–	1,5	0,5	1,0	1,5	0,5
Andalusit (%)	1,5	–	1,5	0,5	1,5	0,5	–
Sillimanit (%)	0,5	0,5	–	0,5	–	–	–
Granat (%)	3,5	1,0	5,0	9,5	22,0	17,5	17,5
Epidot (%)	57,5	5,5	10,0	30,0	16,5	22,0	17,5
Zoisit (%)	–	–	–	–	–	–	–
grüne Hornblende (%)	7,0	1,0	1,0	28,0	18,0	34,5	39,5
Glaukophan (%)	–	–	–	–	–	–	–
Saussurit (%)	–	–	–	–	–	0,5	–
Alterit (%)	6,5	–	–	–	2,5	3,5	3,0
Klinopyroxen (%)	–	–	–	4,0	1,0	9,0	11,5
braune Hornblende (%)	–	–	–	–	1,0	1,5	1,0
sonstige (%)	1,0	1,0	1,5	0,5	2,5	4,5	3,5
Summe (%)	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

– nicht nachgewiesen

Tabelle 13
(Fortsetzung)

des Rheins		Jüngere Niederterrasse des Rheins				Ältere Niederterrasse des Rheins		Ältere Niederterrasse (Rhein, Ruhr)
KB205/3	KB205/5	D10/2	D10/3	D10/4	D13/2	D19/1	D19/2	KB205
54 440	54 440	46 650	46 650	46 650	46 550	46 424	46 424	54 440
04 041	04 041	96 940	96 940	96 940	03 355	04 960	04 960	04 041
+33,7	+33,7	+27	+27	+27	+27	+26	+26	+33,7
14 – 15	17 – 18	4,5	7,5	10,5	4,5	5,0	7,5	12 – 13
0,5	2,5	2,0	0,5	2,0	3,0	1,5	2,5	1,8
0,5	1,5	–	1,5	1,0	–	3,5	2,0	10,4
–	0,5	–	–	–	–	1,0	1,0	1,2
–	–	–	–	–	–	–	–	–
–	–	–	–	–	–	–	–	–
6,5	6,0	2,0	1,0	3,0	1,0	1,0	1,0	1,8
–	–	–	1,0	–	–	0,5	–	0,6
0,5	–	–	0,5	0,5	–	0,5	–	–
0,5	–	0,5	0,5	–	–	0,5	–	1,2
13,5	20,5	22,0	24,0	21,0	19,0	20,0	28,0	22,1
15,0	24,0	12,5	12,0	12,5	13,0	29,0	31,5	12,9
0,5	–	–	–	0,5	–	–	–	–
32,0	23,0	19,5	9,5	21,0	12,0	21,0	17,0	14,7
–	–	–	–	–	–	–	–	–
0,5	–	0,5	–	–	–	–	–	0,6
12,0	11,5	10,0	5,0	3,5	5,5	6,5	5,5	9,8
14,0	8,0	21,5	36,5	23,0	32,0	5,0	4,5	12,3
2,5	1,0	5,5	4,5	5,5	5,5	6,5	2,0	3,1
1,5	1,5	4,0	3,5	6,5	9,0	2,5	5,0	7,4
100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

4 – 13 % aus Sandsteinen und zu 0 – 4 % aus Ton- und Schluffsteinen. Die stark schwankenden Quarzgehalte der Hauptterrasse sprechen für lokal bedingte Schüttungen von der Ruhr her. Die Quarzgehalte der Ruhr-Hauptterrasse liegen zum Beispiel im Raum Mülheim (Fraktion 6,3 – 20 mm) bei 11 – 17 % (s. JANSEN in JANSEN & DROZDZEWSKI 1986: 85), während die Quarzgehalte in den Bereichen ohne Lokalzulieferung etwa 40 – 60 % betragen (BRUNNACKER et al. 1982). Das Schwermineralspektrum ist aus den genannten Gründen ebenfalls starken Schwankungen unterworfen. Vor allem der Anteil der stabilen Minerale (Turmalin, Zirkon, Rutil, Anatas, Brookit) variiert zwischen 17 und 90 % (repräs. Auswahl s. Tab. 13), wobei hohe Gehalte an stabilen Mineralen für zeitliche Zulieferung von der Ruhr sprechen, während niedrige Gehalte typisch für die Hauptterrasse des Rheins sind. Neben Turmalin und Zirkon tritt vor allem Epidot mit Anteilen von 5 – 57 % auf.

Die Mächtigkeit der Hauptterrasse beträgt durchschnittlich 2 – 6 m und maximal 9 m.

3.6.1.2 Holstein-Warmzeit

Ablagerungen der Holstein-Warmzeit sind im Blattgebiet bisher nicht nachgewiesen worden. In keiner der zahlreichen Bohrungen, die die Quartär-Basis erreicht haben, wurden schluffige, tonige Sedimente angetroffen, die einen Hinweis auf Ablagerungen eines warmzeitlichen Flußsystems geben könnten. Ob Ablagerungen der Holstein-Warmzeit ursprünglich im Blattgebiet vorhanden waren, läßt sich nicht mit Sicherheit sagen.

3.6.1.3 Saale-Kaltzeit

Während der Saale-Kaltzeit dehnte sich das Inlandeis von Nordeuropa, ähnlich wie in der Elster-Kaltzeit, erneut aus. Es lassen sich zwei durch die Treene-Warmzeit getrennte Vorstöße unterscheiden. Davon erreichte nur der erste, der Drenthe-Vorstöß, das Blattgebiet. Nach KLOSTERMANN (1985, 1986) läßt sich das Drenthe-Stadium am Niederrhein zumindest lokal in drei verschiedene Terrassenkörper und zwei eigenständige Inlandeisvorstöße untergliedern (Tab. 11). Letztere wurden bereits von KAISER (1957) beschrieben, wobei der erste Vorstoß bis Düsseldorf reichte, was durch eine Grundmoräne bei Hösel und durch Gletscherschrammen auf dem Kohlenkalk bei Ratingen-Cromford belegt ist. Der zweite Vorstoß soll nur bis Kettwig gereicht haben und durch Stauchwälle knapp westlich des Ruhrtals zwischen Duisburg und Kettwig, die KAISER (1957) als Mintarder Eisrandlage bezeichnet, belegt sein.

Im Blattgebiet beginnen die saalezeitlichen Ablagerungen mit der Unteren Mittelterrasse 2. Bei der Unteren Mittelterrasse der Ruhr, die in Speldorf gerade noch in das Blattgebiet hineinreicht, dürfte es sich um ein zeitliches Äquivalent zur Unteren Mittelterrasse 2 des Rheins handeln (s. Kap. 3.6.1.3.1.1). Noch während letztere aufgeschottert wurde, drang das Inlandeis erstmals bis in die Niederrheinische Bucht vor, was im Blattgebiet durch das Auftreten von vereinzelt Feuersteinen in der Unteren Mittelterrasse belegt ist. Der Vorstoß des Eises erfolgte von Nordosten durch das Emschertal. Im Westen schob sich aus der Flanke des Moerser Eislobus eine große Gletscherzunge, der Düsseldorfer Lobus, nach Süden bis über den Raum von Düsseldorf vor und drang mit ihrer östlichen Flanke auf den Terrassensporn zwischen Rhein und Ruhr (THOME 1980). Als Abschmelzprodukt dieses

ersten Eisvorstoßes ist im Bereich der Gesamthochschule Duisburg die Ältere Grundmoräne überliefert, die dort teils auf der Unteren Mittelterrasse 2, teils auf Schichten des Tertiärs oder der Oberkreide liegt (Abb. 8). Die eventuell vor Ablagerung der Grundmoräne sedimentierten Schmelzwasser- und Beckenablagerungen müssen vom Eis wieder aufgearbeitet worden sein. Nach dem Rückzug des Eises kam es zu flächenhafter Erosion, wodurch die Grundmoräne teilweise wieder abgetragen wurde.

Bei dem zweiten Inlandeisvorstoß wurden das Ruhrtal und die mit dem Rheintal in Verbindung stehenden Rinnen zeitweise zu einem Eisstausee aufgestaut (THOME 1980: Abb. 5), wobei es zum Absatz von tonig-schluffigen und feinsandigen Sedimenten kam. Außerhalb der Rinnen wurden glazifluviale Sande und Kiese abgelagert, die vom Gletscher überfahren und gestaucht wurden. Als Abschmelzprodukt des zweiten Vorstoßes ist im Bereich der Gesamthochschule Duisburg die Jüngere Grundmoräne erhalten geblieben. Sie wird dort von Schmelzwasserablagerungen des sich zurückziehenden Gletschers, den sogenannten Nachschüttsanden, überlagert.

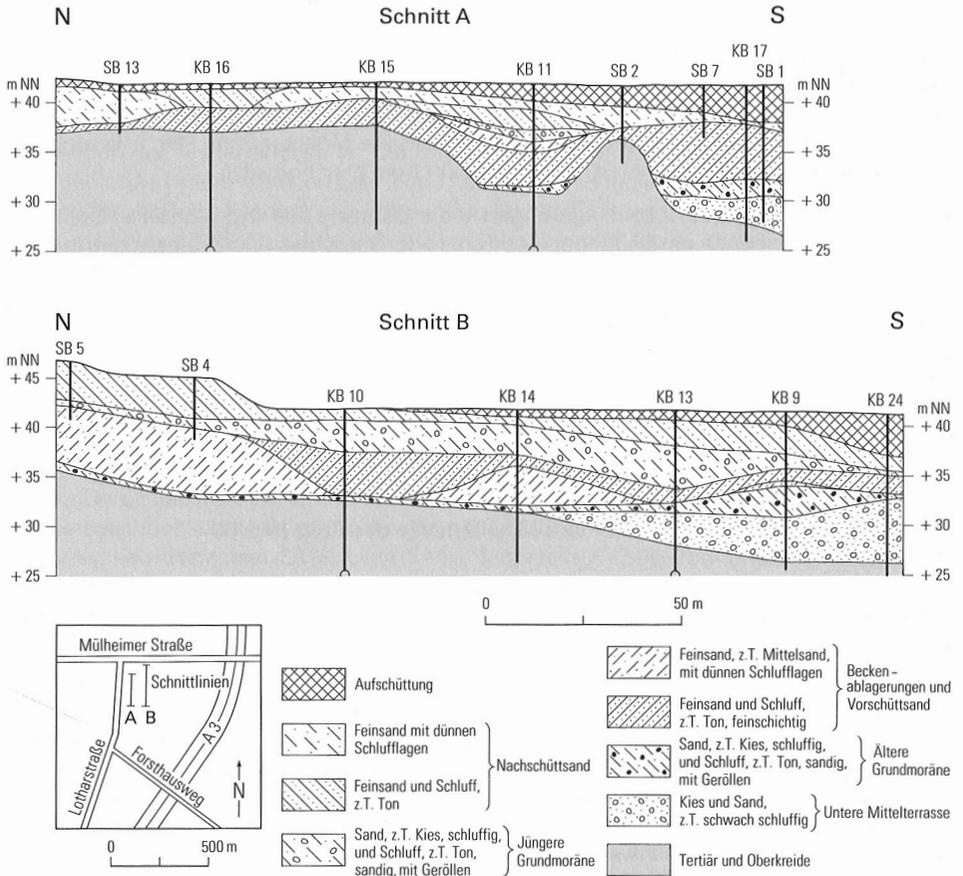


Abb. 8 Schnitte im Bereich der Gesamthochschule Duisburg

Noch während sich das Inlandeis aus der Niederrheinischen Bucht zurückzog, kam es zu einer starken linearen Erosion, die ebenso tief reichte wie jene zur Zeit der Rinnenschotter der Elster-Kaltzeit (KLOSTERMANN 1986). Anschließend wurde in den Rinnen die Untere Mittelterrasse 3 aufgeschüttet.

Nachdem sich das Eis während der Treene-Warmzeit, von der im Blattgebiet keine Sedimente oder Bodenbildungen bekannt sind, weit nach Nordeuropa zurückgezogen hatte, breitete es sich im Warthe-Stadium nur noch bis in den Raum zwischen Elbe und Aller aus. Während dieser Zeit wurde am Niederrhein die Untere Mittelterrasse 4, auch Krefelder Mittelterrasse genannt, aufgeschottert. Sie konnte im Blattgebiet mit Hilfe von Schwermine-ralen bisher nicht sicher nachgewiesen werden.

Im Schichtenverzeichnis einer Bohrung für das Wasserwerk Rheinhausen (R 48 310, H 97 780) wird zwischen + 7,35 und + 7,30 m NN eine 5 cm mächtige Lage mit „Braunkohle“ (= Torf) und Holz angegeben, die vielleicht mit den im Schacht 6 der Zeche Rheinpreussen (TK 25: 4505 Moers) bei + 12,8 und + 10,5 m NN gefundenen Pflanzenresten parallelisiert werden kann. Letztere wurden von BERTSCH & STEEGER (1927) als interglaziale Moerser Schichten bezeichnet. KEMPF (1966) deutet die Moerser Schichten nicht als primäre Ablagerungen, sondern als Sande einer Mittelterrasse, in die interglaziale Pflanzenreste eingeschwemmt sind. LANSER (1983, Tab. 1) untergliedert die Moerser Schichten in Moerser Schichten I und II, wobei er erstere mit den Kempener Schichten parallelisiert und aufgrund der Lagerungsverhältnisse in die Saale-Kaltzeit stellt. Die Moerser Schichten II werden von ihm nach rein morphologischen Kriterien mit dem Eem gleichgesetzt.

Bei den Pflanzen- und Holzeinlagerungen in der Bohrung des Wasserwerks Rheinhausen könnte es sich auch um Bildungen des Eems oder sogar des Alleröds handeln. In einer Wasserbohrung nordöstlich von Baerl (TK 25: 4406 Dinslaken) wurden 1986 zwischen + 9,4 und + 8,6 m NN Torfe von 0,8 m Mächtigkeit angetroffen, die nach der Pollenanalyse (Bearbeiter H.-W. REHAGEN, Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.) ein allerödzeitliches Alter haben sollen.

3.6.1.3.1 Untere Mittelterrasse (Mu)

3.6.1.3.1.1 Untere Mittelterrasse der Ruhr (Mu,G)

Die Untere Mittelterrasse der Ruhr reicht in Speldorf gerade noch in das Blattgebiet hinein. Sie war während ihrer Aufschotterung über eine West - Ost verlaufende schmale Rinne, die zwischen dem Kaiserberg und dem Duisburger Stadtwald verläuft, mit der Unteren Mittelterrasse des Rheins verbunden (s. Abb. 7). Letztere läßt sich heute noch bis in den Raum Monning (westlich Speldorf) unter saalezeitlichen Schmelzwasser- und Becken-ablagerungen nachweisen. Die Verbindung ist also nur auf einer Länge von knapp 1 km unterbrochen. Die Basis der Unteren Mittelterrasse der Ruhr liegt in Speldorf bei + 34 m NN. Sie besteht aus sandigen, meist schwach schluffigen Kiesen von brauner bis graubrauner Farbe. Der Mittel- bis Grobkiesanteil überwiegt im allgemeinen den Feinkiesanteil. Der Anteil der Fraktion < 2 mm schwankt durchweg zwischen 18 und 30 %. Das Geröllspektrum der Unteren Mittelterrasse wurde in den Erläuterungen zur GK 25, Blatt 4507 Mülheim an der Ruhr eingehend beschrieben (JANSEN & DROZDZEWSKI 1986). Wichtig für den Vergleich mit

der Unteren Mittelterrasse des Rheins sind nur die Quarzgehalte, die im Raum Mülheim – Oberhausen 7 – 17 % (Fraktion 6,3 – 20 mm) betragen.

Das Schwermineralspektrum ist im Raum Mülheim – Oberhausen (JANSEN in JANSEN & DROZDZEWSKI 1986) gekennzeichnet durch das Vorherrschen von Granat (20,5 – 52 %), Epidot (16,6 – 30 %) und grüner Hornblende (10 – 18,5 %). Die Gehalte an Klinopyroxen sind mit 2 – 6 % ausgesprochen niedrig.

Die Mächtigkeit der Unteren Mittelterrasse beträgt im Raum Speldorf 3 – 6 m.

3.6.1.3.1.2 Untere Mittelterrasse des Rheins (Mu,S+G)

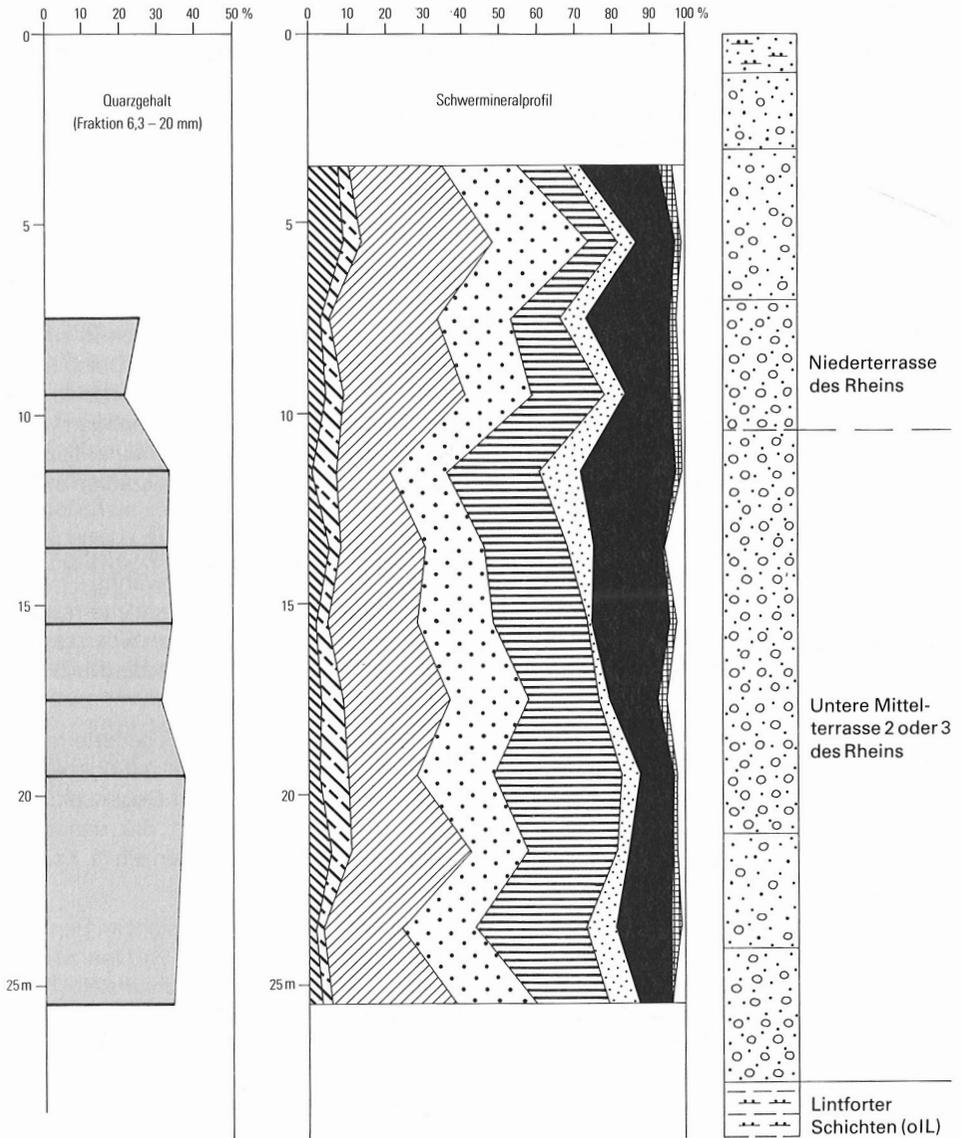
Die Untere Mittelterrasse des Rheins ist östlich der Niederterrasse nur noch in einem maximal 0,5 km breiten und etwa 2 km langen Bereich zwischen Neudorf, dem Duisburger Stadtwald und dem Kaiserberg erhalten geblieben. Im Liegenden der Niederterrasse des Rheins ist sie größtenteils – zumindest in ihrem tieferen Teil – noch vorhanden. Ihre Abtrennung von der Niederterrasse ist schwierig, da erstens sich die Schwermineralspektren beider Terrassen sehr ähneln (s. Kap. 3.6.1.5.1) und zweitens die Quarzzahlen keine deutlichen Unterschiede zeigen (s. Abb. 9).

Ähnlich schwierig ist die Unterscheidung verschieden alter Unterer Mittelterrassen im Liegenden der Niederterrasse (s. Tab. 11). Wie bereits im Kapitel 3.6.1.3 erwähnt, sind im Blattgebiet die Untere Mittelterrasse 2 und höchstwahrscheinlich die Untere Mittelterrasse 3 vorhanden. Da eine flächenhafte Abtrennung beider Terrassen nicht möglich war, wurden sie in der Geologischen Karte und in den Schnitten als Untere Mittelterrasse (Mu,S+G) zusammengefaßt.

Die Untere Mittelterrasse 2 wird in ihrem Verbreitungsgebiet östlich der Niederterrasse größtenteils von glazifluviatilen und glazialen Ablagerungen der Saale-Kaltzeit überlagert (s. Abb. 8). Ihre Basis liegt dort zwischen +27 und +31 m NN. Sie ist im Gegensatz zur Unteren Mittelterrasse der Ruhr viel sandiger ausgebildet. Zwischen die sandigen Kieslagen schalten sich mächtigere, meist kiesige Mittel- bis Grobsandlagen ein (s. Kap. 9: Brg. 6). Selten treten bis 0,2 m dicke Feinsand- und Schlufflagen auf.

Das Geröllspektrum der Unteren Mittelterrasse 2 (Auswahl s. Tab. 12) besteht im Bereich der Gesamthochschule Duisburg (Fraktion 6,3 – 20 mm) aus Quarz (14 – 21 %), Quarzit und quarzitischem Sandstein (60 %), Lydit (14 %), Sandstein (4 – 5 %), Ton- und Schluffstein (6 %). Die vereinzelt im höheren Teil der Terrasse beobachteten nordischen Feuersteine weisen auf eine glaziale Beeinflussung der Terrassen hin. Zu erwähnen ist ferner das vereinzelte Vorkommen von Feuersteingeröllen, den „Maaseiern“, die im Altpleistozän von der Maas in die Rheinterrassen gelangten und sich nach wiederholter Umlagerung noch in den Mittel- und Niederterrassen nachweisen lassen. Die Quarzgehalte der Unteren Mittelterrasse sind rechtsrheinisch mit 9 – 36 % großen Schwankungen unterworfen. Werte unter 25 % (s. Tab. 12) sind auf den starken Einfluß der Ruhr auf das Geröllspektrum der Unteren Mittelterrasse des Rheins zurückzuführen, das sich noch bis in den Bereich der Ruhrorter Häfen nachweisen läßt. Werte um 30 % (s. Abb. 9 und Tab. 12) entsprechen den üblichen Quarzgehalten der Unteren Mittelterrasse des Rheins, wie sie im linksrheinischen Teil des Blattgebiets in allen untersuchten Proben auftreten. Im Schwermineralspektrum der Unteren Mittelterrasse 2 (Auswahl s. Tab. 13) sind die grüne Hornblende mit 15 – 39 %,

Bohrung 85/21 (R 53 918, H 96 384)



Schwerminerale

-  Turmalin, Zirkon, Rutil, Anatas, Brookit
-  Staurolith, Disthen, Andalusit, Sillimanit
-  Granat

-  Epidot, Zoisit
-  grüne Hornblende, Glaukophan
-  Saussurit, Alterit

-  Klinopyroxen, Orthopyroxen
-  braune Hornblende
-  Rest

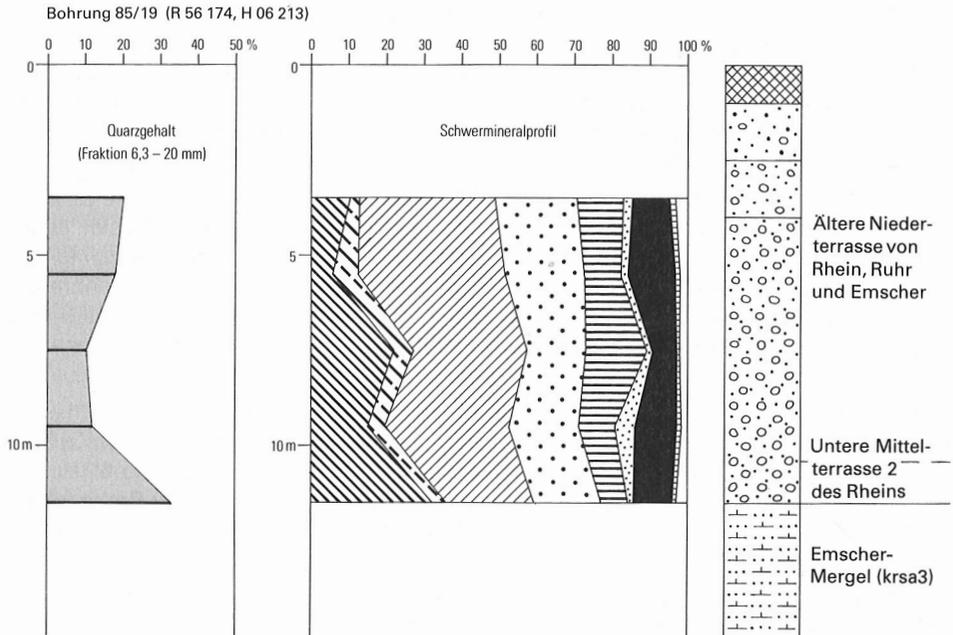


Abb. 9 Quarzgehalte und Schwermineralprofile der Niederterrasse und Unteren Mittelterrasse (S. 80/81)

Granat mit 10–22 % und Epidot mit 12–24 % die vorherrschenden Minerale. Der Klinopyroxengehalt liegt fast immer unter 15 %; der Anteil der stabilen Minerale beträgt selten mehr als 13 %; höhere Werte bis 32 % (s. Tab. 13 und Abb. 9) sind entweder auf Aufarbeitung von Tertiär- oder Kreide-Material oder auf die Zufuhr von Sedimentmaterial durch Bäche und Flüsse (Emscher) von Osten her zurückzuführen.

Die Untere Mittelterrasse 3 ist nach KLOSTERMANN (1985, 1986) im Raum Issum rinnenförmig in die Untere Mittelterrasse 2 eingeschnitten und erreicht dort mit ihrer Erosionsbasis stellenweise das Niveau der elsterzeitlichen Rinnenschotter.

Im Blattgebiet dürfte die Untere Mittelterrasse 3 vor allem in den bereits im Kapitel 3.6.1.1 beschriebenen Rinnen zu suchen sein. Schwermineral- und Gerölluntersuchungen an Proben einer bis auf +5,5 m NN hinabreichenden Bohrung in Duisburg-Wedau ergaben keine sicheren Hinweise auf eine Untere Mittelterrasse 3 (s. Abb. 9). Letztere soll nach KLOSTERMANN (1985, 1986) Klinopyroxengehalte bis ca. 35 % enthalten; sie sollen zwischen jenen der Rinnenschotter und der Unteren Mittelterrasse 2 liegen. Der Klinopyroxengehalt in der Bohrung 85/21 (s. Abb. 9) liegt mit Werten zwischen 9 und 25 % deutlich niedriger und ähnelt dem der Unteren Mittelterrasse 2. Es ist allerdings zu berücksichtigen, daß das Schwermineral- wie auch das Geröllspektrum der rechtsrheinischen Terrassen durch die Anlieferung von Sedimentmaterial aus den Nebenflüssen und Bächen durchaus von demjenigen der linksrheinischen Terrassen abweichen können.

Die Mächtigkeit der Unteren Mittelterrasse des Rheins beträgt 2–17 m.

3.6.1.3.2 Ältere Grundmoräne (D,Mg1)

Die Ältere Grundmoräne des ersten drenthezeitlichen Inlandeisvorstoßes ist im Blattgebiet nur in der bereits erwähnten Rinne zwischen dem Kaiserberg und dem Duisburger Stadtwald nachgewiesen; sie ist wahrscheinlich in Resten auch in der mit Schmelzwasserablagerungen gefüllten schmalen Rinne zwischen Wedau und Speldorf vorhanden.

Die Ältere Grundmoräne ist vornehmlich in den tieferen Abschnitten der Rinne erhalten geblieben. Dort, wo die unterlagernden Schichten des Tertiärs oder der Oberkreide näher an die Oberfläche kommen, ist sie abgetragen (Abb. 8: Schnitt A). Die Ältere Grundmoräne ist sehr wechselhaft ausgebildet. Vorherrschend sind grünlichgraue und grünlichbraune Sande und Schluffe mit Geröllen bis 9 cm Durchmesser, zwischen denen braune Kies- und Sandlagen eingeschaltet sind. Untergeordnet treten hellolivgelbe, stark schluffige Tone auf, die von millimeterdünnen Feinsandlagen durchsetzt sind.

Die Gerölle stammen fast ausschließlich aus aufgearbeitetem Terrassenmaterial. In einer Probe wurde folgende Geröllzusammensetzung ermittelt (Fraktion 6,3–20 mm): Quarze 24,3 %, Quarzite und quarzitisches Sandsteine 51 %, Lydite 14,7 %, Sandsteine 6,7 % und sonstige 3,3 %. Unter den sonstigen Geröllen tritt ein Feuersteinein auf. In der Probe fehlen nordische Gerölle. Nach dem Geröllspektrum könnte es sich um Material aus der Unteren Mittelterrasse des Rheins handeln.

Nordische Geschiebe sind in den untersuchten Bohrungen selten; zu erwähnen ist ein Rhombenporphyr aus dem Oslograben.

Die Mächtigkeit der Älteren Grundmoräne beträgt im Bereich der Gesamthochschule Duisburg maximal 3,25 m.

3.6.1.3.3 Beckenablagerungen und Vorschüttsand (D,U+S,gf)

Beckenablagerungen und Vorschüttsand sind im Blattgebiet in der Rinne zwischen dem Kaiserberg und dem Duisburger Stadtwald und in der weiter südlich gelegenen Rinne zwischen Wedau und Speldorf vorhanden. Sie treten nicht an die Tagesoberfläche. Ihr Aufbau ist durch Baugrunduntersuchungen für die Gesamthochschule Duisburg (Abb. 8) gut bekannt.

Über der Älteren Grundmoräne oder, wo diese fehlt, direkt über der Unteren Mittelterrasse oder dem Tertiär (Abb. 8) folgt eine feingeschichtete Folge, die im tieferen Teil der Rinne aus gelbbraunen und gelben, schwach kalkigen Feinsanden, untergeordnet auch Mittelsanden besteht. Darüber folgen braune und graue, tonige Schluffe und schluffige Tone mit Feinsandlinsen oder Feinsandlagen. In den morphologisch höher gelegenen Teilen der Rinnen beginnen die Ablagerungen mit einer Schluff-/Feinsand-Wechselfolge.

In einem Kanalschacht im Gelände der Gesamthochschule (Bearbeiter M. ZELLER, Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.) waren über 0,50 m schluffigen Tonen, die dort auf der Unteren Mittelterrasse lagen, 0,40 m Sande und Kiese aufgeschlossen, die wiederum von schluffigen Tonen und Feinsanden von 0,60 m Mächtigkeit überlagert wurden.

Von diesen waren die Tone in ihrem obersten Bereich deutlich gebändert. Es handelt sich demnach bei den Beckenablagerungen lokal um Bänder- oder Warventone, die typisch für glaziale Seeablagerungen sind. Die in die Tone eingeschalteten Kiese können nur in einer

Phase stärkerer Strömung, zum Beispiel bei einem vorübergehenden stärkeren Abfluß des Stausees, herantransportiert worden sein. Einzelne Gerölle können auch im Eis eingefroren in den See gelangt sein. Ferner könnten die mit relativ hoher Geschwindigkeit in den Stausee eintretenden sommerlichen Schmelzwässer Material aus dem in geringer Tiefe anstehenden Untergrund, in obigem Fall die Untere Mittelterrasse, aufgewirbelt haben, das dann bei abnehmender Strömungsgeschwindigkeit kurz darauf wieder im See sedimentiert wurde. Pollenuntersuchungen, die an zahlreichen Tonproben durchgeführt wurden (Bearbeiter G. VON DER BRELIE, Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.), ergaben ein Spektrum von Pollen und Sporen aus dem jüngeren Tertiär (Mittleres Oligozän und Miozän) mit stärker aufgearbeiteten Formen aus der Oberen Kreide und dem Alttertiär, die während einer kaltzeitlichen Periode des Pleistozäns umgelagert wurden.

Die Tone stammen demnach wohl größtenteils aus vom Gletscher aufgearbeiteten tonig-schluffigen Sedimenten des Oligozäns (Ratinger und Lintforter Schichten), die durch die an der Gletscherstirn austretenden Schmelzwässer in den Stausee gelangten.

Die Mächtigkeit der Beckenablagerungen und Vorschütsande beträgt im Bereich der Gesamthochschule Duisburg 0,50 – 6 m (Abb. 8).

3.6.1.3.4 Glazifluviatiler Kies (D,G,gf)

Im Süden von Speldorf treten im Blattgebiet und auf dem anschließenden Gebiet von Blatt 4507 Mülheim an der Ruhr geringmächtige schluffige, sandige Kiese mit vereinzelt nordischen Geschieben auf, die teils auf der Grundmoräne, teils direkt auf dem Tertiär liegen. Die Ablagerungen waren früher in Kiesgruben am Lierberg und bei Unterlehn (TK 25: 4507 Mülheim an der Ruhr) aufgeschlossen und werden von BÄRTLING & BREDDIN (1931) als „eine Wechselfolge aus Sanden und Kiesen weit unregelmäßiger geschichtet als in den Terrassen“ beschrieben. Die Kiese sollen aus aufgearbeiteten Terrassen stammen und nur vereinzelt nordische Geschiebe enthalten. Aus der ehemaligen Tongrube in Speldorf (Bl. 4507 Mülheim an der Ruhr), wo die Kiese seinerzeit aufgeschlossen waren, gibt KAISER (1957: Abb. 8) folgendes Geröllspektrum an: Quarz 25 – 30 %, Quarzit 20 – 30 %, Sandstein und Grauwacke 30 – 35 %, Lydit 12 %, Vulkanite und sonstiges 4 – 7 %. Der Quarzgehalt entspricht etwa den Werten, die in der Hauptterrasse des Rheins im Blattgebiet Mülheim an der Ruhr festgestellt wurden (JANSEN in JANSEN & DROZDZEWSKI 1986). KAISER (1957) beobachtete in der Tongrube von Speldorf Kiese und Sande, die mit Fetzen des im Liegenden anstehenden Septarientons (= Lintforter Schichten) wild verschuppt waren, und deutete die Ablagerungen als eine Stauchendmoräne oder einen Stauchwall. Dieser soll zu einer Reihe von Stauchwällen gehören, die sich vom Kaiserberg im Norden über Saarn und Mintard bis nach Kettwig hinziehen und den Außenrand der Mintarder Eisrandlage markieren.

Wegen fehlender Aufschlüsse ließ sich weder im Gebiet von Blatt Mülheim an der Ruhr noch im Blattgebiet überprüfen, ob die Deutung von KAISER (1957), die ja im Grunde auf BÄRTLING (1921 a) zurückgeht, zutrifft.

Zu den wohl größtenteils gestauchten glazifluviatilen Kiesen des Blattgebiets gehören auch die bereits im Kapitel 3.6.1.1 erwähnten 3 m mächtigen Kiese aus einer Bohrung in Speldorf. Die Geröllanalyse (Fraktion 6,3 – 20 mm) ergab einen Quarzgehalt von 48 %; es handelt sich wahrscheinlich um vom Eis aufgearbeitetes Hauptterrassematerial. Nor-

dische Geschiebe wurden allerdings nicht gefunden. Das Schwermineralspektrum jedoch enthält mit 41 % Granat einen Wert, wie er nur aus glazialen Ablagerungen abzuleiten ist.

Geht man davon aus, daß die glazifluviatilen Kiese vom Eis beansprucht und stellenweise sogar gestaucht sind, so müssen sie älter als die Jüngere Grundmoräne sein.

Die nachgewiesene Mächtigkeit der glazifluviatilen Kiese beträgt im Blattgebiet Duisburg maximal 3 m.

3.6.1.3.5 Jüngere Grundmoräne (D,Mg2)

Die Jüngere Grundmoräne liegt im Bereich der Gesamthochschule Duisburg zwischen den Beckenablagerungen und Vorschüttsanden im Liegenden und den Nachschüttsanden im Hangenden. Sie ist dort teilweise abgetragen, was die Trennung zwischen den Vorschütt- und Nachschüttsbildungen des Drenthe-Gletschers erschwert (Abb. 8). Es muß angenommen werden, daß die im Bereich des Duisburger Stadtwaldes und des Speldorfer Waldes oberflächlich anstehende Grundmoräne durch die Schmelzwässer und das Eis des zweiten Gletschervorstoßes erodiert oder aufgearbeitet worden wäre. Die Jüngere Grundmoräne (vgl. Abb. 8) besteht vorwiegend aus gelbbraunen, schluffigen Fein- bis Mittelsanden mit Geröllen bis 15 cm Durchmesser sowie aus zwischengeschalteten gelbbraunen und grüngelben Schluffen, Tonen und Feinsanden mit vereinzelt Geröllen. In einer Probe (Fraktion 6,3 – 20 mm) wurde ein Quarzgehalt von 42,7 % festgestellt, was dafür spricht, daß die Gerölle überwiegend aus der Hauptterrasse des Rheins stammen dürften. Die schichtungslöse Grundmoräne geht in den Bohrungen der Gesamthochschule im Basisbereich stellenweise in eine geschichtete Folge aus gelbbraunen Feinsanden, Schluffen und stellenweise Tonen über, die einzelne und zum Teil in Lagen angereicherte Gerölle führen. Es handelt sich wahrscheinlich um sogenannte Waterlain tills (Unterwassermoränen), die beim Abschmelzen von im Wasser schwimmenden oder am Seeboden aufsitzenden Eisbergen entstehen.

Das Fehlen oder nur vereinzelte Auftreten von nordischen Geschieben sowie die petrographische Zusammensetzung kennzeichnen die Jüngere wie auch die Ältere Grundmoräne als Lokalmoräne. So ist die Grundmoräne über Terrassenablagerungen sandig-kiesig und über tertiärem Untergrund schluffig-tonig ausgebildet.

Die Mächtigkeit der Jüngerer Grundmoräne beträgt im Bereich der Gesamthochschule Duisburg 0,5 – 4 m (Abb. 8). Im übrigen Raum wurden Mächtigkeiten bis 4,8 m beobachtet.

3.6.1.3.6 Nachschüttsand (D,S,gf)

Über der Jüngerer Grundmoräne oder, wo diese erodiert ist, direkt über den Beckenablagerungen folgen zwischen dem Kaiserberg und dem Duisburger Stadtwald sowie zwischen Speldorf und Wedau erneut glazifluviatile Sande und Schluffe, die von den Schmelzwässern des sich zurückziehenden Inlandeises abgesetzt wurden. Die Folge beginnt mit gelbbraunen und hellgrauen, schwach tonigen bis tonigen Schluffen mit dünnen Feinsandlagen, die stellenweise seitlich in hellbraune, schluffige Tone übergehen, die ebenfalls Lagen von Feinsand und stellenweise einige Gerölle sowie organische Reste enthalten. Darüber folgen gelbbraune bis hellbraune Fein- bis Mittelsande mit dünnen Schlufflagen und vereinzelt auftretenden Geröllen.

Die Mächtigkeit der Nachschüttsande beträgt in den Aufschlüssen der Gesamthochschule Duisburg 1 – 6 m.

3.6.1.4 Eem-Warmzeit

Ablagerungen der Eem-Warmzeit konnten bisher im Blattgebiet nicht nachgewiesen werden. In den zahlreichen Bohrungen, die die Niederterrasse durchteuft haben, wurden nur in einem Fall Schluffe, Tone oder Torfe angetroffen, die einen Hinweis auf warmzeitliche Bildungen geben. Es handelt sich um das im Kapitel 3.6.1.3 erwähnte Torfvorkommen in Rheinhausen, von dem leider keine Datierung vorliegt.

Die Schichten des Eems wurden vermutlich überwiegend in Rinnen, die sich am Ende der Saale-Kaltzeit in die Mittelterrassen einschneiden, sowie in Mäanderschlingen abgelagert. Hieraus ergibt sich, daß die Ablagerungen des Eems schon primär auf relativ kleine Gebiete beschränkt gewesen sein müssen. Hinzu kam eine kräftige Tiefen- und Breitenerosion vor der Aufschotterung der Älteren Niederterrasse. Die Schichten des Eems dürften im Blattgebiet größtenteils der Erosion zum Opfer gefallen sein.

3.6.1.5 Weichsel-Kaltzeit

Nach der Eem-Warmzeit kam es in der Weichsel-Kaltzeit (s. Tab. 14) infolge der von Skandinavien ausgehenden Inlandeisbildung zu einer zunehmenden Abkühlung des Klimas. Die geschätzten Juli-Mitteltemperaturen lagen im Frühglazial (niederländische

Tabelle 14
Gliederung des Jungpleistozäns und Holozäns

		Norddeutschland	Blattgebiet Duisburg		
Holozän		Subatlantikum			
		Subboreal		Auensand (,S,ta; ,Sl,ta)	
		Atlantikum		Auenlehm (,Ls,ta; ,Lt,ta)	
		Boreal			Dünen (,d)
		Präboreal			
Jungpleistozän	Spätglazial	Jüngere <i>Dryas</i> -Zeit	Hochflut- ablagerungen (,S,fh; ,Sl,fh; ,SL,fh; ,Ls,fh)	Jüngere Niederterrasse (N,G; N,S; N,S+G)	
		Alleröd-Interstadial			
		Ältere <i>Dryas</i> -Zeit			Flugsand (,S,a)
		Bölling-Interstadial			
		Älteste <i>Dryas</i> -Zeit			
		Meiendorf-Interstadial			
	Hochglazial	Pommersches Stadium		Ältere Niederterrasse (N,G; N,S; N,S+G)	
		Blankenberg-Interstadial			
		Frankfurter Stadium			
		Brandenburger Stadium			
		Denekamp-Interstadial			
	Frühglazial	Hengelo-Interstadial			
		Moershoofd-Interstadial			
		Odderade-Interstadial			
		Brörup-Interstadial			
		Amersfoort-Interstadial			
		Eem-Warmzeit			

Gliederung: Zeitraum bis einschließlich Odderade-Interstadial) in den Niederlanden nach ZAGWIJN & PAEPE (1968) zwischen 15 und 10 °C und fielen bis zum Beginn des Oberen Pleniglazials (= Hochglazial) auf 10–5 °C. Die Vegetation bestand anfangs aus einer Strauchtundra, die bei abnehmenden Temperaturen in eine Tundra überging. Mehrere Rückschmelzphasen des skandinavischen Inlandeises führten in Mitteleuropa zu sechs Warmphasen (Interstadialen), in denen es bei zum Teil borealen Klimaverhältnissen während der Interstadiale von Amersfoort, Brörup und Odderade sogar zur Ausbreitung von Wäldern kam.

Der eigentliche Eisvorstoß nach Norddeutschland erfolgte erst mit Beginn des Hochglazials und reichte mit dem weitesten Vorstoß, dem Brandenburger Stadium, bis unweit der Elbe. Die Inlandeisbedeckung in Norddeutschland umfaßt nach ¹⁴C-Datierungen (ZAGWIJN & PAEPE 1968) einen Zeitraum von etwa 10 000 – 15 000 Jahren, was gemessen an der Gesamtdauer der Weichsel-Kaltzeit von 60 000 Jahren ein relativ kurzer Zeitraum ist. Bei den damals herrschenden Juli-Mitteltemperaturen von geschätzt 5 °C (ZAGWIJN & PAEPE 1968) bildete sich eine fast völlig vegetationsfreie Landschaft, die als Polarwüste bezeichnet wird.

Im Spätglazial kam es zu einer zunehmenden Erwärmung mit einem Maximum im Alleröd-Interstadial. Die Juli-Temperatur betrug nach VON DER HAMMEN et al. (1967) 10 – 14 °C.

Im Blattgebiet kam es unter den periglazialen Klimabedingungen mit langen kalten Wintern und kurzen kühlen Sommern zur Aufschotterung der Niederterrasse von Rhein, Ruhr und Emscher, die im Frühglazial und im Spätglazial ihren Höhepunkt hatte. Außerhalb der Flußtäler wurde vermutlich seit dem Hochglazial und mit Sicherheit seit dem Spätglazial Flugsand abgelagert.

3.6.1.5.1 Niederterrasse (N)

Die Niederterrasse läßt sich im Blattgebiet zumindest im Bereich des Rheins lokal in eine Ältere und eine Jüngere Niederterrasse gliedern. Die Aufschotterung der Älteren Niederterrasse begann vermutlich im Frühglazial über den Mittelterrassen oder direkt über den unterlagernden Schichten des Tertiärs oder Karbons. Ob die Aufschotterung der Älteren Niederterrasse im Hochglazial unterbrochen wurde, wie es für das Gebiet der Ems vermutet wird (THIERMANN 1980), ist nicht geklärt. Spätestens gegen Ende der Älteren *Dryas*-Zeit war die Akkumulation der Älteren Niederterrasse beendet, denn die Jüngere Niederterrasse, die sich am Rhein tief in die Ältere Niederterrasse eingeschnitten hat, ist durch den Bims des allerödzeitlichen Laacher-See-Ausbruchs eindeutig definiert. Vermutlich hängen die kräftige Tiefen- und Breitenerosion des Rheins mit der raschen Erwärmung im Bölling- und Alleröd-Interstadial zusammen.

Im Schacht 6 der Zeche Rheinpreussen (TK 25: 4505 Moers) treten 10 – 11,7 m unter der Oberfläche der Niederterrasse bimsführende Sande auf (ZIMMERMANN 1929, THOSTE 1974). Der dort rund 12 m mächtige Terrassenkörper der Jüngeren Niederterrasse muß demnach in dem sehr kurzen Zeitraum von höchstens 1 000 Jahren (s. Tab. 14) sedimentiert worden sein.

Die Niederterrasse wurde im Blattgebiet vom Rhein, von der Ruhr und von der Emscher aufgeschottert. Die Einzugsgebiete der einzelnen Flüsse lassen sich aufgrund ihrer unterschiedlichen Sediment- und Geröllzusammensetzung recht gut voneinander abtren-

nen. Die Niederterrasse der Ruhr reicht etwa vom Kaiserberg über Mittelmeiderich bis nach Oberhausen-Lirich in das Blattgebiet hinein (Abb. 7). Die Niederterrasse der Emscher umfaßt nur ein kleines Areal von ca. 0,7 km Länge in Buschhausen im Nordosten (s. Abb. 7). Die Niederterrassen der einzelnen Flüsse gehen nicht scharf ineinander über, sondern verzahnen sich lateral und vertikal miteinander. Der Überlappungsbereich der Niederterrasse von Ruhr und Emscher mit der Niederterrasse des Rheins beträgt aufgrund von Gerölluntersuchungen ca. 2–2,5 km (s. Abb. 7).

Schwierig ist die Abtrennung der Niederterrasse von der meist im Liegenden in unterschiedlicher Mächtigkeit noch vorhandenen Unteren Mittelterrasse von Rhein und Ruhr. Die Schwermineralspektren sowie die Quarzzahlen sind in beiden Terrassen ähnlich. Lediglich in den Rheinterrassen wurden in der Unteren Mittelterrasse durchweg höhere Anteile der grünen Hornblende als in der Niederterrasse festgestellt. Bei der Revisionskartierung des Blattgebiets 4406 Dinslaken konnte im östlichen Verbreitungsgebiet der Unteren Mittelterrasse 2 ein deutlich höherer Anteil von stabilen Schwermineralen als in der Niederterrasse des Rheins festgestellt werden. Die aus diesem Raum ermittelten NN-Höhen für die Basis der Niederterrasse wurden mit sicheren Höhenangaben aus dem Raum Issum (KLOSTERMANN 1986) und dem Bereich Düsseldorf-Lank (TK 25: 4606 Düsseldorf-Kaiserswerth) zur Konstruktion von Längsschnitten verwendet. Hieraus ergab sich für den Raum Duisburg eine mittlere Niederterrassenbasis von + 20 m NN.

3.6.1.5.1.1 Niederterrasse der Ruhr (N,G)

Die Oberfläche der Niederterrasse der Ruhr einschließlich ihrer Hochflutbildungen liegt im Blattgebiet zwischen + 31 und + 33 m NN.

Die Niederterrasse der Ruhr besteht aus sandigen, zum Teil schwach schluffigen Kiesen von grünbrauner bis brauner Farbe. Der Sandgehalt liegt durchweg zwischen 10 und 30 %. Gerölluntersuchungen der Fraktion 6,3–20 mm (s. Tab. 12 und JANSEN in JANSEN & DROZDZEWSKI 1986, Tab. 10) ergaben Gehalte an Quarz von 6–15 %, an Quarziten und quarzitischen Sandsteinen von 60–85 %, an Sandsteinen von 2–14 %, an Lyditen von 5–8 % und an Schluff- und Tonsteinen von 0–8 %. Bei den Schwermineralen (JANSEN in JANSEN & DROZDZEWSKI 1986, Tab. 11) besteht eine eindeutige Vormacht von Granat mit 22–37 %, Epidot 10–19 % und Klinopyroxen 5–17 %. Letzterer war in einer Probe mit 31 % allerdings deutlich stärker vertreten. Höhere Anteile an Klinopyroxen sind anscheinend typisch für die Jüngere Niederterrasse des Rheins. KLOSTERMANN (1986) gibt zum Beispiel für die Jüngere Niederterrasse des Rheins im Blattgebiet 4404 Issum Klinopyroxengehalte von 20–30 % und für die Ältere Niederterrasse solche von 4–12 % an. Erhöhte Klinopyroxengehalte wurden in der Niederterrasse der Ruhr nur selten angetroffen, so daß zur Zeit nicht sicher gesagt werden kann, ob die Jüngere Niederterrasse der Ruhr ebenfalls höhere Klinopyroxengehalte führt. Eine Abtrennung der Jüngeren von der Älteren Niederterrasse läßt sich auch weiter ruhraufwärts nirgends durchführen, da auch der torfführende Alleröd-Horizont, der im Emschertal relativ verbreitet ist, im Ruhrtal bisher nicht nachgewiesen werden konnte.

Die Mächtigkeit der Niederterrasse der Ruhr beträgt im Blattgebiet 6–12 m. Es ist durchaus möglich, daß der tiefere Teil von mächtigeren (> 8 m) Terrassenablagerungen im Raum Alstaden – Ober-Meiderich bereits zur Unteren Mittelterrasse gehört.

3.6.1.5.1.2 Niederterrasse der Emscher (N,S)

Die Oberfläche der Niederterrasse der Emscher liegt einschließlich ihrer Hochflutsedimente bei +32 bis +34 m NN. Ihre Basis befindet sich bei +20 bis +24 m NN.

Die Niederterrasse der Emscher besteht in ihrem höheren Teil (4 – 5 m) aus braunem bis graubraunem, stellenweise schwach schluffigem, schwach kiesigem Sand, der zur Basis hin in sandigen Kies übergeht. Die differenzierte Gliederung der Niederterrasse, wie sie östlich von Oberhausen-Borbeck im Blattgebiet 4507 Mülheim an der Ruhr möglich ist (JANSEN in JANSEN & DROZDZEWSKI 1986), ist weiter westlich nicht mehr durchführbar. So konnte der Alleröd-Horizont, eine Feinsand/Schluff-Folge mit Torfen, der die Grenze zwischen der Älteren und Jüngeren Niederterrasse bildet, bisher nicht nachgewiesen werden. Er ist vermutlich der Erosion zum Opfer gefallen.

Das Geröll- und Schwermineralspektrum entsprechen demjenigen der Ruhr. Anhand des Quarzgehalts läßt sich die Verzahnung zwischen den Sedimenten der Niederterrassen von Rhein, Ruhr und Emscher sehr gut in Bohrungen nachvollziehen. In der Bohrung 85/19 zwischen Neumühl und Buschhausen (Abb. 9) betragen die Quarzgehalte (Fraktion 6,3–20 mm) in den obersten beiden Proben 20 und 18 %. Dies entspricht etwa dem Mittelwert zwischen dem Quarzgehalt von Emscher und Ruhr von 5 – 15 % und demjenigen des Rheins von 29 – 39 %. In den beiden nächsttieferen Proben entspricht der Quarzgehalt von 10 und 12 % demjenigen von Ruhr und Emscher. Im Unterschied zum Quarzgehalt lassen sich bei den Schwermineralen keine spezifischen Unterschiede zwischen den einzelnen Proben feststellen (Abb. 9).

Die Gesamtmächtigkeit der Niederterrasse der Emscher beträgt 8 – 13 m.

3.6.1.5.1.3 Niederterrasse des Rheins (N,S+G)

Die Oberfläche der Niederterrasse des Rheins liegt an ihrem Ostrand im Bereich des Duisburger Stadtwaldes bei +35 m NN. Am nördlichen Blattrand in Schmidthorst liegt der Ostrand der Niederterrasse bei +32 m NN (Oberfläche) beziehungsweise +20 m NN (Basis). Bei einer Längserstreckung von ca. 10 km entspricht das einem Gefälle der Terrassenbasis von maximal 1 ‰.

Die Niederterrasse des Rheins besteht aus braunen, graubraunen und grauen, stellenweise schwach schluffigen Sanden und Kiesen, die in ständigem Wechsel miteinander auftreten. Der Aufbau des Sedimentkörpers ist im einzelnen wegen fehlender Aufschlüsse nicht bekannt. In den ehemaligen Kiesgruben – wie zum Beispiel in Wedau, am Toeppersee und Uettelsheimer See – waren nur die obersten Meter (max. 8 m) über dem Grundwasserspiegel der Beobachtung zugänglich. Von einem heute verfüllten Aufschluß knapp nördlich des Uettelsheimer Sees (R 47 000, H 04 180) liegt folgende Beschreibung vor (Bearbeiter J. ALBERS, Bodenschutzzentrum Oberhausen):

(ca. 2 – 3 m im Hangenden abgeräumt)

0,30 m Grobkies, hellgraubraun, zum Teil mit Feinkieseinschaltungen (verfestigt)

0,30 m Mittelsand, rostbraun, verfestigt, schwach mit Feinkies durchsetzt

1,00 m	Feinsand, hellgraubraun, lose, mit rostfarbenen Sandbändern, vereinzelt auch dünne Feinkieslagen
0,30 m	Feinkies, zum Teil Mittelkies, stark sandig, hellgraubraun, schräg geschichtet
0,40 m	Mittelkies, graubraun
3,50 m	Mittelsand, hellgraubraun, feinstreifig sedimentiert; von zahlreichen dünnen Fein- bis Mittelkieslagen durchzogen, teilweise deutlich schräg geschichtet
1,50 m	Feinsand, grünlichgraubraun

Die Jüngere Niederterrasse des Rheins läßt sich morphologisch nicht von der Älteren Niederterrasse abtrennen. Ein Unterscheidungsmerkmal zwischen beiden ergibt sich nach THOSTE (1974) aus der Tatsache, daß die Oberfläche der Älteren Niederterrasse von mäandrierenden und die Oberfläche der Jüngeren Niederterrasse von gestreckt oder fast kreisförmig verlaufenden Rinnensystemen durchsetzt ist. Im Blattgebiet kamen diese Unterscheidungsmerkmale bei der Kartierung nur bedingt zum Tragen, da der größte Teil der Rinnen durch die starke Bebauung nicht mehr vorhanden ist. Die Jüngere Niederterrasse des Rheins unterscheidet sich von der Älteren Niederterrasse durch ihre Bimseinlagerungen (s. Kap. 3.6.1.5.1), die allerdings in Bohrungen nur selten angetroffen werden. Bei Baugrunduntersuchungen in Baerl wurde 4–5 m unter Gelände (+ 27,25 bis + 25,6 m NN) eine 0,2–0,7 m mächtige bimsführende Schicht angetroffen. Letztere liegt innerhalb einer in die Ältere Niederterrasse eingeschnittenen Rinnenfüllung aus bis 4,4 m mächtigem Schluff und etwas Feinsand, die nach oben von bis 3 m mächtigen Dünenständen überlagert wird.

In einer heute verfüllten Sandgrube bei Essenberg (R 48 870, H 01 150) waren Bimseinlagerungen in der Jüngeren Niederterrasse aufgeschlossen. STRAUCH (1955) beschreibt eine 5–5,5 m breite Erosionsrinne, die sich in die schräggeschichteten Sande der Niederterrasse eingeschnitten hat. Die Rinnenfüllung beginnt zuunterst mit einem bis 0,6 m mächtigen Quarzsand, über dem eine erste bis 0,17 m starke und 2 m breite Schicht feinsandigen Bimses folgt. Nach einer bis 0,27 m starken Sandlage setzt eine 0,03 m mächtige Tonlage mit vielen eingeschwemmten Bimsstücken ein. Über weiteren 0,05 m Sand folgen 0,45 m reiner Bimskies, der sich über die gesamte Rinne ausdehnt. Den Abschluß bilden 2 m Hochflutlehm. STRAUCH (1955) nimmt an, daß die Bimse im Mittel- bis Jungholozän durch die Hochwässer des Rheins in der Rinne abgelagert wurden. Dagegen spricht, daß der ehemalige Aufschluß im Niveau der Niederterrasse etwa 2–3 m über der Talaue des Rheins liegt. Es ist ferner nicht vorstellbar, daß sich der Bims nach seiner Sedimentation im Alleröd und anschließender vermutlich mehrfacher Umlagerung im Holozän in derartiger Mächtigkeit und Reinheit hat anreichern können. Der Bims muß demnach wahrscheinlich noch im Alleröd in die Erosionsrinne der Jüngeren Niederterrasse eingelagert worden sein.

Das Geröllspektrum der Älteren und Jüngeren Niederterrasse (Auswahl s. Tab. 12) zeigt keine deutlichen Unterschiede. Es besteht aus Quarzen (29–39%), Quarziten und quarzitischen Sandsteinen (47–60%), Lyditen (1–4%), Sandsteinen (2–9%), Ton- und Schluffsteinen (0–2%) und sonstigen (1–4%). Das Schwermineralspektrum (Auswahl s. Tab. 13) ist gekennzeichnet durch eine Vorherrschaft von Granat (12–35%), Epidot (8–31%), grüner Hornblende (6–21%) und Klinopyroxen (6–36,5%).

Nach THOSTE (1974) lassen sich die Ältere und Jüngere Niederterrasse zwischen Bonn und Köln durch ihren Gehalt an vulkanischen Mineralen unterscheiden. Vor allem die Gehalte an Klinopyroxen und brauner Hornblende scheinen in der Jüngeren Niederterrasse und ihren Hochflutlehmen deutlich höher zu liegen als in der Älteren Niederterrasse. Wie bereits im Kapitel 3.6.1.5.1.1 erwähnt, werden von KLOSTERMANN (1986) für die Jüngere Niederterrasse im Blattgebiet 4404 Isum Klinopyroxengehalte von 20 – 30 % und für die Ältere Niederterrasse solche von 4 – 12 % angegeben.

Im Blattgebiet wurden Klinopyroxengehalte bis zu 37 % beobachtet. Gehalte von über 20 % treten vor allem im linksrheinischen Teil der Niederterrasse in unterschiedlichen Teufen auf. Dies spricht dafür, daß dort überwiegend die Jüngere Niederterrasse ansteht. Die braune Hornblende liegt in der Jüngeren Niederterrasse mit 3 – 6 % deutlich niedriger als zum Beispiel im Raum Rheinberg, wo von KLOSTERMANN (1986) Werte bis 20 % angegeben werden. THOSTE (1974) gibt für den Kölner Raum Werte bis 12 % für den sandigen Schotterkörper der Jüngeren Niederterrasse an.

Die Jüngere Niederterrasse läßt sich zur Zeit nicht sicher schwermineralanalytisch von der Älteren Niederterrasse abtrennen. Da keine sicheren Kriterien für eine flächenhafte Abgrenzung der Älteren von der Jüngeren Niederterrasse zur Verfügung standen, wurden sie in der geologischen Karte zusammengefaßt.

Die Mächtigkeit der Niederterrasse des Rheins beträgt im Blattgebiet um 10 m, kann aber bis 17 m ansteigen.

3.6.1.5.2 Hochflutablagerungen

Die Ältere und die Jüngere Niederterrasse sind überwiegend von meist 1 – 2 m mächtigen schluffigen und sandigen Hochflutablagerungen bedeckt. Ihre Sedimentation setzte auf der Älteren Niederterrasse vermutlich schon in der Älteren *Dryas*-Zeit ein, während sich auf der Jüngeren Niederterrasse erst gegen Ende der Jüngeren *Dryas*-Zeit, als die Sedimentation des Terrassenkörpers beendet war, Hochflutsedimente absetzen konnten (Tab. 14). Zu dieser Zeit kam es bei zunehmend wärmerem Klima zu einer Änderung im Abflußverhalten der Flüsse und Bäche. Der verwilderte Rhein des Spätglazials begann nun seinen Abfluß auf wenige Rinnen zu konzentrieren. Die Hochflutbildungen der Jüngeren *Dryas*-Zeit und des frühen Holozäns unterschieden sich von den älteren Hochflutsedimenten durch ihren deutlich höheren Anteil an vulkanischen Schwermineralen. THOSTE (1974) gibt zum Beispiel für die Hochflutlehme auf der Jüngeren Niederterrasse zwischen Bonn und Köln Werte für die vulkanischen Schwerminerale von 21 – 53 % an.

Im Blattgebiet liegen örtlich Hochflutlehme über bimsführenden Schichten des Alleröds (s. Kap. 3.6.1.4.1.3). Sie dürften demnach höchstwahrscheinlich während der Jüngeren *Dryas*-Zeit entstanden sein.

Die Ablagerung von Hochflutsedimenten auf der Niederterrasse setzte sich mit Sicherheit noch in das Holozän hinein fort. Bei starken Hochwässern sind zumindest Teile der Niederterrasse kurzzeitig überflutet worden, wobei es dann zum Absatz von Sedimenten gekommen ist.

Datierungen von Hochflutsedimenten liegen aus dem Blattgebiet nicht vor.

3.6.1.5.2.1 Hochflutlehm (**,SL,fh**; **,Ls,fh**)

Bei den Hochflutlehmern wurde unterschieden zwischen sandig-schluffigen Hochflutlehmern (**,SL,fh**) und tonig-schluffig-sandigen Hochflutlehmern (**,Ls,fh**). Erstere bestehen aus einer Folge von gelbbraunen bis braunen, sandigen bis stark sandigen, schwach tonigen Schluffen und stark schluffigen Sanden. Sandigere Lagen wechseln darin häufig mit schluffigeren Lagen ab, was einerseits mit einer Zu- und Abnahme der Strömungsgeschwindigkeit der Hochwässer, andererseits mit ihrer verschieden großen Entfernung von der Hauptstromrinne des Rheins zusammenhängt.

Die tonig-schluffig-sandigen Hochflutlehme (**,Ls,fh**) besitzen einen höheren Ton- und geringeren Sandanteil. Sie treten zum Beispiel in einem 0,5 – 0,9 km breiten Streifen auf der Niederterrasse der Ruhr (N,G) und dem sich nach Westen anschließenden Überlagerungsbereich mit der Rhein-Niederterrasse (N,S+G) auf. Sie sind dort lithologisch vom Auenlehm der Talauie nicht zu unterscheiden. Generell ist zumindest für einen Teil der Hochflutlehme auf der Niederterrasse nicht auszuschließen, daß sie erst im jüngeren Holozän, vor Begradigung und Eindeichung der Flüsse, entstanden sind.

Die Mächtigkeit der sandig-schluffigen und auch der tonig-schluffig-sandigen Hochflutlehme beträgt durchweg 1 – 2 und maximal 3 m.

3.6.1.5.2.2 Hochflutsand (**,S,fh**; **,Sl,fh**)

Unter Hochflutsanden werden sowohl Ablagerungen im engeren Sinne des Wortes als auch Sedimente einer Stromrinne verstanden. Letztere sind vermutlich in erster Linie in der kälteren Phase der Jüngeren *Dryas*-Zeit entstanden, während die Niederterrasse im Blattgebiet gegen Ende der Jüngeren *Dryas*-Zeit nur noch durch größere Hochwässer überflutet wurde (KLOSTERMANN 1986). Die echten Hochflutsande dürften flächenmäßig bei weitem gegenüber den nur auf schmale Bereiche beschränkten Stromrinnensanden überwiegen. Eine Unterscheidung zwischen beiden ist nicht möglich.

Die Hochflutsande bestehen aus graubraunen bis braunen Mittel- und Feinsanden (**,S,fh**) und aus graubraunen bis braunen, schwach schluffigen bis schluffigen Mittel- und Feinsanden (**,Sl,fh**). Teilweise treten Einschaltungen von einzelnen Geröllen meist im Feinkiesbereich auf. Die Sortierung der Hochflutsande ist mittel bis gut.

Zwischen schluffigen Hochflutsanden und schluffarmen Hochflutsanden einerseits und Hochflutlehmern andererseits bestehen fazielle Übergänge. Die reinen Hochflutsande treten vor allem in einer 0,4 – 1,2 km breiten Nord – Süd verlaufenden Zone zwischen Wedau und Duissern sowie zwischen Obermeiderich und Buschhausen auf, die sich an einen in gleicher Richtung verlaufenden Streifen aus Flugsanden anschließt. Die Übergänge zwischen Hochflutsand und Flugsand sind fließend. Hochflutsande sind in ihrem oberen Teil häufig äolisch überprägt. Sie waren vor allem im Winter, als weite Teile von ihnen trocken lagen, dem Angriff des Windes ausgesetzt.

Die Mächtigkeit der schluffarmen Hochflutsande (**,S,fh**) beträgt maximal 5 m, während die schluffigen Hochflutsande (**,Sl,fh**) etwa bis 2,5 m mächtig sind.

3.6.1.5.3 Windablagerungen („a)

Windablagerungen treten im Blattgebiet nur als Flugsand oder Dünen auf. Flugsand ist im Duisburger Stadtwald und im Raum Oberhausen verbreitet. Sandlöß und Löß kommen erst auf dem östlich anschließenden Blattgebiet 4507 Mülheim an der Ruhr vor.

Als Liefergebiete dieser äolischen Ablagerungen kommen vor allem die Hochflutablagerungen auf den Niederterrassen des Rheins und seiner Nebenflüsse sowie untergeordnet auch die glazigenen und glazifluvialen Bildungen des Drenthe-Eisvorstoßes in Frage. Da sich im Periglazialklima der Weichsel-Kaltzeit keine zusammenhängende Pflanzendecke bilden konnte, und da die Flußtäler vor allem im Hochglazial die größte Zeit des Jahres trocken lagen, war der Boden voll der Erosion ausgesetzt.

ARNOLD (1960) ist der Ansicht, daß der Löß und Sandlöß hauptsächlich im Hochglazial, der Flugsand aber vorwiegend im Spätglazial der Weichsel-Kaltzeit gebildet wurden. Die Tatsache, daß der Flugsand und die Dünen im Gegensatz zum Sandlöß und Löß auch auf der Älteren und Jüngeren Niederterrasse vorkommen, beweist, daß diese nach der Bildung der Niederterrasse, die mit dem Alleröd beziehungsweise der Jüngeren *Dryas*-Zeit beendet war, abgelagert sein müssen. ARENS (1964) und BRUNNACKER (1973) konnten im Münsterland durch den Nachweis von warmzeitlichen Ablagerungen des Bölling- und Alleröd-Interstadials drei Aufwehungsphasen des Flugsandes nachweisen, von denen die letzte mindestens bis in das Präboreal andauerte. Die jüngsten Flugsandaufwehungen und Dünenbildungen fanden im Holozän statt. Neben der primären Ausblasung zum Beispiel aus Terrassenkanten, die durch die Tieferlegung der Flüsse entstanden, kam es zu einer verstärkten, mehrmaligen Umlagerung der weichselzeitlichen Flugsande und Dünen. Die Ausblasung wurde durch die während des Neolithikums beginnenden Rodungen mit einem Maximum um ca. 500 – 800 n. Chr. und um 1200 n. Chr. stark begünstigt.

3.6.1.5.3.1 Flugsand, teilweise umgelagert („S,a)

Der Flugsand besteht aus graugelben, gelbbraunen bis hellbraunen, zum Teil schwach schluffigen Mittel- und Feinsanden. Der Mittelsandanteil war bei den wenigen durchgeführten Korngrößenanalysen mit 59 – 74% immer deutlich höher als der Feinsandanteil (9 – 22%). Vereinzelt treten im Flugsand bis walnußgroße Gerölle auf, die aus der liegenden Grundmoräne oder den liegenden Terrassenablagerungen hochgefroren sind. Ferner ist an Terrassenkanten durch Solifluktion ein gewisser Kiesanteil in den Flugsand hineingetragen worden.

Die Flugsande dürften, wie bereits erläutert, größtenteils im Spätglazial entstanden sein, denn bei Ausgrabungen am Fuße des Kaiserbergs (R 55 475, H 00 570) durch das Niederrheinische Museum der Stadt Duisburg (TROMNAU 1980: 23 – 25) wurden im Flugsand Steinartefakte gefunden, die in die Spätphase der Stielspitzengruppen der Jüngeren *Dryas*-Zeit gehören (TROMNAU 1980, TROMNAU in BOSINSKI 1982). Im höheren Teil der Grabung, etwa 0,60 – 1 m unter Gelände, wurden Scherben einer eisenzeitlichen Siedlung gefunden, die in die jüngste Phase der älteren Eisenzeit (Hallstatt D) und der Latènezeit (Subatlantikum) eingeordnet werden kann (KRAUSE 1980). Die Flugsandaufwehung an der Westseite des Kaiserbergs umfaßt demnach einen Zeitraum, der vermutlich mit längeren Unterbrechungen mindestens von der Jüngeren *Dryas*-Zeit bis in das Subatlantikum andauerte (Tab. 15).

Die Mächtigkeit des Flugsandes liegt im Blattgebiet meistens zwischen 1 – 3 m und erreicht maximal 6 m.

Tabelle 15
Gliederung des Spät- und Postglazials

	Klimaperioden (nach BLYTT 1876, 1882; SERNANDER 1909, 1910)	Pollenzonen und Vegetationsentwicklung (nach OVERBECK 1975)		Jahre		Klima		pollenanalytische Datierungen (Lage der Profile s. Kap. 3.6.2.1.6)	Kulturperioden
		(FERRIS 1949)		vor heute	vor und nach Chr. Geb.	Temp. Juli-Mittel (VAN DER HAMMEN et al. 1967)			
Holozän Postglazial	Subatlantikum (Nachwärmezeit)	X	XII	anthropogen beeinflusste Wälder, Kulturlandschaften, Heiden	1850			3	Neuzeit
			XI	Buchenzeit	1000	1000			Mittelalter
		IX	X	Eichen-Buchenzeit	2000	0			Römische Kaiserzeit
									Eisenzeit
	Subboreal (Späte Wärmezeit)	VIII	IX	Eichen-Haselzeit	3000	1000		4	Bronzezeit
									Neolithikum
	Atlantikum (Mittlere Wärmezeit)	VII	VIIIb	Eichen-Lindenphase	4000	2000	20°C	5	Meso-lithikum
			VIIIa	Eichenmischwald-Haselzeit (mit Erlenbruchwäldern)	5000	3000	10°C		
		VI	VIIIa	Ulmen-Lindenphase	6000	4000	0°C		
	Boreal (Frühe Wärmezeit)	V	VII	Hasel-Eichenmischwald(-Kiefern)zeit	7000	5000		2	
VI			Kiefern-Haselzeit	8000	6000				
Präboreal (Vorwärmezeit)	IV	V	Birken-Kiefernzeit	9000	7000				
Pleistozän Spätglazial	Jüngere Dryas-Zeit	III	IV	Jüngere Parktundrenzeit	10000	8000		1	Jungpaläolithikum (Magdalenien)
	Alleröd-Interstadial	II	IIIb	kiefernreiche Waldzeit	11000	9000			
			IIIa	birkenreiche					
			Ic	IIb	Ältere Parktundrenzeit	12000	10000		
	Bölling-Interstadial	Ib	IIa	Birken-Parktundrenzeit					
	Älteste Dryas-Zeit	Ic	Ib	baumlose Tundrenzeit	13000	11000			
Hochglazial	Pleniglazial (Endphase)	Ia	Ia	Frostschutt-Tundra	14000	12000			
						15000	13000		

3.6.1.5.3.2 Dünen („d)

Dünen treten im Blattgebiet meistens zusammen mit Hochflutsanden auf. Größere Dünenkomplexe finden sich linksrheinisch in Hochheide und in Baerl. Die Nord – Süd verlaufenden Dünen haben dort Längserstreckungen bis zu 2 km. Die Dünen sind lediglich eine morphologische Variante des Flugsandes. Eine Trennung von letzterem erfolgt nur aufgrund morphologischer Merkmale. Wegen der starken Bebauung und der damit einhergehenden Zerstörung des ursprünglichen Reliefs lassen sich die Dünen heute kaum noch vom Flugsand abtrennen. Die in der geologischen Karte dargestellten Dünen wurden größtenteils aus der Erstausgabe der geologischen Karte des Blattes 4506 Duisburg (1930) übernommen. Die Dünen bestehen aus graugelbem, gelbbraunem bis hellbraunem Mittel- und Feinsand. Der Mittelsandanteil war bei den wenigen durchgeführten Korngrößenanalysen immer deutlich höher als der Feinsandanteil.

Die Entstehungsbedingungen der Dünen sind die gleichen wie die des Flugsandes. Die Dünenbildung begann verstärkt im Spätglazial und setzte sich mit Unterbrechungen bis ins Holozän fort. Ob es sich bei den Dünen des Blattgebiets vorwiegend um Ältere Dünen des Spätglazials bis frühen Holozäns oder überwiegend um Jüngere Dünen des Holozäns handelt, läßt sich nicht mit Sicherheit klären, da keine Altersbestimmungen vorliegen. In Baerl werden zumindest lokal Hochflutsande von Dünen überlagert, was dafür spricht, daß letztere erst im Holozän entstanden sind. Dort, wo die Dünen noch nicht überbaut sind (wie zum Beispiel am Dachsberg in Lohmannsheide), zeigen diese eine morphologisch deutlich ausgeprägte Form, was für eine Bildung im jüngeren Holozän spricht. Möglicherweise befinden sich aber unter Jüngeren Dünen noch Kerne von Älteren Dünen.

Die Mächtigkeit der Dünen beträgt maximal 6 m.

3.6.2 Holozän

Mit dem Beginn des Holozäns vor ca. 10 000 Jahren trat eine deutliche Erwärmung ein. Flüsse und Bäche schnitten sich erneut in den Untergrund ein und sind im Unterschied zu dem verwilderten Flußsystem der Weichsel-Kaltzeit durch einen stetigen Abfluß gekennzeichnet. Charakteristisch für die holozänen Flüsse ist ferner ihre Neigung zur Mäanderbildung. Durch seitliche Flußverlagerungen, etwa durch Abschnüren von Mäandern, kommt es zu einer Umlagerung der Sedimente. In abgetrennten Flußarmen bildeten sich Torfe. Bei Hochflut lagerten die Flüsse und Bäche ihre mitgeführte Sedimentfracht auf dem Vorland als Auenlehm und Auensand ab. Außerhalb der Täler setzte sich die Bildung äolischer Sedimente (Flugsand und Dünen) auch im Holozän fort. Die Ausblasung von Sand wurde vor allem durch die im Neolithikum beginnende Rodung der Wälder, die ab der Eisenzeit immer mehr zunahm, stark begünstigt.

3.6.2.1 Bach- und Flußablagerungen („f)

Der Verlauf der Bachtäler und Talauen und deren ursprüngliche Oberfläche sind durch anthropogene Faktoren wie Bebauung, Aufschüttung, Kanalisierung und Bergsenkungen überprägt worden, so daß sie häufig nicht mehr zu erkennen sind. Die Kartierung des holozänen Sedimentkörpers von Rhein, Ruhr und Emscher mit Hilfe von geomorphologischen und pedologischen Kriterien, wie sie zum Beispiel von BRUNNACKER (1978) am unteren Niederrhein durchgeführt wurde, war aus diesen Gründen flächendeckend nicht

möglich. Die holozänen Ablagerungen wurden ausschließlich nach Bodenarten kartiert. Eine altersmäßige Einstufung derselben konnte nur an einzelnen Stellen mit Hilfe der Pollenanalyse durchgeführt werden. In der geologischen Karte wird in den Haupttälern und größeren Nebentälern unterschieden zwischen den aus Kiesen und Sanden aufgebauten Flußbettablagerungen und den sie bis auf wenige Ausnahmen überlagernden feinkörnigen Auenlehmen und Auensanden. In den kleinen Nebentälern gehen die Auenablagerungen talaufwärts in Schwemmlerme über. Sie werden mit diesen zusammengefaßt als Ablagerungen in den Nebentälern.

3.6.2.1.1 Flußbettablagerungen (**G**, **S+G**)

Unter den Flußbettablagerungen (channel sediments) wird hier der tiefere Teil eines im Spätglazial und vor allem im Holozän durch Umlagerung der Niederterrasse entstandenen fluviatilen Sedimentkörpers verstanden, der in seinem höheren Teil von Auensedimenten bedeckt ist (s. SCHIRMER 1983, HINZE et al. 1989). Wie von anderen Flüssen, zum Beispiel vom Main, bekannt ist (SCHIRMER 1983), bauen die Flußbettablagerungen einschließlich der Auensedimente verschiedene alte, ineinandergeschachtelte Terrassenkörper auf. Wegen fehlender Aufschlüsse konnten die Flußbettablagerungen im Blattgebiet weder in ihrem Sedimentaufbau und Gefüge untersucht, noch konnte ihr Alter geklärt werden. Aus Aufschlüssen im Ruhrtal bei Schwerte (ERLINGHAGEN 1953), in Bochum-Stiepel (JANSEN 1980), in Essen (LÖSCHER 1922, 1925; KELLER 1936) sowie in Mülheim-Speldorf (JANSEN & DROZDZEWSKI 1986) ist belegt, daß die Kiese der Niederterrasse stellenweise bis nahe an ihre Basis umgelagert sind. Datierungen aus dem jüngeren Teil des Subatlantikums (Mülheim-Speldorf) oder aus dem 12. bis 13. Jahrhundert (Schwerte) belegen das unterschiedliche Alter der Flußbettablagerungen im Ruhrtal. Die Flußbettablagerungen bestehen im Ruhrtal aus braunen bis graubraunen, sandigen, schwach schluffigen Kiesen (**G**) und im Rhein- und Emschertal aus braunen bis graubraunen, schwach schluffigen Kiesen und Sanden (**S+G**). Gelegentlich sind im Ruhr- und Rheintal in die Kiese und Sande schluffige Lagen oder Linsen eingelagert, die als Ablagerungen von abgeschnürten Flußarmen humose Bildungen und datierbare Pollen enthalten können. Im Kies- und Sandkörper können auch Baumstämme, vor allem Eichen, eingelagert sein, die sich über die Zählung der Jahresringe (Dendrochronologie) und mit Hilfe der ¹⁴C-Methode datieren lassen.

Die Mächtigkeit der Flußbettablagerungen dürfte meist über 2 m liegen.

3.6.2.1.2 Auenlehm (**Ls,ta**; **Lt,ta**)

Der Auenlehm ist ein gelbbrauner bis brauner, schwach sandiger bis sandiger, schwach toniger bis toniger Schluff (**Ls,ta**) oder ein graubrauner bis dunkelbrauner toniger bis stark toniger, feinsandiger Schluff (**Lt,ta**). Der Auenlehm ist im Rheintal durchweg kalkhaltig. Der Kalkgehalt schwankt in den untersuchten Proben zwischen 6 und 15 %. Stellenweise ist der obere Bereich des Auenlehms bis zu einer Teufe von etwa 1 m entkalkt. Im Ruhr- und Emschertal ist der Auenlehm kalkfrei.

Der tonige bis stark tonige Auenlehm (**Lt,ta**) tritt flächenmäßig gegenüber dem sandigen, tonärmeren Auenlehm stark zurück und ist vorwiegend an Mäander oder Altarme des Rheins und der Emscher gebunden, in denen sich bei stark herabgesetzter Fließgeschwin-

digkeit vermehrt Tonanteile absetzen konnten. Im Essenberger Bruch, dem nördlichen Teil eines ehemaligen Rheinmäanders, der etwa um 200 n. Chr. abgeschnürt wurde (Abb. 7), tritt zum Beispiel toniger Auenlehm unter meist dünner Bedeckung von sandigem, schwach tonigem Auenlehm auf. Toniger Auenlehm tritt zwischen Diergardt und der Autobahn E 3 auch in den morphologisch höher gelegenen Bereichen (+ 25 bis + 27,5 m NN) außerhalb des Rheinmäanders auf. Er wird dort von geringmächtigem, sandigem Auenlehm überlagert.

Der sandige, tonärmere Auenlehm ist, wie bereits vermerkt, sehr verbreitet. Er tritt sowohl in den tieferen Bereichen der Talauen, wie zum Beispiel im Rheinmäander zwischen Werthausen und Essenberg, als auch in den höher gelegenen Teilen der Talauen auf.

Der Auenlehm verzahnt sich sowohl lateral als auch vertikal mit Auensand. Vor allem in mächtigen Auenablagerungen tritt häufig eine Wechsellagerung mit Auensand auf.

Die Auenlehmbildung setzte im Blattgebiet nach einer vermutlich ins Präboreal zu stellenden Erosionsphase spätestens im Alboreal ein. In diesem Zeitabschnitt (Zone VI nach OVERBECK 1975) konnten aus dem Emschertal, Raum Hamborn und Untermeiderich (s. Kap. 3.6.2.1.4 und Tab. 15) Torfe sowie humose Schluffe und Tonlagen pollenanalytisch eingestuft werden. Da die Proben aus Teufen bis 5 m unter Gelände entnommen wurden, muß der Fluß sich vorher etwa 6 m in die Niederterrasse eingetieft haben.

Das Jungboreal (Zone VII nach OVERBECK) ist im Emschertal in einer Bohrung 0,8 m über dem Alboreal nachgewiesen (s. Kap. 3.6.2.1.4).

Der nächstjüngere Zeitabschnitt, das Atlantikum (Zone VIII nach OVERBECK), wurde pollenanalytisch in torfigen Lagen im Bereich von 5,9–6 m unter Gelände nachgewiesen, die aus einer Bohrung in Hochemmerich gewonnen wurden (s. Kap. 3.6.2.1.4). Da im Liegenden des Torfes bis 9 m unter Gelände noch kalkhaltiger Auensand angetroffen wurde, der mit Sicherheit noch zum Holozän gehören dürfte, muß dort eine Tiefenerosion von mindestens 10 m gegenüber der heutigen Oberfläche der Niederterrasse stattgefunden haben.

In dem erwähnten ehemaligen Rheinmäander zwischen Werthausen und Essenberg wurden in dem Abschnitt zwischen der Autobahn E 3 und Oestrum in Baugrundbohrungen bis 10 m mächtige Auenlehme und Auensande nachgewiesen, woraus sich Erosionsbeiträge von bis zu 13 m ableiten lassen.

Die tonigen Auenlehme zwischen Diergardt und der Autobahn E3 werden von BRUNNACKER (1978: 419–422) in das Mittelholozän gestellt, das etwa dem Abschnitt vom Jüngeren Atlantikum bis frühen Subboreal entspricht. Zu dieser Zeit sollen westlich von Duisburg bis in den Raum Rees – Emmerich – Kleve schluffige, kalkfreie bis sehr kalkarme Tone von 2–3 m Mächtigkeit sedimentiert worden sein. Aus dem Blattgebiet liegt leider keine Datierung der tonigen Auenlehme vor. Die Einstufung in das Mittelholozän ist durch Urnenfunde der Hügelgräberbronzezeit östlich von Emmerich belegt (vgl. BRUNNACKER 1978: 432).

Die im Hangenden der tonigen Auenlehme folgenden geringmächtigen schluffig-sandigen Auenlehme werden von BRUNNACKER (1978: 422) in das Mittelholozän (Subboreal) eingestuft. Im Blattgebiet liegen aus diesem Zeitabschnitt keine sicheren Datierungen vor.

In der erwähnten Bohrung in Hochemmerich wurde 0,15–0,20 m über der Torflage des Atlantikums ein weiteres Torfband untersucht, das pollenanalytisch unter Vorbehalt in die

Wende vom Subboreal zum Subatlantikum (Zone X nach OVERBECK) gestellt wird (s. Kap. 3.6.2.1.4). Nach der Gliederung von BRUNNACKER (1978: Abb. 13) würde dieser Zeitabschnitt dem Mittelholozän III angehören.

Aus dem Subatlantikum (älterer Teil) (Zone XI nach OVERBECK) liegen die Datierungen eines römischen Brandgrabes (2. Jh. n. Chr.) sowie von römischen Scherben (160 – 220 n. Chr.) aus dem Raum Werthausen vor (TISCHLER 1952, HOPPE 1970). Das Grab lag etwas südlich des Kastells Werthausen mitten in der Stromrinne des ehemaligen Rheinmäanders zwischen Werthausen und Essenberg (s. Abb. 7). Die Sohle des Grabes befand sich an der Basis des dort gut 2,5 m mächtigen Auenlehms, von dem etwa der unterste Meter vor Anlage des Grabes bereits vorhanden war. Unter dem Auenlehm folgten noch ca. 0,65 m Feinsand (Auensand) und darunter Kies und Sand.

Aus dem Bereich der Ruhrorter Häfen (R 52 805, H 02 095) konnte ein toniger Schluff aus 4 m Tiefe (die obersten 2 m waren aufgeschüttet) pollenanalytisch ebenfalls in das Subatlantikum, älterer Teil, eingestuft werden (Bestimmung H.-W. REHAGEN, Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.).

Aus dem jüngeren Teil des Subatlantikums (Zone XII nach OVERBECK) liegen mehrere Datierungen vor, so aus der bereits erwähnten Bohrung in Hochemmerich 1,35 m über dem Mittelholozän III, aus dem Essenberger Bruch (s. Kap. 3.6.2.1.4), dem Duisburger Innenhafen (R 53 173, H 00 678) und aus Duisburg, Schwanenstraße (R 52 850, H 00 294).

Aus den datierten Auenprofilen des Blattgebiets läßt sich eindeutig feststellen, daß jüngere Auenlehme zwar bevorzugt in den morphologisch tieferen Bereichen der Flußtäler vorkommen, aber ebenfalls in den höher gelegenen Talböden auftreten. Dort werden sie aber im allgemeinen von älteren Auenlehmen unterlagert. Aus der unterschiedlichen Höhenlage der Talböden lassen sich demnach nur bedingt Rückschlüsse auf das Alter der Auenablagerungen ziehen.

Die Mächtigkeit des Auenlehms beträgt im Blattgebiet meist 1 – 3 m, kann aber in Rinnen bis auf 10 m ansteigen.

3.6.2.1.3 Auensand (**S,ta**; **Sl,ta**)

Auensand ist vor allem im Emschertal verbreitet, da dort die Bäche viel Sand aus den weiter flußaufwärts gelegenen ausgedehnten Flugsandgebieten anliefern können. Im Rheintal tritt Auensand vor allem in einer etwa 100 – 400 m breiten Zone im heutigen Überflutungsbereich des Flusses auf. Es handelt sich demnach dort um sehr junge bis rezente Ablagerungen.

Der Auensand besteht überwiegend aus einem gelbbraunen, schluffigen, zum Teil schwach tonigen Fein- und Mittelsand (**Sl,ta**). Untergeordnet tritt gelbbrauner und grauer, zum Teil schwach schluffiger Fein- und Mittelsand (**S,ta**) auf. Der Auenlehm ist im Rheintal meist kalkhaltig, während er im Emscher- und Ruhrtal kalkfrei ist. Im Emschertal läßt sich der Auensand von dem Hochflutsand auf der Niederterrasse nur schwer abtrennen, da sich letzterer morphologisch nur unmerklich von der Talau abhebt. Mit Sicherheit dürfte ein Teil der Hochflutsande altersgleich mit dem Auensand des Tals sein, da die Emscher vor ihrer Kanalisation sicher bei Hochflut Teile der Niederterrasse überflutet hat.

Die Bildungszeit des Auensandes entspricht derjenigen des Auenlehms, da er mit diesem bei Hochflut von den Flüssen und Bächen abgesetzt wurde. Die Mächtigkeit des Auensandes beträgt durchweg 1 – 3 m, kann aber lokal bis auf 6 m ansteigen.

3.6.2.1.4 Ablagerungen in Talsohlen und Talkerben (qh)

Ablagerungen in Talsohlen und Talkerben kommen nur im Gebiet des Duisburger Stadtwaldes und des Speldorfer Waldes vor. Sie gehen aus den Auenablagerungen der ebenen Talböden allmählich und ohne scharfe Grenze hervor. Die Ablagerungen in Talsohlen und Talkerben bestehen überwiegend aus den Abschwemm Massen der oberhalb der Täler anstehenden Sedimente. Da im obigen Raum Flugsande sehr verbreitet sind, finden sich deren Umlagerungsprodukte in den Tälern als Schwemmsande wieder. Es handelt sich um gelbbraune bis braune, schwach schluffige Fein- bis Mittelsande, die stellenweise schwach kiesig sind. Die untergeordnet auftretenden Schwemmlehme sind vorwiegend aus den Abschwemmprodukten der Grundmoräne und der verwitterten Tertiär-Schichten entstanden. Es sind tonig-sandige, stellenweise kiesige Schluffe von brauner bis graubrauner Farbe.

Die Mächtigkeit der Ablagerungen in Talsohlen und Talkerben beträgt bis 4 m.

3.6.2.1.5 Rheinläufe zwischen Hochemmerich und Duisburg-Ruhrort in den letzten 2 000 Jahren

Der Rhein bildete bis etwa 150 n. Chr. zwischen Werthausen und Essenberg einen etwa 3,5 km nach Nordwesten verlaufenden Mäanderbogen (s. Abb. 7 u. Kap. 3.6.2.1.2), der noch heute in topographischen Karten gut zu erkennen ist. Das Alter dieses Essenger Mäanders konnte mit Hilfe eines römischen Brandgrabes, das um 200 n. Chr. in Werthausen mitten im ehemaligen Strombett angelegt war, datiert werden (TISCHLER 1952; vgl. Kap. 3.6.2.1.2). Es wird angenommen (SCHELLER 1957, HOPPE 1970), daß die Rinne zu der Zeit dort schon mindestens 50 Jahre trockengelegen haben muß. Der Mäander muß also spätestens um 150 n. Chr. zwischen Werthausen und Neuenkamp durchbrochen worden sein. In seinem nördlichen Teil muß jedoch der Mäander noch längere Zeit genügend Wasser geführt haben, durch das die Römer die Festung Asciburgium mit Schiffen erreichen konnten (HOPPE 1970: 15 – 16). Östlich des Essenger Mäanders verlief der Rhein vor dem genannten Durchbruch südlich von Neuenkamp vorbei und floß dann vermutlich nach Norden durch eine etwa 350 m breite Lücke, die die beiden höher gelegenen Teile des Kaßlerfeldes voneinander trennte (HOPPE 1970: 16). In Ruhrort bog der Fluß dann nach Nordwesten in Richtung auf seinen heutigen Verlauf ab. Nach seinem Durchbruch bei Werthausen floß der Rhein zwischen Neuenkamp und dem Kaßlerfeld in einem Bogen nach Osten und ist dann vermutlich noch eine gewisse Zeit durch die Lücke im Kaßlerfeld nach Norden abgeflossen. Der von HOPPE (1970, Abb. 10) angegebene Verlauf mitten durch den Westteil des Kaßlerfeldes ist unwahrscheinlich, da diese Fläche höher gelegen hat. Der Verlauf des Rheins im Bereich des Kaßlerfeldes ist in den Jahren bis etwa 700 nicht näher bekannt. Der Strom muß seinen Lauf dann in östliche Richtung auf die etwa im Jahr 730 gegründete Duis-Burg (s. Abb. 7) verlagert haben, denn bereits 893 wurde Duisburg als einziger Hafen am Niederrhein zwischen Neuß und Tiel in Holland genannt (SCHELLER 1957: 70). Der Rhein muß zeitweise unmittelbar am Burgberg vorbeigeflossen sein und ist von dort in nordöstlicher Richtung abgelenkt, um dann in einem großen Mäanderbogen über das Gebiet der heutigen Ruhrorter Häfen an Ruhrort vorbei nach Westen abzufließen.

Im Jahr 1277 verlieh Herzog Walram VI. von Limburg der Stadt Duisburg ein Stück nutzbares Land, das „Neuenkamp“, welches genau im Flußbett des ehemaligen Rheinlaufs

lag (SCHELLER 1957: 76). Es muß also vorher eine Flußverlagerung stattgefunden haben, bei der der Duisburger Mäander abgeschnitten wurde. SCHELLER (1957: 76) rechnet mit einer Verlandungszeit von ca. 75 Jahren, in der das ehemalige Flußbett zu einem nutzbaren Stück Land wurde. Da andererseits in einem Dokument von Friedrich Barbarossa von 1173 Duisburg noch als Stadt am Wasser genannt wird, wird für den Rheindurchbruch östlich von Essenberg das Jahr 1200 angenommen (SCHELLER 1957). Duisburg konnte vermutlich noch bis Ende des 13. Jahrhunderts zu Schiff über den unteren (nördlichen) Teil des Altarms erreicht werden (HOPPE 1970: 17). Wesentliche von dem heutigen Rheinlauf abweichende Flußverlagerungen haben seitdem im Duisburger Raum nicht mehr stattgefunden.

3.6.2.1.6 Vegetationsgeschichte (H.-W. REHAGEN)

Im Blattgebiet sind infolge starker Bodenbearbeitung keine ungestörten Moore mehr vorhanden. Es wurden nur geringmächtige Torflagen mit Teilen der spät- und postglazialen Vegetationsentwicklung erfaßt. Für Details sei auf Standardpollendiagramme des Niederrheins verwiesen (REHAGEN 1964), die aus den angrenzenden Gebieten der Blätter 4406 Dinslaken und 4407 Bottrop stammen. Die dort vorgefundenen vegetationsgeschichtlichen Entwicklungen lassen sich ohne weiteres auf den Raum Duisburg übertragen (s. auch Tab. 15). Die Gliederung erfolgt nach dem Zonierungssystem von OVERBECK (1950, 1975). Die angeführten ¹⁴C-Datierungen stellen Mittelwerte dar. Als Berechnungsweise dient die Summe aller Baumpollen (BP) = 100 % ohne *Corylus* (Hasel); auf diese Baumpollengrundsumme sind alle weiteren Angaben bezogen.

- Zone I b + I c: baumlose Tundrenzeit, 11600 – 10750 v. Chr.
- Zone II a: Birken-Parktundrenzeit, 10750 – 10350 v. Chr.

Der Übergang vom Pleniglazial zum Spätglazial, Zonengrenze I a/I b, der durch das Ansteigen der *Artemisia*-Kurve (Beifuß) sowie das Herannahen der Waldgrenze gekennzeichnet ist, wurde nicht erfaßt. Das gilt auch für die Zone II a, in der sich die ersten lichten Baumbirkenwälder ausbreiten.

- Zone II b: Ältere Parktundrenzeit, 10350 – 9900 v. Chr.

Etwas außerhalb der Nordgrenze des Blattgebiets stand in Hamborn, Schlachthofstraße 128 (TK 25: 4406 Dinslaken, R 54 510, H 09 220), ein teilweise sandiges Torfmuddenprofil an, das noch bis in die Ältere Parktundrenzeit reicht (Tab. 15: Prof. 1). Die Pollenspektren enthalten einen sehr hohen Nichtbaumpollen-Anteil von über 700 %, hauptsächlich Sauergräser (*Cyperaceae*). Als spätglaziale Florenelemente kommen Beifuß (*Artemisia*) bis 19 %, Wiesenraute (*Thalictrum*) bis 15 % sowie Sonnenröschen (*Helianthemum*), Wegerich (*Plantago*), großer Wiesenknopf (*Sanguisorba officinalis*) und roter Steinbrech (*Saxifraga oppositifolia*) regelmäßig vor. Die Strauchweiden sind mit ca. 50 % vertreten. Der *Betula*-Pollen (um 40 %) stammt fast ausschließlich von der Zwergbirke (*Betula nana*).

- Zone III a + b: Alleröd-Waldzeit (a = birkenreiche, b = kiefernreiche Phase), 9900 – 8900 v. Chr.

Durch die Klimaerwärmung werden Strauchweiden und Zwergbirke verdrängt. Baumbirken nehmen bis zu 82 % ein. Anfangs findet sich auch noch *Populus* (Espe) regelmäßig.

Pinus (Kiefer) nimmt von 18 auf 45 % zu. Die Nichtbaumpollen gehen unter 100 % zurück, sind als Torfbildner aber überrepräsentiert. Spätglaziale Leitformen verlieren stark oder erlöschen völlig. Dagegen breitet sich *Typha latifolia* (breitblättriger Rohrkolben), der höhere Temperaturansprüche stellt, deutlich aus. Das Sediment ist jetzt ohne anorganische Beimengungen.

In der Zone III b wird *Pinus* (bis über 90 %) der dominierende Baum, fällt gegen Ende dann zusehends ab. *Betula*, *Salix* und die Nichtbaumpollen nehmen zu; erste spätglaziale Kennarten treten wieder auf. Auch *Sphagnum* (Torfmoos) erscheint. Die absterbenden Kiefernwälder wurden häufig durch Feuer vernichtet und hinterließen ihre Spur im holzkohlereichen Usselo-Horizont.

– Zone IV: Jüngere *Dryas*-Zeit, Birken-Kiefern-Parktundrenzeit, 8900 – 8250 v. Chr.

Birken und Weiden herrschen wieder vor. Der Nichtbaumpollen-Anteil beträgt erneut bis zu mehreren 100 %. Die spätglazialen Florenelemente sind jedoch nicht so dominierend, denn der Kälterückschlag ist weniger tiefgreifend als in der Zone II b. Sowohl Baumbirken als auch Kiefern konnten an geschützten Stellen überdauern. Krähenbeerenheiden (*Empetrum*) waren weit verbreitet; aber es fanden sich auch von *Artemisia* beherrschte Pflanzengesellschaften.

– Zone V: Präboreal oder Vorwärmezeit; Kiefern-Birkenzeit, 8250 – 7000 v. Chr.

Mit der endgültigen Erwärmung beginnt das Postglazial oder die Nacheiszeit. Wie im Alleröd breiten sich zunächst Birkenwälder aus; kurzfristig entsteht ein präboreales *Betula*-Maximum von über 90 %. Als weitere Pionierhölzer erscheinen Espe und Vogelbeere (*Sorbus aucuparia*). Je nach Standort nimmt die Kiefer zu. Der Nichtbaumpollen-Anteil geht zurück, und die spätglazialen Leitformen verschwinden. Schließlich finden sich die ersten wärmeliebenden Laubhölzer ein, zunächst *Corylus* (Hasel), dann *Quercus* (Eiche) und *Ulmus* (Ulme). Standortbegünstigt kann *Pinus* bereits *Betula* übertreffen.

– Zone VI: Altboreal oder Frühe Wärmezeit, älterer Teil; Kiefern-Haselzeit, 7000 – 6800 v. Chr.

Durch die rasch fortschreitende Erwärmung wird die Kiefer schnell dominant und kann maximal mehr als 90 % erreichen. Unter ihrem lichten Kronendach vermag sich die Hasel sehr stark auszubreiten. Auch Eiche und Ulme, die ersten Glieder des Eichenmischwaldes (EMW), der keine pflanzensoziologische, sondern eine pollenfloristische Einheit ist, nehmen zu. Die rückläufigen Nichtbaumpollen werden sippenärmer. Im Blattgebiet konnte dieser Abschnitt in den Bohrungen 29 (R 53 153, H 05 983), 44 (R 53 352, H 05 828) und Herwarthstraße (R 52 760, H 04 560) nachgewiesen werden (Tab. 15: Prof. 2).

– Zone VII: Jungboreal oder Frühe Wärmezeit, jüngerer Teil; Kiefern-Hasel-Eichenmischwaldzeit (Ulmen-Lindenphase), 6800 – 6000 v. Chr.

In den Eichenmischwald wandern *Tilia* (Linde), *Fraxinus* (Esche) und *Acer* (Ahorn) ein und weiten dessen Areal auf Kosten der Kiefer aus, die sich wegen der Schattenwirkung nicht mehr verjüngen kann. Inzwischen ist auch *Alnus* (Erle) mit geringen Anteilen erschienen. *Corylus* erreicht in dieser Zone ihr boreales Haselmaximum. Jungboreale Pollenspektren fanden sich in Bohrung 44 und Bohrung 40 (R 53 338, H 05 853; Tab. 15: Prof. 2).

- Zone VIII a + b: Atlantikum oder Mittlere Wärmezeit; Eichenmischwald-Haselzeit (Ulmen-Lindenphase), 6000 – 3000 v. Chr.

Die Nordsee hat etwa die heutigen Küstenlinien erreicht, was verbreitet zu einer deutlichen Anhebung des Grundwasserspiegels im Flachland führte. Fast schlagartig entstanden Erlenbruchwälder. Sie bildeten mächtige Bruchwaldtorfe, in denen *Alnus* bis über 80 % der Baumpollen aufweist. Sonst dominiert der Eichenmischwald. In der Zone VIII a besitzen Ulme und Linde gegenüber der Eiche meist ein Übergewicht. Die Kiefer erreicht anfangs noch höhere Anteile (um 15 %). Im jüngeren Teil nehmen *Tilia* und *Quercus* zu, während *Ulmus* zurückgeht. *Pinus* wird bedeutungslos. Das Torfprofil aus dem Sterkrader Venn (TK 25: 4407 Bottrop, R 60 970, H 13 270; Tab. 15: Prof. 5) zeigt gerade noch den borealen Haselgipfel und reicht bis in das 20. Jahrhundert hinein. Nicht ganz den gleichen Zeitraum hat die Bohrung Hochemmerich (R 49 200, H 97 840; Tab. 15: Prof. 4) erfaßt, die jedoch Lücken in der Vegetationsabfolge aufweist.

- Zone IX: Subboreal oder Späte Wärmezeit; Eichenmischwald-Haselzeit (Eichenphase), 3000 – 1100 v. Chr.

Die neolithische Landnahme spiegelt erstmals anthropogene Einflüsse im Vegetationsgefüge wider. So treten kulturanzeigende Kräuter wie *Plantago lanceolata* (Spitzwegerich) auf. Das Waldbild ändert sich zunächst nur durch den Ulmenabfall infolge der Laubfütterung. Gleichzeitig erscheint *Fagus* (Buche), bleibt aber unbedeutend. *Carpinus* (Hainbuche) folgt noch gegen Ende der Zone, die dann mit dem subborealen Haselgipfel schließt. Im Verlauf der Späten Wärmezeit bildet sich unter geeigneten hydrologischen Verhältnissen der Ältere Hochmoor- oder Schwarztorf.

- Zone X: Subboreal/Subatlantikum; Eichen-Buchenzeit, 1100 – 150 v. Chr.

OVERBECK (1975) stellt diese durch ein allmählich kühler und feuchter werdendes Klima charakterisierte Zone nunmehr an den Beginn des Subatlantikums. Die Buche breitet sich auf Kosten der Eiche aus. Infolge stärkerer Beschattung geht auch die Hasel deutlich zurück. Ulme und Linde verschwinden fast völlig. In den Niederungen herrscht die Erle nach wie vor. Die Kulturanzeiger nehmen während der Jüngeren Bronzezeit merklich zu.

- Zone XI: Subatlantikum oder Nachwärmezeit, älterer Teil; Buchenzeit, 150 v. Chr. bis 750/1200 n. Chr.

Das Klima entspricht jetzt unseren heutigen Verhältnissen. Der dominierende Waldbaum ist *Fagus*. Auf den ärmeren Böden vermag sich *Quercus* zu behaupten. Hier liegt der Eichenanteil um 45 %, während die Buche 15 – 23 % aufweist; *Quercus* ist jedoch ein stärkerer Pollenproduzent als *Fagus*. An nassen Standorten dominiert weiterhin die Erle. Die Römerzeit ist durch höhere Kulturintensität zu erkennen, unter anderem wird *Juglans* (Walnußbaum) eingeführt. In der Völkerwanderungszeit nehmen die Kulturanzeiger stark ab. Die Nichtbaumpollen-Flora wird sippenarm. Im Moorbachstum löst der Weißtorf (Jüngerer Hochmoortorf) den Schwarztorf ab. Dieser Schwarz/Weißtorf-Kontakt kann innerhalb eines Moores auch asynchron verlaufen. Ein Niedermoortorf beim Römerlager am Essenberger Bruch (Tab. 15: Prof. 3; genaue Lage nicht bekannt) ergab folgende Werte: *Alnus* 57 – 78 %, *Quercus* 13 %, *Fagus* 9 %, *Carpinus* 4 %, *Corylus* 6 %, *Juglans* 0,5 %; Nichtbaumpollen 31 – 43 %, davon Getreide 5 – 9 %, *Plantago lanceolata* 3 % und sonstige Kulturanzeiger 5 %.

- Zone XII: Subatlantikum oder Nachwärmezeit, jüngerer Teil, ab 750/1200 n. Chr.
 - a) Zeit der Rodungen und anthropogen genutzten Wälder
 - b) Zeit der Nadelholzforsten

Die Grenze XI/XII ist nicht synchron, denn sie ist anthropogen bedingt.

Das Eingreifen beginnt frühestens mit den fränkischen Rodungen. Durch Fördern der Eichen wird die Buche zurückgedrängt. Eine zunehmende Entwaldung begünstigt die lichtergrünen Haseln, Birken und Kiefern. Erlenstandorte werden zu Wiesen und Weiden umgewandelt. Die Kulturanzeiger nehmen kräftig zu; ab 14./15. Jahrhundert wird Buchweizen (*Fagopyrum*) angebaut. Durch Übernutzung breiten sich dann besonders auf ärmeren Standorten *Calluna*-Heiden aus. Um die fortschreitende Bodendegradation anzuhalten, wurden ab Ende des 18. Jahrhunderts (Zone XII b) diese Flächen mit Fichte (*Picea*) und Kiefer aufgeforstet.

Als potentiell-natürliche Vegetation wären je nach Standort die Varianten des Buchen-Eichenwaldes (*Fago-Quercetum*) und des Eichen-Hainbuchenwaldes (*Stellario-Carpinetum*) großflächig zu erwarten. In den Niederungen würden sich Erlen-Eichen- und Eichen-Auenwaldgesellschaften oder Erlen- und Birkenbruchwälder entwickeln.

3.6.2.2 Anthropogene Ablagerungen

3.6.2.2.1 Künstliche Aufschüttung oder Auffüllung („y“)

Im Blattgebiet sind die natürlichen Oberflächenverhältnisse durch Eingriffe des Menschen sehr stark verändert. Alle größeren zusammenhängenden Flächen mit durchweg mehr als 2 m Aufschüttung sind in der geologischen Karte dargestellt, wobei das Blatt 4506 Duisburg der Ingenieurgeologischen Karte 1 : 25 000 zugrunde gelegt wurde. Ehemalige größere Abbaubetriebe von Steinen und Erden, die später meist bis über die ehemalige Geländeoberfläche verfüllt wurden, sind mit einer zusätzlichen Signatur gekennzeichnet (s. Legende geologische Karte). Bei der Darstellung der verfüllten und aufgefüllten Flächen kann kein Anspruch auf Vollständigkeit erhoben werden. Vor allem Flächen, die später überbaut wurden, lassen sich heute häufig nicht mehr abgrenzen oder sind überhaupt nicht bekannt.

Die dargestellten Aufschüttungen und Auffüllungen bestehen aus Müll, Bergematerial, Asche, Schlacke, Bauschutt, Klärschlamm sowie anderen Stoffen. Ihre Mächtigkeit reicht bis 12 m.

4 Gebirgsbau (R. WOLF)

Die Schichten des Namurs C bis Westfal C sind im Ruhrgebiet durch die variscische Gebirgsbildung in Südwest – Nordost streichende Synklinorien und Antiklinorien (Hauptmulden und Hauptsättel) aufgefaltet worden (s. Abb. 10). Diese setzen sich gewöhnlich aus verschiedenen Teilsätteln und -mulden zusammen, die ihrerseits wieder spezialgefaltet sein können. Im Streichen des Gebirges verändert sich der Aufbau der Hauptsättel und Hauptmulden kontinuierlich, indem Spezialfalten hinzukommen oder auslaufen.

Falten besteht, in denen wenige oder keine Überschiebungen vorkommen. Diese tektonischen Stockwerke lassen keine Abhängigkeit vom petrographischen Aufbau der Schichten erkennen, ihre Tiefenlage ist jedoch abhängig von der jeweiligen tektonischen Position (axiale Hoch- oder Tieflage).

Das gefaltete Gebirge wird von Nordwest – Südost streichenden Querstörungen von unterschiedlicher Erstreckung und wechselnden Verwurfsbeträgen in Graben-, Horst- und Staffelschollen gegliedert. Diese Quertektonik ist abhängig von der Faltungsintensität, das heißt, je geringer die Faltungsintensität, desto größer ist die Anzahl der Querstörungen und um so größer sind häufig die Verwürfe. Da die Faltungsintensität im Ruhrgebiet von Süden nach Norden zurückgeht, nimmt die Bruchtektonik in dieser Richtung zu.

An den Querstörungen sind häufig noch zusätzliche Horizontalbewegungen erfolgt, die sowohl sinistral (linkshändig) als auch dextral (rechtshändig) sein können. Zusätzlich finden sich steile Störungen mit rein horizontalen Bewegungen. Sie streichen diagonal zu den Faltenstrukturen und werden im Bergbau Blätter oder Blattverschiebungen genannt.

Auf den gefalteten Schichten des Karbons liegen diskordant jüngere Schichten. Diese Deckgebirgsschichten setzen sich im Westen des Ruhrgebiets (Niederrheinbereich) aus Ablagerungen des Zechsteins, der Trias, der Kreide, des Tertiärs und des Quartärs zusammen. Weiter im Osten wird das Karbon nur von mächtigen Schichten der Kreide mit einer dünnen Quartärbedeckung diskordant überlagert. Sowohl die Deckgebirgsbasis (Karbon-Oberfläche) als auch die Deckgebirgsschichten – mit Ausnahme des Tertiärs und Quartärs – tauchen im allgemeinen flach nach Norden ein.

4.1 Tektonik des Oberkarbons

Das Blattgebiet wird im tieferen Untergrund von den gefalteten Schichten des Oberkarbons aufgebaut. Da diese Strukturen des Untergrundes durch den Kohlenabbau sowie durch über- und untertägige Erkundungsmaßnahmen sehr gut bekannt sind, aber in der geologischen Karte nicht dargestellt werden können, wurde für das Blattgebiet Duisburg – wie bereits vorher für andere Blattgebiete auch – eine Strukturkarte erstellt (Taf. 2).

Die Darstellung der Geologie erfolgt dabei an der Karbon-Oberfläche, das heißt, die Darstellungsfläche ist keine Ebene, sondern ist stark reliefiert, da die schwach nach Norden abtauchende Erosionsfläche durch bruchtektonische Bewegungen in ein grob Nordwest – Südost streichendes Schollenmosaik zergliedert wurde. Die Form der Karbon-Oberfläche ist in der Karte durch Tiefenlinien im 10-m- oder 20-m-Abstand dargestellt. Die Tiefenangaben sind auf Normal-Null bezogen und wurden durch die Auswertung von Schacht- und Bohrprofilen konstruiert. Die Genauigkeit ist deshalb in Gebieten mit großer Bohrdichte und in Abbaubereichen naturgemäß größer als in Gebieten, in denen die Tiefenlage der Karbon-Oberfläche über größere Entfernungen extrapoliert werden mußte.

Von den zahlreichen Kohlenflözen im Oberkarbon wird mit Rücksicht auf eine bessere Übersichtlichkeit nur eine Auswahl dargestellt (Grenzflöze, häufig abgebaute Flöze). In der Darstellung selbst werden die Aufschlußverhältnisse gekennzeichnet: Flöze, die durch Abbau in unmittelbarer Nähe bekannt sind, werden als durchgezogene Linien dargestellt, projizierte Flöze dagegen sind gestrichelt.

In der Karte sind ferner der Verlauf der Faltenachsen sowie die Ausstrichlinien der Überschiebungen an der Karbon-Oberfläche dargestellt. Letztere werden durch die Größe der Überschiebungszeichen nach ihrem Verwurf klassifiziert (<50 m, >50 m bankrechter Verwurf). Die Sprünge sind gleichfalls mit ihrem bekannten oder vermuteten Verwurf dargestellt, wobei in der Karte 1 mm Schraffellänge etwa 25 m bankrechtem Verwurf im Karbon entspricht. So kann aus der jeweiligen Schraffellänge in der Karte der tatsächliche Verwurfsbetrag der Sprünge bestimmt werden. Die in der Karte dargestellten Blattverschiebungen sind dagegen wieder in zwei Klassen mit <50 m, >50 m horizontalem Verwurf eingeteilt.

Zur Orientierung enthält die Karte die wichtigsten Markscheiden, für deren Darstellung die Geologische Karte des Rheinisch-Westfälischen Steinkohlengebietes 1:10 000 verwendet wurde. Außerdem ist die Lage der meisten Bohrungen und aller Schächte angegeben, die das Steinkohlengebirge erreicht haben. Zahlen neben den Symbolen geben dabei die Tiefe unter NN an, in welcher die Schichten des Oberkarbons angetroffen wurden. Bei den Schächten wird außerdem unterschieden zwischen solchen, die noch im Betrieb sind, und solchen, die bereits stillgelegt oder verfüllt sind.

Auf eine Schnittserie über das Blattgebiet wurde verzichtet, da im Rahmen des Untersuchungsvorhabens „Tiefentektonik“ im Geologischen Landesamt Nordrhein-Westfalen in Krefeld für den gesamten Blattbereich Querschnitte erstellt und veröffentlicht wurden. So wurde der Südwestteil des Blattgebiets von WOLF (1985, Taf. 16: Schnitte 8 – 12) und der Nordostteil von DROZDZEWSKI (1985, Taf. 24: Schnitte 1 – 4) erfaßt. Einen Überblick über die Faltenstrukturen im Oberkarbon des Blattgebiets gibt der Querschnitt A–B.

4.1.1 Falten

Das Oberkarbon des Blattgebiets wird von etwa 60–70° streichenden Synklinorien und Antiklinorien aufgebaut, die in Anlehnung an die im Bergbau übliche Bezeichnung Hauptmulden und Hauptsättel genannt werden. Diese setzen sich wieder aus verschiedenen Teilsätteln und -mulden zusammen. Im folgenden sind alle Faltelemente, die das Blattgebiet queren, aufgelistet, wobei die Aufzählung im Norden beginnt. Das jeweilige Muldentiefste oder Sattelhöchste ist gesperrt gedruckt.

Lippe-Hauptmulde

Vestischer Hauptsattel

- Moerser Sattel
- Moerser Mulde
- Rheinpreussen-Sattel
- Rheinpreussen-Mulde
- Gladbecker Sattel

Emscher-Hauptmulde

- Emscher-Mulde
- Westender Sattel
- Westender Mulde
- Nördl. Westender Mulde
- Oermter Sattel
- Süd. Westender Mulde

Gelsenkirchener Hauptsattel	– Alstadener Sattel	– Nördl. Alstadener Mulde
	– Alstadener Mulde	– Hochemmericher Sattel
		– Südl. Alstadener Mulde
	– Roland-Sattel	
	– Neuweseler Mulde	
	– Neuweseler Sattel	
	– Sellerbecker Mulde	
	– Sellerbecker Sattel	
	– Leybänker Mulde	
	– Leybänker Sattel	
Essener Hauptmulde	– Wiescher Mulde	
	– Altendorfer Sattel	

Fast das gesamte Blattgebiet wird von den Falten des Vestischen Hauptsattels, der Emscher-Hauptmulde und des Gelsenkirchener Hauptsattels eingenommen (s. Abb. 10). Lediglich in der Nordwestecke findet sich noch der Übergang zur Lippe-Hauptmulde, und in der Südostecke wird die Essener Hauptmulde noch randlich erfaßt.

Vestischer Hauptsattel

Von der querschlägigen Erstreckung her gesehen ist der Vestische Hauptsattel (Abb. 10) die schmalste Hauptfaltenstruktur im Blattgebiet, wobei seine Breite von Südwesten nach Nordosten noch abnimmt. Der Hauptsattel ist im Blattbereich überall aufgeschlossen, so daß seine Struktur wohlbekannt ist. Seine markanteste Falte ist der Gladbecker Sattel, der über das gesamte Gebiet verfolgt werden kann. Er bildet sowohl das südlichste Element wie auch die höchste Aufwölbung des Vestischen Hauptsattels. An den Gladbecker Sattel schließen im Norden weniger gut ausgeprägte Falten an, die aus dem Südwesten herausstreichen und im Blattgebiet auslaufen.

Diese nördlichsten Falten des Vestischen Hauptsattels sind Moerser Sattel und Mulde (auch Thyssen-Sattel und -Mulde genannt). Sie liegen als ganz flache Strukturen am Westrand des Blattes vor (s. Schnitt A–B), wobei sie im Bereich westlich des Beeckerwerther Sprungs am undeutlichsten ausgebildet sind. Die südlich anschließenden Strukturen Rheinpreussen-Sattel und -Mulde sind ebenfalls wenig ausgeprägt und eigentlich nur als Spezialfalten im Gladbecker Sattel anzusehen. Sie setzen wenig westlich des Blattgebiets auf der Nordflanke des Gelsenkirchener Sattels ein, ihre Faltung verstärkt sich dann nach Nordosten, wo sie unmittelbar östlich des Rheinpreussen-Sprungs am auffälligsten ist (Schnitt A–B). Weiter nach Osten geht der Rheinpreussen-Sattel in eine Sattel-Umbiegungsachse des breiter angelegten Gladbecker Sattels über (WOLF 1985, Taf. 16: Schnitt 10) und läuft dann ganz aus.

Der Gladbecker Sattel setzt etwa 5 km südwestlich des Blattgebiets als flachgewölbter Sattel von geringer Faltenhöhe ein. In seinem Verlauf nach Osten entwickelt sich daraus ein flach nach Norden abtauchender Koffersattel, dessen südliche Schulter sich mehr und mehr zu einem markanten Spitzsattel entwickelt. Zwischen Westender Sprung und Neumühl-Sprung schließlich liegt der Sattel als südvergenter Spitzsattel vor (DROZDZEWSKI 1985, Taf. 24: Schnitt 2). In diesem Bereich besteht der Vestische Hauptsattel nur noch aus

dem Gladbecker Sattel. Nordöstlich des Blattgebiets schließlich entwickelt sich aus dem Spitzsattel wieder ein Koffersattel, der sich durch einsetzende Spezialfaltung erneut stark verbreitet (s. DROZDZEWSKI 1985, Taf. 24: Schnitte 3, 4; Taf. 25: Schnitte 7 – 12).

Emscher-Hauptmulde

Eine sehr eigenwillige Struktur stellt die südlich anschließende Emscher-Hauptmulde (Abb.10) dar, die in ihrer strukturellen Entwicklung durch Aufschlüsse sehr gut belegt ist. Sie kann im Blattbereich eigentlich nicht als Hauptmuldenstruktur angesprochen werden, da sie mit Ausnahme der Emscher-Mulde allgemein strukturell höher liegt als der nördlich vorgelagerte Vestische Hauptsattel. Sie stellt somit nur die spezialgefaltete Nordflanke des Gelsenkirchener Hauptsattels dar, die überleitet zum tiefer liegenden Vestischen Hauptsattel (s. Abb. 11).

Das Tiefste der Emscher-Hauptmulde bildet also die Emscher-Mulde, die westlich des Blattgebiets zusammen mit dem Gladbecker Sattel einsetzt und die unmittelbar südlich und mit gleichbleibendem Abstand von diesem das Blattgebiet quert. Die Emscher-Mulde liegt überall als einfach strukturierte Spitzmulde mit relativ steilen Flanken vor. Lediglich zwischen Rheinpreussen- und Ruhrwehr-Sprung verflacht die Südflanke bei gleichzeitiger Einschaltung eines Spezialsattels. Die tiefste Einmündung schließlich findet sich zwischen Westender und Neumühl-Sprung. Die Emscher-Mulde weist – wie auch der nördlich gelegene Gladbecker Sattel – im gesamten Blattgebiet eine deutliche Südost-Vergenz auf. Der Übergang zwischen der Spitzmulde und den südlich anschließenden, höher liegenden Strukturen wird durch eine mehr oder weniger ausgeprägte Umbiegungsachse gebildet.

Der Westender Sattel liegt am Westrand des Blattgebiets als leicht südost-vergenter Spitzsattel vor. Im Streichen nach Osten geht er dann in einen flachgewölbten Sattel über (Nähe Schacht Rheinpreussen3), der schließlich so weit verflacht, daß er als Sattelstruktur kaum noch erkennbar ist (Umgebung Schacht Rheinpreussen2). In diesem Bereich besteht die Emscher-Hauptmulde praktisch nur noch aus der tiefeingefalteten Emscher-Mulde, die mit einer sehr langen, leicht gewellten südlichen Muldenflanke direkt in den Gelsenkirchener Hauptsattel überleitet (s. WOLF 1985, Taf. 16: Schnitt 9). Weiter nach Osten entwickelt sich aus eben dieser Flanke schließlich wieder ein Spitzsattel, der sich in der Nähe des Schachtes Rhein und Ruhr zu einem Tonnensattel verbreitert, bevor er schließlich wieder als Spitzsattel ausläuft. Östlich des Westender Sprungs ist die strukturelle Situation ähnlich wie östlich des Rheinpreussen-Sprungs in der Umgebung von Schacht Rheinpreussen 2: der Sattel ist fast verschwunden (s. DROZDZEWSKI 1985, Taf. 24: Schnitte 1, 2). Am östlichen Blattgebietsrand entwickelt sich aus der Südflanke der Emscher-Mulde wieder eine breitangelegte Antikline, die als Fortsetzung des Westender Sattels aufzufassen ist (DROZDZEWSKI 1985, Taf. 24: Schnitte 2, 3).

An den Westender Sattel schließt sich im Süden die Westender Mulde an. Diese ist westlich des Blattgebiets als flache Trogmulde ausgebildet. In ihrem Verlauf nach Osten formt sich im Zentrum der Mulde der Oermter Sattel heraus, der zwei separate Mulden trennt, die Nördliche und die Südliche Westender Mulde. Am Westrand des Blattgebiets ist die gesamte Struktur zunächst relativ stark eingefaltet, wobei Nördliche Westender Mulde und Oermter Sattel spitz ausgebildet sind. Im Verlauf nach Osten werden die einzelnen Falten flacher. Später geht der Oermter Sattel in einen Koffersattel über und läuft dann als Umbiegungsachse östlich des Rheinpreussen-Sprungs zusammen mit dem zuvor beschriebenen Westender Sattel aus.

Mit dem Wiedereinsetzen des Westender Sattels westlich des Beeckerwerther Sprungs liegt die Westender Mulde als relativ breite Trogmulde vor, die zwischen Beeckerwerther und Rönsbergshofer Sprung am stärksten eingetieft ist, weiter nach Osten wieder verflacht und dann zusammen mit dem Westender Sattel östlich des Westender Sprungs ausläuft. Am Ostrand des Blattgebiets liegt die Mulde schließlich wieder als extrem flache Schüsselmulde vor (DROZDZEWSKI 1985, Taf. 24: Schnitte 3, 4).

Gelsenkirchener Hauptsattel

Das südliche beziehungsweise südöstliche Blattgebiet wird von den Faltenstrukturen des 5 – 6 km breiten Gelsenkirchener Hauptsattels (Abb. 10) eingenommen. Als nördlichste Falte dieses Antiklinoriums wird der Alstadener Sattel angesehen, der mit der Alstadener Mulde zusammen den Übergang bildet zwischen der Emscher-Hauptmulde und dem intensiv gefalteten Bereich des Gelsenkirchener Hauptsattels. Alstadener Sattel und Mulde setzen unweit westlich des Blattgebiets ein, wo der Alstadener Sattel als Umbiegungsachse auf der Südflanke der Westender Mulde einsetzt und sich nach Osten zu einem Spitzsattel entwickelt. Im westlichen Blattgebiet liegt der Sattel zunächst als schmaler Spitzsattel vor, der aber sehr schnell in einen breiteren kofferartigen Sattel übergeht. In dieser Ausbildung verläuft er dann über das Blattgebiet, wobei sich östlich des Rheinpreussen-Sprungs aus der südlichen Umbiegungsachse das Sattelhöhe herausbildet. Die nördliche Umbiegungsachse läuft noch vor dem Ostrand des Blattgebiets aus.

Die Alstadener Mulde liegt im westlichen Blattbereich zunächst als Spitzmulde mit steiler Nord- und flacher Südflanke vor. In der letzteren entwickelt sich dann ein Spezialsattel, Hochemmericher Sattel genannt, der eine Nördliche und eine Südliche Alstadener Mulde trennt. Zwischen Rheinpreussen- und Ruhrwehr-Sprung laufen die Nördliche Alstadener Mulde und der Hochemmericher Sattel aus, die Südliche Alstadener Mulde setzt sich weiter nach Osten fort und wird dort wieder als Alstadener Mulde bezeichnet. Diese ist im östlichen Blattgebiet – wie auch der Alstadener Sattel – nur undeutlich entwickelt und stellt eigentlich nur eine Umbiegungsachse zum südlich gelegenen Roland-Sattel dar.

Der Übergang zum folgenden Roland-Sattel ist im westlichen Blattbereich noch sehr gut aufgeschlossen, der eigentliche Sattel aber und alle weiteren Faltenstrukturen des Gelsenkirchener Hauptsattels sind jedoch nicht mehr bergmännisch erschlossen. In einigen südlich gelegenen Mutungsbohrungen wurde eine steile Lagerung der Schichten angetroffen (z. B. Bohrungen Atrop: 55°, Rheinhausen: 53°), und ein dort erbohrtes Kohlenflöz konnte als Flöz Hauptflöz angesprochen werden, so daß auch im südwestlichen Blattbereich noch mit einer ausgeprägten Faltung im Gelsenkirchener Hauptsattel gerechnet werden muß.

Die im östlich anschließenden Blattgebiet 4507 Mülheim an der Ruhr aufgeschlossenen Strukturen (DROZDZEWSKI in JANSEN & DROZDZEWSKI 1986) wurden deshalb mit dem Generalstreichen des Gebirges über das vorliegende Blatt weiter projiziert. Da nach Westen

Abb. 11

Strukturelle Entwicklung der Faltung im Blattgebiet, dargestellt in Schnitten mit den Flözen Finefrau und Girondelle 5 (nach WOLF 1985, Taf. 16: Schnitte 8 – 12, und DROZDZEWSKI 1985, Taf. 24: Schnitte 1 – 4). Zur besseren Darstellung der Faltenstrukturen wurden von den Schnittspuren gequerte Sprünge zeichnerisch eliminiert, so daß NN-Linie und Karbon-Oberfläche in den Schnitten versetzt erscheinen können.

tiefere Schichten angeschnitten werden, geht dabei der im Osten an der Karbon-Oberfläche kofferförmig ausgebildete Roland-Sattel in einen Spitzsattel über; die südlich gelegenen Neuweseler Sattel und Mulde scheinen im gleichen Abstand nach Südwesten zu streichen, wobei in den erwähnten Bohrungen Atrop und Rheinhausen jeweils die steile Nordflanke des Neuweseler Sattels angetroffen worden sein dürfte. Der steil gefaltete Sellaer Sattel als Höchstes des Gelsenkirchener Hauptsattels wird als Koffersattel nach Südwesten weiterprojiziert (s. Schnitt A–B), ebenso wie die im Blattgebiet Mülheim an der Ruhr bergmännisch erschlossenen südlichsten Falten des Antiklinoriums Leybänker Mulde und Sattel als Spitzfalten über das Blattgebiet weitergeführt werden.

Allgemein läßt sich für das Blattgebiet sagen, daß der Falten Spiegel vom höchsten Bereich des Gelsenkirchener Hauptsattels generell in Richtung auf die Lippe-Hauptmulde abtaucht, wobei der Sellaer Sattel die höchste Struktur darstellt, während die Emscher-Mulde am tiefsten liegt (s. Abb. 11). Die Hauptfalten, die weiter östlich im Ruhrgebiet so markant vorliegen, sind hier – mit Ausnahme des Gelsenkirchener Hauptsattels – nur undeutlich entwickelt, so daß Emscher-Hauptmulde und Vestischer Hauptsattel auch als Spezialfalten im Übergang zwischen Lippe-Hauptmulde und Gelsenkirchener Hauptsattel angesehen werden können.

Die Faltenachsen der nördlichen Hauptfalten (Vestischer Hauptsattel, Emscher-Hauptmulde) heben generell leicht nach Südwesten in Richtung auf das Krefelder Achsenhoch heraus, wogegen die Achsen des Gelsenkirchener Hauptsattels zwischen Westender und Rheinpreussen-Sprung flach liegen und zum Teil sogar eine lokale Achsendepression zeigen. Erst weit westlich des Rheinpreussen-Sprungs ist auch ein Ansteigen dieser Achsen nach Südwesten zu erkennen.

4.1.2 Störungen

Die gefalteten Oberkarbon-Schichten werden von einer großen Anzahl von Störungen durchzogen, die sich sowohl durch ihre Genese als auch durch ihre Lage zum Faltenbau unterscheiden:

- Störungen, die im Zusammenhang mit der Faltung des Gebirges entstanden sind, parallel zu den Faltenstrukturen verlaufen und durch einengende Wirkung entstanden sind, werden Überschiebungen genannt. Sie gleichen die bei der Faltung entstehenden Volumenprobleme durch Doppellagerung der Schichten aus.
- Störungen, die nach der Auffaltung des Gebirges die Faltenstränge querschlägig zerbrechen, werden Abschiebungen oder bergmännisch Sprünge genannt. Hier wird Dilatation (Zerrung) in Richtung der Faltenachsen durch Abschiebung ausgeglichen.
- Eine dritte Gruppe von Störungen ist ebenfalls nach der Faltung entstanden. Diese Störungen liegen im allgemeinen diagonal zu den vorher genannten tektonischen Elementen und werden deshalb als Diagonalstörungen, Blätter oder Blattverschiebungen bezeichnet. Ihr Bewegungssinn ist horizontal, wobei sie als links- (sinistrale) oder rechtshändige (dextrale) Verschiebungen vorliegen können. Bei der linkshändigen Verschiebung wird – beim Blick auf die Störungsfläche – die Scholle hinter der Störung relativ nach links, bei der rechtshändigen Verschiebung relativ nach rechts verschoben.

4.1.2.1 Überschiebungen

Die im Blattgebiet auftretenden Überschiebungen sind nicht gleichmäßig verteilt, sondern konzentrieren sich im wesentlichen auf die Hauptsättel (Gelsenkirchener und Vestischer Hauptsattel). Die Überschiebungen liegen als synthetische oder antithetische Überschiebungen vor, wobei die Störungsflächen der synthetischen Überschiebungen gleichsinnig mit den Schichten einfallen, während die Überschiebungsbahnen der antithetischen gegensinnig einfallen.

Im Blattgebiet herrschen – wie auch im östlich benachbarten Blattgebiet 4507 Mülheim an der Ruhr (s. DROZDZEWSKI in JANSEN & DROZDZEWSKI 1986) – nordvergente Überschiebungen vor, und mit Ausnahme von Rheinpreussen- und Alstadener Überschiebung ist die laterale Erstreckung dieser Überschiebungen gering. Die Verwurfsbeträge sind ebenfalls nicht groß, und sie verändern sich sowohl im Streichen als auch zur Teufe.

Die relativ kleine Anzahl von Überschiebungen im Blattbereich und deren unregelmäßige Verteilung kann mit der tektonischen Tiefenzonierung (Stockwerkbau) des Gebirges erklärt werden.

Drei tektonische Stockwerke sind zu unterscheiden, die durch Faltung und Überschiebungstektonik charakterisiert sind (DROZDZEWSKI et al. 1980, 1985). So ist im südlichen Blattbereich das unterste tektonische Stockwerk angeschnitten, welches gekennzeichnet ist durch Spezialfaltung und eine nur geringe Anzahl von Überschiebungen, die zum Teil noch als Wurzelzonen größerer Überschiebungen des darüberliegenden Stockwerks angesehen werden müssen. Im nördlichen Blattbereich dagegen ist das mittlere Stockwerk mit mittel- bis kurzweiliger Faltung und intensiver Überschiebungstektonik aufgeschlossen. Das höchste Stockwerk mit flacher Lagerung und wenigen Überschiebungen liegt nördlich des Blattbereichs.

Als einzige mitgefaltete Überschiebung des Blattgebiets liegt im Gelsenkirchener Hauptsattel die Alstadener Überschiebung (Schnitt A – B) vor, die von Osten auf das Blattgebiet streicht, aber noch östlich des Rheinpreussen-Sprungs ausläuft. Die Entwicklung dieser Überschiebung im Bereich der ehemaligen Zeche Alstaden am Ostrand des Blattgebiets wird von DROZDZEWSKI (1985: 177) ausführlich beschrieben. Dort findet sich die Überschiebung in der Alstadener Mulde innerhalb der Wittener Schichten, wobei im höheren Niveau (Finefrau-Partie) 300 – 400 m bankrechter Verwurf vorliegen, während im tieferen Bereich (Sarnsbank-Partie) die Verwürfe bis auf 50 m zurückgehen (DROZDZEWSKI 1985: 177 u. Abb. 108).

Die Überschiebung ist auf der Südflanke der Alstadener Mulde als synthetische nach Norden einfallende Überschiebung bis dicht an die Karbon-Oberfläche aufgeschlossen. Ihre Fortsetzung nach Süden ist nicht bekannt, doch vermutet DROZDZEWSKI (1985: 177) wegen der starken Verwurfsabnahme nach Westen ein Auslaufen der Überschiebung auf der Südflanke des Roland-Sattels. Möglich ist aber auch eine Fortsetzung der Überschiebung bis in die Neuweseler Mulde (Schnitt A – B). Nach Norden quert die Störung den Alstadener Sattel. Durch das Herausheben der Schichten nach Südwesten schneidet die Karbon-Oberfläche die Überschiebung im Osten an der Südflanke der Westender Mulde, während sie im Westen im Kern der südlichen Alstadener Mulde abgeschnitten ist.

Der westlichste sichere Aufschluß der Alstadener Überschiebung findet sich unmittelbar östlich des Rönbergshofer Sprungs im Schacht der Zeche Neu-Duisburg, auf der

Südflanke des Alstadener Sattels gelegen. Dort beträgt der Verwurf 140 m auf der Südflanke, für die Nordflanke können nur noch 60 m bankrechten Verwurfs angenommen werden (WOLF 1985: 117 u. Taf. 16: Schnitt 11). Die Überschiebung läuft dann nach Westen hin aus. Eine Überschiebung mit 20–40 m bankrechtem Verwurf in der Alstadener Mulde, die zwischen Rheinpreussen- und Bergheimer Sprung bekannt ist, ist vermutlich nicht als Fortsetzung der Alstadener Überschiebung im Schacht Neu-Duisburg anzusehen.

Als zweite größere Überschiebung im Blattbereich ist die Rheinpreussen-Überschiebung zu nennen, die im Vestischen Hauptsattel an der Karbon-Oberfläche ausstreicht. Sie ist benannt nach der Schachtanlage Rheinpreussen, in deren Grubenfeld sie gut aufgeschlossen ist. Die Überschiebung setzt unmittelbar östlich des Westender Sprungs mit geringem Verwurf im Bereich zwischen Mittleren Bochumer und Mittleren Essener Schichten ein. Westlich des Sprungs liegt sie im gleichen stratigraphischen Bereich mit zwei Überschiebungsbahnen an der Südflanke des Moerser Sattels vor. Noch weiter im Westen, südlich des Spülschachtes Beeckerwerth, ist dann nur noch eine Störungsbahn vorhanden. Im weiteren Fortstreichen nach Westen – zwischen Beeckerwerther und Rheinpreussen-Sprung – biegt dann die Überschiebungsbahn nach Süden um. Im Rossenrayer Horst – außerhalb des Blattgebiets – läuft die Überschiebung gänzlich aus und wird von einer anderen Überschiebungsbahn im Liegenden abgelöst (s. WOLF 1985: 118 – 119). Die Überschiebungsbeträge sind mit generell < 50 m bankrechtem Verwurf nicht allzu groß.

Strukturell ist die Rheinpreussen-Überschiebung mit dem Gladbecker Sattel verknüpft. Sie setzt im Kern des Sattels ein und streicht in der Moerser Mulde an der Karbon-Oberfläche aus, wobei sie generell antithetisch aufschiebend vorliegt.

Südlich der Rheinpreussen-Überschiebung ist dann im Kernbereich der Emscher-Mulde und genetisch mit dieser verknüpft eine synthetisch südfallende, unbenannte Überschiebung aufgeschlossen. Diese verwirft mit < 50 m bankrechtem Verwurf Obere Bochumer und Untere Essener Schichten und läuft unmittelbar westlich des Beeckerwerther Sprungs aus.

In dem Bereich, in dem die Emscher-Mulde spezialgefaltet erscheint, tritt eine weitere Überschiebung mit nur wenigen Zehnermetern bankrechtem Verwurf auf. Diese ist etwa synthetisch nordfallend und muß im Zusammenhang mit der Spezialfaltung im Muldenkern gesehen werden.

Im nordwestlichen Blattbereich streicht an der Karbon-Oberfläche schließlich noch eine unbedeutende südfallende Überschiebung aus, die mit dem Moerser Sattel verknüpft ist.

Im nordöstlichen Blattbereich finden sich noch drei synthetisch nordfallende Überschiebungen, von denen die beiden südlichen im Feld Neumühl aufgeschlossen sind. Die liegende dieser Überschiebungen verdoppelt nach DROZDZEWSKI (1985: 178) im Bereich zwischen Mittleren Bochumer und Mittleren Essener Schichten die Schichten um bis zu 50 m. Sie wird Concordia-Überschiebung genannt. Die hangende Überschiebung ist deutlich geringer in Verwurf und Erstreckung. Beide Störungen sind genetisch mit der Emscher-Mulde verknüpft – wie auch eine südfallende Überschiebung nördlich von Schacht Neumühl 3 (s. DROZDZEWSKI 1985, Taf. 24: Schnitt 2), die lateral jedoch nur über eine kurze Entfernung aushält.

Die Lohhofer Überschiebung schließlich setzt als nordfallende Überschiebung in dem Bereich ein, wo im Vestischen Hauptsattel die Spezialfalten von Moerser Sattel und

Mulde auslaufen und der Gladbecker Sattel direkt an die sehr breite Lippe-Hauptmulde angrenzt. Der bankrechte Verwurf ist mit maximal 50 m im Blattbereich nicht allzu groß, im Streichen nach Nordosten wird er dann noch geringer.

Die Genese dieser Überschiebung muß mit dem Auslaufen der nördlichen Spezialfalten (Moerser Sattel und Mulde) des Vestischen Hauptsattels und dem Übergang in eine Flexur erklärt werden. Hier wird Spezialfaltung durch Überschiebung abgelöst.

4.1.2.2 Querstörungen

Eine Reihe von etwa Nordwest – Südost streichenden Abschiebungen teilt das Blattgebiet in Bruchschollen, die von Westen nach Osten als Rossenrayer Horst, Rheinberger und Alstadener Staffel bezeichnet werden (s. Abb. 10).

Bei den Sprüngen überwiegen die ostfallenden, also synthetischen Abschiebungen. Sie unterstützen somit den Anstieg zum weiter südwestlich gelegenen Krefelder Achsenhoch. Die Anzahl der Sprünge ist relativ gering; es bestätigt sich hier eine Beobachtung, die im gesamten Ruhrgebiet gemacht wurde, nämlich daß die Anzahl der Querstörungen in Richtung auf den intensiver gefalteten Bereich des variscisch gefalteten Gebirges abnimmt (s. auch WOLF 1985, WREDE 1987).

Der Rossenrayer Horst ist die südwestlichste Bruchscholle im Blattgebiet. Diese wird im Westen durch den Bönninghardt-Moerser Sprung und im Osten durch den Rheinpreussen-Sprung begrenzt. Im Blattgebiet wird der ca. 4,5 km breite Horst durch den westfallenden Bergheimer Sprung zweigeteilt, wobei die eigentliche Horstscholle zwischen diesem Sprung und dem Rheinpreussen-Sprung nahezu ungestört vorliegt. In der westlichen, tiefer liegenden Scholle finden sich zusätzlich noch ein westfallender Sprung von geringem Verwurf sowie ein ostfallender, der mit dem Bönninghardt-Moerser Sprung einen schmalen Spezialhorst bildet.

An den Horst schließt sich im Osten die Rheinberger Staffel an, die im Osten durch den Westender Sprung begrenzt wird. Diese Staffelscholle ist ca. 6,5 km breit, sie entwickelt sich nördlich des Blattgebiets mit dem Auslaufen des Eversaeleer Sprungs aus dem Rheinberger Graben. Der Rheinpreussen-Sprung – die westliche Abgrenzung der Staffelscholle – hat mit mehr als 300 m seinen größten Verwurf im Bereich der Emscher-Hauptmulde. Nach Südosten nimmt der Verwurf dann deutlich ab. Auf dem Rheinpreussen-Sprung sitzen einige westfallende Abschiebungen auf, deren laterale Erstreckung nur gering ist und deren Verwürfe gleichfalls nicht groß sind.

Im Osten folgt in der Rheinberger Staffel dann als größeres Element der Beeckerwerther Sprung. Diese auch nordwestlich des Blattgebiets vorliegende Abschiebung hat mit ca. 180 m ihren größten Verwurf im Bereich des Vestischen Hauptsattels im Blattgebiet. Sie läuft in der Nordflanke des Gelsenkirchener Hauptsattels aus und wird nach Südosten ersetzt durch den in der Emscher-Hauptmulde einsetzenden, ebenfalls ostfallenden Ruhrwehr-Sprung, der mit wenigen Zehnermetern Verwurf im Abbaubereich der ehemaligen Zeche Westende angetroffen wurde. Über den Verlauf dieses Sprungs nach Südosten ist wenig bekannt. Sehr wahrscheinlich läuft er im Gelsenkirchener Hauptsattel aus.

Weiter nach Osten hin folgt dann ein westfallender Sprung, der Rönsbergshofer Sprung, der mit mehr als 100 m Verwurf ebenfalls in den Abbauen der Zeche Westende angetroffen wurde. In den nördlich anschließenden Feldern der Zeche Friedrich Thyssen ist der Verwurf deutlich geringer. Nach Südosten scheint der Sprung, wie der vorher genannte, im Gelsenkirchener Hauptsattel auszulaufen.

Die östliche Begrenzung der Rheinberger Staffel, der Westender Sprung, ist mit den größten Abschiebungsbeträgen in der Emscher-Hauptmulde und im Vestischen Hauptsattel aufgeschlossen, wobei im Feld der Zeche Westende Verwürfe bis zu 300 m angetroffen wurden. Nach Nordwesten nehmen die Verwürfe dieses ostfallenden Sprungs dann sehr schnell ab. Nach Südosten müssen gleichfalls geringere Abschiebungsbeträge angenommen werden. Im nördlichen Blattbereich stößt dann noch der von Nordwesten heranreichende – im Auslaufen begriffene – Orsoyer Sprung spitzwinklig in den Westender Sprung.

An die Rheinberger Staffel schließt im Osten die sogenannte Alstadener Staffel an, die im Blattbereich etwa 2 – 3 km breit ist und nach Osten durch den ostfallenden Neumühl-Sprung begrenzt wird. In der Staffel selbst endet auf der Südflanke der Lippe-Hauptmulde der nördlich des Blattgebiets sehr bedeutende, nach Osten abschiebende Schweigern-Sprung. Er wird im Bereich der Emscher-Hauptmulde durch einen gegenfallenden Sprung von nicht allzu großem Verwurf abgelöst. Im Bereich des Gelsenkirchener Hauptsattels schließlich biegt ein von Südosten heranreichender, ostfallender Sprung, der Alstadener Sprung, abrupt von der Südwest-Nordost-Richtung in die Ost-West-Richtung um und läuft mit dem Westender Sprung zusammen.

Der staffelbegrenzende, ostfallende Neumühl-Sprung ist in den Grubenfeldern der ehemaligen Zechen Neumühl und Concordia mit nach Südosten zunehmenden Verwürfen aufgeschlossen, wobei die maximalen Abschiebungsbeträge – 400 m und mehr – außerhalb des Blattgebiets in der Nordflanke des Gelsenkirchener Hauptsattels zu finden sind (Grubenfeld Concordia). In dem äußersten Nordostbereich des Blattgebiets wird schließlich noch der ostfallende Concordia-Sprung angetroffen, der mit maximal 150 m bankrechtem Verwurf ebenfalls in den genannten Grubenfeldern aufgeschlossen ist.

4.1.2.3 Diagonalstörungen

Im Blattgebiet sind lediglich drei Diagonalstörungen oder Blattverschiebungen aufgeschlossen, von denen eine Nordnordwest – Südsüdost streicht, während die beiden übrigen Westnordwest – Ostsüdost verlaufen. Im Blattgebiet finden sich also beide Horizontalverschiebungsrichtungen, wie sie aus dem Ruhrgebiet bekannt sind (PILGER 1956, DROZDZEWSKI 1982).

Die Horizontalverschiebung im westlichen Blattbereich läuft weiter westlich unter spitzem Winkel in den Rheinpreussen-Sprung; sie ist sinistral verschiebend, wobei allerdings nur geringe Verwürfe gemessen werden. Die beiden anderen Diagonalstörungen liegen als dextrale Blattverschiebungen vor und zeigen somit den im Ruhrgebiet vorherrschenden Bewegungssinn (DROZDZEWSKI 1982).

Das Alstadener Blatt liegt in der Rheinberger Staffel zwischen Rönsbergshofer und Westender Sprung. Die Störungsbahn fällt in den Aufschlüssen der ehemaligen Zeche

Westende nach Süden ein, wo die Südscholle um 100 m abgesunken ist. Das Alstadener Blatt steht möglicherweise mit dem Alstadener Sprung in Beziehung, da diese beiden tektonischen Elemente im gleichen Bereich in den Westender Sprung einmünden.

Das Hamborner Blatt, zwischen Westender und Neumühl-Sprung gelegen, ist in den Feldern von Friedrich Thyssen und Neumühl aufgeschlossen. Die Störungsbahn fällt dort steil nach Norden ein; es werden bis zu 150 m rechtshändige Verschiebung gemessen, wohingegen die abschiebende Komponente nur wenig ausgeprägt ist. Es handelt sich hier also um eine reine Horizontalverschiebung.

Neben den genannten Horizontalverschiebungen an den beschriebenen Blättern ist nach DROZDZEWski (1982) zusätzlich noch mit einer – allerdings für das Blattgebiet nicht bestimmten – Horizontalkomponente bei den Sprüngen zu rechnen.

4.1.3 Zeitlicher Ablauf der tektonischen Bewegungen

Aus den Informationen des Blattgebiets allein können keine Altersbeziehungen hergeleitet werden. Detaillierte Untersuchungen vor allem im Niederrheinischen Steinkohlengebiet ermöglichen jedoch eine relativ genaue zeitliche Zuordnung der verschiedenen tektonischen Bewegungen (WOLF 1985).

Die Ablagerung der mehr als 6 000 m mächtigen oberkarbonischen Schichten erfolgte in einem langsam absinkenden Sedimentationstrog am Nordrand eines bereits gefalteten und damit der Abtragung unterliegenden Gebiets, dem Rhenoharzynischen Faltengebirge. In der asturischen Phase der variscischen Gebirgsbildung (im höchsten Westfal) wurde schließlich dieser nördlich vorgelagerte Sedimentationstrog, der als subvariscische Saumsenke bezeichnet wird, von Süden nach Norden fortschreitend aufgefaltet, so daß dieser Bereich gegen Ende des Westfals dem variscischen Gebirge angegliedert war.

Im Zuge der Faltung – und in Abhängigkeit von dieser – wurden die streichenden Störungen, die Überschiebungen, angelegt und ausgestaltet. Die Querstörungen dagegen verdanken lediglich die Anlage ihrer Richtungen der Faltung und wurden erst später ausgestaltet. Die Anlage der Querstörungen dürfte erst gegen Ende der Faltungsphase stattgefunden haben, da die Faltung, von ganz wenigen Ausnahmen abgesehen, nicht durch diese Störungen beeinflußt wurde. Die eigentliche Ausgestaltung der Quertektonik erfolgte postkarbonisch. Die Hauptdilatation (= Zerrung), die verantwortlich ist für die großen Abschiebungen, erfolgte im Keuper und muß der altkimmerischen Phase der einsetzenden alpidischen Gebirgsbildung zugerechnet werden. In der laramischen Phase der alpidischen Gebirgsbildung kam es dann überregional zu Kompressionen, deren Richtungskomponenten im Ruhrkarbon etwa spitzwinklig zu den existierenden Hochstrukturen verliefen und an den Querstörungen Horizontalverschiebungen und Aufpressungen bewirkten. Die Tiefschollen wurden an den Störungsflächen nach oben gepreßt, wobei beträchtliche Anteile von älteren Abschiebungsbeträgen wieder rückgängig gemacht wurden. Im höheren Tertiär schließlich erfolgten wiederum Abschiebungen im kleineren Umfang an einigen dieser Störungen.

Die Querstörungen, wie sie heute im Karbon vorliegen, können somit nur als das Endergebnis einer Reihe von Zerrungs- oder Pressungsbewegungen angesehen werden, die nach Abschluß der Gebirgsfaltung stattfanden.

4.2 Tektonik des Deckgebirges (F. JANSEN)

Die meisten Querstörungen des Karbons sind in postvariscischer Zeit reaktiviert worden. Die Bewegungen an den Sprüngen haben sich dabei in die Deckgebirgsschichten fortgepflanzt. Bis zum Miozän lassen sich am Niederrhein mehrere Bewegungsphasen unterscheiden, die größtenteils als Abschiebungen, zeitweise aber auch vorwiegend als Aufschiebungen wirksam waren (WOLF 1985).

Die erste sicher nachweisbare Bewegungsphase wird für die Endphase des Zechsteins 1 (= Mittlerer Zechstein) angenommen. Am Alpener Sprung (TK 25: 4405 Rheinberg) konnten zum Beispiel Verwurfsbeträge bis zu 210 m ermittelt werden (WOLF 1985: Abb. 100).

Im Blattgebiet ist die Basis des Zechsteins am Beeckerwerther Sprung bis zu 60 m verworfen (s. Taf. 1). Am Rheinpreussen-Sprung ist Zechstein nur noch in der Tiefscholle erhalten geblieben, so daß sich über den Verwurfsbetrag dort nichts sagen läßt. Wegen fehlender Aufschlüsse beiderseits der Sprünge läßt sich im Blattgebiet nicht belegen, ob die heute nachweisbaren Verwürfe auch auf die Bewegungsphase im Mittleren Zechstein zurückgeführt werden können.

Die zweite und stärkste Bewegungsphase am Niederrhein lag im Keuper zwischen Ende Muschelkalk und Beginn des Mittelrhäts (WOLF 1985). Sie wird der altkimmerischen Phase der beginnenden alpidischen Gebirgsbildung zugerechnet. Am Schwelgern-Sprung konnten im Deckgebirge nördlich des Blattgebiets Abschiebungsbeträge bis 420 m ermittelt werden (WOLF 1985, Abb. 100).

Verwurfsbeträge im Buntsandstein sind im Blattgebiet wahrscheinlich auch auf die Bewegungsphase im Keuper zurückzuführen. Sie können nicht ermittelt werden, da der Buntsandstein erstens nur noch in den Tiefschollen erhalten ist und zweitens die Oberkreide über dem Buntsandstein abgetragen ist.

Im Lias scheint es eine weitere, aber nicht sehr bedeutende Bewegungsphase gegeben zu haben. Sie ist bisher aus dem Bislicher Graben (s. Kap. 2.1) sowie aus dem Dinslakener Graben (Brg. Oberemmelsum 1) und der noch weiter nordwestlich gelegenen Bohrung Emmerich 1 (ELBERSKIRCH & WOLBURG 1962) belegt.

Ob sich die Bewegungen im Lias auch im Blattgebiet oder seiner weiteren Umgebung ausgewirkt haben, läßt sich mangels entsprechender Sedimente nicht nachweisen.

Während die älteren tektonischen Phasen im Mesozoikum Dehnungen bewirkten (Dehnungstektonik), führten die Bewegungen am Ende der Oberkreide (Santon/Maastricht) während der laramischen Phase der alpidischen Gebirgsbildung zu Einengungen (Kompressionstektonik). Dabei bewirkten die Nordwest – Südost bis Nord – Süd angreifenden Kräfte gewisse horizontale Bewegungen an den variscisch angelegten Querstörungen des Untergrundes (DROZDZEWSKI 1987). Die Folge waren Inversionsbewegungen (Rückaufschiebungen) an den vorher bereits aktivierten Querstörungen des Blattgebiets. Es lassen sich an der Oberkreide-Basis Aufschiebungsbeiträge von maximal 100 m bankrechtem Verwurf ermitteln. Lediglich an zwei Störungen wurden Abschiebungen bis 20 m Verwurf festgestellt.

Im allgemeinen sind die größeren Bewegungen an den Sprüngen zu beobachten, an denen bereits die oberkarbonischen Schichten stärker verstellt worden sind. Stellenweise

wird beobachtet, daß die Inversionsbewegungen von einer Störung auf eine benachbarte Störung überspringen – zum Beispiel vom Westender Sprung auf den Orsoyer Sprung.

Durch eine genaue Kartierung der einzelnen Kreide-Schichten konnte nachgewiesen werden, daß die meisten Störungen, die die Kreide-Basis versetzen, auch bis an die heutige Kreide-Oberfläche durchgehen. Ergaben sich bei der Konstruktion der Ausbißlinien der Kreide-Schichten beiderseits der Störungen keine merklichen Verwürfe, so wurden letztere nicht ganz bis an die Kreide-Oberfläche projiziert (s. Taf. 1). Möglicherweise gehen die bruchhaften Verwürfe zum Hangenden in Flexuren über.

An der Oberkreide-Basis ist deutlich zu erkennen, daß die Kreide-Schichten im Nordostteil des Blattgebiets schwach gefaltet sind (s. Taf. 1). Ein flacher etwa West – Ost streichender Sattel in der Kreide verläuft ungefähr dort, wo sich an der Karbon-Oberfläche der Ostnordost streichende Gladbecker Sattel befindet. Es handelt sich bei diesem Sattel und der sich südlich anschließenden Mulde um die südlichsten Ausläufer der Bruchfaltentektonik, deren Südgrenze BREDDIN (1929) entlang der Linie Hamborn – Bottrop – Recklinghausen angibt.

Die Kreide-Schichten streichen mit Ausnahme des schwach gefalteten Bereichs im Nordosten vorwiegend von Ostsüdost nach Westnordwest und biegen in Richtung auf den westlichen Erosionsrand, der etwa dem Verlauf der ehemaligen Meeresküste entspricht, in Südost-Richtung um. Das Schichtenfallen von 2 – 3° nach Norden entspricht der flachen Schrägstellung nach Norden, wie sie am Südrand des Münsterländer Kreide-Beckens generell auftritt. Als Ursache der Kippung werden allgemein das epirogenetische Einsinken dieses Beckens sowie die Hebung des Rheinischen Schiefergebirges angesehen. Ob die flache Schichtenverstellung auch im Zusammenhang mit der laramischen Einengungsphase zu sehen ist, läßt sich nicht mit Sicherheit beweisen, muß aber vermutet werden.

Nach Ablagerung der oberoligozänen Grafenberger Schichten, die am Bergheimer und am Rheinpreussen-Sprung noch verworfen sind, kam es vermutlich im Untermiozän erneut zu Vertikalbewegungen mit ausschließlich abschiebender Bewegung. Die Verwurfsbeträge liegen, abgesehen vom Rheinpreussen-Sprung, wo an der Tertiär-Basis maximal 53 m beobachtet wurden, unter 30 m und sind insgesamt deutlich geringer als in der Kreide. Einzelne Störungen, wie der Sprung zwischen dem Westender und Neumühl-Sprung, die noch am Ende der Oberkreide reaktiviert wurden, sind im Tertiär entweder überhaupt nicht mehr aktiv gewesen oder besitzen nur Verwürfe von wenigen Metern, die mit den vorhandenen Aufschlüssen nicht mehr zu erfassen sind.

Die Tertiär-Schichten streichen Nord – Süd und fallen mit 1 – 1,5° nach Westen ein.

5 Nutzbare Lagerstätten

Der seit dem 19. Jahrhundert in größeren Teilen des Blattgebiets intensiv betriebene Steinkohlenbergbau ist bis auf den Abbau des Verbundbergwerks Rheinland im Binsheimer Feld zum Erliegen gekommen. Im nördlichen Blattbereich sind zwar einige Felder auf Eisenstein, Schwefelkies, Bleiglanz und Kupferkies verliehen worden, ein Abbau dieser Erze hat jedoch nie stattgefunden.

Der früher im Blattgebiet umgehende Abbau von Steinen und Erden ist bis auf einen Betrieb zum Erliegen gekommen.

5.1 Steinkohle (B. PIEPER)

Schichten des flözführenden Oberkarbons stehen im Untergrund nahezu des gesamten Blattgebiets mit Ausnahme eines Bereichs im Südosten an. Sie werden überlagert von jüngeren Deckschichten, deren Mächtigkeit von Süden nach Norden bis auf über 350 m ansteigt.

Die unterschiedliche geologische Ausbildung der Lagerstätte hat zu ihrer unterschiedlich starken Beanspruchung durch den im größten Teil des Blattgebiets umgegangenen Steinkohlenbergbau geführt. Entsprechend der zunehmenden Zahl bauwürdiger Flöze von Süden nach Norden ist in dieser Richtung auch eine Zunahme der Abbautätigkeiten erfolgt. Ebenfalls haben die regionalen Unterschiede des Gebirgsbaus die Abbauintensität erheblich beeinflusst.

Der abbaufreie Bereich im Südosten des Blattgebiets reicht nach Norden etwa bis zum Kern des Gelsenkirchener Hauptsattels. Wenig Abbau ist nördlich davon zwischen dem Rheinpreussen-Sprung und dem Westender Sprung erfolgt. Im gesamten übrigen Blattbereich ist intensiver Bergbau betrieben worden. Die unterschiedliche Beanspruchung der Lagerstätte hat auch zu unterschiedlich starken Bergsenkungen geführt. Nachdem der Abbau im größten Teil des Blattgebiets seit Jahren eingestellt ist, sind die oft negativen Folgen an der Erdoberfläche abgeklungen. Daß die Bergsenkungen aber auch bemerkenswerte positive Folgen haben können, zeigt die gelungene Absenkung der Ruhrorter Häfen einschließlich der Schleusenanlagen. Sie wurde durch gezielten Kohlenabbau unter den Häfen herbeigeführt (vgl. Kap. 7.2).

Folgende Flöze und Flözgruppen sind in nennenswertem Umfang gebaut worden (Flözeinheitsbezeichnung):

Sprockhöveler Schichten:	Sarnsbänksgen
Wittener Schichten:	Mausegatt, Kreftenscheer-Gruppe, Geitling 1, Mentor, Finefrau, Girondelle-Gruppe, Plaßhofsbank
Bochumer Schichten:	Sonnenschein, Wasserfall-Gruppe, Dickebank 1, Luise/Karoline, Helene, Johann 1, Wilhelm 1, Ernestine-Gruppe, Blücher-Gruppe, Karl-Gruppe, Albert-Wellington-Gruppe, Hugo-Gruppe, Mathilde-Gruppe, Matthias-Gruppe, Anna 1, Gustav, Katharina/Hermann 1
Essener Schichten:	Laura-Gruppe, Zollverein 7/8, Zollverein 5, Zollverein 2/3, C, D, F1, G1, I, K
Horster Schichten:	N/M

1987 wurde im Blattgebiet nur noch Flöz Matthias 1/2 abgebaut.

Für den Blattbereich östlich des Rheinpreussen-Sprungs nördlich der Alstadener Überschiebung wurde im Rahmen des Forschungsvorhabens KVB (Kohlenvorratsberechnung; vgl. BÜTTNER et al. 1985) eine differenzierte Kohleninhaltsberechnung durchgeführt. Danach ist dort hauptsächlich in Schichten des Westfals A ca. 1,1 Mrd. m³ Kohle vorhanden, wobei der gesamte Kohleninhalt einschließlich der geringmächtigen Flöze erfaßt ist. Bei Beschränkung der Berechnung auf die Flöze von mehr als 1,20 m Mächtigkeit und oberhalb -1 200 m NN ist noch ein Restvorrat von ca. 220 Mio. m³ vorhanden, der jedoch unter

anderem aufgrund ungünstiger Lagerungsverhältnisse wirtschaftlich nicht mehr abgebaut werden kann.

Die Kohlen werden entsprechend ihrem Gehalt an Flüchtigen Bestandteilen – bezogen auf die rechnerisch wasser- und aschefreie (waf) Substanz – klassifiziert (vgl. Ruhrkohlen-Handbuch 1984). Im Blattgebiet lassen sich den verschiedenen Kohlenarten folgende stratigraphische Abschnitte grob zuordnen:

Kohlenart	Flüchtige Bestandteile (waf) in Gew.- %	stratigraphischer Abschnitt im Blattgebiet
Gasflammkohlen	> 35	Horster Schichten
Gaskohlen	35 – 30	Essener Schichten
Fettkohlen	30 – 20	Obere Bochumer Schichten
Esskohlen	20 – 14	Mittlere bis Untere Bochumer Schichten
Magerkohlen	14 – 10	unterste Bochumer Schichten bis Obere Wittener Schichten
Anthrazit	< 10	Untere Wittener Schichten bis Sprockhöveler Schichten

5.1.1 Entwicklung des Steinkohlenbergbaus

Die Geschichte des Steinkohlenbergbaus begann im Mündungsgebiet der Ruhr viel später als weiter flüßaufwärts, wo das Steinkohlengebirge bis an die Erdoberfläche tritt und oberflächennaher Kohlenabbau bereits zu Beginn des 14. Jahrhunderts nachgewiesen ist. Der Steinkohlenbergbau unter dem Deckgebirge wurde erst im 19. Jahrhundert möglich, als es gegen Ende der 30er Jahre gelang, durch Tiefbauschächte die überlagernden Schichten zu durchhörtern. Im Zuge des etwa ab 1850 vor allem in der Emscher-Zone einsetzenden großindustriellen Kohlenabbaus erreichte der Steinkohlenbergbau auch das Blattgebiet. Rechts des Rheins wurde zwischen 1855 und 1857 mit dem Abteufen von 4 Schächten begonnen, gleichzeitig griff der Bergbau mit dem Teufbeginn von Schacht 1 (Rheinpreussen) auch auf das linke Rheinufer über (s. Taf. 5 in der Anl.). Die Teufarbeiten gestalteten sich zunächst sehr schwierig, da insbesondere beim Durchhörtern der Niederterrassenkiese und verschiedener zum Fließen neigender tertiärer Horizonte starke Wasserzuläufe auftraten. Die Behinderungen waren zum Teil so erheblich, daß zum Beispiel der Schacht 1 (Rheinpreussen) erst 1877, also 20 Jahre nach Teufbeginn, das Karbon in 132,5 m Tiefe erreichte. Die Schwierigkeiten wurden erst mit Einführung des Gefrierverfahrens beim Schachtbau bewältigt.

Entscheidend beeinflußt wurde der Bergbau im Blattgebiet durch August Thyssen, dem es von 1885 bis 1889 gelang, ein zur damaligen Zeit ungewöhnlich großes zusammenhängendes Steinkohlenfeld von ca. 34 km² Größe zu erwerben. Damit sicherte er sich die Energieversorgung für die Thyssenschen Eisenwerke. In der Folgezeit ist zu beobachten, daß die Erschließung der einzelnen Baufelder in engem Zusammenhang mit der Entwicklung der Eisenwerke stand. Die Geschichte der Thyssenschen Zechen bis in die 30er Jahre ist ausführlich dargestellt in den Bergwerksbeschreibungen „Die Steinkohlenbergwerke der Vereinigte Stahlwerke A.-G.“, Bde. Beckerwerth, Friedrich Thyssen 4/8, Friedrich

Tabelle 16
Betriebsdaten und Förderzahlen der Steinkohlenbergwerke

Bergwerk	betrieben von * – bis	Förderung in t				Anmerkungen
		1885	1925	1937	1955	
Beeckerwerth	1916 – 1963		284 400	1 261 740	824 800	
Fr. Thyssen 3/7	1889 – 1931		784 200			1931 Baufeld an Beeckerwerth
Fr. Thyssen 4/8	1899 – 1959		845 500	886 800	565 450	
Fr. Thyssen 1/6	1871 – 1927	183 077	647 000			1927 Baufeld aufgeteilt zwischen Thyssen 2/5 und 4/8
Fr. Thyssen 2/5	1888 – 1976		990 760	1 911 300	1 232 550	
Wehofen	1909 – 1928		666 501			1928 Baufeld an Thyssen 2/5
Westende	1855 – 1968	191 782	454 416	846 350	489 800	
Ruhr und Rhein	1857 – 1890	89 567				1907 Grubenfeld an Westende
Wilhelmine Mevissen	1912 – 1973		329 079	768 613	743 036	Umbenennungen: 1963 in Mevissen/Rumeln 1970 in Mevissen
Diergardt	1910 – 1967		618 771	855 110	603 464	1967 Baufeld an Mevissen/ Rumeln
Alstaden	1857 – 1972	220 151	240 634	290 226 (1935)	313 506	
Concordia	1850 – 1968	289 208	1 381 959	1 568 357	1 385 617	
Neumühl	1893 – 1962		1 358 222	1 392 616	1 230 615	
Neu-Duisburg	1856 – 1876					kaum Abbau wegen starker Wasserzuflüsse
Rheinpreussen	1857 – heute	195 701	1 997 936	1 851 978 (1935)	2 369 618	1971 Verbund mit Pattberg und Rossenray zu Rheinland; Förderung 1986: 5 078 831 t; 1987 im Blattgebiet Duisburg: Abbau in Flöz Anna (Flöz Matthias 1/2 EB), Schacht 8 (Wetterschacht Gerdt)

* Beginn des ersten Schachtteufens

Thyssen 3/7, Westende und Friedrich Thyssen 2/5 (1930 – 1934). Zwischen 1902 und 1932 erreichten die Schachtanlagen des Bergwerks Deutscher Kaiser – 1919 umgenannt in Friedrich Thyssen – die höchste Produktion im Ruhrrevier (s. HUSKE 1987).

Der gegen Ende der 50er Jahre einsetzende Niedergang der Steinkohle beendete schließlich 1976 den Steinkohlenabbau im rechtsrheinischen Blattgebiet (s. Tab. 16). Linksrheinisch sind die meisten Baufelder ebenfalls stillgelegt. Lediglich östlich von Baerl erreicht der Abbau des Verbundbergwerks Rheinland im Binsheimer Feld gerade noch das Blattgebiet in einer schmalen Zone zwischen Nordrand und Rhein.

5.1.2 Beschaffenheit der Kohle und Inkohlung (A. VIETH-REDEMANN)

Kohlenflöze, wie sie in den oberkarbonischen Ablagerungen des Ruhrgebiets vorkommen, entstehen aus einer Anhäufung pflanzlichen Materials. Nur die ganz speziellen Bedingungen in einem Torfmoor führen überhaupt zur Bildung und Konservierung von großen Mengen organischer Substanzen, aus denen im Lauf einer vielfältigen erdgeschichtlichen Entwicklung schließlich Flöze werden. Nach der eigentlichen Torfbildungsphase werden die organischen Ablagerungen in große Tiefen versenkt und durch Temperatureinwirkung zu Kohlenflözen umgewandelt. Die irreversible, chemische wie physikalische Umwandlung von Pflanzenmaterial in Kohle wird Inkohlung genannt. Ausschlaggebend für den einmal erreichten Inkohlungsgrad ist neben der maximalen Temperatur die Zeitdauer, in welcher diese auf die organische Substanz einwirken konnte. Die Kette vom Torf über die Braunkohle zur Steinkohle wird Inkohlungsreihe genannt. Die Ermittlung des Inkohlungsgrades einer Kohle, das heißt ihre Einstufung innerhalb der Inkohlungsreihe, geschieht über die Bestimmung ihrer chemischen und optischen Charakteristika. Diese Inkohlungsparameter verändern sich im Laufe der Inkohlung mehr oder weniger kontinuierlich (STACH et al. 1982: Tab. 4, Abb. 17 u. 18). Einer definierten Inkohlungsstufe (= Kohlenart) entsprechen zum Beispiel bestimmte Gehalte an Flüchtigen Bestandteilen oder Reflexionsvermögen. Die im Ruhrgebiet gängige Einstufung in die Kohlenarten geschieht auf Basis der Flüchtigen Bestandteile der wasser- und aschefrei gerechneten Kohle (vgl. Ruhrkohlen-Handbuch 1984: Tab.1.1, s. auch S. 119).

Inkohlungsuntersuchungen im engeren Sinne sollten nur an Vitriten (das ist eine bestimmte Maceralgruppe = Bestandteil in der Kohle) durchgeführt werden, um eine Vergleichbarkeit der Daten zu erzielen (Internat. Komm. Kohlenpetrol. 1963, 1971). Zudem sind die Veränderungen im Laufe der Inkohlung bei dieser Maceralgruppe am kontinuierlichsten. Eine Betrachtung der Gesamtkohle bringt durch die stets wechselnden Maceralzusammensetzungen in den chemischen Parametern eine größere Streubreite. Die Reflexionsmessungen werden definitionsgemäß am Vitrit durchgeführt.

Neben dem Inkohlungsgrad hängt die Verwendbarkeit von Kohlen unter anderem von Faktoren wie dem Aschegehalt oder der petrographischen Zusammensetzung ab.

Das Karbon im Blattgebiet Duisburg (s. Kap. 3.1 und Taf. 2 in der Anl.) ist fast überall von mehr oder weniger mächtigen jüngeren Ablagerungen überdeckt. Die für die Beschreibung der Inkohlungsverhältnisse im Blattgebiet vorliegende Datenmenge ist gebietsweise zwangsläufig unterschiedlich. Das gleiche gilt für die Datenqualität. Da der Bergbau im Blattbereich nahezu eingestellt ist, konnten praktisch keine neueren Inkohlungsuntersuchungen durchgeführt werden, es mußte ausschließlich auf Archivmaterial unterschiedlichster Herkunft zurückgegriffen werden:

- Gehalte an Flüchtigen Bestandteilen bezogen auf die wasser- und aschefrei gerechnete Substanz (= waf), bestimmt an Vitriten (Herkunft Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf., Westf. Bergwerkschaftskasse, Zeche Alstaden)
- Gehalte an Flüchtigen Bestandteilen (waf) aus der Reinkohle (Zechenanalysen unterschiedlicher Herkunft)
- eine große Menge Daten (Flüchtige Bestandteile) ohne Angaben eines Bezugszustandes (wie: an = analysenfeucht, wf = wasserfrei, waf = wasser- und aschefrei) und ohne Ortsangaben (alte Erläuterungen, Zechenbeschreibungen)
- Reflexionswerte (maximale Reflexion = R_{\max})

Die Flözangaben beziehen sich – sofern nicht ausdrücklich anders gekennzeichnet – auf Zechenbezeichnungen.

Drei Reflexionswerte stammen aus kohligen Einlagerungen in Gesteinen der Unteren Sprockhöveler Schichten, die im Blattgebiet praktisch keine Flöze führen (da kohlige Einlagerungen ebenso auf thermische Einwirkungen reagieren wie mächtige Flöze, können sie für optische Inkohlungsuntersuchungen ohne weiteres herangezogen werden). Die Proben stammen aus dem Duisburger Stadtwald im Südosten des Blattgebiets. Die Werte (R_{\max} 3,15 – 3,5 %) entsprechen nach M. WOLF (1972: Abb. 2) Gehalten an Flüchtigen Bestandteilen von etwa 5 %. Das wiederum bedeutet, daß die Pflanzenrelikte in diesen Gesteinen den Inkohlungsgrad von Anthraziten erreicht haben.

E. ZIMMERMANN (1930: 10, 46) gibt Analysen für Flöze aus der Bohrung Atrop im südlichen Blattgebiet (vgl. Taf. 2) an, welche als Flöz Hauptflöz und Flöz Wasserbank (Obere Sprockhöveler Schichten; Einheitsbezeichnung) eingestuft werden. Die von ihm erwähnten Gehalte an Flüchtigen Bestandteilen zwischen 7 und 9 % sind jedoch mit Vorsicht zu betrachten, da einerseits der Bezugszustand unbekannt ist, andererseits die Aschegehalte weit über 10 % liegen. Beides verfälscht den Wert der Daten für Inkohlungsansagen oder macht letztere unmöglich. Die stratigraphisch ältesten Flöze, von denen verlässliche Inkohlungsdaten vorliegen, sind die Flöze Sarnsbänkggen und Sarnsbank 1 (höchster Teil der Oberen Sprockhöveler Schichten) aus dem Bereich der Zeche Alstaden. Sie liefern Gehalte an Flüchtigen Bestandteilen im Vitrit zwischen 7 und 9 % und liegen somit im Anthrazitstadium vor.

Die Flöze bis etwa in das stratigraphische Niveau von Flöz Finefrau-Nebenbank (vgl. Taf. 5 in der Anl.) haben im Bereich der Zeche Diergardt/ Mevissen den Inkohlungsgrad von Anthraziten erreicht. Flöz Finefrau führt dort und im Bereich der Zeche Concordia Gehalte an Flüchtigen Bestandteilen von 9 – 11 % (hauptsächlich Zechenanalysen). Die Grenze vom Anthrazit zur Magerkohle wird bei einem Gehalt an Flüchtigen Bestandteilen von 10 % gezogen. Die Girondelle-Flözgruppe (Obere Wittener Schichten) besitzt auf den genannten Schachtanlagen sowie auf der Zeche Westende 13 – 14 % Flüchtige Bestandteile, die Kohlen sind also als Magerkohlen – allerdings schon an der Grenze zu den Esskohlen – anzusprechen. Esskohlen sind diejenigen Kohlen, die Gehalte an Flüchtigen Bestandteilen zwischen 14 und 20 % aufweisen. Dies ist bei den Flözen der Unteren Bochumer Schichten bis Flöz Präsident der Fall. OBERSTE-BRINK (1929: Abb. 12) weist den Abschnitt von Flöz Sonnenschein bis Flöz Präsident im Duisburger Raum mit einem Gasgehalt von ca. 18 % aus, wobei keine Orts- und Bezugsangaben gemacht wurden.

Nach den Bergwerksbeschreibungen der Schachtanlagen Friedrich Thyssen 3/7 und 4/8 reicht dieses Inkohlungsstadium bis in den Bereich von Flöz Blücher (Mittlere Bochumer Schichten); da es sich hierbei jedoch um Einzelwerte ohne Angaben der Bezugszustände oder des Ortes handelt, können diese Daten nur einen Anhaltspunkt geben.

In den Mittleren und Oberen Bochumer Schichten werden Fettkohlen (20 – 30 % Flüchtige Bestandteile) angetroffen. Aus den Essener Schichten wurden Gaskohlen gefördert. Die stratigraphisch jüngsten Flöze, aus denen Inkohlungsdaten vorliegen, gehören zur Zollverein-Gruppe. So liefert Flöz Zollverein 2 im Bereich der Zeche Rheinpreussen ca. 33 % Flüchtige Bestandteile. Laut Bergbau-Jahrbuch (mehrere Jahrgänge, z. B. 1962) wurden im Bereich der Zeche Beeckerwerth auch Gasflammkohlen gefördert.

Nach diesen Ausführungen besitzen die ältesten Flöze der Flözfolge den niedrigsten Gehalt an Flüchtigen Bestandteilen, das heißt den höchsten Inkohlungsgrad. Dies

entspricht der HILTSchen Regel, nach der der Gehalt an Flüchtigen Bestandteilen in der Flözfolge eines Gebiets mit dem stratigraphischen Alter abnimmt (HILT 1873). Werte aus den stratigraphisch älteren Flözen liegen nur aus dem südlichen Blattbereich, etwa bis zur Südflanke der Emscher-Mulde, vor. Im nördlicheren Teil befinden sich diese Schichten in bergmännisch nicht mehr erschlossenen Teufen. Daten aus den Flözen der Bochumer Schichten liegen wiederum nur aus dem nördlichen Blattbereich vor, da diese Schichten im Süden bereits erodiert worden sind. Betrachtet man einmal den Ausschnitt von Blatt Duisburg in dem „Inkohlungsbild des Steinkohlengebirges an Rhein und Ruhr“, dargestellt im Niveau von Flöz Sonnenschein (PATTEISKY et al. 1962: Taf. 1), zeigt sich dort ein recht gleichmäßiges Inkohlungsbild.

Einer von OBERSTE-BRINK & HEINE (1942: Abb. 9) publizierten Graphik ist zu entnehmen, daß im Gebiet von Hamborn die Gehalte an Flüchtigen Bestandteilen in den Bochumer Schichten von Flöz Katharina bis Flöz Sonnenschein von ca. 26 auf ca. 17 % abnehmen. Das deckt sich im unteren Abschnitt recht gut mit den im Blattgebiet gefundenen Werten, doch müssen für die Flöze der Oberen Bochumer Schichten etwas höhere Gehalte an Flüchtigen Bestandteilen, also ein etwas geringerer Inkohlungsgrad angenommen werden. Flöz Katharina weist im Bereich der Zeche Beeckerwerth Gehalte an Flüchtigen Bestandteilen um 30 % auf. Es muß jedoch gesagt werden, daß – aufgrund der marinen Beeinflussung – der Flüchtigen-Gehalt von Flöz Katharina häufig einen „zu geringen“ Inkohlungsgrad (TEICHMÜLLER, M., 1962) vorspiegelt. Jedoch besitzen die Flöze Gretchen und Anna im Liegenden von Flöz Katharina auch schon Gehalte an Flüchtigen Bestandteilen zwischen 25 und 28 %.

Im nördlichen Duisburger Blattgebiet, hauptsächlich in der Lippe-Mulde, wurde nach neueren Auswertungen (JUCH 1991) in den Flözen der Essener und der Oberen Bochumer Schichten eine Inkohlungsabnahme von Ost nach West um ca. 7 % festgestellt. So besitzt Flöz Zollverein 7/8 im Westen einen Gehalt an Flüchtigen Bestandteilen von 34 %, im Osten hingegen nur von 27 %.

Über die petrographische Zusammensetzung der Flöze aus dem Blattgebiet liegen nur punktuelle Angaben oder solche vor, die nur mit sehr vagen Ortsangaben versehen sind. So veröffentlichte HARTLIEB (1961) einige sehr detaillierte mikroskopische Flözbeschreibungen von Flöz Karl (Einheitsbezeichnung) unter anderem aus den Zechen Westende und Neumühl. KUKUK (1938) erwähnt zwei bis vier schwache Eisensteinflöze im stratigraphischen Bereich von Flöz Finefrau auf der Schachanlage Alstaden und Kennelkohleneinlagerungen in den Flözen Sonnenschein (Zeche Alstaden) und Ernestine (Zeche Concordia).

5.2 Steine und Erden (F. JANSEN)

5.2.1 Sand und Kies

Wirtschaftliche Bedeutung haben nur die ausgedehnten Kiessandvorkommen der Nieder- und Mittelterrasse im Rheintal, die zusammen eine Mächtigkeit von stellenweise bis etwa 23 m erreichen. Das Material ist wegen seiner harten Bestandteile (Quarze und Quarzite) in den gröberen Fraktionen sowie wegen des gutgerundeten Kieskorns gut als Betonkies und Bausand geeignet. Zur Zeit findet nur noch am Uettelsheimer See in

geringem Umfang ein Abbau von Sand und Kies statt. Die übrigen Betriebe – zum Beispiel am Toeppersee und in Wedau – sind stillgelegt.

Für den Kiesabbau bedingt geeignet sind die Hauptterrasse sowie die Niederterrasse der Ruhr. Wegen ihrer geringen Mächtigkeit von meist weniger als 5 m, ihrer zum Teil starken Verlehmung (Hauptterrasse) und ihrer kleinflächigen Verbreitung ist ihre Nutzung stark eingeschränkt. Hinzu kommen konkurrierende Interessen – wie Grundwassernutzung und Naherholungsräume –, die einem Abbau dieser Vorkommen entgegenstehen. Ein Abbau findet nicht mehr statt.

Für die örtliche Gewinnung von Sand eignen sich mit Einschränkungen die Niederterrasse (Talsande) der Emscher, die Flugsande und die Dünen. Wegen ihrer geringen Verbreitung und ihrer geringen Mächtigkeit von meist unter 5 m sowie ihrer größtenteils starken Überbauung haben die Vorkommen keine praktische Bedeutung. Ein Abbau findet nicht statt.

5.2.2 Ton und Schluff

Als Ziegelmaterial eignen sich vor allem die tertiären Tone der Lintforter und Ratinger Schichten. Die früher vorhandenen Ziegeleigruben, wie westlich von Speldorf, sind schon lange stillgelegt. Der Auenlehm, der früher in mehreren Ziegeleien zum Beispiel bei Raffelberg oder nördlich von Rumeln abgebaut wurde, genügt schon lange nicht mehr den Anforderungen, die an einen Ziegeleiton gestellt werden.

6 Hydrogeologie (H. VON KAMP)

Die große Bedeutung des Trink- und Brauchwassers für alle Bereiche des Lebens und der Wirtschaft und die engen Beziehungen zwischen dem geologischen Aufbau und den Wasservorkommen erfordern eine eigene Betrachtung im Rahmen der geologischen Erläuterungen. Die Ausführungen über die Hydrogeologie im Blattgebiet geben eine Übersicht, die bei der Planung wasserwirtschaftlicher Projekte durch Spezialuntersuchungen ergänzt werden müssen.

6.1 Grundwasserleiter

Die Verbreitung der verschiedenen Grundwasserleiter wird in der hydrogeologischen Karte (Taf. 4 in der Anl.) dargestellt. Dabei wird zunächst zwischen Grundwasserleitern in den geklüfteten Festgesteinen und in porösen Lockergesteinen unterschieden. Kluffgrundwasserleiter besitzen eine Trennfugendurchlässigkeit, während die Wasserdurchlässigkeit in Lockergesteinen als Porendurchlässigkeit bezeichnet wird.

Die festen und geklüfteten Gesteine im Blattgebiet sind im allgemeinen ohne nutzbares Porenvolumen. Grundwasser wird in Spalten, Klüften und Schichtfugen gespeichert und fortgeleitet. Die Trennfugendurchlässigkeit und damit auch die Grundwasserhöflichkeit oder die Grubenwasserzuflüsse hängen besonders von der tektonischen Auflockerung des Gebirges sowie der petrographischen Ausbildung der Gesteine ab. Zu den tektonisch

aufgelockerten Bereichen gehören neben den Störungszonen auch enggefaltete Schichten. Manche Störungen haben auch noch in größerer Tiefe eine gute Trennfugendurchlässigkeit. Im nicht gestörten Gesteinsverband nehmen Kluftdichte und Kluftanzahl mit zunehmender Tiefe deutlich ab (HEITFELD 1965), so daß sich die Durchlässigkeit stark verringert.

Einige Schichtenfolgen im Blattgebiet (Buntsandstein, Oberkreide) enthalten sowohl verfestigte Sedimente als auch unverfestigte Sande und Schluffe, das heißt, ihre Wasserhöfigkeit wird von Trennfugen- und Porendurchlässigkeit bestimmt. Die Gesteine des Tertiärs und des Quartärs bestehen im Blattgebiet nur aus Lockergesteinen mit einem hydraulisch wirksamen Porenraum, in dem Grundwasser gespeichert und fortgeleitet wird. Die Porendurchlässigkeit wird wesentlich von der Korngrößenzusammensetzung und dem nutzbaren Porenvolumen bestimmt. Sie wird durch den Durchlässigkeitsbeiwert (k_f) charakterisiert. Die Menge des gewinnbaren Grundwassers hängt wesentlich von der Größe des Einzugsgebiets und von der Mächtigkeit und Porendurchlässigkeit des Grundwasserleiters ab.

6.1.1 Oberkarbon

Im Blattgebiet bilden die Schichten des Oberkarbons den tieferen Untergrund. Nur in einem alten Steinbruch im Duisburger Stadtwald treten oberkarbonische Schichten zutage, die im allgemeinen aus sandigen Schluff- und Tonsteinen bestehen, in die Sandsteinbänke eingelagert sind. Die Klüftung der Tonsteine ist intensiv, aber Kluftweite und -länge sind verhältnismäßig gering. Eine länger aushaltende Klüftung ist vorwiegend in den Sandsteinbankfolgen vorhanden. Aufgrund ihrer geringen Mächtigkeit im Verhältnis zu den weitaus dickeren Schluff- und Tonsteinen sind ihre Durchlässigkeit und Speicherfähigkeit von untergeordneter Bedeutung. Insgesamt zeigen die oberkarbonischen Grundwasserleiter im unverritzten Zustand nur eine geringe bis sehr geringe Durchlässigkeit (Taf. 4 in der Anl.). Mächtiger Sandsteinfolgen in den Sprockhöveler, Wittener und Bochumer Schichten enthalten nur örtlich vermehrt Grundwasser. Etwas stärker wasserführend sind die Sandstein- und Konglomeratbänke im Liegenden von Flöz Finefrau in den Wittener Schichten.

Die Störungszonen im karbonischen Gebirge sind allgemein stärker wasserführend. Nach den Beobachtungen im Steinkohlenbergbau sind Hauptstörungen nur abschnittsweise in Bereichen, in denen beiderseits der Störung tonig-schluffige Gesteine anstehen, nicht wasserführend. Das tektonisch stark verruschelte, tonige Material wird aufgrund einer geringen Quelfähigkeit praktisch wasserundurchlässig. Störungszonen in den Sandsteinfolgen führen stellenweise große Wassermengen.

In Bereichen, in denen Bergbau umgegangen ist, hat eine Auflockerung des umliegenden Gesteinsverbandes stattgefunden, durch die die Trennfugendurchlässigkeit verstärkt wurde. Die Menge der Grundwasserzuflüsse richtet sich zum einen nach der Ausdehnung des Grubengebäudes, zum anderen ist bei den im südlichen Ruhrgebiet gelegenen Zechen ein stärkerer Zufluß festzustellen (SEMMLER 1960), der hauptsächlich darauf beruht, daß dort eine wasserhemmende Decke aus Quartär- und Kreide-Schichten über dem Steinkohlengebirge fehlt. Mit einer Verzögerung von einigen Tagen bis mehreren Wochen führen höhere Niederschlagsmengen zu einem Anstieg der Grubenwasserzuflüsse. Im südlichen Ruhrgebiet wurden durchschnittlich bei der Gewinnung von 1 t Kohle 7 m³ Wasser gehoben

(KUKUK 1938). Im westlichen Ruhrgebiet, besonders im Raum Duisburg, wo schon größtenteils eine Überdeckung mit Schichten der Kreide und des Tertiärs vorhanden ist, betragen die Grubenwasserzuflüsse nach SEMMLER (1960) 1–2 m³/min beiderseits des Rheins und 3–4 m³/min im Bereich Oberhausen – Mülheim an der Ruhr.

Nach der Stilllegung zahlreicher Bergwerke im Süden des Ruhrgebiets wurde 1964 die Pumpgemeinschaft Ruhr gegründet, die die Aufgabe hat, die nördlich gelegenen und fördernden Zechen vor Wasserzuflüssen aus dem Süden zu schützen (SEMMLER 1960, HARNISCH 1967). Die Steinkohlenbergwerke im Blattgebiet sind mittlerweile stillgelegt worden. Die Grubenwässer der Zechen Diergardt und Wilhelmine Mevissen sowie aus dem stillgelegten Teil des Feldes Rheinpreussen werden über Schächte des Bergwerks Rheinland zutage gefördert. Die Grubenbauten der ehemaligen Zechen Beeckerwerth, Westende, Neumühl, Alstaden und Concordia sind zur Wasserprovinz Concordia zusammengeschlossen worden, wo im Durchschnitt 5,8 m³/min aus der Tiefe von – 825 m NN gehoben werden.

6.1.2 Zechstein

In der im Blattgebiet ca. 110 m mächtigen Schichtenfolge des Zechsteins ist der dort nur etwa 2,5 m dicke Plattendolomit als verkarstungsfähiger Grundwasserleiter anzusehen. Die übrigen Schichtenglieder führen aufgrund der Zusammensetzung aus Ton- und Schluffstein sowie Anhydrit nur wenig Wasser, das stets stark versalzen ist.

6.1.3 Buntsandstein

Die Schichten des Buntsandsteins bestehen aus fein- bis mittelkörnigem Sand, der mehr oder weniger stark verfestigt ist und in den dünne Tonsteinlagen eingeschaltet sind. Der Sand besitzt eine geringe bis mäßige Porendurchlässigkeit. Die Wasserführung auf Klüften im Buntsandstein ist nur gering. Aufgrund der unverfestigten Sande konnten Schächte nur im Gefrierschachtverfahren abgeteuft werden (SCHULTE 1952, WOLANSKY 1957). Das Grundwasser in den Schichten des Buntsandsteins ist hochmineralisiert und führt vorwiegend Kochsalz.

6.1.4 Oberkreide

Schichten der Oberkreide streichen im Blattgebiet nicht zutage aus. Sie liegen unter quartären oder tertiären Schichten. Insgesamt nimmt die Wasserhöflichkeit in den Schichten der Oberkreide von Dortmund bis Mülheim an der Ruhr kontinuierlich ab.

Der Essener Grünsand (Cenoman) ist im Blattgebiet nur noch wenige Meter mächtig und besteht vorwiegend aus mergeligem und glaukonitischem Sandstein. Er ist als Grundwassersemitleiter zu bezeichnen. Die wasserstauende Wirkung beruht auf dem Tongehalt der Sandsteine. Für den Bergbau ist die Undurchlässigkeit der Essener Grünsande sehr wichtig, da dadurch die Grubenbaue vor dem Grundwasser aus den hangenden *labiatus*-Schichten geschützt werden.

Die Wasserführung in den aus Tonmergelstein bis Kalkmergelstein aufgebauten *labiatus*-Schichten (Turon) ist im Blattgebiet nur mäßig bis gering. Weiter östlich im Bereich von Bochum und Dortmund sind die *labiatus*-Schichten ein bedeutender Grundwasserleiter.

Von den Schächten im Blattgebiet hatte nur noch der Schacht Concordia 6 einen Zufluß aus den *labiatus*-Schichten von 25 l/min (Deckgebirgskarte des Rheinisch-Westfälischen Steinkohlenbezirkes 1 : 25 000, Großblatt Sterkrade, 1962).

Soester und Bochumer Grünsand (Turon) sind im Blattgebiet als schluffig-mergeliger Fein- bis Mittelsand ohne nennenswerte Grundwasserführung ausgebildet. Die Durchlässigkeit der Schichten ist meistens so gering, daß sie als Wasserstauer wirken.

Die mehrfach in Emscher-Mergel und Emscher-Grünsand gegliederte Schichtenfolge des Coniacs/Santons aus Feinsandstein, Feinsandmergelstein und mergeligen, glaukonitischen Fein- und Mittelsanden führt im Blattbereich nur wenig Grundwasser. Diese Schichten sind im Blattgebiet als Grundwassernichtleiter zu charakterisieren. Weiter nach Osten entwickelt sich der Emscher-Mergel zu einem Kluftwasserhorizont, aus dem bis zu einer Tiefe von 30 – 50 m Nutz- und Brauchwasser gewonnen werden können (WOLANSKY 1954).

Die maximal 60 m mächtigen Osterfelder Sande (Santon) gehen allmählich aus dem mehr schluffigen Emscher-Mergel hervor. Die schluffigen, stellenweise mittelsandigen Feinsande zeigen eine etwas bessere Porendurchlässigkeit als der Emscher-Mergel. Sie bilden einen mäßig durchlässigen Porengrundwasserleiter. Im Blattgebiet stehen sie sowohl mit den tertiären Walsumer Schichten als auch mit der quartären Niederterrasse im unmittelbaren hydraulischen Kontakt. Ihre Ausstrichbereiche unter den quartären Schichten sind auf der hydrogeologischen Karte (Taf. 4) mit einem Farbsaum gekennzeichnet. Im Blattgebiet haben die Osterfelder Sande keine besondere wasserwirtschaftliche Bedeutung. Die Grundwassererneuerung in der nördlich anschließenden wasserwirtschaftlich bedeutenden Bottroper Kreide-Mulde erfolgt aber zum großen Teil über die Osterfelder Sande im Raum Oberhausen – Bottrop. Besonders günstig für die Grundwassererneuerung wirkt sich die Überlagerung mit den grundwassererfüllten Lockergesteinen des Quartärs aus.

6.1.5 Tertiär

Tertiärzeitliche Schichten bedecken fast das ganze Blattgebiet mit Ausnahme eines größeren Areals im nordöstlichen Teil. Die Walsumer Schichten bestehen aus Feinsanden, die eine mäßige Wasserdurchlässigkeit aufweisen. Sie stehen mit quartären und kreidezeitlichen Grundwasserleitern im unmittelbaren hydraulischen Kontakt. Auf der hydrogeologischen Karte sind die Ausstrichbereiche unter den quartären Schichten mit einem Farbsaum gekennzeichnet.

Die Ratinger Schichten enthalten eine maximal 20 m mächtige Schichtenfolge aus schwach schluffigem Feinsand mit mäßiger Durchlässigkeit. Die übrigen Ratinger Schichten bestehen aus Ton und sind als Grundwasserstauer anzusehen.

Der größte Teil der Lintforter Schichten setzt sich aus feinsandigen, tonigen Schluffen und schluffigen, tonigen Feinsanden zusammen, die nur eine sehr geringe Wasserwegsamkeit aufweisen. Nach oben treten die schluffigen Beimengungen etwas zurück und leiten über zu den Grafenberger Schichten, die im westlichen Blattbereich unter der quartären Niederterrasse liegen. Die Zusammensetzung der Grafenberger Schichten aus Feinsanden, die nur schwach schluffig ausgebildet sind, verleiht diesen eine mäßige Durchlässigkeit. Aus dem Krefelder Raum beschreibt SIEBERT (1974) eine Wasserdurchlässigkeit von $k_f = 2 \cdot 10^{-4}$ bis $0,9 \cdot 10^{-4}$ m/s.

6.1.6 Quartär

Die quartären Schichten bestehen im Blattgebiet durchgehend aus Lockergesteinen. Im Südosten des Blattgebiets liegen Kiese und Sande der Haupt- und Mittelterrasse sowie in einem kleinen Areal glazifluvialer Kies über tertiären Schichten. Diese Schichten bilden einen geringmächtigen Grundwasserleiter mit guter bis mäßiger Porendurchlässigkeit (Taf. 4 in der Anl.). Über diesen Schichten liegen häufig Flugsand und Grundmoräne, die hier aber sandig-kiesig ausgebildet ist, so daß sie dem Grundwasserleiter zugerechnet werden kann. Zu den Rändern dieses Grundwasserleiters, wo auch einige Quellen liegen, nimmt die Grundwasserführung stark ab, so daß die Randbereiche meistens grundwasserfrei sind. Aus wasserwirtschaftlicher Sicht ist dieser Grundwasserleiter ohne Bedeutung.

Der bedeutendste Porengrundwasserleiter wird von der mächtigen Niederterrasse und der sie meist unterlagernden Unteren Mittelterrasse gebildet. Er besteht vorwiegend aus Sanden und Kiesen, in die nur in geringem Maße Schluffe eingelagert sind. Bedingt durch seinen lagigen Aufbau schwankt die Durchlässigkeit in weiten Grenzen; die Durchlässigkeitsbeiwerte liegen zwischen $k_f = 0,8 \cdot 10^{-3}$ bis $12 \cdot 10^{-3}$ m/s (SIEBERT 1974).

Die grundwassererfüllte Mächtigkeit der Niederterrasse und Unteren Mittelterrasse (Taf. 4 in der Anl.) ist naturgemäß geringer als die Quartär-Mächtigkeit (Taf. 3 in der Anl.). Als Bezugsniveau für die Ermittlung der Mächtigkeiten wurden die Grundwassergleichen vom Oktober 1973 (Grundwassergleichen in Nordrhein-Westfalen 1 : 50 000, 1978) herangezogen. Die Bergsenkungen konnten nicht berücksichtigt werden. Die größten Mächtigkeiten liegen im südlichen Blattgebiet. Um den Duisburger Stadtwald und den Kaiserberg, die aus älteren Schichten aufgebaut werden, zieht sich ein schmaler Streifen, der aufgrund der Schwankungen des Grundwasserstandes zeitweilig grundwasserfrei ist. Der Einfluß unterschiedlicher Wasserstände in Rhein und Ruhr wirkt sich deutlich auf die Grundwasserstände in der Niederterrasse aus. Im Uferbereich des Rheins liegt eine Infiltrationszone, die bis zu 0,4 km reichen kann. Landeinwärts schließt sich dann daran eine Rückstauzone an, die linksrheinisch bis auf 4 km nachgewiesen werden konnte.

Die Wassergewinnung in der Nähe von Rhein und Ruhr beruht teilweise auf Uferfiltration. Der Wasserübertritt vom Fluß in die porösen Lockergesteine wird durch Tonpartikelchen, die sich auf der Flußsohle absetzen, gebremst. Bei Hochwasser und der damit zusammenhängenden hohen Fließgeschwindigkeit mit Turbulenzen wird diese Abdichtung teilweise wieder abgeräumt. Im Bereich großer Wassergewinnungsanlagen, die ein starkes Grundwassergefälle vom Fluß zur Entnahmestelle erzeugen, tritt eine verstärkte Abdichtung der Flußsohle durch Schluff und Ton ein, die in die Poren der Lockergesteine hineingezogen werden. Darauf beruht die bekannte Erscheinung, daß die Ergiebigkeit von Brunnengalerien in Flußnähe mit der Zeit abnimmt. Über der Niederterrasse liegen jungpleistozäne und holozäne Deckschichten, die mehr schluffig zusammengesetzt sind und dem Grundwasser in der Niederterrasse einen gewissen Schutz gegen Verunreinigungen bieten. Die Deckschichten erreichen häufig 1 – 2 m. Sie bestehen aus tonigen Schluffen mit wechselndem Feinsandanteil. Die Durchlässigkeitsbeiwerte dieser Schichten liegen zwischen $k_f = 1 \cdot 10^{-8}$ bis $3 \cdot 10^{-10}$ m/s. Im Bereich von Altarmen des Rheins steigt die Mächtigkeit schluffig-toniger Schichten bis maximal 9 m.

6.2 Quellen

Im Südosten des Blattgebiets – im Duisburger Stadtwald und am Kaiserberg – entspringen einige kleine Quellen. Sie werden aus den Lockergesteinen der Hauptterrasse gespeist. Ihre Austrittstellen liegen meist etwas unterhalb der Grenze zwischen Hauptterrasse und den darunterliegenden, wasserstauenden Schichten des Tertiärs. Entsprechend den kleinen Einzugsgebieten ist die dort austretende Wassermenge gering. Nach längerer Trockenheit versiegen die meisten Quellen. Für eine wirtschaftliche Nutzung sind die Wassermengen zu klein.

6.3 Wasserhaushalt und Grundwasserneubildung

Die räumliche Verteilung des Niederschlags zeigt nach SCHNELL (1955) im Südosten des Blattgebiets über 750 mm, nach Westen fällt er auf etwa 700 mm ab. Das entspricht auch dem Geländeanstieg im Südosten des Blattgebiets. Der mittlere Trockenindex (Klima-Atlas von Nordrhein-Westfalen 1960) liegt im Blattgebiet um 40. Der Index ist für ein etwas trockeneres Klima typisch.

Über den Wasserhaushalt im Blattgebiet gibt SCHNELL (1955) eine Übersicht, die auf meteorologischen und hydrologischen Daten beruht. Nach Klimadaten errechnete er eine mittlere jährliche Verdunstungshöhe um 475 mm. Die mittlere jährliche Abflußspende liegt nach Schnell (1955) zwischen 8 und $91 \text{ l/s} \cdot \text{km}^2$ (252 – 284 mm).

Die Höhe der Grundwasserneubildung ist im Blattgebiet bisher nicht untersucht worden. SIEBERT (1974) schätzt die Grundwasserneubildung im Bereich der Niederterrasse auf $6,7 \text{ l/s} \cdot \text{km}^2$ (210 mm). In den dichtbesiedelten Stadtgebieten von Duisburg werden ca. 50 % des Niederschlags durch die Kanalisation abgeleitet. Weitere 30 % gehen durch Verdunstung verloren, so daß dort nur 20 % der Niederschläge der Grundwasserneubildung – das heißt 150 mm ($4,8 \text{ l/s} \cdot \text{km}^2$) – zugute kommen.

6.4 Chemische Beschaffenheit des Grundwassers

Grundwasser enthält stets einen Anteil gelöster Stoffe, deren Art und Menge von verschiedenen Faktoren bestimmt werden. Aus der Luft nimmt der Niederschlag Sauerstoff, Kohlendioxid und andere Gase auf. Im Grundwasser verstärken diese Stoffe die Lösungskraft. Landwirtschaftliche Düngung, Ionenaustausch an Tonmineralen, Adsorption, Hydrolyse, Sulfatreduktion und Mischung mit Wässern aus anderen Herkunftsbereichen verändern die Zusammensetzung der im Grundwasser gelösten Stoffe. Konzentration und Zusammensetzung sind mithin variabel. Die Verweildauer im Boden und im Grundwasserleiter beeinflusst darüber hinaus die Menge der chemischen Beimengungen. Zur hydrochemischen Charakterisierung der Grundwässer werden Vollanalysen herangezogen (Tab. 17).

Aus dem Bereich der sehr wasserreichen Niederterrasse und Unteren Mittelterrasse kommen die Wasseranalysen 1 – 13. Die Proben 1 – 5 zeigen ein nicht oder nur gering anthropogen beeinflusstes Wasser. Auffallend ist dabei Analyse 5, die keine erhöhten Sulfat- und Chloridwerte zeigt, obwohl sie aus einem dichtbesiedelten Gebiet stammt. Die Gesamthärte der Proben bewegt sich zwischen 8 und 15°d , sie zählen zu den mittelharten bis ziemlich harten Wässern. Die Gesamtmineralisation übersteigt nicht 500 mg/l . Die

Tabelle 17
Grundwasseranalysen

Nr.*	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Entnahmestelle	Niederhalen 1	Niederhalen 2	Binsheimer Feld	Binsheimer Feld	Laar	Meiderich	Texaco-Brunnen	Essenberger Bruch	Am Strücksken
entnommen aus	Brunnen	Brunnen							
Lage R H	47 050 05 440	47 200 06 100	48 000 07 100	48 200 07 280	50 600 03 680	52 740 03 110	47 700 00 850	47 740 01 000	48 660 98 460
Tiefe (m)	—	—	—	—	7,5	9,8	—	—	—
Geologie **	N	N	N	N	N	N	N	N	N
Entnahmedatum	21.9.87	5.10.87	10.3.87	10.3.87	19.9.86	19.9.86	22.5.79	21.9.87	30.9.87
Temperatur (°C)	—	—	10,3	9,8	12,8	11,6	11,5	—	—
Leitfähigkeit (25 °C) (µS/cm)	650	630	690	720	770	860	730	1 050	1 200
pH	8,2	7,3	7,2	7,2	7,6	7,0	6,7	7,2	7,0
Σ Erdalkalien (mmol/m ³)	1 577	2 199	2 568	2 701	2 083	2 705	2 810	5 428	6 207
Gesamthärte (°d)	8,8	12,2	14,4	15,1	11,7	15,1	15,7	30,4	34,8
Härtebereich n. Waschmittelges.	2	2	3	3	2	3	3	4	4
Säurekap. bis pH 4,3 (mmol/m ³)	787	951	1 016	1 131	2 500	2 700	2 240	2 098	1 917
Carbonathärte (°d)	2,2	2,6	2,8	3,2	7	7,6	6,3	5,9	5,4
Na ⁺ (mmol/m ³) (mg/l)	2 917 67	2 090 48	2 743 63	2 786 64	3 004 69	2 090 48	2 200 51	2 960 68	2 438 56
K ⁺ (mmol/m ³) (mg/l)	179 7	179 7	128 5	77 3	128 5	154 6	179 7	154 6	179 7
Mg ²⁺ (mmol/m ³) (mg/l)	329 8	452 11	946 23	905 22	411 10	534 13	530 13	987 24	1 192 29
Ca ³⁺ (mmol/m ³) (mg/l)	1 248 50	1 747 70	1 622 65	1 796 72	1 672 67	2 171 87	2 280 91	4 441 178	5 015 201
Mn, gesamt (mmol/m ³) (mg/l)	— < 0,05	— < 0,05	— < 0,05	— < 0,05	4 0,2	— < 0,01	1 0,08	— < 0,05	— < 0,05
Fe, gesamt (mmol/m ³) (mg/l)	0,5 0,5	0,05 0,05	— < 0,05	1 0,05	1 0,03	1 0,04	1 0,03	10 0,54	1 0,06
Cl ⁻ (mmol/m ³) (mg/l)	2 792 99	2 482 88	3 497 124	3 413 121	1 974 70	1 720 61	2 770 98	2 792 99	1 664 59
NO ₃ ⁻ (mmol/m ³) (mg/l)	— < 1	113 7	290 18	339 21	65 4	113 7	90 6	306 19	435 27
HCO ₃ ⁻ (mmol/m ³) (mg/l)	787 48	951 58	1 016 62	1 131 69	2 500 153	2 700 165	2 240 137	2 098 128	1 917 117
SO ₄ ²⁻ (mmol/m ³) (mg/l)	604 58	656 63	791 76	854 82	697 67	1 260 121	1 460 140	2 134 205	3 623 348
gelöste feste Bestandteile (mg/l)	337,5	352,05	436	454,05	445	508	543,11	727,54	844,06

* ausführendes Inst.: LINEG (1 – 4, 8 – 10); L.-Amt f. Wasser u. Abfall (5, 6, 11); Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf. (7, 12 – 20)

** Erl. der Symbole s. geologische Karte

Tabelle 17
(Fortsetzung)

10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
Bergs	Duissern	Lohmanns- heide	Lohmanns- heide	Wolfs- burg	Esels- bruch	Vogel- herdweg	Heiliger Brunnen	Bümmel- bach	Gang- hofer- weg	Kaiser- berg
Brunnen	Brunnen	Brunnen	Brunnen	Quelle	Quelle	Quelle	Quelle	Quelle	Quelle	Quelle
48 920 98 460	54 830 00 090	46 350 04 950	46 410 05 220	56 850 99 350	56 510 99 290	57 540 96 500	56 380 98 780	57 000 97 200	57 200 96 900	55 860 00 820
—	9	—	—	—	—	—	—	—	—	—
N	N	N	N	D,Mg	D,Mg	D,Mg	H	H	H	oLL
30.9.87	5.6.84	29.7.77	29.7.77	14.8.87	14.8.87	13.8.87	13.8.87	13.8.87	13.8.87	14.8.87
—	12,4	10,4	—	14,5	13,1	14,3	10,4	11,8	14,8	13
1 330	1 330	310	1 300	397	298	262	376	451	322	380
7,0	7,1	7,9	8,0	5,2	4,7	4,5	4,7	5,5	7,4	6,1
5 687	5 858	3 110	4 050	1 638	971	821	1 186	1 316	1 044	1 560
31,8	32,8	17	22	9,2	5,4	4,6	6,6	7,4	5,8	8,7
4	4	3	4	2	1	1	2	1	2	2
1 409	4 400	5 998	9 292	—	—	—	—	—	—	508
3,9	12,3	16,7	26	—	—	—	—	—	—	1,4
3 831	2 786	10 884	10 884	392	261	305	522	1 045	566	435
88	64	250	250	9	6	7	12	24	13	10
1 074	895	358	614	179	128	128	205	230	256	154
42	35	14	24	7	5	5	8	9	10	6
822	1 192	740	1 480	740	247	247	288	493	370	288
20	29	18	36	18	6	6	7	12	9	7
4 865	4 666	2 370	2 520	898	724	574	898	823	674	1 272
195	187	95	101	36	29	23	36	33	27	51
—	—	—	—	5	36	16	33	25	16	—
< 0,05	< 0,01	—	—	0,3	2	0,9	1,8	1,4	0,9	0,003
1	1	—	—	—	—	7	—	7	5	—
0,08	0,04	—	—	0,02	0,007	0,4	0,005	0,4	0,3	0,01
2 679	2 905	2 792	3 695	395	367	367	—	790	508	508
95	103	99	131	14	13	13	< 5	2,8	18	18
323	258	16	16	822	597	97	839	984	274	903
20	16	1	1	51	37	6	52	61	17	56
1 409	4 400	5 998	9 292	—	—	—	—	—	—	508
86	269	366	567	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	31
4 466	3 935	4 049	3 394	1 447	979	864	1 270	1 135	1 166	979
429	378	389	326	139	94	83	122	109	112	94
975,08	1 081	1 231	1 435	224,32	192,007	144,3	238,805	276,4	207,2	273,013

— nicht nachgewiesen
ohne Angaben: nicht untersucht

übrigen Wasserproben aus der Niederterrasse (Nr. 6 – 13) zeigen Spuren von Verunreinigungen, die sich hauptsächlich in erhöhten Werten von Chloriden und Sulfaten ausdrücken. Dies kommt ganz deutlich bei den Wasserproben 12 und 13 zum Ausdruck, die aus dem Grundwasserabstrom einer großen Halde kommen. Die Wasserproben 14 – 19 aus dem Duisburger Stadtwald sind aus Quellen am Rande der Hauptterrasse sowie aus der Jüngeren Grundmoräne entnommen. Das Wasser enthält nur eine geringe Mineralisation zwischen 150 und 300 mg/l mit einer Gesamthärte zwischen 5 und 8° d, es sind also weiche Wässer. Ein ähnliches Wasser zeigt die Analyse 20, deren Quelle zwar im Bereich der oligozänen Lintforter Schichten liegt, deren Einzugsbereich aber in der Hauptterrasse zu suchen ist.

Mit dem Grubenwasser oder Tiefgrundwasser, seiner Herkunft und Entstehung haben sich MICHEL (1963, 1972), PUCHELT (1964) und MICHEL et al. (1974) ausführlich befaßt. MICHEL (1972: 677) schreibt: „Die Frage nach der Herkunft des Salzgehaltes ist ein beliebter Diskussionsstoff der Hydrogeologen, Mineralogen, Geochemiker und Bergleute. In den seltensten Fällen wird es möglich sein, die Genese eindeutig festzustellen.“ Bei den Grubenwässern handelt es sich meist um Natrium-Chlorid-Wässer. Analysen von PUCHELT (1964: 202, Anal. 93 – 98) zeigen, daß die Grubenwässer hochkonzentrierte Solen sind. Aufgrund ihres höheren spezifischen Gewichts findet eine Vermischung mit oberflächennahen Süßwässern nicht statt. In einigen Proben fehlen SO_4 -Anionen, während deutliche Gehalte an Ba-Kationen vorhanden sind. Wie KUKUK (1938: 616) anschaulich beschreibt, ist dabei Schwerspat (BaSO_4) bei deutlichem Barium-Überschuß gebildet worden. Schwerspatausscheidungen haben der Grubenwasserhaltung häufig durch Verengung der Rohrleitungen Schwierigkeiten bereitet.

Die aus dem Karbon geförderten Grubenwässer sind als Mineralwasser anzusprechen; sie sind als Trinkwasser natürlich nicht geeignet. Sie finden aber als medizinisches Badewasser im Solbad Raffelberg Verwendung. Aus der Grubenwasserhaltung der stillgelegten Zeche Concordia wird dem Bad eine Sole mit einem Gesamtmineralinhalt von 43 973 mg/kg und einer Temperatur von 38 °C geliefert.

6.5 Wassergewinnung und Wasserreserven

GRAHMANN (1958) unterteilt die täglich gewinnbaren Grundwassermengen in Stufen von sehr groß (I, > 10 000 m³/d) bis zeitweise oder dauernd keine (VI, nur für Hauswasserversorgung). Im Blattbereich kann der gesamte Verbreitungsbereich der Niederterrasse der Stufe I zugeordnet werden. In die Stufe VI gehören der Duisburger Stadtwald und der Kaiserberg.

Im Gebiet der Niederterrasse (Fläche ca. 118 km²) beträgt die jährliche Grundwasserneubildung bei einer Grundwasserneubildungsrate von 6,7 l/s · km² (SIEBERT 1974) etwa 25 Mio. m³. Tatsächlich werden aber etwa 200 Mio. m³ Wasser im Blattgebiet gefördert. Die weitaus größte Menge des gewonnenen Grundwassers besteht aus Uferfiltrat des Rheins und der Ruhr. Die großen industriellen Wassergewinnungsanlagen für Brauchwasser liegen dementsprechend auch unmittelbar am Rhein oder an der Ruhr oder in der Nähe von Hafenbecken.

Im Blattgebiet betreiben die Stadtwerke Duisburg für die Gewinnung von Trinkwasser das Wasserwerk Rumeln. An der Wassergewinnung im Binsheimer Feld sind die Stadtwerke ebenfalls beteiligt. Die Brunnenanlagen des Wasserwerks Styrum-West liegen teilweise im Blattgebiet. Alle anderen Wassergewinnungsanlagen fördern zur Zeit nur Brauchwasser.

6.6 Schutz des Grundwassers

Der Standort einer Wassergewinnungsanlage für die öffentliche Trinkwasserversorgung wird nicht nur von der Höffigkeit bestimmt, sondern der Schutz vor Verunreinigungen ist für die Standortfrage von entscheidender Bedeutung. Für ein Wassergewinnungsgelände der öffentlichen Versorgung müssen Schutzgebiete nach der Verwaltungsvorschrift über die Festsetzung von Wasserschutzgebieten und Quellenschutzgebieten (Runderlaß des Ministeriums für Ernährung, Landwirtschaft und Forsten des Landes Nordrhein-Westfalen vom 25. 4. 1975) ausgewiesen werden. Gesetzliche Grundlage ist § 19 des Wasserhaushaltsgesetzes.

Für die Wasserwerke Rumeln und Styrum-West sind Schutzgebiete festgesetzt worden. Das Wasserwerk Aakerfähre im Ruhrtal wird zur Zeit nicht für eine Trinkwassergewinnung herangezogen. Das dazugehörige Trinkwasserschutzgebiet ist abgegrenzt worden, das Verfahren ruht (Karte der Wasserschutzgebiete in Nordrhein-Westfalen, Blatt L 4506 Duisburg, 1986). Für die Wasserwerke Laar, Beeckerwerth und Alsum der Niederrheinischen Gas- und Wasserwerke GmbH ist das gemeinsame Schutzgebiet im Genehmigungsverfahren. Die Verordnungen mit den dazugehörigen Karten sind bei den Wasserwerken sowie bei der Unteren Wasserbehörde einzusehen.

Eine bakterielle Gefährdung geht in erster Linie von bewohnten Gebieten, landwirtschaftlichen Betrieben, Plätzen mit Menschenansammlungen (Sportplätzen, Badeanstalten, Campingplätzen), Schutthalden und Mülldeponien aus. Eine chemische Beeinträchtigung kann durch Fabrikationsanlagen, die auslaugbare Stoffe herstellen oder verarbeiten, Mineralöltanklager und Mineralölfabriken, durch Tankstellen, Lagerung von Düngemitteln und Abfalldeponien hervorgerufen werden. In den Verwaltungsvorschriften sind weitere Gefahrenherde aufgeführt.

7 Ingenieurgeologie (J. KALTERHERBERG)

Im folgenden kann für die im Blattgebiet auskartierten Schichten nur eine grobe ingenieurgeologische Übersichtsbeurteilung geboten werden. Eine eingehende Darstellung unter besonderer Berücksichtigung der Grundwasserverhältnisse und der Mächtighkeitsdarstellung der relativ gering tragfähigen Schichten mit Angabe über Tiefenlage und Bodenart des gut tragfähigen Baugrundes in Karten, Schnitten und Erläuterungen liegt in der Ingenieurgeologischen Karte 1 : 25 000, Blatt 4506 Duisburg, 1988, herausgegeben vom Geologischen Landesamt Nordrhein-Westfalen, vor. Für die Planung von konkreten Objekten sind spezielle auf das Bauwerk abgestimmte Einzeluntersuchungen erforderlich.

Nach der Karte der Erdbebenzonen in DIN 4149 (Bauten in deutschen Erdbebengebieten) liegt das Blattgebiet in der Zone 0. Danach sind keine Maßnahmen gegen Erdbebengefährdung erforderlich.

7.1 Ingenieurgeologische Beurteilung der Schichten

Die ingenieurgeologischen Eigenschaften der im Blattgebiet vorkommenden Schichten hängen wesentlich von der Korngrößenzusammensetzung, dem geologischen Alter, der

Entstehungsart, der Vorbelastung und von den Grundwasserverhältnissen ab. In Verbindung mit der Norm DIN 1054 („Zulässige Belastung des Baugrunds“) können erste Anhaltspunkte für den Vorentwurf von Bauwerken und für eingehendere Baugrunduntersuchungen ermittelt werden. Weiter sei auf DIN 4095 („Dränung des Untergrundes“), die DIN 18 300 („Erdarbeiten“, besonders Pkt. 2: Boden- und Felsklassifizierung) und die ZTVE-StB 76 („Zusätzliche Technische Vorschriften und Richtlinien für Erdarbeiten im Straßenbau“) hingewiesen (Bundesminister für Verkehr 1976). Die angegebenen bodenmechanischen Kennwerte sind Erfahrungswerte und können sich je nach Materialzusammensetzung und äußeren Bedingungen auf kurze Entfernungen ändern. Sie entsprechen denjenigen der Ingenieurgeologischen Karte (IK 25: 4506 Duisburg).

7.1.1 Festgesteine des Oberkarbons und des Zechsteins, Locker- und Festgesteine des Buntsandsteins

Im Südosten des Blattgebiets stehen bräunlichgraue, flachwellig gefaltete Sandsteine des flözführenden Oberkarbons (Untere Sprockhöveler Schichten) in einem aufgelassenen Steinbruch an (R 56 000, H 98 000). Die Schichtmächtigkeiten der Sandsteinbänke betragen 15 – 40 cm, Zwischenlagen von plattigen Ton- und Schluffsteinen sind bis 5 cm dick. Die Schichtflächen streichen Nordost – Südwest und fallen mit 30° nach Nordwesten und mit 25° nach Südosten ein. Die Sattelachsen tauchen mit 5 – 8° nach Ostnordosten ab. Die steil stehenden zahlreichen Kluffflächen streichen parallel oder quer zum Schichtenstreichen und haben Einfallwinkel um 75 – 80°. Im Südteil des Steinbruchs treten dickbankige feinkörnige Sandsteine auf, deren Schichtflächen 20 – 30° nach Nordosten streichen und mit 20 – 30° nach Südosten einfallen.

Dieser ehemals als Baustein abgebaute Sandstein gehört zu den allgemein den tieferen Untergrund aufbauenden, variscisch gefalteten Schichten des Oberkarbons (s. Kap. 3.1, 4.1 u. 5.1).

Der untertägige Bergbau (s. Kap. 5.1.1) ist weitgehend zum Erliegen gekommen, so daß von daher kaum noch Auswirkungen auf die Tagesoberfläche und damit auf die Bauwerke anzunehmen sind. Trotzdem sollten bei Bauvorhaben Auskünfte über mögliche Abbaueinwirkungen bei den Bergbautreibenden oder über das zuständige Bergamt oder das Landesoberbergamt in Dortmund eingeholt werden. Für den Fels können folgende gesteinsphysikalische Kennwerte angesetzt werden:

Steifemodul	
Steinkohle	30 – 100 MN/m ²
Tonstein	150 – 1 500 MN/m ²
Schluffstein	300 – 3 000 MN/m ²
Sandstein	500 – 4 000 MN/m ²
Wasserdurchlässigkeit auf Trennflächen	10 ⁻⁴ – 10 ⁻⁵ m/s
Bodenklasse nach DIN 18 300	
Steinkohle und Tonstein	6 (leicht lösbarer Fels)
Schluffstein und Sandstein	7 (schwer lösbarer Fels)

In der oberflächennahen Verwitterungsschicht des Oberkarbons können je nach Anteil an Festgesteinsrelikten Steifemoduln zwischen 20 und 50 MN/m² angenommen werden.

Die im Nordwesten des Blattgebiets über dem Oberkarbon lagernden Festgesteine des Zechsteins bestehen im wesentlichen aus Tonstein, Kalkmergelstein und Dolomit. Im Mittleren Zechstein kommen Anhydrit und Gips vor, Salz fehlt. Über merkliche Auslaugungserscheinungen mit Auswirkungen auf die Geländeoberfläche liegen bisher keine Anhaltspunkte vor.

Die Schichten des Buntsandsteins kommen ebenfalls nur im Nordwesten im Untergrund vor. Sie bestehen überwiegend aus Mittel- und Feinsanden mit Tonletten oder Tonsteineinschaltungen. Sie können als Lockergestein mit sehr hoher Lagerungsdichte und teilweise stärker verfestigten Sandsteineinlagerungen oder als mürber Sandstein charakterisiert werden. Sie verhalten sich im Anschnitt wegen des mit Grundwasser erfüllten hohen Porenanteils (ca. 30–35 %) wie Lockergestein und müssen daher bei Bauverfahren künstlich verfestigt werden.

Die Schichten des Zechsteins und des Buntsandsteins lagern in Tiefen, die für übliche Ingenieurvorhaben – abgesehen von Schachtbauten – kaum von Interesse sind. Für den Schachtbau ist darauf hinzuweisen, daß in Gefrierschächten die Tonsteine oder „Tonletten“ des Oberen Zechsteins erfahrungsgemäß zu größeren Stoßschiebungen neigen und sich in den Tonsteinen am Ausbruchstoß blockförmige Absonderungen auf vorhandenen oder sekundären Klüfflächen bilden, die auf flachgeneigten Schichtflächen schachteinwärts rutschen können (besonders auch im Zechstein-Kalk).

7.1.2 Fest- und Lockergesteine der Oberkreide

Im Nordostteil des Blattgebiets werden die gefalteten Schichten des Oberkarbons diskordant von den mit 2–5° nach Nordosten geneigten Schichten der Oberkreide überdeckt. Die großenteils glaukonitischen, feinsandig-schluffigen, teilweise auch kalkig-mergeligen Schichten sind vom Meer abgelagert worden und großenteils als Lockergesteine erhalten, zu einem geringen Teil sind sie aber auch diagenetisch verfestigt. Aufgrund des hohen geologischen Alters und der Überlagerung durch jüngere Schichten haben die Lockergesteine hohe Lagerungsdichte und hohen Konsolidierungsgrad. Sie sind ebenso wie die verfestigten Schichten von steil stehenden Klüfflächen durchsetzt und an einzelnen großen Störungsflächen gegeneinander verschoben. Für die ingenieurgeologische Beurteilung kann man die mehr tonig-mergeligen bis kalkigen Gesteine zusammenfassen und den glaukonitreichen Mergelsanden und schluffigen Feinsanden gegenüberstellen. Es können folgende bodenphysikalische Kennwerte angenommen werden:

Tonmergel, Kalkmergel	
Winkel der inneren Reibung	10–20°
Kohäsion	50–150 kN/m ²
Steifemodul	30–50 MN/m ²
Wasserdurchlässigkeit	10 ⁻⁷ –10 ⁻¹⁰ m/s
Wichte, feucht	20–22 kN/m ³

Feinsand, schluffig, teils mittelsandig, teils schwach tonig	
Winkel der inneren Reibung	30 – 33°
Kohäsion	10 – 15 kN/m ²
Steifemodul an der Oberfläche	15 MN/m ²
sonst	35 – 70 MN/m ²
Wasserdurchlässigkeit	10 ⁻⁴ – 10 ⁻⁶ m/s
	(2 · 10 ⁻⁵ m/s)
Wichte, feucht	19 – 21 kN/m ³

Beide Bodenarten gehören entsprechend DIN 18 300 zur Bodenklasse 5 (schwer lösbare Bodenarten), in geringen Teilbereichen Klasse 6. Ebenso sind diese Lockergesteine frost- und feuchtigkeitsempfindlich und damit nur bedingt einbaufähig. Die Tonmergel neigen aufgrund ihres Gehalts an quellfähigen Tonmineralen bei Austrocknung zu Schrumpfun- gen, bei Wasseraufnahme zum Aufquellen.

Die Oberkreide-Schichten werden größtenteils von Lockerschichten des Tertiärs, in ihrem nordöstlichen Randbereich hingegen von Lockerschichten des Quartärs überdeckt.

7.1.3 Lockergesteine des Tertiärs

Die Lockergesteine des Tertiärs überdecken auf weiten Flächen Schichten des Oberkar- bons, des Buntsandsteins und der Oberkreide und werden im größten Teil des Blattgebiets von Quartär-Schichten überlagert. Die Tertiär-Schichten sind sehr flach mit 1–2° nach Westen geneigt, während die beschriebenen Oberkreide-Schichten flach mit 2–5° nach Nordosten einfallen. Sie bilden also im Überlagerungsbereich eine flache Winkeldiskor- danz zu den älteren Oberkreide-Schichten (vgl. Taf. 1 in der Anl.).

Die Tertiär-Schichten bestehen im basalen Teil aus schwach schluffigen, schwach tonigen Feinsanden, den Walsumer Schichten, darüber aus den im größeren Teil des Blattgebiets in drei Schichtenabschnitte aufgegliederten Ratinger Schichten mit ausgeprägt plastischem Ton an Basis und Obergrenze mit zwischengeschalteten schluffi- gen Feinsanden, darüber aus den Lintforter Schichten aus basalen Tonschichten und höheren schluffigen Feinsanden und schließlich aus den Grafenberger Schichten, die sich aus schluffigen bis schwach schluffigen Feinsanden zusammensetzen. Aufgrund des relativ hohen geologischen Alters und der Vorbelastung durch überlagernde jüngere Schichten sind die Feinsande dicht bis sehr dicht gelagert, die Tone gut bis sehr gut konsolidiert und „vorverdichtet“. Die schluffig-tonigen Schichten sind feuchtigkeits- und frostempfindlich und als Erdbaustoff nur bedingt einbaufähig. Ein Gehalt an quellfähigen Tonmineralen läßt erwarten, daß die Tone (Korngrößenanteile < 0,002 mm Durchmesser von 35 – 65 % sind die Regel) bei Wassergehaltsänderungen ihr Volumen ändern können und quellen oder schrumpfen.

Im Südostteil des Blattgebiets und am Kaiserberg treten Tertiär-Tone unmittelbar oder sehr nahe an die Geländeoberfläche. Infolge der Witterungseinflüsse ist ihre sonst steife bis halb feste Konsistenz abgemindert auf weiche bis steife Konsistenz. Für diesen Bereich können Steifemoduln von 10 – 25 MN/m² angesetzt werden und Wasserdurchlässigkeiten von 10⁻⁷ bis 10⁻¹⁰ m/s. Der Ton ist voraussichtlich als mineralische Basisabdichtung, beispielsweise für die Anlage von Deponien, geeignet. Für den Ton „in situ“ können Winkel der inneren Reibung von etwa 10–17° und die Kohäsion zwischen 30 und 15 kN/m² veranschlagt werden. Er gehört in die Bodenklasse 5 nach DIN 18 300.

Die schwach schluffigen und teils schwach tonigen Feinsande sind aufgrund des Feinkornanteils $<0,06$ mm Durchmesser als Erdbaustoff bedingt geeignet. Sie können vorteilhaft bei trockener Witterung in Dammkörper unter Verkehrswegen eingebaut werden. Für die tertiären Feinsande „in situ“ (Walsumer Schichten, Sande der Ratinger, Lintforter und Grafenberger Schichten) können voraussichtlich folgende bodenmechanische Kennwerte angesetzt werden:

Winkel der inneren Reibung	33 – 36°
Kohäsion (je nach Feinkornanteil)	5 – 30 kN/m ²
Steifemodul	50 – 100 MN/m ²
Wichte, feucht	18 – 20 kN/m ³
Wasserdurchlässigkeit	$5 \cdot 10^{-6}$ – 10^{-7} m/s
Bodenklasse nach DIN 18 300	3 (leicht lösbare Bodenarten)

7.1.4 Lockergesteine des Quartärs

Die ältesten im Blattgebiet vorkommenden Quartär-Schichten sind die im Südosten auf den Höhen des Stadtwaldes entwickelten Hauptterrassenablagerungen. Es handelt sich um sehr dichtgelagerte, schluffige, teils auch schwach tonige Kiessande, die nur örtlich direkt an der Oberfläche lagern, großenteils jedoch von schwach schluffigem Flugsand oder sandig-kiesiger Grundmoräne überdeckt sind. Die Hauptterrassenkiese sind lagenweise durch Eisenhydroxid verfestigt. Folgende Kennwerte können voraussichtlich veranschlagt werden:

Winkel der inneren Reibung	37 – 42°
Kohäsion (je nach Feinkornanteil)	0 – 50 kN/m ²
Steifemodul	120 – 180 MN/m ²
Wichte, erdfeucht	19 – 22 kN/m ³
Wasserdurchlässigkeit	10^{-4} – 10^{-7} m/s
Bodenklasse nach DIN 18 300	3 – 5 (lagenweise 6)

Die Hauptterrassenkiese zeichnen sich durch hohe Tragfähigkeit und gute Eignung als Erdbaustoff (Dammbaustoff) aus.

Die Kiessande der Unteren Mittelterrasse kommen am Westrand der Stadtwaldhöhen vor und sind überwiegend von umgelagertem Flugsand überdeckt. Ansonsten ist die Untere Mittelterrasse weitflächig im Liegenden der Niederterrasse vorhanden. Die Kiessande sind mitteldicht bis dicht gelagert und sowohl als Baugrund als auch als Erdbaustoff vorzüglich geeignet. Die bodenmechanischen Kennwerte werden mit denjenigen der örtlich entwickelten kiesigen Grundmoräne und den Niederterrassenablagerungen zusammengefaßt und gemeinsam angegeben.

Die kiesige Grundmoräne ist als ungeschichtete Eisablagerung während der vorletzten Eiszeit beim weitesten Vorstoß des Inlandeises nach Westen entstanden. Sie ist im Südosten des Blattgebiets örtlich in Resten erhalten und wird großenteils von Flugsand überdeckt. Aufgrund der Vorbelastung durch das Inlandeis ist die Grundmoräne im allgemeinen dicht gelagert und nur unmittelbar an der Geländeoberfläche teilweise durch Witterungseinflüsse aufgelockert.

Auch die glazifluviatilen Kiessande sind im Zusammenhang mit dem Eisvorstoß oder Eisrückzug entstanden, weisen mitteldichte bis dichte Lagerung auf und kommen ebenfalls nur im Südosten des Blattgebiets vor. Diese Ablagerungen sind gleichermaßen gut als tragfähiger Baugrund wie auch als Erdbaustoff geeignet. Die bodenmechanischen Kennwerte sind denen der Niederterrassenkiese ähnlich.

Die Niederterrassenablagerungen haben im Blattgebiet sehr weite Verbreitung und wurden – außer im Stadtwaldbereich im Südosten – als mächtige Kiessande vom Rhein und seinen Nebenflüssen im Jungpleistozän abgelagert. Sie sind zumeist bis 10 m mächtig und überdecken weitflächig die Untere Mittelterrasse sowie die Schichten von Tertiär und Oberkreide. Sie weisen ähnlich breitgestreute Korngrößenspektren auf wie die beschriebenen geologisch älteren Kiessande und sind im allgemeinen mitteldicht gelagert. Aus Erfahrung können für Kiessande folgende bodenmechanische Kennwerte angegeben werden:

Winkel der inneren Reibung	35 – 37°
Kohäsion	0 kN/m ²
Steifemodul	80 – 150 MN/m ²
Wichte, erdfeucht	19 – 21 kN/m ³
Wasserdurchlässigkeit	5 · 10 ⁻³ – 10 ⁻⁴ m/s
Bodenklasse nach DIN 18 300	3

Die Kiessandvorkommen haben relativ gute bis sehr gute Tragfähigkeit und neigen unter angemessenen Bauwerkslasten (vgl. DIN 1054) zu nur geringen Verformungen, wobei unbedingt die Grundwasserstände in der Niederterrasse berücksichtigt werden müssen. Die Niederterrassenablagerungen sind größtenteils grundwassererfüllt. Als Dammbaustoff unter Verkehrswegen sind die Kiessande besonders gut geeignet.

Die als Ablagerung des Inlandeises entstandene bindige Grundmoräne besteht aus schwach schluffigem, kiesigem Ton und ist in Resten bisher nur über den vorwiegend tonigen Tertiär-Schichten im Südosten des Blattgebiets festgestellt worden. Sie ist durch das Inlandeis vorbelastet und aufgrund der Korngrößenzusammensetzung frost- und feuchtigkeitsempfindlich. Da sie nahe der Geländeoberfläche vorkommt, kann sie infolge der Witterungseinflüsse örtlich aufgelockert sein. Folgende bodenmechanische Kennwerte können voraussichtlich veranschlagt werden:

Winkel der inneren Reibung	15 – 25°
Kohäsion	30 – 80 kN/m ²
Steifemodul	15 – 35 MN/m ²
ichte, erdfeucht	18 – 21 kN/m ³
Wasserdurchlässigkeit	10 ⁻⁶ – 10 ⁻⁸ m/s
Bodenklasse nach DIN 18 300	5

Hochflutlehm und Auenlehm als besonders junge Flußablagerungen des Jungpleistozäns und Holozäns bedecken auf großen Flächen die Niederterrassenkiese und eventuell noch jüngere Kiessande in den Talauen in unterschiedlichen Mächtigkeiten. Der Auenlehm tritt dabei auch als Rinnenfüllung von jungen Erosionsrinnen in den Niederterrassenkiesen hervor und läßt in seiner Verbreitung ehemalige Flußschlingen des Rheins erkennen. Diese bindigen Bodenarten bestehen größtenteils aus Schluff mit wechselnden

Anteilen an Feinsand und/oder Ton. Sie können in verlandeten Flußschlingen bis 8 m mächtig sein, humose Einschaltungen führen und aufgrund des teilweise hohen Grundwasserstands nur geringe Konsolidierung aufweisen, so daß sie dann weiche bis steife Konsistenz haben. Sie sind allgemein geringer tragfähig als Sande und Kiessande und erfordern bei Bauausführungen sorgfältige Gründungsarbeiten und eventuell besondere Gründungsmaßnahmen. Als Erdbaustoff sind sie für den Einbau unter Verkehrswegen wegen ihrer Feuchtigkeits- und Frostempfindlichkeit nur bedingt geeignet. Bei dynamischer Beanspruchung im feuchten oder vernäßten Zustand – etwa durch Befahren mit Baufahrzeugen – können sie ihre Konsistenz ändern und weich oder breiig werden. Aus Erfahrung können folgende bodenmechanische Kennwerte angesetzt werden:

Winkel der inneren Reibung	26 – 31°
Kohäsion	10 – 30 kN/m ²
Steifemodul	8 – 15 MN/m ²
Wichte, erdfeucht	19 – 20 kN/m ³
Wasserdurchlässigkeit	10 ⁻⁸ – 10 ⁻⁹ m/s
Bodenklasse nach DIN 18 300	4 (mittelschwer lösbare Bodenarten)

Für humose Einlagerungen und weichplastische Toneinlagerungen müssen diese Werte deutlich abgemindert werden; humose Einlagerungen eignen sich weder als Baugrund noch als Erdbaustoff.

Dünensand, Flugsand, Hochflutsand und Auensand als jungpleistozäne bis holozäne Ablagerungen bestehen überwiegend aus mittelsandigem Feinsand oder feinsandigem Mittelsand, teilweise mit geringen Schluffanteilen. Sie bilden teils morphologisch hervortretende Dünen, überlagern örtlich Hochflutlehm, Auenlehm, Niederterrassenkies und teilweise auch die älteren Pleistozän-Ablagerungen im Duisburger Stadtwald in unterschiedlichen Mächtigkeiten. Andererseits kommen sie – insbesondere der Hochflutsand und Auensand – auch als Einlagerungen im Hochflutlehm und Auenlehm oder unter diesen bindigen Ablagerungen vor. In den Niederungsbereichen und verlandeten Flußläufen können sie teilweise und/oder zeitweise im Grundwasser liegen. Sie sind im allgemeinen locker bis mitteldicht gelagert. Zur Ausnutzung ihrer größtmöglichen Tragfähigkeit sollten sie bei Belastung durch Bauwerke im Gründungsbereich vorher dynamisch verdichtet werden. Die Verdichtungsleistung muß der relativ gleichförmigen Korngrößenverteilung angepaßt werden, weil durch zu hohe Verdichtungsarbeit eine Wiederauflockerung eintreten kann. Als Erdbaustoff sind die Sande zum Einbau unter Verkehrswegen im allgemeinen gut geeignet, wenn die Verdichtung wie beschrieben vorgenommen wird. In freiliegenden Böschungflächen unterliegen die Sande sehr stark der Erosion durch Regenwasser, so daß sich dort leicht Rillen und Rinnen in der Gefällsrichtung bilden können, zwischen denen es zu Nachbrüchen kommen kann. Für die Sande können nach Erfahrung folgende bodenmechanische Kennwerte veranschlagt werden:

Winkel der inneren Reibung	30 – 34°
Kohäsion	0 kN/m ²
Steifemodul	10 – 40 MN/m ²
Wichte, erdfeucht	16 – 18 kN/m ³
Wasserdurchlässigkeit	10 ⁻⁵ – 10 ⁻⁶ m/s
Bodenklasse nach DIN 18 300	3

7.1.5 Auffüllungen

Auffüllungen haben im Blattgebiet besonders weite Verbreitung, insbesondere entlang dem Rhein, an den Duisburger und Ruhrorter Häfen und im großen Rheinbogen bei Beeckerwerth und Bruckhausen. Durch den untertägigen Bergbau auf Steinkohle fielen große Mengen an Nebengestein an, die teilweise auf Halden gekippt, teilweise zum Einebnen von großflächigen Werkshöfen von Industriebetrieben verwendet wurden. Aber auch die Aushubmassen beim Herstellen der Hafenbecken mußten in deren Nähe teilweise untergebracht werden. Außer diesen Auffüllungen und vor allem den Waschbergen des Bergbaus sind auch Deponien vorhanden, auf denen Müll, Bauschutt, Klärschlamm, Chemieabfälle und Industrieasche abgekippt wurden.

Die Auffüllungen haben im allgemeinen sehr unterschiedliche Zusammensetzung, hohlräumreiche Lagerung und sehr unregelmäßige Mächtigkeiten. Vor einer Überbauung von Auffüllungen oder der Verwendung von Auffüllungsmaterial als Erdbaustoff ist zu klären, ob für Mensch, Pflanze und Tier schädliche Einwirkungen oder eine Kontamination des Grundwassers von der Auffüllung ausgehen. Vor einer geplanten Überbauung ist zu prüfen, ob das Korngerüst stabil und kein weiterer Zerfall zu erwarten ist, ob Sackungen durch Sickerwässer eintreten können. Als Erdbaustoff für den Dammbau unter Verkehrswegen sind Waschberge unter bestimmten Bedingungen geeignet (TOUSSAINT 1981). In jedem Fall sind Spezialuntersuchungen in bodenmechanischer und eventuell auch chemischer Hinsicht erforderlich.

7.2 Die Absenkung der Duisburg-Ruhrorter Häfen (K. KÖWING und M. ZELLER)

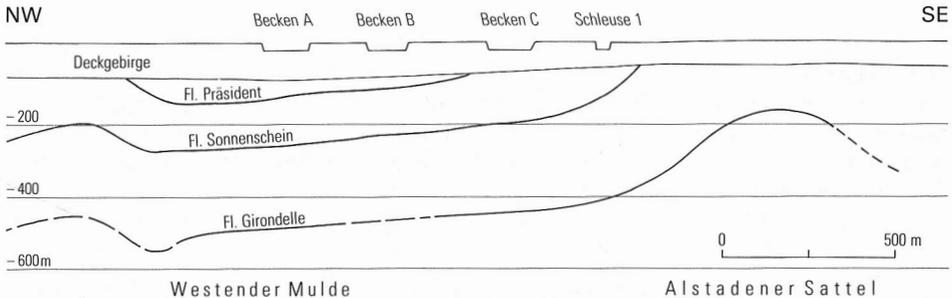
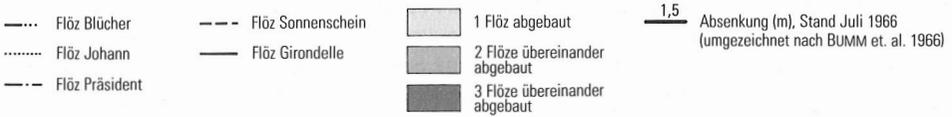
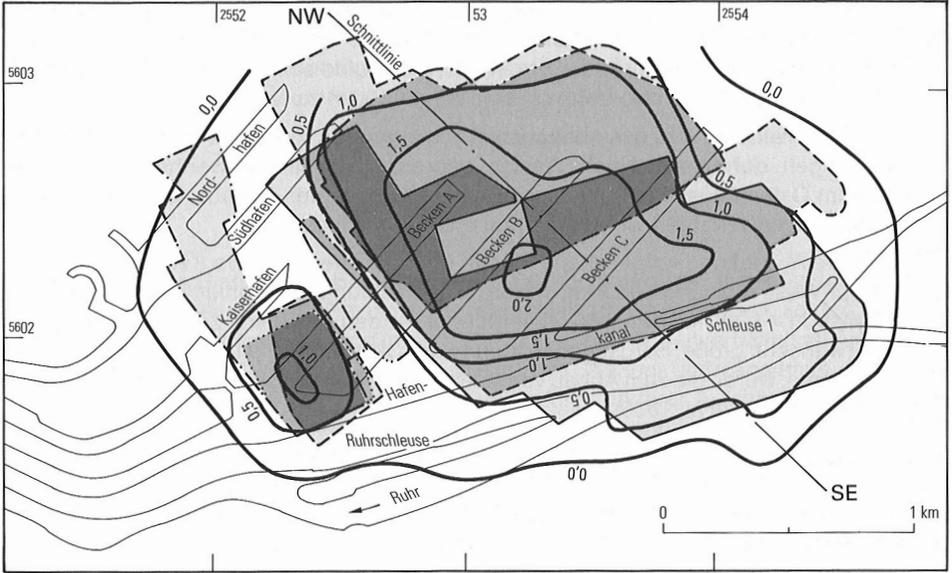
Die Duisburg-Ruhrorter Häfen an der Mündung der Ruhr in den Rhein gehören zu den größten Binnenhäfen der Welt. Die ersten Hafenanlagen wurden bereits 1716 erbaut und besonders in den Jahren 1860–1914 ständig erweitert. Da die Hafenbecken ohne Schleusen mit dem Rhein verbunden sind, wirken sich die Wasserspiegelschwankungen des Flusses direkt auf den Wasserstand im Hafen aus.

Durch die fortschreitende Erosion der Flußsohle ist der Wasserspiegel des Rheins in den vergangenen 80 Jahren um über 2,5 m gesunken. In den letzten Jahrzehnten betrug die Spiegelabsenkung bis 4 cm pro Jahr. Ursachen dafür sind die Flußregulierung des Rheinstroms in der zweiten Hälfte des vorigen Jahrhunderts, die Kiesausbaggerung und besonders die Aufwirbelung des Stromgrundes durch die Schiffsschrauben. Das aufgewirbelte Material wird mit den Wassermassen stromabwärts transportiert. In den Becken der Duisburg-Ruhrorter Häfen fand demgegenüber keine Erosion der Sohlen statt, so daß dort der mittlere Wasserstand ständig fiel und es immer häufiger zur Beeinträchtigung der Schifffahrt kam. Die vor 150 Jahren erbaute Ruhrsleuse fiel bei Niedrigwasser sogar zeitweise trocken.

Da die Häfen bei Niedrigwasser nur noch eingeschränkt genutzt werden konnte – ein Tieferbaggern der Hafenbecken aber nur begrenzt möglich war –, wurde am 7. September 1951 zwischen der Bundesrepublik Deutschland, vertreten durch die Wasser- und Schifffahrdirektion Münster, sowie der Duisburg-Ruhrorter Häfen AG einerseits und der Gelsenkirchener Bergwerks-AG, der Rechtsvorgängerin der Hamborner und Friedrich Thyssen Bergbau AG (heute Ruhrkohle Niederrhein AG), andererseits ein Vertrag geschlossen. Inhalt des Vertrags war die Absenkung des Hafengeländes und der beiden Schleusen

zur Ruhr und am Eingang des Rhein-Herne-Kanals durch einen gezielten Kohlenabbau im Untergrund (s. HUECK 1963).

Ziel des großflächigen Kohlenabbaus unter den Häfen war eine gleichmäßige Senkung bis etwa 2,25 m, wobei die Bergschäden an Gebäuden, Kaimauern, Gleisanlagen, Tankanlagen, Leitungen, Verladeeinrichtungen und Verkehrswegen möglichst gering gehalten werden mußten. Für den Bergbaubetriebenden eröffnete der Vertrag die Möglichkeit,



durchgezogene Linie = abgebautes Flöz

Abb. 12 Die Absenkung der Duisburg-Ruhrorter Häfen durch gezielten Kohlenabbau und Schnitt-darstellung mit Lage der Kohlenflöze

zusätzliche abbauwürdige Kohlenfelder zu erschließen, die vorher im Bereich eines Sicherheitspfeilers für die Hafenanlagen lagen. Diesen Sicherheitspfeiler hatte man seinerzeit unter dem gesamten Gebiet der Ruhrorter Häfen ausgewiesen, da Bedenken bestanden, daß durch die Bergsenkungen Schäden an den komplizierten Hafenanlagen entstehen könnten.

Für den Abbau standen die Flöze Blücher, Johann, Präsident, Sonnenschein und Girondelle mit einer Mächtigkeit von jeweils ca. 1 m zur Verfügung (vgl. Abb. 12). Das jüngste Flöz lag mit – 170 m NN in verhältnismäßig geringer Teufe, die unteren Flöze befanden sich in einer Tiefe von – 500 bis – 600 m NN. Die Kohlenflöze lagern überwiegend flach; sie fallen generell nach Norden zur Westender Mulde ein. Die Deckgebirgsmächtigkeit nimmt von Süden nach Norden von etwa 60 auf 100 m zu (vgl. Abb. 12).

Durch Bruchtektonik wird das Abbaugelände von mehreren Nordwest – Südost verlaufenden Störungen durchsetzt. Nach Westen begrenzt der Beeckerwerther Sprung den Bergbau. Im Osten bildet das Alstadener Blatt die Grenze des Abbaus. Zwischen diesen beiden Störungen verlaufen weitere mit geringen Verwurfsbeträgen.

Die für die Absenkung vorgesehene Fläche betrug insgesamt etwa 8 km², und zwar ca. 4 km in Ost-West-Richtung und 2 km in Nord-Süd-Richtung. Die Kohlenvorräte sind bis zu einer Tiefe von – 1 200 m NN mit 30 Mt berechnet worden. Um keine zu große Absenkung und unerwünscht große Bergschäden durch den Abbau von allen genannten Flözen herbeizuführen, wurde die zum Abbau vorgesehene Kohlenmenge in dem Vertrag auf 12 Mt begrenzt (vgl. BUMM et al. 1966).

Die Vor- und Ausrichtungsarbeiten wurden in den Jahren 1951 – 1955 durchgeführt, so daß der planmäßige Abbau der Flöze Präsident und Sonnenschein 1955 beginnen konnte. In der im Steinkohlenbergbau üblichen Reihenfolge wurden zunächst die oberen, danach die unteren Flöze abgebaut.

Bei Geländesenkungen durch den Abbau von Flözen entstehen an der Oberfläche Längenänderungen in Form von Zerrungen und Pressungen. Zerrungen ergeben sich zum Beispiel in Abbaurichtung zwischen Senkungsnullrand und den Rändern der Abbaufläche. Direkt über dem Abbauhohlraum bildet sich eine Senkungsmulde aus, in der Pressungen auftreten. Durch entsprechende Planung besonders großer Abbauflächen kann die vorher aufgetretene Zerrung durch die nachfolgenden Pressungen zum Teil wieder ausgeglichen werden.

Um die Zerrungen und Pressungen beim Abbau der Kohle gerade in geringen Teufenlagen unter den Duisburg-Ruhrorter Häfen unter Kontrolle zu halten, vereinbarte man in dem Vertrag, bei den Flözen Präsident und Sonnenschein die Abbauhohlräume mit Blasversatz zu verfüllen. In diesem Fall senkt sich die Erdoberfläche um etwa 50 % der jeweiligen Flözmächtigkeit. Nur bei den tiefer gelegenen Flözen sollte nicht verfüllt, also Bruchbau getrieben werden. Hierbei erreicht das Senkungsmaß 90 – 95 % der Flözmächtigkeit. Vor allem der Bruchbau in den tieferen Flözen sollte die gewünschte Absenkung des Hafengeländes von rund 2 m bewirken.

Abbildung 12 zeigt die Ausdehnung der abgebauten Flözflächen. Dieser Plan gibt den Abbaustand Ende 1967 wieder. Da wegen Stilllegung der Zeche Westende am 1. Juli 1968 nicht alle im Vertrag festgelegten Flözflächen abgebaut wurden, stellte sich nicht überall die gewünschte Absenkung ein – vor allem nicht in den Schleusenbereichen. Für die Schleuse I war eine Absenkung von 2,25 m geplant, tatsächlich betrug sie 1966 nur 1,50 m. In den

Hafenbecken A, B und C ist das gesetzte Ziel mit 1,70 – 2 m Absenkung erreicht worden, während in den nördlich gelegenen Nord- und Südhäfen sowie im Kaiserhafen 1966 erst eine geringe Absenkung begann (s. Abb. 12).

Wirtschaftlich war die Absenkung des Duisburger Hafengeländes durch den großflächigen Kohlenabbau trotz der unvermeidlichen Bergschäden an den Hafeneinrichtungen für alle Beteiligten ein Gewinn. Der Steinkohlenbergbau erhielt die Möglichkeit, einen Teil der Lagerstätte im Sicherheitspfeiler unter den Häfen zu gewinnen. Für die Hafenverwaltung stieg der Wasserspiegel in Abhängigkeit von der Bodensenkung wieder an. Man gewann dadurch rund 6 m Hafentiefe wieder, und die Schiffe konnten bei geböschten Ufern wieder näher an die Verladeeinrichtungen fahren. Somit wurden technisch aufwendige und kostspielige Maßnahmen zur Vertiefung der Hafenbecken und ein Neubau der Schleusen vermieden.

8 Böden (W. PAAS)

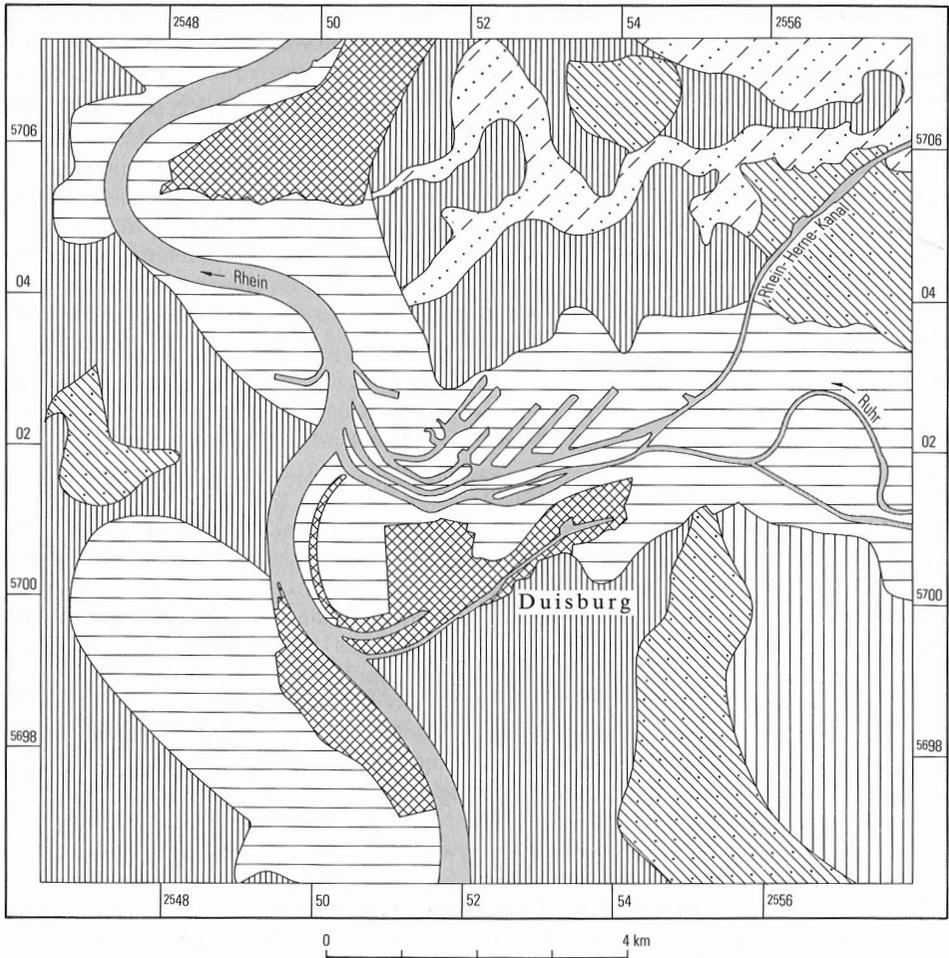
Die Böden des Blattgebiets sind auf Blatt L 4506 Duisburg (1978) der Bodenkarte von Nordrhein-Westfalen 1 : 50 000 im einzelnen dargestellt und beschrieben, so daß hier eine kurze regionale Zusammenfassung genügt. Die natürlichen Bodenverhältnisse sind infolge der Bebauung in den Stadt- und Industriegebieten, des Straßen- und Kanalbaus, der Anlage von Bergehalden des Steinkohlenbergbaus und infolge anderer Aufschüttungen vielfach gestört oder großflächig so verändert, daß es überaus schwierig ist, für die großen Ballungsgebiete ein annähernd gesichertes Bild von der Verbreitung der Böden zu geben. Sie werden – trotz der Vielfalt unterschiedlicher Gesteine des Paläozoikums bis Känozoikums, die im Untergrund anstehen – im wesentlichen von äolischen, fluvialen und glazigenen Deckschichten des Pleistozäns bestimmt. Nach der Entstehung des Ausgangsmaterials und der bodenkundlichen Prägung werden die Böden zu drei Gruppen zusammengefaßt (Abb. 13).

8.1 Böden aus äolischen, fluvialen, glazigenen und marinen Ablagerungen des Niederbergischen Hügellandes (Bergische Heideterrassen)

Das Hügelland im Bereich des Duisburger Stadtwaldes und des Speldorfer Waldes nimmt wegen des verschiedenartigen Aufbaus des tieferen Untergrundes, der unterschiedlichen Zusammensetzung der Deckschichten und des starken Wechsels der bodentypologischen Entwicklung eine Sonderstellung unter den Landschaften des Blattgebiets ein.

Die Schichten des Untergrundes – dazu gehören Schluff-, Ton- und Sandsteine des Oberkarbons, Mergel- und Sandsteine der Oberkreide sowie Tone, Schluffe und Feinsande des Tertiärs – sind meist von mehr als 2 m mächtigen Deckschichten überlagert und treten daher nur stellenweise selbst bodenbildend auf. Wohl können sie die Bodenbildung häufig indirekt über den Wasserhaushalt beeinflussen.

So hat die Ausbildung der Deckschichten eine besondere Bedeutung. In der Regel mehr als 2 m mächtige Flugsande sind großflächig nur auf das tiefer gelegene nördliche und westliche Randgebiet beschränkt. Dagegen nehmen die Sande und Kiese der in den pleistozänen Warmzeiten braunlehmartig verwitterten Hauptterrasse nur die ebenen, hoch



Böden aus äolischen, fluviatilen, glazigenen und marinen Ablagerungen des Niederbergischen Hügellandes (Bergische Heideterrassen)

 Braunerde, Pseudogley und Gley in engräumigem Wechsel aus Sandlöß, Flugsand, Geschiebelehm sowie Sand und Kies der Hauptterrasse, im tieferen Untergrund Tertiär- und Oberkreide-Ton sowie Sand- und Tonstein des Oberkarbons

Böden aus Ablagerungen der Niederterrasse von Rhein, Ruhr und Emscher (Mittlere Niederrheinebene)

 Braunerde, meist tiefreichend humos, stellenweise Gley, aus Hochflutlehm und Hochflutsand über Sand und Kies der Niederterrasse (Pleistozän)

 Podsol-Braunerde aus Flugsand über Sand und Kies der Niederterrasse

 Gley aus Auenlehm und Auensand (Holozän) sowie Hochflutlehm und Hochflutsand der Emscher über Sand und Kies der Niederterrasse (Pleistozän)

Böden aus Ablagerungen der Rhein- und Ruhraue (Mittlere Niederrheinebene)

 Brauner Auenboden, z. T. vergleyt, stellenweise Auengley, aus Auenlehm, stellenweise Auensand

 künstlich veränderter Boden aus aufgeschüttetem sandig-lehmigem Bodenmaterial, darunter Auenboden, Abraum von Sand- und Kiesgruben, Bergematerial des Steinkohlenbergbaus, Hochofenschlacke oder Bauschutt; Industriegebiete

Abb. 13
Geologisch-bodenkundliche
Landschaftsgliederung

gelegenen Plateaulagen ein. Sie sind noch vom nordischen Inlandeis überschoben worden, daher häufig gestaucht und teilweise mit anderen Sedimenten verschuppt und verwürgt. Sandig-toniger Geschiebelehm kommt hauptsächlich an Hängen und in flachen Mulden vor, während die schluffig-sandigen Schmelzwasserablagerungen auf die Tallagen beschränkt sind.

Die bodentypologische Entwicklung hängt weitgehend vom Relief und dem geologischen Substrat ab. So sind aus den Flugsanden und dem kiesig-sandigen Hauptterrassenmaterial meistens dürrgefährdete Podsol-Braunerden entstanden.

Das Vorkommen von dichten tonigen Schichten im Untergrund (z. B. Tertiärton oder Geschiebelehm) unter geringmächtiger sandiger Deckschicht (z. B. Flugsand, Sandlöb, Geschiebesand) verursacht durch den Stau des Sickerwassers eine zeitweilige Vernässung. Dementsprechend sind in Mulden und an Hängen, wo der Staunässe einfluß bis in den Oberboden hineinreicht, Pseudogleye entstanden. In Kuppen und oberen Hanglagen, wo das Stauwasser seitlich abfließen kann und meist eine durchlässige sandige Deckschicht vorliegt, ist die Wirkung der Staunässe weniger ausgeprägt: dort kommen meistens Pseudogley-Braunerden vor.

In den Tälern und Senken sind im allgemeinen durch Grundwassereinfluß Gleye aus Sand entstanden. Das Grundwasser, das zur Bildung dieser Böden geführt hat, ist jedoch heute teilweise stark abgesenkt worden.

Die Bodentypen mit ihrem für sie typischen Wasserhaushalt bestimmen im allgemeinen die Bodennutzung.

So werden die dürrreempfindlichen und basenarmen Podsol-Braunerden hauptsächlich als Wald genutzt, wenn man von den Bereichen der jungen Besiedlung absieht. Die von Nässe geprägten Gleye und Pseudogleye sind Grünland- und Waldstandorte. Wald, untergeordnet Acker, wird auf den Pseudogley-Braunerden angetroffen, bei denen der Staunässe einfluß auf den Unterboden beschränkt und daher die Wasserversorgung gut ist.

8.2 Böden aus Ablagerungen der Niederterrasse von Rhein, Ruhr und Emscher (Mittlere Niederrheinebene)

Das Gebiet der Niederterrasse des Rheins, der Ruhr und der Emscher ist im Blattgebiet morphologisch wenig gegliedert und geologisch einheitlich aufgebaut. In der Regel liegen dort über den sandigen, teils kiesigen Ablagerungen der Weichselkaltzeit (Pleistozän) etwa 1 m mächtige Hochflutsande und Hochflutlehme (Spätglazial der Weichselkaltzeit und Frühholozän). Der Grad der Grundwasserbeeinflussung, der von der Lage im Gelände bestimmt wird, sowie die bodenartige Zusammensetzung entscheiden über die bodentypologische Entwicklung.

Aus dem sandig-tonigen Hochflutlehm sind bei tiefen Grundwasserständen – so auf den großen Ebenen der Niederterrasse des Rheins und der Ruhr und den flachen Rücken im Bereich der Emscher – Braunerden und Parabraunerden entstanden. Diese Böden sind meist infolge des seit Jahrhunderten betriebenen Ackerbaus bis 60 cm Tiefe mit Humus und Nährstoffen angereichert und daher in ihren bodenphysikalischen und -chemischen Eigenschaften deutlich verbessert worden. So rechnen diese Böden auch heute noch zu den guten Ackerstandorten und sind von der Landwirtschaft sehr begehrt.

Im Bereich von Oberhausen, Baerl und Hochheide ist die Niederterrasse großflächig von Flugsand überdeckt. Da der Grundwasserstand dort im allgemeinen tiefer als 2 m unter Flur gelegen hat, überwiegen dürr empfindliche, ehemals meist als Wald oder Heide genutzte Podsol-Braunerden. Diese Gebiete sind gegenwärtig größtenteils bebaut.

In den weiten, flachen Senken und Rinnen im Bereich der Emscher sowie in den engen Rinnen im Bereich der Rheinniederterrasse sind die Kiese und Sande gleichfalls von sandigem und schluffig-tonigem Hochflutlehm überdeckt. Auf diesen Deckschichten haben sich jedoch durch das ehemals bis in den Oberboden hineinreichende Grundwasser Gleye entwickelt, die für die landwirtschaftliche Nutzung wenig geeignet waren und bis ins letzte Jahrhundert großflächig als Wald-, Heide- und Bruchgebiete erhalten blieben. Nach umfangreichen Entwässerungsmaßnahmen im Laufe des 19. und 20. Jahrhunderts wurden diese Landschaften immer mehr in Kultur genommen und so die Grünland- und Ackernutzung ausgedehnt.

Infolge von Grundwasserabsenkung durch Sumpfung sind die Böden heute größtenteils derart entwässert, daß in sommerlichen Trockenperioden Dürreschäden auftreten.

8.3 Böden aus Ablagerungen der Rhein- und Ruhraue (Mittlere Niederrheinebene)

Große Bereiche beiderseits des Rheins und der Ruhr gehören zum natürlichen Überflutungsgebiet dieser Flüsse. Wenn auch das Gelände durch die Anlage der Deiche heute nur noch im Deichvorland überflutet wird, sind die Böden dennoch bei den früheren regelmäßigen Überflutungen und den damit einhergehenden starken Grundwasserschwankungen entscheidend geprägt worden und rechnen daher zur Klasse der Auenböden. Die Untergliederung der Auenböden ergibt sich aus dem Grundwasserflurabstand und der Korngrößenzusammensetzung.

Die Braunen Auenböden, hierbei insbesondere diejenigen aus schluffigem Auenlehm, überwiegen bei weitem.

Vorkommen aus Auensand und sandigem Auenlehm sind an die schmalen Uferwälle und an Deichbruchstellen gebunden. Da bei den Braunen Auenböden das Grundwasser meist erst im tieferen Untergrund angetroffen wird und Überflutungen im Schutz der Deiche nicht mehr auftreten, sind diese von Natur aus fruchtbaren Böden von der Landwirtschaft sehr begehrt und werden ackerbaulich genutzt.

Ehemals oberflächennah anstehendes Grundwasser sowie schluffig-tonige Bodenarten kennzeichnen dagegen die Auenböden im Bereich der schmalen verlassenenen Flußläufe des Rheins (z. B. Essenberger Bruch). Diese Böden – es handelt sich dabei um Auengleye – lassen ausschließlich Grünlandnutzung zu.

Im Deichvorland (z. B. bei Rheinhausen) ist das Gelände nach dem Abbau von Sand und Kies mit Abraum von Sand- und Kiesgruben, Bergematerial des Steinkohlenbergbaus und Kesselasche wieder verfüllt und anschließend mit sandig-schluffigem und tonigem Bodenmaterial rekultiviert worden.

Diese künstlich veränderten Böden können heute zum Teil wieder als Grünland genutzt werden. Da die Böden teilweise sehr stark verdichtet wurden, sind ihre Nutzungsmöglichkeiten eingeschränkt. Das gilt besonders für die verbreiteten tiefer gelegenen Bereiche, die durch Überflutungen während der Vegetationsperiode stark gefährdet sind.

9 Tiefenaufschlüsse

Im Bohrarchiv des Geologischen Landesamtes sind zur Zeit ca. 4 300 Schichtenverzeichnisse von Bohrungen und Schächten vorhanden. Darin enthalten sind die bereits im Kapitel 1 erwähnten Kern-, Spül- und Sondierbohrungen mit Ausnahme der Handbohrungen bis 2 m Tiefe.

Nachstehend sind einige Schichtenverzeichnisse in teilweise gekürzter Form angeführt, um einen Einblick in die Abfolge, Ausbildung und Verbreitung der Schichten zu geben, zumal etliche davon an der Geländeoberfläche nicht anstehen. Die Nummern der Bohrungen und die Namen der Schächte sind auf der geologischen Karte angegeben.

9.1 Bohrungen

Bohrung 1

Lage: Toeppersee; R 46 650, H 96 940; + 27 m NN

Auftraggeber: Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen

Zweck: Erkundung von Quartär und Tertiär

Bohrverfahren: Spülbohrung

Bearbeiter: F. JANSEN, B. SENTZKE

Bohrzeit: 1983

- | | | |
|----------|--|--|
| - 2,0 m | Fein- bis Mittelsand, schwach schluffig, schwach kiesig, dunkelbraun | Hochflutsand |
| - 15,0 m | Kies und Sand, graubraun | Niederterrasse und Untere Mittelterrasse |
| - 16,0 m | Mittelsand und Feinsand, Schalenreste, grau | Grafenberger Schichten |
| - 20,2 m | Schluff, feinsandig, Schalenreste, stark kalkhaltig, dunkelgrün | ” |

Bohrung 2

Lage: Duisburg-Wedau; R 53 918, H 96 384; + 33 m NN

Auftraggeber: Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen

Zweck: Erkundung von Quartär und Tertiär

Bohrverfahren: Spülbohrung

Bearbeiter: F. JANSEN, W. FALK

Bohrzeit: 1985

- | | | |
|---------|--|----------------|
| - 1,0 m | Feinsand, schwach mittelsandig, stark schluffig, gelb, braun | Hochflutlehm |
| - 6,0 m | Mittelsand, stark grobsandig, kiesig grau, braun | Niederterrasse |

- 27,5 m	Sand und Kies, grau, gelb	Niederterrasse und Untere Mittelterrasse
- 33,0 m	Ton und Schluff, graugrün	Lintforter Schichten
- 39,0 m	keine Proben (Spülverlust)	”

Bohrung 3

Lage: Duisburg, Speldorfer Wald; R 56 850, H 96 700;
+ 46 m NN

Auftraggeber: Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen

Zweck: Erkundung von Quartär und Tertiär

Bohrverfahren: Spülbohrung

Bearbeiter: F. JANSEN, B. SENTZKE

Bohrzeit: 1982

- 2,3 m	Mittel- und Feinsand, schwach schluffig, braun- grau	Flugsand
- 4,6 m	Sand, schwach kiesig bis kiesig, schluffig, kalkfrei, braungrau	Grundmoräne
- 13,8 m	Ton, schluffig, schwach kalkhaltig, grüngrau	Lintforter Schichten
- 15,0 m	Schluffstein, sandstreifig, glimmerhaltig, blaugrau	Sprockhöveler Schichten

Bohrung 4

Lage: Duisburg, Speldorfer Wald; R 57 154, H 97 258;
+ 83 m NN

Auftraggeber: Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen

Zweck: Erkundung von Quartär und Tertiär

Bohrverfahren: Spülbohrung

Bearbeiter: F. JANSEN, B. SENTZKE

Bohrzeit: 1982

- 4,5 m	Sand, schluffig, schwach kiesig bis kiesig, hell- braun	Hauptterrasse
- 6,9 m	Mittelsand, hellbraun, gelblich	”
- 8,4 m	Sand, kiesig, graubraun	”
- 43,0 m	Ton, schluffig, grau von 10,8 – 11,0 m kalkfrei von 42,7 – 43,0 m kalkhaltig	Lintforter Schichten

Bohrung 5

Lage: Mülheim, Wolfsburg; R 57 880, H 98 140; + 81 m NN
Auftraggeber: Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen
Zweck: Erkundung von Quartär und Tertiär
Bohrverfahren: Spülbohrung
Bearbeiter: F. JANSEN, H.-P. MÜLLER
Bohrzeit: 1981

- 2,0 m	Fein- und Mittelsand, hell- bis dunkelbraun	Flugsand
- 3,0 m	Schluff, schwach feinsandig, schwach tonig, einzelne Quarzgerölle, hellbraun	Jüngere Grundmoräne
- 7,0 m	Fein- und Mittelkies, grobsandig, hellbraungelb	Hauptterrasse
- 8,0 m	Ton und Schluff, schwach feinsandig, hellbraun	Lintforter Schichten
- 28,0 m	Ton, schluffig, blaugrau, einzelne Kalkkonkretionen	''
- 30,0 m	Schluff, tonig, schwach feinsandig, kalkhaltig, dunkelgrau	''
- 32,0 m	Schluffstein, feinsandig, grau	Ziegelschiefer-Zone

Bohrung 6

Lage: Gesamthochschule Duisburg; R 55 811, H 99 916; + 41,3 m NN
Zweck: Baugrunduntersuchung
Bohrverfahren: Kernbohrung
Bearbeitung: Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen
Bohrzeit: 1972

- 2,00 m	Feinsand, stark schluffig bis schluffig, dunkelgrau-braun, mit Geröllen, Steinen, Schluffballen und Ziegelresten	Aufschüttung
- 2,30 m	Feinsand, mittelsandig, hellbeigebraun	Nachschüttsand
- 3,05 m	Schluff, schwach tonig, schwach feinsandig, lagenweise auch tonig bzw. feinsandig, mit zahlreichen Geröllen, hellbeigebraun	''
- 3,25 m	Ton, stark schluffig, mit zwei dünnen Fein- bis Mittelsandlagen, weich, hellgrünlichgrau	''
- 3,50 m	Schluff, tonig, feinsandig, mittelsandig sowie kiesig, hellbraun	Jüngere Grundmoräne
- 3,80 m	Grobsand, fein- bis mittelsandig, kiesig, schwach schluffig, gelbbraun	''

- 4,20 m	Schluff, stark tonig, schwach fein- bis mittelsandig, weich, hellbraun und hellgrau	Jüngere Grundmoräne
- 4,45 m	Mittelsand, grobsandig, kiesig, stellenweise schluffig, gelbbraun, im feinschichtigen Wechsel (2 bis 3 cm) mit: Schluff, schwach tonig, sehr schwach feinsandig, gelbbraun, rostfarben und weißlich gefleckt, mit einzelnen Geröllen	''
- 4,70 m	Fein- und Mittelsand, grobsandig, kiesig, stellenweise schluffig, gelbbraun, mit Schlufflagen wie zuvor	''
- 4,90 m	Fein- und Mittelsand, stark schluffig, feucht, gelbbraun	''
- 5,30 m	Fein- und Mittelsand, stark schluffig bzw. mit schwach feinsandigen Schlufflagen, beige	''
- 5,40 m	Schluff, stark tonig, weich, grünlichbeige	Beckenablagerungen und Vorschütsand
- 5,45 m	Fein- und Mittelsand, grünlichbeige mit bräunlichen Flecken, mit Schluff und sehr wenig Grobsand, einzelne Gerölle	''
- 6,00 m	Schluff, stark tonig, grünlichbeige, mit mehreren gelbbraunen, schwach schluffigen Fein- bis Mittelsandlagen sowie mit einzelnen Geröllen	''
- 6,80 m	Schluff, stark tonig, schwach feinsandig, grau, im feinschichtigen Wechsel mit Lagen aus: Feinsand, schluffig (Warvenschichtung), beigegrau, insgesamt mit Geröllen (bis 3 cm Durchmesser), weich bis breiig	''
- 7,10 m	Ton, stark schluffig, sehr schwach feinsandig, beigegrau und beige, im feinschichtigen Wechsel mit Lagen aus: Schluff, tonig, schwach feinsandig, beige, sowie Feinsand, schluffig (Warvenschichtung), beige, insgesamt weich	''
- 7,80 m	Ton, schwach schluffig, grau, im Wechsel mit Lagen aus: Schluff, stark tonig, grau, insgesamt breiig bis weich, an der Basis rostbraun gefleckt	''
- 8,50 m	Kies, grobsandig, schwach tonig und schluffig, beige, mit Steinen, feucht	Untere Mittelterrasse
- 9,60 m	Kies, grob- und mittelsandig, schwach schluffig, trocken, beige	''

- 10,60 m	Grobsand, mittelsandig, feinkiesig, lagenweise schwach schluffig, trocken, beige	Untere Mittelterrasse
- 11,10 m	Grobsand, hellbraun mit rostbraunen Lagen, stark kiesig, mittelsandig, sowie mit einzelnen Lagen aus: Fein- und Mittelsand, stark schluffig und kiesig, an der Basis Steinlage	''
- 13,50 m	Mittelsand, grobsandig, feinsandig, schwach schluffig, hellolivbeige, mit einzelnen Geröllen sowie mit wenigen schluffigen Lagen, feucht, ab 12,80 m naß	''
- 14,00 m	Grob- und Mittelsand, schwach feinsandig und schluffig, hellolivbeige, lagenweise schluffig, mit vielen kleineren Geröllen, naß, kalkfrei	''
- 14,45 m	Kies- und Grobsand, schwach schluffig und tonig, naß, kalkfrei, hellolivbeige	''
- 14,60 m	Ton und Schluff, kalkhaltig, weich bis steif, hellolivgelb	<i>labiatus</i> -Schichten
- 15,20 m	Schluff, stark tonig, hellgrünlichgrau, mit weichen, dunkleren Tonlagen (3 – 5 mm), schwach feinsandig, stark kalkhaltig, steif bis halbfest	''
- 17,00 m	Schluff, stark tonig, schwach feinsandig, stark kalkhaltig, hellgrünlichgrau, mit Tonlagen wie oben, Ablösungsflächen ausgebildet (Klüfte), fragliche Schichtung, halbfest; ab 15,50 m nur noch sehr schwach feinsandig und steif bis halbfest	''
- 20,00 m	Schluff, stark tonig, stark feinsandig, kalkhaltig, glaukonitisch, hellgraugrünlich, mit dunkleren, weichen Tonlagen (2 – 5 mm), wechselnd steif bis halbfest, selten weich	Essener Grünsand
- 20,60 m	Mittelsand, feinsandig, schluffig, schwach tonig, kalkhaltig, stark glaukonitisch, graugrün, mit einigen kleinen gelblichen Geröllen, halbfest, lagenweise fest	''
- 22,55 m	Sand, schwach schluffig und tonig, kalkhaltig, glaukonitisch, graugrün, einzelne Lagen stark glaukonitisch, die untersten 5 cm mit kleinen Geröllen angereichert, weich bis steif	''
- 22,90 m	Mittelsand, feinsandig, sehr schwach grobsandig, schluffig, schwach tonig, kalkhaltig, glaukonitisch, graugrün, mit mürben, ockergelben Toneisensteingeröllen sowie festen, polierten bräunlichen Geröllen in Lagen angeordnet, halbfest	''
- 23,70 m	Kalkschill (Schalenbruchstücke), hellgrün und weiß in Lagen, Schalenreste mit Glaukonitsandla-	''

	gen im Wechsel, ab 23,50 m mit einzelnen Geröllen, 23,60 – 23,62 m dunkelolivgrüner Schluff, sehr schwach tonig, mit organischem Kalkgrus, kalkhaltig, weich	Essener Grünsand
– 23,90 m	organogener Kalkstein, fest, porös, weiß, mit kleinen ockergelben Toneisensteingeröllen	”
– 24,00 m	Kalkschill, wie 23,70 m	”
– 25,30 m	Tonstein, sandig, grau, verwittert, entfestigt, ab 24,50 m sandflaserig, zahlreiche flache, gewellte Harnische mit Quarzanflügen (ca. 40 ^{gon}), Schichteneinfallen ca. 25 ^{gon} ; Kern am unteren Ende stark zerbrochen, der gesamte Kernmarsch ist stark zerruschelt	Sprockhöveler Schichten

Bohrung 7

Lage: Uettelsheim; R 46 560, H 03 296; + 26,6 m NN
 Auftraggeber: Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen
 Zweck: Erkundung von Quartär und Tertiär
 Bohrverfahren: Spülbohrung
 Bearbeiter: F. JANSEN, W. FALK
 Bohrzeit: 1986

– 3,3 m	Mittelsand, feinsandig, schwach schluffig, gelbbraun	Hochflutsand
– 13,5 m	Kies und Sand, gelbgrau, mit Einlagerungen von Schluff, schwach tonig, kalkhaltig, grau	Niederterrasse
– 16,0 m	Kies, sandig, gelbgrau, mit Einlagerungen von Schluff, schwach tonig, kalkhaltig, grau	”
– 35,0 m	Feinsand, schluffig, viele Muschelreste, schwach glaukonitisch, grau, mit Einlagerungen von Schluff, feinsandig, viele Muschelreste, schwach glaukonitisch, grau	Grafenberger Schichten
– 43,0 m	Feinsand, schwach mittelsandig, schwach schluffig, viele Muschelreste, schwach glaukonitisch, grau, dunkelgrün	”
– 44,5 m	Schluff, feinsandig, schwach tonig, glaukonitisch, kalkhaltig, grau, dunkelgrün	”
– 58,0 m	Feinsand, schluffig, schwach tonig, kalkhaltig, glaukonitisch, dunkelgrüngrau	”
– 60,0 m	Feinsand, schluffig, tonig, kalkhaltig, glaukonitisch, dunkelgrüngrau	Lintforter Schichten

Bohrung 8

Lage: Homberg, Rheinaue; R 49 045, H 03 850;
+ 21,0 m NN

Auftraggeber: Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen

Zweck: Erkundung von Quartär und Tertiär

Bohrverfahren: Spülbohrung

Bearbeiter: F. JANSEN, B. SENTZKE

Bohrzeit: 1983

- | | | |
|----------|--|---|
| - 0,3 m | Schluff, feinsandig, durchwurzelt, dunkelbraun | Auenlehm |
| - 1,8 m | Fein- und Mittelsand, schwach schluffig, grau-braun | Auensand |
| - 14,5 m | Kies und Sand, graubraun | Niederterrasse und
Untere Mittelterrasse |
| - 20,0 m | Feinsand, tonig, schluffig, Schalenreste, stark kalkhaltig, dunkelgrün | Grafenberger
Schichten |

Bohrung 9

Lage: südlich Baerl, Rheinaue; R 47 165, H 05 225;
+ 21 m NN

Auftraggeber: Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen

Zweck: Erkundung von Quartär und Tertiär

Bohrverfahren: Spülbohrung

Bearbeiter: F. JANSEN, B. SENTZKE

Bohrzeit: 1983

- | | | |
|----------|--|---|
| - 0,3 m | Feinsand, stark schluffig, dunkelbraun | Hochflutlehm |
| - 14,5 m | Sand und Kies, graubraun | Niederterrasse und
Untere Mittelterrasse |
| - 17,0 m | Feinsand, schluffig, schwach tonig, kalkhaltig, Schalenreste, dunkelgrün | Grafenberger
Schichten |

Bohrung 10

Lage: Beeck, Hamborn; R 52 575, H 05 450; + 27 m NN

Auftraggeber: Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen

Zweck: Erkundung von Quartär und Tertiär

Bohrverfahren: Spülbohrung

Bearbeiter:	F. JANSEN, B. SENTZKE	
Bohrzeit:	1983	
- 4,5 m	Aufschüttung	
- 8,0 m	Mittelsand und Feinsand, hellbraun	Niederterrasse
- 11,3 m	Kies und Sand, graubraun	"
- 16,0 m	Feinsand, kalkhaltig, dunkelgraugrünlich	Lintforter Schichten
- 25,0 m	Ton, schluffig, kalkhaltig	Ratinger Schichten
- 35,0 m	Feinsand, schwach schluffig, mittelgrau	"
- 38,0 m	Ton, schluffig, dunkelgrau	"
- 42,0 m	Feinsand, schwach schluffig, mittelgrau	Walsumer Schichten
- 43,0 m	Feinsand und Schluff, kalkhaltig, grün	Osterfelder Sande

Bohrung 11

Lage:	Neumühl; R 55 390, H 05 525; + 30 m NN	
Auftraggeber:	Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen	
Zweck:	Erkundung von Quartär und Oberkreide	
Bohrverfahren:	Spülbohrung	
Bearbeiter:	F. JANSEN, B. SENTZKE	
Bohrzeit:	1983	
- 5,7 m	Kies, sandig, hellbraun, zwischen 0,6 und 0,7 m graue Sandlage, ab 1,8 m dunkelbraun und sandiger, ab 2,8 m feucht	Niederterrasse
- 11,0 m	Fein- und Mittelkies, grünsandig, kalkfrei	"
- 44,0 m	Feinsand, schluffig, schwach tonig, kalkhaltig, grün	Osterfelder Sande

Bohrung 12

Lage:	Duisburg-Baerl; R 47 434, H 06 468; + 24 m NN	
Auftraggeber:	Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen	
Zweck:	Erkundung von Quartär und Tertiär	
Bohrverfahren:	Spülbohrung	
Bearbeiter:	F. JANSEN, W. FALK	
Bohrzeit:	1986	
- 0,6 m	Schluff, schwach tonig bis tonig, schwach sandig, gelbbraun	Auenlehm

- 15,4 m	Kies und Sand, grau	Niederterrasse und Untere Mittelterrasse
- 25,0 m	Feinsand, schwach schluffig, schwach tonig, dunkelgrüngrau, Muschelreste, schwach glaukonitisch	Grafenberger Schichten
- 30,0 m	Feinsand, schluffig, tonig, dunkelgrüngrau, Muschelreste, schwach glaukonitisch	Lintforter Schichten

9.2 Schächte

Diergardt Schacht 3 (Franz Ott)

Lage: Neuenkamp; R 50 497, H 00 340; + 30,12 m NN

Grubenfeld: Diergardt/Mevissen

Bearbeitung: nach Zechenunterlagen

Teufzeit: 1912 – 1913

- 2,70 m	Aufschüttung	
- 5,70 m	Lehm	Auenlehm
- 21,70 m	Sand und Kies	Niederterrasse und Untere Mittelterrasse
- 57,70 m	Ton, sandig	Lintforter Schichten
- 70,00 m	Ton, fest, zwischen 67,00 und 67,25 m Mergel, weiß	Ratinger Schichten
- 85,00 m	Sand	”
- 87,50 m	Ton, fest	”
- 279,00 m	Steinkohlengebirge	Wittener bis Sprockhöveler Schichten

Rheinpreussen Schacht 2

Lage: Hochheide/Essenberg; R 48 867, H 01 457;
+ 30,6 m NN

Grubenfeld: Rheinpreussen

Bearbeitung: nach Zechenunterlagen

Teufzeit: 1865 – 1872

- 0,6 m	Schluff und Sand	Hochflutlehm
- 8,5 m	Sand	Niederterrasse
- 20,7 m	Kies, Wasserspiegel bei 9,10 m	Niederterrasse und Untere Mittelterrasse
- 49,0 m	Sand, grün	Lintforter Schichten

- 74,7 m	Sand, grün, mit tonigen Lagen	Lintforter Schichten
- 79,7 m	Ton	”
- 82,2 m	Mergel, grau	Lintforter bis Ratinger Schichten
- 99,8 m	Ton	”
- 104,2 m	Mergel, weiß	Ratinger Schichten
- 108,2 m	Ton	”
- 123,3 m	Sand, grün	”
- 126,8 m	Ton, grün	”
- 130,4 m	Mergel, braun	”
- 541,1 m	Steinkohlengebirge	Bochumer Schichten

Rheinpreussen Schacht 8 (Gerdt)

Lage: südlich Baerl; R 47 001, H 04 958; + 29,15 m NN

Grubenfeld: Rheinpreussen

Bearbeitung: nach Zechenunterlagen, überarbeitet von
F. JANSEN

Teufzeit: 1941 – 1945

- 0,40 m	Mutterboden	
- 0,75 m	Schluff, sandig	Auenlehm
- 1,50 m	Schluff, sandig, mit Kies, sandig	”
- 2,20 m	Feinsand, tonig	Auensand
- 21,30 m	Kies und Sand, bis 3,90 m schwach tonig, zwischen 16,20 und 17,50 m z. T. nordische Gerölle	Niederterrasse und Untere Mittelterrasse
- 36,00 m	Sand, tonig, mit Muscheln, bei 34,00 m eingeschwemmte Braunkohlen, graugrün	Grafenberger Schichten
- 141,40 m	Sand, tonig, z. T. hellgraue, dünne Sandstreifen, graugrün, bei 112,25 m Kalksandsteinlinse, bei 126,40 m 20 cm dicke Kalksteinschicht mit Schwefelkiesknöllchen	Lintforter Schichten
- 143,00 m	Ton, hellgrau, mit großen Muscheln (<i>Cyprina rotundata</i>)	Ratinger Schichten
- 144,00 m	keine Angaben	”
- 144,60 m	Kalkstein, fest	”
- 148,00 m	Sand mit Muscheln	”
- 149,50 m	Ton, dunkelgrau bis braunschwarz	”
- 154,30 m	Sand mit Steinkohlenresten und Muscheln (<i>Pectunculus Philippii</i>)	Walsumer Schichten

- 203,40 m	Sandstein, rot bis braun, mehrere Lettenschichten	Unterer Buntsandstein
- 217,00 m	Letten (Mergel), rot, bei 210,50 m eine Kalkstein- schicht	Zechstein-Letten und Hauptanhydrit-Region
- 219,25 m	Dolomit, körnig, hell- bis dunkelgrau, mit bituminö- ser Kalklage (Stein- und Erzeinschlüsse, PbS und FeS), zwischen 218,30 und 218,60 m Tonmergel, dunkel- bis hellgrau	Plattendolomit
- 231,40 m	Letten (Mergel), rotbraun, grau, mit Gips	Grauer Salzton
- 238,40 m	Anhydrit, kristallin, dunkelgrau, mit weißem, rosa- farbenem und weißbläulichem Gips, zwischen 234,35 und 234,50 m Tonstein, hell- bis dunkelgrau	Deckanhydrit
- 243,00 m	Letten (Mergel), rotbraun, grau, bis 238,80 m mit großen Gipskristallen, dann mit Fasergips	Basalanhydrit
- 244,20 m	Anhydrit, grobkristallin, weiß bis rosa	”
- 250,10 m	Letten (Mergel), rotbraun, grau, ab 247,40 m mit Anhydrit und Gips vermengt	Braunroter Salzton
- 265,70 m	Anhydrit, fest, bis 250,70 m grobkristallin mit grauen Letten, dann feinkörnig	Unterer Werra-Anhydrit
- 278,30 m	Anhydrit, sehr klüftig, Klüfte mit Gips bedeckt	”
- 296,90 m	Letten, dunkelgrau, mit Gipslagen durchzogen	Zechstein-Mergel
- 310,40 m	Kalkstein, gut geschichtet	”
- 312,30 m	Schluffstein, tonig, dolomitisch, dunkel- bis schwarzgrau	Kupferschiefer
- 312,60 m	Konglomerat	Zechstein- Konglomerat
- 572,80 m	Steinkohlengebirge	Essener bis Bochumer Schichten

Beeckerwerth Schacht 1

Lage: Beeckerwerth; R 49 174, H 05 378; + 31,30 m NN

Grubenfeld: Friedrich Thyssen

Bearbeitung: nach Zechenunterlagen, überarbeitet von
F. JANSEN

Teufzeit: 1916 – 1921

- 6,60 m	Anschüttung	
- 10,25 m	Schluff, sandig	Auenlehm
- 22,50 m	Kies, grob	Niederterrasse und Untere Mittelterrasse
- 75,60 m	Ton, sandig, grau	Lintforter Schichten

- 86,75 m	„Fließ“, Ton, sandig	Lintforter Schichten
- 91,00 m	Ton, sandig, fest	”
- 111,00 m	Ton, fett	Ratinger Schichten
- 124,00 m	Ton, sandig, mit <i>Leda deshoysiana</i>	”
- 128,75 m	Ton, fett	”
- 132,50 m	Ton, sandig, schwach kalkig, mit Lage von Quarz- und Tonsteingeröllen und vereinzelt Haifischzähnen	”
- 132,88 m	Toneisensteinkonglomerat (sog. Bohnerz)	Essener Grünsand (Cenoman)
- 147,50 m	Grünsand, tonig, glaukonitisch, mit <i>Inoceramus</i> sp., <i>Ammonites rhotomagense</i> , Toneisenstein (Bohnerz) und Quarzgerölle	”
- 149,50 m	Kalkstein, fossilifer, fest, stellenweise löchrig, hellgrau, mit Lagen von gelben Toneisenstein- und Quarzgeröllen	”
- 165,75 m	Gips, grobspätig, undeutlich geschichtet, mit unregelmäßigen Lagen und Schnüren von Fasergips mit Tonbrocken	Unterer Werra-Anhydrit
- 166,25 m	Kalkmergelstein, versteinungsreich, mit <i>Productus horridus</i> , <i>Spirifer undulatus</i> , <i>Fenestella rotiformis</i> , <i>Camaropheria</i> sp.	Zechstein-Mergel
- 167,25 m	Mergel	”
- 167,75 m	Kalkstein	”
- 171,75 m	Mergel mit Kalksteinbänken, ferner gelbgraue und graue Kalkbänke wechsellagernd mit Mergelkalcken	”
- 175,00 m	Kalksteinbank, fest, mit dünnen Mergelstreifen	”
- 184,25 m	Kalkstein wechsellagernd mit Mergelstein und vereinzelt Fossilresten	”
- 186,05 m	Mergelstein, ebenflächig spaltend, graubraun (= Kupferschieferäquivalent), sog. fleckiger Mergelschiefer mit zahlreichen Fischresten (<i>Palaeoniscus freieslebeni</i> u. a.) und vielen Pflanzenresten (<i>Ullmannia bronni</i> , <i>Ullmannia frumentaria</i> , <i>Voltzia libeana</i> , Sphenopteriden u. a.)	Kupferschiefer
- 186,50 m	Konglomerat; dichter Kalkstein mit groben Kalksteingeröllen und vereinzelt kleinen Quarzgeröllen, fossilifer	Zechstein-Konglomerat
- 576,30 m	Steinkohlengebirge	Essener bis Bochumer Schichten

Friedrich Thyssen Schacht 1

Lage: Hamborn; R 53 242, H 06 984; + 29,63 m NN

Grubenfeld: Friedrich Thyssen

Bearbeitung: nach Zechenunterlagen, überarbeitet von
F. JANSEN

Teufzeit: 1871 – 1874

- 1,05 m	Aufschüttung	
- 2,30 m	Mutterboden	
- 3,45 m	Sand, humos	Hochflutsand
- 6,25 m	Sand, weiß	Niederterrasse
- 9,30 m	Kies, feinkörnig	"
- 14,79 m	Kies, grob, mit dicken Steinen	Niederterrasse und Untere Mittelterrasse
- 16,38 m	Kies mit Letten	"
- 17,80 m	Letten, blau	Lintforter Schichten
- 17,84 m	Steine	"
- 19,20 m	Letten, blau, etwas sandig	"
- 20,87 m	Letten, sandig, graugrün	"
- 22,71 m	Letten, fett, grün	Ratinger Schichten
- 24,57 m	Letten, grüngelblich	"
- 25,12 m	Letten, blaugrün	"
- 29,01 m	Letten, blau	"
- 29,46 m	Letten, blauweißmeliert	"
- 30,02 m	Letten, blau, mit etwas weißmelierten Streifen	"
- 30,48 m	Ton, weiß	"
- 33,69 m	Letten, sandig, graugrün, mit Schwefelkies	"
- 43,09 m	Letten, sandig, grau, mit „Fließ“	"
- 50,19 m	Sand, graugrün, mit Schwefelkies	"
- 56,95 m	Letten, fast sandig, blau	"
- 61,72 m	Flieβsand, weißbläulich	Walsumer Schichten'
- 62,05 m	Flieβsand, bräunlich	"
- 63,55 m	Mergel, stark sandig, blau	Emscher-Mergel (Coniac)
- 68,48 m	Mergel, sandig, blaugrün	"
- 71,38 m	Übergang zum grauen festen Mergel	"
- 95,72 m	Mergel, fest, grau	"
- 99,00 m	Übergang vom grauen zum grünen Mergel	"

- 106,05 m	Mergel, grün	Soester und Bochumer Grünsand
- 110,75 m	Grünsand, dunkel, fast Flieβsand	”
- 118,10 m	Mergel, weiß	<i>labiatus</i> -Schichten
- 122,40 m	Mergel, schwach sandig, grün	Essener Grünsand
- 125,25 m	Mergel, gelblich	”
- 128,32 m	Mergel, dunkelbraun	”
- 574,00 m	Steinkohlegebirge	Essener bis Bochumer Schichten

Friedrich Thyssen Schacht 3

Lage: Bruckhausen; R 51 084, H 06 134; + 28,90 m NN

Grubenfeld: Friedrich Thyssen

Bearbeitung: nach Zechenunterlagen, überarbeitet von
F. JANSEN

Teufzeit: 1889 – 1892

- 16,00 m	Sand und Kies	Niederterrasse und Untere Mittelterrasse
- 26,20 m	Ton, sandig	Lintforter Schichten
- 34,20 m	Ton, zäh, fest	”
- 34,70 m	Ton, sandig, grau	”
- 41,20 m	Ton, fest, grau	Ratinger Schichten
- 56,20 m	Sand, tonig	”
- 62,48 m	Ton, fest, grau	”
- 64,90 m	Flieβsand	Walsumer Schichten
- 65,70 m	Kies	”
- 66,70 m	Flieβsand	”
- 72,20 m	Ton, sandig, grün	Emscher-Grünsand (Unter- bis Mittelsanton)
- 83,20 m	Ton, sandig, grau (wenig Sand)	Emscher-Mergel (unteres Mittel- bis Untersanton)
- 114,20 m	Ton, stark sandig	Emscher-Grünsand und Emscher-Mergel (Coniac)
- 120,20 m	Ton, sandig, kompakt	”

- 124,20 m	Ton, sandig, grün	Emscher-Grünsand und Emscher-Mergel (Coniac)
- 126,20 m	Ton, sandig, fest	”
- 132,20 m	Ton, sandig, grün	”
- 139,20 m	Sand, tonig, fest	Soester und Bochumer Grünsand
- 158,00 m	Sand, tonig, grün	”
- 163,00 m	Mergel, weiß	<i>labiatus</i> -Schichten
- 166,00 m	Sand, tonig, grau, fest, mit dicken Steinen	Essener Grünsand
- 167,00 m	Ton, sandig, olivgrün, fest	”
- 168,00 m	wie vor, mit Sand und Kies	”
- 170,00 m	wie vor, mit dicken Steinen	”
- 171,12 m	Ton, sandig, olivgrün, mit vielen Muscheln	”
- 173,00 m	Sand, weich, mit Ton und Sandstreifen	”
- 465,90 m	Steinkohlegebirge	Essener bis Bochumer Schichten

Friedrich Thyssen Schacht 4

Lage: südlich Alt-Hamborn; R 53 183, H 05 327;
+ 24,64 m NN

Grubenfeld: Friedrich Thyssen

Bearbeitung: nach Zechnunterlagen, überarbeitet von
F. JANSEN

Teufzeit: 1899 – 1901

- 1,20 m	Lehm	Auenlehm
- 2,30 m	Ton	”
- 10,30 m	Kies	Niederterrasse und Untere Mittelterrasse
- 10,40 m	Mergelblöcke	Lintforter Schichten
- 26,20 m	Ton, fest	Lintforter bis Ratinger Schichten
- 41,78 m	Fließ	Ratinger Schichten
- 46,78 m	Ton	”
- 49,23 m	Fließ	Walsumer Schichten
- 84,00 m	Mergel, graugrün	Emscher-Grünsand und Emscher-Mergel (Coniac)
- 100,20 m	Mergel, graugrün	Soester und Bochumer Grünsand

- 113,03 m	Mergel, weiß	<i>labiatus</i> -Schichten
- 114,85 m	Grünsand	Essener Grünsand
- 117,25 m	Sand, gelbbraun, mit Sandsteinblöcken	”
- 121,00 m	Sand, gelbbraun	”
- 122,00 m	Sand, gelblichbraun, mit Sandsteinblöcken	”
- 868,30 m	Steinkohleengebirge	Essener bis Bochumer Schichten

Friedrich Thyssen Schacht 8

Lage: südlich Hamborn; R 53 074, H 05 182; + 29,50 m NN

Grubenfeld: Friedrich Thyssen

Bearbeitung: nach Zechenunterlagen

Teufzeit: 1922 – 1924

- 7,0 m	Anschüttung	
- 7,5 m	Lehm	Hochflutlehm
- 8,0 m	Sand	Hochflutsand
- 19,0 m	Kies	Niederterrasse und Untere Mittelterrasse
- 22,6 m	Ton, zwischen 22,30 und 22,50 m sandig	Ratinger Schichten
- 37,0 m	Flieβsand	”
- 41,5 m	Ton, sandig	”
- 45,4 m	Flieβsand, ab 43,50 m tonig	Walsumer Schichten
- 45,6 m	Kies, fein, grün	”
- 55,2 m	Flieβsand, tonig	Osterfelder Sande
- 134,0 m	Mergel, sandig, grün	Emscher-Mergel und Emscher-Grünsand (Coniac bis Santon)
- 144,4 m	Mergel, stark sandig, grün	Soester und Bochumer Grünsand
- 164,0 m	Mergel, grau	<i>labiatus</i> -Schichten
- 167,8 m	Mergel, sandig, mit festen Knollen, graugrün	Essener Grünsand
- 180,2 m	Grünsand und Bohnerz	”
- 868,5 m	Steinkohleengebirge	Bochumer bis Wittener Schichten

Alstaden Schacht 3

Lage: Oberhausen-Alstaden; R 57 462, H 02 815;
+ 32,61 m NN

Grubenfeld: Alstaden

Bearbeiter:	R. BÄRTLING, überarbeitet von F. JANSEN	
Teufzeit:	1931 – 1932	
– 0,9 m	Aufschüttung	
– 2,3 m	Lehm, tonig	Hochflutlehm
– 11,0 m	Kies, gelb, bei 5,0 m ein Keratophyrgeröll, von 6,0 bis 8,5 m grünsandig	Niederterrasse der Ruhr
– 14,5 m	Mergel, feinsandig, glaukonitisch, dunkelgrau	Emscher-Mergel (Unter- bis Mittelsanton)
– 26,0 m	Mergel, sandig, Muschelbruchstücke, dunkelgrün, bis 16,5 m stark glaukonitisch mit glaukonitfreien, grauen Tonmergelstückchen, bei 22 m <i>Inoceramus umbonatus</i>	Emscher-Grünsand (Mittel- bis Oberconiac)
– 37,0 m	Mergel, sandig, schwach glaukonitisch, grau, z. T. hellgrau, bei 37 m <i>Peroniceras westfalicum</i>	Emscher-Mergel (Mittel- bis Oberconiac)
– 39,0 m	Feinsand, mergelig, schwach glaukonitisch, grau	Emscher-Mergel (Unter- bis Mittelconiac)
– 50,0 m	Mergel, sandig, z. T. stark sandig, grünlichgrau, bei 45 m <i>Nautilus leiotropis</i> , bei 48 m <i>Gauthiericeras aff. bajuvaricum</i>	”
– 55,5 m	Sand, schwach mergelig, grünlichgrau, bei 50,5 m <i>Inoceramus involutus</i> , <i>Pleurotomaria regalis</i> , <i>Gauthiericeras bajuvaricum</i> ; bei 55,5 m <i>Inoceramus</i> sp., 2 Bohrmuschelgänge	”
– 57,0 m	Mergelstein, tonig, schwach sandig, grau	”
– 61,0 m	Sand, mergelig, glaukonitisch, graugrün	”
– 66,0 m	Sand, mergelig, stark glaukonitisch, graugrün, bei 60,0 m <i>Inoceramus kleini</i>	Soester und Bochumer Grünsand
– 72,6 m	Grünsand, schwach mergelig, locker	”
– 79,0 m	Mergelstein, hellgrünlich, zwischen 74,0 und 77,0 m fast weiß, bei 76,0, 77,0 und 78,0 m <i>Inoceramus labiatus</i>	<i>labiatus</i> -Schichten
– 81,0 m	Mergel, sandig, glaukonitisch, graugrün	Essener Grünsand
– 87,3 m	Grünsand, weich, locker, dunkelgrün, zwischen 84,5 und 85,0 m harte Grünsandsteinbank mit Muschelbruchstücken	”
– 675,6 m	Steinkohlengebirge	Bochumer und Wittener Schichten

10 Verzeichnis der Schriften und Karten

Schriften

- ANDERSON, H.-J. (1966): Die Schichtenfolge des Tertiärs und Quartärs. – In: Deutsche Geologische Gesellschaft [Hrsg.]: Geologische und bergbauliche Übersicht des rheinischen Braunkohlenreviers: 2 – 5, 2 Taf.; Krefeld.
- ARENS, H. (1964): Zur Altersdatierung der Flugsande am Westrand des Münsterschen Kreidebeckens. – *Decheniana*, **117**: 133 – 140, 2 Abb., 1 Tab.; Bonn.
- ARNOLD, H. (1960): A. Geologische Karte. – In: ARNOLD, H., & BODE, H., & WORTMANN, H., mit Beitr. von KARRENBERG, H., & TEICHMÜLLER, R.: Erläuterungen zu Blatt C 4310 Münster. – Übers.-Kt. Nordrh.-Westf. 1 : 100 000, Erl., **C 4310**: 9 – 126, 5 Abb., 4 Taf.; Krefeld.
- BACHMANN, M. (1967): Zur Flözgleichstellung in den Bochumer Schichten im Raum Oberhausen – Duisburg – Moers – Kamp-Lintfort. – *Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf.*, **13** (2): 1 197 – 1 216, 4 Abb., 1 Tab., 2 Taf.; Krefeld.
- BACHMANN, M., & ENGELS, K.-E. (1962): Zur Stratigraphie der tieferen Essener Schichten (Flöz Zollverein 7 bis Flöz Katharina/Hermann 1. – Westfal B) am Niederrhein. – *Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf.*, **3** (3): 987 – 1 014, 6 Abb., 1 Tab.; Krefeld.
- BACHMANN, M., & ENGELS, K.-E. (1967): Die bisherigen Kaolin-Kohlentonstein-Funde im höheren Westfal A und tieferen Westfal B im linksrheinischen Steinkohlenbergwerk Rheinpreussen. – *Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf.*, **13** (2): 1 217 – 1 244, 8 Abb.; Krefeld.
- BACHMANN, M., & MICHELAU, P., & RABITZ, A. (1971): Stratigraphie. – *Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf.*, **19**: 19 – 34, 6 Abb., 1 Tab., 1 Taf.; Krefeld.
- BÄRTLING, R. (1921 a): Die Endmoränen der Hauptvereisung zwischen Teutoburger Wald und Rheinischem Schiefergebirge. – *Z. dt. geol. Ges.*, **72**: 3 – 23, 2 Abb., 1 Taf.; Berlin.
- BÄRTLING, R. (1921 b): Transgressionen, Regressionen und Faziesverteilung in der Mittleren und Oberen Kreide des Beckens von Münster. – *Z. dt. geol. Ges.*, **72**: 161 – 217, 3 Tab., 3 Taf.; Berlin.
- BÄRTLING, R., & Breddin, H. (1931): Erläuterungen zu Blatt 4507 Mülheim. – *Geol. Kt. Preußen u. benachb. dt. Länder 1 : 25 000, Erl.*, **4507**: 111 S.; Berlin.
- BERTSCH, K., & STEEGER, A. (1927): Jungdiluviale pflanzenführende Ablagerungen am nördlichen Niederrhein. – *Verh. naturhist. Ver. preuß. Rheinld. u. Westf., Sitz.-Ber.*, (C) **1926**: 49 – 65; Bonn.
- BLYTT, A. (1876): Essay on the immigration of the Norwegian flora during alternating rainy and dry periods. – 89 S.; Kristiania.
- BLYTT, A. (1882): Die Theorie der wechselnden kontinentalen und insularen Klimate. – *Englers bot. Jb.*, **2**: 1 – 50. – [Erscheinungsort nicht zu ermitteln]
- BÖGER, H. (1966): Die marinen Niveaus über den Flözen Schieferbank und Sarnsbank (Grenze Namur C – Westfal A) im Ruhrgebiet. – *Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf.*, **13** (1): 1 – 38, 17 Abb., 3 Taf.; Krefeld.
- BOSINSKI, G. (1982), mit Beitr. von BRUNNACKER, K., & GÜNTHER, K., & LANSER, P., & SCHUMACHER, E., & TROMNAU, G., & URBAN, B., & VEIL, S.: Das Eiszeitalter im Ruhrland. – *Führer Ruhrland-Mus.*, **2**: 75 S., 46 Abb.; Köln (Rheinland-Verl.).

- BREDDIN, H. (1929): Die Bruchfaltentektonik des Kreidedeckgebirges im nordwestlichen Teil des rheinisch-westfälischen Steinkohlenbeckens. – Glückauf, **65** (34): 1157 – 1168; **65** (35): 1193 – 1198, 10 Abb., 1 Taf.; Essen.
- BREDDIN, H. (1931 a): „Mittloligozäner Septarienton“ und „oberoligozäner Meeressand“ als altersgleiche Ablagerungen im Niederrheingebiet. – Zbl. Mineral. Geol. Paläont., (B) **1931**: 116 – 136, 7 Abb.; Stuttgart.
- BREDDIN, H. (1931 b): Die Gliederung des tertiären Deckgebirges im niederrheinischen Bergbaugebiet. – Glückauf, **67**: 249 – 255, 3 Abb.; Essen.
- BRUNNACKER, K. (1973): Die Dünen und deren Böden bei Westerkappeln/Westfalen. – Bodenaltertümer Westfalens, **13**: 69 – 76, 1 Abb., 3 Tab.; Münster.
- BRUNNACKER, K. (1978): Der Niederrhein im Holozän. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **28**: 399 – 440, 14 Abb., 4 Tab., 1 Taf.; Krefeld.
- BRUNNACKER, K. (1980): Exkursion 1, Mittel- und Niederrhein. – Tag. dt. Quartär-Vereinig., 1980, Aachen, Exk. 1: 110 S., 35 Abb., 3 Tab.; Köln.
- BRUNNACKER, K., & BOENIGK, W., & DOLEZALEK, B., & KEMPF, E. K., & KOČI, A., & MENTZEN, H., & RAZI RAD, M., & WINTER, K.-P. (1978): Die Mittelterrassen am Niederrhein zwischen Köln und Mönchengladbach. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **28**: 277 – 324, 16 Abb., 4 Tab., 1 Taf.; Krefeld.
- BRUNNACKER, K., & BOENIGK, W., & KOČI, A., & TILLMANN, W. (1976): Die Matuyama/Brunhes-Grenze am Rhein und an der Donau. – N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **151**: 358 – 378, 10 Abb., 2 Tab.; Stuttgart.
- BRUNNACKER, K., & FARROKH, F., & SIDIROPOULOS, D. (1982): Die altquartären Terrassen östlich der Niederrheinischen Bucht. – Z. Geomorphol., N. F., Suppl.-Bd., **42**: 215 – 226, 3 Abb.; Berlin, Stuttgart.
- BUMM, H. (1952): Die Vertiefung der Duisburg-Ruhrorter Häfen. – Bautechnik, **29** (10): 281 – 289, 29 Abb.; Berlin.
- BUMM, H., & SCHWEDEN, G., & FINKE, G. (1966): Die Absenkung der Duisburg-Ruhrorter Häfen durch Kohlenabbau. – Hansa – Schifffahrt – Schiffbau – Hafen, **103** (17): 1 427 – 1 435, 13 Abb.; Hamburg (Hansa Schifffahrtsverl.).
- Bundesminister für Verkehr, Abteilung Straßenbau [Hrsg.] (1976): Zusätzliche Technische Vorschriften und Richtlinien für Erdarbeiten im Straßenbau (ZTVE-StB 76). – 81 S., 8 Tab., 2 Anl.; Köln (Forsch.-Ges. Straßenwesen).
- BUNTEBARTH, G., & MICHEL, W., & TEICHMÜLLER, R. (1982): Das permokarbonische Intrusiv von Krefeld und seine Einwirkung auf die Karbon-Kohlen am linken Niederrhein. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **30**: 31 – 45, 8 Abb., 2 Tab.; Krefeld.
- BURGER, K., & FIEBIG, H., & STADLER, G. (1984): Kaolin-Kohlentonsteine in den Explorationsräumen des Niederrheinisch-Westfälischen Steinkohlenreviers. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **32**: 151 – 169, 10 Abb., 3 Tab.; Krefeld.
- BURGHARDT, E., & BRUNNACKER, K. (1974): Quarzzahl und -rundung in Schottern der Niederrheinischen Bucht. – Decheniana, **126**: 333 – 352, 9 Abb., 2 Tab.; Bonn.
- BÜTTNER, D., & ENGEL, H., & JUCH, D., & ROOS, W.-F., & STEINBERG, L., & THOMSEN, A., & WOLFF, M. (1985): Kohlenvorratsberechnung in den Steinkohlenlagerstätten Nordrhein-Westfalens und im Saarland. – Forsch.-Ber. T 85-**147**: 200 S., 68 Abb., 7 Tab.; Bonn (B.-Minist. Forsch. u. Technol.).

- DAHM, H. (1966): Das marine Niveau über Flöz Finefrau Nebenbank (Obere Wittener Schichten, Westfal A) im niederrheinisch-westfälischen Steinkohlengebirge. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **13** (1): 39 – 124, 28 Abb., 2 Tab., 8 Taf.; Krefeld.
- DIN 1054 (1976): Baugrund, zulässige Belastung des Baugrunds, mit Beibl. – 30 S., 15 Abb., 10 Tab.; Berlin, Köln (Beuth).
- DIN 4095 (1973): Baugrund, Dränung des Untergrundes zum Schutz von baulichen Anlagen, Planung und Ausführung, mit Beibl. – 7 S., 7 Abb.; Berlin, Köln (Beuth).
- DIN 4149 (1981): Bauten in deutschen Erdbebengebieten, Lastannahmen, Bemessung und Ausführung üblicher Hochbauten, Tl. 1 mit Beibl. 1. – 20 S., 4 Abb., 4 Tab., 1 Kt.; Berlin, Köln (Beuth).
- DIN 18 300 (1974): VOB Verdingungsordnung für Bauleistungen, Tl. C, Allgemeine Technische Vorschriften für Bauleistungen, Erdarbeiten. – 14 S.; Berlin, Köln (Beuth).
- DIN 22 021 (1981): Rohstoffuntersuchungen im Steinkohlenbergbau, Unterteilung der Nebengesteine aufgrund mikroskopischer Untersuchungen zur Kennzeichnung technologischer Eigenschaften. – 35 S., 2 Tab., 64 Abb.; Berlin, Köln (Beuth).
- DROZDZEWSKI, G. (1982): Horizontale Verschiebungen an Quer- und Diagonalstörungen im Ruhrrevier. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **30**: 47 – 60, 5 Abb.; Krefeld.
- DROZDZEWSKI, G. (1985): Tiefentektonik der Emscher- und Essener Hauptmulde im westlichen Ruhrgebiet. – In: DROZDZEWSKI, G., & ENGEL, H., & WOLF, R., & WREDE, V.: Beiträge zur Tiefentektonik westdeutscher Steinkohlenlagerstätten. – 169 – 188, 12 Abb., 4 Taf. im Anl.-Bd.; Krefeld (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.).
- DROZDZEWSKI, G. (1987): Gebirgsbau. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1 : 100 000, Erl., **C 4306**, 2. Aufl.: 17 – 22, 1 Abb.; Krefeld.
- DROZDZEWSKI, G., & BORNEMANN, O., & KUNZ, E., & WREDE, V. (1980): Beiträge zur Tiefentektonik des Ruhrkarbons. – 192 S., 108 Abb., 7 Tab., 31 Taf.; Krefeld (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.).
- DROZDZEWSKI, G., & ENGEL, H., & WOLF, R., & WREDE, V. (1985): Beiträge zur Tiefentektonik westdeutscher Steinkohlenlagerstätten. – 236 S., 149 Abb., 7 Tab., 33 Taf.; Krefeld (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.).
- ELBERSKIRCH, W., & WOLBURG, J. (1962): Zur Tektonik des Karbons am linken Niederrhein im Profil der Bohrungen Wachtendonk 1, Emmerich 1. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **6**: 407 – 432, 6 Abb.; Krefeld.
- Emschergenossenschaft & Lippeverband [Hrsg.] (1982): Wasser – Natur und Technik. – 32 S., zahlr. Abb.; Dortmund, Essen.
- ERLINGHAGEN, L. (1953): Geologischer Bau und Entwicklung des Ruhrtales. – Diss. TH Stuttgart: 100 S., 22 Abb.; Stuttgart. – [Unveröff.]
- ERNST, G. (1964): Ontogenie, Phylogenie und Stratigraphie der Belemniten-gattung *Goniotenthis* BAYLE aus dem nordwestdeutschen Santon/Campan. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **7**: 113 – 174, 24 Abb., 4 Tab., 4 Taf.; Krefeld.
- ERNST, G. (1966): Fauna, Ökologie und Stratigraphie der mittelsantonen Schreibkreide von Lägerdorf (SW-Holstein). – Mitt. geol. Staatsinst. Hamburg, **35**: 115 – 150, Taf. 10 – 12; Hamburg.

- ERNST, G., & SCHMID, F. (1979), unter Mitarb. von KLISCHIES, G.: Multistratigraphische Untersuchungen in der Oberkreide des Raumes Braunschweig – Hannover. – In: Aspekte der Kreide Europas. – Internat. Union geol. Sci., (A) **6**: 11–46, 15 Abb.; Stuttgart.
- ERNST, G., & SCHULZ, M.-G. (1974): Stratigraphie und Fauna des Coniac und Santon im Schreibkreide-Richtprofil von Lägerdorf (Holstein). – Mitt. geol.-paläont. Inst. Univ. Hamburg, **43**: 5–60, 15 Abb., 1 Tab., 5 Taf.; Hamburg.
- FIEBIG, H. (1954): Der neue Richtschichtenschnitt für die Wittener (Esskohlen-)Schichten im niederrheinisch-westfälischen Steinkohlengebiet. – Glückauf, **90**: 260–270, 9 Abb.; Essen.
- FIEBIG, H. (1955): Feinstratigraphisch-fazielle Untersuchungen der oberen Bochumer Schichten (oberes Westfal A) am linken Niederrhein. – Geol. Jb., **70**: 611–656; Hannover.
- FIEBIG, H. (1957): Der neue Richtschichtenschnitt für die Bochumer (Fettkohlen-)Schichten im niederrheinisch-westfälischen Steinkohlengebiet. – Glückauf, **93**: 446–453, 6 Abb.; Essen.
- FIEBIG, H. (1960): Der neue Richtschichtenschnitt für die Essener (Gaskohlen-)Schichten im niederrheinisch-westfälischen Steinkohlengebiet. – Glückauf, **96**: 30–42, 11 Abb.; Essen.
- FIEBIG, H. (1961): Der neue Richtschichtenschnitt für die Horster (Gasflammenkohlen-)Schichten im niederrheinisch-westfälischen Steinkohlengebiet. – Glückauf, **97**: 429–441, 15 Abb.; Essen.
- FIEBIG, H. (1969): Das Namur C und Westfal im Niederrheinisch-Westfälischen Steinkohlengebiet. – Congr. Stratigr. Carbonif., 6. internat., 1967, Sheffield, C. R., **1**: 79–89, 9 Abb., 1 Taf.; Maastricht.
- FIEBIG, H., & GROSCURTH, J. (1984): Das Westfal C im nördlichen Ruhrgebiet. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **32**: 257–267, 1 Tab., 2 Taf.; Krefeld.
- FIRBAS, F. (1949): Spät- und nacheiszeitliche Waldgeschichte Mitteleuropas nördlich der Alpen, 1, Allgemeine Waldgeschichte. – 480 S., 163 Abb., 28 Tab.; Jena (Fischer).
- FRICKE, K., & HESEMANN, J., & WÜLBECKE, J. VON DER (1949): Ein neuer Aufschluß mit elster- und saalezeitlichen Bildungen im Lippe-Diluvium bei Waltrop. – N. Jb. Mineral. Geol. Paläont., Mh., (B) **1949**: 328–332, 3 Abb.; Stuttgart.
- FÜCHTBAUER, H., & MÜLLER, G. (1977): Sedimente und Sedimentgesteine, **2**. – 784 S., 341 Abb., 70 Tab.; Stuttgart (Schweizerbart).
- Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen [Hrsg.] (1960): Das Karbon der subvariscischen Saumsenke, Tl. 1, Der Kulm und die flözleere Fazies des Namurs. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **3** (1): III – VIII + 1 – 422, 117 Abb., 22 Tab., 38 Taf.; Krefeld.
- Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen [Hrsg.] (1962 a): Das Karbon der subvariscischen Saumsenke, Tl. 2, Das Steinkohlengebirge. Petrographie und Paläontologie. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **3** (2): IX – XX + 423–865, 103 Abb., 52 Tab., 74 Taf.; Krefeld.

- Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen [Hrsg.] (1962 b): Das Karbon der subvariscischen Saumsenke, Tl. 3, Das Steinkohlengebirge. Stratigraphie und Tektonik. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **3** (3): XXI – XXVIII + 867 – 1 282, 83 Abb., 32 Tab., 56 Taf. (Text- u. Anl.-Bd.); Krefeld.
- Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen [Hrsg.] (1966/1967): Zur Geologie des nordwestdeutschen Steinkohlengebirges. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **13**: I – XIV + 1 – 730, 179 Abb., 35 Tab., 66 Taf. [= Tl. 1]; XV – XX + 731 – 1 144, 75 Abb., 53 Tab., 88 Taf. [= Tl. 2] (2 Text- u. 1 Anl.-Bd.); Krefeld.
- Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen [Hrsg.] (1971 a): Das höhere Oberkarbon von Westfalen und das Bramscher Massiv. Ein Symposium. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **18**: XII + 596 S., 116 Abb., 48 Tab., 30 Taf. (Text- u. Anl.-Bd.); Krefeld.
- Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen [Hrsg.] (1971 b): Die Karbon-Ablagerungen in der Bundesrepublik Deutschland. Eine Übersicht. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **19**: VIII + 242 S., 79 Abb., 15 Tab., 8 Taf.; Krefeld.
- Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen [Hrsg.] (1984): Nordwestdeutsches Oberkarbon, Tl. 1, Beiträge zur Lagerstättenerkundung des nordwestdeutschen Steinkohlengebirges. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **32**: 339 S., 94 Abb., 34 Tab., 26 Taf.; Krefeld.
- Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen [Hrsg.] (1985): Nordwestdeutsches Oberkarbon, Tl. 2, Beiträge zur Lagerstättenerkundung des nordwestdeutschen Steinkohlengebirges. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **33**: 323 S., 93 Abb., 32 Tab., 7 Taf.; Krefeld.
- GRAHMANN, R. (1958), mit Beitr. von WUNDT, W.: Die Grundwässer in der Bundesrepublik und ihre Nutzung. – Forsch. dt Landeskd., **104** (2): 198 S., 48 Abb., 3 Taf., 2 Kt.; Remagen (B.-Anst. Landeskd.).
- GREBE, H., & SCHWEITZER, H.-J. (1964): Die Sporae dispersae des niederrheinischen Zechsteins. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **12**: 201 – 224, 9 Abb., 2 Tab., 12 Taf.; Krefeld.
- GRUBE, H. (1978): Sedimentologie der Bochumer und Essener Schichten des Ruhrkarbons aufgrund von Gesamtmächtigkeiten, Sand- und Kohlenanteilen. – Mitt. westf. Bergwerkschaftskasse, **40**: 118 S., 6 Tab., 21 Anl.; Bochum.
- GRÜTTER, M. (1979): Zur Geologie des Stadtgebietes von Essen unter besonderer Berücksichtigung der Lithologie des Cenomans. – Dipl.-Arb. Univ. Münster: 78 S., 42 Abb., 4 Anl.; Münster. – [Unveröff.]
- HAHNE, C., & SCHLOMS, C. (1967): Das großräumige fazielle Verhalten der bauwürdigen Flöze im Niederrheinisch-Westfälischen Steinkohlengebiet (Ruhrrevier). – Mitt. westf. Bergwerkschaftskasse, **26**: 28 S., 4 Abb., 27 Taf.; Bochum.
- HAMMEN, T. VAN DER, & MAARLEVELD, G. C., & VOGEL, J. C., & ZAGWIJN, W. H. (1967): Stratigraphy, climatic succession and radiocarbon dating of the Late-glacial in the Netherlands. – Geol. en Mijnb., **46**: 79 – 95, 9 Abb.; 's-Gravenhage.
- HARNISCH, H. (1967): Die Grubenwasserwirtschaft des Ruhrbergbaus aus der Sicht der Pumpgemeinschaft. – Glückauf, **103**: 1 268 – 1 272, 5 Abb.; Essen.

- HARTLIEB, J. (1961): Regionale Erfassung der Tonsteine des rheinisch-westfälischen Steinkohlengebirges und Versuch ihrer Auswertung als Leithorizonte. – Forsch.-Ber. Land Nordrhein.-Westf., **1050**: 147 S., 31 Abb., 14 Taf., 16 Anl.; Köln, Opladen.
- HARTLIEB, J. (1962): Die Kaolin-Kohlentonsteine der Bochumer Schichten im Ruhrgebiet. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **3** (2): 541 – 562, 4 Abb., 1 Tab., 8 Taf.; Krefeld.
- HEDEMANN, H.-A., & FABIAN, H.-J., & FIEBIG, H., & RABITZ, A. (1972): Das Karbon in marin-paralischer Entwicklung. – Congr. Stratigr. Carbonif., 7. internat., 1971, Krefeld, C. R., **1**: 29 – 47, 10 Abb.; Krefeld.
- HEITFELD, K. (1965): Hydro- und baugelogeologische Untersuchungen über die Durchlässigkeit des Untergrundes an Talsperren des Sauerlandes. – Geol. Mitt., **5**: 210 S., 71 Abb., 18 Tab., 4 Taf.; Aachen.
- HESEMANN, J. (1956): Elster- und Saale-Eiszeit in Westfalen und anschließendem Rheinland nach ihrer Geschiebeführung. – N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1956** (2): 49 – 54, 1 Abb.; Stuttgart.
- HILT, C. (1873): Über Eigenschaften und Zusammensetzung der Steinkohlen. – Glückauf, **9**: 15; Essen. – [Nachdr. eines Vortrages gehalten auf einer Sitzung des Aachener Bezirksvereins Deutscher Ingenieure]
- HILTERMANN, H., & KOCH, W. (1962): Oberkreide des nördlichen Mitteleuropas. – In: Leitfossilien der Mikropaläontologie: 299 – 338, 1 Abb., 1 Tab., 10 Taf.; Berlin.
- HINZE, C., & JERZ, H., & MENKE, B., & STAUDE, H. (1989): Geogenetische Definitionen quartärer Lockergesteine für die Geologische Karte 1 : 25 000 (GK 25). – Geol. Jb., **A 112**: 243 S., 3 Tab.; Hannover.
- HISS, M. (1981): Stratigraphie, Fazies und Paläogeographie der Kreide-Basisschichten (Cenoman bis Unterturon) am Haarstrang zwischen Unna und Möhnesee. – Diss. Univ. Münster: 337 S., 54 Abb., 13 Tab., 7 Taf., 7 Kt.; Münster.
- HOFFMANN, K. (1962): Lias und Dogger im Untergrund der Niederrheinischen Bucht. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **6**: 105 – 184, 5 Abb., 4 Tab.; Krefeld.
- HOLLMANN, F. (1967): Die Sprockhöveler Schichten des Niederrheinisch-Westfälischen Steinkohlengebietes. Die Identifizierung und Ausbildung ihrer Flöze, Fazies und Paläogeographie sowie ihr Lagerstättenvorrat. – Diss. TH Aachen: 172 S., 38 Abb., 12 Taf.; Aachen.
- HOPPE, C. (1970): Die großen Flußverlagerungen des Niederrheins in den letzten zweitausend Jahren und ihre Auswirkungen auf Lage und Entwicklung der Siedlungen. – Forsch. dt. Landeskde., **189**: 88 S., 32 Abb., 2 Tab., 3 Taf.; Bonn-Bad Godesberg.
- HUECK, E. (1963): Die planmäßige Absenkung des Duisburger Hafens durch Abbau mit wechselseitiger Anwendung von Blasversatz und Bruchbau. – Glückauf, **99** (11): 584 – 590, 9 Abb., 2 Tab.; Essen.
- HUSKE, J. (1987): Die Steinkohlenzechen im Ruhrrevier. – Veröff. dt. Bergb.-Mus., **40**: 1 102 S.; Bochum.
- INDANS, J. (1958): Mikrofaunistische Korrelationen im marinen Tertiär der Niederrheinischen Bucht. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **1**: 223 – 238, 3 Abb., 8 Taf.; Krefeld.
- INDANS, J. (1965): Mikrofaunistisches Normalprofil durch das marine Tertiär der Niederrheinischen Bucht. – Forsch.-Ber. Land Nordrhein.-Westf., **1484**: 85 S., 9 Abb., 10 Taf.; Köln, Opladen.

- Internationale Kommission für Kohlenpetrologie [Hrsg.] (1963, 1971): Internationales Lexikon für Kohlenpetrologie, 2. Ausg. – Loseblattslg.; Paris (Centre nat. rech. sci.).
- JANSEN, F. (1980), mit Beitr. von ERKWOH, F.-D., & KAMP, H. VON, & RABITZ, A., & REHAGEN, H.-W.: Erläuterungen zu Blatt 4510 Witten. – Geol. Kt. 1 : 25 000, Erl., **4510**: 176 S., 22 Abb., 20 Tab., 5 Taf.; Krefeld.
- JANSEN, F., & DROZDZEWSKI, G. (1986), mit Beitr. von NÖTTING, J., & PAAS, W., & SUCHAN, K. H., & VIETH-REDEMANN, A.: Erläuterungen zu Blatt 4507 Mülheim an der Ruhr. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1 : 25 000, Erl., **4507**, 2. Aufl.: 200 S., 18 Abb., 17 Tab., 4 Taf.; Krefeld.
- JOSTEN, K.-H. (1983): Die fossilen Floren im Namur des Ruhrkarbons. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **31**: 327 S., 112 Abb., 10 Tab., 56 Taf.; Krefeld.
- JUCH, D. (1991): Das Inkohlungsbild des Ruhrkarbons – Ergebnisse einer Übersichts- auswertung. – Glückauf-Forsch.-H., **52** (1): 37 – 47, 9 Abb.; Essen.
- KÄDING, K.-CH. (1978 a): Die Grenze Zechstein/Buntsandstein in Hessen, Nordbayern und Baden-Württemberg. – Jber. u. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N. F., **60**: 233 – 252, 8 Abb.; Stuttgart.
- KÄDING, K.-CH. (1978 b): Stratigraphische Gliederung des Zechsteins im Werra-Fulda- Becken. – Geol. Jb. Hessen, **106**: 123 – 130, 1 Tab.; Wiesbaden.
- KAEVER, M. J. (1985): Referenzprofile des Cenoman und Unterturon im südlichen Ruhrgebiet. – Schr.-R. erdwiss. Komm. österr. Akad. Wiss., **7**: 349 – 358, 3Abb.; Wien, New York (Springer).
- KAISER, K. (1957): Die Höhenterrassen der Bergischen Randhöhen und die Eisrandbildung an der Ruhr. – Sonderveröff. geol. Inst. Univ. Köln, **2**: 39 S., 8 Abb., 5 Tab., 1 Kt.; Köln.
- KALTERHERBERG, J., & KARRENBERG, H. (1958): Zur Methodik und Auswertung von Korngrö- ßenuntersuchungen im Niederrheinischen Tertiär. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **1**: 33 – 55, 9 Abb.; Krefeld.
- KAPLAN, U. (1986): Ammonite Stratigraphy of the Turonian of NW-Germany. – Newsl. Stratigr., **17** (1): 9 – 20, 4 Abb.; Berlin, Stuttgart.
- KAPLAN, U., & BEST, M. (1985): Zur Stratigraphie der tiefen Oberkreide im Teutoburger Wald (NW-Deutschland), **1**, Cenoman. – Ber. naturwiss. Ver. Bielefeld, **27**: 81 – 103, 4 Abb.; Bielefeld.
- KAPLAN, U., & KELLER, S., & WIEDMANN, J. (1985): Ammoniten- und Inoceramen-Gliederung des norddeutschen Cenomans. – Schr.-R. erdwiss. Komm. österr. Akad. Wiss., **7**: 307 – 347, 6 Abb., 1 Tab., 8 Taf.; Wien, New York (Springer).
- KELLER, G. (1981): Beitrag zur Kenntnis der Oberkreide im nördlichen Stadtgebiet von Duisburg. – Dipl.-Arb. TH Aachen: 129 S., 59 Abb., 3 Anl. u. 1 Anl.-Bd.; Aachen.
- KELLER, G. (1936): Beobachtungen über diluviale und alluviale Ablagerungen in Essen. – Cbl. Mineral. Geol. Paläont., (B) **1936**: 417 – 425, 2 Abb.; Stuttgart.
- KEMPF, E. K. (1966): Das Holstein-Interglazial von Tönisberg im Rahmen des niederrhei- nischen Pleistozäns. – Eiszeitalter u. Gegenwart, **17**: 5 – 60, 7 Abb., 16 Tab.; Öhringen.
- KENNEDY, W. J., & ODIN, G. S. (1982): The Jurassic and Cretaceous time scale in 1981. – In: ODIN, G. S. [Hrsg.]: Numerical dating in Stratigraphy, **1**: 630 S.; Chichester, New York, Brisbane, Toronto, Singapore (Wiley and Sons).

- 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., 8 Abb., 13 Tab., 3 Taf.; Krefeld.
- KLOSTERMANN, J. (1985): Versuch einer Neugliederung des späten Elster- und des Saale-Glazials der Niederrheinischen Bucht. – Geol. Jb., **A 83**: 3–42, 22 Abb., 1 Tab.; Hannover.
- KLOSTERMANN, J. (1986), mit Beitr. von NÖTTING, J., & PAAS, W., & REHAGEN, H.-W.: Erläuterungen zu Blatt 4404 Issum. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1 : 25 000, Erl., **4404**: 120 S., 15 Abb., 9 Tab., 3 Taf.; Krefeld.
- KLOSTERMANN, J. (1991): Das Quartär der Niederrheinischen Bucht. – Habil.-Schr. Univ. Münster: 269 S., 30 Abb., 8 Tab., 2 Taf.; Krefeld. – [Unveröff.]
- KNAPP, G. (1983), mit Beitr. von DAHM-ARENS, H., & KALTERHERBERG, J., & MICHEL, G.: Erläuterungen zu Blatt 4321 Borgholz. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1 : 25 000, Erl., **4321**: 160 S., 17 Abb., 8 Tab., 1 Taf.; Krefeld.
- KOCH, W. (1977): Stratigraphie der Oberkreide in Nordwestdeutschland (Pompeckjsche Scholle), *Tl. 2, Biostratigraphie in der Oberkreide und Taxonomie von Foraminiferen.* – Geol. Jb., **A 38**: 11 – 123, 2 Abb., 1 Tab., 17 Taf.; Hannover.
- KRAUSE, G. (1980): Eine eisenzeitliche Siedlung in Duisburg-Duissern. – Das Rheinische Landesmuseum Bonn. – Ausgrabungen im Rheinland, Sonderh., **79**: 76 – 79, 3 Abb.; Bonn.
- KREBBER, A. (1980): Lithologie, Paläontologie, Stratigraphie und Fazies der transgressiven Kreidesedimente in Bochum. – Dipl.-Arb. Univ. Münster: 151 S., 47 Abb., 10 Tab., 5 Kt., 4 Bd. Anl.; Münster. – [Unveröff.]
- KRUSCH, P. (1904): Über die neuen Aufschlüsse im östlichen Teil des Ruhrkohlenbeckens und über die ersten Blätter der von der Kgl. Geologischen Landesanstalt herausgegebenen Flözkarte im Maßstab 1 : 25 000. – Glückauf, **40** (27): 793 – 800; Essen.
- KRUSCH, P. (1912): Der Südrand des Beckens von Münster zwischen Menden und Witten auf Grund der Ergebnisse der geologischen Spezialaufnahme. – Jb. kgl. preuß. geol. L.-Anst., **29** (2): 1 – 110, 3 Taf.; Berlin.
- KUKUK, P. (1923): Eine neue marine Leitschicht in der oberen Magerkohlengruppe der Ruhrkohlenablagerung. – Glückauf, **59**: 645 – 652, 16 Abb., 1 Tab.; Essen.
- KUKUK, P. (1938): Geologie des Niederrheinisch-Westfälischen Steinkohlengebietes. – 706 S., 743 Abb., 48 Tab., 14 Taf.; Berlin (Springer).
- LANSER, K.-P. (1983): Die Krefelder Terrasse und ihr Liegendes im Bereich Krefeld. – Diss. Univ. Köln: 241 S., 21 Abb., 20 Tab., Anh.: 2 Taf.; Köln. – [Unveröff.]
- LIPPOLT, H. J., & HESS, J. C., & BURGER, K. (1984): Isotopische Alter von pyroklastischen Sanidinen aus Kaolin-Kohlentonsteinen als Korrelationsmarken für das mitteleuropäische Oberkarbon. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **32** (1): 119 – 150, 3 Abb., 6 Tab., 3 Taf.; Krefeld.
- LOMMERZHEIM, A. (1976): Zur Palaeontologie, Fazies, Palaeographie und Stratigraphie der turonen Grünsande (Oberkreide) im Raum Mülheim/Broich/Speldorf (Westfalen) mit einer Beschreibung der Cephalopodenfauna. – Decheniana, **129**: 197 – 244, 12 Abb., 2 Tab.; Bonn.

- LÖSCHER, W. (1922): Ruhrdiluvium und Eiszeitbildungen. – Glückauf, **58**: 229 – 231; Essen.
- LÖSCHER, W. (1925): Die geologischen Verhältnisse des Stadt- und Landkreises Essen. – In: WEFELSCHIED, H., & LÜSTNER, D. [Hrsg.]: Essener Heimatbuch: 151 – 200; Essen.
- LOTZE, F. (1950): Über einige Probleme des westfälischen Quartärs. – N. Jb. Mineral. Geol. Paläont., Mh., (B) **1950**: 353 – 360; Stuttgart.
- MÄDLER, K. (1957): Ullmannia-Blätter und andere Koniferenreste aus dem Zechstein der Bohrung Friedrich-Heinrich 57. – Geol. Jb., **73**: 75 – 90, 3 Taf.; Hannover.
- MALMSHEIMER, W. K. (1968): Zur Sedimentation und Epirogenese im Ruhrkarbon. Sandsteine im Liegenden von Flöz Mausegatt (Oberkarbon, Westfal A, untere Wittener Schichten). – Forsch.-Ber. Land Nordrh.-Westf., **2000**: 1 – 74, 24 Abb., 3 Tab., 16 Anl.; Köln, Opladen.
- MALZAHN, E. (1957): Neue Fossilfunde und vertikale Verbreitung der niederrheinischen Zechsteinfauna in der Bohrung Kamp 4 und Friedrich Heinrich 57 bei Kamp-Lintfort. – Geol. Jb., **73**: 91 – 126, 1 Abb., 1 Tab., 4 Taf.; Hannover.
- MALZAHN, E. (1962): Fossilführende Gerölle des Zechsteinkonglomerates im Schacht Rossenray 1. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **6**: 377 – 384, 1 Abb., 1 Taf.; Krefeld.
- MALZAHN, E., & RABITZ, A. (1962): Ein Aufschluß in Zechstein-Sandfazies im Hünxer Graben bei Bottrop und seine Fauna. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **6**: 239 – 244, 1 Abb.; Krefeld.
- MASSON, P., & LAURENT, L. J., & D'HEUR, M. (1980): La géologie de la mer du Nord, Bilan de 15 années d'exploration pétrolière. – In: Hommage à LÉON CALEMBERT: 147 – 181, 24 Abb., 8 Tab.; Liège (Thone).
- MICHEL, G. (1963): Untersuchungen über die Tiefenlage der Grenze Süßwasser/Salzwasser im nördlichen Rheinland und anschließenden Teilen Westfalens, zugleich ein Beitrag zur Hydrogeologie und Chemie des tiefen Grundwassers. – Forsch.-Ber. Land Nordrh.-Westf., **1239**: 131 S., 12 Abb., 10 Tab., 8 Anl.; Köln, Opladen.
- MICHEL, G. (1972): Tiefes Grundwasser in Nordrhein-Westfalen. – Zbl. Mineral. Geol. Paläont., **1971** (1): 673 – 683; Stuttgart.
- MICHEL, G., & RABITZ, A., & WERNER, H. (1974), mit Beitr. von SCHERP, A.: Betrachtungen über die Tiefenwässer im Ruhrgebiet. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **20**: 215 – 236, 3 Abb., 2 Tab.; Krefeld.
- MÜLLER, J. (1980): Häfen in Duisburg. – Jb. hafentechn. Ges., Sonderdr., **37**: 129 – 153, 15 Abb., 8 Tab.; Berlin, Heidelberg, New York (Springer).
- NIEMÖLLER, B., & STADLER, G., & TEICHMÜLLER, R. (1973): Die Eruptivgänge und Naturkokse im Karbon des Steinkohlenbergwerks Friedrich Heinrich in Kamp-Lintfort (Linker Niederrhein) aus geologischer Sicht. – Geol. Mitt., **12**: 197 – 218, 24 Abb.; Aachen.
- OBERSTE-BRINK, K. (1929): Ausbildung und entwicklungsgeschichtliche Bedeutung der Unteren Fettkohlenschichten des Ruhrkarbons. – Glückauf, **65** (31): 1057 – 1067, 15 Abb.; Essen.
- OBERSTE-BRINK, K., & BÄRTLING, R. (1930): Gliederung des produktiven Karbons und einheitliche Flözbenennung im rheinisch-westfälischen Steinkohlenbecken. – Z. dt. geol. Ges., **82**: 321 – 347; Berlin.

- OBERSTE-BRINK, K., & HEINE, F. (1942): Das niederrheinisch-westfälische Gebiet. – In: Der deutsche Steinkohlenbergbau, **1**: 9 – 89, 23 Abb., 23 Taf.; Essen (Glückauf).
- OVERBECK, F. (1950): Moore, 2. Aufl. – Schr. wirtschaftswiss. Ges. Stud. Niedersachsen e. V., N. F., **3** (4): 112 S., 56 Abb., 2 Tab., 2 Taf.; Bremen-Horn. – [Zugl. Veröff. niedersächs. Amt Landesplan. u. Statist., (A) **1** **3** (4)]
- OVERBECK, F. (1975): Botanisch-geologische Moorkunde unter besonderer Berücksichtigung der Moore Nordwestdeutschlands als Quellen zur Vegetations-, Klima- und Siedlungsgeschichte. – 719 S., 263 Abb., 38 Tab.; Neumünster (Wachholtz).
- PAFFEN, K. H., & SCHÜTTLER, A., & MÜLLER-MINY, H. (1963): Geographische Landesaufnahme 1 : 200 000. Naturräumliche Gliederung Deutschlands. Die naturräumlichen Einheiten auf Blatt 108/109 Düsseldorf – Erkelenz. – 55 S., 2 Abb., 1 Kt.; Bad Godesberg (Bundesforsch.-Anst. Landeskde. u. Raumordn.).
- PAPROTH, E., & TEICHMÜLLER, R., & REMY, W. (1963): Lexique stratigr. internat., 5., Allemagne, 5c1, Carbonifère. – 307 S., 8 Taf.; Paris.
- PATTEISKY, K., & TEICHMÜLLER, M., & TEICHMÜLLER, R. (1962): Das Inkohlungsbild des Steinkohlengebirges an Rhein und Ruhr, dargestellt im Niveau von Flöz Sonnenschein. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **3** (2): 687 – 700, 8 Abb., 2 Taf.; Krefeld.
- PETTIJOHN, F. J. (1957): Sedimentary Rocks, 2. Aufl. – XVI + 718 S., 173 Abb., 119 Tab., 38 Taf.; New York (Harper).
- PILGER, A. (1956): Die tektonischen Richtungen des Ruhrkarbons und ihre Beziehungen zur Faltung. – Z. dt. geol. Ges., **107**: 206 – 230, 22 Abb., 1 Tab., 1 Taf.; Hannover.
- PUCHELT, H. (1964): Zur Geochemie des Grubenwassers im Ruhrgebiet. – Z. dt. geol. Ges., **116**: 167 – 203, 12 Abb., 1 Tab.; Hannover.
- QUITZOW, H. W. (1978): Tertiär. – In: Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen [Hrsg.]: Geologie am Niederrhein, 2. Aufl. – 21 – 23, 2 Abb.; Krefeld.
- RABITZ, A. (1966 a): Der marine Katharina-Horizont (Basis des Westfal B) im Ruhrrevier und seine Fauna. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **13** (1): 125 – 194, 40 Abb., 5 Tab., 9 Taf.; Krefeld.
- RABITZ, A. (1966 b): Die marinen Horizonte des flözführenden Ruhrkarbons. Rückschau und Ausblick. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **13** (1): 243 – 296, 6 Abb., 2 Tab., 2 Taf.; Krefeld.
- REHAGEN, H.-W. (1964): Zur spät- und postglazialen Vegetationsgeschichte des Nieder-rheingebietes und Westmünsterlandes. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **12**: 55 – 96, 3 Abb., 4 Taf.; Krefeld.
- REICHENBACH, W. (1970): Die lithologische Gliederung der rezessiven Folgen von Zechstein 2 – 5 in ihrer Beckenausbildung. Probleme der Grenzziehung und Parallelisierung. – Ber. dt. Ges. geol. Wiss., (A) **15**: 555 – 563, 1 Tab.; Berlin.
- RIEDEL, L. (1933): Beitrag zur Stratigraphie des Deckgebirges im Ruhrbezirk auf Grund von Schachtprofilen. – Glückauf, **69** (7): 146 – 151; **69** (8): 170 – 175; Essen.
- ROTH, U. (1919): Das Oberkarbon südlich von Werden an der Ruhr. – Jb. kgl. preuß. geol. L.-Anst., **39** (1): 269 – 327, 12 Abb., 2 Taf.; Berlin.
- Ruhrkohlen-Handbuch, 6., neubearb. Aufl. (1984). – 404 S., zahlr. Abb. u. Tab.; Essen (Glückauf).

- SCHAUB, H. (1954): Kreidesedimente in Spalten des linksrheinischen Steinkohlengebirges. – Geol. Jb., **69**: 249 – 254, 2 Abb.; Hannover.
- SCHAUB, H. (1955): Der Normalschnitt der Wittener (EBkohlen-)Schichten am linken Niederrhein. – Geol. Jb., **71**: 175 – 186, 11 Abb., 1 Taf.; Hannover.
- SCHAUB, H. (1956 a): Über Sedimentationsrhythmen in den oberen Sprockhöveler Schichten (Namur) an Rhein und Ruhr. – N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1955** (4/5): 169 – 172; Stuttgart.
- SCHAUB, H. (1956 b): Devonkalk-Gerölle im Finefrau-Konglomerat südwestlich Duisburg. – Z. dt. geol. Ges., **107**: 83 – 86; Hannover.
- SCHAUB, H. (1964): Der geologische Bau des tieferen Untergrundes im nördlichen Teil der Niederrheinischen Bucht. – Niederrhein. Jb., **7**: 49 – 59, 10 Abb.; Krefeld.
- SHELLER, H. (1957): Der Rhein bei Duisburg im Mittelalter. – Duisburger Forschungen: 45 – 86, 14 Abb.; Duisburg.
- SCHIRMER, W. (1983): Die Talentwicklung an Main und Regnitz seit dem Hochwürm. – Geol. Jb., **A 71**: 11 – 43, 9 Abb.; Hannover.
- SCHNELL, K. (1955): Gewässerkundliche Karten von Nordrhein-Westfalen. – 3 Kt. 1 : 300 000, viele Tab.; Düsseldorf (Minist. Ernähr., Landwirtsch. u. Forsten Land Nordrh.-Westf.).
- SCHULTE, H. F. (1952): Beobachtungen beim Abteufen eines Gefrierschachtes als Beispiel für die stratigraphische Feinaufnahme im Steinkohlenbergbau. – Glückauf, **88**: 1 243 bis 1 252, 9 Abb.; Essen.
- SCHWEITZER, H.-J. (1962): Die Makroflora des niederrheinischen Zechsteins. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **6**: 331 – 376, 14 Abb., 2 Tab., 15 Taf.; Krefeld.
- SEIBERTZ, E. (1979 a): Probleme der Turon-Gliederung Nordeuropas (Oberkreide) im überregionalen Vergleich. – Newsl. Stratigr., **7** (3): 166 – 170, 2 Abb.; Berlin, Stuttgart.
- SEIBERTZ, E. (1979 b): Biostratigraphie im Turon des SE Münsterlandes und Anpassung an die internationale Gliederung aufgrund von Vergleichen mit anderen Gebieten. – Newsl. Stratigr., **8** (2): 111 – 123, 5 Abb.; Stuttgart.
- SEITZ, O. (1956): Über Ontogenie, Variabilität und Biostratigraphie einiger Inoceramen. – Paläont. Z., **30** (Sonderh.): 3 – 6, 1 Tab.; Stuttgart.
- SEITZ, O. (1961): Die Inoceramen des Santon von Nordwestdeutschland, Tl. 1, Die Untergattungen *Platyceramus*, *Cladoceramus* und *Cordiceramus*. – Beih. geol. Jb., **46**: 186 S., 39 Abb., 15 Taf.; Hannover.
- SEITZ, O. (1965): Die Inoceramen des Santon und Unter-Campan von Nordwestdeutschland, Tl. 2, Biometrie, Dimorphismus und Stratigraphie der Untergattung *Sphenoceramus* J. BÖHM. – Beih. geol. Jb., **69**: 194 S., 11 Abb., 46 Tab., 26 Taf.; Hannover.
- SEITZ, O. (1967): Die Inoceramen des Santon und Unter-Campan von Nordwestdeutschland, Tl. 3, Taxonomie und Stratigraphie der Untergattungen *Endocostea*, *Haenleinia*, *Platyceramus*, *Cladoceramus*, *Selenoceramus* und *Cordiceramus* mit besonderer Berücksichtigung des Parasitismus bei diesen Untergattungen. – Beih. geol. Jb., **75**: 171 S., 27 Abb., 8 Tab., 27 Taf.; Hannover.
- SEMMLER, W. (1960): Die Herkunft der Grubenwasserzuflüsse im Ruhrgebiet. – Glückauf, **96** (8): 502 – 511, 8 Abb.; Essen.
- SERNANDER, R. (1909): De scandodaniska Torfmossarnas stratigrafi. – Geol. Fören Stockholm Förh., **31**: 423 – 448; Stockholm.

- SERNANDER, R. (1910): Die schwedischen Torfmoore als Zeugen postglazialer Klimaschwankungen. – In: Veränderungen des Klimas seit dem Maximum der letzten Eiszeit – Geologenkongr., 11. internat., 1910, Stockholm, Exekutivkomm.; Stockholm.
- SIEBERT, G. (1974): Das Grundwasser im Raume Krefeld. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **20**: 281 – 306, 7 Abb., 4 Tab.; Krefeld.
- SPIEGLER, D. (1965): Biostratigraphie des Rupels auf Grund von Foraminiferen im nördlichen Deutschland. – Geol. Jb., **82**: 447 – 486, 2 Abb., 5 Taf.; Hannover.
- STACH, E., & MACKOWSKY, M.-Th., & TEICHMÜLLER, M., & TAYLOR, G. H., & CHANDRA, D., & TEICHMÜLLER, R. (1982): STACH'S Textbook of Coal Petrology, 3. Aufl. – 535 S., 204 Abb., 49 Tab., 6 Taf.; Berlin, Stuttgart (Borntraeger).
- STEHN, O. (1988), mit Beitr. von HEWIG, R., & KAMP, H. VON, & NÖTTING, J., & SCHRAPS, W.-G., & VIETH-REDEMANN, A.: Erläuterungen zu Blatt 4509 Bochum. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1 : 25 000, Erl., **4509**, 2. Aufl.: 130 S., 15 Abb., 13 Tab., 5 Taf.; Krefeld.
- STEUERWALD, K. (1985): Erläuterungen zur Geologischen Karte 1 : 10 000, Bl. 4607 Heiligenhaus NW und NO. – 66 S., 15 Abb., 1 Tab., 4 Taf.; Krefeld (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.). – [Unveröff.]
- STRAUCH, F. (1955): Bimsablagerungen bei Homberg (Niederrhein). – Aufschluß, **6**: 221 – 223, 1 Abb.; Roßdorf.
- STRAUCH, F., & SCHAUB, H. (1958): Die stratigraphische Gliederung des Oberoligozäns der Schächte Kapellen und Rossenray I auf Grund der Pectiniden. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **1**: 273 – 276, 1 Abb.; Krefeld.
- TEICHMÜLLER, M. (1962): Die Genese der Kohle. – Congr. Avancem. Ét. Stratigr. Géol. Carbonif., 4., 1958, Heerlen, C. R., **3**: 699 – 722, 29 Abb., 8 Taf.; Maastricht.
- THIERMANN, A. (1978): Zechstein. – In: Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen [Hrsg.]: Geologie am Niederrhein, 2. Aufl.: 12 – 14, 1 Abb., 1 Tab.; Krefeld.
- THIERMANN, A. (1980), mit Beitr. von DUBBER, H.-J., & KALTERHERBERG, J., & REHAGEN, H.-W., & SUCHAN, K. H.: Erläuterungen zu Blatt 3612 Mettingen. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1 : 25 000, Erl., **3612**: 200 S., 23 Abb., 12 Tab., 2 Taf.; Krefeld.
- THOME, K. N. (1980): Der Vorstoß des nordeuropäischen Inlandeises in das Münsterland in Elster- und Saale-Eiszeit. – Westf. geogr. Stud., **36**: 21 – 40, 9 Abb.; Münster.
- THOSTE, V. (1974): Die Niederterrassen des Rheins vom Neuwieder Becken bis in die Niederrheinische Bucht. – Diss. Univ. Köln: 130 S., 31 Abb., 6 Tab.; Köln.
- TISCHLER, F. (1952), mit Beitr. von STEEGER, A., & PETRIKOVITS, H. VON: Die Rheinuferlage von Asberg und Werthausen, Krs. Moers. – Rhein. Vierteljahresbl., **17**: 427 – 436, 3 Abb.; Bonn.
- TOUSSAINT, A. (1981): Verwendung des Nebengesteins der Steinkohle als Dämmschutzmaterial im Straßenbau. – Tag. Ing.-Geol., 3. nat., Ber.: 87 – 92, 5 Abb.; Ansbach.
- TRÖGER, K.-A. (1981): Zu Problemen der Biostratigraphie der Inoceramen und der Untergliederung des Cenomans und Turons in Mittel- und Osteuropa. – Newsl. Stratigr., **9** (3): 139 – 156, 8 Abb.; Berlin, Stuttgart.
- TRÖGER, K.-A., & HALLER, W. (1966): Biostratigraphie der Inoceramen und einiger ausgewählter Ammoniten, Belemniten und Echinodermaten des Unter-Coniac bis Unter-Campan in der DDR. – Abh. zentr. geol. Inst., **5**: 84 – 91, 4 Tab.; Berlin.

- TROMNAU, G. (1980): Eine endpaläolithische Freilandstation am Kaiserberg in Duisburg. – In: Ausgrabungen im Rheinland '79. – Rhein. L.-Mus. Bonn, Sonderh.: 23–25, 3 Abb.; Bonn (Rheinland-Verl., Köln).
- Vereinigte Stahlwerke A.-G. [Hrsg.] (1930 a): Die Steinkohlenbergwerke der Vereinigte Stahlwerke A.-G. Die Schachanlage Friedrich Thyssen 3/7 in Duisburg-Hamborn. – 203 S., 101 Abb., 13 Anl.; Essen.
- Vereinigte Stahlwerke A.-G. [Hrsg.] (1930 b): Die Steinkohlenbergwerke der Vereinigte Stahlwerke A.-G. Die Schachanlage Friedrich Thyssen 4/8 in Duisburg-Hamborn. – 232 S., 101 Abb., 13 Anl.; Essen.
- Vereinigte Stahlwerke A.-G. [Hrsg.] (1930 c): Die Steinkohlenbergwerke der Vereinigte Stahlwerke A.-G. Die Schachanlage Beeckerwerth in Duisburg-Beeck. – 146 S., 57 Abb., 13 Anl.; Essen.
- Vereinigte Stahlwerke A.-G. [Hrsg.] (1932): Die Steinkohlenbergwerke der Vereinigte Stahlwerke A.-G. Die Schachanlage Westende in Duisburg. – 356 S., 133 Abb., 13 Anl.; Essen.
- Vereinigte Stahlwerke A.-G. [Hrsg.] (1934): Die Steinkohlenbergwerke der Vereinigte Stahlwerke A.-G. Die Schachanlage Friedrich Thyssen 2/5 in Duisburg-Hamborn, 1 u. 2. – Textbd.: 449 S., 222 Abb.; Anl.-Bd.: 15 Anl.; Essen.
- WACHENDORF, H. (1965): Wesen und Herkunft der Sedimente des westfälischen Flözleeren. – Geol. Jb., **82**: 705–754, 12 Abb., 2 Tab., 4 Taf.; Hannover.
- WENDT, A. (1965): Der Finefrausandstein – Sedimentation und Epirogenese im Ruhrkarbon. – Forsch.-Ber. Land Nordrh.-Westf., **1396**: 48 S., 15 Abb., 10 Taf.; Köln, Opladen.
- WERKMANN-HÜGEL, W. (1987): Stratigraphie, Fazies und Paläogeographie der Kreide-Basisschichten (Cenoman) von Mülheim bis Dortmund. – Diss. westf. Wilhelms-Univ. Münster: 129 S., 28 Abb., 1 Tab., 6 Taf.; Münster.
- WIEDMANN, J., & SCHNEIDER, H. L. (1979): Cephalopoden und Alter der Cenoman-Transgression von Mülheim-Broich, SW-Westfalen. – Aspekte der Kreide Europas, IUGS, (A) **6**: 645–680, 10 Abb., 10 Taf.; Stuttgart.
- WILMS, R. (1971): Die Aufgaben des Markscheiders bei der Linksniederrheinischen Entwässerungs-Genossenschaft. – Mitt. Markscheidewesen, **78**: 195–212, 11Abb.; Herne.
- WOLANSKY, D. (1954): Möglichkeiten der Nutzwassergewinnung aus dem Deckgebirge im niederrheinisch-westfälischen Revier. – Mitt. westf. Berggewerkschaftskasse, **7**: 27 S., 10 Abb.; Bochum.
- WOLANSKY, D. (1957): Montangeologische Beobachtungen an Abteufschächten und Tiefbohrungen im Deckgebirge des niederrheinisch-westfälischen Steinkohlengebietes. – Mitt. westf. Berggewerkschaftskasse, **12**: 151–173, 7 Abb.; Bochum.
- WOLF, M. (1972): Beziehungen zwischen Inkohlung und Geotektonik im nördlichen Rheinischen Schiefergebirge. – N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **141**: 222–257, 10 Abb., 1 Tab., 3 Anl.; Stuttgart.
- WOLF, R. (1985): Tiefentektonik des linksrheinischen Steinkohlengebietes. – In: DROZDZEWSKI, G., & ENGEL, H., & WOLF, R., & WREDE, V.: Beiträge zur Tiefentektonik westdeutscher Steinkohlenlagerstätten: 105–167, 37 Abb., 3 Tab., 9 Taf.; Krefeld (Geol. L. Amt Nordrh.-Westf.).

- WÖLK, E. (1941): Das niederrheinische Mitteloligozän und seine Stellung innerhalb des nordeuropäischen Mitteloligozäns. – Z. dt. geol. Ges., **93**: 80–1140, 3 Abb., 11 Tab.; Berlin.
- WREDE, V. (1987): Einengung und Bruchtektonik im Ruhrkarbon. – Glückauf-Forsch.-H., **48** (3): 116–121, 8 Abb.; Essen.
- WUNSTORF, W. (1931): Erläuterungen zu Blatt Kettwig. – Geol. Kt. Preußen und benachb. dt. Länder 1 : 25 000, Erl., **4607**: 84 S., 5 Abb.; Berlin. – [Heute Heiligenhaus]
- ZAGWIJN, W. H., & PAEPE, R. (1968): Die Stratigraphie der weichselzeitlichen Ablagerungen der Niederlande und Belgiens. – Eiszeitalter u. Gegenwart, **19**: 129–146, 6 Abb.; Öhringen.
- ZAGWIJN, W. H. (1973): Pollenanalytic studies of Holsteinian and Saalian Beds in the Northern Netherlands. – Meded. Rijks geol. Dienst, N. S., **24**: 139–156, 12 Abb.; Haarlem.
- ZAGWIJN, W. H. (1985): An outline of the Quaternary stratigraphy of the Netherlands. – Geol. en. Mijnb., **64**: 17–24, 6 Abb.; Dordrecht.
- ZIMMERMANN, E. (1929): Erläuterungen zu Blatt Moers. – Geol. Kt. Preußen u. benachb. dt. Länder 1 : 25 000, Erl., **4505**: 95 S.; Berlin.
- ZIMMERMANN, E. (1930): Erläuterungen zu Blatt Duisburg. – Geol. Kt. Preußen u. benachb. dt. Länder 1 : 25 000, Erl., **4506**: 83 S.; Berlin.

Karten

- Bodenkarte von Nordrhein-Westfalen 1:50 000. – Hrsg. Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.; Krefeld.
Blatt L 4506 Duisburg (1978), Bearb. PAAS, W.
- Deckgebirgskarte des Rheinisch-Westfälischen Steinkohlenbezirks 1 : 25 000, mit Erl. – Hrsg. Westf. Berggewerkschaftskasse; Bochum.
Großblatt Sterkrade (1962), Bearb. WOLANSKI, D.
- Flözkarte des Rheinisch-Westfälischen Steinkohlenbezirks 1 : 10 000. – Hrsg. Westf. Berggewerkschaftskasse; Bochum.
Blatt Bottrop (1913)
Blatt Duisburg Hamborn Süd (1913)
Blatt Duisburg Hamborn Süd (1932)
Blatt Oberhausen (1913)
Blatt Oberhausen Nr. 331, 2. Aufl. (1929)
- Flözkarte des Westfälischen Steinkohlenbeckens 1:10 000. – Hrsg. Westf. Berggewerkschaftskasse; Bochum.
Section Duisburg (1880)
Section Mülheim C2 (1880)
Section Oberhausen (1880)
Section Ruhrort (1880)

Geologische Karte des Rheinisch-Westfälischen Steinkohlengebietes 1 : 10 000, dargestellt an der Karbonoberfläche, mit Erl. – Hrsg. Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.; Krefeld.

Blatt Bottrop (1952), Bearb. JESSEN, W., & TEICHMÜLLER, R.

Blatt Duisburg (1954), Bearb. FRICKE, K., & JESSEN, W.

Blatt Duisburg-Ruhrort (1953), Bearb. FRICKE, K., & JESSEN, W., & TEICHMÜLLER, R.

Blatt Hamborn (1953), Bearb. JESSEN, W., & TEICHMÜLLER, R.

Blatt Kapellen (1953), Bearb. FRICKE, K.

Blatt Moers (1953), Bearb. FRICKE, K.

Blatt Mülheim (1954), Bearb. JESSEN, W., & TEICHMÜLLER, R.

Blatt Oberhausen (1953), Bearb. JESSEN, W., & TEICHMÜLLER, R.

Blatt Repelen (1953), Bearb. FRICKE, K.

Geologische Karte des Ruhrkarbons 1 : 100 000, dargestellt an der Karbonoberfläche (1982). – Hrsg. Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf., Bearb. DROZDZEWSKI, G., & JANSEN, F., & KUNZ, E., & PIEPER, B., & RABITZ, A., & STEHN, O., & WREDE, V.; Krefeld.

Geologische Karte von Nordrhein-Westfalen 1 : 100 000, mit Erl. – Hrsg. Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.; Krefeld.

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.

Geologische Karte von Nordrhein-Westfalen 1 : 25 000, mit Erl. – Hrsg. Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.; Krefeld.

Blatt 4507 Mülheim an der Ruhr, 2. Aufl. (1986), Bearb. JANSEN, F.

Geologische Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern 1 : 25 000, mit Erl. – Hrsg. Preuß. Geol. L.-Anst.; Berlin.

Blatt Bottrop (1934), Bearb. BÄRTLING, R., & BREDDIN, H.

Blatt Crefeld (1928), Bearb. HÖPPNER, W., & KRAUSE, P. G.

Blatt Dinslaken (1934), Bearb. ZÖLLER, A.

Blatt Duisburg (1930), Bearb. ZIMMERMANN, E.

Blatt Duisburg, Flözkarte (1930), Bearb. BÄRTLING, R.

Blatt Kaiserswerth (1929), Bearb. BREDDIN, H., & ZIMMERMANN, E.

Blatt Kettwig (1929), Bearb. WUNSTORF, W.

Blatt Mörs (1928), Bearb. ZIMMERMANN, E. II, & KRAUSE, P. G.

Blatt Mülheim a. d. Ruhr (1930), Bearb. BÄRTLING, R., & BREDDIN, H.

Blatt Rheinberg (1934), Bearb. BEHREND, F., & ZÖLLER, A.

Grundwassergleichen in Nordrhein-Westfalen 1 : 50 000 (Stand: Oktober 1973). – Hrsg. L.-Anst. Wasser u. Abfall Nordrh.-Westf.; Düsseldorf.

Blatt L 4506 Duisburg (1978)

Hydrogeologie (1978). – Dt. Planungsatlas, 1 (18): 1 Kt. 1 : 500 000, mit Erl. u. Leg. – Hrsg. Akad. Raumforsch. u. Landesplan., Bearb. DEUTLOFF, O.: Hannover (Schroedel).

- Hydrogeologische Übersichtskarte 1 : 500 000. – Hrsg. B.-Minist. Wirtsch., Bonn; Remagen (B.-Anst. Landeskd.).
Blatt Münster (1956), Bearb. BODE, H., & DIETZ, C., & KARRENBERG, H., & QUITZOW, H. W., & WANDEL, G.
- Hydrologische Karte von Nordrhein-Westfalen 1 : 25 000. – Hrsg. L.-Anst. Wasser u. Abfall Nordrh.-Westf.; Düsseldorf.
Blatt 4506 Duisburg, Grundrißkarte (1963), Bearb. SPANGENBERG, H. D.; Profilkarte (1970), Bearb. BREDDIN, H.
- Hydrologisches Kartenwerk der Wasserwirtschaftsverwaltung von Nordrhein-Westfalen 1 : 25 000. – Hrsg. Minist. Ernähr., Landwirtschaft. u. Forsten Land Nordrh.-Westf.; Düsseldorf.
Blatt 4506 Duisburg, Ausf. A3H (1964 – 1970), Bearb. BREDDIN, H.; Ausf. B (1963), Bearb. SPANGENBERG, H. D.; Ausf. C (1966), Bearb. LANGGUTH, H. R.
- Ingenieurgeologische Karte 1 : 25 000. – Hrsg. Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.; Krefeld.
Blatt 4506 Duisburg (1988), Bearb. KALTERHERBERG, J., & SCHMIDT, K.-D.
- Karte der Grundwasserlandschaften in Nordrhein-Westfalen 1 : 500 000 (1973). – Hrsg. Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf., Bearb. HILDEN, H. D.; Krefeld.
- Karte der Wasserschutzgebiete in Nordrhein-Westfalen 1 : 50 000 (Stand 1. 7. 1986). – Hrsg. L.-Amt Wasser u. Abfall Nordrh.-Westf.; Düsseldorf.
Blatt L 4506 Duisburg
- Klima-Atlas von Nordrhein-Westfalen (1960). – Hrsg. Dt. Wetterdienst: 77 Kt., 10 Taf., mit Erl.; Offenbach.
- Lagerstätten II – Kohlen, Erdöl und Erdgas, Salze, Erze und Minerale – (1973). – Dt. Planungsatlas, 1 (6): 1 Kt. 1 : 500 000, mit Erl. – Hrsg. Akad. Raumforsch. u. Landesplan., Bearb. BACHMANN, M., & HOYER, P., & QUITZOW, H. W., & STADLER, G., & STORK, G.-H.; Hannover (Jänecke).
- Stratigraphisch-fazielle Übersichtskarte des Rheinisch-Westfälischen Steinkohlenbezirks 1 : 10 000. – Hrsg. Westf. Berggewerkschaftskasse; Bochum.
Blatt Oberhausen (1960): Wittener Schichten (Plaßhofsbank – Sarnsbank)
- Tektonische Übersichtskarte des Rheinisch-Westfälischen Steinkohlenbezirks 1 : 10 000. – Hrsg. Westf. Berggewerkschaftskasse; Bochum. Darstellungsebene – 500 m NN.
Blatt Bottrop (1950)
Blatt Duisburg (1952)
Blatt Duisburg-Ruhrort (1951)
Blatt Hamborn (1950)
Blatt Kapellen (1953)
Blatt Moers (1952)
Blatt Mülheim (1952)
Blatt Oberhausen (1950)
Blatt Repelen (1952)