

Geologischer Dienst Nordrhein-Westfalen



Geologische Karte von Nordrhein-Westfalen 1 : 25 000

Erläuterungen
4205 Hamminkeln

Geologische Karte von Nordrhein-Westfalen 1 : 25 000

Erläuterungen zu Blatt 4205 Hamminkeln

Von

FRITZ JANSEN

Mit Beiträgen von CLAUDIA HOLL-HAGEMEIER und PETER WEBER

Geologischer Dienst Nordrhein-Westfalen

Krefeld 2004

Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1 : 25 000	Erl.	4205	163 S.	15 Abb.	15 Tab.	2 Taf.	Krefeld 2005
---	------	-------------	--------	---------	---------	--------	-----------------

Alle Rechte vorbehalten

© 2005 Geologischer Dienst Nordrhein-Westfalen – Landesbetrieb –
Postfach 10 07 63 · D-47707 Krefeld

Bearbeiter: Dipl.-Geol. F. JANSEN
Dipl.-Geol.'in C. HOLL-HAGEMEIER

Dr. P. WEBER

Geologischer Dienst NRW
– Landesbetrieb –
De-Greif-Strasse 195
D-47803 Krefeld

Ottostrasse 26
47803 Krefeld

Redaktion: Dipl.-Geol.'in Dr. B. DÖLLING

Druck: Obermann GmbH & Co KG · Krefeld

Gedruckt auf chlorfrei und zu 50 % aus recyceltem Material hergestelltem Papier.

ISBN 3-86029-082-7

INHALTSVERZEICHNIS

	Seite
1 Vorbemerkungen	11
2 Überblick	12
2.1 Erdgeschichtlicher Überblick	12
2.2 Geografischer Überblick	17
2.2.1 Geländegehalt und naturräumliche Gliederung	17
2.2.2 Gewässernetz	18
2.2.3 Klima	19
3 Schichtenfolge	19
Paläozoikum	19
3.1 Devon	19
3.1.1 Oberdevon	19
3.2 Karbon	20
3.2.1 Unterkarbon (Dinantium)	21
3.2.2 Oberkarbon (Silesium)	24
3.2.2.1 Tieferes Namur A	25
3.2.2.1.1 Hangende Alaunschiefer	25
3.2.2.2 Höheres Namur A bis Namur B	25
3.2.2.3 Namur C	27
3.2.2.3.1 Sprockhövel-Schichten (cnS)	27
3.2.2.4 Westfal A	29
3.2.2.4.1 Witten-Schichten (cwW)	29
3.2.2.4.2 Bochum-Schichten (cwB)	32
3.2.2.5 Westfal B	34
3.2.2.5.1 Essen-Schichten (cwE)	34
3.2.2.5.2 Horst-Schichten (cwH)	36
3.3 Perm	36
3.3.1 Zechstein	37
3.3.1.1 Zechstein 1 (Werra-Folge)	39
3.3.1.1.1 Zechstein-Konglomerat (z1C)	39
3.3.1.1.2 Kupferschiefer (z1T)	39
3.3.1.1.3 Zechstein-Mergel (z1K)	40
3.3.1.1.4 Unterer Werra-Anhydrit (z1ANa)	40
3.3.1.1.5 Werra-Steinsalz (z1NA)	41
3.3.1.2 Zechstein 2 (Staßfurt-Folge)	41
3.3.1.2.1 Braunroter Salzton (z2T) und Basalanhydrit (z2ANa)	41
3.3.1.2.2 Staßfurt-Steinsalz (z2NA)	41
3.3.1.2.3 Deckanhydrit (z2ANb)	42

	Seite
3.3.1.3 Zechstein 3 (Leine-Folge)	42
3.3.1.3.1 Grauer Salzton (z3T)	42
3.3.1.3.2 Plattendolomit (z3D)	42
3.3.1.3.3 Hauptanhydrit-Region (z3AN)	42
3.3.1.4 Zechstein 4 (Aller-Folge) bis Zechstein 7 (Fulda-Folge) (z4-z7)	42
Mesozoikum	43
3.4 Trias	43
3.4.1 Buntsandstein	43
3.4.1.1 Unterer Buntsandstein (su)	44
3.4.1.2 Mittler Buntsandstein (sm)	45
3.4.1.3 Oberer Buntsandstein (so)	47
3.4.2 Muschelkalk (m)	47
3.4.3 Keuper	49
3.4.3.1 Oberer Keuper (ko)	52
3.5 Jura	52
3.5.1 Lias (jl)	55
3.6 Kreide (kr)	56
3.6.1 Unterkreide	57
3.6.2 Oberkreide	57
Känozoikum	62
3.7 Tertiär (Paläogen)	62
3.7.1 Paleozän	64
3.7.2 Oligozän	64
3.7.2.1 Rupel	64
3.7.2.1.1 Walsum-Schichten (olW)	64
3.7.2.1.2 Ratingen-Schichten (olR)	66
3.7.2.1.3 Lintfort-Schichten (olL)	69
3.7.2.2 Chatt	70
3.7.2.2.1 Grafenberg-Schichten (olG)	70
3.8 Tertiär (Neogen)	73
3.8.1 Miozän	73
3.8.1.1 Hemmoor	73
3.8.1.1.1 Hoerstgen-Schichten (miH)	74
3.8.1.2 Reinbek, Langenfelde, Gram und Sylt	75
3.8.1.2.1 Bislich-Schichten (miB)	76
3.8.1.2.2 Dingden-Schichten (miD)	78
3.8.1.2.3 Biemenhorst-Schichten (miBh)	81
3.8.1.2.4 Uedem-Schichten (miUe)	83
3.9 Quartär	85
3.9.1 Pleistozän	85
3.9.1.1 Bavel bis Cromer	86

3.9.1.1.1 Jüngere Hauptterrasse 2 – 3 (Hj(2-3))	87
3.9.1.2 Elster	88
3.9.1.3 Holstein	89
3.9.1.4 Saale	89
3.9.1.4.1 Jüngere Mittelterrasse 2 (Mj2)	91
3.9.1.4.2 Grundmoräne (D,Mg)	92
3.9.1.4.3 Glazifluviatiler Sand (D,S,gf)	94
3.9.1.4.4 Beckensand (D,S,b)	94
3.9.1.4.5 Jüngere Mittelterrasse 3 (Mj3)	95
3.9.1.4.6 Jüngere Mittelterrasse 4 (Mj4)	96
3.9.1.5 Eem	97
3.9.1.5.1 Mehrhoog-Schichten (Meh)	97
3.9.1.6 Weichsel	98
3.9.1.6.1 Geschiebedecksand (w,S,p)	98
3.9.1.6.2 Fließerde („fl)	100
3.9.1.6.2 Ältere Niederterrasse (Nä)	101
3.9.2 Pleistozän bis Holozän	102
3.9.2.1 Hochflutablagerungen	102
3.9.2.1.1 Hochflutlehm („L,fh; „SL,fh)	102
3.9.2.1.2 Hochflutsand („Sl,fh; „S,fh)	105
3.9.2.2 Windablagerungen	106
3.9.2.2.1 Flugsand („S,a)	106
3.9.2.2.2 Dünen („d)	108
3.9.3 Holozän	108
3.9.3.1 Auenterrassen	109
3.9.3.1.1 Auenterrasse 1 (qh(1))	111
3.9.3.1.2 Auenterrasse 3 (qh(3))	112
3.9.3.2 Aurinnensedimente (qh(A))	112
3.9.3.3 Auenlehm („Lt,ta; „L,ta; „SL,ta)	113
3.9.3.4 Auensand („Sl,ta; „S,ta)	114
3.9.3.5 Ablagerungen in Talsohlen und -kerben (qh)	114
3.9.3.6 Niedermoor („Hn)	115
3.9.3.7 Künstliche Aufschüttung („y)	116
4 Gebirgsbau	116
4.1 Tektonik des Oberkarbons	116
4.1.1 Falten	117
4.1.2 Störungen	118
4.1.2.1 Querstörungen	118
4.2 Tektonik des Deckgebirges	119
4.2.1 Bruchtektonik	119
4.2.2 Deckgebirgsfalten	120
4.3 Zeitlicher Ablauf der tektonischen Bewegungen	122

	Seite
5 Nutzbare Lagerstätten	124
5.1 Steinkohle	124
5.2 Steinsalz	124
5.3 Steine und Erden	125
5.3.1 Sand und Kies	125
5.3.2 Schluff	126
6 Hydrogeologie (C. HOLL-HAGEMEIER)	126
6.1 Auenterrassen	127
6.2 Ältere Niederterrasse und Jüngere Mittelterrassen	127
6.3 Hauptterrassen	128
6.4 Präquartärer Untergrund	128
7 Ingenieurgeologie (P. WEBER)	129
8 Bohrungen	132
9 Verzeichnis der Schriften und Karten	133
 Anhang	
Beschreibung der Bohrungen	147

Verzeichnis der Abbildungen

Abb. 1	Lage des Blattgebiets	13
Abb. 2	Verbreitung der Muschelkalk-Schichten und Lage der Muschelkalk-Basis	48
Abb. 3	Schnitte durch das Deckgebirge	50/51
Abb. 4	Verbreitung der Lias-Schichten und Lage der Lias-Basis	53
Abb. 5	Kornzusammensetzung und Schwermineralprofil der Kernbohrung KB 8, südöstlich von Dingden	71
Abb. 6	Korrelation der Tertiär-Schichten (Paläogen u. Neogen) mithilfe von Gamma-Ray-Logs	72
Abb. 7	Schwermineralprofil der Kernbohrung KB 2, Ellersche Heide	78
Abb. 8	Schwermineralprofil der Kernbohrung KB 16, nördlich von Wittenhorst	79
Abb. 9	Schwermineralprofil der Kernbohrung KB 4, Bislicher Wald	93
Abb. 10	Pollendiagramme der Kleinbohrungen SB 154 und SB 234	103
Abb. 11	Vorkommen und Verbreitung der Auenterrassen des Rheins im Raum Wesel – Xanten	110
Abb. 12	Pollendiagramm der Kleinbohrung SB 313	115
Abb. 13	Tektonische Großstrukturen	117
Abb. 14	Deckgebirgsfalten im nordwestlichen Münsterland und am nördlichen Niederrhein	121
Abb. 15	Ehemalige Ziegeleien südlich Bocholt-Biemenhorst	125

Verzeichnis der Tabellen

Tab. 1	Mittlere Werte ausgewählter Klimaelemente	19
Tab. 2	Gliederung und Mächtigkeit des Unterkarbons und Oberkarbons	22
Tab. 3	Gliederung des Namurs C im Ruhrgebiet	28
Tab. 4	Gliederung des Westfals A im Ruhrgebiet	30
Tab. 5	Gliederung des Westfals B im Ruhrgebiet	35
Tab. 6	Gliederung und Mächtigkeit des Zechsteins	38
Tab. 7	Gliederung und Mächtigkeit des Buntsandsteins	45
Tab. 8	Gliederung des Lias	54
Tab. 9	Gliederung der marinen Kreide	58/59
Tab. 10	Gliederung des Tertiärs (Paläogen und Neogen)	62/63
Tab. 11	Stratigrafische Reichweite wichtiger Foraminiferen und Bolboformen	66/67
Tab. 12	Gliederung des jüngeren Unterpleistozäns bis Oberpleistozäns	84/85
Tab. 13	Gliederung des Oberpleistozäns und Holozäns	99
Tab. 14	Gliederung des Holozäns	104
Tab. 15	Geotechnische Hinweise	130/131

Tafeln in der Anlage

Taf. 1	Geologische Schnitte
Taf. 2	Karte der Quartär-Basis

1 Vorbemerkungen

Das Blattgebiet Hamminkeln liegt im Norden der Niederrheinischen Bucht zwischen Wesel und Bocholt.

Eine erste geologische Aufnahme des Blattgebiets wurde in den Jahren 1930 – 1931 durch die Preußische Geologische Landesanstalt (Bearbeiter: F. ISERT) durchgeführt. Von dieser Kartierung liegt ein Manuskript im Maßstab 1 : 25 000 im Archiv des Geologischen Dienstes Nordrhein-Westfalen^{*)}. In der Karte und in dem dazugehörigen Schnitt sind nur die Schichten des Quartärs dargestellt. Die unter den Quartär-Schichten lagernden Schichten des Tertiärs (Paläogen u. Neogen) wurden nicht kartiert. Einen guten Einblick in die Verhältnisse des tieferen Untergrundes geben die Geologische Übersichtskarte des Rheinisch-Westfälischen Karbons 1 : 100 000 (1971) sowie die Geologische Karte des Ruhrkarbons 1 : 100 000, dargestellt an der Karbonoberfläche (1982). Letztere deckt allerdings nur den östlichen Teil des Blattgebiets Hamminkeln ab.

Die Schichten des Oberkarbons, des Zechsteins, des Buntsandsteins, des Keupers und der Kreide, die flächenhaft im Untergrund verbreitet sind, konnten wegen fehlender Bohrungen nicht kartiert werden. Die Verbreitung des Muschelkalks und des Lias wurde zusammenhängend kartiert und jeweils ihre Basis dargestellt. Die Übersichtskarte der tektonischen Großstrukturen wurde von den bereits erwähnten Karten im Maßstab 1 : 100 000, von der Strukturkarte der GK 25: 4305 Wesel (JANSEN 2001) übernommen. Neuere Erkenntnisse, insbesondere über den Verlauf von Störungen aus dem Bereich der TK 25: 4306 Hünxe, 4206 Brünen, 4204 Rees, 4106 Rhede und 4105 Bocholt wurden in die Übersichtskarte eingearbeitet.

Für die Gliederung der Schichtenfolge des Oberdevons und tieferen Karbons (Namur A – C) bildeten die nicht veröffentlichten Ergebnisse der Bohrung Isselburg 3 (R 36 461, H 30 523, Bearbeiter: J. WOLBURG et al., Gewerkschaft Elwerath, Hannover, s. Anhang: Brg. 1) die einzige Unterlage. Für die Genehmigung zur Veröffentlichung der Bohrergergebnisse durch die BEB-Erdgas- und Erdöl GmbH, Hannover, sei an dieser Stelle gedankt.

Erste Hinweise über die Ausbildung, Mächtigkeit und Lagerung der Schichten des Tertiärs (Paläogen u. Neogen) und des Quartärs sowie der hydrogeologischen Verhältnisse gab Blatt 4205 Dingden (heute Hamminkeln) der Hydrologischen Karte von Nordrhein-Westfalen 1 : 25 000 aus dem Jahre 1977 (L.-Amt f. Wasser u. Abfall Nordrh.-Westf.; Düsseldorf.)

Eine große Hilfe bei der geologischen Kartierung der an der Geländeoberfläche anstehenden Schichten war das Blatt L 4304 Wesel (1983) der Bodenkarte von Nordrhein-Westfalen 1 : 50 000 sowie zahlreiche nicht veröffentlichte Bodenkarten im Maßstab 1 : 5 000 aus dem Archiv des Geologischen Dienstes Nordrhein-Westfalen. Aus den vorliegenden Flachbohrungen zu diesen Karten konnten mehrere tausend Bohrungen von durchweg 2 m Tiefe ausgewertet und die Ergebnisse in die geologische Karte eingearbeitet werden. Diese Arbeiten wurden unter maßgeblicher Beteiligung von Frau U. DWORSCHAK (Geol. Dienst NRW) durchgeführt.

^{*)} Der Geologische Dienst Nordrhein-Westfalen führte bis zu seiner Umwandlung in einen Landesbetrieb zum 1. Januar 2001 die Amtsbezeichnung Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen.

Für die geologische Kartierung der Schichten des Quartärs und Tertiärs (Paläogen u. Neogen) wurden 15 Spülbohrungen bis maximal 98,5 m Tiefe sowie 18 Rammkernbohrungen bis maximal 37 m Tiefe niedergebracht. In allen Bohrungen wurde die natürliche Radioaktivität der Gesteine mithilfe einer Gamma-Ray-Sonde gemessen (Bearb.: W. BOGDANSKI, Geol. Dienst NRW). Diese bildet neben der mikropaläontologischen Untersuchung zahlreicher Spülproben (Bearb.: K. RESCHER, Geol. Dienst NRW und D. SPIEGLER, Geomar, Kiel) ein wichtiges Hilfsmittel für die Gliederung der Schichten des Tertiärs (Paläogen u. Neogen). Die Interpretation der Log-Aufzeichnungen der Gamma-Ray-Messungen wurde von H. HAGER (Geol. Dienst NRW) unterstützt.

Neben den genannten Bohrungen bildeten 439 Kleinbohrungen von durchschnittlich 5 m Tiefe die wichtigste Grundlage für die Erkundung der quartären Schichtenfolge.

Eine Schlüsselstellung bei der stratigrafischen Einstufung der quartären Schichten nahmen schwermineralogische Untersuchungen ein, die von U. WEFELS (Geol. Dienst NRW) durchgeführt wurden. Unerlässlich waren auch pollenanalytische Untersuchungen, die R. STRITZKE (Geol. Dienst NRW) ausführte. Für die zeitliche Einstufung der holozänen Rheinablagerungen und der Dünen bildete die Auswertung von datierten archäologischen Funden der Außenstelle Xanten des Rheinischen Amtes für Bodendenkmalpflege, Bonn, ein wertvolles Hilfsmittel.

2 Überblick

2.1 Erdgeschichtlicher Überblick

Das Blattgebiet liegt im Norden der Niederrheinischen Bucht (Abb. 1). An der Geländeoberfläche stehen weitgehend Ablagerungen des Quartärs an, die größtenteils zur Niederterrasse und untergeordnet auch zur Hauptterrasse des Rheins gehören. Glazigene und glazifluviale Bildungen kommen an der Oberfläche nur im Osten des Blattgebiets im Verbreitungsgebiet der Hauptterrasse vor. Äolische Bildungen (Flugsande und Dünen) sind im Ost- und Westteil des Blattes verbreitet. Im Nordosten, im Bereich der Dingder Höhen, streichen vereinzelt auch Schichten des Tertiärs (Neogen) an der Geländeoberfläche aus. Im Untergrund kommen Sedimente des Devons, des Karbons, des Zechsteins, des Buntsandsteins, des Muschelkalks, des Keupers, des Lias und des Tertiärs (Paläogen u. Neogen) vor.

Während des Unterdevons gehörte das Blattgebiet noch dem festländischen Bereich des im Norden gelegenen Old-Red-Kontinents an. Im Mitteldevon wurde das Niederreingebiet von Süden und Westen her von einem Flachmeer überflutet, in dem es vorwiegend zur Ablagerung von karbonatischen Sedimenten kam. Auch während des Oberdevons herrschten weitgehend marine Sedimentationsbedingungen vor. Es wurden insgesamt tonige Beckensedimente mit kalkigen Einschaltungen abgelagert.

Im höheren Oberdevon kam es in Teilen der Niederrheinischen Bucht vermutlich zu einer Regression des Meeres. Vom Old-Red-Kontinent im Norden und vom Brabanter-Massiv im Westen wurden Deltasedimente in das Meeresbecken geschüttet und dort von

kräftigen Strömungen umgelagert. Aus diesen sandigen Umlagerungsprodukten entstand der Condroz-Sandstein (s. Kap. 3.1.1). Nordwestlich von Wesel muss zu dieser Zeit eine tiefere Meeresbucht ausgebildet gewesen sein, da in der Bohrung Isselburg 3 tonige Beckensedimente (Ton-, Schluff- und Feinsandsteine) angetroffen wurden.

Während des Unterkarbons lag der größte Teil des Blattgebiets im Bereich eines sich vergrößernden und eintiefenden Meeresbeckens. Es wurden vorwiegend alauhaltige Tone und Schluffe mit eingeschalteten Kalksedimenten abgelagert. Die Sedimente dieses Meeresbeckens werden als Kulm-Fazies bezeichnet. Westlich des Rheins war eine Schwellenregion ausgebildet, auf der karbonatische Gesteine der so genannten Kohlenkalk-Fazies zur Ablagerung kamen.

Während des frühen Oberkarbons, dem Namur A – B, dehnte sich das Meeresbecken weiter nach Westen aus. In diesen, dem Rhenoharzynikum im Norden vorgelagerten Sedimentationstrog, der subvariszischen Vortiefe, wurden mächtige klastische Sedimente geschüttet. Die mehr als 1000 m mächtigen Ton- und Schluffsteine mit Einschaltungen von Sandsteinen werden als Flyschfazies bezeichnet.

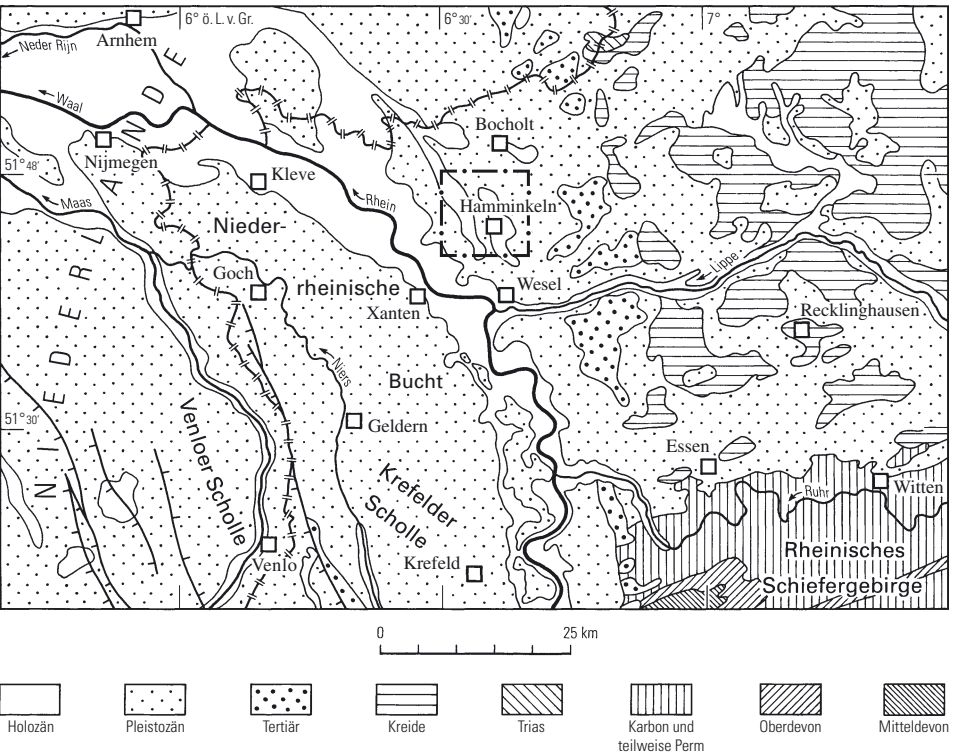


Abb. 1 Lage des Blattgebiets

Im Namur C verlandete die subvariszische Vortiefe, sodass eine küstennahe Deltaebene entstand. Diese war von Flüssen durchzogen, die vorwiegend gröber klastisches Material (Feinkies, Sand, Grobschluff) anlieferten. Gleichzeitig setzte sich in zahlreichen Brack- und Süßwasserseen wegen der geringeren oder fehlenden Strömung feinklastisches Material (Mittel- und Feinschluff sowie Ton) ab. Aufgrund günstiger klimatischer Bedingungen konnten sich in ausgedehnten, baumbestandenen Mooren mehr oder weniger mächtige Torflager bilden, die immer wieder von See- oder Flussablagerungen überlagert wurden. Die Torfe wurden später durch die Inkohlung in Steinkohlenflöze umgewandelt. Dabei beträgt die Mächtigkeit der Steinkohlenflöze ein Siebtel der ursprünglichen Torfmächtigkeit.

Während des Westfals B/C begann im Süden des heutigen Ruhrgebiets die Auffaltung und Heraushebung der oberkarbonischen Schichten, die sich bis an die Wende Westfal C/D fortsetzte. Diese Phase verstärkter tektonischer Aktivität wird als asturische Phase der variszischen Gebirgsbildung bezeichnet. Während des Stefans und des Rotliegend wurde das dabei entstandene Variszische Gebirge fast völlig wieder abgetragen und weitgehend eingeebnet. Sedimente aus dieser Zeit sind im Blattgebiet nicht bekannt. Sie wurden aber ca. 17 km nördlich des Blattrandes von Hamminkeln in der Bohrung Isselburg 2 (TK 25: 4105 Bocholt, SCHLIMM & THIERMANN 1988: 18) erbohrt. Es handelt sich dort um etwa 90 m mächtige graue und rostrote Sandsteine, die diskordant zwischen dem hangenden Werra-Anhydrit des Zechsteins 1 und den Schichten des Westfals B liegen. Arides Klima und eine intensive chemische Verwitterung führten darüber hinaus häufig 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 Nordosten über die Schwelle von Winterswijk eindrang und eine Lagune bildete. Bei aridem Klima wurden dort in mehrmaligem Zyklus vorwiegend chemische Sedimente wie Kalk, Dolomit, Anhydrit sowie Steinsalz und Kalisalze ausgeschieden. Bereits während der Sedimentation kam es zu Beginn des Mittleren Zechsteins zu Vertikalbewegungen an einzelnen variszisch angelegten Querstörungen. Das Einsinken einiger Gräben am Niederrhein wird genetisch mit dem Einbrechen von Gräben in der Nordsee (z. B. Zentralgraben) in Zusammenhang gebracht (WOLF 1985). Die heutige südliche Verbreitungsgrenze der Gesteine des Zechsteins stimmt grob mit der Umrandung des Zechstein-Beckens überein, die etwa der Linie Goch – Geldern – Moers – Dorsten folgt. Die im Blattgebiet nachgewiesene Schichtenfolge des Zechsteins 1 – 4 erreicht ca. 337 m Mächtigkeit. Der Zechstein 5 – 7, der am Niederrhein bereichsweise durch Ton- und Feinsandsteine (ehemals Bröckelschiefer-Folge) vertreten wird, konnte im Blattgebiet nicht sicher nachgewiesen werden.

Während der Unteren Trias, zur Zeit des Unteren und Mittleren Buntsandsteins, erstreckte sich bei semiariden Klimaverhältnissen ein fluvialer Sandfächer mit vermutlich äolischen Einschaltungen (Dünen) aus dem südlichen Teil des Rheinischen Schiefergebirges in die Niederrhein-Senke und verzahnte sich etwa auf der Höhe von Wesel mit tonig-schluffigen bis sandigen vorwiegend terrestrischen Beckensedimenten. Zur Zeit des Oberen Buntsandsteins wurden infolge geringer Reliefenergie feinkörnige Sedimente – überwiegend Tone, mit Gips und Anhydriteinschaltungen – im tieferen Teil der Senke abgelagert. Zwischen Bocholt und Borken kam es in dem dort tiefsten Teil der Niederrhein-Senke zur Ausscheidung von Steinsalz. Am Niederrhein sind die Schichten des Buntsand-

steins in den tektonischen Gräben in großer, zum Teil vollständiger Mächtigkeit erhalten geblieben, während sie auf den Horstgebieten stärker oder ganz erodiert sind. Im Blattgebiet beträgt die bekannte Mächtigkeit der gesamten Buntsandstein-Abfolge bis zu 662 m.

Während der Zeit des Muschelkalks waren große Teile des Niederrheins – wie auch das Blattgebiet – von einem Flachmeer bedeckt, in dem bei subtropischem Klima Kalk, Kalkmergel und Tonmergel abgelagert wurden. Im Blattgebiet sind Gesteinsmächtigkeiten von maximal 158 m nachgewiesen. Im Mittleren Muschelkalk wurde dieses mitteleuropäische Flachmeer zeitweise vom offenen Meer abgeschnürt. Dies führte zu einer starken Übersalzung. Es kam zur Ausscheidung von Anhydrit und Gips, die als dünne Lagen zwischen den Ton- und Tonmergelsteinen eingeschaltet sind.

Im Keuper verflachte das Meer weiter und die terrestrische Sedimentation überwog bei vorherrschend semiaridem Klima. Die Ablagerungen des Unteren und Mittleren Keupers entstanden in einer in Meeresspiegelniveau gelegenen Salz-Ton-Ebene (Sabkha). Die Gesteine bestehen vorwiegend aus rotbraunen und grüngrauen, dolomitischen Ton- und Mergelsteinen. Sie waren im Schacht Hünxe im Blattgebiet 4306 Hünxe in größerer Mächtigkeit aufgeschlossen. Die ursprünglich im Blattgebiet vorhandenen Schichten des Unteren Keupers wurden während der im späten Mittleren Keuper einsetzenden Hebungsphase wieder abgetragen. In diesem Zeitraum haben am Niederrhein tektonische Bewegungen an den Querstörungen stattgefunden, die zu einer stellenweise starken Zerklopfung der Karbon-Gesteine und des Deckgebirges führten (WOLF 1985).

Im Oberen Keuper kam es erneut zu einem Meereseinbruch, wobei große Teile des Niederrheingebiets überflutet wurden. Im Blattgebiet sind bis 71 m mächtige bunte Ton- und Tonmergelsteine aus dieser Zeit nachgewiesen.

Von den Ablagerungen des Juras sind nur die des Lias erhalten geblieben. Es handelt sich um dunkle Ton- und Mergelsteine, die im Blattgebiet eine Mächtigkeit von 220 m erreichen. Im Mittleren Lias, im Raum Bislich, ist ein bis 10 m mächtiger Eisenoolith eingeschaltet, der im Blattgebiet bisher nicht nachgewiesen wurde. Gesteine des Doggers sind vermutlich auch im Blattgebiet abgelagert worden. Sie sind heute noch in der Umrandung des Weseker Sattels (nördlich von Borken) erhalten.

Im Zeitraum zwischen Dogger und tieferer Unterkreide kam es im Niederrheingebiet zu tektonischen Bewegungen an den Querstörungen. In diesen Zeitabschnitt fällt auch die Bildung des Bislicher Grabens (TK 25: 4305 Wesel), in dem die Grabenscholle stellenweise über 400 m abgesunken ist.

Zu Beginn der Kreide-Zeit herrschten am Niederrhein zunächst noch festländische Bedingungen. Im Valangin kam es im Blattgebiet zur Ablagerung der limnischen Kuhfeld-Schichten, die in 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 (1955) durch Foraminiferen des Hauterives nachweisen, die er in Füllungen tief reichender Spalten in untertägigen Aufschlüssen des Steinkohlengebirges bei Neukirchen-Vluyn (TK 25: 4505 Moers) und Duisburg-Rheinhausen (TK 25: 4506 Duisburg) fand. Ablagerungen des Barrèmes und Apts 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 Alb-Transgression bezeichnete Meeresvorstoß erreichte das Blattgebiet im Mittellalb. Sedimente des Albs sind bisher bis südlich Dinslaken bekannt geworden. Zu Beginn des Cenomans drang das Meer dann noch weiter nach Süden vor.

Die im Blattgebiet sedimentierte Schichtenfolge der Kreide reicht vom Alb (Unterkreide) bis in das Santon (Oberkreide). Es sind küstennahe Flachwassersedimente, die aus einer Folge von glaukonitischen, sandig-mergeligen Gesteinen bestehen. Lediglich im höheren Cenoman und im Unterturon wird die insgesamt sandige Fazies von einer tonig-kalkigen, küstenfernen Fazies abgelöst.

Während der Iaramischen Phase der alpidischen Gebirgsbildung (Santon bis Maastricht) wurden die Oberkreide-Schichten verstellt und in einzelne Schollen zerlegt. Dabei kam es zu Inversionsbewegungen (Rückaufschiebungen) an den alt angelegten Abschiebungen (WOLF 1985).

Nachdem sich das Meer gegen Ende der Kreide-Zeit aus weiten Teilen der Niederrheinischen Bucht zurückgezogen hatte, drang es zu Beginn des Paläogens, im Paleozän, erneut in die Niederrheinische Bucht vor, wobei der nördliche Teil, etwa bis zur heutigen Lippemündung, ständig vom Meer bedeckt war, während der südliche Teil nur zeitweise überflutet wurde. Bei subtropischen Klimaverhältnissen bildeten sich im Bereich des Blattgebiets fossilreiche Mergelkalksteine, die auch an wenigen Stellen im Gebiet der GK 25: 4305 Wesel (JANSEN 2001) nachgewiesen sind. Die jüngeren Schichten des Paleozäns sind jeweils durch Schichtlücken von den älteren mesozoischen Ablagerungen getrennt und nur noch sehr lückenhaft vorhanden. Vermutlich wurden auch noch während des Untereozäns zumindest zeitweilig küstennahe Meeressedimente und in Randlagen auch fluviatile, limnische Sedimente abgesetzt. Sie wurden jedoch infolge tektonischer Hebungen während des Mitteleozäns wieder abgetragen. Im obersten Eozän drang das Meer erneut in die Niederrheinische Bucht vor, zunächst in den westlichen und später in den nordöstlichen Teil. Während des Übergangs vom frühen Oligozän (Rupel) zum späten Oligozän (Chatt) sank die Niederrheinische Bucht weiter ab und das Meer weitete sich bis in den Raum südlich von Köln aus. Dabei wurden auch die Randgebiete des Bergischen Landes überflutet. Im größten Teil des Rupels wurden überwiegend Feinsande und Schluffe mit tonigen Einschaltungen und im höchsten Rupel bis Chatt vorherrschend Feinsande sedimentiert. An der Wende Paläogen/Neogen kam es zu einer Regression des Meeres und damit zu einer Unterbrechung der Sedimentation. Erst im höheren Hemmoor (Untermiozän) drang das Meer erneut in die Niederrheinische Bucht vor und bedeckte den größten Teil des nördlichen Niederrheingebiets. Zunächst wurden bis zum tieferen Reinbek vorwiegend feinsandige Sedimente abgelagert. Im höheren Reinbeck überwiegt der Schluffanteil gegenüber dem Sandanteil. Infolge der sich ständig nach Norden verlagernden Küstenlinie kommen Ablagerungen des Obermiozäns erst nördlich des Blattgebiets vor. Sedimente des Pliozäns sind im Blattgebiet ebenfalls nicht abgelagert worden.

Im Zeitraum von Beginn des Obermiozäns bis ins Pliozän wurden im Niederrheingebiet einzelne bedeutendere Querstörungen wieder aktiviert. Es kam erneut zu Vertikalbewegungen, die allerdings erheblich geringer waren als während der älteren tektonischen Phasen. Gegen Ende des Pliozäns nahm die Heraushebung der rheinischen Rumpffläche

einen solchen Umfang an, dass die Flüsse sich allmählich in die älteren Ablagerungen einschneiden konnten.

Klimatisch setzte an der Wende Tertiär/Quartär eine Abkühlung ein. Während des Pleistozäns kam es zu mindestens sechs Kaltzeiten mit dazwischengeschalteten Warmzeiten. In den Kaltzeiten wurden vor allem die Flussterrassen aufgeschüttet, während am Ende der Warmzeiten die Tiefenerosion einsetzte.

Die älteste Terrasse im Blattgebiet stammt aus der Bavel- bis Cromer-Zeit. Mit Sicherheit erreichte das Inlandeis den Niederrhein im Drenthe-Stadium der Saale-Zeit. Es kam zur Ablagerung der Grundmoräne, sowie der Beckensande, die im Liegenden der Jüngeren Mittelterrasse noch in Resten vorhanden sind. In der letzten Kaltzeit, dem Weichsel, wurde der Terrassenkörper der Niederterrasse aufgeschüttet. Während der Kaltzeiten kam es ferner zur Ausblasung von Staub und Sand, vornehmlich aus den Terrassenflächen zwischen Rhein und Maas. Während der Sand als Flugsand am Ostrand des Rheintals sowie am Rand des Lippetals wieder abgesetzt wurde, konnte der Staub weiter transportiert und zum Beispiel südlich des Emschertals als Löss abgesetzt werden.

In der vorerst letzten bis heute andauernden Warmzeit, dem Holozän, schnitten sich Bäche und Flüsse auf ihr heutiges Niveau ein. Insbesondere im Rheintal kam es in Abhängigkeit von Klimaschwankungen zu mehrfacher linearer Tiefenerosion sowie anschließender Umlagerung und Sedimentation durch den Rhein. In abgeschnürten Flussarmen entstanden Mudden und Torfe. Bei Hochflut lagerten die Flüsse und Bäche ihre mitgeführte Sedimentfracht als Auenlehm und Auensand ab. Außerhalb der Täler kam es zur Verwitterung und Bodenbildung.

2.2 Geografischer Überblick

2.2.1 Geländegestalt und naturräumliche Gliederung

Das Blattgebiet Hamminkeln gehört nach der naturräumlichen Gliederung (KÜRTEN 1977) in seinem südwestlichsten Teil zur unteren Rheinniederung. Der weitaus größte Teil wird von der Issel-Ebene eingenommen. Die Dingder- und Brüner Höhen im Ostteil des Blattes gehören zu den Niederrheinischen Sandplatten. Die untere Rheinniederung hat eine Geländehöhe von +17 – +20 m NN. Dort befinden sich zwei Bachtälchen (Wat-Ley), die zum Teil dort verlaufen, wo sich im Untergrund Rinnen von ehemaligen, heute verlandeten Rheinläufen befinden. Recht gut im Gelände zu verfolgen ist der nördlichste Abschnitt der Diersfordter Schlinge (s. Tab. 14, S. 104). Er verläuft von Ostsüdost nach Westnordwest entlang der Kante zur Niederterrasse. Etwa in Höhe des Hükeshofes wird die Diersfordter Schlinge von der Süd-Nord verlaufenden Visselschen Schlinge abgeschnitten (s. Abb. 11, S. 110). Dieses Gebiet ist in den letzten Jahren ausgekiest worden und liegt heute im Bereich eines Baggersees. Weiter nördlich ist der Verlauf der Visselschen Schlinge an der Geländekante zur Niederterrasse deutlich zu erkennen. Die Schlinge verläuft zunächst in nördlicher Richtung und schwenkt dann nach Nordwesten um. Die Rheinniederung besteht im Untergrund aus holozänen Auenterrassen, die vorwiegend von Auenlehm überlagert werden. Hieraus haben sich kalkhaltige Braune Auenböden und in den Bachtälern Gleye gebildet.

Die etwa 10 km breite Issel-Ebene wird von der Niederterrasse des Rheins eingenommen. Sie lässt sich in einen durch Flugsande und Dünen morphologisch stärker gegliederten etwa 3 km breiten westlichen Teil und in einen deutlich ebeneren etwa 7 km breiten östlichen Teil untergliedern. Die Geländehöhe in der westlichen Issel-Ebene liegt meist zwischen +20 m – +30 m NN. Die größte Höhe wird mit +40,2 m NN von der Düne des Schnepfenberges eingenommen. Die sandigen Böden bestehen fast ausschließlich aus Podsolbraunerden. Aus den vereinzelt auftretenden Hochflutlehen haben sich Braunerden und Podsolbraunerden gebildet. In dem schmalen Tälchen des Wittenhorster Grabens treten Auenablagerungen und Niedermoore auf. Der östliche Teil der Issel-Ebene wird größtenteils von den Hochflutablagerungen des Rheins bedeckt. Die Geländehöhe liegt im südlichen Teil des Blattgebiets durchweg zwischen +20 – +25 m NN. Entsprechend dem Einfallen der Niederterrasse nach Norden liegen die Geländehöhen im nördlichen Teil der Issel-Ebene meist zwischen +18,5 – +22,5 m NN. Wegen der ursprünglich hohen Grundwasserstände haben sich vorwiegend Gleye gebildet. Der Grundwasserstand der ehemaligen Feuchtgebiete (z. B. Isselbruch, Werther Bruch, Mehrbruch) ist heute durch zahlreiche Entwässerungsgräben auf 0,8 – 1,3 m unter Gelände abgesenkt. Die ehemaligen Bruchgebiete dienen heute als Weideland. Auf den etwas höher gelegenen aus Hochflutsand und Flugsand bestehenden Flächen haben sich Braunerden und Podsolbraunerden gebildet. Sie werden landwirtschaftlich genutzt. In einem schmalen Streifen am Ostrand der Niederterrasse wurden die nährstoffarmen Sandböden jahrhundertlang durch den Auftrag von 0,4 – 0,9 m mächtigem humosem Bodenmaterial, vornehmlich aus Heidegebieten, künstlich aufgebeßert. Die so entstandenen Böden werden als Plaggenesche bezeichnet. Erwähnenswert sind die schmalen Südsüdost-Nordnordwest verlaufenden Täler der Issel und der Kleinen Issel, in denen vor allem Auenlehme und vereinzelt Niedermoore auftreten.

Die Brüner- und Dingder Höhen heben sich entlang einer Südsüdost-Nordnordwest verlaufenden Geländekante deutlich mit einem Geländeunterschied von etwa 10 m von der Ebene der Niederterrasse ab. Ihre Geländeoberfläche liegt im Süden bei +50 m und im Norden bei +45 m NN. Das beherrschende geologische Element ist die relativ zusammenhängende Hauptterrasse des Rheins, die von kleineren Erosionsresten aus Grundmoräne, Schmelzwassersand, Geschiebedecksand und Flugsand überlagert wird.

2.2.2 Gewässernetz

Das größte Fließgewässer im Blattgebiet ist die Issel. Sie verläuft in nordwestlicher Richtung etwa durch die Mitte des Blattgebiets. Die Issel ist bis nordwestlich von Dingden eingedeicht und verläuft in diesem Abschnitt mehr oder weniger geradlinig. Erst weiter nordwestlich besitzt der Fluss noch seinen natürlichen, mäandrierenden Verlauf. Östlich der Issel befindet sich die Kleine Issel. Sie beginnt westlich von Dingden aus der Vereinigung mehrerer Entwässerungsgräben. Die Kleine Issel verläuft in einem Abstand von etwa 100 – 1 000 m in zahlreichen kleinen Mäandern parallel zur Issel und mündet 600 m nördlich des Blatttrands auf der TK 25: 4105 Bochohl in die Issel. Von den wenigen Bächen des Blattgebiets sind ganz im Südwesten die Wat-Ley und deren Fortsetzung das Bislicher Meer zu nennen. In den Dingder Höhen treten mehrere Bäche auf, die zunächst in südwestlicher Richtung verlaufen, bei ihrem Eintritt in die Ebene der Niederterrasse nach Westen umbiegen und zum Teil über Entwässerungsgräben in die Issel oder in die Kleine

Issel münden. Erwähnenswert ist hier vor allem der Königsbach.

2.2.3 Klima

Das Blattgebiet gehört zum maritimen Klimabereich Nordwestdeutschlands mit vorwiegend atlantischen, feuchten Luftmassen. Trockene, kontinentale Luftmassen aus dem Osten sind meist nur für kurze Zeit wirksam. Das Klima ist gekennzeichnet durch milde, regnerische Winter und meist feuchte Sommer. Die Temperaturen weisen nur eine geringe Jahresamplitude zwischen der kalten und warmen Jahreszeit auf. Einige charakteristische Klimadaten werden in Tabelle 1 wiedergegeben. Sie wurden dem Klima-Atlas von Nordrhein-Westfalen (1960, 1989) entnommen.

Tabelle 1
Mittlere Werte ausgewählter Klimaelemente
(Beobachtungszeitraum 1951 – 1980)

Klimaelement	Wert
Jahresniederschlag (mm)	700 – 750
Sommerniederschlag (mm) (1.5. – 30.9.)	300 – 350
Jahresverdunstung (mm) (nach Turc 1954)	468
Frosttage im Jahr (Tagesstiefstwert der Temperatur in 2 m Höhe unter 0 °C)	58
Eistage im Jahr (Tageshöchstwert der Temperatur unter 0 °C)	13
Sommertage im Jahr (Tageshöchstwert der Temperatur mindestens 25 °C)	23
Lufttemperatur im Jahr (°C) (mittleres Tagesmittel)	9,5

3 Schichtenfolge

Paläozoikum

3.1 Devon

3.1.1 Oberdevon

Sedimente des Oberdevons sind in der Bohrung Isselburg 3 (R 36 461, H 30 523, s. Anhang: Brg. 1) angetroffen worden. Die in den Jahren 1965 und 1966 niedergebrachte Bohrung wurde – abgesehen von einigen kürzeren Kernstrecken – bis zur Endteufe von 4 398 m gemeißelt. Die auf einer Strecke von 168 m erbohrte oberdevonische Schichtenfolge beginnt bei etwa 4 207 m unter NN; die Basis des Oberdevons wurde nicht erreicht. Von 4 233,2 – 4 251,2 m und von 4 324,5 – 4 331,5 m Bohrteufe liegen jeweils Kernstrecken vor.

In der Bohrung Isselburg 3 beginnt die Schichtenfolge des Oberdevons mit dunkel- bis schwarzgrauen, schluffigen Tonsteinen mit wenigen dünnen Kalksteineinlagerungen. Darüber folgt ein Abschnitt, der aus dunkelgrauen bis schwarzgrauen, schluffigen Tonsteinen, Schluff- bis Feinsandsteinen und vereinzelt Kalksteinen besteht. Der Abschnitt wird überlagert von einem 6,8 m mächtigen, mittelgrauen, dolomitischen, tonigen Kalkstein, der nicht bestimmbare Pflanzen- und Brachiopodenabdrücke enthält. Darüber folgen etwa 14 m mattschwarze, schluffige Tonsteine mit dünnen Lagen aus fein verteiltem

Pyrit sowie zentimetergroßen Pyritkonkretionen. Die Tonsteine enthalten oberdevonische Brachiopoden und Cephalopodenreste. Im Hangenden dieser Tonsteine folgen schwarz-graue, schluffige Tonsteine, Schluff- bis Feinsandsteine und vereinzelt Kalksteine. Wegen fehlender Fossilien ist eine stratigrafische Zuordnung dieses etwa 34 m mächtigen Abschnitts nicht möglich (s. Tab. 2). Es dürfte sich aber größtenteils um ein Äquivalent der Hangenberg-Schichten (ZIEGLER 1962) handeln, die im Rheinischen Schiefergebirge die Übergangsschichten zum Unterkarbon bilden (s. Kap. 3.2.1).

Die insgesamt tonige Beckenfazies der Bohrung Isselburg 3 hebt sich deutlich ab von der Condroz-Sandsteinfazies wie sie 35 km weiter südwestlich in der Bohrung Wachtendonk (TK 25: 4503 Straelen) angetroffen wurde. ELBERSKIRCH & WOLBURG (1962) beschreiben von dort eine 315 m mächtige Folge von quarzitischen Sandsteinen, Flasersandsteinen und Quarziten mit eingelagerten Tonsteinen.

In der etwa 65 km nordöstlich der Bohrung Isselburg 3 gelegenen Bohrung Münsterland 1 (TK 25: 3010 Altenberge) beginnt die oberdevonische Schichtenfolge mit Frasn-Kalksteinen, die von Frasn- und Famenne-Schiefen überlagert werden (WOLBURG 1963). Letztere bestehen aus einer millimeter- bis zentimeterfeinen Wechsellagerung von dolomitischen Schluffsteinen mit Feinsandsteinen sowie von Schluffsteinen und Tonsteinen. Zum Hangenden schalten sich in die Ton- und Schluffsteine zunehmend dickere, bis zu mehrere Meter mächtige Sandsteine beziehungsweise Quarzite ein. Dieser in der Bohrung Münsterland 1 etwa 114 m mächtige Abschnitt wird als Fazies des Condroz-Sandsteins gedeutet (WOLBURG 1963, SCHERP 1963). Im Unterschied zur Condroz-Fazies in der Bohrung Wachtendonk 1 treten in der Bohrung Münsterland 1 jedoch viel mehr Ton- und Schlufflagen auf und die Sandsteine enthalten mehr karbonatisches Bindemittel. Den Abschluss der oberdevonischen Schichtenfolge bildet in der Bohrung Münsterland 1 ein schwarzer Tonstein mit pyritischen Bändern, in dem vor allem im höheren Teil Kalksteine und Kalksandsteine eingelagert sind (WOLBURG 1963). Die Gesamtstrecke der durchbohrten Schichten des Oberdevons in der Bohrung Münsterland 1 beträgt 252,5 m.

3.2 Karbon

Während des Karbons gehörte das Blattgebiet zur Vortiefe des variszischen Faltengebirges. Diese Vortiefe wurde im Norden vom zerblockten Old-Red-Kontinent, im Süden vom Variszischen Orogen begrenzt. Das Hauptliefergebiet für die klastischen Sedimente, die in die Vortiefe geschüttet wurden, war vermutlich in erster Linie das variszische Faltengebirge (BLESS & PAPROTH & WOLF 1981).

Die karbonische Schichtenfolge im Blattgebiet reicht vom Unterkarbon (ca. 354 Mio. Jahre vor heute, CLAUÉ -LONG et al. 1991) bis in das Obere Westfal B (ca. 310 Mio. Jahre vor heute, BURGER & HESS & LIPPOLT 1997: Tab. 5). Über den etwa 75 m mächtigen Schichten des Unterkarbons, die in Kulm-Fazies (s. Kap. 3.2.1) ausgebildet sind, folgen etwa 26 m Hangende Alaunschiefer des tieferen Namurs A und darüber etwa 1 145 m mächtige Ton- und Schluffsteine, in die im unteren und mittleren Teil Sandsteinbänke eingeschaltet sind. Die Folge reicht vom höheren Namur A bis an die Grenze Namur B/ Namur C und wird auch als Fazies des Flözleeren oder kurz „das Flözleere“ bezeichnet. Mit dem Namur C beginnt im Ruhrkarbon normalerweise die Fazies des Flözführenden. In die klastischen Ablagerungen aus Ton-, Schluff- und Sandstein sind nunmehr im zy-

lischen Wechsel Kohlenflöze eingeschaltet. Schon in der Bohrung Münsterland 1, wie auch in der Bohrung Isselburg 3, wie vermutlich generell im nordwestlichen Ruhrkarbon, setzt die Flözbildung bis auf kohlige Einlagerungen erst an der Wende Namur/Westfal ein (DROZDZEWSKI 1992: 46). Die Schichtenfolge des Namurs C gehört daher im Blattgebiet noch zur Fazies des Flözleeren.

Die flözführende Schichtenfolge des Blattgebiets wird in vier Abschnitte untergliedert, wobei die Grenzen durch marine Horizonte sowie die in ihrem Liegenden auftretenden Grenzflöze definiert werden. Die meisten marinen Horizonte zeigen einen vertikalen und lateralen Wechsel der Fauna mit Übergängen von nichtmariner zu mariner Fauna. Typische Vertreter von schwachmariner Fauna sind zum Beispiel Linguliden, während die marine Fauna vor allem durch Goniatiten, taxodonte und pectinide Muscheln sowie articulate Brachiopoden repräsentiert wird. 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 von nichtmarinen Muscheln und Pflanzen in den jüngeren Schichten zu. Im Unterschied zu den marinen Horizonten halten die Horizonte mit Pflanzenresten und mit nichtmarinen Muscheln nicht über große Erstreckung durch. Ihr stratigrafischer Wert liegt mehr in der faziellen Charakterisierung der Schichtenabschnitte als in der Identifizierung bestimmter Horizonte oder Flöze.

Wegen ihrer weiten Verbreitung und Horizontbeständigkeit sind Kaolin-Kohlentonsteine vor allem in den Mittleren Bochum- und in den Essen-Schichten als Leitschichten von Bedeutung. Des Weiteren haben mächtige, meist konglomeratische Sandsteine, bestimmte Tonsteinhorizonte sowie Flöze mit kohlenpetrografischen Anomalien einen zumindest regionalen Leitwert.

Die Sedimente des flözführenden Oberkarbons bestehen im Übrigen fast ausschließlich aus klastischen Ablagerungen. Sandige und tonige Schluffsteine sind mit Abstand am stärksten vertreten. Es folgen Sandsteine, die vor allem im Westfal C auch konglomeratische Lagen enthalten. Reine Tonsteine sind nur selten ausgebildet. Charakteristisch für die Sedimente des flözführenden Oberkarbons ist der sich zyklisch wiederholende Wechsel der Korngrößenzusammensetzung der Gesteine (JESSEN 1956).

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

3.2.1 Unterkarbon (Diantium)

Die Gesteine des Unterkarbons in der Bohrung Isselburg 3 (s. Anhang: Brg. 1) sind ähnlich wie in der Bohrung Münsterland 1 (TK 25: 3910 Altenberge) in Kulm-Fazies ausgebildet. Es herrschen schwarze, teilweise verkieselte Tonsteine vor, die mit dünnen Lagen von teils verkieselten Sandsteinen wechsellagern und etwa 60 – 70 m mächtig sind.

Tabelle 2

Gliederung und Mächtigkeit des Unterkarbons und Oberkarbons (Namur A – C)

			Ruhrkarbon und nördliches Rheinisches Schiefergebirge	nach WOLBURG (1966), verändert			
				Brg. Isselburg 3	Mächtigkeit (m)	Bemerkungen	
Oberkarbon (Silesium)	Namur	C	Sprockhövel-Schichten	Sprockhövel-Schichten	ca. 420	keine Steinkohlenflöze im Namur C ausgebildet	
		B	-----	Ziegelschiefer-Zone	ca. 326		
		A	Vorhalle-Schichten	„Quarzitische Folge“ (= Grauwacken-Zone bis Quarzit-Zone)	ca. 794		
		Homoceras- Stufe	Hagen-Schichten				
		Eumorphoceras- Stufe	Obere Arnsberg-Schichten				
			Untere Arnsberg-Schichten	Hangende Alaunschiefer	25		
Unterkarbon (Dinantium)	Visé	Goniatites- Stufe	Kulm-Tonschiefer	Kulm-Alaunschiefer, Posidonienschiefer mit Plattenkalken	ca. 42		
			Kieselige Übergangsschichten	Kieselige Übergangsschichten	ca. 10		
		Pericyclus- Stufe	Kieselkalke, Kieselschiefer, Lydite, Erdbach-Kalk	Kieselkalk-, Lydit- und Kieselschieferhorizont, Erdbach-Kalk	ca. 8,5		
	Tournai	Gattendorfia- Stufe	Liegende Alaunschiefer	Liegende Alaunschiefer	ca. 34		
		Gattendorfia- Kalk	Obere Hangen- berg-Schichten	Hangenberg-Schichten			
Ober- devon	Wocklum		Untere Hangenberg-Schichten				

In der Bohrung Wachtendonk 1 (TK 25: 4503 Straelen) wurden dagegen Dolomit- und Kalkstein in einer Mächtigkeit von etwa 400 m angetroffen (ELBERSKIRCH & WOLBURG 1962). Diese gänzlich andere Faziesausbildung wird als Kohlenkalk-Fazies bezeichnet und ist am Niederrhein nur linksrheinisch verbreitet (WOLBURG 1970). Die Grenze zwischen der Kohlenkalk- und der Kulm-Fazies verläuft westlich des Rheins (WOLBURG 1970) und durchzieht vermutlich von Südwesten nach Nordosten das westlich benachbarte Blattgebiet 4304 Xanten (KLOSTERMANN 1989: 21). WOLBURG (1966) gliederte das Unterkarbon der Bohrung Isselburg 3 in fünf Abschnitte (s. Tab. 2) und parallelisierte die entsprechenden Abschnitte mit der Bohrung Münsterland 1. Die Schichtenfolge beginnt über

sicherem Oberdevon mit einer 34 m mächtigen Folge von dunkelgrauen und schwarzgrauen Ton- und Schluffsteinen mit vereinzelt Einschaltungen von hell- bis dunkelgrauen Kalksteinen. Dieser Schichtenabschnitt dürfte sowohl den Hangenberg-Schichten (ZIEGLER 1962) als auch den Liegenden Alaunschiefern entsprechen. Erstere bilden im Sauerland den Übergang zwischen dem Devon und Karbon, wobei der größte Teil im Allgemeinen noch zum Oberdevon gehört. Bei den in den Spülproben der Bohrung Isselburg 3 beobachteten Kalksteinen handelt es sich vermutlich überwiegend um den Hangenberg-Kalk, der auf die *Gattendorfia*-Stufe des Unterkarbons beschränkt ist. Eine Festlegung der Devon/Karbon-Grenze in der Bohrung Isselburg 3 ist nur grob möglich, da keine Fauna angegeben wird und eine eindeutige teufenmäßige Fixierung der Kalkstein-Tonstein-Wechselfolge auch anhand des Gamma-Ray-Logs nicht möglich ist.

Die Liegenden Alaunschiefer der *Pericyclus*-Stufe des Unterkarbons (Tab. 2) liegen über den Hangenberg-Schichten. Sie lassen sich aber in der Bohrung Isselburg 3 nicht eindeutig von diesen abtrennen, da nur Spülproben vorliegen und keine Leitfossilien bestimmt wurden.

Über den Liegenden Alaunschiefern folgt in der Bohrung Isselburg 3 ein gekernter Abschnitt von 8,5 m, der zuunterst aus einem 5,6 m mächtigen, mittelgrauen, grobspätigen, fossilreichen Kalkstein besteht. Es handelt sich um einen Biokalkarenit, der bis 3 cm große Tonsteingerölle und einzelne dünne Tonsteinlagen enthält. Aus dem Kalkstein konnte eine Conodontenfauna mit unter anderem folgenden Formen bestimmt werden (vgl. WOLBURG 1966):

Gnathodus semiglaber BISCHOFF
Gnathodus texanus ROUNDY
Gnathodus cf. *gyrti* HASS
Bactrognathodus n. sp. aff. *incornata* BRANSON & MEHL
Polygnathodus sp. indet
Bactrognathodus n. sp. aff. *incornata* BRANSON & MEHL
Gnathodus antetexanus REXROD & SCOTT
Gnathodus delicatus HASS
Gnathodus punctatus (COOPER)
Siphonodella sp.
Neoprinidus sp.

Nach der aufgelisteten Fauna, insbesondere aber wegen des Vorkommens von *Gnathodus texanus*, muss der Kalkstein in die *Pericyclus*-Stufe II γ bis II δ eingestuft werden und könnte als Äquivalent zum Erdbach-Kalk gedeutet werden (Tab. 2).

Über diesem Kalkstein folgt in der Bohrung Isselburg 3 ein 1 m mächtiger schwarzer, kieseliger Tonstein, der millimeterdünne, vereinzelt bis 5 cm starke Pyritlagen sowie einzelne bis 1,5 mm dicke Tufflagen enthält. Darüber liegt ein 1,9 m mächtiger mittelgrauer, kieseliger, stellenweise pyritischer, toniger Kalkstein, der mit zentimeterstarken, kieseligen, dunkelgrauen, kalkigen Tonsteinlagen wechsellagert. In Dünnschliffen wurden nicht bestimmbare Radiolarien und Foraminiferen beobachtet. Makrofauna wird aus dem Kalkstein nicht angegeben. Wegen der sehr ähnlichen Gesteinsausbildung dürfte der 1 m mächtige kieselige Tonstein und der hangende Kalkstein noch zum Kieselkalk-, Lydit- und Kieselschiefer-Horizont gehören.

Die weitere Schichtenfolge besteht zunächst aus ca. 10 m schwarzgrauen, dünnblättrigen, schwach schluffigen Tonsteinen, dunkelgrauen Schluffsteinen und vereinzelt, dunkelgrauen Kalksteinen. Fossilien wurden nicht angegeben. Das starke Zurücktreten oder Fehlen von kieseligen Gesteinen spricht dafür, dass diese Gesteine bereits größtenteils zu den Kieseligen Übergangsschichten der *Goniatites*-Stufe gehören. Im Sauerland treten zum Beispiel im Raum Warstein (CLAUSEN & LEUTERITZ 1984: 57) neben verkieselten auch kieselfreie Bereiche auf.

Über den Kieseligen Übergangsschichten folgen in der Bohrung Isselburg 3 die Posidonienschiefer mit Plattenkalken. Die Schichtenfolge beginnt mit 2 m mächtigen kalkarmen, stark pyritischen Tonsteinen, die zahlreiche verkieselte Fossilien (Brachiopoden, Bivalven, 1 Stromatoporenbruchstück und Radiolarien) enthalten. Die Tonsteine werden überlagert von einem 7 m mächtigen, mittel- bis dunkelgrauen, tonigen Kalkstein, der im höheren Teil eine 0,55 m mächtige Tonsteineinlagerung enthält. Im Kalkstein treten zahlreiche Pyritnester und -linsen auf. An Fossilien werden pyritische Abdrücke von Posidonien sowie mehrere *Goniatiten* erwähnt, von denen ein fraglicher *Goniatites striatus striatus* SOWERBY bestimmt wurde (Bearb.: E. PAPROTH, Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.). Letzterer ist das Zonenfossil für die *Goniatites-striatus*-Zone, die den mittleren Teil der *Goniatites*-Stufe einnimmt. Sollte die Bestimmung zutreffen, müsste der tonige Kalkstein bereits zu den Kulm-Tonschiefern gehören, die im Sauerland an der Basis der *Goniatites-striatus*-Zone einsetzen (CLAUSEN & LEUTERITZ 1984). Die Kalksteine entsprechen dann den Plattenkalken, die im Sauerland im tieferen Teil der Kulm-Tonschiefer (= Posidonienschiefer) auftreten können.

Der höhere, etwa 33 m mächtige Abschnitt der so genannten Kulm-Tonschiefer wird auch als Kulm-Alaunschiefer bezeichnet. Er besteht aus meist dünnblättrigen, dunkelgrauen bis schwarzen, stellenweise schwach kalkigen, vereinzelt schwach dolomitischen Tonsteinen, in die hellgraue, 1 – 10 mm dicke, meist flaserige und linsige Lagen aus Schluffstein eingeschaltet sind. An Fossilien werden unter anderem *Posidonia* sp., *Caneyella* sp., sowie *Orthoceras* sp. erwähnt.

Das Auftreten von *Eumorphoceras* sp. der zu Beginn des Namurs einsetzt, ist ein Hinweis, dass hier der höchste Teil der Kulm-Tonschiefer schon zu den Hangenden Alaunschiefern des Namurs gehört.

Unter Berücksichtigung der Kernverluste und der ungenauen Abgrenzung zum Oberdevon wird die Gesamtmächtigkeit der Unterkarbon-Schichtenfolge auf 70 – 75 m geschätzt.

3.2.2 Oberkarbon (Silesium)

Die Schichtenfolge vom Namur A bis C sowie der tiefere Teil des Westfals A (Witten-Schichten bis Untere Bochum-Schichten) ist im Blattgebiet nur durch die Bohrung Isselburg 3 (s. Anhang: Brg. 1) erschlossen worden. Es wurde jedoch nur der höhere Teil der Schichtenfolge, der das Westfal A umfasst, veröffentlicht (WOLBURG 1971). Neuere Aufschlüsse am Niederrhein und im Raum Haltern sowie Untersuchungen von DROZDZEWSKI (1992) ergaben, dass für die Witten-Schichten – in der Bohrung Isselburg 3 mit 300 m und in der Bohrung Münsterland 1 mit 330 m – eine viel zu geringe Mächtigkeit

veranschlagt wurde. Im Rahmen einer Neubearbeitung des flözführenden Teils beider Bohrungen durch SCHMITZ (1988), die auf einer Neuinterpretation der Bohrlochmessungen im Vergleich mit modernen gekernten Explorationsbohrungen der weiteren Umgebung beruht, stellte sich heraus, dass die Westfal/Namur-Grenze in beiden Bohrungen wesentlich tiefer liegt (s. Kap. 3.2.2.3 und 3.2.2.4). Da von den gemeißelten Bohrungen nur wenige kurze Kerne gezogen wurden, stützt sich die Beschreibung der Gesteine fast ausschließlich auf Spülproben und die Auswertung der geophysikalischen Bohrlochmessungen (Gamma-Ray-Log, Electric-Log, Sonic-Log). Für eine detaillierte Gesteinsbeschreibung ist es deshalb unerlässlich auf die Bohrung Münsterland 1 (TK 25: 3910 Altenberge) einzugehen, von der mehrere Kernstrecken, besonders Sandsteinpartien, untersucht wurden (SCHERP 1963).

Der höhere Teil des Westfals A (Mittlere Bochum-Schichten) bis tiefere Teil des Westfals B (Untere Horst-Schichten) ist durch zahlreiche Kernbohrungen, die allerdings auf den Südost-Teil des Blattgebiets 4305 Wesel beschränkt sind, gut untersucht.

3.2.2.1 Tieferes Namur A

Die im tieferen Namur A abgelagerten Schichten entsprechen den Unteren Arnsberg-Schichten. Die Unteren Arnsberg-Schichten treten im nördlichen Rheinischen-Schiefergebirge in zwei Faziestypen auf, den so genannten „Hangenden Alaunschiefern“ und den so genannten „Grauwackenschiefern“. Die Unteren Arnsberg-Schichten umfassen den größten Teil der *Eumorphoceras*-Stufe (s. Tab. 2) Wegen ihrer lithologischen Ähnlichkeit mit der Fazies der Hangenden Alaunschiefer werden die Ablagerungen der Unteren Arnsberg-Schichten im Blattgebiet als Hangende Alaunschiefer bezeichnet.

3.2.2.1.1 Hangende Alaunschiefer

Die Hangenden Alaunschiefer gehen ohne scharfe Grenze aus dem Kulm-Alaunschiefer (Kulm-Tonschiefer) hervor. In der Bohrung Isselburg 3, aus der nur Spülproben vorliegen, werden sie als dunkelgraue bis schwarze, stellenweise schluffige Tonsteine mit dünnen Einlagerungen von Fein- und Mittelsandsteinen beschrieben. Die Mächtigkeit beträgt etwa 25 m. Aus der Bohrung Münsterland 1 (TK 25: 3910 Altenberge) liegt eine Kernbearbeitung vor, die etwa die obersten 8,5 m der Hangenden Alaunschiefer umfasst (KELCH 1963). Es handelt sich dort um grauschwarze bis schwärzliche, sandfreie, harte, glimmerfreie, splittrige Tonsteine, die häufig in bräunlichen Farben gebändert sind. Die Färbung entsteht durch feinstverteilten Pyrit, der den welligen Schichtflächen folgt. Daneben treten auch reine Pyritlagen von 1 – 4 mm Stärke auf.

Fossilien wurden nicht beobachtet. Die Hangenden Alaunschiefer sind generell arm an tierischen Fossilien.

3.2.2.2 Höheres Namur A bis Namur B

Die Schichtenfolge, die heute dem höheren Namur A bis Namur B entspricht, wurde früher als „das Flözleere“ bezeichnet (KRUSCH 1904: 799). Das Flözleere umfasst zumeist die Goniatitenstufe H (*Homoceras*-Stufe) und den größten Teil der Goniatiten-Stufe R (*Reticuloceras*-Stufe, s. Tab. 2).

Im Rheinischen Schiefergebirge, bei Menden, wird das Flözleere lithostratigrafisch in drei Abschnitte gegliedert (KRUSCH 1912, KÜHNE 1934). Weiter westlich, auf dem Blattgebiet 4607 Heiligenhaus, konnte WUNSTORF (1931) nur noch eine Zweiteilung des Flözleeren durchführen und zwar in einen unteren Teil, der aus Schluffstein und Tonstein mit Sandstein- und Grauwackenbänken besteht, und einen oberen Teil, in dem Sandsteinbänke stark zurücktreten. Diese Zweiteilung der Schichtenfolge des höheren Namurs A bis Namurs B wurde mit Einschränkungen auch in den Bohrungen Münsterland 1 (RICHWIEN et al. 1963) und Isselburg 3 festgestellt. Sie ist dort jedoch relativ unscharf ausgebildet. Dabei wird der tiefere Teil als „Quarzitreiche“ beziehungsweise „Quarzitische Folge“ und der höhere Teil als „Ziegelschiefer-Zone“ beziehungsweise „Ziegelschiefer-Folge“ bezeichnet. Abweichend von der lithologischen Ausbildung am Südrand des Rhein-Ruhr-Reviere geht die Anzahl der Sandsteine im nördlichen Ruhrgebiet deutlich zurück.

Aus der Bohrung Isselburg 3 liegt nur eine grobe, wenig differenzierte Schichtenbeschreibung vor, die fast ausschließlich auf Basis des Spülguts erstellt wurde. Nur zwei Kerne wurden gezogen. Dort folgt über den Hangenden Alaunschiefern zunächst ein etwa 165 m mächtiger Abschnitt, der vorwiegend aus mittel- bis dunkelgrauen und schwarzen schwach schluffigen bis schluffigen Tonsteinen sowie vereinzelt Fein- und Mittelsandsteinen besteht. Darüber folgt nach dem Gamma-Ray-Log ein etwa 65 m mächtiger, deutlich sandsteinreicherer Schichtenabschnitt. In dem darüber liegenden etwa 180 m mächtigen Abschnitt treten Sandsteine zugunsten von Ton- und Schluffsteinen wiederum deutlich zurück. Es folgt ein etwa 350 m mächtiger Abschnitt aus Ton- und Schluffsteinen, in dem in unregelmäßigem Abstand immer wieder Sandsteinbänke eingeschaltet sind, deren Mächtigkeit meist unter 3 m liegt. In diesem Bohrabschnitt liegt die bereits erwähnte Kernstrecke von 3 555,6 – 3 564,6 m Teufe, die aus grauschwarzen, mittel- bis dunkelgrauen, schluffigen Tonsteinen besteht, in die zwei 0,45 beziehungsweise 0,65 m mächtige graue, grauackennähnliche Fein- und Mittelsandsteine eingeschaltet sind. Das Einfallen der Schichtung wird mit 5 – 20° angegeben. Über den Sandsteinen folgt ein 3,9 m mächtiger grauschwarzer, fein geschichteter Tonstein, der bis zentimeterdicke schluffige und schwach glimmerhaltige Lagen enthält. Die Schichtung fällt mit 5° ein.

In der Bohrung Münsterland 1 wurden im Flözleeren eine Reihe von Kernen gezogen, wobei besonders die Sandstein führenden Abschnitte petrografisch untersucht wurden (SCHERP 1963). Die Ergebnisse dieser Untersuchungen lassen sich durchaus auf die Bohrung Isselburg 3 übertragen. Im Bereich der Quarzitischen Folge, die den Oberen Arnsberg- bis Hagen-Schichten entspricht (s. Tab. 2), treten in der Bohrung Münsterland 1 fein- und mittelkörnige, schwach quarzitische, durchweg glimmerreiche Sandsteine auf. Die Farbe der Sandsteine ist, teilweise aufgrund des vermehrten Anteils an kohligter Substanz, stets mittel- bis dunkelgrau. Karbonat tritt in Form von Ankerit meist nur in geringen Prozentanteilen auf. Siderit tritt vornehmlich erst im Übergangsbereich zum Flözführenden auf. Der makroskopisch quarzitisch erscheinende Charakter der Sandsteine wird durch die serizitisch-kieselige und teilweise karbonatische Kornbindung hervorgerufen. Die Kornsortierung der Sandsteine ist mäßig bis schlecht. Sie werden deshalb durchweg als Parasandsteine (Subgrauwacken), teilweise auch schon als Grauwacken bezeichnet.

Der Übergang in die Ziegelschiefer-Zone (s. Tab. 2) ist in der Bohrung Isselburg 3 fließend und durch eine Abnahme von Sandsteinen gekennzeichnet. Die Grenze wurde nach dem Gamma-Ray-Log bei 3 316 m Teufe gelegt. Die Gesamtmächtigkeit der so

genannten Quarzitischen Folge (Obere Arnsberg- bis Hagen-Schichten) beträgt in der Bohrung Isselburg 3 etwa 794 m.

Die Schichten der Ziegelschiefer-Zone bestehen aus dunkel- bis schwarzgrauen Ton- und Schluffsteinen, in die nur noch einzelne dezimetermächtige Sandsteinlagen eingeschaltet sind.

In der Bohrung Münsterland 1 weisen die entsprechenden Sandsteinlagen eine gute bis zum Teil mäßige Sortierung der Korngrößen auf. Ihr Anteil an Tonmineralen nimmt zu, je dünner die eingeschalteten Sandsteinlagen sind.

Die Hangendgrenze der Ziegelschiefer-Zone gegen die Sprockhövel-Schichten des Namurs C wurde von WOLBURG (1966) in den Bohrungen Isselburg 3, Münsterland 1 und Vermold 1 an die Basis des ersten mächtigeren Sandsteinpaketes gelegt: Dieser Sandstein wurde als Grenzsandstein bezeichnet. Der Name geht auf KRUSCH (1904, 1912) zurück, der im südöstlichen Ruhrgebiet den tiefsten Sandstein in einer Reihe von Sandsteinen in diesem Bereich als Grenzsandstein bezeichnete. Spätere Untersuchungen unter anderem durch DROZDZEWSKI (in BRAUCKMANN et al. 1993), zeigten jedoch, dass es sich beim „tiefsten Sandstein“ nicht um eine durchgehende Sandsteinbank handelt, sondern um mehrere Sandsteinbänke mit regional unterschiedlichem Auftreten. Sie werden am Südrand des Ruhrkarbons von Osten nach Westen immer geringmächtiger oder keilen ganz aus. So ist zum Beispiel der Grenzsandstein im Raum Velbert-Heiligenhaus nicht mehr vorhanden.

Bei dem so genannten „Grenzsandstein“ in den Bohrungen Isselburg 3, Münsterland 1 und Vermold 1 handelt es sich wahrscheinlich um einen stratigrafisch jüngeren Sandstein. Hierfür spricht auch, dass in den Bohrungen Münsterland 1 und Isselburg 3 bereits etwa 80 beziehungsweise 100 m im Hangenden dieses Sandsteins die Sandstein-Folge der Flöze Wasserbank und Neulöz einsetzt, die zum Beispiel im Raum Witten mindestens 200 m höher liegt. Da im Gamma-Ray-Log der Bohrung Isselburg 3 bereits etwa 5,4 m im Liegenden jenes so genannten „Grenzsandsteins“ mehrere Meter mächtige Sandsteine zu erkennen sind, die sich deutlich von den unter 1 m dicken Sandsteinen der Ziegelschiefer-Zone abheben, wurde die Grenze zu den Sprockhövel-Schichten an die Basis der tieferen Sandsteine gelegt.

Unter Berücksichtigung dieser Grenze beträgt die Mächtigkeit der Ziegelschiefer-Zone in der Bohrung Isselburg 3 etwa 326 m. Von PATTEISKY (1959: 54) wird für den nördlichen Voreinschnitt des Schee-Tunnels (TK 25: 4609 Hattingen) für die Vorhalle-Schichten, die der Ziegelschiefer-Zone entsprechen, eine Mächtigkeit von 350 m angenommen.

3.2.2.3 Namur C

3.2.2.3.1 Sprockhövel-Schichten (cnS)

Die Sprockhövel-Schichten (früher Magerkohlen-Schichten) gehören dem Namur C an. Die Liegendgrenze wird an die Basis des so genannten Grenzsandsteins gelegt (Kap. 3.2.2.2). Die Hangendgrenze liegt an der Basis des marinen Sarnsbank-Horizontes. Die Sprockhövel-Schichten werden in Untere und Obere Sprockhövel-Schichten gegliedert. Die Grenze zwischen beiden liegt an der Basis des marinen Hinnebecke-Horizontes (s. Tab. 3).

Tabelle 3
Gliederung des Namurs C im Ruhrgebiet
 (nach BACHMANN & MICHELAU & RABITZ 1971)

	wichtige Fossilien und Biozonen				Flöze	Schichten- schnitt (schematisch)	Faunen- leithorizonte	petrographische Leitschichten
	Fauna marin	nicht- marin	Flora Megafauna	Mikroflora				
Namur C Sprockhövel-Schichten	Obere <i>Donetzoceras sigma</i> <i>Donetzoceras cancellatum</i> <i>Agastoceras carinatum</i> <i>G. crenulatum</i>		<i>Sigillaria elegans</i>		Sarnsbank 2 ₁ Sarnsbänksngen 600 m		Sarnsbank-Horizont	
					Schieferbank 2 ₁ Schieferbänksngen		Schieferbank-Horizont	
					500		Hauptflöz-Horizont	
					Hauptflöz Nebenflöz Alte Haase		Alte-Haase-Horizont	
					Wasserbank 3 ₂ 1 400		Wasserbank-Horizont	
					Neuflöz		Hinnebecke-Horizont	
					Hinnebecke Besserdich 300		Besserdich-Horizont	
					Gottesseggen		Gottesseggen-Horizont	
					Bickefeld		Bickefeld-Horizont	
					200		Cremer-Horizont	
Untere	<i>Reticuloceras superbilingue</i>		<i>Neuraethopteris schlehani</i> <i>Maropteris acuta</i>		Sengsbank Sengsbänksngen 100			konglomeratischer Sengsbänksngen- Sandstein
							Bernhardt-Horizont	

- Steinkohlenflöz

Tonsteine, Schluffsteine, sandfrei bis sandig/sandstreifig, und weniger bedeutende Sandsteine

bedeutende Sandsteine und konglomeratische Sandsteine

Goniatiten

articulate Brachiopoden

Linguliden

taxodonte Muscheln

marine Mikrofauna

Conchostracen

Planolites ophthalmoideus JESSEN

Kaolin-Kohlentonstein

Die Gesteine der Sprockhövel-Schichten sind die am stärksten marin beeinflussten Ablagerungen des gesamten Steinkohlengebirges (BACHMANN & MICHELAU & RABITZ 1971). Der Kohleanteil liegt im Durchschnitt bei nur 1 % der gesamten Schichtenfolge. Entsprechend dem allgemeinen Trend einer sich von Süden nach Norden verschlechternden Kohlenführung (DROZDZEWSKI 1992: 43) sind sowohl in der Bohrung Isselburg 3 als auch in der Bohrung Münsterland 1 keine Kohlenflöze, sondern nur noch vereinzelte Kohlenstreifen ausgebildet. Auch in der 25,5 km südwestlich der Bohrung Isselburg 3 gelegenen

Bohrung Hartefeld 1 (TK 25: 4404 Issum), in der die Sprockhövel-Schichten bis ins Liegende des Neuflöz-Sandsteins gekernt wurden, treten im Liegenden von Flöz Sarnsbänksgen bis zur Endteufe der Bohrung, im Liegenden des Neuflöz-Sandsteins, keine Kohlenflöze mehr auf. Im Bereich von Flöz Sarnsbank 1/2 wurden lediglich Kohlenstreifen angetroffen.

Schichtenfolge: Die Gesteine der Sprockhövel-Schichten bestehen aus einer Wechsellagerung von Ton-, Schluff- und Sandsteinen. Sie unterscheiden sich von den Gesteinen des Flözleeren in erster Linie durch die größeren Sandsteinmächtigkeiten. Die Kornsortierung der Sandsteine ist deutlich besser als bei den Sandsteinen des Flözleeren. In der Bohrung Isselburg 3 tritt etwa 100 m im Hangenden des bereits erwähnten so genannten Grenzsandsteins ein weiterer etwa 22 m mächtiger Sandstein auf, in dessen unteren Teil eine etwa 4 m mächtige Schluffsteinlage eingeschaltet ist. Bei dem Sandstein dürfte es sich um die Sandsteinfolge im Liegenden der Flöze Wasserbank und Neuflöz handeln, die in der Bohrung Hartefeld 1 einen ähnlichen Abstand zu Flöz Sarnsbank aufweist. Die weitere Schichtenfolge besteht aus etwa 170 m sandigen und tonigen Schluffsteinen mit einzelnen bis 2,5 m mächtigen Sandsteinbänken. Die Lage des Flözniveaus von Hauptflöz 3 und Schieferbank wird in der Bohrung Isselburg 3 bei etwa 2 771 – 2 775 m beziehungsweise bei 2 681,5 und 2 688 m Teufe vermutet. Es folgt eine etwa 22 m mächtige Folge aus fein- und mittelkörnigen, zum Teil tonstreifigen Sandsteinen, die in eine etwa 30 m mächtige Wechselfolge aus sandigen Schluffsteinen und bis 5,5 m mächtigen Sandsteinen übergeht. Darin eingeschaltet finden sich insgesamt drei tonige Schluffsteinlagen, die mit den Niveaus der Flöze Sarnsbänksgen, Sarnsbank 1 und Sarnsbank 2 parallelisiert werden können.

Mächtigkeit: Die Mächtigkeit der Sprockhövel-Schichten in der Bohrung Isselburg 3 beträgt nach den Auswertungen von SCHMITZ (1988) etwa 420 m. Im südöstlichen Ruhrkarbon liegt die Mächtigkeit der Sprockhövel-Schichten höher, so wird für das Blattgebiet 4510 Witten eine mittlere Mächtigkeit von 625 m angegeben (JANSEN 1980: Tab. 5).

3.2.2.4 Westfal A

3.2.2.4.1 Witten-Schichten (cwW)

Die Witten-Schichten (früher Esskohlen-Schichten) gehören dem Unteren Westfal A an. Die Liegendgrenze wird an die Basis des marinen Sarnsbank-Horizontes, die Hangendgrenze an die Basis des marinen Plaßhofsbank-Horizontes gelegt (s. Tab. 4). Die Witten-Schichten werden in Untere und Obere Witten-Schichten gegliedert. Die Grenze zwischen beiden Abschnitten liegt an der Basis des marinen Horizontes über Flöz Finefrau-Nebenbank (s. Tab. 4).

In den Witten-Schichten nimmt der marine Einfluss im Vergleich zu den Sprockhövel-Schichten ab. Charakteristisch für die Unteren Witten-Schichten sind mächtige, teilweise konglomeratische Sandsteine, die teilweise als stratigrafische Leithorizonte von Bedeutung sind, wie beispielsweise der konglomeratische Finefrau-Sandstein. In den Oberen Witten-Schichten treten im Niederrheingebiet mächtigere Sandsteine zurück.

Schichtenfolge: Die Schichtenfolge beginnt mit dem marinen Horizont über Flöz Sarnsbank 2, der im Gamma-Ray-Log deutlich als toniger Bereich zu erkennen ist. Über

Tabelle 4
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 Megaflora	Flora Mikroflora		
O b e r e s W e s t f a l A	<i>Gastrioceras amaliae</i>	<i>modiolaris-Zone</i>	<i>Maropteris muricata</i> <i>Lonchopteris rugosa</i>	<i>Radizionate aligerens</i> <i>Schulzospira rara</i>	Katharina-H.	Karl-1-Tonstein Karl-2-Tonstein Blücher-2-Tonstein (östl. Ruhrrevier) Wilhelm-1-Tonstein „Präsidenten“ Sandstein
U n t e r e s W e s t f a l A	<i>Gastrioceras listeri</i> <i>G. circumdosum</i>	<i>communis-Zone</i>	<i>Neuralethopteris schlehani</i> <i>Mariopteris acuta</i> <i>Sphenopteris hoeninghausi</i>		Albert-4-H.	konglo- meratischer Schöttelchen- Sandstein
U n t e r e s W e s t f a l A	<i>Gastrioceras subrenatum</i>	<i>lenisulcata-Zone</i>	<i>Sigillaria elegans</i>		Wasserfall-H.	Girondelle-5-Tonstein

Legende s. Tab. 3

die Fossilführung des marinen Horizontes liegen aus dem Blattgebiet keine Untersuchungen vor. Von der im Oberkarbon gekernten Bohrung Hartefeld 1 (TK 25: 4404 Issum), die etwa 25,5 km südwestlich der Bohrung Isselburg 3 liegt, werden aus dem Sarnsbank-Horizont Goniatiten, marine Muscheln (Pectiniden), Conodonten und Foraminiferen angegeben.

Über dem marinen Horizont folgt in der Bohrung Isselburg 3 (s. Anhang: Brg. 1) zunächst eine 110 m mächtige sandige bis tonige Schluffsteinfolge, die im Hangenden in eine 38 m mächtige Sandsteinfolge übergeht, in die die beiden dünnen Flöze Mausegatt 1 und 2 eingeschaltet sind. Der Rest der Unteren Witten-Schichten bis zum Finefrau-Sandstein besteht vorwiegend aus Schluffsteinen, in die der 15 m mächtige Geitling-1-Sandstein sowie mehrere dünne Flöze eingeschaltet sind (Tab. 4). Der marine Kreftenscheer-Horizont und der Geitling-2-Horizont konnten in den Bohrlochdiagrammen nicht identifiziert werden.

Der 58 m mächtige Finefrau-Sandstein beginnt direkt über Flöz Mentor 2 und reicht bis Flöz Finefrau 1. Das Flöz Finefrau 1 ist mit 100 cm Kohle relativ mächtig. Im Abstand von 14 und 24 m folgen die dünnen Flöze Finefrau 2 und Finefrau-Nebenbank. Der marine Horizont über Flöz Finefrau-Nebenbank ist in den Bohrlochdiagrammen der Bohrung Isselburg 3 nicht deutlich zu erkennen. Über die Fossilführung des Horizontes liegen keine Angaben vor. In der Bohrung Niederwald 1 (TK 25: 4404 Issum) wurden nachgewiesen: Goniatiten, marine Muscheln, *Lingula mytilloides* SOWERBY, Orbiculidea sowie Ostrakoden der *Jonesina*-Gruppe.

In der Bohrung Isselburg 3 besteht die weitere Schichtenfolge bis zum Sandstein im Liegenden von Flöz Girondelle 6 vorwiegend aus sandigen bis tonigen Schluffsteinen sowie wenigen bis 10 m mächtigen Feinsandsteinen und den Flözen Girondelle 1 – 5. Im Hangenden von Girondelle 1 ist in den Bohrlochdiagrammen ein marines Niveau zu erkennen (SCHMITZ 1988); desweiteren werden von WOLBURG (1971) drei Foraminiferen-Lagen angegeben, die nach SCHMITZ (1988) in das Hangende von Flöz Girondelle 3 gestellt werden müssen. Über dem Flöz Girondelle 6 folgen bis zum Flöz Plaßhofsbank zunächst etwa 65 m vorwiegend Schluffsteine und darüber eine etwa 34 m mächtige Folge aus Sandsteinen mit wenigen Einschaltungen aus Schluffsteinen. Das Flöz Plaßhofsbank ist in die Flöze 1 und 2 aufgespalten.

Kohlenflöze: Die Kohlenflöze der Witten-Schichten enthalten in der Bohrung Isselburg 3 Steinkohle mit 14 – 24 % Flüchtigen Bestandteilen (M. TEICHMÜLLER 1971: Tab. 1), das heißt überwiegend Ess- bis Fettkohlen. Der Kohleanteil der Witten-Schichten nimmt im Ruhrgebiet kontinuierlich von 2,5 % im Südosten und Osten auf 1 % im Nordwesten und Westen ab (DROZDZEWSKI 1992, Abb. 5). Die Flöze Finefrau 1, Girondelle 5 und Plaßhofsbank haben Mächtigkeiten bis 1,35 m, die aber am Niederrhein wie zum Beispiel in den Bohrungen Hartefeld 1 und Niederwald 1 (TK 25: 4404 Issum) auch deutlich geringer sein können.

Mächtigkeit: Die Mächtigkeit der Witten-Schichten in der Bohrung Isselburg 3 wurde ursprünglich mit etwa 370 m angenommen (WOLBURG 1971). Nach der Neuinterpretation der Bohrung durch SCHMITZ (1988) beträgt die Mächtigkeit 684 m. Dabei entfallen 396 m auf die Unteren- und 288 m auf die Oberen Witten-Schichten. Nach DROZDZEWSKI (1992: Abb. 5) dürfte die Mächtigkeit der Witten-Schichten im Raum Wesel – Hamminkeln

zwischen 655 und 685 m liegen. Für den nordwestlichen Teil des Blattgebiets wurde eine Mächtigkeit von 700 m zu Grunde gelegt (s. Schnitt A – B, geol. Kt.)

3.2.2.4.2 Bochum-Schichten (cwB)

Die Bochum-Schichten (früher Fettkohlen-Schichten) gehören dem Oberen Westfal A an. Die Liegendgrenze wird an die Basis des marinen Plaßhofsbank-Horizontes, die Hangendgrenze an die Basis des marinen Katharina-Horizontes gelegt (Tab. 4). Die Bochum-Schichten werden gegliedert in:

- Obere Bochum-Schichten
- Basis: Hangendgrenze von Flöz Hugo
- Mittlere Bochum-Schichten
- Basis: Hangendgrenze von Flöz Präsident
- Untere Bochum-Schichten
- Basis: Hangendgrenze von Flöz Plaßhofsbank

Die Bochum-Schichten sind vorwiegend unter nichtmarinen Ablagerungsbedingungen entstanden. Dennoch sind aus den Unteren Bochum-Schichten vier Horizonte mit mariner Makrofauna bekannt, wobei neben dem *Lingula*-Faziestyp (sensu RABITZ 1966 a) vor allem der *ophthalmoides*-Faziestyp vorherrscht, der bereits brakisches Bildungsmilieu anzeigt. Die Lebensspuren von *Planolites ophthalmoides* JESSEN, die oft mit einer speziellen Mikrofauna (vor allem Foraminiferen und Ostrakoden) vergesellschaftet sind, treten auch noch in mehreren Horizonten in den Mittleren Bochum-Schichten auf. Von Bedeutung ist das Auftreten von Conchostracen über Flöz Blücher 2. Der Conchostracen-Horizont entspricht vermutlich dem „Niveau de Voort“ in Belgien und dem „Low *Esteria* Band“ in England (BACHMANN 1967: 1213). In den Mittleren- und vor allem in den Oberen Bochum-Schichten finden sich häufig Horizonte mit nichtmarinen Brackwasser-Muscheln.

An petrografischen Leitschichten treten in den Mittleren Bochum-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). Mächtige Sandsteine, zum Teil mit Gerölllagen sind in den Unteren Bochum-Schichten verbreitet. Der untere Teil der Bochum-Schichten bis Flöz Sonnenschein ist arm an Flözen, der höhere Abschnitt ist flözreich.

Schichtenfolge: Die Bochum-Schichten sind in der Bohrung Isselburg 3 nur bis in die Albert-Flözgruppe (s. Tab. 4) aufgeschlossen. Die stratigrafische Einstufung der Flöze nach Bohrlochdiagrammen ist allerdings schwierig und wird von SCHMITZ (1988) nur als vorläufig angesehen. Aus diesem Grund wird hier bei der Beschreibung der Schichten auf die etwa 16 – 18 km weiter südwestlich gelegenen Bohrungen Niederwald 1 und 2 (4404 Issum) Bezug genommen.

Die Schichtenfolge beginnt über Flöz Plaßhofsbank mit einem marinen Horizont, der in der Bohrung Niederwald 2 durch Conodontenbruchstücke belegt ist. Marine Makrofauna, die in diesem Horizont häufig durch Linguliden vertreten ist, wurde nicht gefunden. Die Schöttelchen-Flözgruppe ist nicht ausgebildet. Die Niveaus von Schöttelchen 2 und 1 $\frac{1}{2}$ ließen sich durch zwei Horizonte mit *Planolites ophthalmoides* JESSEN lokalisieren. Zwischen den beiden Niveaus liegt ein 20 beziehungsweise 22 m mächtiger Sandstein, der

so genannte konglomeratische Schöttelchen-Sandstein. Ein weiterer 26 – 31 m mächtiger Sandstein tritt im Liegenden der Wasserfall 2/Sonnenschein-Flözgruppe auf. Im Hangenden von Flöz Wasserfall 1 befindet sich der marine Wasserfall-Horizont. Er ist in der Bohrung Niederwald 2 durch Conodonten-Bruchstücke belegt. Im Liegenden von Flöz Dickebank ist in der Bohrung Niederwald 1 ein etwa 25 m mächtiger Sandstein angetroffen worden.

Die Schichtenfolge ab Flöz Präsident ist in mehreren Explorationsbohrungen im Südostteil des Blattgebiets Wesel erschlossen worden (s. Kap. 3.2.2). Der Präsidenter Sandstein, der im Ruhrgebiet einen gewissen regionalen Leitwert besitzt, ist nur in der Bohrung Lohfeld 1 (R 43 500, H 18 900) in einer Mächtigkeit von 10 m ausgebildet. Die Schichtenfolge bis Flöz Hugo enthält zahlreiche, meist geringmächtige und weniger gut ausgebildete Flöze. *Planolites ophthalmoides* JESSEN tritt im Hangenden der Flöze Jakob 2 und 1, Johann 2 und 1, Wilhelm, Röttgersbank 2 und 1, Ernestine, Ida 2 und 1 und Albert 4 auf. Einen deutlich marinen Charakter hat lediglich der Albert-4-Horizont. Dieser enthielt in der Bohrung Oberemmelsum 1 (TK 25: 4305 Wesel) Conodontenbruchstücke (s. JANSEN 2001: Kap. 9.1: Brg. 3). Der Conchostracen-Horizont über Flöz Blücher 2 wurde in mehreren Bohrungen, zum Beispiel in den Bohrungen Oberemmelsum 1 und Gestkamp 1 (JANSEN 2001: 35) angetroffen. Von den erwähnten Kaolin-Kohlentonsteinen wurde nur der Karl-Tonstein in der Bohrung Lohfeld 1 (TK 25: 4305 Wesel) angetroffen. Die Oberen Bochum-Schichten enthalten eine ähnlich dichte Flözfolge wie die Mittleren Bochum-Schichten. Marine oder schwach marin beeinflusste Horizonte, Kaolin-Kohlentonsteine sowie leitende Sandsteinhorizonte (bis auf den Anna-Sandstein) sind in den Oberen Bochum-Schichten nicht vorhanden.

Kohlenflöze: Die Kohlenflöze der Bochum-Schichten enthalten in der Bohrung Isselburg 25 – 34 % Flüchtige Bestandteile (M. TEICHMÜLLER 1971: Tab. 1), das heißt, es handelt sich um Fett- bis Gaskohlen. Der Kohleanteil der Bochum-Schichten nimmt im Ruhrgebiet kontinuierlich von 6 % im Südosten und Osten auf 2 % im Nordwesten und Westen ab (DROZDZEWSKI 1992: Abb. 5).

Die Flöze Präsident/Helene, Karl 2/Blücher 1, Albert 2/3, Hugo, zum Teil Mathilde, Matthias 1/2 und Anna liegen im Blattgebiet mit Mächtigkeiten zwischen 0,95 – 1,85 m vor.

Mächtigkeit: Die Mächtigkeit der Unteren Bochum-Schichten beträgt in der Bohrung Isselburg 3 etwa 313 m. Für die Mittleren Bochum-Schichten wurden in den Explorationsbohrungen aus dem Südostteil des Blattgebiets Wesel Werte von 264 – 277 m und für die Oberen Bochum-Schichten Werte von 95 – 103 m ermittelt. DROZDZEWSKI (1992: Abb. 4) nimmt für die Mächtigkeit der Bochum-Schichten zwischen Wesel und der Bohrung Isselburg 3 einen Betrag von 680 – 700 m an. Die maximale Mächtigkeit der Bochum-Schichten beträgt im Blattgebiet etwa 740 m.

3.2.2.5 Westfal B

3.2.2.5.1 Essen-Schichten (cwE)

Die Essen-Schichten (früher Gaskohlen-Schichten) gehören dem Unteren Westfal B an. Die Liegendgrenze wird an die Basis des marinen Katharina-Horizontes, die Hangendgrenze an die Basis des marinen Domina-Horizontes gelegt (s. Tab. 5). Die Essen-Schichten werden gegliedert in:

Obere Essen-Schichten

Basis: Hangendgrenze von Flöz Zollverein 1

Mittlere Essen-Schichten

Basis: Hangendgrenze von Flöz Grimberg 1

Untere Essen-Schichten

Basis: Hangendgrenze von Flöz Katharina

Die Essen-Schichten sind fast ausschließlich unter limnischen Ablagerungsbedingungen entstanden. Typisch ist das individuenreiche Vorkommen nichtmariner Muschelfaunen, insbesondere im unteren und mittleren Teil. Einige Horizonte, vor allem in den Oberen Essen-Schichten, besitzen einen reichen Floreninhalt. In den Essen-Schichten sind die Gesteine insgesamt feinkörniger ausgebildet als in den Bochum-Schichten; der Anteil der Sandsteine tritt noch stärker zurück. Die Essen-Schichten sind wie die Bochum-Schichten im unteren Teil flözarm, im mittleren und oberen Abschnitt flözreich (GRUBE 1978). Petrografische Leitschichten bilden die Kaolin-Kohlentonsteine in den Flözen Laura 3, Zollverein 8, 6, 3 und 2 sowie im Flöz H.

Schichtenfolge: Die Essen-Schichten sind im Blattgebiet nicht durch Bohrungen erschlossen. Aus diesem Grund muss bei der Schichtenbeschreibung auf die Bohrungen aus dem Südostteil des Blattes 4305 Wesel eingegangen werden (JANSEN 2001).

Die Unteren Essen-Schichten beginnen mit dem marinen Horizont über Flöz Katharina, der im westlichen Ruhrgebiet durch eine fossilarme Fazies gekennzeichnet ist (FIEBIG 1955, BACHMANN & ENGELS 1962, RABITZ 1966 b). Aus dem Blattgebiet Wesel liegen von den neueren Explorationsbohrungen keine Angaben über marine Fauna in diesem Bereich vor. Marine Fauna mit Goniatiten und Linguliden ist aus der Vorbohrung für den etwa 14 km südöstlich des Blattgebiets gelegenen Schacht Lohberg 3 (4306 Hünxe) bekannt. Der über dem Katharina-Horizont folgende, durchschnittlich 135 m mächtige kohlenarme Abschnitt bis zur Hangendgrenze der Grimberg-Flözgruppe (Tab. 5) enthält nur geringmächtige, nicht immer vollständig ausgebildete Flöze. Nichtmarine Muscheln treten vor allem im Hangenden der Flöze Viktoria und Laura gehäuft auf. Der Kaolin-Kohlenstein in den Flözen Laura 2/3 wurde nur in der Bohrung Oberemmelsum 1 (s. JANSEN 2001) festgestellt.

In den Mittleren Essen-Schichten nimmt die Anzahl der Flöze deutlich zu. Von stratigraphischer Bedeutung sind die Kaolin-Kohlentonsteine in den Flözen Zollverein 8, 8 1/2, 3 und 2, die in allen Explorationsbohrungen im Blattgebiet angetroffen wurden. Der Kaolin-Kohlentonstein im Flöz Zollverein 6 wurde im Blattgebiet bisher nicht gefunden.

In den Oberen Essen-Schichten nimmt die Anzahl der Flöze weiter zu. Der Kaolin-Kohlentonstein im Flöz H wurde in der Bohrung Ork 2 (TK 25: 4305 Wesel) und in der Bohrung Stertgens 1 (TK 25: 4405 Rheinberg) nachgewiesen. An Fauna treten nichtmarine Muscheln auf. Die Flora nimmt in den Oberen Essen-Schichten stark zu.

Kohlenflöze: Die Steinkohlenflöze der Essen-Schichten enthalten im südlichen Raum von Wesel (JANSEN 2001) 32 – 39 % Flüchtige Bestandteile; sie sind somit als Gas- bis Gasflammkohlen zu bezeichnen. Der Kohleanteil der Essen-Schichten nimmt im Ruhrgebiet kontinuierlich von 5,5 % im Nordosten (Raum Recklinghausen) auf 4 % im Nordwesten (Raum Wesel) ab. Die Flöze Zollverein 7/8, Zollverein 5/6, G2/F1, H1 und K2 haben südlich des Blattgebiets durchweg Mächtigkeiten zwischen 1,04 – 1,84 m.

Tabelle 5
Gliederung des Westfal B im Ruhrgebiet
(nach BACHMANN & MICHELAU & RABITZ 1971)

	wichtige Fossilien und Biozonen				Flöze	Schichten- schnitt (schematisch)	Faunen- leithorizonte	petro- graphische Leitschichten		
	Fauna		Flora							
	marin	nicht- marin	Megaflora	Mikro- flora						
Oberes Westfal B Horst-Schichten	Obere	<i>Lingula mytiloides</i>	Untere <i>similis-pulchra</i> -Zone	<i>Neuropteris tenuifolia</i> <i>Mariopteris muricata</i> <i>Mariopteris sauveuri</i>	<i>Dictyoilletes bireticulatus</i> , <i>D. densoreticulatus</i> , <i>Converrucosporites triquetrus</i>	Ägir Z 800 m		Ägir-Horizont	Z-Tonstein	
						Y-Gruppe {				W1-Tonstein
						X-Gruppe {				
						W-Gruppe {				
						V-Gruppe { 700				
						U				
						T				
						S-Gruppe {				
						R-Gruppe {				
						Q				
Unteres Westfal B Essen-Schichten	Obere	<i>Gastrioceras catharinae</i> <i>Anthracoeras vanderbeeki</i>	<i>modiolaris</i> -Zone	<i>Mariopteris muricata</i> <i>Lonchopteris rugosa</i> <i>Neuropteris heterophylla</i> <i>Neuropteris tenuifolia</i>	<i>Dictyoilletes bireticulatus</i>	K 400		Domina-Horizont	H1-Tonstein	
						J				Zollverein-2-Tonsteine Zollverein-3-Tonsteine
						H 1 2				
						G 1 2				
						F 1 2				
						D 1 2				
						C 1 2				
						B 1 2				
						A 1 2				
						Zollverein 1 2 3 4				
5										
6										
7										
8										
8 1/2										
8 3/4										
Grimberg 1										
2 (Niveau)										
Laura 1 2 3										
Viktoria 1 2 3 4										
Katharina										
		</								

Legende s. Tab. 3

Mächtigkeiten: Für die Unteren Essen-Schichten wurden in den Explorationsbohrungen aus dem Südostteil des Blattgebiets Wesel Werte von 133 – 139 m, für die Mittleren Essen-Schichten Werte von 109 – 126 m und für die Oberen Essen-Schichten Werte von 158 – 165 m ermittelt. DROZDZEWSKI (1992: Abb. 4) nimmt für die Essen-Schichten im Raum Wesel – Hamminkeln eine Mächtigkeit von 420 m an. Im Blattgebiet wird die Mächtigkeit der Essen-Schichten auf etwa 400 m geschätzt.

3.2.2.5.2 Horst-Schichten (cwH)

Die Horst-Schichten (früher Gasflammkohlen-Schichten) gehören dem Oberen Westfal B an. Die Liegendgrenze wird an die Basis des marinen Domina-Horizontes über Flöz L gelegt (Tab. 5). Die Horst-Schichten werden in Untere und Obere Horst-Schichten gegliedert. Die Grenze zwischen beiden liegt im Hangenden von Flöz T (Tab. 5.) Die Horst-Schichten sind mit Ausnahme des marinen Domina-Horizontes ausschließlich nichtmarin entstanden. Sie enthalten einige mächtige Sandsteine sowohl im tieferen als auch besonders im höheren Teil. Als Leithorizonte sind die Sandsteine wegen ihrer stark schwankenden Mächtigkeit und ihrer meist nur geringen lateralen Verbreitung jedoch wenig geeignet. Die Flöze sind sehr ungleichmäßig ausgebildet; Scharung und Aufspaltung sind in den einzelnen Flözgruppen häufig. Die meisten bauwürdigen Flöze liegen in den Unteren Horst-Schichten. An petrografischen Leitschichten treten im Westen des Ruhrgebiets die Kaolin-Kohlentonsteine in den Flözen O1, P2, U, W1 und Z1 auf (BURGER & FIEBIG & STADLER 1984). Sie werden allerdings – abgesehen von dem Z1-Tonstein – wegen ihrer geringen Mächtigkeit von durchweg nur 0,5 cm bei der Schichtenaufnahme leicht übersehen und sind deshalb für die Flözparallelisierung weniger geeignet als die mächtigen Kaolin-Kohlentonsteine in den Bochum- und Essen-Schichten.

Die Horst-Schichten sind im Blattgebiet nicht durch Bohrungen erschlossen. Gesichert ist das Vorkommen der Unteren Horst-Schichten am südöstlichen Blattrand (s. JANSEN 2001: Taf. 2). Über die Ausbildung und Mächtigkeit der Horst-Schichten im Blattgebiet ist nichts bekannt. Von dem im Blattgebiet 4305 Wesel ca. 170 m mächtigen Abschnitt der Horst-Schichten ist nur der unterste Abschnitt bis 27 m im Hangenden von Flöz O1 durch Bohrungen erschlossen. Er enthält die Flöze O2/N/M und O1 mit 37 – 40 % Flüchtigen Bestandteilen. Sie sind somit als Gasflammkohlen zu bezeichnen.

Mächtigkeiten: Die Horst-Schichten haben ganz im Südosten des Blattgebiets eine Mächtigkeit von etwa 170 m. Im Nordwestteil des Blattgebiets werden Mächtigkeiten bis 250 m erreicht.

3.3 Perm

Das Perm wird untergliedert in Rotliegend und Zechstein. Während des Rotliegend gehörte die gesamte Niederrheinische Bucht noch dem festländischen Bereich an. Arides Klima und eine intensive chemische Verwitterung führten zur Einebnung des Variszischen Gebirges. Die Sedimente des Rotliegend wurden in der Niederrheinischen Bucht fast vollständig wieder abgetragen und sind aus dem Blattgebiet nicht bekannt. Sedimente aus dem Rotliegend wurden in der ca. 17 km weiter nördlich gelegenen Bohrung Isselburg 2

(TK 25: 4105 Bocholt) erbohrt (SCHLIMM & THIERMANN 1988: 18). Es handelt sich um etwa 90 m mächtige graue, rötliche und rostrote, fein- bis mittelkörnige Sandsteine, die diskordant zwischen dem Werra-Anhydrit des Zechsteins 1 und den Schichten des Westfals B liegen. In der Bohrung Uedem 1 (TK 25: 4303 Uedem) wurde im Liegenden des kalkhaltigen Zechstein-Konglomerats ein 7,65 m mächtiges rotbraunes, kalkfreies Konglomerat angetroffen, das wahrscheinlich bereits im Rotliegend gebildet wurde (KLOSTERMANN 1992: 24). Die gelegentlich oft mehrere Meter hinabreichende Rotfärbung der Karbon-Schichten wird auf die aride Verwitterung während des Rotliegend zurückgeführt. Im Stefan oder im Rotliegend drang im Niederrheinbereich auf Verwerfungen ein Olivin-Basalt auf. Die stratigraphische Einstufung des Basalts war möglich, da er auch als Gesteinsbruchstück in einer sedimentären Brekzie gefunden wurde, die jünger als Westfal und älter als Zechstein ist. NIEMÖLLER & STADLER & TEICHMÜLLER (1973) nehmen aufgrund von Vergleichen mit anderen Intrusionen das älteste Rotliegend als Zeitpunkt des Aufdringens an.

Zu Beginn des Zechsteins drang das Meer von Nordosten, 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. Unter aridem Klima kam es zur Ausscheidung vorwiegend chemischer Sedimente wie Kalk, Dolomit und Anhydrit sowie Steinsalz und Kalisalz. Dieser Ausscheidungszyklus wiederholte sich zum Teil mehrfach.

3.3.1 Zechstein

Schichten des Zechsteins sind im gesamten Blattgebiet vorhanden; sie sind jedoch überall von teilweise über 1 000 m mächtigen, jüngeren Deckschichten überlagert.

Das Blattgebiet liegt im Süden des Niederrheinischen Zechstein-Beckens, einem Nebenbecken, das durch eine Untiefe – die Schwelle von Winterswijk – vom norddeutschen Hauptbecken abgetrennt war. Durch diese Abschnürung und die dadurch verstärkte Salzwasserkonzentration setzte die Salzausscheidung im Niederrheinischen Becken früher ein als im Hauptbecken und erreichte bereits im Zechstein 1 (Werra-Folge, vgl. Tab. 6) mit Stein- und Kalisalzmächtigkeiten bis etwa 350 m ihr Hauptmaximum. Im Zechstein 1 kam es auch zu syndimentären tektonischen Vertikalbewegungen im Bereich des Niederrheinischen Beckens. Diese führten zu einer ausgeprägten Gliederung des Beckens in Nordwest-Südost gerichtete Tröge und Schwellen (WOLF 1985).

Im Zechstein 2 (Staßfurt-Folge) verlagerte sich das Beckentiefste des Niederrheinischen Senkungsraums in den Bereich nördlich von Wesel. Während im Süden des Beckens Tone und vor allem Anhydrit abgelagert wurden, kam es im Norden zu erneuter Salzausscheidung (R. TEICHMÜLLER 1957: Abb. 8). Mit weniger als 50 m Mächtigkeit war die Salzbildung deutlich geringer als im Zechstein 1. Im Zechstein 3 (Leine-Folge) wurden im gesamten Blattgebiet nur noch Ton, Dolomit und Anhydrit sedimentiert; im Zechstein 4 bis 7 (Aller- bis Fulda-Folge) schließlich nur noch Tone.

Nach Ablagerung der Aller-Folge erfolgte die salinare Entwicklung im gesamten Norddeutschen Becken nur noch in Restsenken. In den randnahen Beckenbereichen kam es zur Ablagerung klastischer Sedimente, zu Schichtlücken und Abtragungserscheinungen.

Tabelle 6
Gliederung und Mächtigkeit des Zechsteins

			unteres Niederrheingebiet	Blattgebiet Hamminkeln		Bemerkungen
				Gliederung	Brg. Isselburg 3 Mächtigkeit (m)	
Zechstein	Zechstein 4 – 7* (Aller- bis Fulda-Folge)	z4-7	Ton- und Feinsandstein	Ton- und Feinsandstein	23	
			Zechstein-Letten	Zechstein-Letten		
	Zechstein 3 (Leine-Folge)	z3AN	Hauptanhydrit	Hauptanhydrit-Region	17,5	
		z3D	Plattendolomit	Plattendolomit	5,5	
		z3T	Grauer Salztön	Grauer Salztön	2	
	Zechstein 2 (Staßfurt-Folge)	z2ANb	Deckanhydrit	Deckanhydrit	9	
		z2NA	Staßfurt-Steinsalz	Staßfurt-Steinsalz	12,5	
		z2ANa	Basalanhydrit	Basalanhydrit	11	
		z2T	Braunroter Salztön	Braunroter Salztön	5,5	
	Zechstein 1 (Werra-Folge)	z1ANb	Oberer Werra-Anhydrit	Oberer Werra-Anhydrit	0	vermutlich nicht abgelagert
		z1NA	Werra-Steinsalz	Werra-Steinsalz	130	
		z1ANa	Unterer Werra-Anhydrit	Unterer Werra-Anhydrit	29	stark wechselnde Mächtigkeiten (Anhydrit)
		z1K	Zechstein-Mergel	Zechstein-Mergel	6	
		z1T	Kupferschiefer	Kupferschiefer	1	
		z1C	Zechstein-Konglomerat**	Zechstein-Konglomerat**	3	

* Nach Beschluss der Subkommission Perm-Trias vom 4.5.2001 wird der Profilschnitt zwischen Friesland-Folge (Zechstein 6) und Niederrhein-Folge (Unterer Buntsandstein) – vormals Bröckelschiefer-Folge – Fulda-Folge (Zechstein 7) genannt (s. KÄDING 2000).

** wird von einigen Autoren (s. Stratigraphische Kommission Deutschlands 1995: 19) in das Rotliegend gestellt

Eine reiche Fauna und Flora ist vor allem aus dem Zechstein 1, und zwar besonders aus dem Kupferschiefer und dem Zechstein-Mergel, bekannt geworden. Hier kann auf die Arbeiten von KUKUK (1938), MÄDLER (1957), MALZAHN (1957, 1962), MALZAHN & RABITZ (1962), SCHWEITZER (1962) und GREBE & SCHWEITZER (1964) verwiesen werden.

Die im Blattgebiet sedimentierte Schichtenfolge von maximal etwa 360 m gehört dem Bereich der Beckenfazies des Niederrheinischen Zechstein-Beckens an. Die in Tabelle 6

wiedergegebene lithostratigrafische Gliederung des Zechsteins beinhaltet eine Folge von Fazieskörpern, die sich zum Teil lateral miteinander verzahnen können.

Die Schichten des Zechsteins sind im Blattgebiet nur durch die Bohrung Isselburg 3 (R 36 461; H 30 523) sowie durch die Mutungsbohrung Bruckhausen 12 (R 41 460, H 30 710) durchteuft worden. Da nur von der Bohrung Isselburg 3 eine zufrieden stellende Schichtenbeschreibung vorliegt, werden auch neuere Explorationsbohrungen aus dem Südostteil des Blattgebiets 4305 Wesel mit herangezogen. Von diesen Bohrungen liegen die besten Beschreibungen für den Abschnitt Zechstein-Konglomerat bis Zechstein-Mergel und zum Teil auch bis zum Unteren Werra-Anhydrit vor, da dieser Bereich in den Bohrungen fast regelmäßig vollständig gekernt wurde, während die darüber liegenden Schichten gemeißelt wurden.

3.3.1.1 Zechstein 1 (Werra-Folge)

Der Zechstein 1 wird am Niederrhein gegliedert in das Zechstein-Konglomerat, den Kupferschiefer, den Zechstein-Mergel, den Unteren Werra-Anhydrit, das Werra-Steinsalz und den Oberen Werra-Anhydrit (s. Tab. 6). Der Obere Werra-Anhydrit ist am Niederrhein nur sehr lückenhaft ausgebildet. In den Bohrungen im Blattgebiet konnte er bisher nicht nachgewiesen werden.

3.3.1.1.1 Zechstein-Konglomerat (z1C)

Das Zechstein-Konglomerat, das neuerdings in das Rotliegend gestellt wird, liegt diskordant über den Schichten des Oberkarbons. Die Gerölle sind meist gut gerundet und haben einen Durchmesser von bis zu 7 cm. Sie bestehen aus milchig weißen, mittelgrauen und intensiv fleischrot gefärbten Quarzen, mittel- bis dunkelgrauen, methamorphen Tonschiefern, graubraunen Feinsandsteinen, grauem, quarzitischem Mittelsandstein, dunkelrotbraunem, entfestigtem, stark tonigem Grobsandstein, gelbbraunem festen Kalkstein und schwarzem Kieselschiefer. Auffallend ist die meist gut polierte Oberfläche der Gerölle. Die Matrix des Konglomerats besteht aus einem Fein- bis Grobsandstein, der schluffig, kalkig oder dolomitisch ist und durchweg Pyrit führt.

Das Zechstein-Konglomerat ist im Blattgebiet nur in der Bohrung Isselburg 3 erbohrt worden. Seine Mächtigkeit beträgt dort 3 m. Im Bereich des Blattes 4305 Wesel liegt die Mächtigkeit des Konglomerats nur zwischen 2 cm und maximal 1,5 m (JANSEN 2001).

3.3.1.1.2 Kupferschiefer (z1T)

Beim Kupferschiefer handelt es sich in der Bohrung Isselburg 3 um einen dunkel- bis schwarzgrauen, schwach kalkigen, schwach dolomitischen, glimmerhaltigen, schluffigen Tonstein. Es treten 1 mm – 3 cm mächtige Einlagerungen aus fein verteiltem Pyrit und anderen Metallsulfiden auf. Im Gegensatz zur reichen Kupfervererzung dieser Schichten im Mansfelder Revier (Sachsen-Anhalt) werden am Niederrhein allenfalls Erzspsuren beobachtet. Der Kupferschiefer ist im Bereich von stagnierendem anaerobem Bodenwasser, das heißt unter reduzierenden Verhältnissen entstanden. In Schachtaufschlüssen und gekernten Bohrungen am Niederrhein werden auf den Schichtflächen der Tonsteine

häufig Fisch- und Pflanzenreste beobachtet. Eine detaillierte Beschreibung der Flora und Fauna aus dem Niederrheingebiet findet sich in der im Kap. 3.3.1 erwähnten Literatur.

In der Bohrung Isselburg 3 beträgt die Mächtigkeit des Kupferschiefers 1 m. Im Bereich des Blattes 4305 Wesel schwankt die Mächtigkeit zwischen 1 und 2 m (JANSEN 2001).

3.3.1.1.3 Zechstein-Mergel (z1K)

Über der Stillwasserfazies des Kupferschiefers setzen mit scharfer Grenze mittelgraue, dolomitische oder kalkige, schluffige Tonsteine ein, in die stellenweise hellgraue bis mittelgraue dolomitische Kalkmergelsteine, Dolomitsteine, Dolomitmergelsteine und dünne Lagen von Fasergips eingeschaltet sind. Die Tonsteine sind oft von pyritisierten Grabgängen durchsetzt, während die Dolomit- und Mergelsteine häufig Muscheln, Brachiopoden, Korallen und Bryozoen enthalten, die allerdings nur als Bruchstücke vorhanden oder ganz herausgelöst sind. Fossilbestimmungen liegen aus dem Blattgebiet nicht vor. Faunenangaben finden sich bei MALZAHN (1957, 1962). Die im Vergleich zum Kupferschiefer hellere Farbe der Gesteine und das Vorkommen vor allem von Korallen weisen die Sedimente des Zechstein-Mergels als Bildungen eines flachen, gut durchlüfteten Meeresraums aus.

Der Zechstein-Mergel hat in der Bohrung Isselburg 3 eine Mächtigkeit von 6 m. Aus dem Bereich des Blattes 4305 Wesel sind Mächtigkeiten bis 12 m bekannt (JANSEN 2001).

3.3.1.1.4 Unterer Werra-Anhydrit (z1ANa)

Mit der Ablagerung des Unteren Werra-Anhydrits beginnt die salinare Phase des Zechsteins 1. Im Blattgebiet kam es zur Ausscheidung von Sulfaten. In der Bohrung Isselburg 3 wurde grauer, meist feinkristalliner, reiner Anhydrit und Übergänge von Gips nach Anhydrit angetroffen. Stellenweise ist der Anhydrit – besonders an der Basis – von dünnen karbonatischen oder dolomitischen Tonsteinlagen sowie Lagen von Kalkmergelstein und Dolomitstein durchsetzt, die dem Gestein eine flaserige bis kalkig aufgelöste Textur verleihen. Bei besonders stark ausgeprägter Wechsellagerung von vergipstem Anhydrit mit Dolomitmergelsteinen und dolomitischen Tonsteinen spricht man aufgrund der perl-schnurartigen bis knotigen Textur auch von „Perlanhydrit“.

In den Schichtenbeschreibungen der Bohrungen Isselburg 1 und 2 (TK 25: 4105 Bocholt) werden innerhalb des Anhydrits Reste von vulkanischen Tuffen beschrieben (WOLBURG 1957: 34 – 35, Taf. 1). Die Tuffe sind infolge von Verwitterungsprozessen fast vollständig in Tonminerale umgewandelt. In der Bohrung Isselburg 1 handelt es sich um Montmorillonit und in der Bohrung Isselburg 2 um eine Wechsellagerungsstruktur von Illit- und Montmorillonitschichten. Sollten die Tuffe in weiteren Bohrungen oder Aufschlüssen angetroffen werden, könnten sie als Leithorizonte in der Schichtenfolge des Zechsteins 1 dienen.

Es ist anzunehmen, dass die Oberfläche des Anhydrits wie im Bereich des Blattes 4305 Wesel (s. JANSEN 2001) stellenweise nicht eben ausgebildet ist, sondern kuppelartige Aufwölbungen aufweist. Im Blattgebiet Wesel wurden dabei Mächtigkeiten von bis zu 65 m beobachtet.

Der Untere Werra-Anhydrit hat in der Bohrung Isselburg 3 eine Mächtigkeit von 29 m. Insgesamt erreichen die Ablagerungen vom Zechstein-Konglomerat bis zum Unteren Werra-Anhydrit (z1C – z1ANa) im Blattgebiet maximal 50 m Mächtigkeit.

3.3.1.1.5 Werra-Steinsalz (z1NA)

Das Werra-Steinsalz ist wahrscheinlich im gesamten Blattgebiet aufgrund seiner Lage im Zentrum des Niederrheinischen Zechstein-Beckens (R. TEICHMÜLLER 1957: Abb. 5) in Mächtigkeiten von durchweg über 100 m verbreitet.

Die Untergliederung des Werra-Steinsalzes in ein Unteres Steinsalz, eine Kalisalz-Zone und ein Oberes Steinsalz, wie sie für das Grubenfeld Borth (TK 4305 Wesel) nachgewiesen ist (JANSEN 2001), lässt sich wegen der schlechten Aufschlussverhältnisse nicht einfach auf das Blattgebiet Hamminkeln übertragen. Im Gamma-Ray-Log der Bohrung Isselburg 3 lassen sich keine Einschaltungen von Kalisalzen erkennen, die sich durch ihre starke Strahlung deutlich vom Steinsalz abheben.

Die Farbe des Steinsalzes in der Bohrung Isselburg 3 ist weißrosa und rotbraun; zwischen 1 267,5 – 1 279,0 m Teufe sind Tonsteine eingeschaltet.

In der Bohrung Isselburg 3 beträgt die Mächtigkeit des Werra-Steinsalzes 130 m und in der Bohrung Bruckhausen 12 (R 41 460, H 30 710) beträgt sie 230,5 m.

3.3.1.2 Zechstein 2 (Staßfurt-Folge)

Der Zechstein 2 wird gegliedert in den Braunroten Salzton, den Basalanhydrit, das Staßfurt-Steinsalz und den Deckanhydrit (s. Tab. 6). Infolge der Verlagerung des niederrheinischen Senkungsraums in den Raum nördlich von Wesel und somit auch in den Bereich des Blattgebiets Hamminkeln, kam es nur dort zur Ablagerung des Staßfurt-Steinsalzes. Während dieser Zeit dauerte im Süden die Ausscheidung von Sulfaten an.

3.3.1.2.1 Braunroter Salzton (z2T) und Basalanhydrit (z2ANa)

Der Braunrote Salzton und der Basalanhydrit bestehen in der Bohrung Isselburg 3 aus rotbraunem und rötlich braunem, kalkigem, schwach dolomitischem Tonstein, weißgrauem Anhydrit und braunem Dolomitstein. Nach dem Gamma-Ray-Log beträgt die Mächtigkeit des Braunroten Salztons 5,5 m und die des Basalanhydrits 11,0 m. Im Schichtenverzeichnis der Bohrung Bruckhausen 12 (R 41 460, H 30 710) werden 6,5 m beziehungsweise 3,0 m angegeben.

3.3.1.2.2 Staßfurt-Steinsalz (z2NA)

Das Staßfurt-Steinsalz ist in der Bohrung Isselburg 3 weißrosa, gelblich weiß und milchigweiß gefärbt und enthält dünne Einlagerungen von grauen und rotbraunen Tonsteinen. Seine Mächtigkeit beträgt in den Bohrungen Isselburg 3 und Bruckhausen 12 jeweils 12,5 m.

Insgesamt erreichen die Ablagerungen vom Werra-Steinsalz bis zum Staßfurt-Steinsalz (z1NA – z2NA) im Blattgebiet abweichend von den Mächtigkeiten in der Bohrung Isselburg 3 maximal nur 253 m Mächtigkeit.

3.3.1.2.3 Deckanhydrit (z2ANb)

Der Deckanhydrit besteht in der Bohrung Isselburg 3 aus rotbraunen bis dunkelrotbraunen schwach schluffigen Tonsteinen mit Einlagerungen von hell- bis mittelbraunem Anhydrit. Im untersten Meter treten bis haselnussgroße Hohlraumfüllungen aus hellrotbraunem Steinsalz auf. In der Bohrung Isselburg 3 beträgt die Mächtigkeit des Deckanhydrits 9 m.

3.3.1.3 Zechstein 3 (Leine-Folge)

Der Zechstein 3 wird im Niederrheingebiet in den Grauen Salzton, den Plattendolomit und in die Hauptanhydrit-Region gegliedert.

3.3.1.3.1 Grauer Salzton (z3T)

Der Graue Salzton besteht aus grauen bis dunkelgrauen, schwach schluffigen Tonsteinen mit 10 – 20 cm starken Einlagerungen von bläulich grauem, etwas durchscheinendem Anhydrit. In der Bohrung Isselburg 3 beträgt die Mächtigkeit des Grauen Salztons 2 m.

3.3.1.3.2 Plattendolomit (z3D)

Der Plattendolomit ist ein brauner bis dunkelbrauner Dolomitstein, der stellenweise millimeterdünne Tonsteineinlagerungen enthält. In der Bohrung Isselburg 3 beträgt die Mächtigkeit des Plattendolomits 5,5 m.

3.3.1.3.3 Hauptanhydrit-Region (z3AN)

Der Hauptanhydrit besteht aus weißgrauem, mittel- bis dunkelgrauem Anhydrit, untergeordnet graubraunem Dolomitstein und Einschaltungen von rotbraunen und dunkelrotbraunen Tonsteinlagen. In der Bohrung Isselburg 3 ist der Übergang in den liegenden Plattendolomit unscharf. Der Anhydrit greift taschenförmig in den Dolomitstein. In der Bohrung Isselburg 3 beträgt die Mächtigkeit des Hauptanhydrits 17,5 m.

3.3.1.4 Zechstein 4 (Aller-Folge) bis Zechstein 7 (Fulda-Folge) (z4 – z7)

Über dem Hauptanhydrit des Zechsteins 3 folgt am Niederrhein eine Übergangsfolge (Zechstein-Letten und Ton- und Feinsandsteine, ehemals Bröckelschiefer), die die Randfazies der höheren salinaren Zechstein-Zyklen 4, 5, 6 und 7 des Zentralen Norddeutschen Beckens darstellt. Die Grenze Zechstein-Letten/Ton- und Feinsandstein ist stratigrafisch nicht genau festlegbar und dürfte im Zeitabschnitt vom Beginn des Zechsteins 5 bis zum

Ende des Zechsteins 6 liegen. Die Ton- und Feinsandsteine umfassen im randlichen Norddeutschen-Becken und in der Hessischen Senke zum Teil den Zechstein 5 – 7 (BEST 1988, HORN & KULICK & TIETZE 1993, KÄDING 2000).

Die Zechstein-Letten bestehen aus rotbraunen, schluffigen Tonsteinen und Tonmergelsteinen. Im Schichtenverzeichnis der Bohrung Isselburg 3 (s. Anhang: Brg. 1) werden 23 m Ton- und Tonmergelsteine angegeben. Im Gamma-Ray-Log und im Widerstands-Log ist bei 1 002 m Teufe ein deutlicher Absatz zu erkennen. Die natürliche Gammastrahlung nimmt nach oben ab und der elektrische Widerstand nimmt zu. Möglicherweise handelt es sich hierbei um die Grenze zur Ton- und Feinsandstein-Fazies. Sollte dies zutreffen, so würde die Mächtigkeit der Zechstein-Letten in der Bohrung Isselburg 3 nur 8 m betragen und 15 m auf die Ton- und Feinsandsteine entfallen. Diese sind in ihrer typischen Ausbildung zurzeit nur aus der Nordhälfte des Blattes 4304 Xanten bekannt. Von der Bohrung Heinrichshall bei Vissel wird eine Wechsellagerung von Feinsandsteinbänken mit festen Tonsteinlagen beschrieben (BOIGK 1956: 354). In der Bohrung Viktor 4 (TK 25: 4304 Xanten, KLOSTERMANN 1989: 32) folgen über den Zechstein-Letten zunächst hellrotbraune, nach oben hin hellgrau bis grünlich grau gefärbte Feinsandsteine, die schwach kalkig und zum Teil anhydritisch ausgebildet sind. Darüber folgen dunkelbraun bis rotbraun gefärbte Tonsteine, die schluffige und feinsandige Lagen enthalten.

Insgesamt erreichen die Ablagerungen vom Staßfurt-Deckanhydrit bis zu den Ton- und Feinsandsteinen im Hangenden der Zechstein-Letten (z2Anb – z7) im Blattgebiet maximal 70 m Mächtigkeit.

Mesozoikum

3.4 Trias

Die Schichtenfolge der Trias besteht im Blattgebiet aus dem Buntsandstein, dem Muschelkalk und dem Oberen Keuper. Schichten des Buntsandsteins sind im gesamten Blattgebiet verbreitet (BOIGK 1956: Abb. 1). Schichten des Muschelkalks sind bis auf den westlichsten Teil des Kirchhellener Grabens vorhanden (s. Abb. 2, S. 48).

3.4.1 Buntsandstein

Zur Zeit des Buntsandsteins lag das Blattgebiet im Ablagerungsraum der Niederrhein-Ems-Senke (WOLBURG 1969: 54), die vorwiegend zum limnisch-fluviatilen südlichen Ablagerungsraum des Mitteleuropäischen Buntsandstein-Beckens gehörte. Während des Unteren Buntsandsteins erfolgte die Sedimentation noch in dem seit dem Zechstein bestehenden Niederrheinischen Becken, wobei der Raum Wesel – Hamminkeln in dessen Zentralteil lag (BOIGK 1956: 354).

Es kam zur Ablagerung von großen Massen von meist rötlich grauen Sanden und braunroten Schluffen und Tonen, die von den rot verwitternden Hochgebieten der Umgebung, aber auch von erheblich weiter entfernten Regionen, zum Beispiel aus Frankreich stammten (KNAPP 1988). Die vereinzelt im Unteren Buntsandstein auftretenden dünnen Anhydritlagen sowie die Rogensteine (s. unten) sind ein Beleg für relativ aride Klimaverhältnisse sowie zeitweise marine Ingressionen in die Niederrhein-Senke. Rogensteine

sind sandige Kalkoolithe, die als anorganische Ausfällungsprodukte in einem übersalzten, seichten Meeresbecken entstanden sind (Voss 1928). Südwestlich von Wesel sind die Beckensedimente mit einem 200 – 250 m mächtigen Sandsteinfächer verzahnt, dem so genannten Niederrhein-Sandstein (KNAPP 1988: 24). Sein Liefergebiet lag höchstwahrscheinlich im Süden und Südwesten im Bereich der Rheinischen Masse. Der Sandtransport erfolgte durch verflochtene bis verzweigte Flusssysteme (MADER 1982).

Während des Mittleren Buntsandsteins dehnte sich der Sedimentationsraum der Niederrhein-Ems-Senke nach Süden aus. Zur gleichen Zeit wurden am Eifelrand zwischen Düren und Mechernich fluviatile Sande und sehr grobe Gerölle, örtlich auch Dünensand, abgelagert (KNAPP 1988). Von dieser südlichen Senkungszone hat wahrscheinlich eine direkte Verbindung mit der Niederrhein-Ems-Senke bestanden (MADER 1982). Am gesamten Niederrhein wurden Sande mit Einschaltungen von Tonen sedimentiert. Während die Sande vorwiegend durch Flüsse in das Flachwasserbecken geschüttet wurden, haben sich die Tone unter Stillwasserbedingungen abgesetzt. Das Ablagerungsmilieu war vermutlich süß bis brackisch, gelegentlich auch marin.

Zur Zeit des Oberen Buntsandsteins wurden am Niederrhein rote Tonsteine mit Gips- und Anhydriteinschaltungen in ihrem tieferen Teil abgelagert. Das so genannte Röt-Salinär ist demnach als sulfidische Randfazies ausgebildet. Lediglich zwischen Bocholt und Borken kam es in dem dort tiefsten Teil der Niederrhein-Ems-Senke auch zur Ausscheidung von Steinsalz. Das südlichste Röt-Salzvorkommen wurde in den Bohrungen Homer 1 (TK 25: 4206 Brünen) mit einer Mächtigkeit von etwa 10 m erbohrt (BOIGK 1956). Im Unterschied zu den Evaporiten, die durch Eindampfung in einem übersalzten Flachmeer entstanden, sind die Tonsteine des Röts nichtmariner Entstehung. Sie entstanden vielmehr in einer festländischen Salz-Ton-Ebene (Sabkha) (KNAPP in ANDERSON et al. 1987: 53).

Die Schichten des Buntsandsteins sind im Blattgebiet nur durch wenige Bohrungen erschlossen worden. Mit Ausnahme der Bohrung Isselburg 3 handelt es sich um größtenteils zwischen 1850 und 1920 niedergebrachte Mutungsbohrungen, von denen nur sehr grobe, wenig differenzierte Schichtenbeschreibungen vorliegen, die keine Grenzziehung zwischen Unterem und Mittlerem Buntsandstein erlauben. In der Bohrung Isselburg 3 konnte mithilfe der Log-Aufzeichnung der geophysikalischen Bohrlochmessungen sowie der Spülproben eine befriedigende Untergliederung des Buntsandsteins durchgeführt werden. Die für den Niederrhein und das südliche Münsterland aufgestellte Untergliederung des Buntsandsteins in einzelne Folgen muss nicht in jedem Fall mit der nordwestdeutschen Gliederung identisch sein, da eine Korrelation der Bohrungen mithilfe der Bohrlochmessungen, insbesondere der Gamma-Ray-Logs, bis nach Norddeutschland noch nicht durchgeführt wurde.

3.4.1.1 Unterer Buntsandstein (su)

Der Untere Buntsandstein wird in der Bohrung Isselburg 3 in die Untere und Obere Niederrhein-Folge untergliedert (Tab. 7).

Gesteine: Die Untere Niederrhein-Folge besteht aus hellrotbraunen bis rotbraunen, schwach kalkigen Fein- und Mittelsandsteinen mit Einlagerungen von rotbraunen, schluffigen Tonsteinlagen und -bänken. In der Bohrung Isselburg 3 treten im höchsten Teil der

Tabelle 7
Gliederung und Mächtigkeit des Buntsandsteins

	Nordwestdeutschland (Boigk 1959, 1961)	unteres Niederrheingebiet		Blattgebiet Hamminkeln	
				Brg. Isselburg 3	Mächtigkeit (m)
Oberer Buntsandstein	Röt-Ton	Röt-Folge	Röt-Ton	Röt-Ton	127
	Röt-Salinar		Röt-Salinar	Röt-Salinar	37
Mittlerer Buntsandstein	Solling-Folge	Solling-Folge		Solling-Folge	81
	Hardeggen-Folge			Schichtlücke	
	Detfurth-Folge				
Unterer Buntsandstein	Volpriehausen-Folge	Volpriehausen-Folge		Volpriehausen-Folge	92
	Bernburg-Folge	Obere Niederrhein-Folge		Obere Niederrhein-Folge	107
	Calvörde-Folge	Untere Niederrhein-Folge		Untere Niederrhein-Folge	153

Unteren Niederrhein-Folge 117 m über der Basis fast ausschließlich hellrotbraune, schwach schluffige Tonmergelsteine auf. Der Übergang in die Obere Niederrhein-Folge ist durch eine deutliche Zunahme an Sandsteinen gekennzeichnet. Es treten jetzt nur noch kalkige Feinsandsteine mit Einlagerungen von Schluffstein, Tonstein und Tonmergelstein auf. Die gelegentlich in den Sandsteinen auftretenden Kalkoolith-Bänke, die so genannten Rogensteinbänke, wurden in den Spülproben der Bohrung Isselburg 3 nicht beobachtet, wurden aber in einer Bohrung bei Wesel-Flüren (WUNSTORF & FLIEGEL 1910: 49 – 50) und in der Bohrung Viktor 4 (TK 25: 4304 Xanten) angetroffen (KLOSTERMANN 1989: 33).

Mächtigkeit: In der Bohrung Isselburg 3 beträgt die Mächtigkeit der Unteren Niederrhein-Folge 153 m und die der Oberen Niederrhein-Folge 107 m. Die Werte liegen etwa in dem Bereich wie sie aus dem Südostteil des Blattes Wesel bekannt sind (JANSEN 2001). Insgesamt erreichen die Ablagerungen des Unteren Buntsandsteins im Blattgebiet maximal 285 m Mächtigkeit.

3.4.1.2 Mittlerer Buntsandstein (sm)

Der Mittlere Buntsandstein des Blattgebiets umfasst vermutlich nur die Schichten der Volpriehausen- und der Solling-Folge (Tab. 7). In der Bohrung Isselburg 3, in neueren Explorationsbohrungen aus dem Raum Wesel (JANSEN 2001) sowie im gesamten nördlichen Ruhrgebiet zwischen Rheinberg und Marl konnten nur diese beiden Folgen nachgewiesen werden. Die Solling-Folge liegt in diesem Gebiet diskordant über der Volpriehausen-Folge. Die Diskordanz wird als „H-Diskordanz“ („Hardeggen-Diskordanz“) bezeichnet und um-

fasst den Zeitraum, in dem im Nordwestdeutschen Becken die Detfurth- und Hardeggen-Folge abgelagert wurden (RÖHLING 1986, 1991). Schichtenreduzierungen bzw. der Ausfall ganzer Folgen im Mittleren Buntsandstein, vor allem in den Randgebieten zur Rheinischen Masse, werden von HERRMANN (1964) auf epirogenetische Bewegungen und die damit einhergehende Heraushebung von Schwellenregionen zurückgeführt.

Nach RÖHLING (1991: Taf. 12) sollen im Nordwestteil des Blattgebiets Hamminkeln die Detfurth-Folge und noch weiter nordwestlich im Raum zwischen Bocholt und Isselburg, im Zentrum der Niederrhein-Senke, auch der tiefere Teil der Hardeggen-Folge abgelagert worden sein. Die Bohrungen aus diesem Raum lassen wegen fehlender Gamma-Ray- und Sonic-Logs keine sichere Zuordnung zu diesen Folgen des Mittleren Buntsandsteins zu. Auffällig ist allerdings, dass zum Beispiel in der Bohrung Isselburg 2 (TK 25: 4105 Bocholt) der Mittlere Buntsandstein um 107 m mächtiger ist als in der Bohrung Isselburg 3.

Gesteine: In der Bohrung Isselburg 3 beginnt die Volpriehausen-Folge mit einem 17 m mächtigen, hellgraugelben und rötlich gelben, kalkigen, schwach glimmerhaltigen Fein- und Mittelsandstein mit vereinzelt Einlagerungen von rötlich braunem, kalkigem, schwach verfestigtem Schluffstein. Darüber folgt zunächst ein 10 m mächtiger, rötlich gelber, kalkiger, schwach verfestigter Feinsandstein, der zum Hangenden in eine 65 m mächtige Wechselfolge aus hellbraunem Ton- und Tonmergelstein sowie rotbraunem, kalkigem Schluff- und Feinsandstein übergeht. Der basale 17 m mächtige Sandstein entspricht dem Volpriehausen-Sandstein (BOIGK 1956); der hangende Feinsandstein sowie die 65 m mächtige Wechselfolge gehören zur Volpriehausen-Folge (BOIGK 1956). Die in Norddeutschland und in Hessen im Hangenden folgenden *Aviculaschichten* (KUMM 1941, RÖHLING 1991) – es handelt sich um harte, plattige bis bankige Sandsteine mit Steinkernen der Muschel *Avicula purchisonis* (GEINITZ) – sind am Niederrhein nicht ausgebildet. Wahrscheinlich vertritt hier – wie auch in den Niederlanden – der höhere Teil der Volpriehausen-Wechselfolge faziell die *Avicula*-Schichten (RÖHLING 1991).

Die Solling-Folge beginnt in der Bohrung Isselburg 3 mit einem ca. 8 m mächtigen Fein- und Mittelsandstein, der nach oben in eine etwa 68 m mächtige Wechselfolge aus hellrotbraunem und hellgraugrünem, schwach kalkigem Fein- und Mittelsandstein und hellbraunem, schwach kalkigem Tonstein übergeht. Den Abschluss der Solling-Folge bildet in der Bohrung Isselburg 3 ein etwa 10 m mächtiger Tonsteinhorizont, der den „tonigen Grenzschichten“ in der nördlichen Hessischen Senke (HERRMANN & HOFRICHTER 1963) entsprechen dürften.

Mächtigkeit: In der Bohrung Isselburg 3 beträgt die Mächtigkeit der Volpriehausen-Folge 92 m und die der Solling-Folge 81 m. Die Mächtigkeit der Volpriehausen-Folge ist deutlich höher als im Raum südlich Wesel, wo Werte von 48 – 59 m angegeben werden (JANSEN 2001); die Mächtigkeit der Solling-Folge entspricht hingegen der Mindestmächtigkeit im Raum Wesel. Insgesamt erreichen die Ablagerungen des Mittleren Buntsandsteins im Blattgebiet maximal 195 m Mächtigkeit.

3.4.1.3 Oberer Buntsandstein (so)

Der Obere Buntsandstein (Röt-Folge) wird am Niederrhein wie in Norddeutschland gegliedert in das Röt-Salinar und den Röt-Ton (vgl. Tab. 7). Das Röt-Salinar lässt sich untergliedern in das Untere Röt-Salinar, auch Unteres Lager genannt, das Röt-Salinar-Zwischenmittel und das Obere Röt-Salinar, auch Oberes Lager genannt.

Gesteine: Das Untere Röt-Salinar besteht in der Bohrung Isselburg 3 aus 24 m rauchgrauem, zum Teil vergipstem Anhydrit mit dünnen Einschaltungen aus Ton- und Sandstein. Das 8 m mächtige Röt-Salinar-Zwischenmittel enthält vorwiegend hellgrüne, schluffige, anhydritische, schwach dolomitische Sandsteine und untergeordnet hellgrau-grünliche Fein- und Mittelsandsteine. Das Obere Röt-Salinar besteht aus 5 m rauchgrauem, zum Teil vergipstem Anhydrit. In der Bohrung Isselburg 3 folgen über der anhydritischen Randfazies des Röt-Salinars 127 m Röt-Tone, die aus hellbraunen, graugrünlischen, schluffigen, dolomitischen Tonsteinen bestehen, in die im tieferen Teil vereinzelt hellgraugrüne, stellenweise dolomitische Fein- und Mittelsandsteine eingeschaltet sind. Akzessorisch treten kleine Knollen aus vergipstem Anhydrit auf.

Mächtigkeit: Die Gesamtmächtigkeit des Oberen Buntsandsteins beträgt in den wenigen Bohrungen des Blattgebiets 164 – 182 m und entspricht etwa der maximalen Mächtigkeit von 180 m aus dem Bereich des Blattes 4305 Wesel (JANSEN 2001).

3.4.2 Muschelkalk (m)

Schichten des Muschelkalks sind im größten Teil des Blattgebiets vorhanden. Nur im westlichen Teil des Kirchhellener Grabens ist der Muschelkalk vor der Ablagerung der Sedimente des Oberen Keupers und des Lias abgetragen worden (Abb. 2 u. Abb. 3: Schnitt 3 – 3). Es ergeben sich deutliche Parallelen zum Bislicher Graben (TK 25: 4305 Wesel), wo die Schichten des Muschelkalks ebenfalls im westlichen Teil des Grabens erodiert wurden (JANSEN 2001).

Von den beiden Bohrungen, die im Blattgebiet die Schichten des Muschelkalks durchteuft haben (Isselburg 3, Bruckhausen 47, s. Abb. 2), liegen nur wenig differenzierte und teilweise ungenaue Gesteinsbeschreibungen vor. Die Schichtenfolge in diesen Bohrungen reicht vom Unteren bis Mittleren Muschelkalk, in der Bohrung Bruckhausen 47 vermutlich auch bis in den tieferen Teil des Oberen Muschelkalks.

Gesteine: Die Gesteine des Unteren Muschelkalks bestehen überwiegend aus grauen, mergeligen Kalksteinen, Mergelkalk- und Kalkmergelsteinen, die stellenweise dolomitisch sind. Als Einschaltungen treten kalkig-mergelige Tonsteinlagen auf. Die überwiegend flaserig-welligen Schichtflächen der Gesteine führten zu der Bezeichnung Wellenkalk-Fazies. Letztere entstammt einem Ablagerungsmilieu, das nach KLOSTERMANN (1989: 35) „...zwischen flachem Bewegtwasser und schwach übersalztem Wasser anzusiedeln sein dürfte“.

In der Bohrung Bruckhausen 47 beginnt der Untere Muschelkalk mit 35 m Kalksteinen. Für den höheren, 53 m mächtigen Teil, werden „feste rote Tone“ angegeben, wobei es sich sehr wahrscheinlich um Tonsteine handelt. In der Bohrung Isselburg 3 (s. Anhang: Brg. 1) wird der Untere Muschelkalk als brauner und graugrüner, zum Teil dolomitischer, fein-

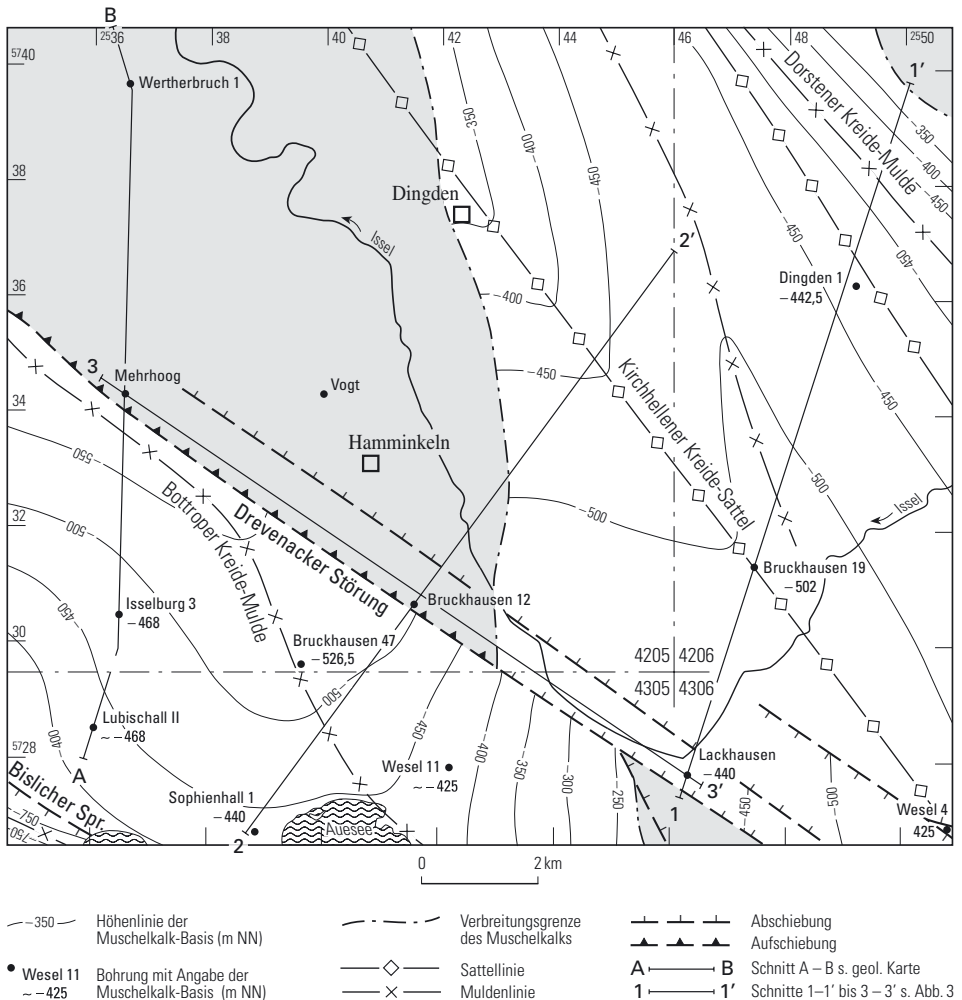


Abb. 2 Verbreitung der Muschelkalk-Schichten und Lage der Muschelkalk-Basis

schluffiger Tonmergelstein sowie als hellgrauer, grauer und rotbrauner dolomitischer Mergelstein beschrieben.

Vergleicht man diese Gesteinsbeschreibungen mit denjenigen von Explorationsbohrungen aus dem Raum südlich von Wesel so fällt auf, dass dort die typischen Gesteine der Wellenkalk-Fazies des Unteren Muschelkalks, nämlich Kalkmergelsteine und tonige Kalksteine beschrieben werden. Die zum Teil abweichenden Gesteinsbeschreibungen der Bohrungen aus dem Blattgebiet dürften zumindest teilweise auf die zu wenig differenzierten Gesteinsansprachen der Spülproben zurückzuführen sein. Die Mächtigkeit des Unteren Muschelkalks beträgt in beiden Bohrungen des Blattgebiets jeweils 88 m und

liegt somit etwa in dem Bereich wie in der Bohrung Oberemmelsum 1 (TK 25: 4305 Wesel), wo rund 93 m erbohrt wurden (JANSEN 2001).

Im Mittleren Muschelkalk wurde das Mitteleuropäische Becken zeitweise von den offenen Weltmeeren abgeschnürt. Die Folge war eine zyklisch auftretende Übersalzung des Meerwassers, die zur Ausscheidung von Sulfaten sowie im zentralen Teil des Beckens auch von Steinsalz führte. Das Blattgebiet Hamminkeln befand sich zu dieser Zeit in Beckenrandlage, sodass kein Steinsalz zur Ablagerung kam. Die Randfazies besteht überwiegend aus dolomitischen Ton- und Tonmergelsteinen mit Lagen aus Gips und Anhydrit. Im höheren Teil des Mittleren Muschelkalks wurde die brackisch-lagunäre Fazies von einer stärker kontinental beeinflussten Fazies abgelöst. Es kam zur Ablagerung der Dolomit-Mergel-Serie (WOLBURG 1969: Abb. 9).

Die Gesteine des Mittleren Muschelkalks bestehen in der Bohrung Isselburg 3 aus rötlich braunen, grüngrauen, braunen und grauen, zum Teil dolomitischen, feinschluffigen Ton- und Tonmergelsteinen mit Lagen aus schmutzig weißem und hellgrauem, stellenweise vergipstem Anhydrit. In der Bohrung Bruckhausen 47 werden 70 m rote, graue und schwarze Tone mit Gips angegeben. Nach der Gesteinsbeschreibung müsste es sich um Mittleren Muschelkalk handeln, der in dieser Bohrung dann allerdings 19 m mächtiger ist als in der Bohrung Isselburg 3. Möglicherweise reicht der höhere Abschnitt noch bis in den Oberen Muschelkalk, was aber wegen fehlender Bohrlochmessungen nicht überprüft werden kann. In der Bohrung Isselburg 3 beträgt die Mächtigkeit des Mittleren Muschelkalks 51 m und entspricht fast der Mächtigkeit von 51,8 m in der Bohrung Oberemmelsum 1, südlich Wesel (JANSEN 2001).

Zur Zeit des Oberen Muschelkalks bestand wieder eine ständige Verbindung des Mitteleuropäischen Beckens mit der Tethys über die Burgundische Pforte. Die Kalk- und Dolomitgesteine des Oberen Muschelkalks sind unter subtropischen und semiariden Klimabedingungen in einem flachen Epikontinentalmeer entstanden.

Oberer Muschelkalk ist in der Bohrung Isselburg 3 nicht nachgewiesen. Er ist vermutlich bei der epirogenetischen Hebungsphase im Mittleren Keuper abgetragen worden. Auf das mögliche Vorkommen von Oberem Muschelkalk in der Bohrung Bruckhausen 47 wurde bereits im Abschnitt Mittlerer Muschelkalk hingewiesen.

In der Bohrung Isselburg 3 beträgt die Mächtigkeit des Muschelkalks 139 m und in der Bohrung Bruckhausen 47 vermutlich 158 m.

3.4.3 Keuper

Schichten des Keupers sind nur ganz im Süden und Südwesten des Blattgebiets nachgewiesen. Es handelt sich fast ausschließlich um Schichten des Oberen Keupers (= Rhätkeuper), deren Verbreitung etwa mit der Verbreitung des Lias übereinstimmt (s. Abb. 3). Für den größten Teil des Blattgebiets lassen sich wegen fehlender Bohrungen keine Aussagen über Ausbildung und Verbreitung des Keupers machen. Schichten des Unteren Keupers (= Lettenkeuper) sowie des tieferen Mittleren Keupers (Unterer Gipskeuper) sind im Blattgebiet nicht angetroffen worden, sind jedoch südöstlich von Hünxe (TK 25: 4306 Hünxe) in der gekernten Bohrung Hünxerheide 6 (Vorbereitung für den Schacht Hünxe) in 60 m Mächtigkeit erbohrt worden. Es handelt sich vorwiegend um

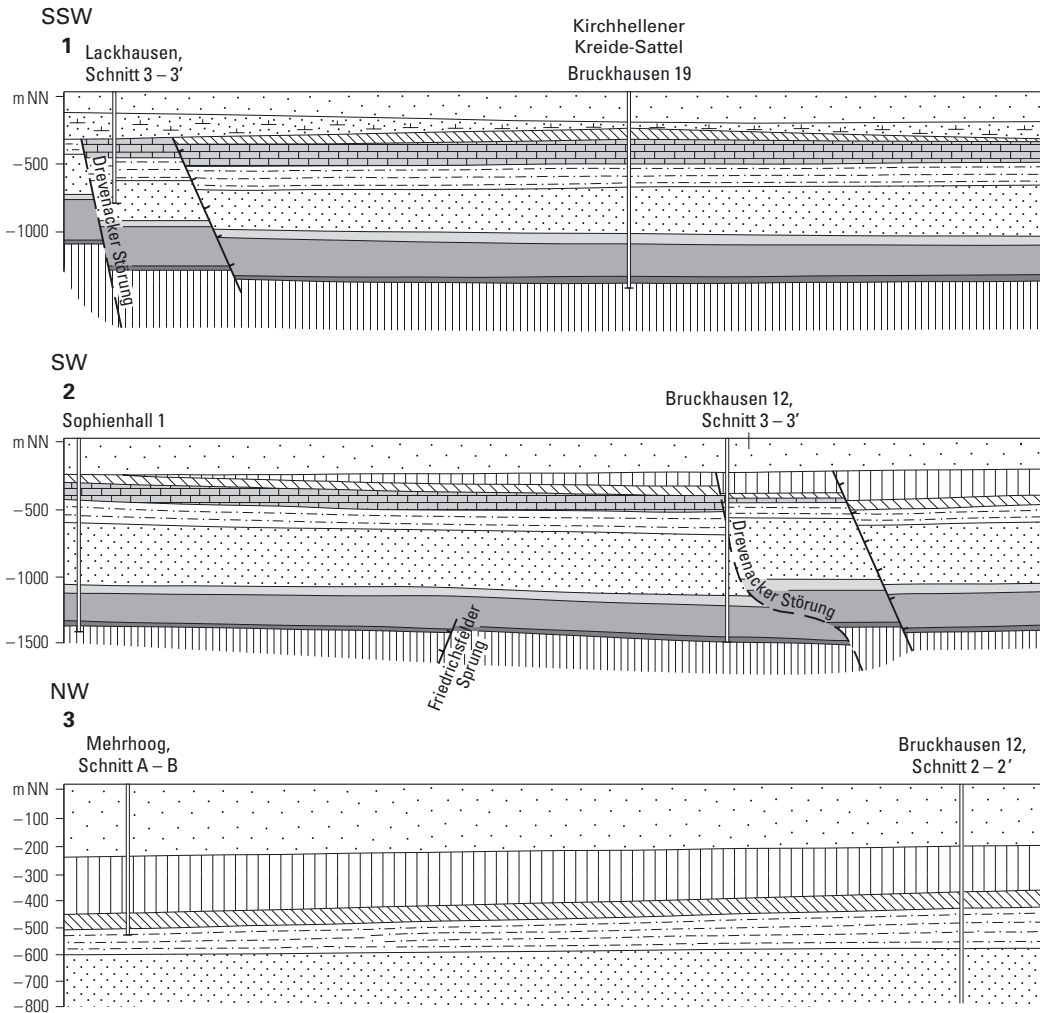
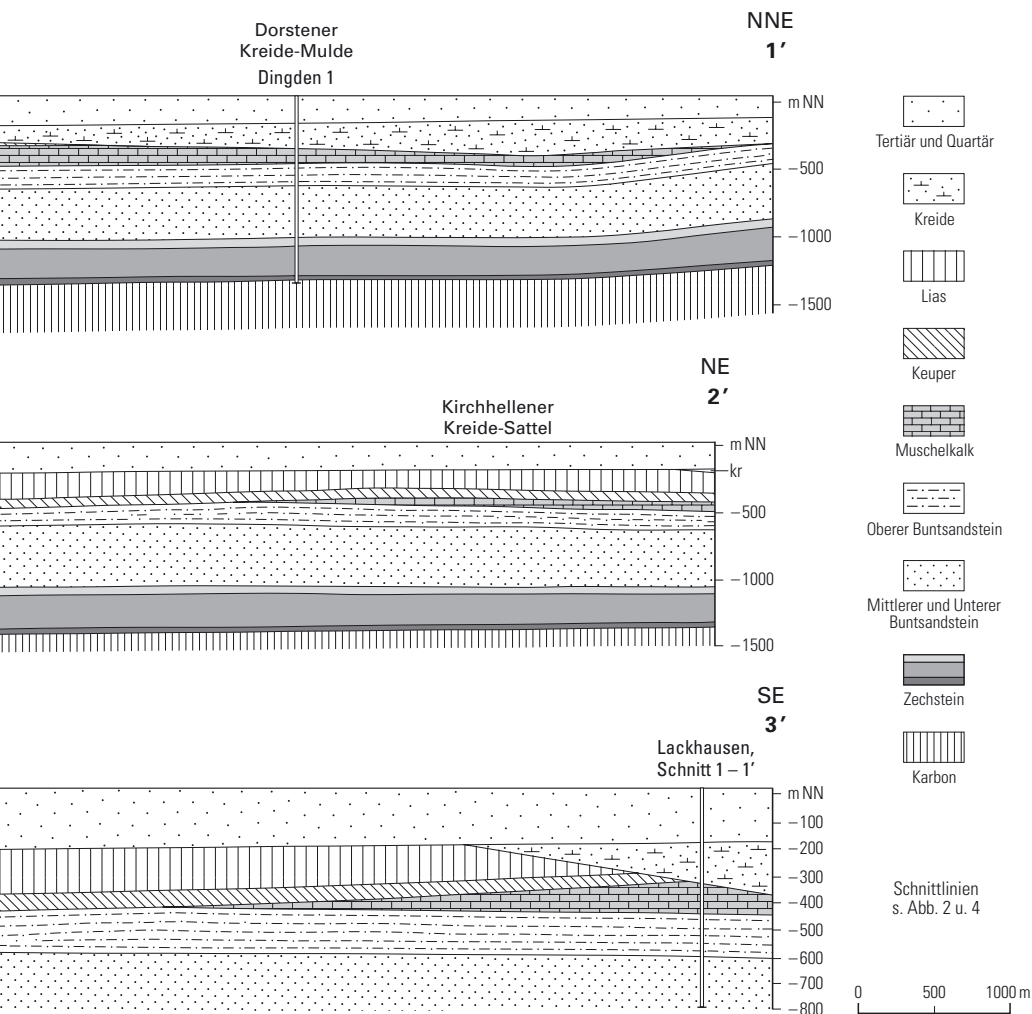


Abb. 3 Schnitte durch das Deckgebirge

dunkelrotbraune und grüngraue dolomitische Tonsteine und Dolomitmergelsteine, in die im höheren Teil Gips eingeschaltet ist. Die Gesteine sind in einer im Meeresspiegelniveau gelegenen Salz-Ton-Ebene (Sabkha) entstanden, in der es häufig zur Einwehung großer Staubmengen kam. Zu Beginn des Oberen Keupers kam es zu einer marinen Transgression, wobei größere Teile des Niederrheingebiets überflutet wurden. Im Blattgebiet wurden bis zu 70 m mächtige graue, grüne und rotbraune, zum Teil sandige Ton- und Tonmergelsteine abgelagert, die vereinzelt auch Sandsteinlagen enthalten. Marine Fossilien sowie gelegentlich auftretender Glaukonit sind ein Beleg für die marine Entstehung. Aus dem Liegenden dieser dem Rhätkeuper angehörenden Schichten werden gelegentlich



kalkige Gesteine im Wechsel mit bunten Tonen beschrieben, die dem Steinmergelkeuper angehören müssen (s. Kap. 3.4.3.1).

Im Blattgebiet liegt der Obere Keuper zumeist diskordant über dem Muschelkalk. Im nordwestlichen Teil des Kirchhellener Grabens (s. Abb. 13, S. 117) liegt er jedoch diskordant über dem Oberen Buntsandstein (Abb. 3: Schnitt 3 – 3). Nur im größten Teil des Bislicher Grabens, im Bereich der TK 4305 Wesel und 4304 Xanten (THIENHAUS 1962: Abb. 2, JANSSEN 2001: Abb. 14) transgredieren die Schichten des Oberen Keupers über tieferem Buntsandstein oder sogar dem Zechstein. Ursache für die nahezu vollständige Erosion des Mittleren und Unteren Keupers sowie die teilweise Erosion des Muschelkalks waren

epirogenetische Hebungen zur Zeit des Mittleren Keupers. Es kam zu Sedimentationsunterbrechungen und zum Abtrag älterer Schichten. Der geschilderte teilweise oder vollständige Ausfall des Buntsandsteins sowie des gesamten Muschelkalks und des nahezu vollständigen Mittleren und des Unteren Keupers lässt sich allerdings nicht allein mit epirogenetischen Bewegungen erklären, wie am Beispiel des Bislicher Grabens zu sehen ist. Voraussetzung für die Erosion dieser Schichten im Grabenbereich war ihre Heraushebung um bis zu 700 m. Die von THIENHAUS (1962) vertretene Ansicht, dass die Heraushebung der Schichten allein durch Salzaufstieg zu erklären ist, ist sehr unwahrscheinlich. Die für eine signifikante Salzbewegung erforderliche Auflast von 3 – 5 km Sediment (EISBACHER 1991: 136) war im Bereich des Bislicher Grabens nicht annähernd gegeben. Berücksichtigt werden muss allerdings, dass Bewegungen an Störungen vermutlich zu einer Mobilisierung des Salzes auch bei deutlich geringerer Sedimentauflast führen können. Gegen eine Heraushebung der Schichten durch Halokinese spricht jedoch, dass im südöstlichen Teil des Grabens bei etwa gleicher Auflast und heute etwa gleicher Salzmächtigkeit keine Erosion des Buntsandsteins und des Muschelkalks stattgefunden hat (s. JANSEN 2001: Abb. 14). Das heißt, die Schichten sind vor der Ablagerung des Oberen Keupers nicht über das damalige Erosionsniveau herausgehoben worden. Auslöser für die Heraushebung von Schichten im nordwestlichen Teil des Bislicher- sowie des Kirchhellener Grabens dürfte daher in erster Linie Einengung in Verbindung mit horizontalen Bewegungen (Transpression) am Schwelgern-Sprung sowie an der Drevenacker Störung während des Mittleren Keupers gewesen sein (s. Kap. 4).

3.4.3.1 Oberer Keuper (ko)

Gesteine und Fossilien: Die Schichtenfolge des Keupers beginnt im Blattgebiet vermutlich bereits mit dem höheren Teil des Steinmergelkeupers. Im Schichtenverzeichnis der Mutungsbohrung Mehrhoog (R 36 500, H 34 340) werden über den Gesteinen des Oberen Buntsandsteins 15 m mächtige grüne, braune und hellgraue Tonsteine beschrieben. Sie werden von 10 m mächtigen schwarzen Tonsteinen überlagert, die wegen des Vorkommens von *Cardium cloacinum* QUENSTEDT (KOERT 1924: 292) zu den *contorta*-Schichten des Rhätkeupers gehören. Darüber folgen 21 m rote Tonsteine des höheren Rhätkeupers. In der Mutungsbohrung Wertherbruch 1 (R 36 570, H 39 640) beginnt die Schichtenfolge des Oberen Keupers mit 37 m grauen Tonmergelsteinen mit Gipslagen, die vermutlich größtenteils zum Steinmergelkeuper gehören dürften. Darüber folgen dunkelgraue Tonsteine, die wegen des Vorkommens von *Avicula contorta* PORTLOCK (MÜLLER 1903) ebenfalls den *contorta*-Schichten zuzurechnen sind. Es folgt ein 0,5 m mächtiger Sandstein und darüber 8 m mächtige graue und rote Tonsteine des Rhätkeupers. Die Mächtigkeit des Oberen Keupers beträgt im Blattgebiet 46 – 71 m.

3.5 Jura

Aus dem Jura sind im Blattgebiet nur Ablagerungen des Lias nachgewiesen. Sie sind bis auf kleine Bereiche ganz im Südwesten und Nordosten des Blattgebiets durchgehend vorhanden (s. Abb. 4). Die Schichten des Lias bestehen vorwiegend aus Ton- und Mergelsteinen, die im Kirchhellener Graben eine Mächtigkeit von bis zu 220 m erreichen (s. Schnitt A – B, geol. Kt.). Das im mittleren Lias im Bislicher Graben (TK 25: 4305 Wesel)

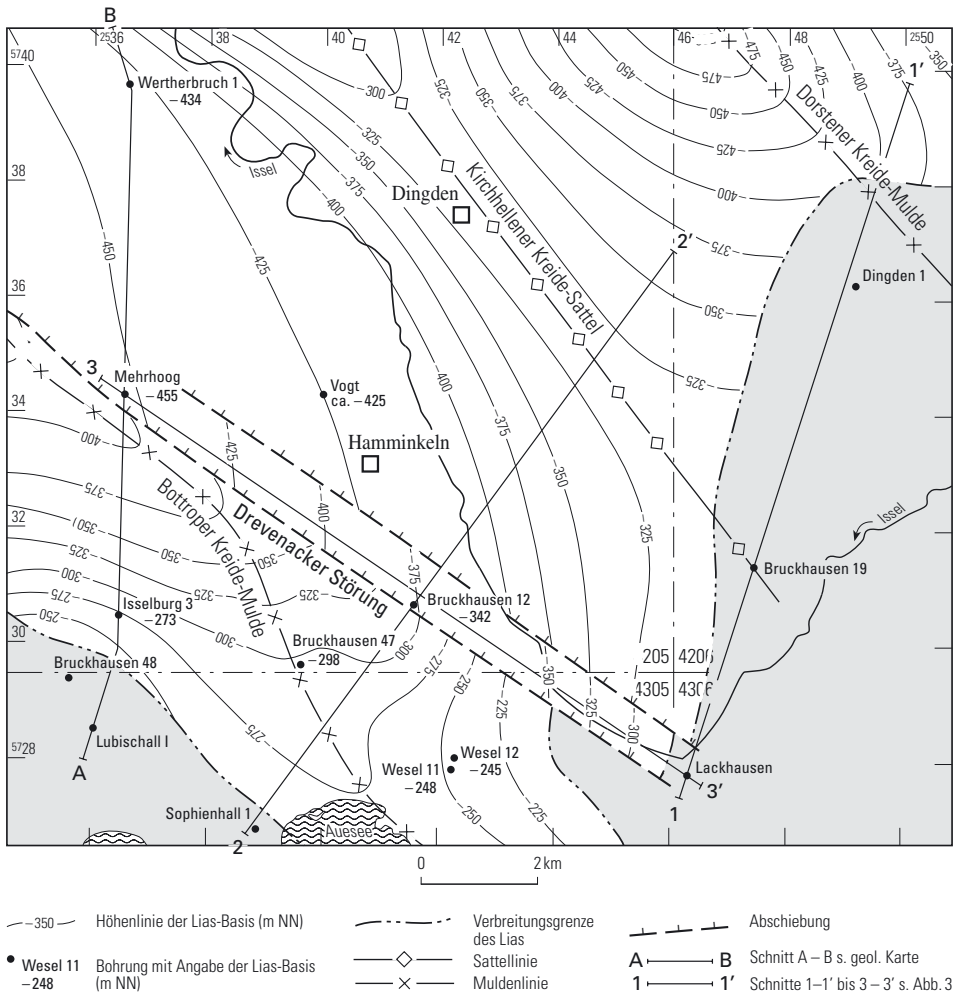


Abb. 4 Verbreitung der Lias-Schichten und Lage der Lias-Basis

eingeschaltete, bis 10 m mächtige oolithische Eisenerz (THIENHAUS 1962) ist im Blattgebiet in den wenigen Bohrungen, die die Schichten des Lias durchteuft haben, nicht angetroffen worden.

Nachdem es am Ende des Oberen Keupers zu einer gewissen Verlandung des Sedimentationsraums gekommen war, drang das Meer im Lias erneut von Nordwesten her in das zu jener Zeit in Schwellen und Senken gegliederte Niederrheingebiet vor. Diese Ingression des Lias-Meeres begann am Niederrhein vermutlich erst im höheren Lias α_1 , denn die sonst an der Basis des Lias auftretenden „Prä-planorbis-Schichten“ sind im Blattgebiet wie auch im Raum Bislich – Wesel nicht nachgewiesen. Wegen der Mächtigkeitszunahme des Lias in nordwestlicher Richtung wird allgemein angenommen, dass

Tabelle 8

Gliederung des Lias

(nach HOFFMANN 1962, THIENHAUS 1962, KLOSTERMANN 1989, verändert)

			QUENSTEDT (1856 – 1858)	Ammonitenzonen	Raum Bislich (Gesteinsausbildung) (HOFFMANN 1962 und THIENHAUS 1962)																	
Oberer Lias	Toarc	Oberes	Lias ζ		Schichtlücke																	
		Unteres	Lias ε																			
Mittlerer Lias	Pliensbach	Domer	Lias δ2	<i>Pleuroceras spinatum</i> (BRUGUIÈRE)	Ton- und Mergelsteine mit Toneisensteingeoden	Tonsteine, kalkfrei; oben feinsandig und glimmerführend																
			Lias δ1	<i>Amaltheus margaritatus</i> (MONTFORT)		Mergelanteil nach oben abnehmend																
		Carix	Lias γ3	<i>Productylioceras davoei</i> (SOWERBY)	graue Mergel- und Tonsteine	Mergelsteine, z. T. Mergelkalksteine																
			Lias γ2	<i>Tragophylloceras ibex</i> (QUENSTEDT)		Mergel- und Tonmergelsteine mit Pyrit und Toneisensteingeoden																
			c	<i>Uptonia bronni</i> (ROEMER)		Mergelsteine mit Schill, Toneisenstein-Imprägnierung																
				b		<i>Platypseudo-ceras brevispina</i> (SOWERBY)	Mergelsteine, Kalk- oder Eisenkarbonatoide Toneisensteingerölle															
			Lias γ1	a		<i>Phricodoceras taylori</i> (SOWERBY)	Mergelsteine und Mergelkalksteinbänke; viel Pyrit															
							Eisenerzlager { Sulfidhorizont Toniges Lager Hauptlager Kalkiges Lager mit basalen Toneisensteingeröllen															
		Unterer Lias	Sinemur	Oberes	Lias β3	<i>Echioceras raricostatum</i> (ZIETEN)	Schichtlücke															
					Lias β2	<i>Oxynoticeras oxynotum</i> (QUENSTEDT)																
Lias β1	b			<i>Asteroceras obtusum</i> (SOWERBY)	Tonsteine, z. T. konglomeratisch, Tonmergelsteine																	
	a			<i>Euasteroceras turneri</i> (SOWERBY)																		
Unteres	Lias α3			<i>Amioceras semicostatum</i> (YOUNG & BIRD)		Wechselfolge von Ton- und Mergelsteinen, grau Einschlaltungen bituminöser Mergelsteine (Ölschiefer)																
			<i>Arietites bucklandi</i> (SOWERBY)																			
	Oberes		Lias α2	<i>Schlotheimia angulata</i> (SCHLOTHEIM)		Einlagerungen von Mergelkalksteinbänken																
<i>Alsatites liasicus</i> (D'ORBIGNY)																						
Hettang	Unteres		Lias α1	<i>Psiloceras planorbis</i> (SOWERBY)		Schichtlücke																
Oberer Keuper					bunte pyrit- und sandreiche Tonmergelsteine																	

während der Lias-Zeit eine Verbindung zwischen der Niederrheinischen Bucht und dem westholländischen Lias-Becken bestand (HOFFMANN 1962: 153).

Gegen Ende des Unteren Lias kam es im Niederrheingebiet zu epirogenetischen Hebungen, die zu einer kurzzeitigen Regression des Meeres führten. Zu Beginn des Mittleren Lias (Carix) drang das Meer erneut vor. Dabei wurden die Schichten des höheren Lias β (Oberes Sinemur) teilweise abgetragen und aufgearbeitet. Es ist sehr wahrscheinlich, dass die Erzbestandteile des oolithischen Eisenerzes (s. Tab. 8) von Bislich aus umgelagerten und zum Teil gelösten pyrit- und toneisensteinreichen Tonsteinen des Lias β stammen. Als Liefergebiet wird ein südwestlich von Bislich gelegenes Hochgebiet, die so genannte Hochscholle von Xanten angesehen (THIENHAUS 1962). Während der Erzbildung muss es am Schwelgern-Sprung, der südwestlichen Randstörung des Bislicher Grabens (TK 25: 4305 Wesel), zu synsedimentären Bewegungen gekommen sein. Hierfür spricht, dass die größten Erzmächtigkeiten im südwestlichen Teil des Lias-Grabens in der Nähe der Randstörungen auftreten (THIENHAUS 1962).

Während des Doggers hatte die Küstenlinie des Meeres etwa den gleichen Verlauf wie zur Zeit des Lias. Ablagerungen aus dem Dogger sind allerdings größtenteils wieder abgetragen worden und bisher nur vom Winterswijk und vom Weseker Sattel, nördlich von Borken, bekannt.

3.5.1 Lias (jl)

Von der Schichtenfolge des Lias, die im Bereich des Kirchhellener Grabens eine Mächtigkeit von bis zu 220 m erreicht, liegen im Blattgebiet nur sehr grobe Gesteinsbeschreibungen vor, die ausschließlich auf Proben von Meißelbohrungen beruhen. Eine lithologische und vor allem biostratigrafische Untergliederung der Schichten, wie sie im Raum Bislich (TK 25: 4304 Xanten u. 4305 Wesel) an etlichen Kernbohrungen von HOFFMANN (1962) und THIENHAUS (1962) durchgeführt wurden (s. Tab. 8), ist deshalb nicht möglich. Im Folgenden soll kurz auf die Untersuchungsergebnisse der oben zitierten Arbeiten eingegangen werden. Vergleicht man die Mächtigkeit des Lias im Blattgebiet mit derjenigen im Raum Bislich (TK 25: 4304 Xanten und TK 25: 4305 Wesel), so dürfte die Schichtenfolge des Lias in den Bohrungen Mehrhoog (R 36 500, H 34 340), Wertherbruch 1 (R 36 570, H 39 649) und Bruckhausen 12 (R 41 460, H 30 710, vgl. Abb. 4) den Zeitraum vom Unteren bis zum tieferen Mittleren Lias umfassen. Schichten des Oberen Lias wurden am Niederrhein bisher nicht nachgewiesen. Es wird jedoch allgemein davon ausgegangen, dass zumindest der Lias ϵ (Unteres Toarc, s. Tab. 8) auch am Niederrhein ursprünglich vorhanden gewesen ist (KLOSTERMANN 1989: 37).

Der Untere Lias wird untergliedert in das Hettang und das Sinemur (s. Tab. 8)

Gesteine: Die Gesteine des Hettang bis tiefsten Sinemurs (Lias $\alpha 1 - \alpha 3$) bestehen im Raum Bislich aus dunkelgrauen Ton- und Mergelsteinen mit feinschichtigen Lagen aus bituminösen Mergelsteinen (Ölschiefer). Im Unteren Hettang treten ferner harte, splittrig brechende, hellgraue Mergelkalksteine mit Lagen aus schillreichen Mergelsteinen auf. Aus dem Oberen Hettang werden Einlagerungen aus detritogenen und häufig stark organischen Kalkmergelsteinen beschrieben. Gesteine des höheren Unteren Sinemurs (Lias $\beta 1a$) und des Oberen Sinemurs bestehen vor allem aus dunkelgrauen Tonsteinen mit teilweise dünnen Bänken aus konglomeratischen Tonsteinen. Tonmergelsteine treten

nur untergeordnet auf. Vom Lias $\beta 2 - 3$ ist im Bislicher Raum nur der tiefere Teil sicher nachgewiesen. Nach HOFFMANN (1962: 123) soll dort die Erzfazies des Lias γ transgressiv auf dem tieferen Teil des Lias $\beta 2$ lagern.

Fossilien: Die Zonenfossilien des Unteren Lias sind in der Tab. 8 angegeben. Eine umfangreiche Beschreibung der weiteren Makrofauna findet sich bei HOFFMANN (1962).

Mächtigkeit: Die Mächtigkeit des Unteren Lias beträgt im Raum Bislich (TK 25: 4305 Wesel) etwa 100 – 115 m.

Die Schichtenfolge des Mittleren Lias (Pliensbach) wird in einen unteren Teil, das Carix (Lias γ) und einen oberen Teil, das Domer (Lias δ), untergliedert. Im Blattgebiet reicht die Schichtenfolge wahrscheinlich nur bis in das Carix.

Gesteine: Im Raum Bislich beginnt das Pliensbach (s. Tab. 8) mit einem 6 – 10 m mächtigen oolithischen Eisenerzlager, das im Blattgebiet bisher nicht nachgewiesen wurde. Der Übergang vom Erzlager zu den erzfreien plattigen, zum Hangenden massiger werdenden grauen Mergelsteinen des Lias γ erfolgt durch eine allmähliche Abnahme der Ooidführungen. Die Gesteine der im Hangenden folgenden Subzonen des Lias $\gamma 1b - c$ sind ähnlich ausgebildet. Die hell- und dunkelgrauen Mergelsteine enthalten gelegentlich mit Pyrit gefüllte Fukoiden (Grabgänge), Kalk- und Eisenkarbonatooide, Toneisenstein-Imprägnierungen, Toneisensteingerölle sowie Schilllagen. Die Schichtenfolge des Lias γ ist die kalkreichste des ganzen Carix und besteht im Raum Bislich vorherrschend aus schillreichen Mergelsteinen mit Echinodermengrus sowie Toneisenstein-, Kalk- und Pyrit-konkretionen. Im unteren und oberen Teil sind auch Mergelkalksteinbänke eingeschaltet.

Fossilien: Die Zonenfossilien des tieferen Pliensbach (Carix) sind in der Tabelle 8 angegeben. Eine umfangreiche Beschreibung der weiteren Makrofauna findet sich bei HOFFMANN (1962).

Mächtigkeit: Die Mächtigkeit des Carix beträgt im Raum Bislich (TK 25: 4305 Wesel) etwa 160 – 170 m und diejenige des Domer etwa 85 m. Das Domer ist im Blattgebiet vermutlich nicht vorhanden.

3.6 Kreide (kr)

Die Schichten der Kreide treten im Blattgebiet nicht zutage. Sie werden von jüngeren Ablagerungen des Tertiärs (Paläogen u. Neogen) und des Quartärs überdeckt und reichen nur ganz im Südosten mit einer Breite von max. 1,3 km und einer Nord-Süd-Erstreckung von 7,5 km in das Blattgebiet hinein. Wegen fehlender Bohrungen lassen sich keine genauen Angaben über Ausbildung, Alter und Mächtigkeit der Schichten machen. Die Ablagerungen der Kreide werden daher in den Schnittdarstellungen der Abbildung 3 sowie in den Mächtigkeitsschnitten nicht weiter in Stufen untergliedert. In der 1,85 km südlich des Blattgebiets gelegenen Mutungsbohrung Lackhausen (s. Abb. 2 u. Abb. 3: Schnitte 1 – 1 u. 3 – 3) wurde die Kreide in einer Mächtigkeit von 162 m durchbohrt. Nach der Gesteinsbeschreibung dürfte die Schichtenfolge in der Mutungsbohrung Lackhausen vermutlich bis in die Bottrop-Schichten des Campans (s. Tab. 9) reichen. In der 3,8 km weiter nord-östlich gelegenen Mutungsbohrung Bruckhausen 19 (s. Abb. 4 u. Abb. 3: Schnitt 1 – 1) beträgt die Mächtigkeit der Kreide nur noch 31 m. Konstruiert man von diesen Auf-

schließen aus Schnitte in das Blattgebiet, so ergibt sich für die Kreide eine Mächtigkeit von maximal 100 m. Die Schichtenfolge der Kreide entspricht im Blattgebiet vermutlich dem Zeitabschnitt Mittelalb (Unterkreide) bis Obersanton (Oberkreide, vgl. Tab. 9). Für die Beschreibung der Schichtenfolge muss auf gut untersuchte Bohrungen aus dem Südteil des Blattes 4305 Wesel und aus dem Nordteil des Blattes 4405 Rheinberg Bezug genommen werden. Auf den Fossilinhalt, die Abgrenzung und die Mächtigkeit der einzelnen Schichten wird dabei nicht eingegangen. Angaben hierzu finden sich bei JANSEN (2001).

3.6.1 Unterkreide

Die im Gebiet von Voerde, Spellen und Rheinberg nachgewiesenen Kuhfeld-Schichten des Valangin bis Barrême – es handelt sich um limnische Sande, Schluffe und Tone mit eingelagerten Braunkohlenflözchen – sind im Gebiet von Wesel und Hamminkeln bisher nicht nachgewiesen worden. Während des Hauterives muss das Meer von der Alstätter Bucht zeitweise bis in den Raum Moers vorgedrungen sein. Foraminiferen aus diesem Zeitraum sind in tief reichenden Spalten im Steinkohlengebirge in Neukirchen-Vluyn (TK 25: 4505 Moers) und Rheinhausen (TK 25: 4506 Duisburg) gefunden worden (SCHAUB 1955).

Von der höheren Unterkreide – ab dem Mittelalb – wurde die Rheinische Masse von Norden her fortschreitend von einem epikontinentalen Flachmeer überflutet. Sein Küstenrand verlief dabei wahrscheinlich im Westen durch den westlichen Teil des Blattes Wesel und im Süden durch den südlichen Teil des Blattes 4405 Rheinberg (JANSEN 1995, HILDEN & THIERMANN 1988: Abb. 9).

Das Kreide-Meer transgredierte auf eine Fastebene (Peneplain). Diese war in sich lediglich durch ein flaches Relief mit Höhendifferenzen von nur wenigen Metern bis etwa 20 m gegliedert (FRIEG & HISS & KAEVER 1990). Die Mächtigkeit der basalen Kreide-Sedimente ist abhängig vom Relief der Kreide-Basis.

Die Schichten des Albs werden in den *minus*-Grünsand und den Flammenmergel gegliedert (Tab. 9).

Gesteine: Der *minus*-Grünsand ist im Raum südlich Wesel nicht immer ausgebildet. Er besteht dort aus unverfestigten, grüngrauen, kalkigen, glaukonitischen, schluffigen, feinsandigen Mittelsanden. An der Basis des *minus*-Grünsands findet sich häufig eine Grobsandlage mit einzelnen Geröllen. Innerhalb des Grünsands treten Phosphoritlagen auf. Der Flammenmergel besteht aus grüngrauen, kalkigen, glaukonitischen, stellenweise mittelsandigen, schluffigen Feinsanden, die im oberen Teil auch schwach verfestigte Schluffsteine enthalten können.

3.6.2 Oberkreide

Zu Beginn der Oberkreide, im Cenoman, drang das Meer am Niederrhein über die ehemalige Strandlinie des Alb-Meeres nach Süden bis in den Raum Duisburg vor. Der Rand des Cenoman-Meeres verlief im Westen etwa entlang der ehemaligen Küste des Alb-Meeres und im Süden etwa entlang der Linie Duisburg – Mülheim/Ruhr über Essen-Kupferdreh – Schwelm – Iserlohn – Meschede – Brilon bis Korbach (BÄRTLING 1921, HISS

Tabelle 9
Gliederung der marinen Kreide

		Alter (MioJahre) (nach GRADSTEIN et al. 1999)	Nordwestdeutschland (u.a. nach ERNST & SCHULZ 1974, ERNST & SCHMID 1979, OWEN 1984, KAPLAN & BEST 1985, KAPLAN & KELLER & WIEDMANN 1985, KAPLAN 1986, KAPLAN & KENNEDY 1994, Stratigraphische Kommission Deutschlands 2000)	
			Zonenfossilien	
			Cephalopoden	Inoceramen
Oberkreide	Campan	83,5 ± 0,5	<i>Belemnitella mucronata</i> (VON SCHLOTHEIM)	<i>Cataceramus balticus</i> BÖHM
			<i>Gonioteuthis quadrata gracilis</i> (STOLLEY)	
			<i>Gonioteuthis quadrata quadrata</i> (BLAINVILLE)	
	<i>Gonioteuthis granulataquadrata</i> (STOLLEY)		<i>Sphenoceramus</i> ex gr. <i>lingua/patootensiformis</i>	
	<i>Gonioteuthis granulata</i> (BLAINVILLE)			
	Santon		<i>Gonioteuthis westfalica</i> (STOLLEY)	<i>Sphenoceramus pinniformis</i> WILLET
		85,8 ± 0,5	<i>Gonioteuthis westfalica</i> (SCHLÜTER)	<i>Cordiceramus cordiformis</i> SOWERBY
			<i>Gonioteuthis verarmtes/freies Intervall</i>	<i>Cladoceramus undulaticatus</i> F. ROEMER
	<i>Gonioteuthis praewestfalica</i> ERNST & SCHULZ		<i>Magadiceramus subquadratus</i> SCHLÜTER	
	Coniac	89,0 ± 0,5	<i>Gauthierceras margae</i> (SCHLÜTER)	<i>Volviceramus involutus</i> SOWERBY
				<i>Volviceramus koeneni</i> G. MÜLLER
			<i>Peroniceras tridorsatum</i> (SCHLÜTER)	<i>Cremnoceramus deformis</i> MEEK
	<i>Forresteria</i> (<i>Harleites</i>) <i>petrocoriensis</i> (COQUAND)		<i>Cremnoceramus brongniarti</i> (SOWERBY)	
	keine Leitform		<i>Cremnoceramus rotundatus</i> (FIEGE)	
	<i>Prionocyclus germari</i> (REUSS)		<i>Mytiloides scupini</i> (HEINZ)	
	Turon	93,5 ± 0,2	<i>Subprionocyclus neptuni</i> (GEINITZ)	<i>Mytiloides striatoconcentricus</i> GÜMBEL
				<i>Inoceramus costellatus</i> WOODS
				<i>Inoceramus lamarcki</i> PARKINSON
	<i>Collignoniceras woollgari</i> (MANTELL)		<i>Inoceramus apicalis</i> WOODS	
			<i>Inoceramus cuvieri</i> SOWERBY	
	<i>Mammites nodosoides</i> (SCHLÜTER)		<i>Mytiloides hercynicus</i> PETRASCHKE	
Cenoman	98,9 ± 0,6	<i>Watinoceras devonense</i> WRIGHT & KENNEDY	<i>Mytiloides subhercynicus</i> SEITZ	
			<i>Mytiloides labiatus</i> (VON SCHLOTHEIM)	
			<i>Mytiloides mytiloides</i> MANTELL	
<i>Neocardioceras juddii</i> (GUERNE & BARROIS)		<i>Inoceramus pictus bohemicus</i> LEONHARD		
<i>Metoicoceras geslinianum</i> (D'ORBIGNY)				
<i>Praeactinocamax plenus</i> (D'ORBIGNY)				
Mittel-	<i>Calycceras guerangeri</i> (SPATH)	<i>Inoceramus pictus pictus</i> SOWERBY		
	<i>Acanthoceras jukesbrownei</i> SPATH	<i>Inoceramus atlanticus</i> (HEINZ)		
	<i>Acanthoceras rhotomagense</i> (BRONGNIART)	<i>Inoceramus schoendorffi</i> HEINZ		
<i>Turritites acutus</i> PASSY				
<i>Acanthoceras rhotomagense</i> (BRONGNIART)				
Unter-	<i>Turritites costatus</i> LAMARCK	<i>Inoceramus virgatus</i> SCHLÜTER		
	<i>Mantelliceras dixonii</i> SPATH			
	<i>Mantelliceras saxbii</i> (SHARPE)			
Alb	98,9 ± 0,6	<i>Mantelliceras mantelli</i> (SOWERBY)	<i>Inoceramus cripsii</i> MANTELL	
		<i>Stoliczkaia dispar</i> (D'ORBIGNY)	<i>Birostrina sulcata</i> PARKINSON	
		<i>Mortoniceras</i> (<i>Mortoniceras</i>) <i>inflatum</i> (SOWERBY)		
		<i>Euhoplites lautus</i> (SOWERBY)	<i>Birostrina concentrica</i> PARKINSON	
Mittel-	<i>Euhoplites loricatus</i> SPATH			
	<i>Hoplites</i> (<i>Hoplites</i>) <i>dentatus</i> (SOWERBY)			

Tabelle 9
(Fortsetzung)

Blattgebiet Wesel (JANSEN 2001)		Blatt- gebiet Hammin- keln
	krca	kr
Botrop-Schichten		
Schichtlücke		
Osterfeld-Schichten	krca3-4	
Recklinghausen-Schichten		
Emscher-Grünsand	krca1-2	
Emscher-Mergel	krcc1-3	
Schichtlücke	krt2-3	
labiatus-Schichten	krt	
Kalksteinhorizont		
Essen-Grünsand i. e. S.	krcc	krlo
Flammenmergel	krlo	
minus-Grünsand	krfm	

1981: Taf. 5 u. FRIEG & HISS & KAEVER 1990: Abb. 9).

Die Schichtenfolge der Oberkreide reicht im Blattgebiet wahrscheinlich vom Cenoman bis in das Santon. Es handelt sich durchweg um sandige, mergelige, glaukonitische und untergeordnet auch kalkige Flachwassersedimente, die küstennah abgelagert wurden.

Das Blattgebiet liegt am Südwestrand des Münsterländer Kreide-Beckens. Im Süden und Westen dieses Kreide-Beckens weisen die Gesteine der Kreide – bedingt durch die randnahe Lage zur ehemaligen Meeresküste – deutliche Faziesunterschiede im Vergleich zum Beckenzentrum auf. Generell lässt sich feststellen, dass die Fazies von Osten nach Westen und von Norden nach Süden in Annäherung an die ehemalige Meeresküste immer sandiger, glaukonitischer und kalkärmer wird, bis schließlich von Bochum an der überwiegende Teil der Schichtenfolge der Oberkreide in sandiger bis sandmergeliger, glaukonitischer Faziesausbildung vorliegt. Höhere Glaukonitgehalte sind stets an die sandigen Gesteine gebunden, während die tonig-mergeligen Gesteine glaukonitarm bis glaukonitfrei sind.

Von den im Blattgebiet 4305 Wesel lithologisch gliederbaren Schichten sind nur die *labiatus*-Schichten etwa mit einer biostratigraphischen Zone identisch. Alle anderen Schichtenglieder entsprechen einer bestimmten Fazies. Sie können sich zum Teil über mehrere Zonen oder sogar mehrere Stufen erstrecken – wie zum Beispiel der Emscher-Mergel (vgl. Tab. 9). Eine sichere zeitliche Einstufung dieser Schichten lässt sich nur mithilfe von Leitfossilien durchführen. An Makrofossilien sind vom Cenoman bis zum Untersanton vor allem Ammoniten und Inoceramen und vom Mittelsanton bis zum Campan vor allem Belemniten und Echinodermen geeignet. An Mikrofossilien werden Foraminiferen und bedingt Ostrakoden verwendet.

Die Schichten des Cenomans liegen im südwestlichen Ruhrgebiet überwiegend in glaukonitischer Fazies (Essen-Grünsand) vor. Die Glaukonitfazies verläuft diachron. Im Normalfall setzt sie erst mit dem Mittelenoman ein und wird im höheren Obercenoman von einer mergelig-kalkigen, nur schwach glaukonitischen Fazies abgelöst.

Der Essen-Grünsand besteht im Blattgebiet Wesel aus dem Essen-Grünsand i. e. S. und einem im Hangenden folgenden glaukonitischen Kalkstein-Horizont (Tab. 9).

Der im südlichen Ruhrgebiet im Liegenden des Essen-Grünsands i. e. S. auftretende Brauneisenstein-Horizont sowie die Basallage (JANSEN 1991, 1995) sind im Blattgebiet 4305 Wesel und damit sehr wahrscheinlich auch im Blattgebiet Hamminkeln nicht ausgebildet. Die beiden Horizonte sind nur dort anzutreffen, wo das Cenoman direkt auf Gesteinen des Oberkarbons lagert.

Gesteine: Der Essen-Grünsand i. e. S. besteht aus dunkelgrüngrauen, stark glaukonitischen, kalkigen, stellenweise schluffigen und stellenweise grobsandigen Fein- und Mittelsanden. Die Sande sind zum Teil schwach verfestigt. Im Basisbereich treten vereinzelt Lagen aus Feinkiesgeröllen auf. Die Mächtigkeit des Essen-Grünsands i. e. S. beträgt in den Bohrungen südlich Wesel bis Rheinberg 4,1 – 8,2 m.

Über dem Essen-Grünsand i. e. S. folgt ein 0,6 – 1,1 m mächtiger Kalksteinhorizont, der aus gelbbraunen, dunkelgrünlichgrauen, schwach glaukonitischen Kalksteinen und untergeordnet auch Kalksandsteinen besteht, die stellenweise knollig ausgebildet sind. Letztere gehören wahrscheinlich zu der Kalkknollenbank, die sich im Ruhrgebiet entlang des Haarstrangs bis in die Gegend von Büren verfolgen lässt (HISS 1982, 1985; SEIBERTZ 1979). Derartige knollige Kalksteinbänke entstehen bei länger anhaltender Sedimentationsunterbrechung durch eine starke Lithifizierung des Gesteins. Im fortschreitenden Stadium kommt es zur Bildung eines Hartgrundes, der dann von bohrenden und sessilen Organismen besiedelt wird (Hiss 1985: 153 – 154.)

Das Turon ist im Bereich der Blattgebiete 4406 Dinslaken, 4405 Rheinberg und 4305 Wesel durch starke Schichtreduktionen sowie weitflächige Schichtlücken gekennzeichnet. So fehlt zum Beispiel das Unterturon in weiten Teilen des nördlichen Blattgebiets Dinslaken. Das Mittel- bis Oberturon ist ganz im Nordwesten des Blattgebiets Dinslaken, im nordöstlichen Teil des Blattgebiets Rheinberg und im gesamten Blattgebiet Wesel nicht nachgewiesen (s. JANSEN 1995: Abb. 3, S. 48 – 49). Es sind daher im Blattgebiet sehr wahrscheinlich nur die *labiatus*-Schichten des Unterturons (s. Tab. 9) vorhanden. Vermutlich haben bereits gegen Ende des Cenomans schwache synsedimentäre Bewegungen zu einer morphologischen Gliederung des Meeresbodens geführt, sodass es in den etwas höher gelegenen Bereichen nur zu einer sehr geringen oder gar keiner Sedimentation kam. Die Schichtlücken im Turon beziehungsweise die im Vergleich zum Blattgebiet 4506 Duisburg deutlich geringeren Schichtmächtigkeiten können mit einer weitflächigen Erosion nicht erklärt werden, da diese eine länger andauernde Regressionsphase im Turon voraussetzen würde, die nirgends nachgewiesen ist. Die erwähnten synsedimentären Bewegungen zeigen vermutlich den Beginn der subherzynen Bewegungsphase an, die in Nordwestdeutschland dann vom Santon bis Maastricht ihr Maximum erreichte.

Gesteine: Die *labiatus*-Schichten bestehen aus weißgrauen, grünlich grauen, schwach glaukonitischen Kalksteinen und Kalkmergelsteinen.

Die Schichtenfolge vom Coniac 1 – 3 bis zum Santon 1 – 2 besteht im Blattgebiet 4305 Wesel und im nordöstlichen Teil des südlich anschließenden Blattgebiets 4405 Rheinberg in ihrem tieferen Teil überwiegend aus der Fazies des Emscher-Mergels und in ihrem höheren Teil ausschließlich aus der Fazies des Emscher-Grünsands (s. Tab. 9). Im Blattgebiet ist die Schichtenfolge vermutlich ähnlich ausgebildet. Da die Faziesgrenzen diachron sind, lassen sie sich nicht für eine genaue stratigrafische Grenzziehung verwenden. Die Grenze Coniac-Santon konnte in den vorliegenden Explorationsbohrungen aus dem Blattgebiet Wesel sowie in den Bohrungen im nordöstlichen Teil des Blattes Rheinberg allein nach den geophysikalischen Bohrlochmessungen nicht festgelegt werden. Lediglich in der Bohrung Löhnen 2 (TK 25: 4405 Rheinberg) war eine Grenzziehung möglich, da eine mikropaläontologische Bearbeitung der gesamten Schichtenfolge vorlag (Bearb.: K. RESCHER, Geol. Dienst NRW).

Gesteine: Der Emscher-Mergel besteht aus grünlich grauen bis grüngrauen, schwach glaukonitischen Feinsand- und Mittelsandmergeln sowie schwach verfestigten Fein- und Mittelsandmergelsteinen. Darin eingeschaltet finden sich vereinzelt Phosphorite.

Der Emscher-Grünsand besteht im tieferen Teil meist aus grüngrauen bis graugrünen, glaukonitischen bis stark glaukonitischen, mergeligen Fein- und Mittelsanden. Zum Hangenden treten überwiegend grüngraue und graugüne, glaukonitische bis stark glaukonitische, schwach verfestigte Feinsandmergelsteine sowie untergeordnet feinsandige Tonmergelsteine auf. Eingeschaltet sind vereinzelte Gerölle aus Phosphorit und Toneisenstein.

Die Schichten des Santons 3 – 4 bestehen im Blattgebiet 4305 Wesel aus den Osterfeld- und den Recklinghausen-Schichten. Während die Schichten des Santons 1 – 2 noch in relativ großer Mächtigkeit vorhanden sind, treten im Santon 3 – 4 größere Mächtigkeitsschwankungen auf, die eine deutliche Abhängigkeit von der gegen Ende des Campans einsetzenden Inversionstektonik erkennen lassen. So treten zum Beispiel im Blattgebiet 4406 Dinslaken geringe Mächtigkeiten im Bereich des Dinslakener Kreide-Sattels und große Mächtigkeiten im Muldentiefsten der Bottroper Kreide-Mulde auf (JANSEN 1995: Abb. 5 u. S. 53). Im höheren Santon müssen außerdem synsedimentäre Bewegungen stattgefunden haben, die zu einer Gliederung des Meeresbodens in mehrere flache Schwellen und Becken führten.

In den Blattgebieten 4305 Wesel, 4405 Rheinberg sowie im Westteil der Blattgebiete 4406 Dinslaken und 4306 Hünxe sind die petrografischen Unterschiede zwischen den Osterfeld- und den Recklinghausen-Schichten nicht so deutlich ausgebildet, wie weiter östlich, zum Beispiel im Blattgebiet 4407 Bottrop. In den Schichtenverzeichnissen der meisten Explorationsbohrungen sind deshalb die Schichten zusammengefasst.

Gesteine: Die Osterfeld- und Recklinghausen-Schichten bestehen aus grünlich grauen, schwach glaukonitischen bis glaukonitischen Feinsandmergelsteinen, mittelsandigen, mergeligen Feinsanden sowie vereinzelten Tonmergelsteinen und Bänken aus Kalksandstein. In der Kernbohrung Löhnen 2 (TK 25: 4405 Rheinberg) wurden allerdings deutliche petrografische Unterschiede zwischen den Recklinghausen- und Osterfeld-Schichten angetroffen (Bearb.: W. MÜLLER, Deutsche Montan Technologie, Essen). Die Recklinghausen-Schichten werden dort als grünlich graue, schwach glaukonitische Feinsand-

mergel und Feinsandmergelsteine mit festen Kalksandstein-Bänken beschrieben. Im Hangenden folgen die Osterfeld-Schichten, die im tieferen Teil aus schwach verfestigten Feinsanden und im höheren Teil aus schluffig, feinsandigen Mittel- und Grobsanden bestehen.

Känozoikum

3.7 Tertiär (Paläogen und Neogen)

Nachdem sich das Meer gegen Ende der Kreide-Zeit aus weiten Bereichen der Niederrheinischen Bucht zurückgezogen hatte, drang es zu Beginn des Paläogens, im Paleozän erneut in die Niederrheinische Bucht vor, wobei nur der westliche und der nördliche Teil etwa bis zur heutigen Lippemündung und die gesamte Westhälfte ständig vom Meer bedeckt war, während der südliche Teil nur zeitweise überflutet wurde. Es kam zunächst zum Absatz von fossilreichen Mergelkalksteinen, die in diesem flachgründigen Randmeer des Nordwesteuropäischen Nordseebeckens wiederholt durch Schichtlücken gekennzeichnet sind. Im späten Paleozän bestimmen schließlich Sande und Tone den Sedimentcharakter. Vermutlich wurden auch noch während des Unter-Eozäns zumindest zeitweilig küstennahe Meeresedimente und in Randlagen auch fluvatile, limnische Sedimente abgesetzt. Sie wur-

Tabelle 10
Gliederung der Tertiärs (Paläogen und Neogen)

Chronostratigrafie					Schichten- bezeichnung im Blattgebiet Hamminkeln		
Alter* (Mio. Jahre)	System	Serie	Stufe	Stufen- gliederung Nordwest- deutschland			
5,3 7,12	Neogen	Ober-	Messinium	Sylt	Uedem-Schichten	miUe	
			Tortonium	Gram			
11,2		Mittel-	Serravallium	Langenfelde	Biemenhorst- Schichten	miBh	
14,8			Langhium	Reinbek	Dingden-Schichten	miD	
					Bislich-Schichten	miB	
16,4		Unter-	Burdigalium	Hemmor	Hoerstgen-Schichten	miH	
20,52				Vierlande	Schichtlücke		
23,8	Aquitanium						
Paläogen	Oligozän	Ober-	Chattium	Chatt	Neochatt	Grafenberg-Schichten	oLG
					Eochatt		
		Unter-	Rupelium	Rupel		Lintfort-Schichten	oIL
						Ratingen-Schichten	oIR
						Walsum-Schichten	oW
						Latdorf	
		Eozän	Ober-	Priabonium	Obereozän	Schichtlücke	
			Mittel-	Bartonium	Mittlereozän		
			Lutetium				
49,0	Unter-	Ypresium	Untereozän				
54,5	Paleozän	Ober-	Thanetium	Thanet	bisher nicht nachgewiesen		
57,9			Seelandium				
60,9		Unter-	Danum	Dan			
65							

* nach BERGGREN et al. 1995

Tabelle 10
(Fortsetzung)

Biostratigrafische Zonen		
nach INDANS (1958, 1965)	Foraminiferen nach SPIEGLER (1965), VON DANIELS (1986)	Bolboformen nach SPIEGLER (2002), HISS et al. (in Vorber.)
unbenannt	<i>Uvigerina saxonia</i>	<i>Bolboforma intermedia</i>
		<i>Bolboforma metzmacheri</i>
	<i>Uvigerina langeri</i>	<i>Bolboforma capsula</i>
		<i>Bolboforma subfragoris</i>
		<i>Bolboforma compressispinosa</i>
	-----	<i>Bolboforma badenensis</i>
		<i>Bolboforma danielsi</i>
		obere <i>Bolboforma reticulata</i>
	<i>Uvigerina brunnensis</i>	untere <i>Bolboforma reticulata</i>
	<i>Uvigerina macrocarinata</i>	
	<i>Uvigerina acuminata</i>	
	obere <i>Uvigerina tenuipustulata</i>	
	untere <i>Uvigerina tenuipustulata</i>	<i>Bolboforma rotunda</i>
	Schichtlücke	
G		<i>Bolboforma irregularis</i>
F		
E		
D	4	<i>Bolboforma subreticulata</i>
C	3	keine Bolboformen
B	2	
A	1	

den jedoch infolge tektonischer Hebungen während des Mitteleozäns wieder abgetragen.

Erst im obersten Eozän (Priabon) (s. Tab. 10) wurde zunächst der westliche Teil der Niederrheinischen-Bucht (Rur-Scholle, Venloer Scholle) von einem Flachmeer überflutet. Es kam zur Ablagerung von tonigen bis schluffigen Fein- bis Mittelsanden, die zum Hangenden in glimmerhaltige Feinsande übergehen; sie werden als Ratheim-Schichten bezeichnet. Die Ratheim-Schichten werden von gut sortierten Feinsanden überlagert, den so genannten Walsum-Schichten. Da BERNDT & WELLE (1998: 30) erstmals im Schacht Rheinberg (TK 25: 4405 Rheinberg) im tieferen Teil der Walsum-Schichten eine obereozäne Molluskenfauna nachgewiesen haben, muss davon ausgegangen werden, dass die Sedimentation der Walsum-Schichten bereits im Eozän und nicht wie bisher angenommen mit dem Rupel einsetzte. Nach einer kurzfristigen Sedimentationsunterbrechung wurden zunächst tonige Sedimente (Ratingen-Schichten) und darüber eine Folge aus Feinsanden, Schluffen und untergeordnet Tonen (Lintfort-Schichten) abgelagert. Am Übergang vom frühen Oligozän (Rupel) zum späten Oligozän (Chatt) kam es zu einem verstärkten Absinken der Niederrheinischen Bucht, was zu einer Aus-

weitung des Meeresraums bis südlich Köln führte. Dabei wurden auch die Randgebiete des Bergischen Landes überflutet. Während im größten Teil der Niederrheinischen Bucht Feinsande vorherrschen, tritt zumindest zwischen Wesel und Bocholt auch ein beträchtlicher Schluffanteil in den Ablagerungen auf.

3.7.1 Paleozän

Aus den sehr ungenauen Schichtenbeschreibungen der wenigen Bohrungen lässt sich nicht mit Sicherheit ableiten, ob im Blattgebiet Schichten des Paleozäns erhalten sind. Wegen der insgesamt lückenhaften Überlieferung des Paleozäns (JANSEN 2001) muss mit kleinen Vorkommen auch im Bereich des Blattgebiets gerechnet werden. Für die Beschreibung der Schichten des Paläozäns wird auf Bohrungen auf den Blättern TK 25: 4305 Wesel, 4304 Xanten und 4404 Issum Bezug genommen. Auf den Fossilinhalt, die Abgrenzung und die Mächtigkeiten der Schichten des Paleozäns wird hier nicht näher eingegangen. Angaben hierzu finden sich bei JANSEN (2001).

Gesteine: In der Bohrung Bislich 1/57 (TK 25: 4305 Wesel) wurden im Liegenden der Walsum-Schichten Mergelkalksteine und Mergelsteine angetroffen. Von der Bohrung Stams 2a (TK 25: 4305 Wesel) werden graue und dunkelgraue stark kalkige Schluffe und Tone beschrieben. In den Schichtenverzeichnissen der Bohrungen Ginderich (TK 25: 4305 Wesel) und Perrich (TK 25: 4305 Wesel) werden graue sandige Tone, blaue Tone sowie hellgraue Tonsteine mit „festen Steineinlagerungen“ (vermutlich Mergelkalksteine) angeführt.

3.7.2 Oligozän

3.7.2.1 Rupel

Das Rupel beginnt in der nördlichen Niederrheinischen Bucht fast überall mit den sandigen Walsum-Schichten des Rupels A. Darüber folgen die tonigen Ratingen-Schichten des Rupels B und den Abschluss bilden die vorwiegend schluffig-tonigen, im höheren Teil vorwiegend feinsandigen Lintfort-Schichten des Rupels C und D (s. Tab. 10).

Die ehemalige Küstenlinie hat während des Rupels A und B vermutlich nicht weit von der heutigen Verbreitungsgrenze des Rupels im Süden von Duisburg gelegen (JANSEN 1991: Abb. 5). Der östliche Küstenverlauf wird – unter Zugrundelegung der an der heutigen Ausstrichgrenze der Walsum- und Ratingen-Schichten vorhandenen Mächtigkeiten – entlang einer Linie von Mülheim an der Ruhr über Essen-Borbeck – Bottrop – Kirchellen vermutet. Im Rupel C und D verlief die Küstenlinie sehr wahrscheinlich noch erheblich weiter östlich.

3.7.2.1.1 Walsum-Schichten (oIW)

Gesteine: Die Walsum-Schichten bestehen aus grauen, schwach schluffigen, zum Teil schwach kalkigen gut sortierten Feinsanden. Im Basisbereich treten vereinzelt Muschelbruchstücke, Feinkiesgerölle und Glaukonitkörner auf. Im Schichtenverzeichnis der Bohrung Perrich (TK 25: 4305 Wesel) und im Profil vom Schacht Rheinberg (TK 25:

4405 Rheinberg) wird an der Basis der Walsum-Schichten eine 0,4 – 0,5 m mächtige Gerölllage beschrieben. An Geröllen treten dort paläozoische Sand- und Siltsteine, Milchquarze, Lydite, rote Ton- und Sandsteingerölle aus dem Buntsandstein sowie aufgearbeitete Phosphorite und Kalksteingerölle aus der unterlagernden Kreide auf. Es werden ferner aufgearbeitete kretazische Fossilfragmente wie zum Beispiel Inoceramenbruchstücke, Belemnitenrosten und Brachiopoden erwähnt (BERNDT & WELLE 1998).

Die Walsum-Schichten sind eine küstennahe Bildung (WÖLK 1941), wie ihre sandige Fazies sowie die Funde großer Muscheln und Drifthölzer belegen (KALTERHERBERG & KARRENBURG 1958). Wegen der charakteristischen Zusammensetzung der Molluskenfauna vermuten BERNDT & WELLE (1998: 22) eine Küstenfazies des höheren Subtidals.

Fossilien und Altersstellung: Aus dem Blattgebiet liegen keine Angaben über die Fauna der Walsum-Schichten vor. Eine detaillierte Bearbeitung der Mollusken des Schachtes Rheinberg wurde von BERNDT & WELLE (1998) durchgeführt. Wie bereits im Kapitel 3.7 erwähnt, treten dort im tieferen Teil der Walsum-Schichten Mollusken des höchsten Obereozäns (Priabon) auf. Es werden *Limopsis (Pectunculina) costulata* (GOLDFUSS), *Garibinotata* (KOENEN) und *Pecten (Hilberia) stettinensis* KOENEN angeführt. Die im höheren Abschnitt der Walsum-Schichten (Rupel A) auftretenden Mollusken sind bis auf *Nucula (Nucula) duchasteli* NYST und *Palidum venosum* (SPEYER) alles Durchläufer, die auch zusammen mit obermiozänen Formen auftreten. Die Mikrofauna der Walsum-Schichten des Schachtes Rheinberg (Bearb.: K. RESCHER, Geol. Dienst NRW) enthält eine artenarme, reduzierte Foraminiferenfauna. In der tiefsten Probe (227,6 – 228,0 m u. Gel.), die eine Mischfauna aus kreide- und tertiärzeitlichen (Paläogen und Neogen) Formen enthielt, wurde *Cibicides sulzensis* (HERRMANN) nachgewiesen. Sie setzt nach SPIEGLER (1965: 454) bereits im Obereozän ein, hat aber ihre Hauptverbreitung im Rupel (s. Tab 10). Foraminiferen, die ein obermiozänes Alter des tieferen Abschnittes der Walsum-Schichten sicher belegen, wurden bisher nicht gefunden. Die unterste Zone, das Rupel 1 (= Rupel A) ist arm an Mikrofossilien. Sie führt fast nur agglutinierende Foraminiferen und außerdem Fischreste. Die sehr viel selteneren und erstmals nach SPIEGLER (1965: 454) im Rupel auftretenden Foraminiferen *Gyrodina bulimoides* (REUSS) (Tab. 11) und *Alabama perlata* (ANDRAE) wurde weder im Schacht Rheinberg, noch in der Bohrung Lönen 2 (Vorbereitung für den Schacht Voerde, TK 25: 4405 Rheinberg), nachgewiesen. Die Ablagerung der Walsum-Schichten begann vermutlich örtlich bereits im höchsten Obereozän (Priabon, s. Tab. 10), sie sind aber im Wesentlichen auf das Rupel 1 (= Rupel A) beschränkt.

Abgrenzung und Mächtigkeit: Die Walsum-Schichten liegen diskordant auf älteren Ablagerungen und lassen sich lithologisch gut von den sie unterlagernden Schichten aus dem Paleozän, der Oberkreide, dem Lias, Muschelkalk oder Buntsandstein unterscheiden. Im Hangenden folgen mit scharfer Grenze die Tone der Ratingen-Schichten.

Die Mächtigkeit der Walsum-Schichten ist im Blattgebiet nur von der Bohrung Isselburg 3 bekannt. Sie beträgt dort 15 m.

3.7.2.1.2 Ratingen-Schichten (olR)

Die Ratingen-Schichten liegen in toniger Fazies vor und entsprechen dem von BREDDIN (1931 a, 1931 b) als „Tonmergelstufe“ bezeichneten Schichtpaket beziehungsweise dem Ratinger Ton (WÖLCK 1941).

Gesteine: Die Gesteinsbeschreibung der wenigen Mutungsbohrungen im Blattgebiet ist nicht differenziert genug und ermöglichen keine petrografische Abtrennung von den hangenden Lintfort-Schichten. Lediglich in der Bohrung Isselburg 3 lässt sich nach dem Gamma-Ray-Log ein 32,5 m mächtiger Abschnitt erkennen, in dem vorwiegend Tone vorkommen. In den Gamma-Ray-Logs von Explorationsbohrungen im Süden von Wesel (JANSEN 2001) lässt sich allerdings immer ein geringmächtiger deutlich toniger Abschnitt erkennen, der direkt über den Walsum-Schichten liegt. Es handelt sich dort um hellgraue bis dunkelgraue, örtlich auch grüngraue, zumeist nicht verfestigte schluffige Tone sowie schwach verfestigte schluffige Tone. Stellenweise sind dünne Bänke aus Tonmergelstein bis Kalkmergelstein eingeschaltet. Der Ton ist schwach kalkig und enthält fein verteilte Muschelreste und Markasitknollen. Vom Schacht Rheinberg (TK 25: 4405 Rheinberg) werden von der Basis der Ratingen-Schichten Flatschen und abgerollte Ballen aus Sanden der liegenden Walsum Schichten beschrieben (BERNDT & WELLE 1998: 30). WÖLK (1941) gibt zum Beispiel von der Basis der Ratingen-Schichten vereinzelt auftretende Gerölllagen an, die von ihm als Beleg für eine „Intramittel-oligozäne“ Transgression gedeutet werden. BERNDT & WELLE (1998) nehmen an, dass zumindest für das Profil

Tabelle 11
Stratigrafische Reichweiten
wichtiger Foraminiferen und Bolboformen
(Bearbeiterin: D. SPIEGLER)

Alter (Mio. Jahre)	Serie	Stufen- gliederung Nordwest- deutschland	Blattgebiet Hammerkeln
12,6	Mittel- miozän	Langenfelde	Biemenhorst- Schichten (miBh)
12,7		Reinbek	Dingden-Schichten (miD)
14,5			Bislich-Schichten (miB)
16,4	Unter- miozän	Hemmoor	Hoerstgen-Schichten (miH)
		Vierlande	Schichtlücke
23,8	Ober- oligozän	Neochatt	Grafenberg-Schichten (olG)
		Chatt Eochatt	
28,5	Unter- oligozän	Rupel	Lintfort-Schichten (olL)
			Ratingen-Schichten (olR)
			Walsum-Schichten (olW)

Tabelle 11
(Fortsetzung)

<i>Bolboforma badenensis</i> <i>Bolboforma danielsi</i> <i>Bolboforma platyreticulata</i> <i>Bolboforma bireticulata</i> <i>Bolboforma reticulata</i> <i>Bolboforma rotunda</i> <i>Bolboforma spinosa</i> <i>Bolboforma spiralis</i> <i>Bolboforma irregularis</i> <i>Bolboforma subreticulata</i>	Bolboformen-Zonen	<i>Uvigerina saprophila</i> <i>Uvigerina semiornata brunensis</i> <i>Uvigerina densistriata</i> <i>Uvigerina semiornata</i> <i>Uvigerina acuminata</i> <i>Uvigerina tenuipustulata</i>	Foraminiferen-Zonen	<i>Globigerinoides</i> sp. sp. <i>Protelphidium subnodosum minor</i> <i>Protelphidium roemeri</i> <i>Almaena omabrugensis</i> <i>Asterigerina guerichi</i> <i>Plectofrondicularia seminuda</i> <i>Cibicides ungerianus</i> <i>Chilostomella cylindroides</i> <i>Gyroidina bullmoides</i> <i>Svratkina perlata</i> <i>Ceratobulimina contraria</i> <i>Frondicularia budensis</i> Sandschaler und Fischreste
	B. badenensis			
	B. danielsi			
	obere B. reticulata			
			Uvigerina brunnensis	
	untere B. reticulata		Uvigerina acuminata	
			obere Uvigerina tenuipustulata	
	B. rotunda		untere Uvigerina tenuipustulata	
		Schichtlücke		
	B. irregularis		G	
			F	
			E	
			4 (D)	
	B. subreticulata		3 (C)	
			2 (B)	
			1 (A)	

des Schachtes Rheinberg die erste rupelische Transgression erst zu Beginn der Ablagerung der Ratingen-Schichten eingesetzt hat.

Fossilien und Altersstellung: Im Blattgebiet ist die Fossilführung der Ratingen-Schichten bisher nicht untersucht worden, da bislang keine Makro- oder Mikrofauna bekannt ist. Nach WÖLK (1941) enthalten die Ratingen-Schichten am Niederrhein eine eintönige, artenarme Molluskenfauna. Zu nennen ist vor allem *Nuculana deshayesiana* (NYST), eine Leitform des Mitteloligozäns, die erstmals hier einsetzt. *Nucula compta* GOLDFUSS kommt ebenfalls vor, ist allerdings schon in den Walsum-Schichten anzutreffen (WÖLK 1941: 83, BERNDT & WELLE 1998: 35). Die Mikrofauna ist erheblich reicher an Arten als in den Walsum-Schichten. Sie weist aufgrund ihrer Zusammensetzung auf eine größere Wassertiefe und eine niedrigere Wassertemperatur des Meeres hin. Daraus lässt sich ableiten, dass zu Beginn der Ablagerung der Ratingen-Schichten kühles ozeanisches Tiefenwasser aus dem Nordseegraben in die Niederrheinische Bucht einströmte. Dies führte zu einer massenhaften Einwanderung neuer Faunengemeinschaften. Die Mikrofauna konnte dabei erheblich schneller vordringen als die Makrofauna. INDANS (1958) führt neben den bereits im Rupel auftretenden Formen neu einsetzende Foraminiferen wie *Spaerodina bulloides* D'ORBIGNY, *Valvulineria petrolei* (ANDREAE) und andere an. Nach Ansicht von SPIEGLER (1965) sind die meisten der von INDANS (1958) als charakteristisch für das Rupel B angeführten Formen Durchläufer. Kennzeichnend für das Rupel 2 (beziehungsweise Rupel B) ist nach SPIEGLER (1965) das erstmalige Auftreten von *Bolivina beyrichi spandeli* GRAMANN und *Allomorphina macrostoma* KARRER zusammen mit *Frondicularia budensis* (HANTKEN), *Cibicides sulzensis* (HERMANN) und *Ceratobulimina contraria* (REUSS) (s. Tab. 11).

Die Namen gebenden ehemaligen Tonvorkommen bei Ratingen, sowie die Vorkommen bei Breitscheid-Krummenweg (TK 25: 4607 Heiligenhaus) und Mülheim-Speldorf (TK 25: 4507 Mülheim) führen nach LANGER (1962, 1967) Foraminiferen des Rupels 4 (beziehungsweise C2 – D). Die oben genannten Vorkommen sind demnach als eine tonige Faziesausbildung der Lintfort-Schichten (s. unten) anzusehen. Die Ratingen-Schichten umfassen den größten Teil des Rupels 2 (= Rupel B).

Abgrenzung und Mächtigkeit: Die Liegendgrenze der Ratingen-Schichten gegen die Walsum-Schichten ist durch den scharfen Übergang von tonigen zu sandigen Sedimenten sehr deutlich ausgebildet. Im Hangenden gehen die tonigen Ratingen-Schichten unter deutlicher Abnahme des Tonanteils und Zunahme des Schluff- und Feinsandanteils in die Lintfort-Schichten über.

Eine scharfe Abgrenzung ist, wie im Abschnitt Gesteine für die Bohrung Isselburg ausgeführt, selbst beim Vorliegen von geophysikalischen Bohrlochmessungen nicht immer möglich.

Die Mächtigkeit der Ratingen-Schichten lässt sich im Blattgebiet nicht genau angeben, sie dürfte aber zwischen 3,0 und 10,0 m betragen. Vergleichbare Werte gibt JANSEN (2001) für Blatt 4305 Wesel an.

3.7.2.1.3 Lintfort-Schichten (oIL)

Die Lintfort-Schichten entsprechen etwa dem tieferen Teil der Mehlsandschichten von BREDDIN (1931 b). Der Schichtennamen geht auf einen Vorschlag von WÖLK (1941) zurück. Dieser bezeichnete hiermit eine unregelmäßige Wechselfolge von Feinsanden und Tonen mit zwischengeschalteten Kalksteinbänken und -geoden (Septarien) im Profil des Schachtes Norddeutschland 1 bei Kamp-Lintfort (TK 25: 4505 Moers).

Gesteine: Die Lintfort-Schichten sind besonders in ihrem tieferen Teil sehr wechselhaft zusammengesetzt. Sowohl vertikal als auch lateral treten deutliche Faziesunterschiede auf. Im tieferen Teil bestehen die Lintfort-Schichten aus grauen, schwach kalkigen, feinsandigen Schluffen, tonigen bis stark tonigen Schluffen sowie vereinzelt schluffigen Tonen. Im höheren Teil überwiegen grüngraue, stellenweise bräunlich graue, schwach glaukonitische, schwach kalkige schluffige Feinsande, die vereinzelt Ton- und Schlufflagen enthalten. Häufig werden Pyritkonkretionen oder gar Schwefelkiesknollen beobachtet. Kennzeichnend sind Einschaltungen von grauen Kalksteinen und Kalkmergelsteinen; sie bilden regelrechte Lagen von brotlaibförmigen Kalkgeoden, so genannte Septarien. VANDENBERGHE (1978) konnte in Belgien innerhalb der dort als Rupelton bezeichneten Schichten etwa 60 Septarienlagen nachweisen. VAN DEN BOSCH & HAGER (1984) gelang es, solche Lagen aus dem Schacht Hoerstgen (TK 25: 4404 Issum) mit den entsprechenden Septarienhorizonten in Belgien zu korrelieren. Schwermineraluntersuchungen liegen aus dem Blattgebiet nicht vor. Analysen von gekernten Proben aus dem Raum Bocholt (TK 25: 4105 Bocholt u. 4106 Rhede) ergaben Anteile von 39 – 52 % stabilen Schwermineralen und von 14 – 42,5 % Epidot.

Fossilien und Altersstellung: An Makrofauna findet sich in den Lintfort-Schichten *Nuculana deshayesina* (NYST). Mikrofauna tritt in einzelnen Bereichen gehäuft auf (Horizonte C2 und D, s. Tab. 11), während sie in anderen Bereichen stark verarmt ist (Horizonte C1 und C3). Eine wichtige Leitform ist die Foraminifere *Cibicides ungerianus* (D'ORBIGNY), die erstmals im obersten Teil des Horizontes C einsetzt (Tab. 11). Im Horizont D (= Horizont 4) tritt erstmals *Plectofrondicularia seminuda* (REUSS) auf (Tab. 11). Sie ist auf diesen Horizont beschränkt. Kennzeichnend für den Horizont D ist ferner das gehäufte Auftreten von Dentalinen. *Dentalina retrorsa* (REUSS) tritt hier erstmals auf. Im Blattgebiet wurde bisher keine Makrofauna untersucht. An Mikrofauna wurde unter anderem bestimmt (Bearb.: K. RESCHER, Geol. Dienst NRW und D. SPIEGLER, Geomar, Kiel): *Cibicides ungerianus* (D'ORBIGNY), *Lenticulina inops* (REUSS), *Chilostomella emaciata* (REUSS), *Dentalina retrorsa* (REUSS). Die Lintfort-Schichten reichen vom höchsten Rupel 2 (= Rupel B) bis zum Ende des Rupels 4 (= Rupel D).

Abgrenzung und Mächtigkeit: Wie bereits im Kap. 3.7.2.1.2 ausgeführt, lassen sich die Lintfort-Schichten in der Bohrung Isselburg 3 selbst mithilfe der geophysikalischen Bohrlochmessungen nicht deutlich von den Ratingen-Schichten abtrennen. In neueren Explorationsbohrungen aus dem Südostteil des Blattgebiets Wesel konnte die Grenze allerdings anhand der Gamma-Ray-Logs sehr gut gefasst werden (JANSEN 2001). Die Hangendgrenze gegen die Grafenberg-Schichten ist lithologisch nicht gut festzulegen, da hier schluffige Feinsande gegen schluffige bis stark schluffige Feinsande abzugrenzen sind. Im Gamma-Ray-Log wird die Grenze nach HAGER (mündl. Mitt.) in zahlreichen Bohrungen durch eine markante sägezahnartige Ausbuchtung der Kurve der na-

türlichen Gamma-Strahlung markiert. Allerdings fehlt im Blattgebiet und im nördlich anschließenden Blatt 4105 Bocholt dieses markante Signal in den Gamma-Ray-Logs; das ist vermutlich auf Erosion des obersten Teils der Lintfort-Schichten zurückzuführen. In diesen Fällen lässt sich eine sichere Grenzziehung nur mithilfe der Mikrofauna durchführen. Die Mächtigkeit der Lintfort-Schichten lässt sich in der Bohrung Isselburg 3 nicht genau angeben. Sie beträgt zwischen 90 und 110 m. Der Wert von 110 m passt gut zu den Mächtigkeiten von 110 – 121 m der Explorationsbohrungen aus dem Südostteil des Blattes 4305 Wesel (JANSEN 2001).

3.7.2.2 Chatt

Die Schichten des Chatts entsprechen etwa dem höheren Teil der Mehlsandschichten von BREDDIN (1931 a, 1931 b), den Grafenberger Sanden (WÖLK 1941) beziehungsweise den Grafenberg-Schichten (ANDERSON 1958).

Während des Chatts erreichte das Paläogen-Meer aufgrund der stärksten Absenkung der Niederrheinischen Bucht seine größte Ausdehnung. Die gesamte Niederrheinische Bucht war vom Meer überflutet. Während das Meer im Rupel rechtsrheinisch nach Süden nur bis zum heutigen Düsseldorf reichte, drang es im Chatt vorübergehend bis in den Raum des heutigen Bonn vor und überflutete die randlichen Teile des Bergischen Landes und der nördlichen Eifel. Im nördlichen Teil der Niederrheinischen Bucht verlief der Ost-rand des Meeres entlang einer gedachten Linie, die sich etwa 10 km östlich von Wesel und Bocholt befand (QUITZOW 1978: Abb. 7). Die vorwiegend sandigen Ablagerungen des Chatts werden auf kräftige küstenparallele Strömungen zurückgeführt, die durch eine Verflachung des Sedimentationsraums entstanden sind (KALTERHERBERG & KARRENBURG 1958).

3.7.2.2.1 Grafenberg-Schichten (oIG)

Gesteine: Die Grafenberg-Schichten bestehen aus grauen, grünlich grauen und oliv-grauen, kalkigen, schwach glaukonitischen schluffigen bis stark schluffigen Feinsanden und stark feinsandigen, schwach tonigen Schluffen (vgl. Abb. 5). Der Kalkanteil der Schichtenfolge liegt über dem der Lintfort-Schichten. Für den Schacht Hoerstgen (TK 25: 4404 Issum) werden zum Beispiel für die Lintfort-Schichten meist Werte unter 3 % CaCO_3 und für die Grafenberg-Schichten durchweg Werte von 3 – 10 % CaCO_3 angegeben (VAN DEN BOSCH & HAGER 1984). Aus dem Blattgebiet liegen aus der Kernbohrung KB 8 (R 43 805, H 36 600) zahlreiche Kalkgehaltsbestimmungen vor. Die Werte schwanken zwischen 0,7 und 8,1 % CaCO_3 und entsprechen etwa den Kalkgehalten der Grafenberg-Schichten im Schacht Hoerstgen. Septarienlagen treten vor allem im tieferen Teil der Grafenberg-Schichten auf. Sie sind hier allerdings nicht so weit verbreitet wie in den Lintfort-Schichten. Ein auffälliges Merkmal der Grafenberg-Schichten sind die eingeschalteten Muschel- und Schneckenschilllagen, die besonders im höheren Teil der Schichtenfolge vorkommen. Die vorherrschenden Schwerminerale der Kernbohrung KB 8 sind Epidot mit 32 – 34 %, Grüne Hornblende mit 18,5 – 22,5 % und stabile Minerale (Zirkon, Turmalin mit 21,5 – 28 %). Untersuchungen an Bohrkernen aus dem Stadtgebiet Bocholt (TK 25: 4105 Bocholt) ergaben zum Teil deutlich höhere Werte für die stabilen Schwerminerale

(18 – 57 %). Das Schwermineralspektrum der Grafenberg-Schichten unterscheidet sich nicht signifikant von dem der Lintfort-Schichten.

Fossilien und Altersstellung: Die Grafenberg-Schichten sind sehr fossilreich. In großer Individuenzahl lebten vor allem Muscheln und Schnecken in dem flachgründigen Meer oder besiedelten den vorwiegend sandigen Meeresboden. Die Faunenvergesell-

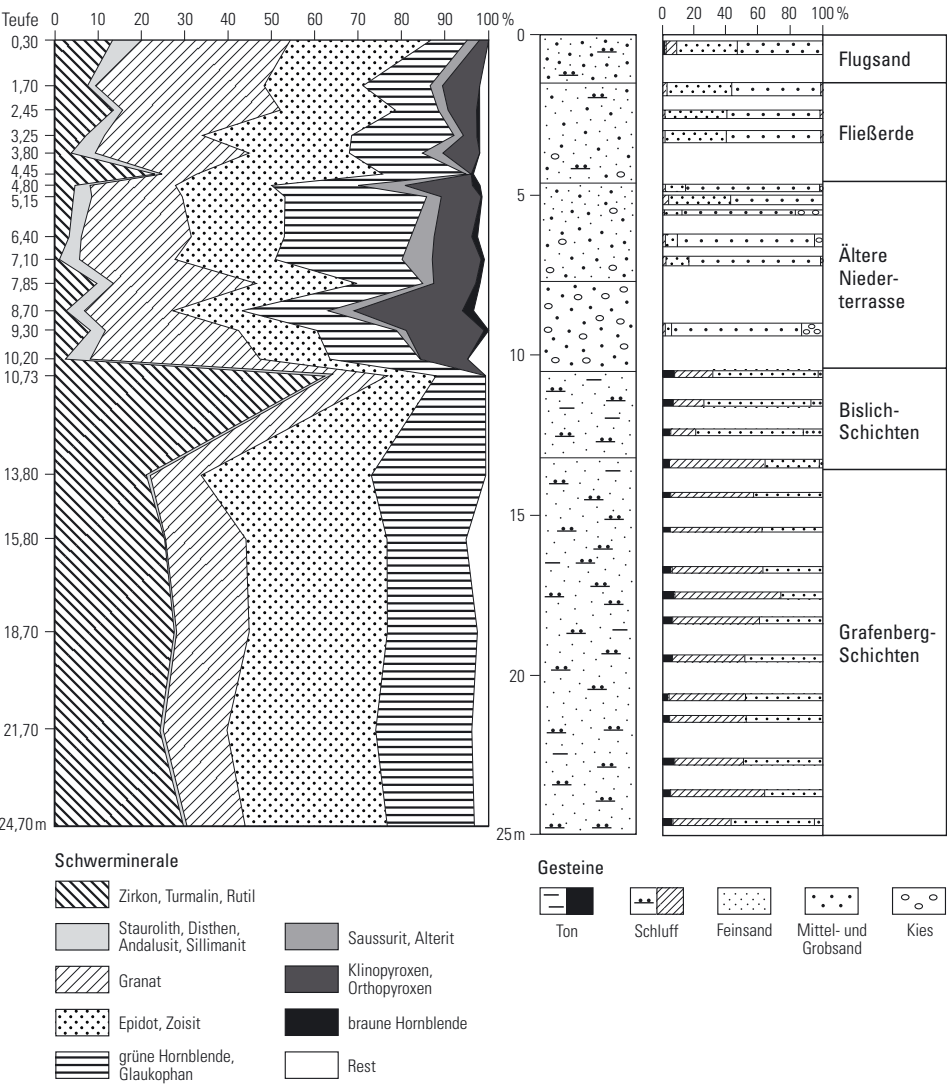


Abb. 5 Kornzusammensetzung und Schwermineralprofil der Kernbohrung KB 8, südöstlich von Dingden (R 43 805, H 36 600)

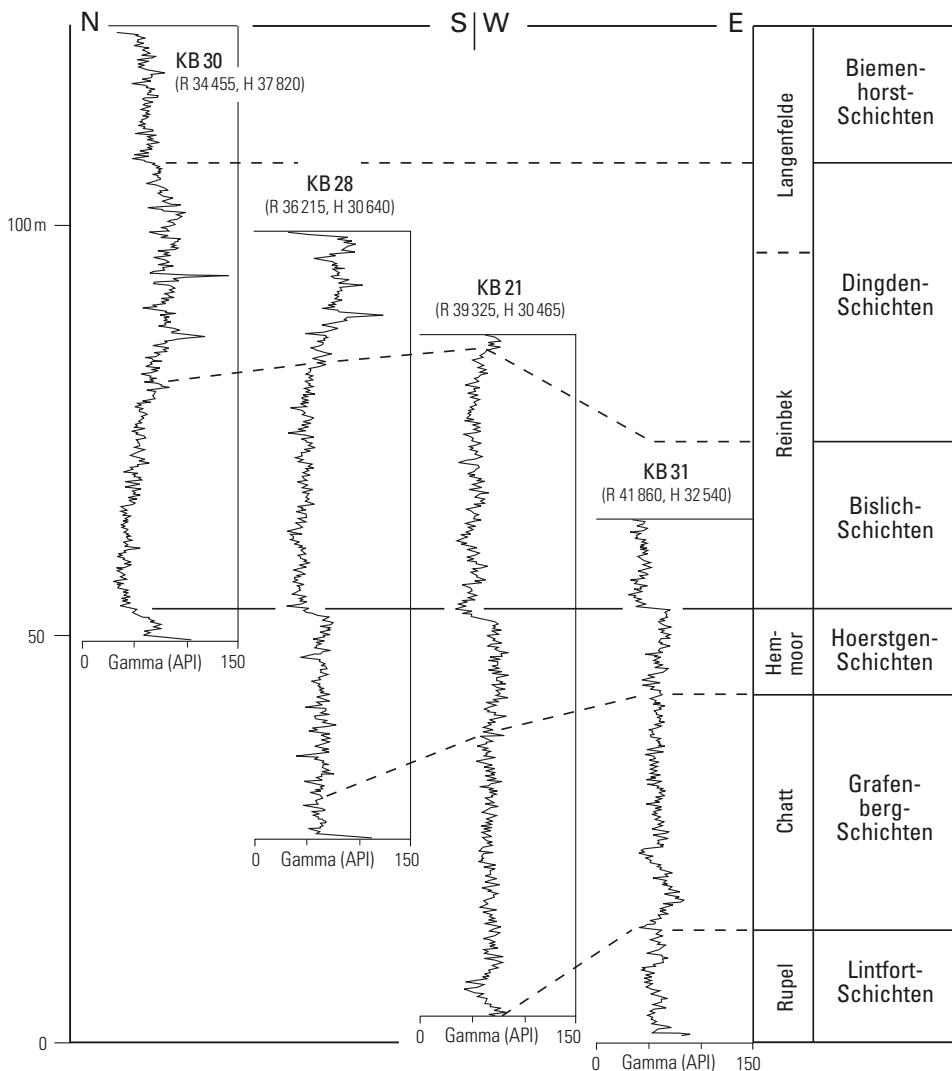


Abb. 6 Korrelation der Tertiär-Schichten (Paläogen u. Neogen) mithilfe von Gamma-Ray-Logs (zur Lage der Bohrungen siehe auch Taf. 1 in der Anl.)

schaftung ist vor allem durch das häufige Auftreten von Pectiniden (Kammuscheln) gekennzeichnet. Auf der Basis ihrer Verbreitung hat ANDERSON (1961 a) eine biostratigraphische Untergliederung des Chatts in die Unterstufen A, B und C durchgeführt. Aus dem Blattgebiet liegt von der Kernbohrung KB 8 eine Bearbeitung der Makrofauna (Bearb.: F. VON DER HOCHT, Rheinbraun AG, Köln) sowie der Mikrofauna (Bearb.: K. RESCHER, Geol. Dienst NRW, D. SPIEGLER, Geomar, Kiel) vor. Die untersuchten Proben waren allerdings überraschend arm an Mollusken. Als Leitform des Chatts B wurde *Palliolium ambignum*

(ANDERSON) bestimmt. An weiteren Leitformen des Chatts traten auf: *Nucula compta* GOLDFUSS und *Pavicardium kochi* (SEMPER).

Mithilfe von Foraminiferen hat INDANS (1958, 1965) das Chatt ebenfalls in drei Horizonte (E, F und G) untergliedert (s. Tab. 10). Im Chatt setzen zahlreiche neue Foraminiferen ein. Für den Horizont E ist vor allem das gehäufte Auftreten von *Asterigerina gürichi gürichi* (FRANKE) kennzeichnend; der Horizont wird deshalb auch als Asterigerinen-Horizont bezeichnet. Weitere wichtige Formen sind unter anderem *Palmula oblonga* (ROEMER), *Elphidiella subnodosa* (ROEMER), *Protelphidium roemeri* (CUSHMAN), *Lenticulina* (Robulus) und *osnabrugensis* (ROEMER); sie konnten in der Kernbohrung KB 8 und in zahlreichen anderen Bohrungen des Blattgebiets nachgewiesen werden.

Abgrenzung und Mächtigkeit: Die Grafenberg-Schichten lassen sich von den Lintfort-Schichten im Liegenden lithologisch nur sehr schlecht abgrenzen; mit gewissen Einschränkungen ist dies aber beim Vorliegen eines Gamma-Ray-Logs möglich (s. Abb. 6). Eine biostratigraphische Grenzziehung ist aber mithilfe der von Muscheln und Foraminiferen durchführbar. Die Hangendgrenze gegen die Hoerstgen-Schichten ist trotz der ausgebildeten Schichtlücke nicht sehr scharf. Die Hoerstgen-Schichten sind allerdings meist an ihrem fast immer vorhandenen Mittelsandanteil und einem deutlich höheren Glaukonitgehalt zu erkennen. Letzter macht sich durch einen deutlichen Anstieg der Gamma-Strahlung bemerkbar.

Die Mächtigkeit der Grafenberg-Schichten beträgt ganz im Südosten des Blattgebiets 39 – 42,5 m; sie nimmt nach Norden rasch auf Werte zwischen 20 und 30 m ab.

3.8 Tertiär (Neogen)

An der Wende Paläogen/Neogen zog sich das Meer nahezu vollständig aus der Niederrheinischen Bucht zurück und in weiten Gebieten kam es zu einer Sedimentationsunterbrechung, die am nördlichen Niederrhein bis zum Beginn des höheren Untermiozäns (Hemmoor) andauerte (s. Tab. 10). Seit diesem Zeitpunkt drang das Meer erneut vor und überflutete den größten Teil des nördlichen Niederrheingebiets. Zunächst wurden bis zum tieferen Reinbek vorwiegend sandige Sedimente (Hoerstgen-Schichten bis Bislich-Schichten) abgelagert. Vom höheren Reinbek bis Langenfelde wurde die Fazies deutlich schluffiger und zum Teil toniger. Es kam zur Ablagerung der Dingden- und Biemenhorst-Schichten. Im höheren Langenfelde setzte erneut vorwiegend sandige Sedimentation ein, die bis in das höchste Obermiozän andauerte. Die Ablagerungen aus diesem Zeitabschnitt werden als Uedem-Schichten bezeichnet. Sedimente des Pliozäns sind nur weiter nördlich in den Niederlanden und linksrheinisch, nördlich von Uedem und Weeze erhalten.

3.8.1 Miozän

3.8.1.1 Hemmoor

Die Schichten des Hemmoors werden in der nördlichen Niederrheinischen Bucht nach dem Schacht Hoerstgen (TK 25: 4404 Issum) als Hoerstgen-Schichten bezeichnet (ANDERSON 1958). Sie sind bis auf einen schmalen Streifen am Ostrand des Blattgebiets flächendeckend im Untergrund verbreitet, treten jedoch nicht an der Geländeoberfläche zutage.

3.8.1.1.1 Hoerstgen-Schichten (miH)

Gesteine: Die Hoerstgen-Schichten bestehen aus dunkelgrauen und olivgrauen, schwach glaukonitischen bis glaukonitischen, schwach kalkigen bis kalkigen, schluffigen, meist mittelsandigen Feinsanden. Sie sind kalkig und schwach glimmerhaltig und führen viel Muschel- und Schneckenschill.

Fossilien und Alterstellung: Die Makrofauna der Hoerstgen-Schichten wurde von ANDERSON (1958) im Schacht Hoerstgen (TK 25: 4404 Issum) in das obere Hemmoor eingestuft. Aus dem Blattgebiet ist bisher keine Makrofauna aus den Hoerstgen-Schichten bekannt. Im Stadtgebiet Bocholt (TK 25: 4104 Bocholt) wurde 1998 vom Geologischen Dienst Nordrhein-Westfalen eine Kernbohrung niedergebracht, in der Hoerstgen-Schichten in stark reduzierter Mächtigkeit angetroffen wurden. Für das Hemmoor wurde an leitenden Mollusken die Schnecke *Haustator eryna* (D'ORBIGNY) sowie die Muschel *Lembulus emarginatus* (LAMARCK) bestimmt (Bearb.: K. GÜRS, L.-Amt f. Natur und Umwelt, Flintbeck bei Kiel).

Die Mikrofauna der Hoerstgen-Schichten wurde im Schacht Hoerstgen von INDANS (1958, 1965) untersucht. Die Hemmoor-Fauna folgt dort mit einem scharfen Wechsel in der Artengesellschaft über der darunter liegenden Fauna des Neochatt (Horizont G, s. Tab. 10). Ein großer Teil der oligozänen Foraminiferenformen ist verschwunden; statt dessen tritt eine Reihe von neuen Arten auf. Dieser krasse Formenwechsel setzt über einer Schichtlücke ein, die das Aquitan und den tiefsten Teil des Burgidal umfasst (s. Tab. 10). Wichtige neu einsetzende Formen sind: *Ammonia beccarii* (LINNÉ), *Asterigerina gürichi staeschei* (TEN DAM & REINHOLD) und *Uvigerina tenuipustulata* (VOORTHUYSEN). Alle genannten Arten sind jedoch nicht auf das Hemmoor beschränkt sondern treten auch noch im Reinbek oder später auf. STEINBERG (1986) vertritt allerdings die Auffassung, dass die Reichweite von *Uvigerina tenuipustulata* (VOORTHUYSEN), wie in Norddeutschland, auf das Hemmoor beschränkt ist (VON DANIELS & SPIEGLER 1979).

Im Rahmen der mikropaläontologischen Bearbeitung von Bohrungen für die geologische Kartierung der Blätter 4205 Hamminkeln und 4105 Bocholt wurden von D. SPIEGLER (Kiel) auch die Bolboformen in die Untersuchungen mit einbezogen (Hiss et al. in Vorber.). – Bolboformen sind im marinen Bereich vorkommende, meist weniger als 0,15 mm große Mikrofossilien mit einem mehr oder weniger kugeligen Gehäuse aus CaCO_3 . Ihre systematische Stellung ist unsicher. Die Ablagerungen des Miozäns können jedoch anhand der Bolboformen sehr genau datiert werden. Die Bolboformen sind im Gegensatz zu den meisten Foraminiferen oder Mollusken relativ faziesunabhängig und deshalb für überregionale Schichtenkorrelationen gut geeignet. Mithilfe der Bolboformen ist es möglich, die *Uvigerina tenuipustulata*-Zone in einen unteren Abschnitt, der stratigrafisch dem Hemmoor entspricht, und einen oberen Abschnitt, der stratigrafisch dem tieferen Abschnitt des Reimbeks angehört, zu gliedern. Aus den Bohrproben des Blattgebiets wurden von D. SPIEGLER (Kiel) folgende, für das Hemmoor wichtige Bolboformen bestimmt (Tab. 11): *Bolboforma spinosa* VON DANIELS & SPIEGLER, *Bolboforma rotunda* VON DANIELS & SPIEGLER. An Foraminiferen wurden vor allem nachgewiesen (Tab. 11): *Uvigerina tenuipustulata* (VOORTHUYSEN) und *Asterigerina gürichi staeschei* (TEN DAM & REINHOLD). Die Hoerstgen-Schichten umfassen das Hemmoor. Nannoplanktonuntersuchungen an Kernproben aus einer Bohrung in Bocholt (TK 25: 4105 Bocholt) ergaben, dass der tiefere Teil des Hemmoors zumindest lokal fehlen kann.

Abgrenzung und Mächtigkeit: Anhand von Spülproben lassen sich die Hoerstgen-Schichten nur schwer von den liegenden Grafenberg-Schichten abtrennen. Beim Vorliegen von Kernproben ist der Übergang von den Grafenberg-Schichten in die Hoerstgen-Schichten an der deutlichen Zunahme des Mittelsandanteils und des höheren Glaukonitgehalts gut zu erkennen. Letzterer macht sich im Gamma-Ray-Log durch eine Zunahme der Strahlung bemerkbar (s. Abb. 6), wodurch auch in geophysikalisch vermessenen Spülbohrungen eine gute Abgrenzung der Schichten möglich wird. Die Abtrennung von den hangenden Bislich-Schichten ist nur beim Vorliegen von Kernproben relativ gut durchführbar. Der Mittelsandanteil und der Glaukonitgehalt nehmen beim Übergang in die Bislich-Schichten deutlich ab; gleichzeitig geht die natürliche Gamma-Strahlung auffallend zurück. Die mikropaläontologische Bearbeitung von Bohrungen aus dem Blattgebiet hat eine relativ deutliche Übereinstimmung zwischen der biostratigrafischen Grenze Hemmoor/Reinbek und der im Gamma-Ray-Log erkennbaren Grenze ergeben. Dagegen zeigt die Log-Grenze zwischen den Hoerstgen-Schichten und den Grafenberg-Schichten keine so gute Übereinstimmung mit der biostratigrafischen Grenze.

Die Mächtigkeit der Hoerstgen-Schichten beträgt im Westteil des Blattgebiets 10,0 bis 23,0 m, nach Osten nimmt sie kontinuierlich ab. Etwa 0,5 – 3,0 km vom östlichen Blattrand entfernt keilen die Schichten aus (s. Taf. 1 in der Anl.). Dieses Auskeilen ist höchstwahrscheinlich auf Erosion zurückzuführen und entspricht sehr wahrscheinlich nicht der östlichen Verbreitungsgrenze der Schichten.

3.8.1.2 Reinbek, Langenfelde, Gram und Sylt

Die Ablagerungen des Reinbeks der nördlichen Niederrheinischen Bucht lassen sich nach ANDERSON (1966: 69) in einen unteren feinsandigen Abschnitt (Bislich-Schichten) und in einen oberen schluffigen, stellenweise auch tonigen Abschnitt (Dingden-Schichten) untergliedern. Allerdings hat ANDERSON (1966) außer dieser rein petrografischen Unterscheidung keine weitere Definitionen beider Schichten angegeben.

Mikropaläontologische Untersuchungen im Blattgebiet haben ergeben, dass der höhere Abschnitt der Dingden-Schichten bis in das Langenfelde reicht (Tab. 11). Eine entsprechende Bestätigung mithilfe von Mollusken steht noch aus. Über den Dingden-Schichten folgen die meist kalkfreien Biemenhorst-Schichten (VON DER HOCHT 1988). Letztere werden mit den Eibergen-Schichten im Raum Winterswijk parallelisiert, die in das Langenfelde eingestuft werden (VAN DEN BOSCH & CADÉE & JANSEN 1975: Tab. 2). Die Bislich-Schichten streichen im Süden und teilweise in der Mitte, die Dingden-Schichten im Westen und Norden und die Biemenhorst-Schichten vorwiegend im Nordosten des Blattgebiets an der Quartär-Basis (s. Taf. 2 in der Anl.), zum Teil auch an der Geländeoberfläche aus.

Im Nordosten des Blattgebiets treten in einem schmalen tektonischen Graben (Bocholter Graben) über den Biemenhorst-Schichten glaukonitische, schluffige Sande auf, die mit den Uedem-Schichten im Raum Uedem parallelisiert werden (ANDERSON 1961 b: Tab. 1, VON DER HOCHT 1988: Tab. 3). In der streichenden Fortsetzung des Grabens nach Nordwesten (TK 25: 4105 Bocholt) konnten die Uedem-Schichten mithilfe von Bolboformen auf den Zeitraum vom höheren Langenfelde bis in das Sylt eingestuft werden.

3.8.1.2.1 Bislich-Schichten (miB)

Gesteine: Die Bislich-Schichten bestehen aus dunkelgrauen, dunkelolivgrauen, schwach kalkigen bis kalkigen, schwach tonigen, schluffigen bis stark schluffigen Feinsanden. In die Feinsande sind gelegentlich Schmitzen, Schlieren oder millimeterdünne Lagen aus feinsandigem Schluff eingelagert. Die Sande sind häufig schwach glaukonitisch und schwach glimmerhaltig. Vereinzelt treten humose Einlagerungen und Holzreste auf. Die Schichtung ist durch Bioturbation häufig zerstört. Schalenreste von Mollusken sind unregelmäßig und zum Teil gehäuft im Sediment verteilt. Von den Bislich-Schichten liegen zahlreiche Korngrößenanalysen von Proben aus Kernbohrungen vor. Der Feinsandanteil liegt durchweg zwischen 50 – 75 %, der Schluffanteil zwischen 12 – 32 % und der Tonanteil zwischen 3 – 12 %. Vereinzelt kann der Schluffgehalt bis auf 60 % ansteigen, wobei dann der Feinsandgehalt unter 40 % liegt (s. Abb. 5). Die Schwerminerale bestehen zu 49 – 78 % aus stabilen Mineralen (Zirkon, Turmalin). Epidot ist mit 8 – 26 % vertreten (Abb. 5).

Fossilien und Altersstellung: Die Makrofauna der Bislich-Schichten ist vor allem durch die Bearbeitung der Mollusken des bekannten, heute nicht mehr zugänglichen Aufschlusses im Bacheinschnitt des Königsbaches bei der Königsmühle, etwa 1,5 km südöstlich von Dingden, bekannt geworden (ANDERSON 1958, 1964, JANSSEN 1967, 1969). Der Aufschluss wurde erstmals von HOSIUS (1852) erwähnt und zwei Jahre später von ROEMER (1854) näher beschrieben. Im Bacheinschnitt selbst waren nur die Dingden-Schichten aufgeschlossen. Die etwa 1 m unter der Bachsohle anstehenden Bislich-Schichten müssen schon sehr früh durch Schürfe erschlossen worden sein, da schon KOENEN um 1875 in ihnen Fossilien gesammelt haben soll (JANSSEN 1967: 116). Im Jahre 1959 wurden von der Universität Kiel umfangreiche Fossilsammlungen sowohl in den Dingden- als auch in den Bislich-Schichten durchgeführt. Die Bearbeitung der Fauna und deren quantitative Auswertung erfolgte durch ANDERSON (1964). Aus den Bislich-Schichten wurden insgesamt 39 Muschelarten, 2 Scaphopodenarten (Grabenfüßler) und 88 Schneckenarten bestimmt. Von dieser Fauna seien hier nur die für das Reinbek leitenden Schnecken *Streptodictyon sexcostatus* (BEYRICH) und *Eudolium dingdense* ANDERSON erwähnt. Eine weitere wichtige Leitform des Reinbeks, *Aquilofosus festivus* (BEYRICH), konnte in Proben der Kernbohrung KB 19 (R 42 240, H 30 355, Bearb.: F. VON DER HOCHT, Rheinbraun AG, Köln) und in einer Kernbohrung in Bocholt (TK 25: 4105 Bocholt) nachgewiesen werden (Bearb.: K. GÜRS, L.-Amt f. Natur u. Umwelt, Flintbeck bei Kiel). Weitere Makrofauna aus den Dingden- und Bislich-Schichten an der Königsmühle wurden zwischen 1960 und 1967 durch Mitarbeiter des Naturhistorischen Museums in Rotterdam mithilfe von Schürfen und Bohrungen gewonnen. Eine Bohrung wurde sogar bis in das Liegende der Bislich-Schichten niedergebracht. Von der Fauna wurden bisher nur Arbeiten über den größten Teil der Schnecken (JANSSEN 1967) sowie über die Korallen (CHEVALIER 1964) veröffentlicht.

Von der Kernbohrung KB 8 (R 43 805, H 36 600), etwa 450 m westlich der Königsmühle, liegt eine Bearbeitung der Mollusken aus dem tieferen Teil der Bislich-Schichten vor (Bearb.: F. VON DER HOCHT, Rheinbraun AG, Köln). Es wurden insgesamt 132 Molluskenarten bestimmt. An wichtigen Arten sind zu nennen: *Glycimeris obovata baldii* GLIBERT & VAN DEN POEL und *Erycinella chavani* (GLIBERT). In der untersten, schillführenden Miozänprobe, wurden neben der miozänen Fauna des Reinbeks auch aufgearbeitete

Fossilien aus dem Oligozän (Paläogen) wie zum Beispiel *Nucula compta* GOLDFUSS, *Corbula gibba* (OLIVI) sowie die Foraminifere *Protelphidium subnodosum* (ROEMER) bestimmt. Aus den umgelagerten Hoerstgen-Schichten, die in der Bohrung KB 8 und im Aufschluss Königsmühle fehlen, dürften die Koralle *Sphenotrochus intermedius* (MÜNSTER) und ein Zahn des Hammerhais *Sphyrna* sp. stammen.

Etwa 650 m nördlich des Blattgebiets konnte aus einer Bohrung für eine Grundwassermessstelle am Fuß der Deponie der Stadt Bocholt (TK 25: 4105 Bocholt) eine reiche Fauna aus den Bislich-Schichten gewonnen werden (Bearb.: K. GÜRS, L.-Amt f. Natur u. Umwelt, Flintbeck bei Kiel). Es handelt sich um eine sandbezogene Flachwasserfauna des unteren Reinbek. Starke Abrollspuren einzelner Fossilien zeigen Wassertiefen kleiner 30 m an. Als wichtige Leitform des Reinbek wurde *Eudolium dingdense* ANDERSON bestimmt.

Die Mikrofauna der Bislich-Schichten wurde in zahlreichen Proben von kartierbegleitenden Bohrungen untersucht (Bearb.: K. RESCHER, M. HISS, Geol. Dienst NRW, D. SPIEGLER, Kiel). Die Bearbeitung erbrachte eine für das Reinbek typische Faunenvergesellschaftung, wobei vor allem *Uvigerina accuminata* HOSIUS und *Uvigerina semiornata* D'ORBIGNY zu nennen sind. SPIEGLER (in: HISS et al. in Vorber.) gliedert mithilfe von Bolboformen und Uvigerinen das Reinbek in mehrere Zonen, wobei sie die beiden untersten Zonen in das untere Reinbek und die darüber folgenden Zonen in das obere Reinbek stellt (Tab. 11). Die unterste Zone ist die in Kapitel 3.8.1.1.1 erwähnte obere *Uvigerina tenuipustulata*-Zone, in der *Bolboforma reticulata* VON DANIELS & SPIEGLER erstmals auftritt. Die darüber folgende *Uvigerina accuminata*-Zone ist gekennzeichnet durch *Uvigerina accuminata* HOSIUS und *Bolboforma reticulata* VON DANIELS & SPIEGLER. Die nächstjüngere Faunen-Zone des Reinbek, die *Uvigerina macrocarinata*-Zone (Tab. 10) fehlt am Niederrhein. Die im Hangenden folgende *Uvigerina brunnensis*-Zone ist definiert durch die Leitformen *Uvigerina semiornata brunnensis* KARRER und *Bolboforma bireticulata* SPIEGLER. In ihr setzen bereits häufig die Dingden-Schichten ein, was für eine Verzahnung der beiden lithostratigrafischen Einheiten spricht. Die Bislich-Schichten umfassen das tiefere Reinbek, das von der oberen *Uvigerina tenuipustulata*-Zone bis in die *Uvigerina acuminata*-Zone, zum Teil auch bis in die *Uvigerina brunnensis*-Zone reicht (s. Tab. 10 u. 11).

Abgrenzung und Mächtigkeit: Die Bislich-Schichten lassen sich von den liegenden Hoerstgen-Schichten vor allem beim Vorliegen von Kernproben durch eine deutliche Abnahme des Mittelsandanteils und des Glaukonitgehaltes relativ gut abtrennen. Im Diagramm der Gamma-Ray-Messung ist meist eine markante Abnahme der Strahlung zu erkennen. Die biostratigrafische Grenze stimmt im Allgemeinen sehr gut mit der Grenze im Gamma-Ray-Log überein, teilweise liegt sie einige Meter höher. Beim Ausfall der Hoerstgen-Schichten ist eine Abgrenzung der Bislich-Schichten von den Grafenberg-Schichten schwieriger. Im Gamma-Ray-Log ist meist eine Zunahme der Strahlung zu erkennen. Die Hangendgrenze gegen die Dingden-Schichten ist durch eine Zunahme des Schluff- und teilweise des Tonanteils gekennzeichnet. Die Grenze ist nicht immer deutlich ausgebildet. In der Kernbohrung KB 32 (R 44 035, H 37 185) ist eine ca. 3,0 m mächtige Übergangszone vorhanden, die aus schluffigen, tonigen Feinsanden im Wechsel mit feinsandigen, tonigen Schluffen besteht. Im Gamma-Ray-Log lässt sich dieser Abschnitt nicht von den Bislich-Schichten abtrennen. In der Kernbohrung KB 15 (TK 25: 4105 Bocholt) ist

der unterste, ca. 4,0 m mächtige Abschnitt der Bislich-Schichten, der aus tonigen Schluffen mit einzelnen Einschaltungen von schwach tonigen, schluffigen Feinsanden besteht, ebenfalls nicht im Gamma-Ray-Log zu erkennen. Auch die Bestimmungen der Gehalte an Kalium-40, Gesamt-Thorium und Uran-238 (Bearb.: M. KRIMMEL, L.-Amt Geol. u. Bergb. Rheinld.-Pfalz) ergaben nur eine geringe Abnahme gegenüber dem hangenden Abschnitt der Dingden-Schichten, in dem die natürliche Gamma-Strahlung deutlich höher ist.

Die Mächtigkeit der Bislich-Schichten beträgt im Westteil des Blattgebiets 28 – 33 m, nach Osten nimmt ihre Mächtigkeit bis auf 9 – 13 m ab.

3.8.1.2.2 Dingden-Schichten (miD)

Gesteine: Die Dingden-Schichten bestehen aus grauschwarzen und schwarzen, schwach kalkigen bis kalkigen, glimmerhaltigen, zum Teil humosen, feinsandigen bis sehr stark feinsandigen, schwach tonigen bis tonigen Schluffen. In die feinsandigen Schluffe sind häufig millimeterdünne Lagen und Schlieren von dunkelgrauem, tonigem Schluff ein-

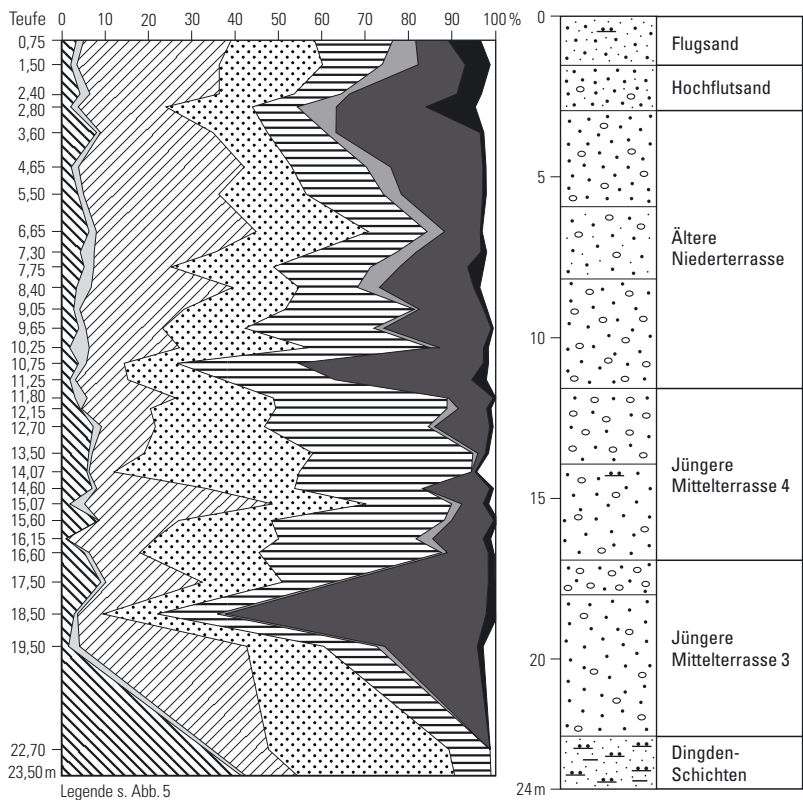


Abb. 7 Schwermineralprofil der Kernbohrung KB 2, Ellersche Heide (R 36 815, H 31 275)

geschaltet. Umgekehrt finden sich in feinsandigen, tonigen Schluffen bis 1 cm dicke hell-graue Feinsandlagen. Die Schichtung ist durch Bioturbation häufig zerstört. Schalenreste von Mollusken sind unregelmäßig im Sediment verteilt. Schilllagen treten deutlich seltener auf als in den Bislich-Schichten. Von den Dingden-Schichten liegen im Blattgebiet zahlreiche Korngrößenanalysen aus Bohrkernen vor. Der Schluffanteil schwankt zwischen 25,5 und 74 %, wobei Werte unter 50 % die Ausnahme sind. Der Anteil an Feinsanden weist mit Werten von 9,5 – 60 % die größten Schwankungen auf. Werte über 40 % sind allerdings selten. Der Tonanteil beträgt durchweg 6 – 15 %, kann aber bis auf 29 % ansteigen. Der Kalkgehalt liegt meist unter 12 %, kann aber bei Vorhandensein von Schalendetritus Werte bis 26 % erreichen. Der Humusgehalt beträgt durchweg 2,0 – 2,5 %,

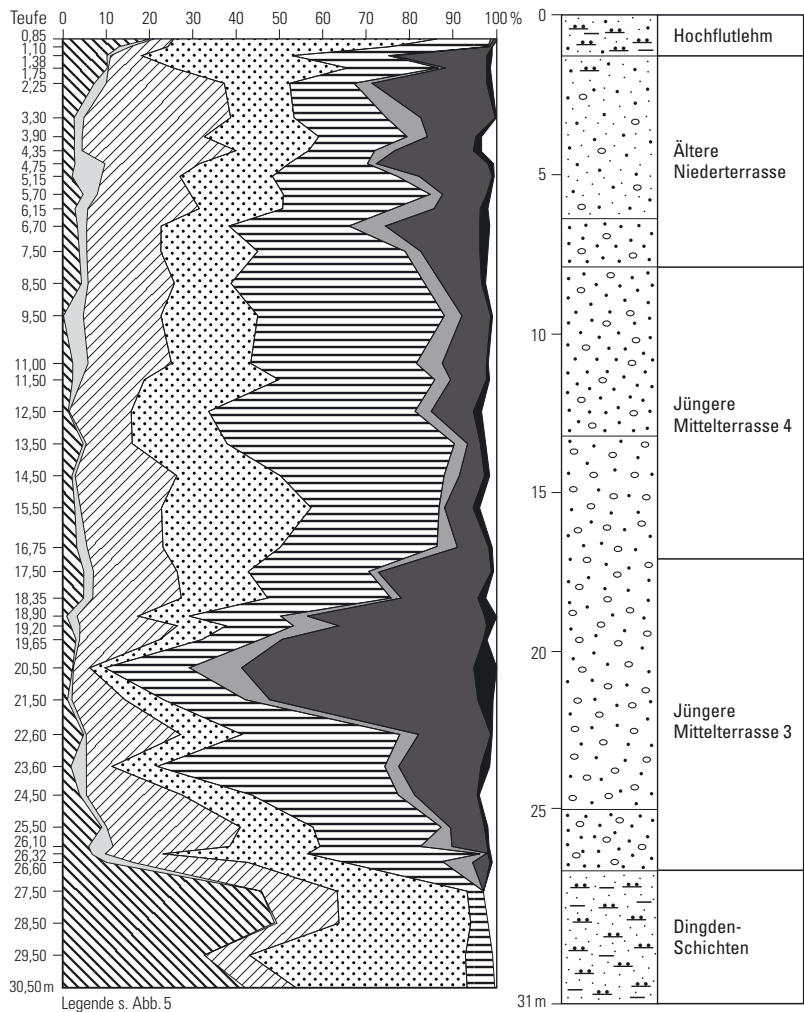


Abb. 8 Schwermineralprofil der Kernbohrung KB 16, nördlich von Wittenhorst (R 35 610, H 38 235)

kann aber bis auf über 4 % ansteigen. Die Schwerminerale bestehen fast ausschließlich aus stabilen Mineralen (26,5 – 74,5 %) und Epidot (15 – 49,5 %) (Abb. 7 u. 8). Es fällt auf, dass die Dingden-Schichten im Ostteil des Blattgebiets höhere Anteile an stabilen Mineralen besitzen als im mittleren und westlichen Teil. Die Anteile sind dort ähnlich hoch wie in den Bislich-Schichten. Vermutlich sind im Ostteil des Blattgebiets Sedimente aus den Bislich-Schichten in größerer Mächtigkeit resedimentiert worden.

Fossilien und Altersstellung: Die Untersuchung der Mollusken in der Bohrung Bislich 1/57 (TK 25: 4305 Wesel) und im Aufschluss Königsmühle (ANDERSON 1964) ergab eine deutliche Abnahme an Arten gegenüber den Bislich-Schichten. Im Aufschluss Königsmühle wurden zum Beispiel nur 80 Arten gegenüber 129 Arten in den Bislich-Schichten (s. Kap. 3.8.1.2.1) bestimmt. Die bereits bei den Bislich-Schichten erwähnten wichtigen Leitformen des Reinbeks und zwar *Streptodictyon sexcostatus* (BEYRICH) und *Aquilofosus festivus* (BEYRICH) wurden ebenfalls in den Dingden-Schichten des Aufschlusses Königsmühle nachgewiesen. Aus dem höheren Teil der Dingden-Schichten liegen zurzeit noch keine Untersuchungen zur Makrofauna vor. Die Mikrofauna der Dingden-Schichten wurde in zahlreichen Proben von kartierbegleitenden Bohrungen untersucht (Bearb.: K. RESCHER, Geol. Dienst NRW, D. SPIEGLER, Geomar, Kiel). Die Bestimmung der Foraminiferen (K. RESCHER) ergab für die Dingden-Schichten die gleiche Faunenvergesellschaftung wie für die Bislich-Schichten. D. SPIEGLER gelang es später unter Einbeziehung der Bolboformen das Reinbek in mehrere Zonen zu untergliedern (s. Tab. 10 u. 11). Wie bereits im Kapitel 3.8.1.2.1 erwähnt, setzen die Dingden-Schichten meist in der *brunnensis*-Zone ein, beziehungsweise sie verzahnen sich in dieser Zone mit den Bislich-Schichten. Leitformen sind *Uvigerina semiornata brunnensis* KARRER und *Bolboforma bireticulata* SPIEGLER. In der im Hangenden folgenden oberen *Bolboforma reticulata*-Zone setzen erstmals *Bolboforma badenensis* SZCZECZURA und *Bolboforma platyreticulata* SPIEGLER ein. Während *Bolboforma badenensis* SZCZECZURA stratigrafisch noch höher hinaufreicht, ist *Bolboforma platyreticulata* SPIEGLER auf diese Zone beschränkt (s. Tab. 11). Die anschließende *Bolboforma danielsi*-Zone wird von SPIEGLER (in: HISS et al. in Vorber.) bereits in das Langenfelde gestellt (s. Kap. 3.8.1.2). *Bolboforma danielsi* (MURRAY) ist auf diese Zone beschränkt. Sie umfasst nach den vorliegenden absoluten Datierungen den Zeitraum zwischen 12,7 – 12,6 Mio. Jahren vor heute, das heißt nur etwa 100 000 Jahre (s. Tab. 11). Die jüngste im Blattgebiet nachgewiesene Faunen-Zone der Dingden-Schichten ist die *Bolboforma badenensis*-Zone, in der nur *Bolboforma badenensis* SZCZECZURA vorkommt (s. Tab. 11). Die Dingden-Schichten umfassen vorwiegend das höhere Reinbek bis tiefere Langenfelde, das heißt den Abschnitt von der *Bolboforma brunnensis*-Zone bis zur *Bolboforma badenensis*-Zone (s. Tab. 10). Im Ostteil des Blattgebiets reichen die Dingden-Schichten nur bis maximal in die obere *Bolboforma reticulata*-Zone des höchsten Reinbek. Darüber folgen bereits die Biemenhorst-Schichten.

Abgrenzung und Mächtigkeit: Die Dingden-Schichten lassen sich im Liegenden von den Bislich-Schichten durch eine Zunahme des Schluff- und teilweise auch des Tonanteils abtrennen. Gleichzeitig nimmt die natürliche Gamma-Strahlung zu (s. Abb. 6). Die Grenze ist allerdings nicht immer deutlich ausgebildet (s. Kap. 3.8.1.2.1). Die Hangendgrenze gegen die Biemenhorst-Schichten ist petrografisch vor allem durch den starken bis völligen Rückgang des Kalkgehalts gut zu erkennen. Die Kornzusammensetzung ändert sich nur unmerklich; insgesamt nimmt der Feinsandanteil zu. Im Gamma-

Ray-Log ist die Grenze durch einen deutlichen Rückgang der Strahlung (s. Abb. 6) gekennzeichnet.

Die Mächtigkeit der Dingden-Schichten beträgt im Westteil des Blattgebiets maximal 27 m; ganz im Osten, im Bereich der Dingdener-Höhen nimmt die Mächtigkeit auf 4 – 9 m ab.

3.8.1.2.3 Biemenhorst-Schichten (miBh)

Gesteine: Die Biemenhorst-Schichten bestehen aus dunkelgrauen und dunkelolivgrauen, meist humosen, feinsandigen bis sehr stark feinsandigen, zum Teil schwach tonigen bis tonigen Schluffen. In die feinsandigen Schluffe sind in unregelmäßigen Abständen dünne Lagen aus schluffigen Feinsanden und tonigen Schluffen eingelagert. Die Schichtung ist durch Bioturbation häufig zerstört. Typisch für die Biemenhorst-Schichten ist der fast immer vorhandene Glimmer sowie der meist fehlende Kalkgehalt. In der Kernbohrung KB 10 (R 44 515, H 39 695) konnten allerdings in mehreren Proben Kalkgehalte von 1,0 – 1,7 % nachgewiesen werden. Die Frage, ob die Biemenhorst-Schichten ursprünglich größtenteils kalkfrei waren oder erst später entkalkt wurden, lässt sich zurzeit nicht beantworten. VAN DEN BOSCH & CADÉE & JANSEN (1975) nehmen an, dass die Eibergen-Schichten (s. Kap. 3.8.1.2) schon primär keine kalkhaltigen Fossilien enthalten haben, das heißt, dass im Meer für kalkschalige Organismen kein Kalk in ausreichender Menge zur Verfügung stand.

Die Biemenhorst-Schichten lassen sich gut mit den so genannten Tostedter Schichten (HINSCH 1973) vergleichen, die im Gebiet zwischen Bremen und Hamburg auftreten. In der Bohrung Nieder Ochtenhausen (TK 25: 2420 Ebersdorf, Niedersachs.) wurde zum Beispiel ein völlig kalkfreier Schichtenabschnitt angetroffen, der dort fast das gesamte Langenfelde umfasst (KUSTER 2001: Abb. 2). Im Gegensatz zu HINSCH (1987) vertritt VAN LEEUWEN (2001: 161 – 173) die Ansicht, dass kalkhaltige Fossilien nicht schon primär in der Tostedt-Fazies fehlten. So wurden pyritisierte Grabgangfüllungen angetroffen, bei denen es sich um Teile eines „Fressspur-Gangsystems“ („Trichimus“) agglutinierender Foraminiferen handeln könnte (KUSTER 2001: 22). Der Kalk soll wahrscheinlich schon synsedimentär durch kohlen säurehaltige Porenwässer gelöst worden sein (VAN LEEUWEN 2001: 111 bis 173). Das CO₂ wird dabei aus der Mineralisation von organischem Material abgeleitet.

Der Humusgehalt der Biemenhorst-Schichten ist vergleichbar mit demjenigen der Dingden-Schichten. Zurzeit liegen nur zwei Analysen aus der Kernbohrung P1TT (R 42 602, H 40 381) vor. Sie ergaben Werte von 2,4 beziehungsweise 3,6 %.

Aus den Biemenhorst-Schichten liegen von fünf Kernbohrungen aus dem Nordosten des Blattgebiets Korngrößenanalysen vor. Der Schluffanteil schwankt zwischen 40 und 60 %. Der Anteil an Feinsanden liegt zwischen 10 – 43 %, wobei Werte unter 20 % selten sind. Der Tonanteil schwankt zwischen 1,5 und 27 %, liegt allerdings meist unter 18 %. Die Schwermineralzusammensetzung ähnelt sehr derjenigen in den Dingden-Schichten. Die stabilen Minerale sind mit 30 – 84 % und der Epidot mit 7 – 39 % vertreten.

Fossilien und Altersstellung: Kalkschalige Fossilien fehlen in den Biemenhorst-Schichten. In einer Kernbohrung auf Blatt 4105 Bocholt, etwa 1,5 km südöstlich von Suderwick, konnten allerdings stark korrodierte Foraminiferen nachgewiesen werden (Bearb.: M. Hiss, Geol. Dienst NRW). Es handelt sich unter anderem um *Uvigerina*

semiornata semiornata D'ORBIGNY, die nach HISS et al. (in Vorber.) vom Hemmoor bis in das höhere Reinbek vorkommt. Da die Biemenhorst-Schichten in das Langenfelde eingestuft werden, dürfte es sich um aufgearbeitete Foraminiferen aus dem tieferen Teil der Dingden-Schichten handeln. Die Fauna der Biemenhorst-Schichten besteht ausschließlich aus nichtkalkigen Fossilien. Es handelt sich vor allem um Zähne von Elasmobranchiern (Haie und Rochen) sowie um Knochen von Mammaliern (Wale und Robben). Haifischzähne aus den ehemaligen Ziegeleigruben zwischen Lankern und Biemenhorst (TK 25: 4205 Hamminkeln u. 4105 Bocholt, s. Abb. 15, S. 125) werden erwähnt von HEINRICHS (1956), VAN DEN BOSCH & CADÉE & JANSEN (1975) und VON DER HOCHT (1986). Ein Zahn hat eine Länge von 14 cm und besitzt einen fein ausgeprägten Rand. Es handelt sich nach mündlicher Mitteilung von F. VON DER HOCHT (Rheinbraun AG, Köln) um *Carcharocles (?) megalodon* (AGASSIZ), der früher als *Procarcharodon megalodon* (AGASSIZ) bezeichnet wurde. Aus der Familie *Isuridae* (Makrelenhaie) wurde ferner von F. VON DER HOCHT *Macrorhizodus hastalis* (AGASSIZ) und *Macrorhizodus escheri* (AGASSIZ) bestimmt. *Macrorhizodus escheri* (AGASSIZ) setzt nach VON DER HOCHT (1988) erstmals im Langenfelde ein und ist deshalb für die stratigrafische Einstufung der Biemenhorst-Schichten von Bedeutung. Aus zwei Aufschlüssen aus der Umgebung von Eibergen, nördlich von Winterswijk (Niederlande), wurden zahlreiche Haifischzähne geborgen. Aus dem umfangreichen Material wurde unter anderem *Isurus escheri* (AGASSIZ) bestimmt (VAN DEN BOSCH & CADÉE & JANSEN 1975). Die Art wird von F. VAN DER HOCHT (mündl. Mitt.) zur Gattung *Macrorhizodus* gestellt. Aus den Eibergen-Schichten sind neben den Haifischzähnen auch zahlreiche Wirbeltiere geborgen worden (VAN DEN BOSCH & CADÉE & JANSEN 1975). In den ehemaligen Ziegeleigruben bei Bocholt-Biemenhorst (s. Abb. 15, S. __) wurden im Jahre 1953 Reste von zwei Walskeletten gefunden, die zur Gruppe der Ur- oder Zahnwale gehören sollen (HEINRICHS 1957). Bemerkenswert sind auch Knochenfunde von der linken Hinterextremität einer Mönchsrobbe (SPRINGHORN 1978: 19 – 27).

Die Biemenhorst-Schichten setzen frühestens über dem höchsten Reinbek ein. Im Nordwesten des Blattgebiets beginnen die Biemenhorst-Schichten erst über der *Bolboforma badenensis*-Zone des tieferen Langenfeldes (s. Tab. 10 u. 11). Das heißt, die Basis der Biemenhorst-Schichten verläuft diachron. Die Hangendgrenze gegen die Uedem-Schichten ließ sich im Blattgebiet wegen fehlender Aufschlüsse zeitlich nicht festlegen. In einer Bohrung ca. 4 km westlich von Bocholt (TK 25: 4105 Bocholt) beginnen die Uedem-Schichten bereits in der *Bolboforma compressispinosa*-Zone (s. Tab. 10). Die Biemenhorst-Schichten wurden demnach sehr wahrscheinlich in einem Zeitabschnitt von maximal 1 Million Jahren abgelagert.

Abgrenzung und Mächtigkeit: Die Biemenhorst-Schichten lassen sich von den liegenden Dingden-Schichten vor allem durch den starken bis meist völligen Rückgang des Kalkgehalts gut abtrennen. Die Kornzusammensetzung ändert sich beim Übergang in die Dingden-Schichten nur unmerklich; insgesamt nimmt der Feinsandanteil ab. Im Gamma-Ray-Log ist die Grenze an einer deutlichen Zunahme der Strahlung zu erkennen (s. Abb. 6). Im Hangenden werden die Biemenhorst-Schichten von Sanden und Kiesen des Quartärs (Jüngere Mittelterrasse 2 – 3 und Jüngere Hauptterrasse 2 – 3) überlagert. Wegen der Quartär-Bedeckung lassen sich nur Mindestmächtigkeiten von maximal 18 m angeben.

3.8.1.2.4 Uedem-Schichten (miUe)

Die Uedem-Schichten treten nur in dem etwa 0,8 km in das Blattgebiet hineinreichenden südöstlichsten Teil des Bocholter Grabens auf (s. Kap. 3.8.1.2). Da aus diesem Bereich keine Bohrungen vorliegen, muss für die Beschreibung der Schichtenfolge auf Bohrungen aus dem nördlich anschließenden Blattgebiet 4105 Bocholt zurückgegriffen werden.

Gesteine: Die Uedem-Schichten bestehen vorwiegend aus grüngrauen, grünen und dunkelgrauen, meist glaukonitischen, schwach schluffigen, schwach mittelsandigen bis mittelsandigen Feinsanden, in die vereinzelt dünne Lagen aus tonigem Schluff und schluffigem Ton eingeschaltet sind. Vereinzelt sind auch feinsandige bis stark feinsandige Schluffe ausgebildet. Im höheren Teil der Uedem-Schichten traten in einem gekernten, 7 m mächtigen Abschnitt der Bohrung KB 16 (TK 25: 4105 Bocholt) einzelne, bis 8 cm dicke Lagen aus Schluff-, Ton- und Sandstein auf. In den untersten 10 – 20 m der Uedem-Schichten nimmt der Schluffanteil in den Spülproben deutlich zu, was allerdings in den Gamma-Ray-Logs nicht zu erkennen ist. Eine sichere Klärung der Kornzusammensetzung lässt sich nur an gekerntem Probenmaterial durchführen.

Fossilien und Altersstellung: Makrofauna tritt in den Uedem-Schichten nur vereinzelt auf. An stratigrafisch verwertbaren Mollusken wurde nur *Astarte cf. omalii* bestimmt (Bearb.: K. GÜRS, L.-Amt f. Natur u. Umwelt, Flintbeck bei Kiel) bestimmt. Diese Form wird von SLIGGERS & VAN LEEUWEN (1987) als Charakterform der Molluskenzonen F1 und F2 angegeben, die etwa mit der Gram- und Sylt-Stufe zu parallelisieren sind. Die Mikrofauna der Uedem-Schichten wurde in mehreren Bohrungen im Bereich des Bocholter Grabens (TK 25: 4105 Bocholt) untersucht (Bearb.: M. HISS, Geol. Dienst NRW). Mithilfe von *Uvigerina* und *Bolboforma* konnten insgesamt fünf Zonen ausgeschieden werden, die vom höheren Langenfelde bis in das Sylt reichen (s. Tab. 10). Die Uedem-Schichten setzen in der *Bolboforma compressispinosa*-Zone ein, in der *Bolboforma compressispinosa* SPIEGLER erstmals einsetzt. Darüber folgt die *Bolboforma subfragoris*-Zone mit der Indexart *Bolboforma subfragoris* SPIEGLER. Zu erwähnen ist ferner das Auftreten von *Uvigerina pigmaea langeri* VON DANIELS & SPIEGLER. Letztere wurde letztmalig noch in der hangenden *Bolboforma capsula*-Zone beobachtet. Die Indexart ist hier *Bolboforma capsula* SPIEGLER. Der höhere Teil der Uedem-Schichten umfasst die *Bolboforma metzmacheri*-Zone mit dem Zonenfossil *Bolboforma metzmacheri* (CLODIUS) sowie als Abschluss die *Bolboforma intermedia*-Zone mit Leitformen aus der Gruppe um *Bolboforma intermedia* VON DANIELS & SPIEGLER. Bei den *Uvigerina* ist vor allem die Indexart *Uvigerina venusta saxonica* VON DANIELS & SPIEGLER zu nennen.

Abgrenzung und Mächtigkeit: Die Uedem-Schichten lassen sich von den Biemenhorst-Schichten im Liegenden durch eine deutliche Zunahme des Sandanteils gut abtrennen. Gleichzeitig nimmt die natürliche Gammastrahlung deutlich ab. Die Grenze ist im Log an einem markanten Absatz in der Strahlungskurve gut zu erkennen. Die Hangendgrenze gegen die Schichten des Quartärs ist durch einen Farbumschlag und meist durch eine Zunahme der Korngröße deutlich ausgebildet. Von den Uedem-Schichten ist im Blattgebiet nur der tiefere Teil vorhanden, der im Bocholter Graben nach Südosten herausgehoben ist. Die maximale Mächtigkeit beträgt im Blattgebiet 13 m, während sie nach Nordwesten, im Bereich der TK 25: 4105 Bocholt, bis auf 48 m ansteigt.

Tabelle 12

Gliederung des Jüngeren Unterpleistozäns bis Oberpleistozäns

Paläomagnetik		Alter Jahre vor heute (nicht maßstäbig)	Sauerstoff- isotopenstufen	Nordwestdeutschland		Niederlande (ZAGWIJN 1985, 1989, 1992; ZAGWIJN et al. 1971)	Blattgebiet Hamminkeln	
B r u n h e s	127 000	2	Oberpleistozän	Weichsel	Spätglazial	Weichselian		
		Hochglazial			Ältere Niederterrasse (weitere Ablagerungen s. Tab. 13)			
		Frühglazial						
		5	Eem	Eemian	Merhoog-Schichten			
		6	Saale	Warthe	Stadial III	Jüngere Mittelterrasse 4	Geschiebe- decksand ?	
		?		nicht nachgewiesen				
		Jüngere Mittelterrasse 3						
		7		Drenthe		Jüngere Mittelterrasse 2	Beckensand	
							Glazifluviatiler Sand	
							Grundmoräne	
		8		Dömnitz (= Schöningen)			Bantega-Interstadial	Schichtlücke
				Stadial II				
				Hoogeveen- Interstadial				
				Stadial I				
				Fuhne				
		9	Holstein	Holsteinian				
		10	Elster	Elsterian				
		11	Cromer	Cromerian				
		12						
		13			Interglazial IV			
		14			Glazial C			
		15			Interglazial III			
		16			Glazial B			
		17			Interglazial II			
		18			Glazial A			
M a t u y a	780 000	19	Unterpleistozän	Bavel	Bavelian	Schichtlücke		
		20			Dorst-Glazial			
		21			Leerdam-Interglazial			
		22			Linge-Glazial			
		23			Bavel-Interglazial			
M a t u y a	1 070 000		Menap	Menapian				
			Waal	Waalian				
			Eburon	Eburonian				

Tabelle 12
(Fortsetzung)

Niederrhein				
(SCHIRMER 1990, 1995)		(KLOSTERMANN 1992, 1995)		
Würm	Ober-	Niederterrasse 3	Jüngere Niederterrasse	
		Niederterrasse 2 Niederterrasse 1	Ältere Niederterrasse	
	Mittel-			
	Unter-			
Weeze-/Moers II-Interglazial		Schichten von Weeze		
Mittelterrasse 5		Untere Mittelterrasse 4 (Krefelder Mittelterrasse)		
		Vorselaer-Schichten		
Kempen-Schichten		Untere Mittelterrasse 3		
		Jüngere Untere Mittelterrasse 2 2. Inlandeisvordstoß 1. Inlandeisvorstoß		
Mittelterrasse 4		Ältere Untere Mittelterrasse 2		
Krefelder Interglazial		Holstein-Interglazial		
Mittelterrasse 3		Elster	Untere Mittelterrasse 1	
V	Frimmersdorf-Interglazial		Römerhof-Interglazial	
	Mittelterrasse 2		Mittlere Mittelterrasse	
IV			Obere Mittelterrassen 1 – 3	
	Mittelterrasse 1 Hauptterrasse 4			
III				
	Hauptterrasse 3 Hauptterrasse 2			
II				
I	Hauptterrasse 1			
?			Cormer- bis Bavel- Komplex	Jüngere Hauptterrassen 2 – 4
Frechen-Interglazial III				
Schotter d		Waal-	Jüngere Hauptterrassen 1	
Frechen-Interglazial II Schotter c		Eburon- Kaltzeit		
Frechen-Interglazial I Schotter b 2				

3.9 Quartär

Die Ablagerungen des Quartärs nehmen die gesamte Fläche des Blattgebiets ein. Die Mächtigkeit der Quartär-Schichten liegt meist zwischen 15 und 25 m, kann aber lokal auch größer sein. Im Bereich der Dingder Höhen ist die Quartärmächtigkeit mit durchschnittlich 4 – 8 m deutlich geringer.

Die quartären Lockergesteine bestehen aus Kiesen, Sanden, Schluffen, Tonen und Torfen, die vor allem im Pleistozän unter dem Einfluss mehrerer Kalt- und Warmzeiten, insbesondere von Vorstößen des Inlandeises gebildet wurden. Nach ihrer Ablagerung wurden die Sedimente häufig umgelagert; dies gilt vor allem für die Schichten der Niederterrasse, die im Bereich des heutigen Rheintals während des Holozäns vom mäandrierenden Rhein aufgearbeitet und als Auen-terrasse wieder abgelagert wurden.

3.9.1 Pleistozän

Die ältesten Ablagerungen des Pleistozäns im Blattgebiet stammen aus dem Cromer. Es handelt sich um die Jüngere Hauptterrasse 2 – 3 des Rheins, die im Osten des Blattgebiets, im Bereich der Dingder Höhen in einer zusammenhängenden Fläche auf den Schichten des Neogens (Tertiär) liegt. Ablagerungen der älteren Mittelterrassen des Rheins (älter als Holstein, s. Tab. 12), die nach verschiedenen Autoren teils in den jüngeren Ab-

schnitt des Cromers, teils in die Elster-Zeit gestellt werden (s. Tab. 12), sind im Blattgebiet nicht vorhanden.

Ablagerungen der elsterzeitlichen Mittleren Mittelterrasse nach KLOSTERMANN (1992, 1995), die dem unteren Teil der Mittelterrasse 3 nach SCHIRMER (1990, 1995) entsprechen und die im Nordwestteil des Blattes 4305 Wesel vorkommen, sind im Blattgebiet nicht vorhanden und wahrscheinlich auch nicht abgelagert worden (s. Tab. 12). Der Rhein muss zu dieser Zeit durch das Gebiet des westlich anschließenden Blattes 4204 Rees geflossen sein. Ablagerungen aus der Holstein-Zeit sind im Blattgebiet bisher nicht nachgewiesen. Falls Schichten aus dieser Zeit vorhanden waren, sind sie vermutlich völlig erodiert worden. Zu den Ablagerungen aus der Saale-Zeit gehören die Jüngere Mittelterrasse 2 des Rheins, die Grundmoräne, die gazialfluviatilen Sande, der glazilimnische Beckensand sowie die Jüngere Mittelterrasse 3 und 4 (s. Tab. 12). Die Jüngere Mittelterrasse 2 liegt entweder direkt auf den Schichten des Paläogens und Neogens (Tertiär) oder wird von Erosionsresten aus Grundmoräne oder von Beckensand unterlagert. Ganz im Westen ist die Jüngere Mittelterrasse 2 größtenteils erodiert worden. Ihr Platz wird dort von der Jüngeren Mittelterrasse 3 und 4 eingenommen. Ablagerungen der Grundmoräne kommen in relativ zusammenhängenden Flächen vor. Die Grundmoräne liegt zumeist auf der Jüngeren Hauptterrasse 2 – 3 oder dort, wo diese abgetragen ist, direkt auf dem Neogen (Tertiär). Glazifluviatile Sande finden sich in kleinen Flächen im Nordosten des Blattgebiets. Sie liegen entweder auf der Grundmoräne oder auf den Schichten des Neogens (Tertiär). Zu den Ablagerungen aus der Eem-Zeit gehören im Blattgebiet wahrscheinlich die Mehrhoog-Schichten.

Die Bildung der Niederterrasse fällt in die Weichsel-Zeit. Die heutige Oberfläche der Niederterrassenebene ist von Hochflutablagerungen der späten Weichsel-Zeit und des frühen Holozäns bedeckt. Auf diesen kam es lokal zur Bildung von Mooren. Die Aufwehung von Flugsand und Dünen auf die Niederterrasse fand in der ausgehenden Weichsel-Zeit und vor allem im Holozän statt.

3.9.1.1 Bavel bis Cromer

Während des Bavels bis Cromers wurde die Jüngere Hauptterrasse des Rheins (SCHIRMER 1990, 1995) sedimentiert (s. Tab. 12). SCHNÜTGEN (1974) untergliederte die Jüngere Hauptterrasse in der westlichen Niederrheinischen Bucht mithilfe der Anteile an Quarzgeröllen vom Liegenden zum Hangenden in die Hauptterrassen 1 – 4 (s. Tab. 12 u. SCHIRMER 1990, 1995). Über das Alter dieser vier Hauptterrassen gibt es zurzeit nur für die Hauptterrasse 1 eine relativ gesicherte Datierung. In der Tongrube von Mühlheim-Kärlich im Neuwieder Becken (Rheind.-Pfalz) konnte ein dort auftretender Rheinschotter aufgrund sedimentpetrografischer Daten von BOENIGK (1978) mit der Älteren Hauptterrasse des unteren Mittelrheins beziehungsweise der Hauptterrasse 1 (n. SCHIRMER 1990, 1995) in der Niederrheinischen Bucht korreliert werden. Anhand paleomagnetischer Untersuchungen konnte die Matuyama/Brunhes-Grenze, die den Wechsel von der negativen zur positiven Magnetisierung vor 780 000 Jahren vor heute signalisiert, in die Zone des Rheinschotters von Mühlheim-Kärlich, das heißt in die Hauptterrasse 1 gelegt werden (s. Tab. 12). Da sich bisher in anderen untersuchten Aufschlüssen des Mittel- und Niederrheins keine eindeutige paleomagnetische Zuordnung der Jüngeren Hauptterrassen 1 – 4 ergeben hat, muss auf Untersuchungen in den Niederlanden Bezug

genommen werden. Dort konnte die Sterksel-Formation, die mit der Jüngeren Hauptterrasse des Rheins korreliert wird, in zwei Bohrungen paleomagnetisch gegliedert werden (ZAGWIJN & MONTFRANS & ZANDSTRA 1971). Die Matuyama/Brunhes-Grenze liegt demnach entweder im höheren Teil des palynologisch eingestuftes Interglazial I des Cromers (s. Tab. 12) oder im darüber folgenden Glazial A. Das hangende, ebenfalls palynologisch belegte Interglazial II des Cromers ist dort bereits positiv magnetisiert. Es lässt sich zusammen mit dem tieferen Teil des folgenden Glazials B aufgrund seiner Schwermineralführung entweder noch mit dem höheren Teil der Hauptterrasse 1 oder bereits mit dem tieferen Teil der Hauptterrasse 2 korrelieren. Das hangende Glazial B lässt sich aufgrund seiner relativ hohen Saussurit- und Alteritgehalte sehr gut mit der Hauptterrasse 2 des Rheins parallelisieren (BOENIGK 1978, ZAGWIJN 1985). Zusammenfassend lässt sich sagen, dass zumindest nach Untersuchungen in den Niederlanden die Matuyama/Brunhes-Grenze im höheren Teil der Hauptterrasse 1 liegt und die Hauptterrasse 2 bereits zur Brunhes-Epoche gehört und somit jünger als 780 Tausend Jahre vor heute ist (s. Tab. 12). Die Jüngere Hauptterrasse 3 der Niederrheinischen Bucht wird von BOENIGK (1978: 182) und ZAGWIJN (1985: Abb. 6) mit der „Schwermineralzone von Rosmalen“ in den Niederlanden korreliert. Die Jüngere Hauptterrasse 4 des Rheins sowie die Mittelterrassen 1 – 2 (= Obere Mittelterrassen 1 – 3, KLOSTERMANN 1992, 1995) werden von SCHIRMER (1995: 87) in den Zeitraum vom Glazial C des Cromers bis in das Glazial zwischen Cromer IV und V gestellt (s. Tab. 12).

3.9.1.1.1 Jüngere Hauptterrasse 2 – 3 (Hj(2-3))

Im Blattgebiet, wie auch nach Süden bis etwa zur Ruhr, lässt sich die Jüngere Hauptterrasse 2 von der Jüngeren Hauptterrasse 3 weder morphologisch noch sedimentpetrographisch (Gerölle, Schwerminerale) sicher abtrennen. Sie wurden deshalb, wie schon auf Blatt 4406 Dinslaken der geologischen Karte von Nordrhein-Westfalen (JANSEN 1995) zur Jüngeren Hauptterrasse 2 – 3 zusammengefasst.

Gesteine: Die Jüngere Hauptterrasse 2 – 3 besteht aus grauen, braungrauen und gelbgrauen, schwach schluffigen, schwach kiesigen bis sehr stark kiesigen Mittel- und Grobsanden in die teilweise dünne Lagen aus schluffigen Feinsanden und schluffigen Tonen eingeschaltet sind. Gelegentlich wurden in den Kernbohrungen bis ca. 5 cm große Gerölle und flatschenartige Einlagerungen aus Schluff und Ton beobachtet, die aus aufgearbeiteten Schluff- und Tonlagen stammen. Die Sedimente der Hauptterrasse sind kalkfrei; die Schichtung ist meist undeutlich ausgebildet. Neben Parallelschichtung wurde auch Schrägschichtung beobachtet. Das Schwermineralspektrum (Bearb.: U. WEFELS, Geol. Dienst NRW) wird von Epidot (35 – 61 %) beherrscht. Die stabilen Minerale sind mit Anteilen von 10 – 38 % und die grüne Hornblende mit 3,5 – 18,5 % vertreten. Der für die Hauptterrasse 2 des zentralen Teils der Niederrheinischen Bucht kennzeichnende Saussurit konnte nicht nachgewiesen werden. Er ist generell am nördlichen Niederrhein im rechtsrheinischen Verbreitungsgebiet der Jüngeren Hauptterrasse nicht vorhanden. Alterit, ein kennzeichnendes Mineral der Jüngeren Hauptterrasse ist unbedeutend und schwankt zwischen 0 – 4,5 %.

Altersstellung: Die Ablagerungen der Jüngeren Hauptterrasse 2 – 3 konnten im Blattgebiet nicht datiert werden. In der Sand- und Kiesgrube Spikermann (TK 25: 4407

Bottrop, R 25 60 900, H 57 18 200), wurden in den Jahren 1991 und 1993 aus Ton- und Schlufflagen, die in der dortigen Jüngeren Hauptterrasse eingeschaltet waren, Proben für paleomagnetische Untersuchungen entnommen (Bearb.: C. ROLF, Niedersächs. L.-Amt f. Bodenforsch., Hannover, U. HAMBACH, Geowiss. Univ. Bayreuth). Alle Proben erwiesen sich als positiv magnetisiert (JANSEN in: JANSEN et al. 1992: Abb. 4b u. S. 92). Unter der Voraussetzung, dass keine späteren Remagnetisierungen stattfanden, kann die dortige Hauptterrasse in die Jüngere Hauptterrasse 2 oder 3 eingestuft werden. Für die Hauptterrasse 2 – 3 des Blattgebiets kann, wie auch im Kapitel 3.9.1.1 erläutert, ein Alter jünger als 780 Tausend Jahre vor heute, wahrscheinlich das Glazial B des Cromers, angenommen werden (s. Tab. 12.).

Verbreitung: Die Jüngere Hauptterrasse 2 – 3 ist nur im Osten des Blattgebiets, im Bereich der Dingder Höhen vorhanden. Sie liegt dort relativ zusammenhängend über den Schichten des Neogens (Tertiär). Nur im Bereich der Täler sowie in einer etwas größeren Fläche ganz im Nordosten ist die Jüngere Hauptterrasse 2 – 3 erodiert. Die Basis der Jüngeren Hauptterrasse 2 – 3 liegt im Süden der Dingder Höhen bei +43 – +45 m NN und ganz im Norden bei +41 – +42,5 m NN. Auf einer Länge von ca. 8 km entspricht dies einem Gefälle von 0,025 %. In West-Ost-Richtung liegt die Basis der Hauptterrasse annähernd horizontal, wobei lokal an der Basis Reliefunterschiede von 2 m auftreten können. Ein deutliches Quergefälle ist nicht erkennbar.

Mächtigkeit: Die Mächtigkeit der Jüngeren Hauptterrasse 2 – 3 beträgt im Blattgebiet meist 2 – 4 m und erreicht maximal 7,5 m.

3.9.1.2 Elster

Die Elster-Zeit wird heute von den meisten Autoren, zum Beispiel von ZAGWIJN (1989: Abb. 20), MÜLLER-BECK (1995: Tab. 1), SCHIRMER (1995: Abb. 49) auf den Zeitraum der Sauerstoff-Isotopenstufe 10 beschränkt. Folgt man dieser Definition, so wurde in diesem Zeitabschnitt am Niederrhein lediglich die Untere Mittelterrasse 1 (KLOSTERMANN 1992, 1995) beziehungsweise die Mittelterrasse 3 (SCHIRMER 1990, 1995) abgelagert (s. Tab. 12). Nach KLOSTERMANN (1992: Taf. 2, 1995: Tab. 1) umfasst die Elster-Zeit den Zeitraum der Sauerstoff-Isotopenstufen 10 – 18 (Tab. 12). Dieser Zeitraum würde demnach auch die älteren Mittelterrassen umfassen.

Die Mittlere Mittelterrasse (KLOSTERMANN 1992, 1995, s. Tab. 12) ist eine kaltzeitliche, fluviatile Ablagerung, die meist rinnenförmig in die tertiären (Paläogen u. Neogen) Sedimente eingetieft ist. Aus diesem Grund wurde die Mittlere Mittelterrasse auch als Rinnenschotter bezeichnet. KLOSTERMANN (1985) nimmt an, dass die Schmelzwässer des Elster-Eises die steilwandigen Rinnen geformt haben, die dann anschließend mit den Rinnenschottern aufgefüllt wurden. Ablagerungen einer spätcromerzeitlichen bis elsterzeitlichen Vereisung fehlen allerdings in der Niederrheinischen Bucht. In den nördlichen Niederlanden konnten glazifluviatile Sande mit einzelnen nordischen Geschieben (Weerdingen-Schichten) nachgewiesen werden, die als Sanderbildungen einer unmittelbar östlich anschließenden Inlandeismasse aufgefasst werden (SKUPIN & SPEETZEN & ZANDSTRA 1993). Die Schichten werden in das Glazial C des Cromers gestellt. Örtlich werden die Weerdingen-Schichten von humosen Tonen überlagert, die in das Interglazial IV des Cromers datiert sind. Aus der Elster-Kaltzeit sind in den östlichen Niederlanden und im nord-

westlichen Niedersachsen im Wesentlichen Schmelzwassersande und Beckentone nachgewiesen. Sie deuten einen nahen Eisrand an, der vermutlich auf der Linie Texel-Emden-Nordhorn-Rheine-Osnabrück gelegen hat (SKUPIN & SPEETZEN & ZANDSTRA 1993).

Wie bereits im Kap. 3.9.1 angeführt, sind im Blattgebiet keine Ablagerungen der Mittleren Mittelterrasse des Rheins vorhanden und wahrscheinlich auch nicht abgelagert worden. Der Rhein muss während der Elster-Zeit weiter westlich durch das Gebiet der TK 25: 4204 Rees geflossen sein.

3.9.1.3 Holstein

Schichten aus der Holstein-Zeit sind im Blattgebiet nicht nachgewiesen. In keiner der zahlreichen Bohrungen, die die Quartärbasis erreicht haben, wurden schluffige, tonige oder auch torfige Sedimente angetroffen, die eventuell einen pollenanalytischen Hinweis auf warmzeitliche Ablagerungen des Holsteins erbracht hätten.

3.9.1.4 Saale

Zu Beginn der Saale-Zeit wurde der tiefere Teil der Jüngeren Mittelterrasse 2 des Rheins aufgeschüttet (Tab. 12). Er entspricht der älteren Unteren Mittelterrasse 2 nach KLOSTERMANN (1992: 94 – 97). Noch während der Bildung dieser Terrasse drang das Inlandeis von Nordeuropa her bis in den Raum Almelo – Deventer vor. Durch den Rhein, die Maas und die weiter östlich fließenden Flüsse wurde dem Inlandeis Wärme zugeführt. Die Folge war das Ausfließen mehrerer mächtiger Gletscherzungen nach Süden. Es kam zur Ausschürfung tiefer glazialer Becken und zur Bildung hoher Stauchmoränenwälle (KLOSTERMANN 1992: 110). Der Gletschervorstoß reichte bis in den Raum Kleve – Kranenburg, wo es zur Formung des Kranenburger Lobus kam. Anschließend rückte eine weitere Gletscherzunge in südöstlicher Richtung bis in den Raum Sonsbeck – Xanten vor. Es kam zu Stauchungen der Sedimente im Untergrund des Reichswalds und der Bönninghardt sowie zur Bildung des Sonsbecker Lobus zwischen Uedem und Xanten (KLOSTERMANN 1989). Im Inneren der Stauchmoränenbögen bildeten sich wassererfüllte Becken, in denen schluffig-sandige Schmelzwassersedimente abgelagert wurden (Beckensand).

Im Rheintal rückte der Gletscher nach Süden bis in den Norden von Krefeld vor (SKUPIN & SPEETZEN & ZANDSTRA 1993: Abb. 46). Nach THOME (1989) und KLOSTERMANN (1992: Abb. 20 g) soll eine Gletscherzunge bis in den Raum Düsseldorf vorgedrungen sein.

Der erste Eisvorstoß – beziehungsweise die ältere Moräne – ist durch eine starke Beteiligung von Geschieben aus Südschweden, besonders aus Småland, gekennzeichnet (SKUPIN & SPEETZEN & ZANDSTRA 1993). Schon kurze Zeit nachdem das Inlandeis bis in das Rheintal vorgedrungen war, begann es zu zerfallen. Hierbei spielte die Wärmezufuhr durch den Rhein sicher eine wichtige Rolle. Das Eis zog sich vermutlich größtenteils in das zentrale Münsterland zurück.

Der zweite Eisvorstoß des Inlandeises aus Skandinavien drang aus nordöstlicher Richtung in die Westfälische Bucht ein. Er reichte im Südwesten bis nördlich von Essen und ganz im Westen bis zu einer Linie, die zwischen Bocholt und Wesel verläuft (SKUPIN &

SPEETZEN & ZANDSTRA 1993: Abb. 47). Der zweite Eisvorstoß – beziehungsweise die zweite Moräne – zeigt neben südschwedischen Geschieben einen deutlichen Anteil an mittelschwedischem Dalarna-Material (SKUPIN & SPEETZEN & ZANDSTRA 1993). Am Niederrhein wurde nach dem Rückzug des Eises die Jüngere Mittelterrasse 2 weiter aufgeschüttet; sie kann durch Aufarbeitung von glazigenen Ablagerungen des ersten Vorstoßes nordische Geschiebe enthalten.

Bei einer erneuten Kälteschwankung kam es zu einem dritten Eisvorstoß aus Skandinavien. Dieser hinterließ eine Moräne, die einen hohen Anteil von Geschieben aus dem ostfennoskandinavischen Raum besonders aus Åland aufweist (SKUPIN & SPEETZEN & ZANDSTRA 1993). Das Eis stieß aus dem Emsland westlich der Ems nach Süden in die Westfälische Bucht vor und floss – sich nach Süden zunehmend ausdehnend – bis knapp südlich der Ruhr. Den Niederrhein erreichte dieses Eis zuerst bei Bocholt, von wo es weiter nach Südwesten bis zum Rhein vordrang. Bei Xanten wurden erneut Stauchmoränen geformt, wie die Höhe von „Hochwald“ und der „Balberger Wald“. Im Inneren des bereits beim ersten Eisvorstoß gebildeten Stauchmoränenbogens der Hees wurde der heutige Fürstenberg aufgestaucht. Die Beckensande des ersten Eisvorstoßes (= Sonsbecker Lobus) wurden teilweise in die Stauchung mit einbezogen (KLOSTERMANN 1989: 71).

Die starke Wärmezufuhr durch den Rhein führte wiederum zu einem nach Süden gerichteten Gletscherausbruch, der bis in die Höhe von Düsseldorf reichte (SKUPIN & SPEETZEN & ZANDSTRA 1993: Abb. 48). Nach KLOSTERMANN (1992: Abb. 20 j) reichte dieser Vorstoß nur bis nördlich von Krefeld. Am Westrand des Gletschers wurden zwei durch eine Oszillation getrennte Stauchmoränenwälle (Kamper- und Neusser Staffel) geformt, deren innerer Wall später durch die Erosion in einzelne kleine Berge zerlegt wurde (z. B. Kamper Berg, Dachsberg Eyllscher Berg).

Der Eisvorstoß bis Düsseldorf ist nach KAISER (1957) durch eine Grundmoräne bei Hösel belegt. Im Bereich der Gesamthochschule Duisburg konnten zwei Grundmoränen nachgewiesen werden, die durch Vorschüttssande und Beckenablagerungen voneinander getrennt werden. Nach SKUPIN (münd. Mitteil.) handelt es sich um eine Oszillation des dritten Eisvorstoßes (JANSEN 1991: Abb. 8 u. S. 82).

Noch während sich das Inlandeis aus der Niederrheinischen Bucht zurückzog, kam es zu einer linearen Erosion, die ganz im Westen des Blattgebiets zu einer fast vollständigen Abtragung der Jüngeren Mittelterrasse 2 führte. Anschließend wurde die Jüngere Mittelterrasse 3 aufgeschüttet.

In dem nachfolgenden warmzeitlichen Abschnitt schmolz das Eis bis nach Nordeuropa zurück. Sicher datierte warmzeitliche Ablagerungen sind aus dieser Zeit am Niederrhein nicht bekannt. KLOSTERMANN & REHAGEN & WEFELS (1988) beschreiben nordwestlich von Weeze Ablagerungen im Hangenden der Jüngeren Mittelterrasse 2 und im Liegenden des Eems, die sie als Vorselaer-Schichten bezeichnen. Sollten diese Schichten autochthon sein, was zurzeit nicht gesichert ist, käme eine Einstufung in die Wärmeschwankung zwischen der Drenthe- und Warthe-Zeit in Frage. Auch zwischen Moers und Kamp-Lintfort (TK 25: 4505 Moers) kommen im Liegenden der Niederterrasse warmzeitliche Ablagerungen vor, die von BERTSCH & STEEGER (1927) als Moers-Schichten bezeichnet werden. LANSE (1983: Tab. 1) untergliedert diese in die Moers-Schichten I und II und stellt die Moers-Schichten I in die Saale-Zeit und die Moers-Schichten II in die Eem-Zeit.

Vermutlich gegen Ende des warmzeitlichen Abschnitts am Übergang zum kaltzeitlichen Abschnitt, dem Warthe, wurde im Blattgebiet der obere Teil der Jüngeren Mittelterrasse 3 erodiert. Im Warthe breitete sich das nordische Inlandeis nur noch bis in den Raum zwischen Elbe und Aller aus. Während dieser Zeit wurde am Niederrhein die Jüngere Mittelterrasse 4 abgelagert. Sie tritt heute noch zusammenhängend im Raum Kempen – Aldekerk, bei Neuss und Mönchengladbach auf. Im Rahmen der geologischen Kartierung des Blattgebiets sowie des Messtischblattes 4105 Bocholt (in Vorber.) der geologischen Karte von Nordrhein-Westfalen konnte die Jüngere Mittelterrasse 4 erstmals rechtsrheinisch nachgewiesen werden.

3.9.1.4.1 Jüngere Mittelterrasse 2 (Mj2)

Gesteine: Die Jüngere Mittelterrasse 2 besteht aus graubraunem und braungrauem, meist schwach kalkhaltigem, stellenweise schwach schluffigem Sand und Kies. Vereinzelt sind Lagen aus schluffigem Feinsand und schwach tonigem, feinsandigem Schluff eingeschaltet. Das Schwermineralspektrum der Jüngeren Mittelterrasse 2 setzt sich zusammen aus 22 – 64,5 % grüner Hornblende, 12 – 33 % Granat und 10,5 – 30 % Epidot. Klinopyroxen ist mit 4 – 21 % nur untergeordnet vertreten, wobei Werte über 15 % die Ausnahme sind. Dieses Schwermineralspektrum ist charakteristisch für die Jüngere Mittelterrasse 2 und wird zur Abgrenzung von jüngeren Terrassenablagerungen herangezogen.

Altersstellung: Wie bereits im Kap. 3.9.1.4 erläutert, begann die Aufschüttung der Jüngeren Mittelterrasse 2 schon zu Beginn der Saale-Zeit. Im Blattgebiet ist wahrscheinlich der überwiegende Teil der Jüngeren Mittelterrasse 2 erst im Drenthe, also zu einer Zeit als das nordische Inlandeis in die Niederrheinische Bucht vordrang, abgelagert worden. Ein Beleg hierfür ist, dass in der Kernbohrung KB 5 (R 38 085, H 34 440, s. Schnitt L – M, Taf. 1 in der Anl.) die Jüngere Mittelterrasse 2 von Erosionsresten der Grundmoränen unterlagert wird. Da nicht bekannt ist, welchem Eisvorstoß diese Grundmoräne zuzuordnen ist, lässt sich eine genauere zeitliche Einstufung nicht durchführen. Sicher ist, dass zumindest größere Teile der Jüngeren Mittelterrasse 2 jünger oder etwa altersgleich wie die Grundmoräne sind.

Abgrenzung: Die Jüngere Mittelterrasse 2 lässt sich im Liegenden sehr gut von den Feinsanden und Schluffen des Paläogens und Neogens (Tertiär) sowie von der sandig-tonigen, sehr schwach kiesigen Grundmoräne abtrennen. Die Hangendgrenze gegen die Jüngere Mittelterrasse 3 lässt sich nur mithilfe von Schwermineralen durch den deutlichen Anstieg der Klinopyroxengehalte festlegen. Die Grenze gegen die Niederterrasse ist nur dann sicher zu fassen, wenn über der Jüngeren Mittelterrasse 2 noch feinkörnige Sedimente folgen, die aufgrund ihrer Pollenführung ein eemzeitliches Alter belegen, beziehungsweise vermuten lassen. Da im Blattgebiet solche Sedimente nur in zwei Bohrungen angetroffen wurden (s. Kap. 3.9.1.5), lässt sich eine relativ verlässliche Abgrenzung gegen die Niederterrasse ebenso nur mithilfe von Schwermineralen durchführen. Der Klinopyroxengehalt steigt in der Älteren Niederterrasse auf Werte von über 15 % an. Dort, wo der Klinopyroxengehalt der Jüngeren Mittelterrasse 2 ebenfalls über 15 % liegt, lässt sich daher auch anhand von Schwermineralen keine sichere Abgrenzung vornehmen.

Verbreitung: Die Jüngere Mittelterrasse 2 ist bis auf einen schmalen Bereich im Osten des Blattgebiets durchgehend im Liegenden der Älteren Niederterrasse vorhanden. Ganz im Südosten liegt die Basis der Jüngeren Mittelterrasse 2 bei +7 m NN (s. Schnitt C – D, Taf. 1 in der Anl.). Sie fällt dann nach Nordwesten bis auf etwa ± 0 bis –4 m NN (s. Schnitt P – Q, Taf. 1 in der Anl.) ab, wobei lokal rinnenförmige Übertiefungen auftreten (s. Schnitt J – K, Taf. 1 in der Anl.). Ein deutliches Quergefälle ist nur im östlichen Teil der Terrasse zu erkennen.

Mächtigkeit: Die Mächtigkeit der Jüngeren Mittelterrasse 2 liegt meist zwischen 5 bis 11 m und maximal bei 16,5 m.

3.9.1.4.2 Grundmoräne (D,Mg)

Gesteine: Die Grundmoräne ist sehr wechselhaft ausgebildet; ihre Zusammensetzung ist abhängig von der Petrografie, der sie unterlagernden Schichten sowie von der Lithologie im Entstehungsgebiet des Gletschers (Liefergebiet). Es lässt sich in Bohrproben eine vorwiegend sandige von einer überwiegend schluffig ausgebildeten Grundmoräne abtrennen. Eine räumlich getrennte Darstellung der beiden Typen ist allerdings nicht möglich. Die sandige Moräne besteht aus schwach bis stark schluffigem, meist schwach tonigem bis tonigem, schwach kiesigem Sand. Die schluffige Moräne besteht aus schwach sandigem bis sandigem, schwach tonigem bis tonigem, schwach bis sehr schwach kiesigem Schluff. Die überwiegend feinkiesigen Grobbestandteile sind unregelmäßig in der schichtunglosen Grundmoräne eingelagert. Die nahe oder an der Oberfläche anstehende Grundmoräne im Gebiet der Dingder Höhen ist bis etwa 4,0 m Tiefe völlig entkalkt. Die Grundmoräne ist meist graubraun oder braungrau gefärbt; in unverwittertem Zustand ist sie auch dunkelgrün bis schwarzgrau. Korngrößenanalysen von Proben der Bohrungen KB 4 und KB 5 (s. Schnitte J – K u. L – M, Taf. 1 in der Anl.) ergaben für den mehr sandigen Typ Anteile an Feinsand von 19 – 35 %, an Mittelsand von 18,5 – 26,5 %, an Schluff von 25 – 38 %, an Ton von 7,5 – 14 % und an Kies von 1,5 – 10 %. Der mehr schluffige Typ besteht aus 35 – 74 % Schluff, 10 – 16 % Ton, 9 – 19 % Feinsand und zu jeweils < 1 % aus Mittelsand und Kies. Schwermineraluntersuchungen an Proben der oben genannten Bohrungen (s. Abb. 9) ergaben für die grüne Hornblende Anteile von 26 bis 36,5 %, für den Epidot von 30,5 – 42,5 % für den Granat von 10,5 – 25,5 % und für die stabilen Minerale von 9,5 – 21,5 %. Klinopyroxen fehlt oder erreicht maximal 2 %. Feinkiesanalysen von Proben der Bohrungen KB 4 und KB 5 (Bearb.: J. ZANDSTRA, Heemskerk, Niederlande) erbrachten in der Fraktion 3 – 5 mm unter anderem 39,3 % Gangquarz, 23 % Restquarz, 2 % nicht abgerollte Feuersteine, 5 % kristalline Gesteine und 2,3 % Lydite. Der Anteil an nordischen Gesteinen (vorwiegend Kristallin) und prae-devonischen Kalksteinen wird mit ± 8 % angegeben. Im Blattgebiet wurden an drei Stellen nordische Kristallingerölle gesammelt. Da aus der Grundmoräne wegen Überlagerung durch Flugsand oder Geschiebedecksand keine Geschiebe in ausreichender Menge aufgesammelt werden konnten, mussten diese aus dem oberflächlich anstehenden Geschiebedecksand entnommen werden. Letzterer ist ein Umlagerungsprodukt der Grundmoräne und ist sowohl aus der ehemals vorhandenen Grundmoräne als auch den noch heute anstehenden Grundmoränenvorkommen abzuleiten. Die drei untersuchten Flächen sind jeweils etwa 2 000 – 3 000 m² groß und haben folgende, ungefähr auf ihr Zentrum bezogene Koordinaten: Probenpunkt 1: R 44 800, H 35 970; Probenpunkt 2: R 45 475,

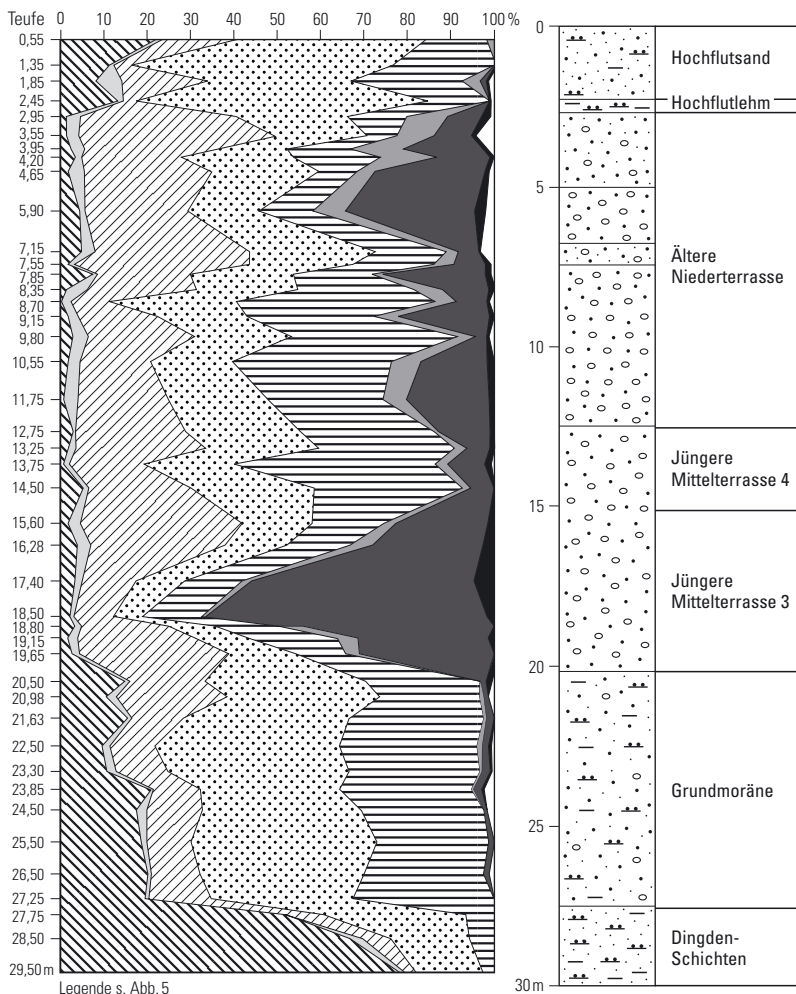


Abb. 9 Schwermineralprofil der Kernbohrung KB 4, Bislicher Wald (R 38 205, H 32 185)

H 37 110; Probenpunkt 3: R 44 825, H 36 660. Von ZANDSTRA wurden pro Fläche 25 – 28 Leitgeschiebe bestimmt. Es handelt sich um 65 – 88 % Smålandgranite aus Südschweden, die nach ZANDSTRA (in: SKUPIN & SPEETZEN & ZANDSTRA 1993) dem ersten Eisvorstoß – beziehungsweise der älteren Moräne in Westfalen – zugeordnet werden.

Verbreitung: Die Grundmoräne ist weitflächig, aber nicht zusammenhängend, vor allem im östlichen Teil der Dingder Höhen verbreitet. Im Westteil des Blattes konnten zwei Erosionsreste der Grundmoräne im Liegenden der jüngeren Niederterrasse und der Jüngeren Mittelterrasse 2 in Teufen zwischen 20 – 27 m unter der Geländeoberfläche nachgewiesen werden (s. Schnitte J – K u. L – M, Taf. 1 in der Anl.).

Mächtigkeit: Die Mächtigkeit der Grundmoräne beträgt im Blattgebiet meist 2 – 4 m und erreicht maximal 7,5 m.

3.9.1.4.3 Glazifluviatiler Sand (D,S,gf)

Gesteine: Der glazifluviatile Sand besteht aus grauem, graubraunem und braun-grauem, meist schwach grobsandigem, zum Teil auch grobsandigem und schwach kiesigem Mittel- und Feinsand sowie aus schwach mittelsandigem Feinsand. Eingeschaltet sind des Öfteren wenige zentimeterdicke Lagen aus schluffigem Feinsand und feinsandigem Schluff sowie Flatschen aus schluffigem Ton. Im Kies treten vereinzelt eckige Feuersteine auf, die ein deutlicher Hinweis auf die glazigene Herkunft der Sedimente sind. Die Gesteine sind kalkfrei und meist deutlich fein geschichtet bis geschichtet. Schwermineraluntersuchungen an Proben der Kernbohrung KB 9 (R 45 860, H 36 625) und KB 10 (R 44 515, H 39 695) ergaben Anteile von 11,5 – 41,0 % Epidot, 4 – 41 % Granat und 9 – 42,0 % grüner Hornblende.

Altersstellung: Die glazifluviatilen Sande liegen teils im Liegenden und teils im Hangenden der Grundmoräne. Unter der Voraussetzung, dass die Sande zum gleichen Eisvorstoß gehören, könnten sie auch als Vorschüttssande beziehungsweise als Nachschüttssande bezeichnet werden. Da eine Zuordnung der Grundmoränen zu den jeweiligen Eisvorstößen (s. Kap. 3.9.1.4) nicht möglich ist, wurde auf eine Untergliederung der glazifluviatilen Sande in Vor- und Nachschüttbildungen verzichtet.

Mächtigkeit: Die Mächtigkeit der glazifluviatilen Sande beträgt im Blattgebiet maximal 6 m.

3.9.1.4.4 Beckensand (D,S,b)

Gesteine: Beckensand ist im Blattgebiet nicht durch Bohrungen erschlossen. Für die Gesteinsbeschreibung wird deshalb auf gut untersuchte Bohrungen zwischen Bislich und Diersfordt (TK 25: 4305 Wesel) Bezug genommen (JANSEN 2001). Beckensand tritt im äußersten Süden des Blattgebiets auf und hat vermutlich die gleiche Gesteinsausbildung wie im Blattgebiet 4305 Wesel. Er besteht aus sehr schwach schluffigen bis schwach schluffigen Fein- und Mittelsanden, in die teilweise millimeterdünne Lagen aus tonigem oder feinsandigem Schluff eingeschaltet sind. Untergeordnet treten auch feinsandige oder tonige Schluffe mit dünnen Lagen aus schluffigem Feinsand auf. Die Sedimente sind immer kalkhaltig.

Die CaCO_3 -Gehalte liegen zwischen 3 und 9,5 %. Der Beckensand ist überwiegend grau, seltener dunkelgrau und grünlich grau gefärbt und ist meist sehr schwach bis schwach glaukonitisch. Vereinzelt sind dünne Humuslagen und Holzreste eingeschaltet. Die Farbe des Beckensands ist meist grau, seltener dunkelgrau und grünlich grau. Die Sedimente sind vorwiegend fein- bis schräg geschichtet. Die Leebblätter fallen meist relativ flach ein.

Das Schwermineralspektrum der Beckensande besteht im Raum zwischen Bislich und Diersfordt aus 15,5 – 38,5 % Epidot, 12,5 – 39 % grüner Hornblende, 7,5 – 35 % Granat und aus 5 – 22 % stabilen Mineralen.

Fossilien: Die Beckensande führen eine Mischfauna aus paläogen-, neogen- (Tertiär) und kreidezeitlichen Foraminiferen, wobei der Anteil an Foraminiferen aus der Kreide meist überwiegt.

Die Kreideformen gehören der mittleren Oberkreide an, die paläogen- und neogenzeitlichen (Tertiär) Formen stammen aus dem Eozän/Oligozän und Miozän. Die eozänzeitlichen Foraminiferen könnten aus den Eozänvorkommen bei Alstätte stammen.

Genese und Altersstellung: Die Schmelzwässer der vorrückenden Gletscher sammelten sich in natürlichen Hohlformen oder in von ihnen selbst geformten übertieften Kolken und setzten ihre mitgeführte Sedimentfracht ab. Wenn der Abfluss durch Eisablagerungen behindert wurde, kam es zu einem Rückstau des Wassers. Unter solchen Stillwasserbedingungen konnten sich auch die feinsten Korngrößen (Ton und Schluff) absetzen. Der für Beckenablagerungen typische Wechsel der abgelagerten Korngrößen ist auf den jahreszeitlich wechselnden Zustrom von Schmelzwasser zurückzuführen. Die Beckenablagerungen finden sich vor allem im Innern des Xantener und Sonsbecker Lobus, die beide durch den ersten Eisvorstoß gebildet wurden (KLOSTERMANN 1992). Sie wurden vor allem durch den dritten Eisvorstoß überfahren und teilweise gestaucht. Durch diese enge Bindung an die Loben des ersten Eisvorstoßes und die Überprägung durch die späteren Eisvorstöße dürften die Beckensande vorwiegend im frühen Drenthe entstanden sein.

Verbreitung: Im Blattgebiet kommt Beckensand nur im äußersten Süden vor (s. Schnitt G – H, Taf. 1 in der Anl.). Es ist anzunehmen, dass im Blattgebiet weitere Reste von Beckensand im Liegenden der Jüngeren Mittelterrassen 2 und 3 vorkommen.

Mächtigkeit: Die Mächtigkeit des Beckensands im Südwesten des Blattgebiets, im Bereich des Diersforder Waldes, beträgt maximal 6 m.

3.9.1.4.5 Jüngere Mittelterrasse 3 (Mj3)

Gesteine: Die Jüngere Mittelterrasse 3 besteht aus graubraunem und braungrauem, zum Teil schwach kalkhaltigem Sand und Kies sowie aus schwach feinsandigem bis feinsandigem, grobsandigem Mittelsand. Eingeschaltet sind unter einem Zentimeter bis mehrere Zentimeter dicke Lagen aus grauem und dunkelgrauem, kalkhaltigem, schwach schluffigem bis schluffigem, schwach mittelsandigem bis mittelsandigem Feinsand. Das charakteristische Schwermineralspektrum (s. Abb. 7 u. 9) wird vom Klinopyroxen (17 – 65 %) beherrscht. Granat ist mit 8 – 47,5 %, Epidot mit 6 – 32,5 % und grüne Hornblende mit 10,5 – 53 % vertreten.

Altersstellung: Die Jüngere Mittelterrasse 3 ist nach der teilweisen oder vollständigen Erosion der Jüngeren Mittelterrasse 2 vom Rhein aufgeschüttet worden. Sie ist auch jünger als der Beckensand, da sie diesen ganz im Südwesten des Blattgebiets sowie im Raum Wesel überlagert. Nach KLOSTERMANN (1985) kam es nach dem zweiten Eisvorstoß (= 3. Eisvorstoß SKUPIN & SPEETZEN & ZANDSTRA 1993) zu einem Rückzug des Eises aus der Niederrheinischen Bucht. Im Rheintal folgte eine kräftige lineare Erosionsphase, die zur Bildung von Rinnen führte. Die Hauptakkumulation in diesen Rinnen soll nach KLOSTERMANN (1985) erst nach dem vollständigen Rückzug des Inlandeises, vermutlich am Ende des Drenthes, erfolgt sein.

Abgrenzung: Die Jüngere Mittelterrasse 3 lässt sich im Liegenden eindeutig von den schluffigen Sedimenten der miozänen Dingden-Schichten abgrenzen. Die Grenze gegen die zum Teil noch vorhandenen Erosionsreste der Jüngeren Mittelterrasse 2 ist nur mithilfe von Schwermineralen festzulegen. Beim Übergang in die liegende Jüngere Mittelterrasse 2 nimmt der Klinopyroxenanteil deutlich ab. Die Hangendgrenze zur Jüngeren Mittelterrasse 4 ist ebenfalls nur an einer Abnahme des Klinopyroxengehaltes zu erkennen.

Verbreitung: Die Jüngere Mittelterrasse 3 kommt nur im Westen des Blattgebiets vor. Sie liegt dort entweder auf Beckensand (s. Schnitt G – H, Taf. 1 in der Anl.), auf Grundmoränenresten, den miozänen Dingden-Schichten (s. Schnitte J – K u. L – M, Taf. 1 in der Anl.) oder randlich auf Erosionsresten der Jüngeren Mittelterrasse 2.

Mächtigkeit: Die Jüngere Mittelterrasse 3 hat im Blattgebiet eine Mächtigkeit von meist 5 – 7 m und erreicht maximal 9 m.

3.9.1.4.6 Jüngere Mittelterrasse 4 (Mj4)

Gesteine: Die Jüngere Mittelterrasse 4 besteht aus graubraunem, gelbbraunem, braungrauem und buntem, meist schwach kalkhaltigem Sand und Kies sowie aus schwach feinsandigem bis feinsandigem, schwach grobsandigem bis grobsandigem Mittelsand. Eingeschaltet sind zentimeterdünne Lagen aus grauem bis dunkelgrauem, kalkhaltigem, zum Teil humosem, tonigem Schluff und grauem schluffigem Feinsand. Das Schwermineralspektrum (Abb. 7 u. 9) setzt sich aus 15 – 42 % grüner Hornblende, 16,5 – 45 % Epidot und 10,5 – 43,5 % Granat zusammen. Der Klinopyroxenanteil ist mit 3 – 19,5 % relativ unbedeutend.

Altersstellung: Der Aufschüttung der Jüngeren Mittelterrasse 4 ging eine Erosionsphase voraus, bei der im Blattgebiet bis zu 7 m der Jüngeren Mittelterrasse 3 erodiert wurden. Die Tiefenerosion vor Ablagerung der Jüngeren Mittelterrasse 4 war insgesamt deutlich geringer als die Tiefenerosion vor Ablagerung der Jüngeren Mittelterrasse 3. Der Zeitpunkt der Eintiefung und die anschließende Akkumulation der Jüngeren Mittelterrasse 4 hat vermutlich in der ausgehenden Saale-Zeit, dem so genannten Warthe stattgefunden (KLOSTERMANN 1992: 128 – 129).

Abgrenzung: Die Liegendgrenze gegen die Jüngere Mittelterrasse 3 ist lithologisch nicht zu fassen. Sie ist lediglich petrografisch, an dem deutlichen Anstieg der Klinopyroxengehalte zu erkennen (s. Abb. 7, 8 u. 9). Die Hangendgrenze gegen die Ältere Niederterrasse lässt sich nur beim Auftreten von warmzeitlichen Ablagerungen des Eems oder beim Vorliegen von frühweichselzeitlichen Interstadialen (s. Schnitt E – F: Brg. KB 19 u. Schnitt N – O: Brg. KB 23, Taf. 1 in der Anl.) festlegen. Eine Abgrenzung mithilfe von Schwermineralen ist schwierig, da keine markanten Unterschiede zwischen beiden Terrassen auftreten. Vorteilhaft für die Abtrennung ist, dass die Basis der Älteren Niederterrasse stets relativ eben und nicht rinnenförmig eingetieft ist.

Verbreitung: Die Jüngere Mittelterrasse 4 tritt nur im Westteil des Blattgebiets auf und hat etwa die gleiche Verbreitung wie die Jüngere Mittelterrasse 3.

Mächtigkeit: Die Jüngere Mittelterrasse 4 hat im Blattgebiet eine Mächtigkeit von durchschnittlich 3 – 5 m und erreicht maximal 7,5 m.

3.9.1.5 Eem

3.9.1.5.1 Mehrhoog-Schichten (Meh)

Im Blattgebiet konnten an mehreren Stellen im Liegenden der Älteren Niederterrasse feinkörnige, stellenweise humose Sedimente nachgewiesen werden, die rinnenförmig in die liegende Jüngere Mittelterrasse eingeschnitten sind. Die Schichten werden hier erstmals als Mehrhoog-Schichten bezeichnet. Sie sind aufgrund der Pollenzusammensetzung wahrscheinlich gegen Ende des Eems abgelagert worden.

Gesteine: Die Mehrhoog-Schichten bestehen aus einer Wechselfolge von grauen und dunkelgrauen, kalkigen, teilweise humosen, teilweise schwach glimmerhaltigen tonigen Schluffen, schwach feinsandigen bis feinsandigen Schluffen und aus schwach schluffigen bis schluffigen, zum Teil mittelsandigen Feinsanden. Eingeschaltet sind häufig millimeterdünne Lagen aus schluffigem Feinsand beziehungsweise feinsandigem Schluff. Das Sediment ist durchgehend fein geschichtet. Hellere mehr feinsandige Lagen wechseln im Millimeterbereich mit dunkleren, mehr schluffigen Lagen. Vereinzelt treten Fließstrukturen auf, die vermutlich durch Entweichen von Porenwasser entstanden sind. Stellenweise wurde Schrägschichtung beobachtet. Das Sedimentationsgefüge weist eindeutig auf ein subaquatisches Ablagerungsmilieu eines stehenden Gewässers hin. In Frage kommen flache, abflusslose Senken oder abgeschnürte Altarme von Bächen und Flüssen. Das Schwermineralspektrum der Mehrhoog-Schichten besteht zu 17,5 – 61 % aus grüner Hornblende, zu 19 – 45 % aus Epidot und zu 6,5 – 23,5 % aus Granat. Der Klinopyroxen erreicht maximal Anteile von 4,5 %. Ähnlich niedrige Werte werden vor allem aus dem Holstein beobachtet. Ebenfalls typisch für warmzeitliche Sedimente ist das gehäufte Auftreten von Glimmer und Chlorit sowie die beobachtete Korrosion der Schwerminerale.

Altersstellung: Die Mehrhoog-Schichten müssen aufgrund ihrer Lage zwischen der Jüngeren Mittelterrasse 4 und der Älteren Niederterrasse in den Zeitraum zwischen dem ausgehenden Saale und dem frühen Weichsel eingestuft werden.

Die Pollenverteilung ist über die gesamte beprobte Strecke der Bohrungen KB 3 (R 40 980, H 31 750), KB 19 (R 42 240, H 30 355), KB 23 (R 35 705, H 35 310) und KB 23A (R 35 705, H 35 315) einheitlich und eintönig. Dokumentiert wird ein borealer Nadelwald, der von der Kiefer mit bis zu 67 % der Pollensumme beherrscht wird. Die Fichte ist mit Werten von 7 – 32 % durchgehend vorhanden. Die Tanne ist regelmäßig mit 0,5 – 2 % vertreten. Unter den Laubgehölzen nimmt die Zwergbirke bis zu 20 % und die Erle bis zu 10 % der Pollensumme ein. Pollen wärmeliebender Gehölze (Eiche, Ulme, Hainbuche) sind lediglich in Spuren vorhanden und vermutlich eingeweht. Nach den vorliegenden Pollenspektren sind die Mehrhoog-Schichten in einem kühlen Klima mit borealen Nadelwäldern abgelagert worden. In Frage käme ein früher oder später Abschnitt des Eems. Da nach MENKE & TYNNI (1984) im frühen Eem (Zone I – III) die Fichte fehlt, bietet sich eine Einstufung in den jüngeren Abschnitt der Zone VI an, in der neben der vorherrschenden Kiefer vor allem Fichte, Erle, Birke und Tanne auftreten. Eine noch jüngere Datierung in das Brörup-Interstadial des frühen Weichsel ist unter anderem wegen der in diesem Zeitabschnitt fehlenden Tanne unwahrscheinlich.

Abgrenzung: Die feinsandig schluffigen Mehrhoog-Schichten lassen sich von der sandig-kiesigen Jüngeren Mittelterrasse 4 im Liegenden und der Älteren Niederterrasse im Hangenden gut abgrenzen.

Verbreitung: Die Mehrhoog-Schichten wurden bisher nur in den bereits oben erwähnten Bohrungen nachgewiesen. Es ist durchaus möglich, dass die Schichten in weiteren Erosionsresten vorkommen.

Mächtigkeit: Die Mehrhoog-Schichten haben im Blattgebiet eine Mächtigkeit von maximal 4,5 m.

3.9.1.6 Weichsel

Nach der Warmzeit des Eems kam es in der Weichsel-Zeit infolge der von Skandinavien ausgehenden Inlandeisbildung zu einer zunehmenden Abkühlung des Klimas. Die geschätzten Juli-Mitteltemperaturen lagen im Frühglazial, bis zum Odderade-Interstadial (vgl. Tab. 13), in den Niederlanden zwischen 10 und 15 °C (ZAGWIJN & PAEPE 1968). In diesem Zeitabschnitt, vor allem in den Wärmeschwankungen (Interstadialen) kam es zur Ausbreitung von Wäldern. Bis zum Beginn des Hochglazials fielen die Juli-Mitteltemperaturen dann auf 5 – 10 °C (heute 17 – 18 °C). In Norddeutschland bestand die Vegetation während der Warmphasen Interstadiale nur noch aus einer von Zwergbirken dominierten Tundra beziehungsweise Strauchtundra, während in den Kaltphasen (Stadiale) eine Steppentundra und Polarwüste dominierte. Zu einem Eisvorstoß nach Norddeutschland kam es jedoch erst zu Beginn des Hochglazials. Er reichte mit dem weitesten Vorstoß, dem Brandenburg-Stadium, bis nahe an die Elbe. Bei den im Hochglazial herrschenden Juli-Mitteltemperaturen von geschätzten 5 °C (ZAGWIJN & PAEPE 1968) entwickelte sich eine völlig vegetationsfreie Landschaft, die als Polarwüste bezeichnet wird. Im Spätglazial kam es zu einer zunehmenden Erwärmung mit einem Maximum im Alleröd-Interstadial. Die Juli-Mitteltemperatur betrug nach VAN DER HAMMEN et al. (1967) 10 – 14 °C.

Im Blattgebiet kam es unter den periglaziären Klimabedingungen des Weichsels mit langen, kalten Wintern und kurzen, kühlen Sommern zur Bildung des Geschiebedecksands sowie zur Ablagerung der Fließerde und der Älteren Niederterrasse. Als Abschluss der fluviatilen Sedimentation wurden auf der Niederterrassenfläche seit dem Spätglazial bis in das Altholozän Hochflutlehme und Hochflutsande abgelagert. Gegen Ende des Spätglazials und im Postglazial wurden vom Wind Flugsande und Dünen abgesetzt, die im Bereich der Flusstäler anschließend häufig wieder umgelagert wurden.

3.9.1.6.1 Geschiebedecksand (w,S,p)

Gesteine: Der Geschiebedecksand besteht aus hellbraunem bis dunkelbraunem und braungrauem, meist schwach grobsandigem und schwach kiesigem, stellenweise schwach schluffigem Fein- und Mittelsand. Vereinzelt sind kiesige und steinige Mittel- und Grobsande eingeschaltet. Die Sande sind schlecht sortiert und ungeschichtet. Die Gerölle sind unregelmäßig eingelagert und nicht eingeregelt. Ihre Korngröße reicht vom Feinkies bis hin zu Blöcken von bis zu 25 cm Durchmesser. Sie bestehen aus Quarzen, Quarziten, Sandsteinen, Lyditen und untergeordnet aus nordischen Geschieben. Die nordischen Geschiebe haben vermutlich einen Anteil von unter 10 %. In Aufgrabungen wurden teilweise überhaupt keine nordischen Geschiebe beobachtet. Auf die Zusammensetzung und das Herkunftsgebiet der Geschiebe wurde bereits im Kapitel 3.9.1.4.2 eingegangen. Es handelt sich bei den drei dort beschriebenen Geschiebezählungen zu 78,5 – 84 % um

Smålandgranite und untergeordnet um Smålandporphyre aus Südschweden. Daneben wurden einzelne Geschiebe aus Mittelschweden, zum Beispiel brauner Ostsee-Quarzporphyr, Siljangranit oder Bredvad-Porphyr von Dalarna bestimmt (Bearb.: J. ZANDSTRA, Heemskerk, Niederlande).

Tabelle 13
Gliederung des Oberpleistozäns und Holozäns

	Jahre vor heute*	Norddeutschland		Blattgebiet Hamminkeln							
Holo­zän	2 500	Postglazial	Subatlantikum	Geschiebedecksand (w,S,p)	Fließerde (.,fl)	Ältere Niederterrasse (Nä)					
	5 000		Subboreal								
	8 000		Atlantikum								
	9 000		Boreal								
	10 000		Präboreal								
Oberpleistozän	11 800	Spätglazial	Jüngeres <i>Dryas</i>	Mehrhoog-Schichten (Meh)		Hochflutlehm (L,flr, SL,flr), Hochflutsand (SL, flr, S,flr)	Flugsand (S,a)	Dünen (.,d)			
			Alleröd								
			Älteres <i>Dryas</i>						Auenterrassen (qh(1), qh(3))	Aurinnensedimente (qh(A))	Auenlehm (Lt,ta; L,ta; SL,ta), Auensand (SL,ta; S,ta)
			Bölling								
			Ältestes <i>Dryas</i>								
	13 000	Hochglazial	Meiendorf			Ablagerungen in Talsohlen und Talkerben (qh)					
			Pommern								
			Blankenberg								
	25 000	Weichsel	Frankfurt								
			Brandenburg								
			Denekamp								
			Hengelo								
			Moershoofd								
		Frühglazial	Glinde								
			Oerel								
			Odderade								
			Brörup								
115 000	Eem										

* nach KLOSTERMANN (1999)



Kaltphasen

Genese und Alterstellung: Der Geschiebedecksand ist ein Umlagerungsprodukt der Grundmoräne, das vornehmlich unter dem periglaziären Klima der Weichsel-Kaltzeit entstanden ist. Der sommerliche Auftaubereich des Dauerfrostbodens wurde unter starker Mitwirkung von Schmelzwasser in einen breiigen Zustand versetzt. Bei geringsten Dichteunterschieden kam es zu Fließbewegungen an Ort und Stelle (Kryotur-bationen). Ton und Schluff wurden ausgespült, sodass sich Sand und in geringem Maße auch Kies und Steine anreichern konnten. Beschleunigt wurde die Ausspülung der feinkörnigen Bestandteile durch die vorhergehende Zersetzung der obersten Gesteinsschichten unter dem warmzeitlichen Klimaeinfluss des Eems. Ein Teil des heute vorliegenden Sands stammt vermutlich zusätzlich von eingewehtem Flugsand. Die Bildung von Geschiebedecksand begann eventuell bereits im ausgehenden Saale, dem Warthe; hierfür gibt es im Blattgebiet jedoch keine Hinweise.

Verbreitung: Der Geschiebedecksand ist vor allem im südöstlichen Teil der Dingder Höhen verbreitet. Er liegt dort auf der Jüngeren Hauptterrasse und der Grundmoräne.

Mächtigkeit: Die Mächtigkeit des Geschiebedecksands beträgt im Blattgebiet maximal 2 m.

3.9.1.6.2 Fließerde („fl)

Gesteine: Die Fließerde besteht aus braunem, rostbraunem und braungrauem, stellenweise schwach grobsandigem und sehr schwach kiesigem, schwach schluffigem mittelsandigem Feinsand. Eingeschaltet sind dünne Lagen aus schluffigem Feinsand, feinsandigem Schluff und tonigem Schluff. Untergeordnet tritt auch schwach kiesiger bis kiesiger, braungrauer und grauer, schwach schluffiger Mittel- und Grobsand auf. Die Gerölle sind regellos eingelagert und setzen sich überwiegend aus Quarzen, Quarziten und Lyditen zusammen. Die Fließerde ist örtlich geschichtet.

Genese und Alterstellung: Unter dem Begriff Fließerde werden hier zum einen Fließerden im engeren Sinne verstanden, die während der sommerlichen Auftauperiode pleistozäner Kaltzeiten durch Solifluktion (Bodenfließen) auf Hängen mit mehr als 2° Neigung entstanden sind; zum anderen gehören hierzu vermutlich auch Abschwemm-massen, die nicht in breiigem Zustand, sondern Korn für Korn durch Niederschläge ver-lagert wurden. Als Ausgangsmaterial kommen alle morphologisch oberhalb der Fließ-erden anstehenden Sedimente in Frage. Es sind dies vor allem Flug- und Geschiebedeck-sande, die Jüngere Hauptterrasse 2 – 3 sowie die neogenen (Tertiär) Biemenhorst- und Dingden-Schichten. Die Bildung der Fließerde begann bereits im frühen Weichsel, hat sich aber sicher bis in das Weichsel-Spätglazial hinein fortgesetzt.

Verbreitung: Fließerde ist als zusammenhängender meist 100 – 300 m breiter Streifen zwischen dem Ostrand der Niederterrasse und den Dingdener-Höhen verbreitet.

Mächtigkeit: Die Mächtigkeit der Fließerde beträgt im Blattgebiet meist 3 – 5 m und erreicht maximal 8,5 m.

3.9.1.6.3 Ältere Niederterrasse (Nä)

Gesteine: Die Ältere Niederterrasse besteht aus graubraunem, braungrauem und buntem, sehr schwach grobsandigem bis grobsandigem, zum Teil schwach feinsandigem, meist sehr schwach kiesigem bis kiesigem Mittelsand. Eingeschaltet sind Lagen aus sandigem bis sehr stark sandigem Kies sowie vereinzelt aus schwach mittelsandigem Feinsand. Die Ablagerungen sind im höheren Teil meist kalkfrei und im tieferen Teil schwach kalkig bis kalkig. Vorherrschende Schwerminerale in der Älteren Niederterrasse sind Granat mit Anteilen von 15,5 – 45,5 %, Epidot mit 7 – 40 %, grüne Hornblende mit 6 bis 46 % und Klinopyroxen mit 6 – 48 %. Das Schwermineralspektrum ähnelt dem der Jüngeren Mittelterrasse 2, die Klinopyroxengehalte sind allerdings durchweg höher.

Genese und Altersstellung: Die Sedimentation der Älteren Niederterrasse begann bereits am Anfang des Weichsel-Frühglazials (Tab. 13). VAN DE MEENE & ZAGWIJN (1978: Abb. 4 u. S. 353) konnten in der Bohrung Wardhausen nördlich von Kleve das Brörup nachweisen. Jüngere Wärmeschwankungen aus dem Frühglazial sind bisher nicht nachgewiesen. Im Hochglazial ging der Abfluss des Rheins und seiner Nebenflüsse, bedingt durch die niedrigen Temperaturen und die geringen Niederschläge stark zurück. Erosion und Akkumulation fanden nur noch in sehr geringem Umfang statt (KLOSTERMANN 1992: 146). Am Übergang zum Spätglazial nahm bei nun zunehmenden Niederschlägen die Sedimentation der Flüsse wieder deutlich zu. Im Stadtgebiet Dinslaken konnten Sedimente der Älteren Niederterrasse ans Ende der Ältesten *Dryas*-Zeit datiert werden (STAMPFUSS & SCHÜTRUPF 1970). Zu dieser Zeit begann sich der Rhein bei deutlich ansteigenden Temperaturen in seine Sedimente einzuschneiden (BRUNNACKER 1978). Dabei kam es durch eine von Hochwässern ausgehende rückschreitende Erosion auch zu Rinnenbildungen auf den weiter vom Hauptstrom entfernten Bereichen der Niederterrasse (KLOSTERMANN 1992: 146, JANSEN 1995: 83). Zu Beginn des Alleröds wurden die in die Ältere Niederterrasse eingetieften Rinnen nicht mehr vom Wasser durchströmt. In den abflusslosen Senken konnten sich Torfe bilden. Eine solche mit Torfen, Mudden und Hochflutablagerungen gefüllte flache Rinne wurde in Wesel-Fusternberg (TK 25: 4305 Wesel) angetroffen. Die Ablagerungen gehören aufgrund der Pollenzusammensetzung (60 % Kiefer, 40 % Birke) wahrscheinlich in das höhere Alleröd (JANSEN 2001).

Abgrenzung: Die Ältere Niederterrasse lässt sich im Liegenden lithologisch nur dann gut von den Jüngeren Mittelterrassen (Mj2, Mj3 und Mj4) abtrennen, wenn Erosionsreste der Mehrhoog-Schichten vorhanden sind. Ansonsten lässt sich mit Einschränkung eine Abtrennung anhand von Schwermineralen durchführen (s. Abb. 7, 8 u. 9).

Verbreitung: Die Ältere Niederterrasse nimmt mit Ausnahme der Dingder Höhen im Osten das gesamte Blattgebiet ein. Im äußersten Südosten liegt die Basis der Älteren Niederterrasse bei +12 – +15 m NN (s. Schnitt C – D, Taf. 1 in der Anl.). Sie fällt nach Nordwesten bis auf +8 m NN ab. Das Quergefälle ist gering und beträgt etwa 1°.

Mächtigkeit: Die Ältere Niederterrasse hat im Blattgebiet eine Mächtigkeit von durchweg 8 – 12 m und maximal von 15 m.

3.9.2 Pleistozän bis Holozän

3.9.2.1 Hochflutablagerungen

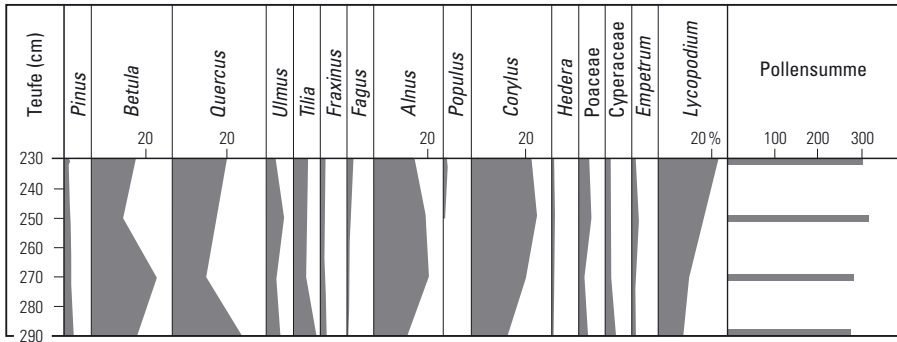
Die Niederterrasse ist im Blattgebiet größtenteils von Hochflutablagerungen bedeckt. Im Diersfordter Forst und in der Wittenhorster Heide werden die Hochflutablagerungen häufig von Flugsanden und Dünen überlagert. Sind diese über 2 m mächtig, so werden die darunter lagernden Hochflutablagerungen in der geologischen Karte nicht dargestellt. In den Schnitten (s. Taf. 1 in der Anl.) konnten die Hochflutablagerungen nur bei Mächtigkeiten von über 1 m dargestellt werden. Die Hochflutablagerungen sind meist kalkfrei und unterscheiden sich dadurch von den allgemein kalkigen Auenablagerungen im Rheintal. Auf den morphologisch etwas höher gelegenen Hochflutablagerungen des Diersfordter Forsts, des Bislicher Waldes und der Wittenhorster Heide haben sich überwiegend Braunerden und Parabraunerden gebildet, während die Böden auf den Hochflutablagerungen der Issel-Ebene überwiegend Gleye sind. Hochflutablagerungen konnten sich erst bilden, als sich bei zunehmend wärmerem Klima die verwilderten Abflusssysteme des Rheins und seiner Nebenflüsse mehr und mehr eintieften. Dabei bildeten sich Flussrinnen auf der Niederterrasse. Besonders rasch soll sich die Eintiefung an der Wende von der Jüngeren *Dryas*-Zeit zum Holozän vollzogen haben (KLOSTERMANN 1992: 153). Der überwiegende Teil der Hochflutablagerungen wurde während dieser Zeit durch periodische Hochwässer gebildet. Die Ablagerungen von Hochflutsedimenten setzten sich jedoch bis in das Holozän fort. Datierungen von Hochflutsedimenten belegen im Blattgebiet das Alleröd.

3.9.2.1.1 Hochflutlehm (L,fh; SL,fh)

Gesteine: Bei den Hochflutlehmten wurde unterschieden zwischen sandig-schluffigen Hochflutlehmten (SL,fh) und tonig-schluffigen, teilweise sandigen Hochflutlehmten (L,fh). Die sandig-schluffigen Hochflutlehme bestehen aus einer Folge von braunen und graubraunen, schwach tonigen bis tonigen, schluffigen Mittel- bis Feinsanden und sandigen bis stark sandigen, schwach tonigen bis tonigen Schluffen. Sandige Lagen wechseln darin häufig mit schluffigeren ab. Bei den tonig-schluffigen, teilweise sandigen Hochflutlehmten handelt es sich um gelbbraune und graubraune, zum Teil schwach sandige bis sandige, schwach tonige bis tonige Schluffe; eingeschaltet sind teilweise Lagen aus grauem und braungrauem, schluffigem Ton.

Fossilien und Altersstellung: Von den Hochflutlehmten des Blattgebiets liegen nur wenige Datierungen vor. Die ältesten Ablagerungen stammen aus dem Alleröd (s. Tab. 13). Dieses Interstadial des Weichsel-Spätglazials wurde in den Kleinbohrungen SB 144 (R 36 955, H 33 915), SB 154 (R 34 810, H 37 025) und SB 212 (R 38 300, H 31 725) erfasst. Pollenuntersuchungen an tonigen Schluffen, zum Teil mit Torfschmitzen aus Bohrteufen zwischen 4,1 – 5,5 m (s. Abb. 10: SB 154) ergaben ein Pollenspektrum, das von der Kiefer (*Pinus*) mit etwa 45 % dominiert wird. Die Birke (*Betula*) ist lediglich mit Werten bis etwa 27 % vertreten. Von den Nichtbaumpollen sind nur die Gräser (*Poaceae*, *Cyperaceae*) mit einem Anteil bis 39 % erwähnenswert. Die geschilderte Pollenzusammensetzung charakterisiert einen für das Alleröd typischen borealen Nadelwald im Übergang zur Tundra. Von den Hochflutlehmten des Holozäns liegt nur eine Datierung vor. Es handelt sich um die Kleinbohrung SB 89 (R 34 840, H 39 030). Die palynologische Untersuchung eines stark tonigen Schluffes aus 1,6 – 1,8 m Tiefe ergab ein eintöniges

SB 234 (R 36 520, H 31 510)



SB 154 (R 34 810, H 37 025)

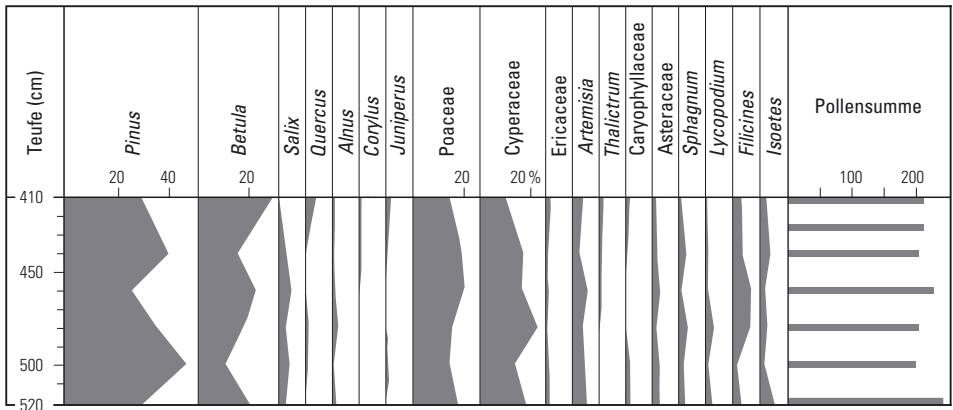


Abb. 10 Pollendiagramme der Kleinbohrungen SB 154 (R 34 810, H 37 025) und SB 234 (R 36 520, H 31 510; Bearb. R. STRITZKE, Geol. Dienst NRW); Berechnungsgrundlage der Prozente ist die Summe aller Landpflanzenpollen

Pollenspektrum, dass von der Kiefer (*Pinus*) (90 – 96 %) bestimmt wird. Untergeordnet finden sich Pollen der Birke (*Betula*) und Hasel (*Corylus*). Vor allem wegen der Haselpollen ist eine Einstufung in das frühe Boreal (Altboreal) wahrscheinlich. Hinweise auf ein Mindestalter der Hochflutablagerungen ergaben Pollenuntersuchungen sowie archäologische Funde. In der Kleinbohrung SB 234 (R 36 520, H 31 510) trat im Hangenden von Hochflutlehm und Hochflutsanden ein 1,15 m mächtiger Torf auf, dessen Pollenspektrum (Abb. 10) durch die Eiche (*Quercus*) mit 15 – 29 %, die Hasel (*Corylus*) mit 5 – 26 %, die Birke (*Betula*) mit 13 – 28 % und die Erle (*Alnus*) mit 14 – 22 % vertreten wird. Wichtig ist das erstmalige Auftreten der Buche (*Fagus*) mit etwa 2 % in der obersten Probe. Nach OVERBECK (1975: 400) erreicht die Buche im Holozän, etwa zwischen 2 000 – 800 Jahren vor Chr. die 1 %-Grenze. Dieser Zeitabschnitt entspricht dem jüngeren Teil des Subboreals. Die Hochflutablagerungen in der Kleinbohrung SB 234 wurden spätestens im Subboreal (3 100 – 5 100 Jahre vor heute) aber vermutlich bereits früher abgelagert.

Tabelle 14
Gliederung des Holozäns
(nach KLOSTERMANN 1989, verändert)

Klimaperioden (nach BLYTT 1876, 1882; SERNANDER 1909, 1910)		Jahre		Kulturperioden	Stromrinnen des Rheins im Raum Wesel	Klimaentwicklung (BROOKS 1949, FRENZEL 1977, LAMB 1964, REHAGEN 1963, SCHWARZBACH 1974)			
		vor heute	vor und nach Chr. Geb.						
Jungholozän II	Subatlantikum (Nach- wärmezeit)	0	2 000	Neuzeit	<div>Deichbau</div> <div>(qh(7))</div> <div>(qh(6))</div>	<div>Maximum der Kleinen Eiszeit</div> <div>Maunder-Minimum</div> <div>Spörer-Minimum</div>			
		100	1 900						
		200	1 800						
		300	1 700						
		400	1 600						
		500	1 500	Mittelalter	<div>(qh(5))</div>	<div>mittelalterliches Klima-Optimum</div> <div>mehr Niederschlag als heute, milde Winter, wenig Eis</div> <div>besonders trocken</div>			
		600	1 400						
		700	1 300						
		800	1 200						
		900	1 100						
Jungholozän I		1 000	1 000	Normannenzüge	<div>(qh(4))</div>				
		1 200	800						
		1 400	600	Franken					
		1 600	400						
		1 800	200	Römer- zeit					
		2 000	± 0						
Mittelholozän	Subboreal (Späte Wärmezeit)			Eisen- zeit	<div>Flürener Schlinge und Visselsche Schlinge</div> <div>(qh(3))</div>	<div>schlechtere Klimabedingungen</div> <div>Temperaturanstieg</div>			
		3 000	1 000	La-Tène-Zeit					
				Hallstattzeit					
				Urnenfelderzeit					
		4 000	2 000	Bronzezeit					
Altholozän	Atlantikum (Mittlere Wärmezeit)	5 000	3 000	Neolithikum (Bauern)	<div>Menzelener Schlinge</div> <div>(qh(2))</div>	<div>Ulmenerückgang</div>			
		6 000	4 000						
		7 000	5 000						
	Boreal (Frühe Wärmezeit)	8 000	6 000	Mesolithikum (Jäger und Sammler)	<div>Diersfordter Schlinge</div> <div>(qh(1))</div>	<div>warmes Klima</div>			
		9 000	7 000						
		10 000	8 000						
Präboreal (Vor- wärmezeit)									

Weitere Hinweise auf ein Mindestalter der Hochflutlehme ergaben sich aus prähistorischen Funden. Die im Folgenden erwähnten Fundstücke sind Oberflächenfunde und sind im Rheinischen Amt für Bodendenkmalpflege in Bonn archiviert. Nordwestlich von Loikum (R 38 800, H 39 630) wurden Feuersteine, Mikrolithen, Kratzer und Kernsteine aus dem Mesolithikum gefunden. Das heißt, die dortigen Hochflutablagerungen müssen älter als 6 000 Jahre vor heute sein (s. Tab 14). Funde aus dem Neolithikum liegen von mehreren Stellen vor:

- Klinge, spitz, bei Hamminkeln (R 37 900, H 32 500)
- Pfeilspitze, Feuersteine, bei Hamminkeln (R 41 360, H 29 560)
- Quarziteil, braun gesprenkelt, südlich von Mehrhoog (R 34 760, 33 110)

Die unterlagernden Hochflutablagerungen müssen älter als etwa 4 000 Jahre vor heute sein.

Verbreitung: Hochflutlehme bedecken große Teile der Älteren Niederterrasse. Sie sind vorwiegend im mittleren und westlichen Teil des Blattgebiets verbreitet. Häufig werden Hochflutlehme vor allem zwischen dem Diersfordter Forst und der Wittenhorster Heide auch von Flugsanden und Dünen überlagert.

Mächtigkeit: Die Mächtigkeit der tonig-schluffig-feinsandigen Hochflutlehme (,L,fh) beträgt meist 1 – 2 m und erreicht maximal 3 m; die sandig-schluffigen Hochflutlehme (,SL,fh) sind häufig unter 1,5 m und maximal 3,5 m mächtig.

3.9.2.1.2 Hochflutsand (,Sl,fh; ,S,fh)

Gesteine: Die Hochflutsande lassen sich nach ihrem Schluffanteil untergliedern. Der weitaus größte Teil der Hochflutsande des Blattgebiets gehört zu den schluffigen Hochflutsanden (,Sl,fh). Es handelt sich um gelbbraune bis braune und braungraue, schwach schluffige, zum Teil schluffige Mittel- und Feinsande. Die schluffarmen Hochflutsande (,S,fh) bestehen aus gelbbraunen bis braunen und graubraunen, zum Teil schwach schluffigen Mittel- und Feinsanden. Die gelegentlich in die Hochflutsande eingeschalteten dünnen Schlufflagen zeigen an, dass es alle Faziesübergänge vom Hochflutsand bis zum sandig-schluffigen Hochflutlehm gibt. Die für ein verwildertes Abflusssystem typischen ständigen Verlagerungen der Stromrinnen führten dazu, dass Bereiche, in denen zunächst bei hohen Strömungsgeschwindigkeiten grobes Material sedimentiert wurde, wenig später zu einem Stillwassergebiet wurden, in dem es dann zur Ablagerung von Schluffen kam (KLOSTERMANN 1989: 85).

Altersstellung: Stratigrafisch entsprechen die Hochflutsande den Hochflutlehm. Aus dem Blattgebiet liegen keine Datierungen vor. Hinweise auf ein Mindestalter der Hochflutsande ergeben sich aus prähistorischen Funden von der Geländeoberfläche. Bei Wertherbruch (R 37 620, H 40 210) wurden Mikrolithen und Feuersteine aus dem Mesolithikum gefunden. Funde aus dem Neolithikum liegen von etlichen Stellen vor:

- Feuersteinklinge, bei Mehrhoog (R 35 380, H 35 270)
- Pfeilspitze, bei Hamminkeln (R 38 380, H 32 150)
- Steinbeil, Länge 9,5 cm, bei Hamminkeln (R 37 960, H 34 480)
- Feuersteinbeil, bei Wertherbruch (R 38 080, H 39 830).

Verbreitung: Die schluffarmen Hochflutsande (S,fh) treten nur im östlichen Teil der Niederterrasse auf. Sie liegen dort vergesellschaftet mit schluffigen Hochflutsanden direkt auf der Niederterrasse. Im mittleren und westlichen Teil treten nur schluffige Hochflutsande (Sl,fh) auf. Sie überlagern dort häufig die Hochflutlehme.

Mächtigkeit: Die Mächtigkeit der schluffigen Hochflutsande beträgt meist 1 – 2 m und erreicht maximal 3 m; diejenige der schluffarmen Hochflutsande liegt meist bei 1 bis 2 m und maximal bei 2,5 m.

3.9.2.2 Windablagerungen

Windablagerungen treten im Blattgebiet in Form von Flugsanden und Dünen auf.

Flugsande und Dünen finden sich in weiter Verbreitung vor allem im Westen des Blattgebiets zwischen dem Diersfordter Forst und der Wittenhorster Heide. Flugsande treten ferner in größerer Verbreitung auf der Dingder Höhe im Ostteil des Blattes auf.

Als Liefergebiet der äolischen Ablagerungen kommen vor allem die Hochflutsedimente des Rheins und seiner Nebenflüsse in Betracht. Die Hauptmenge der äolischen Sedimente ist während und kurz nach der Bildung der Hochflutablagerungen entstanden. Die Ausblasung des Sands fand vor allem in den Wintermonaten statt, als die weit verzweigten verwilderten Flusssysteme überwiegend trocken lagen. Die ältesten Flugsandbeziehungsweise Dünenaufwehungen stammen mit großer Wahrscheinlichkeit aus der Jüngeren *Dryas*-Zeit. Im Blattgebiet liegen im Bereich Diersfordter Forst und Mehrhoog Flugsande und Dünen über Hochflutlehm, die zumindest bereichsweise ins Alleröd eingestuft wurden (s. Kap. 3.9.2.1.1). Zwischen Wesel und Emmerich wurden beim Bau der Autobahn A 3 Dünensande aufgeschlossen, die an einer Stelle im Basisbereich Holzkohle sowie die typischen fingerförmigen Ausstülpungen von schwarzen, humosen Feinsanden des allerödzeitlichen Usselo-Horizontes enthielten (BRAUN & DAHM-ARENS & BOLSENKÖTTER 1968: 75). Die Basis der Flugsandablagerungen wird auch im südöstlichen Münsterland häufig durch eine Bodenbildung des Alleröds charakterisiert (SKUPIN 1994: 53). Die Aufwehung der Dünen setzte sich bis in das Atlantikum fort und kam dann längere Zeit zum Erliegen (KLOSTERMANN 1992: 168).

Auf den Dünen kam es zur Bodenbildung in Form von ausgeprägten und oft auch mächtigen Podsolen (MAAS 1955). Die Aufwehung setzte im Subboreal erneut ein; sie wurde verursacht durch die nun einsetzende Rodung der Wälder und die zunehmende ackerbauliche Nutzung des Bodens durch den Menschen. Dieser Zeitabschnitt ist unter anderem durch die Gräber aus der späten Urnenfelderzeit belegt (KLOSTERMANN 1992: 168, 169). Verstärkte Dünenbildungen fanden auch während der Rodungsperiode der Römerzeit und im frühen Mittelalter statt.

3.9.2.2.1 Flugsand (S,a)

Gesteine: Der Flugsand besteht aus gelbbraunem bis braunem und hellbraun-grauem, teilweise schwach schluffigem Mittel- und Feinsand. Der Mittelsandanteil ist meist größer als der Feinsandanteil. Vereinzelt treten im tieferen Teil des Flugsands bis walnussgroße Gerölle auf, die aus den liegenden Terrassenablagerungen „hochgefroren“ sind.

Altersstellung: Die Flugsande des Blattgebiets sind größtenteils im Weichsel-Spätglazial und Holozän entstanden. Sichere Datierungen aus dem Flugsand liegen nicht vor. An mehreren Stellen lässt sich der Beginn der Flugsandaufwehung aus den unterlagernden Hochflutlehmen ableiten, die mehrmals in das Alleröd und einmal in das frühe Boreal eingestuft werden konnten (s. Kap. 3.9.2.1.1). Von der Oberfläche des Flugsands sowie aus Gräbern liegen Datierungen von prähistorischen Funden vor, die einen Hinweis auf die Hauptaufwehungszeit liefern. Die folgenden Fundangaben stammen aus dem Archiv des Rheinischen Amtes für Bodendenkmalpflege und sind teilweise in den Bonner Jahrbüchern veröffentlicht:

a) Funde aus dem Mesolithikum

- 3 Mikrolithen (Kleinsteingegeräte), Mehrhoog (R 36 460 – 36 550, H 34 580 – 34 610)

b) Funde aus dem Neolithikum

- Feuersteine, Pfeilspitze, Heiderott (R 41 360, H 29 560)
Scherben, Klinge, Feuersteine, Wittenhorst (R 36 080, H 36 749), Bonner Jahrbuch **173**: 381
- Steinbeil, Länge 8,5 cm, Wittenhorst (R 36 200, H 36 600), Bonner Jahrbuch **172**: 474
- Verzierte Scherben, Pfeilspitze, zweiflügelig, Wittenhorst (R 34 940, H 36 820), Bonner Jahrbuch **143**: 352

c) Funde aus der Bronzezeit

- doppelkonische Graburnen, rechteckige, bronzene Rasierrmesser, weitere Angaben in STAMPFUSS (1928): Hügelgräber, Diersfordter Forst (R 36 800 – 37 200, H 30 300 – 30 639)
- Bronzeabsatzbeil, Länge 14,8 cm, Grabhügel, Diersfordter Forst, (R 37 360, H 30 680), Bonner Jahrbuch **173**: 258

d) Funde aus der Eisenzeit

- Siedlungsreste (Pfosten, Scherben, Basaltlavasteine, Eisen, Glättstein etc.), neben Autobahn A3, nördlich Wittenhorst (R 34 800, H 39 040), Bonner Jahrbuch **148**: 371
- Scherben, ehemalige Sandgrube im Brüner Bruch (R 44 800 – 44 840, H 30 400 – 30 500), Bonner Jahrbuch **139**
- Gefäße, Wittenhorst (R 35 040, H 37 300)
- Urnengrab, Wittenhorst, (R 34 900, H 37 450)
- Scherben, Diersfordter Forst (R 36 740, H 29 730)
- Urnenscherben, Mehrhoog, (R 36 680, H 34 740)

Verbreitung: Flugsande sind vor allem im Westteil des Blattgebiets im Bereich des Diersfordter Forsts, im Raum Mehrhoog und in der Wittenhorster Heide vorhanden. Sie liegen dort entweder auf Hochflutablagerungen oder direkt auf der Niederterrasse. Im Nordosten des Blattgebiets sind Flugsande ebenfalls weitflächig verbreitet. Sie liegen dort vorwiegend auf der Jüngeren Hauptterrasse, auf glazifluviatilen Sanden und der Grundmoräne.

Mächtigkeit: Die Mächtigkeit des Flugsands beträgt meist 1 – 2,5 m und erreicht maximal 3 m.

3.9.2.2.2 Dünen („d)

Gesteine: Die Dünen bestehen wie der Flugsand aus Mittel- und Feinsand, lediglich ihr Schluffanteil ist geringer. Ihre Farbe ist meist gelbbraun, hellbraun und braun.

Altersstellung: Die Dünen des Blattgebiets wurden sehr wahrscheinlich größtenteils im Holozän gebildet. Zuverlässige Datierungen aus den Dünenablagerungen liegen nicht vor. Die zahlreichen prähistorischen Fundbeschreibungen geben keine sicheren Hinweise auf Funde aus den Dünen selber. Es dürfte sich fast ausschließlich um Oberflächenfunde handeln. Der Beginn der Sandaufwehung lässt sich wie beim Flugsand aus dem Alter der liegenden Hochflutlehme abschätzen. Der älteste Hochflutlehm wurde in das Alleröd, der jüngste in das Subboreal eingestuft (s. Kap. 3.9.2.1.1). Hinweise über die Hauptbildungszeit der Dünen ergeben sich aus den prähistorischen Funden, die häufig aus Gräbern bzw. direkt von der Oberfläche der Dünen stammen. Die folgenden Fundangaben wurden aus dem Archiv des Rheinischen Amtes für Bodendenkmalpflege in Bonn entnommen:

a) Funde aus dem Mesolithikum

– Bogenschaber, am Schnepfenberg in Bergerfurth (R 36 030, H 31 240)

b) Funde aus dem Neolithikum

– Becherscherben, Feuersteine, Mehrhoog (R 36 800, H. 35 140)

– Riesenbecher, Wittenhorst (R 35 000, H 36 550)

c) Funde aus der Bronzezeit

– Gefäß mit Winkelschnurverzierung (Grabfund), Wittenhorst (R 35 250, H 36 300)

d) Funde aus der Eisenzeit

Aus der Jüngerer Eisenzeit (La Tène, s. Tab. 14) liegen aus der Wittenhorster Heide zahlreiche Grabfunde vor (STAMPFUSS 1966). Es handelt sich vor allem um Brandgrubengräber und Brandschüttungsgräber.

Das gehäufte Auftreten von Gräbern aus der Jüngerer Eisenzeit spricht dafür, dass der größte Teil der Dünen zu dieser Zeit bereits aufgeweht war. Gelegentliche Funde aus der römisch-germanischen Zeit deuten darauf hin, dass auch später noch Dünen entstanden sein können.

Verbreitung: Dünen sind nur im Westteil des Blattgebiets verbreitet; sie treten dort fast immer zusammen mit Flugsanden auf. Die Dünen haben im Bereich des Diersfordter Forsts vor allem eine ovale bis rundliche, kuppige Form. Schmale lang gestreckte Rücken mit einem vorwiegenden Nord-Süd beziehungsweise Nordnordwest-Südsüdost gerichteten Verlauf treten vor allem im Raum Mehrhoog und im Diersfordter Forst auf.

Mächtigkeit: Die Mächtigkeit der Dünen schwankt zwischen 2 m und erreicht maximal 16 m.

3.9.3 Holozän

Das Holozän lässt sich in die Zeitabschnitte Altholozän, Mittelholozän und Jungholozän untergliedern. Eine weitere Untergliederung in zwei Unterabschnitte hat sich im Jungholozän durchgesetzt, wird aber auch stellenweise bei den älteren Zeitabschnitten durch-

geführt (BRUNNACKER 1978: Abb. 14, KLOSTERMANN 1992: 175). Mithilfe von archäologischen Funden, ¹⁴C-Datierungen und dendrochronologischen Untersuchungen lässt sich folgende zeitliche Zuordnung treffen:

Jungholozän II	1 000 Jahre vor heute und jünger
Jungholozän I	2 000 – 1 000 Jahre vor heute
Mittelholozän	5 500 – 2 000 Jahre vor heute
Altholozän	10 000 – 5 500 Jahre vor heute

Mit dem Beginn des Holozäns 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-Zeit durch einen stetigen Abfluss gekennzeichnet. Charakteristisch für die holozänen Flüsse ist ferner ihre Neigung zur Mäanderbildung, die im Wesentlichen auf so genannte Mäandrierungsphasen konzentriert ist. Es handelt sich um Zeiten, in denen das Gefälle des Strombettes sehr schwach ist oder fehlt. Die Mäandrierungsphasen des Rheins wurden im Holozän mehrfach von Zeiten abgelöst, in denen bei leicht ansteigendem Gefälle der Strom nur schwach mäandrierte und zu Furkationen (Verzweigung) neigte. Dieser so genannte Furkationstyp ist eine Übergangsbildung zwischen verwildertem Abflusssystem und mäandrierendem Strom (SCHÄFER 1973: 16, KLOSTERMANN 1992: 175). So kam es im Holozän nur während Zeiten gesteigerter Flussaktivität zu einer Umlagerungstätigkeit und zur Aufschüttung von Flussterrassen. In den Ruhephasen zwischen den Terrassenbildungen haben nur bei Hochwasser Sedimentumlagerungen stattgefunden (SCHIRMER 1983: 39). Im Raum Xanten (KLOSTERMANN 1989: 96 – 105) und im Raum Wesel (JANSEN 2001) konnten sieben Reihenterrassen auskartiert werden.

Außerhalb des Rheintals wurden auf den Niederterrassenflächen von Bächen kleine Täler erodiert und darin Auensande und Auenlehme abgelagert. In den abgeschnürten Mäandern kam es zur Bildung von Niedermooren (s. Kap. 3.9.3.6).

3.9.3.1 Auenterrassen

Genese und Altersstellung: Auenterrassen, auch Reihenterrassen genannt, sind Terrassen, deren fluviatile Oberflächen in etwa demselben Niveau nebeneinander liegen und die im Holozän entstanden sind (SCHIRMER 1983: 28). Die Terrassenkörper der Auenterrassen bestehen sämtlich aus aufgearbeitetem Material der pleistozänen Terrassen, wobei die Sedimente der Niederterrasse den weitaus größten Anteil haben. Da der Rhein immer wieder die eigenen holozänzeitlichen Terrassenablagerungen umgelagert hat, ist eine Unterscheidung der einzelnen Auenterrassen aufgrund ihrer petrografischen Zusammensetzung nicht möglich. Mithilfe von Schwermineralen konnte allerdings in mehreren Kernbohrungen die Basis der Auenterrassen gegen die jeweils liegende pleistozäne Terrasse abgegrenzt werden (s. Kap. 3.9.3.1.1 u. 3.9.3.1.2).

Beim Aufbau eines fluviatilen Sedimentkörpers unterscheidet man den V-Terrassentyp und den L-Terrassentyp (SCHIRMER 1983: 26). Der V-Typ ist durch einen vorwiegend vertikal wachsenden Sedimentkörper gekennzeichnet und tritt bei einem furkativen und verwilderten Verlauf des Flusses auf (s. Kap. 3.9.3). Der L-Typ entsteht bei einem mäandrierenden Abfluss. Sein Terrassenkörper ist durch laterale Sedimentation gekennzeichnet und besteht im Idealfall an der Basis aus einem matrixarmen (Matrix: Sand- und Pelitanteil)

und daher hohlraumreichen Schotter. Nach oben wird der Schotter immer sandreicher und geht oft in reine Sande über (SCHIRMER 1983: 26). An der Berührungsstelle verschiedenen alter Auenterrassen bleiben Rinnen zurück, die so genannten Aurinnen (SCHIRMER 1983: 26). Sie sind nach der Verlagerung des Flusses vor allem bei hohem Wasserstand oft noch lange von Wasser erfüllt. Schließlich werden sie durch zunehmende Verlandung mit Stillwassersedimenten (Schluffen, Mudden und Torfen), den so genannten Aurinnensedimenten gefüllt. Den Abschluss der fluviatilen Sedimentation bilden Auensedimente (Auenlehm, Auensand), die die Terrassenkörper und die verlandete Aurinne nach oben abdecken.

Eine relative Altersgliederung der Auenterrassen lässt sich häufig aus dem gegenseitigen Abschneiden der verschiedenen alten Mäanderschlingen ableiten. Für eine Datierung des Mindestalters holozäner Terrassenkörper sind die Bodenbildungen in den Auensedimenten geeignet. Voraussetzung ist allerdings, dass die Böden später nicht wieder überflutet und von jüngeren Auensedimenten bedeckt werden, was häufig der Fall ist. Die Böden auf den alt- und mittelholozänen Terrassen (10 000 – 2 000 Jahre vor heute) be-

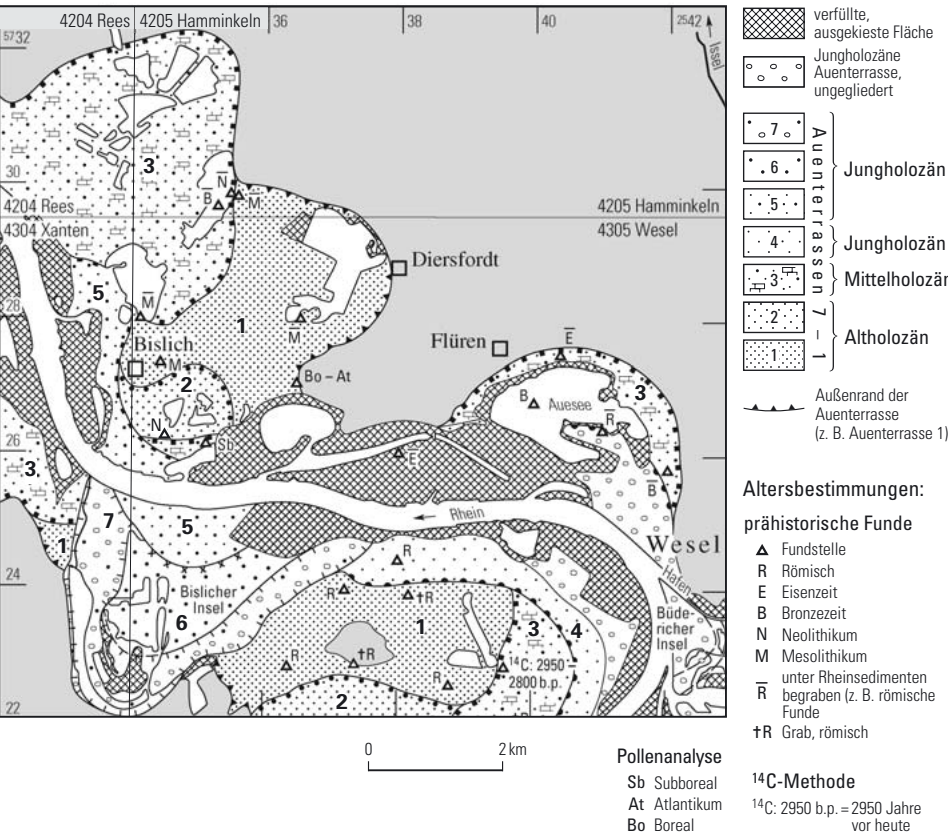


Abb. 11 Vorkommen und Verbreitung der Auenterrassen des Rheins im Raum Wesel – Xanten

stehen aus Braunerden und Parabraunerden, die Böden des Jungholozäns (2 000 – 500 Jahre vor heute) setzen sich aus verbraunter Pararendzina und Braunem Auenboden zusammen (BRUNNACKER 1978: Abb. 14, SCHRÖDER 1983: Tab. 1). Durch die Datierung der Aurinnensedimente mithilfe der Pollenanalyse erhält man Angaben über den Beginn der Verlandung und somit Hinweise über das Mindestalter von Auenterrassen. Angaben über das Mindestalter erhält man aber auch durch archäologische Oberflächenfunde (s. Abb. 11). Am besten geeignet sind prähistorische und historische Funde sowie Hölzer, die aus dem Terrassenkörper stammen. Hölzer können mit der ^{14}C -Methode datiert werden. Handelt es sich um Baumstämme, so kann die Zählung der Jahresringe (Dendrochronologie) zur Datierung angewandt werden. Die Datierungen sind nur dann verwendbar, wenn sichergestellt ist, dass die Funde nicht umgelagert sind.

Für die historische Entwicklungsgeschichte des Rheins etwa ab dem 12. Jahrhundert sind außerdem schriftliche Quellen sowie Kartendarstellungen des Rheinlaufs sehr nützlich.

Mithilfe der oben angeführten Methoden konnten im Blattgebiet 4305 Wesel (JANSEN 2001) wie schon zuvor im Blattgebiet 4304 Xanten (KLOSTERMANN 1989) sieben verschieden alte holozäne Terrassen abgegrenzt werden (s. Tab. 14). Aus dem Altholozän (10 000 – 5 500 Jahre vor heute) stammen die Auenterrassen 1 und 2, aus dem Mittelholozän (5 500 – 2 000 Jahre vor heute) die Auenterrasse 3 und aus dem Jungholozän (2 000 Jahre vor heute bis heute) die Auenterrassen 4 – 7. Von diesen Terrassen reichen nur die Auenterrassen 1 und 3 in den südwestlichen Teil des Blattes Hamminkeln hinein.

3.9.3.1.1 Auenterrasse 1 (qh(1))

Gesteine: Die Auenterrasse 1 besteht aus braungrauem, graubraunem und buntem, schwach kalkhaltigem Sand und Kies mit Einschaltungen von hellbraungrauem, kiesigem Mittel- und Grobsand sowie schwach grobsandigem Fein- und Mittelsand. Schwermineraluntersuchungen liegen aus dem Blattgebiet nicht vor. Im Bereich des Blattes 4305 Wesel waren die vorherrschenden Schwerminerale Granat mit 21,5 – 31,5 % und Epidot mit 16,5 – 30,5 %. Der Anteil der grünen Hornblende beträgt dort 11,5 – 18,5 % und derjenige des Klinopyroxens 13,0 – 23,5 %.

Altersstellung: Die Auenterrasse 1 von Bislich bis nördlich Diersfordt (TK 25: 4305 Wesel) konnte mithilfe von prähistorischen Funden und einer Pollenanalyse in den Zeitraum zwischen 9 000 – 6 000 Jahren vor heute eingestuft werden (JANSEN 2001: 109). Aus dem Blattgebiet Hamminkeln stammen die in der Erläuterung zur GK 4305 Wesel bereits erwähnten Funde eines 15,5 cm langen Rothirschgeweihhammers sowie zweier 17,5 cm bzw. 20,5 cm langer Rothirschgeweihäxte, die bei Auskiesungen beim Hückelshof (R 35 450, H 29 820) geborgen wurden.

Abgrenzung: Die Auenterrasse 1 wird im Blattgebiet von der Jüngeren Mittelterrasse 3 oder 4 unterlagert. Eine lithologische Abgrenzung mithilfe der Korngröße oder der Geröllzusammensetzung ist nicht möglich. Anhand von Schwermineralen ist der Übergang in die Jüngere Mittelterrasse 3 an der deutlichen Zunahme des Klinopyroxengehaltes zu erkennen. Die Abgrenzung gegen die Jüngere Mittelterrasse 4 mithilfe von Schwermineralen dürfte deutlich schwieriger sein. Da keine Schwermineraluntersuchungen vorliegen, lassen sich hierüber keine genauen Angaben machen.

Vorkommen: Die Auenterrasse 1 ist nur in einem kleinen Bereich ganz im Südwesten des Blattgebiets verbreitet (s. Abb. 11).

Mächtigkeit: Die Mächtigkeit der Auenterrasse 1 liegt vermutlich wie auf der GK 4305 Wesel bei maximal 8 m.

3.9.3.1.2 Auenterrasse 3 (qh(3))

Gesteine: Die Auenterrasse 3 besteht aus braungrauem, graubraunem und buntem, schwach kalkhaltigem Sand und Kies mit Einlagerungen von Fein- und Mittelsand. Schwermineraluntersuchungen an Proben der Kernbohrung KB 1 (R 34 845, H 29 675) ergaben für den Granat Anteile von 18,5 – 41,5 %, für den Epidot 13 – 19,5 %, für die grüne Hornblende 10,5 – 26,5 % und für den Klinopyroxen 7 – 23,5 %.

Altersstellung: Aus der Auenterrasse 3 im Bereich der Visselschen Schlinge (s. Tab. 14) wurden bei Auskiesungen einige prähistorische Funde gemacht (s. Abb. 11). Die im Folgenden erwähnten Fundstücke sind im Rheinischen Amt für Bodendenkmalpflege, Bonn archiviert.

Lanzenspitze aus Bronze, Länge 11,1 cm; Bronzezeit, Kiesbaggerei Suhrborg (TK 25: 4205 Hamminkeln, R 35 290, H 29 700)

Hirschgeweihaxt, Länge 21,5 cm, Steinbeil (Serpentin); Neolithikum (allg.), Kiesbaggerei Suhrborg (R 35 450, H 29 820)

Im Bereich der Flürener Schlinge (GK 4305 Wesel) sind auch Funde aus der Eisenzeit nachgewiesen (s. Abb. 11 und JANSEN 2001).

Abgrenzung: Die Auenterrasse 3 wird im Blattgebiet von der Jüngeren Mittelterrasse 4 und 3 unterlagert. Bereichsweise können auch Erosionsreste der Älteren Niederterrasse unter der Auenterrasse 3 vorhanden sein. Eine lithologische Abgrenzung gegen die liegenden Terrassen ist nicht möglich. Mithilfe von Schwermineralen ist der Übergang in die Jüngere Mittelterrasse 3 an dem markanten Anstieg des Klinopyroxens deutlich zu erkennen. Der Übergang in die Jüngere Mittelterrasse 4 ist nicht sehr deutlich ausgeprägt. In der Kernbohrung KB 1 (R 34 845, H 29 675) geht der Granatanteil zurück, während der Anteil an grüner Hornblende zunimmt.

Verbreitung: Die Auenterrasse 3 kommt ganz im Südwesten des Blattgebiets vor. Es handelt sich um den nördlichen Teil der Visselschen Schlinge (s. Abb. 11). Große Teile der Auenterrasse 3 sind bereits dem Kiesabbau zum Opfer gefallen.

Mächtigkeit: Die Auenterrasse 3 hat eine maximale Mächtigkeit von etwa 7,5 m.

3.9.3.2 Aurinnensedimente (qh(A))

Gesteine: Die Aurinnensedimente werden bei Hochwasser in die nur noch periodisch vom Wasser durchströmten Aurinnen eingebracht. Die Sedimente bestehen aus grauen, graubraunen und braunen, zum Teil kalkhaltigen, schwach feinsandigen bis feinsandigen, teilweise humosen bis torfigen, tonigen Schluffen und schluffigen Tönen. Vereinzelt sind auch Mudden und Lagen aus zum Teil kiesigem, zum Teil kalkhaltigem Sand eingeschaltet.

Altersstellung: Wie bereits im Kap. 3.9.3.1 ausgeführt, erfolgt eine Verlandung der Aurinnen erst lange nach der Verlagerung des Flusses; das heißt, die Aurinnensedimente sind jünger als die zugehörigen Auenterrassen. Im Blattgebiet konnten Aurinnensedimente aus der Kleinbohrung SB 174 (R 35 425, H 31 505) mithilfe der Pollenanalyse in das Subatlantikum datiert werden. Die erbohrte Aurinne hat eine Tiefe von über 10 m bei einer Breite von etwa 300 m und begleitet den Außenrand der Auenterrasse 3.

Verbreitung: Aurinnensedimente konnten nur im Bereich der Auenterrasse 3 nachgewiesen werden. Am Nordrand der Auenterrasse 1, nördlich von Diersfordt (TK 25: 4305 Wesel), konnte keine Aurinne mit entsprechenden Sedimenten erbohrt werden.

Mächtigkeit: Die Mächtigkeit der Aurinnensedimente liegt vermutlich maximal bei 12 m.

3.9.3.3 Auenlehm (,Lt,ta; ,L,ta; ,SL,ta)

Gesteine: Der Auenlehm ist sehr wechselhaft zusammengesetzt. Er reicht vom schwach tonigen, schluffigen Sand bis zum schluffigen Ton. Die vorwiegend schluffigen Auenlehme (,L,ta) bestehen aus gelbbraunem bis braunem, schwach feinsandigem bis feinsandigem, zum Teil schwach mittelsandigem, schwach tonigem bis tonigem Schluff. Die schluffig-tonigen Auenlehme (,Lt,ta) sind braun, graubraun, grau und dunkelgrau gefärbt und reichen vom schwach feinsandigen bis feinsandigen, tonigen Schluff bis zum schluffigen Ton. Sie enthalten vereinzelt Einlagerungen von Mudden und Torfen. Die schluffig-sandigen Auenlehme (,SL,ta) sind braun und haben eine Kornzusammensetzung, die von schwach tonigem, schwach schluffigem bis schluffigem Sand bis zum schwach tonigen bis tonigen, sandigen Schluff reicht. Die Auenlehme sind im Bereich des Rheintals kalkhaltig; in den übrigen Tälern des Blattgebiets sind sie kalkfrei.

Altersstellung: Das Alter des Auenlehms ließ sich nur in zwei Fällen grob ermitteln. Im Bachtal des Wittenhorster Grabens bei Bergerfurth konnten Proben der Sondierbohrung SB 171 (R 36 676, H 32 235) mithilfe der Pollenanalyse in das Subatlantikum datiert werden. Südlich von Bergerfurth (R 35 530, H 30 700) wurden nach Auskunft des Rheinischen Amtes für Bodendenkmalpflege auf einem tonigem Auenlehm Scherben aus der Eisenzeit gefunden. Die Bildung dieses Auenlehms muss demnach spätestens zu dieser Zeit, aber wahrscheinlich früher erfolgt sein. Es wird vermutet, dass die Sedimentation des Auenlehms bereits im Boreal eingesetzt hat (s. Tab. 13). Die Auenlehme des Rheintals lassen sich mithilfe der Entkalkungstiefe grob gliedern. Nach SCHRÖDER (1983: Abb. 14 u. S. 89) sind die Böden des Altholozäns mindestens bis zu einer Tiefe von 1,5 m entkalkt. Die mittelholozänen Böden zeigen eine Entkalkungstiefe von 0,8 – 1 m. Die jungholozänen Böden sind noch bis zur Basis des Ah-Horizontes kalkhaltig. Diese Regel gilt allerdings nur für Böden, die später nicht mehr im Überflutungsbereich des Rheins lagen, also keine erneute Aufkalkung erfahren haben. Dieses Gliederungsschema lässt sich gut auf die Auenlehme zwischen Diersfordt (GK 4305 Wesel) und Bergerfurth anwenden. Die Entkalkungstiefe der Auenlehme liegt im dortigen Raum über der altholozänen Auenterrasse 1 zwischen 1,5 und 2,5 m und über der mittelholozänen Auenterrasse 3 bei 0,90 – 1,60 m.

Verbreitung: Auenlehme des Rheins sind in einer zusammenhängenden Fläche im äußersten Südwesten des Blattgebiets verbreitet. Im übrigen Teil des Blattes sind die

Auenlehme im Wesentlichen auf die schmalen Täler der Kleinen Isel und der Isel beschränkt.

Mächtigkeit: Die Mächtigkeit des Auenlehms beträgt im Blattgebiet meist 2 – 3 m.

3.9.3.4 Auensand (,Sl,ta; ,S,ta)

Gesteine: Der schluffige Auensand (,Sl,ta) besteht aus gelbbraunem bis braunem, schwach schluffigem, zum Teil schluffigem Fein- und Mittelsand. Der schluffarme Auensand (,S,ta) ist ein gelbbrauner, stellenweise schwach schluffiger Fein- und Mittelsand. Kalkhaltig ist der Auensand nur im Bereich des Rheintals.

Altersstellung: Der Auensand verzahnt sich sowohl lateral als auch vertikal mit dem Auenlehm und ist deshalb etwa altersgleich wie dieser (s. Kap. 3.9.3.3). Datierungen aus dem Auensand liegen nicht vor.

Verbreitung: Der Auensand hat das gleiche Verbreitungsgebiet wie der Auenlehm (s. Kap. 3.9.3.3).

Mächtigkeit: Die Mächtigkeit des Auensands beträgt meist 1 – 2 m und erreicht maximal 3 m.

3.9.3.5 Ablagerungen in Talsohlen und -kerben (qh)

Gesteine: Die Ablagerungen in Talsohlen und Talkerben bestehen aus gelbbraunem, braunem und grauem, meist schwach schluffigem, zum Teil schwach tonigem, zum Teil schwach kiesigem Sand sowie aus feinsandigem, zum Teil auch schwach tonigem Schluff. Vereinzelt treten Einlagerungen aus schwarzem Torf auf.

Genese und Altersstellung: Die Ablagerungen in Talsohlen und Talkerben gehen allmählich und ohne scharfe Grenze aus den Auenablagerungen der ebenen Talböden hervor. Genetisch bestehen die Ablagerungen überwiegend aus den Abschwemm-massen der morphologisch oberhalb der Täler anstehenden Sedimente. Bei den weichsel-zeitlichen Ablagerungen ist wahrscheinlich auch periglaziales Bodenfließen an der Umlagerung beteiligt gewesen. Umgelagerter Flugsand und Geschiebedecksand finden sich in den Tälern vorwiegend als Schwemmsand; Abschwemmprodukte der Grundmoräne und der verwitterten Neogen-Schichten (Tertiär) liegen meist als Schwemmlehm vor. Der höhere Teil der Ablagerungen in Talsohlen und Talkerben dürfte im Holozän entstanden sein. Datierungen aus diesem Zeitabschnitt liegen nicht vor. Aus dem Weichsel dagegen liegt eine Einstufung vor. Pollenuntersuchungen an tonigen Schluffen und Torfen aus 4,6 bis 8,5 m Tiefe (SB 313, R 45 865, H 33 635) ergaben eine Datierung in das Brörup-Interstadial (s. Abb. 12 u. Tab. 13). Das Pollenspektrum wird eindeutig von der Kiefer (*Pinus*) mit Werten von 20 – 60 % beherrscht. Die Birke ist überwiegend durch die Zwergbirke (*Betula nana*) vertreten. Letztere erreicht Werte von 5 – 16 %. Wichtig ist der Nachweis der Lärche (*Larix*) sowie der *Ericacea Bruckenthalia spiculifolia*. Beide gelten als Indikatoren für das Brörup-Interstadial.

Verbreitung: Die Ablagerungen in Talsohlen und Talkerben treten nur in den etwa West – Ost verlaufenden Bachtälern im Bereich der Dingder Höhen auf. Die Täler sind

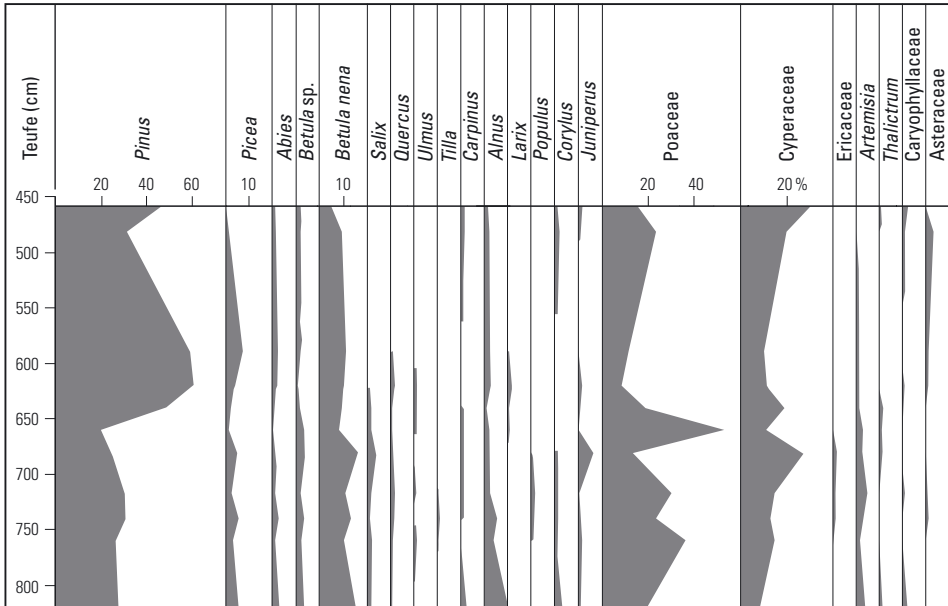


Abb. 12 Pollendiagramm der Kleinbohrung SB 313 (R 45 865, H 33 635; Bearb.: R. STRITZKE, Geol. Dienst NRW); Berechnungsgrundlage der Prozente ist die Summe aller Landpflanzenpollen

spätestens am Ende des Eems, wahrscheinlich aber schon viel früher angelegt worden, da in obiger Bohrung bereits frühweichselzeitliche Sedimente nachgewiesen sind.

Mächtigkeit: Die Mächtigkeit der Ablagerungen in Talsohlen und Talkerben beträgt vermutlich maximal etwa 3 m.

3.9.3.6 Niedermoor (,Hn)

Gesteine: Niedermoore bestehen aus dunkelbraunem und schwarzbraunem Bruchwald-, Schilf- und Seggentorf.

Altersstellung: Wegen fehlender Pollenuntersuchungen oder ¹⁴C-Datierungen lassen sich keine genauen Angaben über das Alter der holozänen Niedermoore der Täler machen.

Verbreitung: Niedermoore kommen an oder nahe der Oberfläche nur im Tal der Issel und der Kleinen Issel, im Tal des Wittenhorster Grabens sowie außerhalb der Täler im Diersfordter Forst zwischen Hochflutlehenen und Flugsanden vor. Wegen ihrer Überlagerung durch mehr als 2 m mächtige Flugsande sind sie dort in der geologischen Karte nicht dargestellt.

Mächtigkeit: Die Mächtigkeit der Niedermoore liegt durchweg zwischen 0,5 und 1,0 m und erreicht maximal 2 m.

3.9.3.7 Künstliche Aufschüttung („y)

Künstliche Aufschüttungen sind im Blattgebiet nur an wenigen Stellen kartiert worden. Die größte Fläche wird von der alten Mülldeponie der Stadt Bocholt in Lankern eingenommen. Es handelt sich um die ehemalige Ziegeleigrube Lueb & Hitpaß (s. Abb. 15: Nr. 6, S. 125), in die ab 1934 in den bereits ausgeziegelten Teilen der Grube der Müll der Stadt Bocholt eingebracht wurde. Nach der vollständigen Verfüllung der Grube wurde 1995 eine Kernbohrung bis in den unverritzten Teil des Neogens (Tertiär) niedergebracht. Es wurden 12 m Bauschutt, Ziegelbruch, Beton, Kunststoffe, Holz und Hausmüll angetroffen. Diese Mächtigkeit dürfte mit Abstand die größte im Blattgebiet sein. Daneben bestehen die dargestellten Aufschüttungen aus Bergematerial, Asche, Schlacke, Klärschlamm oder Erdaushub. Die durch den Sand- und Kiesabbau an mehreren Stellen im Blattgebiet entstandenen Seen wurden größtenteils nicht wieder verfüllt.

4 Gebirgsbau

Die tektonische Ausgestaltung der Schichten im Untergrund des Blattgebiets erfolgte in mehreren, zeitlich voneinander getrennten Phasen. Gegen Ende des Westfals C wurden die Schichten des Devons und Karbons durch vorherrschende Einengungstektonik der variszischen Gebirgsbildung in Südwest-Nordost streichende Sättel und Mulden gefaltet. Innerhalb der Sattelstrukturen kam es dabei häufig zu Überschiebungen. Diese Überschiebungen laufen sowohl lateral als auch vertikal in unterschiedlichen Niveaus aus und werden durch Falten kompensiert (DROZDZEWSKI & WREDE 1994: 45). In geringem Maße noch während der variszischen Orogenese, hauptsächlich aber während des Zechsteins, der Trias, des Juras und zum Teil noch im Quartär kam es vorwiegend zu dehrenden aber auch teilweise zu einengenden Bewegungen, die ein komplexes Muster von Bruchstörungen sowohl im tieferen Untergrund als auch im Deckgebirge erzeugt haben. Das tektonische Beanspruchungsmuster zeigt allerdings Unterschiede zwischen dem Grundgebirge und dem diskordant, flach darüber liegenden Deckgebirge.

4.1 Tektonik des Oberkarbons

Das Blattgebiet wird im tieferen Untergrund von den flach gefalteten Schichten des Oberkarbons aufgebaut (s. Schnitt A – B, geol. Kt.). Wegen fehlender Aufschlüsse war es nicht möglich, wie bei früheren geologischen Karten (z. B. GK 25: 4305 Wesel u. 4406 Dinslaken), die an der Karbonoberfläche austreichenden Schichten sowie deren Lagerungsverhältnisse zu kartieren und in einer Strukturkarte darzustellen. Im gesamten Blattgebiet gibt es nur eine Bohrung (Isselburg 3), in der die Schichtenfolge des Oberkarbons relativ gut untersucht ist. Der Verlauf von Querstörungen im Karbon konnte durch die Projektion von Störungen im Deckgebirge bis hinab an die Karbonoberfläche ermittelt werden (Abb. 13). Die Querstörungen an der Basis des Muschelkalks und des Lias konnten kartiert werden und sind in den Abbildungen 2 und 4 dargestellt.

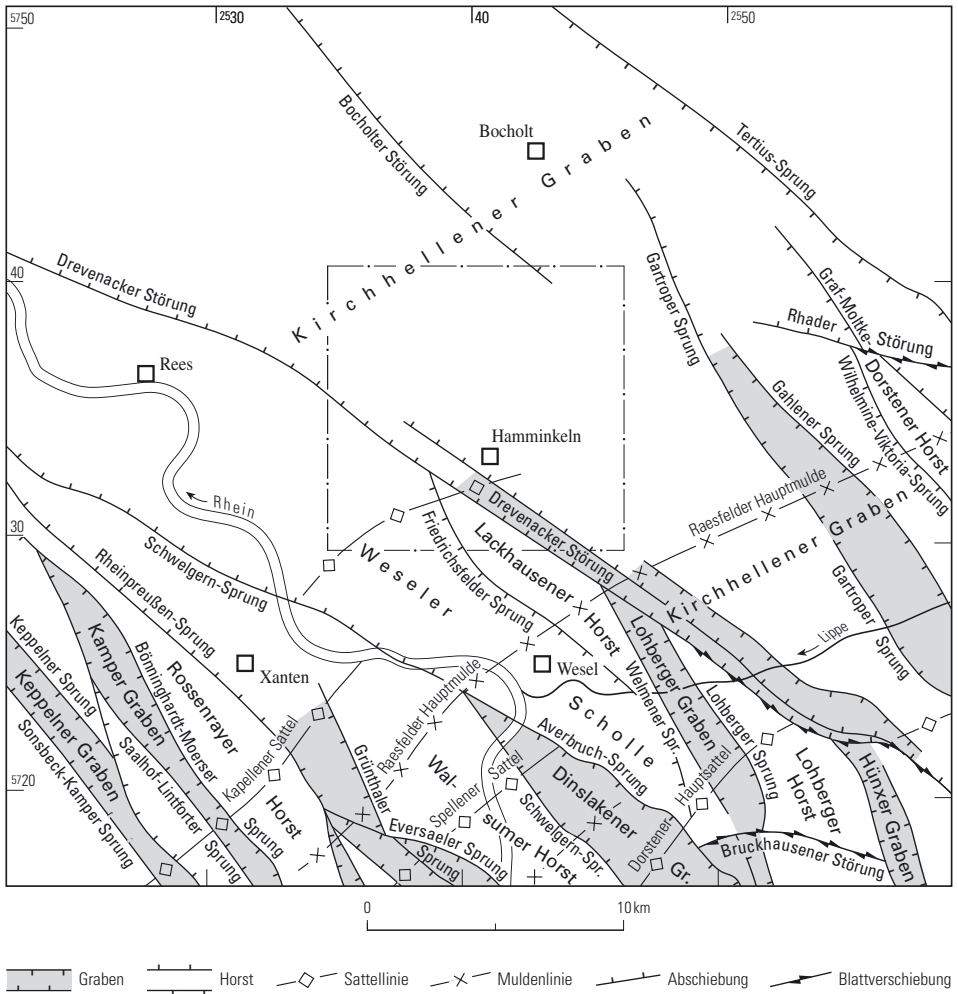


Abb. 13 Tektonische Großstrukturen

4.1.1 Falten

Die oberkarbonischen Schichten sind gefaltet, wobei die Sättel und Mulden etwa zwischen 45 und 75° streichen. Wegen der Lage des Blattgebiets am Außenrand des gefalteten Variszikums handelt es sich nur noch um sehr flache Faltenstrukturen (s. DROZDEWSKI & WREDE 1994: Taf. 1). In den Seismikprofilen für die Vorerkundung der Bohrung Isselburg 3 (Bearbeitung: Prakla, Hannover) ist im Südwestteil des Blattgebiets ein Sattel ausgebildet, dessen Streichen im Südwesten des Blattgebiets von etwa 50 auf 75° nach Nordosten dreht (s. Abb. 13). Wegen fehlender Aufschlüsse ist der Verlauf des Sattels nur bis südlich von Dingden gesichert. Der Sattel ist sehr flach. Sein Südflügel hat

ein Einfallen von $3 - 6^\circ$; der Nordflügel fällt ganz im Westen, im Bereich der Bohrung Isselburg 3 (s. Schnitt A – B, geol. Kt.) mit $12 - 13^\circ$ ein. Das Einfallen verflacht nach Norden auf $3 - 4^\circ$. Nördlich des beschriebenen Sattels folgt eine flache Trogmulde, die bis in das nördlich anschließende Blatt 4105 Bocholt hineinreicht. Die Trogmulde ist durch eine sehr flache Aufwölbung zweigeteilt. Der Anstieg zum nächsten Sattel beginnt mit einer Umbiegungsachse, die etwa 0,5 km nördlich des Blattrands, im Gebiet der TK 25: 4105 Bocholt in etwa westöstlicher Richtung verläuft.

4.1.2 Störungen

Bei den im Blattgebiet in den Schichten des Oberkarbons auftretenden Störungen handelt es sich um Querstörungen. Sie sind nach Abschluss der Faltung entstanden (s. Kap. 4.3) und verlaufen quer zu den Faltenachsen. Die Querstörungen gleichen Dehnungsbewegungen (Dilatation) entlang der Faltenachse durch abschiebende Vertikalbewegungen aus. Sie werden als Abschiebungen oder bergmännisch „Sprünge“ bezeichnet. An den Abschiebungen treten des Öfteren zusätzlich auch horizontale Bewegungen auf, die jedoch nur sehr schwer nachweisbar sind und die deutlich geringer sind als die Vertikalbewegungen.

Überschiebungen und Blattverschiebungen (Diagonalstörungen) konnten im Blattgebiet bisher nicht sicher nachgewiesen werden.

4.1.2.1 Querstörungen

Echte Querstörungen, die mehr oder weniger senkrecht (orthogonal) zum Streichen der Faltenachsen verlaufen, sind im Blattgebiet nicht vorhanden. Die Drevenacker Störung, die im südlichen Teil des Blattgebiets verläuft, hat ein Streichen von $120 - 123^\circ$ und ist demzufolge im Übergang zwischen den Quer- und Diagonalstörungen einzuordnen. Der Verlauf der Störung konnte vor allem im Deckgebirge durch die Verwürfe der Muschelkalk- und Lias-Basis kartiert werden (s. Abb. 2 u. 4, Seiten 48 u. 53). Aus der Auswertung der Seismik in der Bohrung Isselburg 3 ergaben sich ebenfalls Hinweise über den Verlauf und die Ausbildung der Störung sowohl im Karbon als auch im Deckgebirge. Die ostfallende Drevenacker Störung trennt den Lackhausener Horst und die sich nach Nordwesten anschließende Weseler Scholle vom Kirchhellener Graben (s. Abb. 13). Die Störung beginnt nordwestlich von Gladbeck (TK 25: 4407 Bottrop) im Bereich des Steinkohlenbergwerks Gladbeck-Zweckel und wird dort als Rentforter Blatt bezeichnet (WOLF 1988: 22). Die Störung hat zunächst eine Streichrichtung von 110° und geht westlich des Hünxer Grabens in eine steilere Streichrichtung von etwa 120° über. Der Verwurf der Störung beträgt zunächst nur 25 – 100 m, erreicht aber bereits nach wenigen Kilometern Beträge von 400 m, wie zum Beispiel nordöstlich des Schachtes Prosper 10 (JANSEN et al. 1992: Abb. 12). Etwa 2 km weiter nordwestlich steigt der Verwurf bis auf knapp über 1 000 m an (WOLF 1988: 22) und nimmt dann bis zum Lohberger Graben auf unter 400 m ab. Im Schnitt A – B der geologischen Karte Blatt 4305 Wesel (JANSEN 2001: Taf. 1) wurde ein Verwurf von etwa 345 m konstruiert. Die Verwurfsbeträge im Blattgebiet lassen sich wegen fehlender Aufschlüsse nicht genau angeben. Sie dürften aber weiter abnehmen. Im Schnitt A – B (s. geol. Kt.) wurde nur noch ein Verwurf von etwa 110 m konstruiert. Berück-

sichtigt man, dass in der altkimmerischen Phase Rückaufschiebungen im westlichen Teil der Drevenacker Störung stattgefunden haben (s. Kap. 4.3), so muss der ursprüngliche Verwurfsbetrag bezogen auf den Schnitt A – B (s. geol. Kt.) etwa 260 m betragen haben.

Neben einer vertikalen Bewegungskomponente werden für die Drevenacker Störung aufgrund ihrer herzynischen Streichrichtung auch horizontale Bewegungen mit einem dextralen Bewegungssinn angenommen (DROZDZEWSKI & WREDE 1994: 39). Sie lassen sich allerdings nicht quantifizieren.

4.2 Tektonik des Deckgebirges

Als Folge von tektonischen Beanspruchungen, die nach der variszischen Orogenese, das heißt hauptsächlich im Zusammenhang mit der saxonischen beziehungsweise alpidischen Gebirgsbildung (Trias bis Tertiär) stattgefunden haben, lassen sich im Blattgebiet sowohl bruchhafte als auch weitspannige, faltenartige Schichtenverbiegungen nachweisen.

4.2.1 Bruchtektonik

Bruchhafte Verwürfe der Schichten treten in größerem Ausmaß nur an der Drevenacker Störung auf. In ihrem östlichen Teil handelt es sich dabei ausschließlich um abschiebende Bewegungen. Von den abschiebenden Bewegungen sind mit Ausnahme der Schichten der Kreide, des Paläogens und Neogens (Tertiär) und des Quartärs alle Schichten betroffen. Im westlichen Teil der Drevenacker Störung ändert sich der Bewegungssinn. An der Muschelkalk-Basis sind die Bewegungen aufschiebend und an der Lias-Basis abschiebend (s. Abb. 2, 3, 4 u. Schnitt A – B, geol. Kt.). Der Verwurfsbetrag an der Drevenacker-Störung bezogen auf die Muschelkalk-Basis beträgt ganz im Osten des Blattgebiets etwa 180 m, geht bis zum westlichen Erosionsrand des Muschelkalks auf unter 20 m zurück, steigt dann wieder auf etwa 130 m an (s. Abb. 3: Schnitt 2 – 2) und reduziert sich schließlich noch weiter westlich auf 110 m (s. Schnitt A – B, geol. Kt.). Da der Muschelkalk im westlichen Teil der Tiefscholle erodiert ist (Abb. 2), lassen sich die Verwurfsbeträge an der Muschelkalk-Basis nicht direkt ablesen, sind aber aus den Verwürfen des Buntsandsteins und des Zechsteins in den oben erwähnten Schnitten abzuleiten. Als Ursache für die Heraushebung der Schichten im westlichen Teil des Kirchhellener Grabens (s. Abb. 3 u. 13) sowie der aufschiebenden Bewegungen an der Drevenacker Störung müssen Horizontalbewegungen unter dem Einfluss von Kompression, so genannte Transpression (HARLAND 1971), angesehen werden. Wie es zu dieser Kompression im westlichen Teil der Drevenacker Störung kommen konnte, lässt sich wegen der schlechten Aufschlussverhältnisse nicht klären. Es kann sich nur um lokale Gründe handeln, die vermutlich mit der Konfiguration der Störung zusammenhängen. Nach TWISS & MOORES (1992) tritt bei bogig oder gekrümmt verlaufenden Seitenverschiebungen im Umbiegungsbereich, dem so genannten „bend“ je nach Bewegungsrichtung (dextral oder sinistral) entweder Kompression oder Dehnung auf. Die geschilderte Änderung der Verwurfsrichtung im streichenden Verlauf der Störung ist kein Einzelfall. Am Schwelgern-Sprung (TK 25: 4305 Wesel) hat zum Beispiel während der altkimmerischen Phase im westlichen Teil der Störung ebenfalls Transpression und im östlichen Teil der Störung Transtension (= Horizontalbewegung mit Dehnung) stattgefunden. Die daraus resultierende Aufschiebung und

Heraushebung beziehungsweise Abschiebung von Schichten war dort allerdings erheblich größer (JANSEN 2001).

Vergleicht man im Blattgebiet die Verwurfsbeträge an der Lias-Basis mit denjenigen der Muschelkalk-Basis, so stellt man fest, dass an identischen Stellen im Ostteil der Störung die Beträge annähernd gleich groß sind. Das bedeutet, dass die prä-liassischen Bewegungen dort sehr gering bis nicht vorhanden waren. Es bestände die Möglichkeit, dass gleich große aufschiebende Bewegungen in der altkimmerischen Phase durch gleich große abschiebende Bewegungen in der jungkimmerischen Phase (Malm) ausgeglichen worden sind. Ein solcher Zufall kann allerdings kaum an mehreren Stellen der Störung aufgetreten sein und wird demnach ausgeschlossen. Im westlichen Teil der Drevenacker Störung sind die Verwürfe mit Beträgen zwischen 55 – 75 m deutlich geringer als in ihrem Ostteil, wo Beträge bis 150 m auftreten. An der ostfallenden, im Abstand von 0,9 km parallel zur Drevenacker Störung verlaufenden unbenannten Störung (s. Abb. 13) treten nur abschiebende Bewegungen auf. Die Verwürfe sind mit 45 – 50 m deutlich geringer als an der Drevenacker Störung. Da die Beträge an der Lias-Basis genauso groß sind wie in den Schichten des Muschelkalks, des Buntsandsteins und des Zechsteins und da die jüngeren Schichten (Paläogen bis Quartär) nicht verworfen sind, müssen die Bewegungen in der jungkimmerischen Phase erfolgt sein.

Ganz im Norden des Blattgebiets sind die Schichten des Paläogens und Neogens (Tertiär) in einem schmalen, Nordwest – Südost streichenden Graben (Bocholter Graben) um etwa 13 m verworfen (s. Schnitt N – O, Taf. 1 in der Anl.). Der Graben läuft im Blattgebiet bereits nach 600 m aus. Er hat seine Hauptverbreitung im Bereich des Messtischblatts 4105 Bocholt, wo er eine maximale Breite von etwa 1,7 km und eine Länge von über 14 km erreicht. Die Verwürfe im Paläogen und Neogen (Tertiär) betragen dort bis 52 m. Innerhalb des Grabens konnten dort auch Versätze im Quartär von ca. 12 m nachgewiesen werden. Die Verwurfsbeträge in den älteren Schichten sind wegen fehlender Aufschlüsse weder im Blattgebiet noch im Bereich der GK 25 Bocholt bekannt.

4.2.2 Deckgebirgsfalten

Neben den bruchhaften Bewegungen an den Störungen kam es auch zu flexurartigen Verbiegungen der Schichtenfolge im Liegenden des Paläogens (Tertiär). Es handelt sich um so genannte Fiederfalten, die spitzwinklig zu den Querstörungen verlaufen (DROZDZEWSKI 1988). Diese meist sehr flachen Falten wurden erstmals von BREDDIN (1929) in den Kreideschichten des westlichen Münsterlands beschrieben. Sie werden deshalb als Kreidesättel und -mulden bezeichnet. Zu nennen sind zum Beispiel die Bottroper Kreide-Mulde oder der Kirchhellener Kreide-Sattel (s. Abb. 14). DROZDZEWSKI (1988: Abb. 9) stellte die Kreidefalten in Bezug zu den Bruchstrukturen im Liegenden der Kreide dar. Diese Darstellung der saxonischen Strukturen konnte durch die Kartierung der Blätter 4205 Hamminkeln und 4105 Bocholt erstmals bis in den nördlichen Niederrhein erweitert werden (s. Abb. 14).

Da die Kreide-Schichten in diesem Raum bis auf einen schmalen Bereich erodiert sind, mussten die Strukturen in den Schichten des Lias und des Muschelkalks verfolgt werden (s. Abb. 2 u. 4, Seiten 48 u. 53). Für die Darstellung der Basislinien der beiden Horizonte war die Auswertung der Seismik in den Bohrungen Isselburg 1, 2 und 3 sehr nützlich. Im Blatt-

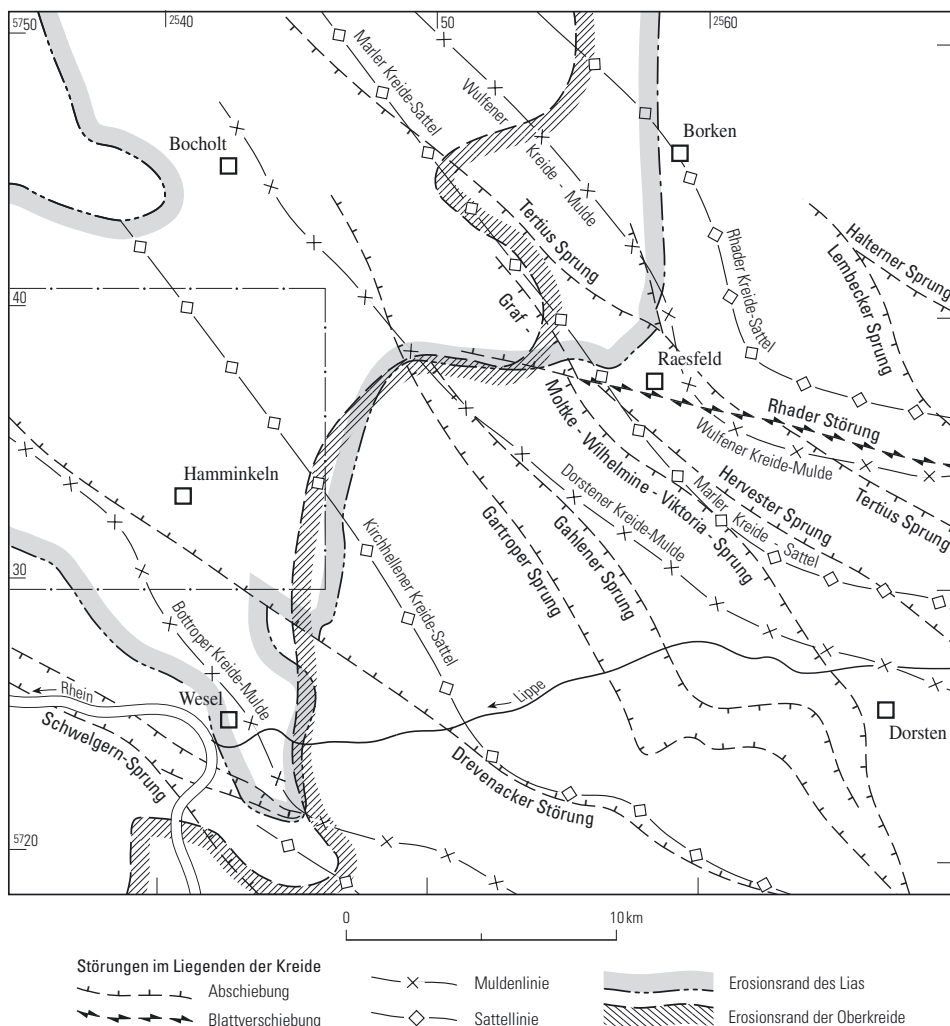


Abb. 14 Deckgebirgsfalten im nordwestlichen Münsterland und am nördlichen Niederrhein

gebiet konnten die Bottroper Kreide-Mulde und der Kirchhellener Kreide-Sattel kartiert werden (Abb. 14). Die Bottroper Kreide-Mulde verläuft von Wesel kommend zunächst unter einem Winkel von etwa 23° auf die Drevenacker Störung zu und schwenkt dann in das Streichen der Störung ein. Der Kirchhellener Kreide-Sattel bildet im Blattgebiet und im westlichen Teil der TK 25: 4306 Hünxe mit 25° etwa den gleichen spitzen Winkel mit der Drevenacker Störung und geht dann ebenfalls in das Streichen der Störung über (Abb. 14). Vergleicht man die Neigung und die Einfallsrichtung der Faltenachsen an der Muschelkalk-Basis mit derjenigen an der Lias-Basis (Abb. 2 u. 4), so lassen sich zum Teil deutliche Unterschiede feststellen. Während die Bottroper Kreide-Mulde in beiden Hori-

zonten annähernd gleich flach nach Nordwesten abtaucht, hebt sich die Achse des Kirchhellener Kreide-Sattels an der Muschelkalk-Basis deutlich steiler nach Nordwesten heraus als an der Lias-Basis. Hinzu kommt, dass an der Muschelkalk-Basis noch Spezialfalten ausgebildet sind, die an der Lias-Basis fehlen. Die östlich des Blattgebiets verlaufende Dorstener Kreide-Mulde zeigt ebenfalls deutliche Unterschiede. An der Muschelkalk-Basis verläuft die Muldenachse zunächst annähernd horizontal und hebt sich erst am Nordrand des Blattes stärker in nordwestlicher Richtung heraus. An der Lias-Basis hingegen steigt die Achse stetig und stärker in der gleichen Richtung an. Hieraus lässt sich ableiten, dass die Schichten des Deckgebirges zumindest teilweise einer mehrmaligen Beanspruchung unterworfen wurden (s. Kap. 4.3). Die erstmalige Anlage des Kirchhellener Kreide-Sattels muss mit Sicherheit in direktem Zusammenhang mit der Aufschiebung und Heraushebung von Schichten während der altkimmerischen Phase gesehen werden (s. Kap. 4.2.1).

4.3 Zeitlicher Ablauf der tektonischen Bewegungen

Die ursprünglich mehr als 6 000 m mächtigen Sedimente des Karbons wurden in der subvariszischen Saumsenke, einem langsam absinkenden Sedimentationstrog am Nordrand des bereits gefalteten und damit der Abtragung unterliegenden Gebiets, dem so genannten Rhenoheryzynikum, abgelagert. Gegen Ende des Westfals C, in der asturischen Phase der variszischen Gebirgsbildung, wurden schließlich die Schichten dieses nördlich vorgelagerten Sedimentationstrogs in die Faltung mit einbezogen und dem variszischen Gebirge angegliedert. In der Rotliegend-Zeit war der Gebirgsbildungsprozess im Wesentlichen abgeschlossen, was durch die verschiedentlich in der Umgebung des Ruhrgebiets zu beobachtende Auflagerung ungefalteter Rotliegend-Sedimente auf gefalteten Gesteinen des Oberkarbons belegt ist.

Im Zuge der Faltung – und in Abhängigkeit von dieser – wurden die im Blattgebiet bisher nicht nachweisbaren streichenden Störungen, die Überschiebungen, angelegt und ausgestaltet. Die Ausbildung der quer und diagonal zur Faltenrichtung verlaufenden Quer- und Diagonalstörungen erfolgte jedoch erst später. Hierfür spricht vor allem, dass die Faltung, von ganz wenigen Ausnahmen abgesehen, nicht durch diese Störungen beeinflusst wurde. Die eigentliche Ausgestaltung der Quertektonik erfolgte größtenteils postvariszisch. Hierfür spricht die Tatsache, dass an den meisten Quer- und Diagonalstörungen des Niederrheins und des westlichen Münsterlands die Verwurfsbeträge an der Zechstein-Basis generell nur wenig kleiner, zum Teil sogar gleich groß sind wie die Verwürfe im Karbon. Zu den wenigen Ausnahmen zählt die Drevenacker Störung. Sie weist zum Beispiel im Raum Bottrop-Kirchhellen einen Prä-Zechstein-Verwurf von 300 m auf (DROZDZEWSKI & WREDE 1994, WREDE 2000). Im Blattgebiet wird ein Verwurf von etwa 260 m angenommen (s. Kap. 4.1.2.1). Die Prä-Zechstein-Bewegungen an der Drevenacker Störung dürften vermutlich in der saalischen Phase (Unterrotliegend) stattgefunden haben (DROZDZEWSKI & WREDE 1994: 139). Eine zuverlässige Einstufung ist nicht möglich, da keine Sedimente aus der Zeit des Rotliegend vorhanden sind. Die erste sicher nachweisbare Bewegungsphase wird für die Zeit des Zechsteins 1 angenommen (WOLF 1985: 163). Im Blattgebiet scheinen allerdings an der Drevenacker Störung keine größeren Bewegungen des frühen Zechsteins stattgefunden zu haben. Aus dem Bereich der GK 25: 4305 Wesel konnten am Schwelgern-Sprung Verwurfsbeträge von 50 – 270 m ermittelt werden (JANSEN 2001). Ein

Teil dieser Bewegungen ist sicher auf synsedimentäre Bewegungen zurückzuführen, die vor und während der Ausscheidung des Werrasalzes zur Ausbildung von Schwellen und Trögen führten. Für die Zeit des Buntsandsteins und Muschelkalks lassen sich am Niederrhein keine Bewegungen an den Sprüngen nachweisen. Gegen Ende des Unteren Keupers bis zum Beginn des Oberen Keupers kam es während der altkimmerischen Phase zu epirogenetischen Aufwärtsbewegungen der Schichten und zu einer lokalen bruchtektonischen Reaktion auf diese Beanspruchung. Die Folge war ein erneutes Wiederaufleben der Bewegungen an einzelnen bedeutenden Querstörungen. Dabei kam es zu abschiebenden, aufschiebenden und zu horizontalen Bewegungen. Wie im Kapitel 4.2 erläutert, fanden im Blattgebiet im westlichen Teil der Drevenacker Störung im Deckgebirge aufschiebende Bewegungen statt, die zu einer flachen Heraushebung und Wellung der Schichten ganz im Westen des Kirchhellener Grabens führten. Als Folge dieser tektonischen Aufwärtsbewegungen wurden die Ablagerungen des Unteren und Mittleren Keupers im Blattgebiet vollständig abgetragen (s. Schnitt A – B, geol. Kt.).

Die im Blattgebiet ermittelten Aufschiebungsbeträge sind mit maximal 180 m verglichen mit denjenigen am Schwelgern-Sprung (TK 25: 4305 Wesel), wo Beträge bis 700 m errechnet wurden, relativ gering (JANSEN 2001). Im östlichen Teil des Schwelgern-Sprungs herrscht in der altkimmerischen Phase Dehnung (Dilatation) vor. Die Folge waren abschiebende Bewegungen bis maximal 130 m Vertikalversatz. Im Blattgebiet fanden zur gleichen Zeit im östlichen Teil der Drevenacker Störung fast keine, allenfalls schwach abschiebende Vertikalbewegungen statt. Die im Kapitel 4.2 beschriebene östlich der Drevenacker Störung verlaufende unbenannte Störung war nicht aktiv. Die bisher vertretene Ansicht, dass die abschiebenden Verwürfe an den Querstörungen der Niederrheinischen Bucht größtenteils im Keuper entstanden sind (WOLF 1985, DROZDZEWSKI & WREDE 1994: 140), kann zumindest für den Schwelgern-Sprung, den Averbuch-Sprung und die Drevenacker Störung (s. Abb. 13) nicht bestätigt werden. Die Hauptdehnung an diesen Sprüngen beziehungsweise Störungen fanden nach der Ablagerung des Lias während der jungkimmerischen Phase (Dogger und Malm) statt. Im nordwestlichen Teil des Bislicher Grabens (TK 25: 4305 Wesel) kam es dabei zu Vertikalverwürfen von bis zu 480 m (JANSEN 2001). Im Blattgebiet sind die Verwürfe mit maximal 150 – 160 m deutlich geringer. Erstmals aktiv wurde jetzt die östlich der Drevenacker Störung verlaufende unbenannte Störung (s. Abb. 4 u. 13).

Während die älteren tektonischen Phasen vorwiegend Dehnung (Dilatation) in West-Ost-Richtung bewirkten, kam es in der Oberkreide (Santon bis Maastricht) während der laramischen Phase der alpidischen Gebirgsbildung zur Einengung (Kompression) vorwiegend in Nord-Süd-Richtung. Dabei wurden einzelne bedeutende Quer- und Diagonalstörungen reaktiviert. Es kam zu Horizontalverschiebungen im Deka- bis Hektometerbereich; gleichzeitig wurden einzelne Tiefschollen an diesen Störungen, die auch als Transpressionsstörungen bezeichnet werden, nach oben gepresst. Dabei kam es zu flexurartigen Verbiegungen an den Schichten, die sich im Deckgebirge, vor allem im Muschelkalk, dem Lias und der Kreide als so genannte Fiederfalten, die spitzwinklig zu den Querstörungen verlaufen (DROZDZEWSKI 1988), zeigen (s. Kap. 4.2.2).

Sichere Hinweise auf das kreidezeitliche Alter der Deckgebirgsfalten im Blattgebiet ergeben sich aus der Tatsache, dass die Faltenachsen im Lias und Muschelkalk genau in der streichenden Fortsetzung der Kreideachsen verlaufen (s. Abb. 14).

Im Neogen (Tertiär) kam es vermutlich gegen Ende des Miozäns erneut zu einer Dehnungsphase, bei der der bereits im Kapitel 4.2 beschriebene Bocholter Graben gebildet wurde. An der Drevenacker Störung lassen sich im Blattgebiet keine Verwürfe an den Schichten des Paläogens und Neogens nachweisen. Für den Raum Kirchhellen (TK 25: 4307 Dorsten) werden von WREDE (1990, 2000) Verwürfe von 15 – 20 m angegeben. Quartärzeitliche Bewegungen lassen sich an den Störungen des Blattgebiets nicht nachweisen, sind aber neuerdings vom Bocholter Graben aus dem Blattgebiet 4105 Bocholt belegt.

5 Nutzbare Lagerstätten

Steinkohle und Steinsalz kommen im Blattgebiet vor, wurden aber bisher nicht abgebaut. Die Eisenerzvorkommen des Lias, die zum Beispiel im Bislicher Graben zwischen Wesel und Bislich (TK 25: 4304 Xanten u. 4305 Wesel) nachgewiesen sind (THIENHAUS 1962), wurden im Blattgebiet in den wenigen Mutungsbohrungen nicht angetroffen. Ein bedeutender Wirtschaftsfaktor sind die quartären Kies- und Sandvorkommen, die in mehreren Gruben gewonnen werden. Sandabbau fand früher auch in kleinem Umfang innerhalb der Flugsand- und Dünengebiete statt. Schluffe des Neogens (Tertiär) wurden bis 1995 in einer Ziegelei bei Lankern abgebaut.

5.1 Steinkohle

Schichten des flözführenden Oberkarbons stehen im Untergrund des gesamten Blattgebiets an. Sie werden überlagert von 1 330 – 1 500 m mächtigen jüngeren Deckschichten. Das Vorkommen von Steinkohle ist nur durch die Bohrung Isselburg 3 ganz im Südwesten des Blattgebiets relativ gut untersucht. Der durchteufte Bereich umfasst allerdings nur den Abschnitt Mittlere Bochum-Schichten (Westfal A) bis Sprockhövel-Schichten (Namur C). Die lithologische Beschreibung und Gliederung der Schichtenfolge beruht abgesehen von kurzen Kernabschnitten ausschließlich auf der Spülprobenbeschreibung und vor allem auf der Auswertung der geophysikalischen Bohrlochmessungen. Für die Beschreibung der jüngeren Schichten des Oberkarbons wurde vor allem auf Bohrungen aus dem Raum Wesel Bezug genommen. Die Ausbildung, Mächtigkeit und die flüchtigen Bestandteile der wichtigsten Flöze wurde in den Kapiteln 3.2.2.4.1 bis 3.2.2.5.2 beschrieben. Von den wenigen älteren Mutungsbohrungen des Blattgebiets hat keine Bohrung das Oberkarbon erreicht.

5.2 Steinsalz

Steinsalz des Zechsteins ist sehr wahrscheinlich im gesamten Blattgebiet in Tiefen zwischen 1 150 – 1 450 m unter der Geländeoberfläche verbreitet. Der weitaus größte Anteil des Salzes gehört zum Werra-Steinsalz. Das Staßfurt-Steinsalz ist wegen seiner Verunreinigungen durch Tonsteineinlagerungen und seiner geringen Mächtigkeit wirtschaftlich ohne Bedeutung. Die Untergliederung des Werra-Steinsalzes in ein Oberes Steinsalz, eine Kalisalz-Zone und ein Unteres Steinsalz, wie sie für das Grubenfeld Borth (TK 4305

Wesel) nachgewiesen ist (JANSEN 2001), lässt sich wegen der schlechten Aufschlussverhältnisse nicht einfach auf das Blattgebiet übertragen. Im Gamma-Ray-Log der Bohrung Isselburg 3 lassen sich zum Beispiel keine Einschaltungen von Kalisalzen identifizieren. In der Bohrung Isselburg 3 (s. Anhang: Brg. 1) beträgt die Mächtigkeit des Werra-Steinsalzes 130 m und in der Bohrung Bruckhausen 12 (R 41 460, H 30 710) 230,5 m (s. Kap. 3.3.1.1.5).

5.3 Steine und Erden

5.3.1 Sand und Kies

Wirtschaftliche Bedeutung haben die ausgedehnten Kies- und Sandvorkommen, die sich auf die Auen-, Nieder-, Mittel- und Hauptterrassen erstrecken. Die Mächtigkeit der Kiese und Sande liegt meist zwischen 15 – 20 m, kann aber lokal bis 25 m ansteigen. Der

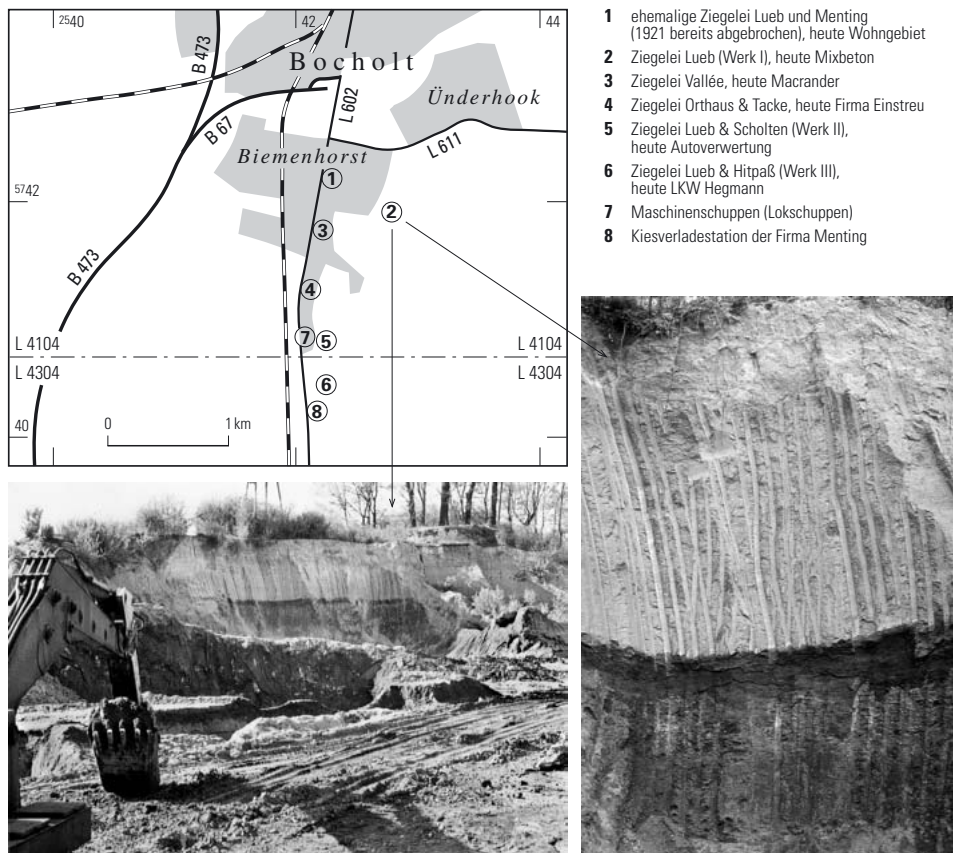


Abb. 15 Ehemalige Ziegeleien südlich Bocholt-Biemenhorst: Lageplan (aus Chronik der Gemeinde Biemenhorst (1999)) und Abbau von Ziegeleitonen in der ehemaligen Ziegelei Lueb (Fotos: F. VON DER HOCHT, Rheinbraun AG, Köln)

Abbau erfolgt ausschließlich in Nassauskiesungen bis zu einer Tiefe von etwa 15 m. Die größten Auskiesungsflächen befinden sich ganz im Südwesten des Blattgebiets. Die ausgekiesten Flächen wurden größtenteils nicht verfüllt und sollen in Zukunft als Erholungszentren genutzt werden. Der Kies wird vor allem als Betonkies für den Hoch- und Tiefbau genutzt. Der Sand findet als Bausand sowie bei der Herstellung von Kalksandstein Verwendung. Ein Teil des Sands wird in die Baggerseen zurückgespült.

5.3.2 Schluff

Als Ziegelmaterial eignen sich vor allem die neogenzeitlichen Schluffe der Biemenhorst-Schichten (Tertiär). Diese Schluffe wurden im Zeitraum von 1889 bis 1980 zwischen Biemenhorst (TK 25: 4105 Bocholt) und Lankern in sechs Ziegeleien abgebaut (s. Abb. 15 a u. b). Die feinsandig-tonigen Schluffe der Biemenhorst-Schichten sind fast immer kalkfrei und deshalb für die Ziegelherstellung besonders gut geeignet. Aus der Chronik der Gemeinde Biemenhorst (1999) geht hervor, dass im Jahre 1895 in der Ziegelei Vallé (s. Abb. 15: Nr. 3) 3 414 515 Ziegelsteine hergestellt wurden.

6 Hydrogeologie

(C. HOLL-HAGEMEIER)

Das Blattgebiet befindet sich in einer der grundwasserreichsten Landschaften Nordrhein-Westfalens. Von besonderer wasserwirtschaftlicher Bedeutung sind dabei die Sande und Kiese der saale- und weichselzeitlichen Terrassenablagerungen. Insgesamt lassen sich im Raum Hamminkeln drei hydrogeologische Teilräume unterscheiden und zwar im Südwesten des Blattgebiets die Auenterrassen, im zentralen Blattbereich das Verbreitungsgebiet der Niederterrassen und östlich daran anschließend die durch einen markanten Geländeanstieg abgegrenzte Hauptterrassenfläche mit den oberflächennah anstehenden neogenzeitlichen Ablagerungen. Die charakteristischen Merkmale der drei hydrogeologischen Teilräume werden im Folgenden beschrieben. Darüber hinaus erfolgt eine kurze hydrogeologische Beschreibung der Gesteine des tieferen Untergrundes.

Weiterführende Angaben zur Hydrogeologie und Hydrologie sind folgenden Kartenblättern des Landesumweltamtes zu entnehmen:

Blatt 4205 Dingden (Hamminkeln) der Hydrologischen Karte von Nordrhein-Westfalen 1 : 25 000 (1977);

Blatt L 4304 Wesel der Grundwassergleichen von Nordrhein-Westfalen 1 : 50 000 (1988);

Blatt L 4302/04 Kleve/Wesel der Grundwasserstände unter Flur in Nordrhein-Westfalen 1 : 50 000 (1963);

Blatt L 4304 Wesel der Wasserschutzgebiete in Nordrhein-Westfalen 1 : 50 000 (1986).

Eine großräumige Darstellung der Grundwasserverhältnisse vermittelt die Karte Hydrogeologie (1978) aus dem Deutschen Planungsatlas, Band Nordrhein-Westfalen. Im

gleichen Maßstab liegen als thematische Ausarbeitungen des Geologischen Dienstes Nordrhein-Westfalens die Karte der Grundwasserlandschaften (1980) und die Karte der Verschmutzungsgefährdung der Grundwasservorkommen (1980) vor.

6.1 Auenterrassen

Die sandig-kiesig ausgebildeten Auenterrassen nehmen einen kleinen Bereich im äußersten Südwesten des Blattgebietes ein. Zusammen mit den Sanden der Älteren Niederterrasse sowie mit den im tieferen Untergrund anstehenden Sanden und Kiesen der Jüngeren Mittelterrassen bilden sie einen gut bis sehr gut durchlässigen Grundwasserleiter. Die grundwassererfüllte Mächtigkeit dieses Grundwasserleiters beträgt maximal 20 m. Überlagert werden die Auenterrassen von bis zu 5 m mächtigen Auenlehmen, untergeordnet treten auch Auensande auf. Die gering durchlässigen Auenlehme haben früher erheblich zum Schutz des Grundwassers vor oberflächennahen anthropogenen Einträgen beigetragen. Mittlerweile sind die schützenden Deckschichten durch den intensiven Kiesabbau im Bereich der Auenterrassen größtenteils entfernt worden.

Die Grundwasserfließrichtung ist nach Westen auf den etwa 2 km entfernt liegenden Rhein gerichtet. Der Flurabstand beträgt je nach Witterung etwa 1 – 3 m und ist damit relativ gering.

Der Grundwasserchemismus in den Auenterrassen entspricht in etwa dem des Grundwassers in der Niederterrasse und wird dort näher beschrieben.

6.2 Ältere Niederterrasse und Jüngere Mittelterrassen

Die Ältere Niederterrasse nimmt mehr als 80 % des Blattgebiets ein und bildet zusammen mit den unterlagernden Jüngeren Mittelterrassen den Hauptgrundwasserleiter im Raum Hamminkeln. Trotz des inhomogenen Aufbaus können beide Terrassenkörper vereinfacht als ein zusammenhängender Porengrundwasserleiter betrachtet werden. Die Sand- und Kiesablagerungen werden als gut bis sehr gut wasserdurchlässig eingestuft. Im Bereich des Blattgebiets durchgeführte Pumpversuche ergaben mittlere Durchlässigkeiten von $2 \text{ bis } 4 \cdot 10^{-3} \text{ m/s}$. Einschaltungen der feinkörniger ausgebildeten Mehrhoog-Schichten (s. Kap. 3.9.1.5.1) führen lokal zu einem differenzierteren Aufbau des Grundwasserleiters, haben aber keine hydraulische Wirkung. Die grundwassererfüllte Mächtigkeit im Bereich der Terrassensedimente beträgt 10 – 25 m. Überlagert wird der freie Grundwasserleiter von jungpleistozänen und holozänen Decksichten unterschiedlicher Durchlässigkeit. Zu den gering durchlässigen Deckschichten gehören die Hochflutlehme. Sie bilden aufgrund ihres hohen Schluff- und Tongehaltes einen Schutz vor anthropogenen Verunreinigungen, zeichnen sich aber auch andererseits durch eine geringere Grundwasserneubildung aus. Zu den Deckschichten mit höherer Durchlässigkeit und geringerer Filterwirkung zählen Hochflutsande, Flugsande und Dünenablagerungen. Die durchschnittliche Mächtigkeit der Deckschichten liegt zwischen 1 und 3 m, in den Dünenarealen kann sie lokal auf bis zu 10 m ansteigen.

Die Fließrichtung des Grundwassers ist in erster Linie auf den Rhein gerichtet. Die Issel hat nur einen geringen Einfluss auf die Grundwasserströmungsverhältnisse in den

Terrassenablagerungen. Die Grundwasserflurabstände betragen durchschnittlich 2 – 4 m, im Bereich der Dünen auch bis zu 10 m. Auf ehemals höher anstehendes Grundwasser in großen Bereichen der Niederterrassenfläche weisen Flurnamen wie Werther Bruch oder Brüner Bruch hin.

Die chemische Zusammensetzung des Grundwassers in den Terrassenablagerungen ist relativ einheitlich. Mit 400 – 800 mg/l durchschnittlicher Gesamtmineralisation ist das Grundwasser mäßig mineralisiert. Kalzium, Hydrogenkarbonat und Sulfat sind dabei die Hauptinhaltsstoffe. Die Gesamthärte im Grundwasser liegt bei etwa 15 – 25 Grad deutscher Härte. Das Grundwasser ist damit überwiegend als hart einzustufen.

6.3 Hauptterrassen

Die im Osten des Blattgebiets verbreiteten Hauptterrassen heben sich durch einen markanten Geländeanstieg von der Niederterrassenfläche ab. Die Sande und Kiese der Hauptterrassen sind gut durchlässig, aber aufgrund der geringen wassererfüllten Mächtigkeit von nur 1 – 3 m wasserwirtschaftlich von untergeordneter Bedeutung. Die gewinnbaren Wassermengen sind so gering, dass sie maximal für eine Hauswasserversorgung ausreichen.

Überlagert werden die Schichten der Hauptterrassen von maximal 6 – 7 m mächtigen Grundmoränen-, Geschiebedecksand- oder Flugsandablagerungen. Teilweise sind die Hauptterrassen auch vollständig erodiert, sodass die Grundmoräne oder der Geschiebedecksand direkt auf den unter den Hauptterrassen anstehenden miozänzeitlichen Bienenhorst-, Dingden- und Bislich-Schichten liegen.

Die feinkörnig ausgebildeten miozänzeitlichen Schichten weisen nur geringe Durchlässigkeiten und Ergiebigkeiten auf. Da sie die Versickerung von Niederschlagswasser hemmen, erfolgt die Entwässerung im Verbreitungsgebiet der Hauptterrassen größtenteils oberirdisch. Über zahlreiche Taleinschnitte fließt das Niederschlagswasser oberflächlich zur Isselniederung hin.

Das in den Hauptterrassen zirkulierende Grundwasser ist im Allgemeinen gering mineralisiert. Die durchschnittliche Mineralisation liegt zwischen 150 und 400 mg/l, wobei der Kalzium- und Sulfat-Anteil in der Regel dominiert. Die Gesamthärte liegt bei etwa 5 – 8 Grad deutscher Härte. Das Wasser ist somit als weich einzustufen.

6.4 Präquartärer Untergrund

Unterhalb der quartärzeitlichen Kiese und Sande folgen die gering durchlässigen Feinsande, Schluffe und Tone des Paläogens und Neogens (Tertiär). Sie werden als Grundwassergeringleiter eingestuft. Nur wenn der Feinsandanteil überwiegt, wie dies bei den Bislich-, Hoerstgen- und Grafenberg-Schichten der Fall ist, können sie lokal zur Grundwassergewinnung eingesetzt werden. Auch die ebenfalls feinsandig ausgebildeten Walsum-Schichten an der Basis der paläogenzeitlichen Schichtenfolge führen geringe Grundwassermengen. Das in ihnen zirkulierende Grundwasser ist allerdings schon versalzen. Während für die Grafenberg-Schichten noch Hydrogen-Karbonat-Wässer mit einem Lösungsinhalt von etwa 400 – 500 mg/l typisch sind, treten in dem in den Walsum-Schich-

ten zirkulierende Grundwasser schon Lösungsinhalte von über 7 000 mg/l auf. Dabei dominieren Natrium und Chlorid mit mittleren Gehalten von 3 500 beziehungsweise 5 700 mg/l. Die Grenze zwischen Süß- und Salzwasser wird in etwa 250 – 300 m Tiefe vermutet.

In den Festgesteinen des tieferen Untergrundes zirkuliert das Grundwasser vorwiegend auf Klüften und Verwerfungszonen und nur in geringem Umfang im Porenraum der Sedimente. Mit größeren Grundwassermengen ist in den sandig und kalkig ausgebildeten Ablagerungen der Kreide- und Trias-Zeit zu rechnen. Besonders hervorzuheben ist dabei der Buntsandstein, aber auch die weitflächig verbreiteten Gesteine des Unteren Muschelkalks dürften örtlich etwas größere Grundwassermengen führen. Geringe Grundwassermengen sind auch in den karbon- und devonzeitlichen Ablagerungen zu erwarten. Die in den Festgesteinen zirkulierenden Grundwässer sind relativ hoch mineralisiert und aufgrund ihrer Tiefenlage entsprechend temperiert. In den Buntsandstein-Wässern betragen die Lösungsinhalte zwischen 16 000 und 80 000 mg/l, aus den Schichten des Karbons sind hoch salinare Natrium-Chlorid-Wässer mit Lösungsinhalten von über 100 000 mg/l bekannt. Aus den tiefen Festgesteinsgrundwasserleitern lassen sich somit nur Sole- oder Thermalwässer erschließen. Das Erschließungsrisiko ist jedoch hoch und setzt sehr gezielte Untersuchungen voraus.

7 Ingenieurgeologie

(P. WEBER)

Kornzusammensetzung, Verfestigungsgrad, Alter und Entstehungsgeschichte beeinflussen die Eigenschaften der Gesteine als Baugrund und Baustoff. Innerhalb des Blattgebiets können je nach Belastbarkeit drei ingenieurgeologische Einheiten unterschieden werden. Zu den gering tragfähigen Bodenschichten zählen die locker gelagerten Sande und Schluffe der Auenablagerungen, des Hochflutlehms, der Fließerde und des Beckensands. Zu den mäßig tragfähigen Bodenschichten gehören die teilweise kiesigen Sandablagerungen der Auenterrassen, der Dünen und Flugsande, des Hochflutsands und des glazifluvialen Sands sowie die mitteldicht bis dicht gelagerten sandig-kiesigen Schluffe der Grundmoräne und die sandig-schluffigen Ablagerungen der Mehrhoog-, Biemenhorst-, Dingden-, Bislich- und Uedem-Schichten. Zu den tragfähigen Bodenschichten werden die teilweise kiesigen Sandablagerungen des Geschiebedecksands, der Niederterrasse, der Mittelterrasse, der jüngeren Hauptterrasse sowie die überwiegend dicht gelagerten Sande und Schluffe der Hoerstgen-, Grafenberg- und Lintfort-Schichten gerechnet.

Wegen der teilweise hohen Grundwasserstände wird auf die DIN 4095 (Baugrund. Dränung zum Schutz von baulichen Anlagen) hingewiesen. Im Grundwasser liegende Gebäudeteile müssen gegen Auftrieb und drückendes Grundwasser bemessen und abgedichtet werden. Das Grundwasser weist innerhalb des Blattgebiets bis auf wenige Ausnahmen (s. Tab. 15) in der Regel keine Betonaggressivität auf (vgl. DIN 4030: Beurteilung betonangreifender Wässer, Böden und Gase). Fundamentdimensionierungen und zulässige mittlere Bodenpressungen können nach DIN 1054 (Baugrund. Zulässige Be-

Tabelle 15
Geotechnische Hinweise
 (Bearbeiter: P. WEBER)

Geologische Einheit	Materialzusammensetzung der Schichten	Geotechnische Hinweise	Mächtigkeit (m)
Künstliche Aufschüttung („y)	heterogen (Müll, Bergematerial, Asche, Schlacke, Bauschutt, Klärschlamm, Erdaushub)	besondere Erkundungen notwendig	bis 12,0
Niedermoor („Hn)	Bruchwald-, Schilf- und Seggentorf	weich bis breiig, betonaggressiv, nicht tragfähig, hohe Volumenänderung bei Wasserentzug	bis 2,0
Ablagerungen in Talsohlen und Talkerben (qh)	Sand, schwach schluffig, z. T. schwach tonig, z. T. schwach kiesig, Schluff, feinsandig, z. T. Schluff, schwach tonig, vereinzelt Einlagerungen aus Torf	locker gelagert, oft feinschichtig, wasser- und frostempfindlich, gering tragfähig	bis 3,0
Auensand („S,ta; „Sl,ta)	Fein- und Mittelsand, z. T. schwach schluffig, z. T. schluffig, im Rheintal meist kalkhaltig	locker gelagert, gering tragfähig, wasserempfindlich	bis 3,0
Auenlehm („SL,ta; „L,ta; „Lt,ta)	Schluff mit wechselnden Ton- und Feinsandgehalten, z. T. Sand, schwach schluffig bis schluffig, im Rheintal meist kalkhaltig; z. T. Einlagerungen von Mudden und Torf	locker, selten mitteldicht gelagert, wasserempfindlich, Volumenänderung bei Wasserentzug, überwiegend gering tragfähig	bis 3,0
Aurinnensedimente (qh(A))	Schluff, tonig, feinsandig, Ton, schluffig, z. T. kalkhaltig, z. T. humos bis torfig, vereinzelt Mudden und Einlagerung von Sand, z. T. kiesig	locker gelagert, wasser- und frostempfindlich, teilweise betonaggressiv, gering bis sehr gering tragfähig	bis 12,0
Auenterrassen (qh(1), qh(3))	Sand und Kies, schwach kalkhaltig, mit Einschaltungen von Fein-, Mittel- und Grobsand, z. T. kiesig	locker- bis mitteldicht gelagert, gering bis mäßig tragfähig	bis 8,0
Dünen („d)	Mittel- und Feinsand, z. T. sehr schwach schluffig	locker gelagert, gleichkörnig, schwer zu verdichten, gering bis mäßig tragfähig	bis 16,0
Flugsand („S,a)	Mittel- und Feinsand, z. T. schwach schluffig	locker gelagert, mäßig tragfähig, z. T. wasserempfindlich	bis 3,0
Hochflutsand („S,fh; „Sl,fh)	Mittel- und Feinsand, z. T. schwach schluffig, z. T. schluffig	locker gelagert, mäßig tragfähig, z. T. wasserempfindlich	bis 3,0
Hochflutlehm („L,fh; „SL,fh)	Schluff, schwach tonig bis tonig, schwach sandig bis sandig, z. T. stark sandig, z. T. Ton, schluffig, z. T. Mittel- und Feinsand, schluffig, schwach tonig bis tonig	locker gelagert, wasserempfindlich, gering bis mäßig tragfähig	bis 3,5
Ältere Niederterrasse (Nä)	Mittelsand, sehr schwach grobsandig bis grobsandig, z. T. schwach feinsandig, meist sehr schwach kiesig bis kiesig, z. T. schwach kalkhaltig	mitteldicht gelagert, gut tragfähig	bis 15,0
Fließerde („fl)	Feinsand, mittelsandig, schwach schluffig, z. T. schwach grobsandig und sehr schwach kiesig, mit dünnen Lagen aus Feinsand und Schluff in wechselnden Kornanteilen, z. T. tonig	wasser- und frostempfindlich, locker gelagert, sehr gering tragfähig	bis 8,5
Geschiebedecksand (w,S,p)	Fein- und Mittelsand, meist schwach grobsandig und kiesig, z. T. schwach schluffig, vereinzelt Lagen aus Mittel- und Grobsand, kiesig, steinig	mitteldicht gelagert, tragfähig	bis 2,0

Tabelle 15
(Fortsetzung)

Geologische Einheit	Materialzusammensetzung der Schichten	Geotechnische Hinweise	Mächtigkeit (m)
Mehrhoog-Schichten (Meh)	Schluff, tonig, schwach feinsandig bis feinsandig, Feinsand, schwach schluffig bis schluffig, z. T. mittelsandig, z. T. humos, z. T. kalkhaltig	locker bis mitteldicht gelagert, teilweise wasserempfindlich, frostempfindlich, mäßig tragfähig	bis 4,5
Jüngere Mittelterrasse (Mj3, Mj4)	Sand und Kies, Mittelsand, fein- bis grobsandig, meist schwach kalkhaltig, mit Einschaltungen aus Feinsand, z. T. mittelsandig, schluffig, z. T. mit Einschaltungen aus Schluff, tonig, z. T. humos	locker bis mitteldicht gelagert, wasser- und frostempfindlich, tragfähig	bis 14,5
Beckensand (D,S,b)	Fein- und Mittelsand, sehr schwach schluffig bis schluffig, mit Einlagerungen aus Schluff, tonig, feinsandig, kalkhaltig, vereinzelt Schluff, tonig mit Einlagerungen aus Feinsand, schluffig, kalkhaltig	locker bis mitteldicht gelagert, teilweise wasserempfindlich, sehr gering bis mäßig tragfähig	bis 6,0
Glazifluvialer Sand (D,S,gf)	Mittel- und Feinsand, meist schwach grobsandig, z. T. schwach kiesig, z. T. mit Einlagerungen aus Feinsand, schluffig, Schluff, feinsandig und Ton, schluffig	locker bis mitteldicht gelagert, teilweise wasserempfindlich, mäßig tragfähig	bis 6,0
Grundmoräne (D,Mg)	Schluff, tonig, sandig, meist schwach kiesig, Sand, schwach bis stark schluffig, schwach tonig bis tonig, schwach kiesig; z. T. kalkhaltig	locker bis mitteldicht gelagert, teilweise frost- und wasserempfindlich, mäßig tragfähig	bis 7,5
Jüngere Mittelterrasse 2 (Mj2)	Sand und Kies, z. T. schwach schluffig, z. T. mit Lagen aus Feinsand, schluffig, und Schluff, feinsandig, schwach tonig, meist schwach kalkhaltig	mitteldicht gelagert, teilweise wasserempfindlich, tragfähig	bis 16,5
Jüngere Hauptterrassen 2 – 3 (Hj(2-3))	Mittel- und Grobsand, schwach bis sehr stark kiesig, schwach schluffig, z. T. dünne Lagen aus Feinsand, schluffig, und Ton, schluffig	mitteldicht bis dicht gelagert, tragfähig	bis 7,5
Uedem-Schichten (miUe)	Feinsand, mittelsandig, schwach schluffig, Schluff, feinsandig bis stark feinsandig, z. T. schwach kalkhaltig, Einlagerungen von Schluff, tonig, und Ton, schluffig sowie von Ton-, Schluff- und Sandstein	mitteldicht bis dicht gelagert, wasserempfindlich, gering bis mäßig tragfähig	bis 13,0
Biemenhorst-Schichten (miBh)	Schluff, feinsandig, bis sehr stark feinsandig, z. T. schwach tonig bis tonig, glimmerhaltig, meist humos, mit dünnen Lagen aus Feinsand, schluffig, und Schluff, tonig	mitteldicht bis dicht gelagert, gering bis mäßig tragfähig	bis 18,0
Dingden-Schichten (miD)	Schluff, feinsandig bis sehr stark feinsandig, schwach tonig bis tonig, schwach kalkhaltig, glimmerhaltig, z. T. humos, mit dünnen Lagen aus Schluff, tonig, und Feinsand	mitteldicht bis dicht gelagert, wasserempfindlich, gering bis mäßig tragfähig	bis 27,0
Bislich-Schichten (miB)	Feinsand, schwach bis stark schluffig, schwach tonig, schwach kalkhaltig bis kalkhaltig, z. T. mit dünnen Lagen aus Schluff, feinsandig	mitteldicht bis dicht gelagert, wasserempfindlich, mäßig tragfähig	bis 33,0
Hoerstgen-Schichten (miH)	Feinsand, meist mittelsandig, schluffig, schwach kalkhaltig bis kalkhaltig	überwiegend dicht gelagert, wasserempfindlich, tragfähig	bis 23,0
Grafenberg-Schichten (oIG)	Feinsand, schluffig bis stark schluffig, Schluff, stark feinsandig, schwach tonig, kalkhaltig	überwiegend dicht gelagert, wasserempfindlich, tragfähig	bis 42,5
Lintfort-Schichten (oIL)	Schluff, feinsandig, Feinsand, schluffig, schwach tonig, Schluff, tonig bis stark tonig, z. T. Ton, schluffig; schwach kalkhaltig, sehr vereinzelt Kalk- und Kalkmergelsteinbänke	dicht gelagert, wasserempfindlich, tragfähig	bis 110,0

lastung des Baugrunds) bzw. DIN V 1054-100 (Sicherheitsnachweise im Erd- und Grundbau) festgelegt werden.

Das Blattgebiet Hamminkeln liegt nach DIN 4149 (Bauten in deutschen Erdbebengebieten) in der Erdbebenzone 0. Die DIN 4149 gilt für bauliche Anlagen üblicher Hochbauten und gewährleistet einen ausreichenden Personenschutz. Bei baulichen Anlagen (z. B. Rohrleitungen, Kraftwerke, Stauanlagen etc.), von denen bei Erdbeben zusätzliche Gefahren ausgehen können, ist eine gesonderte Begutachtung der Erdbebengefährdung erforderlich.

Bei den in der Tabelle 15 mitgeteilten geotechnischen Hinweisen handelt es sich um Erfahrungswerte. Sie können keine speziellen Baugrunduntersuchungen ersetzen.

8 Bohrungen

Im Bohrarchiv des Geologischen Dienstes Nordrhein-Westfalen sind zurzeit 746 Schichtenverzeichnisse von Bohrungen aus dem Blattgebiet vorhanden. Aufgeteilt nach Bohrteufen ergibt sich folgende Verteilung:

bis	30 m Teufe:	705
bis	100 m Teufe:	34
bis	1000 m Teufe:	4
über	1000 m Teufe:	3

Die tiefste Bohrung hat eine Endteufe von 4397,5 m. Bei den tieferen Bohrungen handelt es sich um Mutungsbohrungen auf Steinkohle, Steinsalz und Gas.

Im Anhang sind die teilweise vereinfachten Schichtenverzeichnisse einer Explorationsbohrung auf Gas sowie einiger kartierbegleitender Bohrungen des Geologischen Dienstes Nordrhein-Westfalen aufgeführt, um einen Einblick in die Abfolge, Ausbildung und Verbreitung der im Blattgebiet anstehenden Schichten zu vermitteln. Lage und entsprechende Nummern der Bohrungen sind in der geologischen Karte angegeben.

9 Verzeichnis der Schriften und Karten

Schriften

- ANDERSON, H.-J. (1958): Zur Stratigraphie und Palaeogeographie des marinen Oberoligozäns und Miozäns am Niederrhein auf Grund der Mollusken-Faunen. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **1**: 277 – 295, 2 Abb., 1 Taf.; Krefeld.
- ANDERSON, H.-J. (1961 a): Gliederung und paläogeographische Entwicklungen der chat-tischen Stufe (Oberoligozän) im Nordseebecken. – Meyniana, **10**: 118 – 146, 3 Abb.; Kiel.
- ANDERSON, H.-J. (1961 b): Über die Korrelation der miozänen Ablagerungen im Nordseebecken und die Benennung der Stufen. – Meyniana, **10**: 167 – 170, 1 Tab.; Kiel.
- ANDERSON, H.-J. (1964): Die miocäne Reinbek-Stufe in Nord- und Westdeutschland und ihre Mollusken-Fauna. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **14**: 31 – 368, 18 Abb., 3 Tab., 52 Taf.; Krefeld.
- ANDERSON, H.-J. (1966): Die Schichtenfolge des Tertiärs und Quartärs. – In: Geologische und bergbauliche Übersicht des rheinischen Braunkohlenreviers: 2 – 5, 2 Abb.; Krefeld, Köln (Geol. L.- Amt Nordrh.-Westf. u. Rhein. Braunkohlenwerke AG; Dt. Geol. Ges.). – [Frühjahrstag. Dt. Geol. Ges. <18., 1966, Köln>]
- ANDERSON, H.-J.; BOSCH, M. VAN DEN; BRAUN, F. J.; DROZDZEWSKI, G.; HILDEN, H. D.; HOYER, P.; KNAPP, G.; REHAGEN, H.-W.; STADLER, G.; TEICHMÜLLER, R.; THIERMANN, A.; VOGLER, H. (1987): Erläuterungen zu Blatt C 4306 Recklinghausen., 2. Aufl. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. <1 : 100 000>, Erl., **C 4306**, 2. Aufl.: 124 S., 9 Abb., 12 Tab.; Krefeld.
- BACHMANN, M. (1967): Zur Flözgleichstellung in den Bochumer Schichten im Raum Oberhausen – Duisburg – Moers – Kamp-Lintfort. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **13** (2): 1197 – 1216, 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): Transgressionen, Regressionen und Faziesverteilung in der Mittleren und Oberen Kreide des Beckens von Münster. – Z. dt. geol. Ges., **72** (Abh.): 161 bis 217, 3 Tab., 3 Taf.; Berlin.
- BERGGREN, W. A.; KENT, D. V.; SWISHER, C. C.; AUBRY, M.-P. (1995): A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy. – In: BERGGREN, W. A.; KENT, D. V.; HARDENBOL, J. [Hrsg.]: Geochronology, Time Scales and Global Stratigraphic Correlations: Society for Sedimentary Geology (SEPM), Spec. Publ., **54**: 129 – 212; London.

- BERNDT, M.; WELLE, J. (1998): Fauna, Fazies und Stratigraphie der Walsum-Schichten im Schacht Rheinberg (Niederrheinische Bucht). – Münstersche Forsch. Geol. u. Paläont., **85**: 1 – 41, 2 Abb., 1 Tab., 3 Taf.; Münster.
- BERTSCH, K.; STEEGER, A. (1927): Jungdiluviale pflanzenführende Ablagerungen am nördlichen Niederrhein. – Ber. Versamml. niederrhein. geol. Ver., **1926**: 49 – 65; Bonn.
- BEST, G. (1988): Die Grenze Zechstein/Buntsandstein in Nordwestdeutschland und in der südlichen deutschen Nordsee nach Bohrlochmessungen (Gamma-Ray- und Sonic-Log). – Geol. Jb. Hessen, **116**: 19 – 22, 1 Abb.; Wiesbaden.
- BLESS, M. J. M.; PAPROTH, E.; WOLF, M. (1981): Interdependence of basin development and coal formation in the West European Carboniferous. – Bull. Centr. Rech. Expl. Prod. Elf Aquitaine, **5** (2): 535 – 553, 12 Abb.; Pau.
- 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 u. 177 – 184. – [Erscheinungsort nicht zu ermitteln]
- BOENIGK, W. (1978): Gliederung der altquartären Ablagerungen in der Niederrheinischen Bucht. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **28**: 135 – 212, 6 Abb., 6 Tab., 2 Taf.; Krefeld.
- BOIGK, H. (1956): Ausbildung und Paläogeographie des Buntsandsteins im nördlichen Teil der Niederrheinischen Bucht und seine Beziehungen zu benachbarten Gebieten. – Geol. Jb., **72**: 347 – 366, 8 Abb.; Hannover.
- BOSCH, M. VAN DEN; CADÉE, M. C.; JANSSEN, A. W. (1975): Lithostratigraphical and biostratigraphical subdivision of Tertiary deposits (Oligocene-Pliocene) in the Winterswijk-Almelo region (eastern part of the Netherlands). – Scr. geol., **29**: 1 – 167, 37 Abb., 10 Tab., 23 Taf., 2 Anl.; Leiden.
- BOSCH, M. VAN DEN; HAGER, H. (1984): Lithostratigraphic correlation of Rupelian deposits (Oligocene) in the Boom area (Belgium), the Winterswijk area (the Netherlands) and the Lower Rhine district (F. R. G.). – Meded. Werkgr. Tert. Kwart. Geol., **21** (3): 123 bis 138, 6 Abb.; Leiden.
- BRAUCKMANN, C.; SCHÄFER, A.; DROZDZEWSKI, G.; WREDE, V. (1993): Stratigraphie, Sedimentologie und Tektonik im Oberkarbon des Subvariscikums. – In: Exkursionsführer / 145. Hauptversammlung der Deutschen Geologischen Gesellschaft, Exk. **A 3**: 25 bis 40, 17 Abb.; Krefeld. – [Hauptversamml. Dt. Geol. Ges. <145., 1993, Krefeld>]
- BRAUN, F. J.; DAHM-ARENS, H.; BOLSENKÖTTER, H. (1968), mit Beitr. von ANDERSON, H.-J.; ARNOLD, H.; HINZ, H.; HOYER, P.; SCHNELL, K.; SIEBERT, G.; VOGLER, H.; WERNER, H.: Erläuterungen zu Blatt C 4302 Bocholt. – Übersichtskt. Nordrh.-Westf. <1 : 100 000>, Erl., **C 4302**: 180 S., 14 Abb., 8 Tab., 5 Taf.; Krefeld.
- BREDDIN, H. (1929): Die Bruchfaltentektonik des Kreidedeckgebirges im nordwestlichen Teil des rheinisch-westfälischen Steinkohlenbeckens. – Glückauf **65** (34): 1157 bis 1168; **65** (35): 1193 – 1198, 10 Abb., 1 Taf.; Essen.
- BREDDIN, H. (1931 a): „Mitteloligozäner Septarienton“ und „oberoligozäner Meeressand“ als altersgleiche Ablagerungen im Niederrheingebiet. – Zbl. Mineral., Geol. u. Paläont., (B) **1931**: 116 – 136, 7 Abb.; Stuttgart.

- BREDDIN, H. (1931 b): Die Gliederung des tertiären Deckgebirges im niederrheinischen Bergbaubereich. – Glückauf, **67**: 249 – 255, 3 Abb.; Essen.
- BROOKS, C. E. P. (1949): Climate through the Ages. – 395 S., 39 Abb., 31 Tab.; London (E. Benn Ltd.).
- BRUNNACKER, K. (1978): Der Niederrhein im Holozän. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **28**: 399 – 440, 14 Abb., 4 Tab., 1 Taf.; 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.
- BURGER, K.; HESS, J. C.; LIPPOLT, H. J. (1997): Tephrochronologie mit Kaolin-Kohlentonsteinen: Mittel zur Korrelation paralischer und limnischer Ablagerungen des Oberkarbons. – Geol. Jb., **A 147**: 3 – 39, 8 Abb., 5 Tab., 2 Taf.; Stuttgart (Schweizerbart).
- CHEVALIER, J. P. (1964): Zur Kenntnis der Korallen des Miozäns von Westfalen und der Niederlande. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **14**: 1 – 30, 2 Tab., 2 Taf.; Marburg/Lahn.
- Chronik der Gemeinde Biemenhorst (1999). – 403 S.; Bocholt.
- CLAUÉ-LONG, J. C.; ZHANG, Z.; MA, G.; DU, S. (1991): The age of the Permian-Triassic boundary. – Earth and planet. Sci. Lett., **105**: 182 – 190; Amsterdam.
- CLAUSEN, C.-D.; LEUTERITZ, K. (1984), mit Beitr. von ERKWOH, F.-D.; KAMP, H. VON; REHAGEN, H.-W.; WEBER, P.; WOLF, M.: Erläuterungen zu Blatt 4516 Warstein. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. <1 : 25 000>, Erl., **4516**: 155 S., 20 Abb., 14 Tab., 3 Taf.; Krefeld.
- DANIELS, C. H. VON (1986): Uvigerind in the NW European Neogene. – Utrecht Micropaleontological Bull., **35**: 67 – 119, 6 Abb., 1 Tab., 18 Taf.; Utrecht.
- DANIELS, C. H. VON; SPIEGLER, D. (1979): Ergänzungen zur Uvigerinen-Zonierung im Tertiär Nordwestdeutschlands. – Newsl. Stratigr., **8** (2): 97 – 99, 1 Tab.; Berlin, Stuttgart.
- DIN 1054 (1976): Baugrund. Zulässige Belastung des Baugrunds, mit Beibl.; Berlin, Wien, Zürich (Beuth).
- DIN V 1054-100 (1996): Baugrund. Sicherheitsnachweise im Erd- und Grundbau. Teil 100: Berechnung nach dem Konzept mit Teilsicherheitsbeiwerten. – Berlin (Beuth).
- DIN 4030, Tl.1 (1991): Beurteilung betonangreifender Wässer, Böden und Gase. Grundlagen und Grenzwerte; Berlin, Köln (Beuth).
- DIN 4030, Tl.2 (1991): Beurteilung betonangreifender Wässer, Böden und Gase. Entnahme und Analyse von Wasser- und Bodenproben; Berlin, Köln (Beuth).
- DIN 4095 (1990): Baugrund. Dränung zum Schutz baulicher Anlagen. Planung, Bemessung und Ausführung; Berlin, Wien, Zürich (Beuth).
- DIN 4149, Tl. 1 (1981): Bauten in deutschen Erdbebengebieten. Lastannahmen, Bemessung und Ausführung üblicher Hochbauten, mit Beibl.; Berlin, Wien, Zürich (Beuth).
- DROZDZEWSKI, G. (1988): Die Wurzel der Osning-Überschiebung und der Mechanismus herzynischer Inversionsstörungen in Mitteleuropa. – Geol. Rdsch., **77** (1): 127 – 141, 9 Abb.; Stuttgart.

- DROZDZEWSKI, G. (1992): Zur Faziesentwicklung im Oberkarbon des Ruhrbeckens, abgeleitet aus Mächtigkeitskarten und lithostratigraphischen Gesamtprofilen. – Z. angew. Geol., **38** (1): 41 – 48, 9 Abb.; Stuttgart.
- DROZDZEWSKI, G.; WREDE, V. (1994): Faltung und Bruchtektonik – Analyse der Tektonik im Subvariscikum. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **38**: 7 – 187, 101 Abb., 2 Tab., 2 Taf.; Krefeld.
- EISBACHER, G. H. (1991): Einführung in die Tektonik. – 310 S., zahlr. Abb.; Stuttgart (Enke).
- 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.
- 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., 4 Tab., 5 Taf.; Hamburg.
- ERNST, G.; SCHMID, F. (1979), unter Mitarb. von KLISCHIES, G.: Multistratigraphische Untersuchungen in der Oberkreide des Raumes Braunschweig – Hannover. In: WIEDEMANN, J. [Hrsg.]: Aspekte der Kreide Europas. Internat. Union geol. Sci., **A 6**: 11 – 46, 15 Abb., Stuttgart.
- FIEBIG, H. (1955): Feinstratigraphisch-fazielle Untersuchungen der oberen Bochumer Schichten (oberes Westfal A) am linken Niederrhein. – Geol. Jb., **70**: 611 – 656; Hannover.
- FRENZEL, B. [Hrsg.] (1977): Dendrochronologie und postglaziale Klimaschwankungen in Europa. – XIX u. 330 S., zahlr. Abb. u. Tab.; Wiesbaden (F. Steiner).
- FRIEG, C.; HISS, M.; KAEVER, M. (1990): Alb und Cenoman im zentralen und südlichen Münsterland (NW-Deutschland) : Stratigraphie, Fazies, Paläogeographie. – N. Jb. Geol. u. Paläont., Abh., **181** (1 – 3): 325 – 363, 9 Abb.; Stuttgart.
- GRADSTEIN, F. M.; AGTERBERG, F. P.; OGG, J. G.; HARDENBOL, J.; BACKSROM, S. (1999): On the Cretaceous time scale. – N. Jb. Geol. u. Paläont., Abh., **212**: 3 – 14; Stuttgart.
- 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. Berggewerkschaftskasse, **40**: 118 S., 21 Anl.; Bochum.
- HAMMEN, T. VAN DER; MAARLEVELD, G. C.; VOGEL, J. C.; ZAGWIJN, W. H. (1967): Stratigraphy, climatic successions and radiocarbon dating of the last glacial in the Netherlands. – Geol. en Mijnb., **46**: 79 – 95, 9 Abb.; 's-Gravenhage.
- HARLAND, W. B. (1971): Tectonic transpression in Caledonian Spitsbergen. – Geol. Mag., **108**: 27 – 42, 6 Abb.; London.
- 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.
- HEINRICHS, P. (1956): Paläontologische Funde in und um Bocholt. – Unser Bocholt **1956** (2): 30 – 34, 6 Abb.; Bocholt.

- HEINRICHS, P. (1957): Bericht über die Ausgrabung von zwei Urwalen in Biemenhorst. – Unser Bocholt **1957** (1): 32 – 36, 3 Abb.; Bocholt.
- HERRMANN, A. (1964): Epirogene Bewegungen im germanischen Buntsandsteinbecken und deren Bedeutung für lithostratigraphische Parallelisierungen zwischen Nord- und Süddeutschland. – Geol. Jb., **81**: 11 – 72, 13 Abb., 2 Tab., 3 Taf.; Hannover.
- HERRMANN, A.; HOFRICHTER, E. (1963): Die Faziesgliederung der tieferen Solling-Folge des Mittleren Buntsandsteins Südniedersachsens. – Geol. Jb., **80**: 653 – 740, 9 Abb., 1 Tab., 5 Taf.; Hannover.
- HILDEN, H. D., THIERMANN, A. (1988): Kreide. – In: Geologie am Niederrhein, 4. Aufl.: 28 bis 32, 2 Abb.; Krefeld (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.).
- HINSCH, W. (1973): Biostratigraphie des Miozäns im Kreis Pinneberg. – Mitt. Geol. Paläont.-Inst. Univ. Hamburg, **42**: 25 – 56, 4 Abb., 8 Tab., 1 Taf.; Hamburg.
- HINSCH, W. (1987): Definition of the Reinbekian/Langensfeldian boundary and subdivision of younger Neogene stages in deep and shallow environment by means of molluscs. – Meded. Werkgr. Tertair & Kwartair, **24** (1/2): 125 – 146, 7 Abb., 3 Tab., 1 Taf.; Leiden.
- HISS, M. (1981): Stratigraphie, Fazies und Paläogeographie der Kreide-Basischichten (Cenoman bis Unterturon) am Haarstrang zwischen Unna und Möhnesee. – Diss. Univ. Münster: 337 S., 54 Abb., 13 Tab., 7 Taf., 7 Kt.; Münster/Westf. – [Unveröff.]
- HISS, M. (1982): Lithostratigraphie der Kreide-Basis-Schichten (Cenoman bis Unterturon) am Haarstrang zwischen Unna und Möhnesee (südliches Münsterland). – Münstersche Forsch. Geol. u. Paläont., **57**: 59 – 135, 9 Abb., 3 Tab., 5 Kt.; Münster.
- HISS, M. (1985): Faziesanalyse der Cenoman-Sedimente am Haarstrang zwischen Unna und Möhnesee (S-Rand der Münsterschen Kreidebucht). – Münstersche Forsch. Geol. u. Paläont., **63**: 87 – 108, 7 Abb., 1 Tab., 3 Taf.; Münster/Westf.
- HISS, M.; JANSEN, F.; SPIEGLER, D., GÜRS, K. (in Vorber.): Litho- und Biostratigraphie des marinen Miozäns am Niederrhein. – Scriptum, Abb., Tab.; Krefeld.
- HOCHT, F. VON DER (1986): Stand der Untersuchungen an der Chondrichthyes-Fauna des nordwestdeutschen Tertiärs. – Beitr. reg. Geol. Erde, **18**: 503 – 509, 1 Tab.; Berlin, Stuttgart.
- HOCHT, F. VON DER (1988): Die Knorpelfischfauna der Walfundstelle von Kervenheim. – Natur am Niederrh., N. F., **3** (1): 13 – 24, 3 Abb., 3 Tab., 1 Taf.; Krefeld.
- HOFFMANN, K. (1962): Lias und Dogger im Untergrund der Niederrheinischen Bucht. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **6**: 105 – 184, 5 Abb., 4 Tab.; Krefeld.
- HORN, M.; KULICK, J.; TIETZE, K.-W. (1993): Kontinentale klastische Sedimente aus Oberperm und Untertrias am Ostrand des Rheinischen Schiefergebirges. – Geologica et Palaeontologica, **27**: 356 – 377, 14 Abb., 2 Tab.; Marburg.
- HOSIUS, A. (1852): Über eine neue Lagerstätte tertiärer Versteinerungen in der Nähe von Dingden bei Bocholt. – Verh. naturhist. Ver. preuß. Rheinld. u. Westf., **9**: 605 – 606; Bonn.
- 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 Tertär der Niederrheinischen Bucht. – Forsch. Ber. Land Nordrhein.-Westf., **1984**: 1 – 85, 9 Abb., 10 Taf.; Köln, Opladen.
- JANSEN, F. (1980), mit Beitr. von ERKWOH, F. D.; KAMP, H. VON; RABITZ, A.; REHAGEN, H.-W.; WEBER, P.; WOLF, M.: Erläuterungen zu Blatt 4510 Witten., 2. Aufl. – Geol. Kt. Nordrhein.-Westf. <1 : 25 000>, Erl., **4510**, 2. Aufl.: 176 S., 22 Abb., 20 Tab., 5 Taf.; Krefeld.
- JANSEN, F. (1991), mit Beitr. von KALTERHERBERG, J.; KAMP, H. VON; KÖWING, K.; PAAS, W.; PIEPER, B.; REHAGEN, H.-W.; VIETH-REDEMANN, A.; WOLF, R.; ZELLER, M.: Erläuterungen zu Blatt 4506 Duisburg, 2. Aufl. – Geol. Kt. Nordrhein.-Westf. <1 : 25 000>, Erl., **4506**, 2. Aufl.: 179 S., 13 Abb., 17 Tab., 5 Taf.; Krefeld.
- JANSEN, F. (1995), mit Beitr. von JUCH, D.; KAMP, H. VON; PAAS, W.; STRITZKE, R.; SUCHAN, K. H.; VIETH-REDEMANN, A.: Erläuterungen zu Blatt 4406 Dinslaken, 2. Aufl. – Geol. Kt. Nordrhein.-Westf. <1 : 25 000>, Erl., **4406**, 2. Aufl.: 166 S., 15 Abb., 15 Tab., 4 Taf.; Krefeld.
- JANSEN, F. (2001), mit Beitr. von DROZDZEWSKI, G.; HOLL-HAGEMEIER, C.; KRAHN, L.; PAAS, W.: Erläuterungen zu Blatt 4305 Wesel. – Geol. Kt. Nordrhein.-Westf. <1 : 25 000>, Erl., **4305**: 195 S., 19 Abb., 15 Tab., 3 Taf.; Krefeld.
- JANSEN, F.; HEINRICH, A.; KLOSTERMANN, J.; SCHMITZ, R.-W. & WREDE, V. (1992): Tertiär und Quartär zwischen Emscher und Niederrhein. – 59. Tagung Arbeitsgem. nordwestdt. Geol. Essen; Kurzfassung u. Exkursionsführer: 73 – 106, 12 Abb., 2 Tab.; Essen.
- JANSEN, A. W. (1967): Beiträge zur Kenntnis des Miocäns von Dingden und seiner Molluskenfauna. 1. – Geol. et Palaeont., **1**: 115 – 173, 8 Abb., 3 Tab., 14 Taf.; Marburg/Lahn.
- JANSEN, A. W. (1969): Beiträge zur Kenntnis des Miocäns von Dingden und seiner Molluskenfauna 2. – Geol. et Palaeont., **3**: 153 – 193, 12 Abb., 8 Taf.; Marburg/Lahn.
- JESSEN, W. (1956): Allgemeine Erkenntnisse aus feinstratigraphisch erarbeiteten Faunen- und Sediment-Zyklen des Ruhrkarbons. – Geol. Rdsch., **45**: 119 – 128; Stuttgart.
- KÄDING, K.-CH. (2000): Die Aller-, Ohre-, Friesland- und Fulda-Folge (vormals Bröckelschiefer-Folge) – Stratigraphie und Verbreitung des z4 bis z7 im Zechstein-Becken. – Glückauf, **136** (Kali- u. Steinsalz, 13): 760 – 770, 7 Abb., 1 Tab.; Essen.
- 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.; KARRENBURG, H. (1958): Zur Methodik und Auswertung von Korngrößenuntersuchungen 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 bis 347, 6 Abb., 1 Tab., 8 Taf.; Wien, New York (Springer).
- KAPLAN, U.; KENNEDY, W. J. (1994): Ammoniten des Westfälischen Coniac. – Geol. u. Paläont. Westf., **31**: 155 S., 7 Abb., 43 Taf.; Münster/Westf.
- KELCH, H.-J. (1963): Beschreibung der Spülproben und Kerne des Oberkarbons der Bohrung Münsterland 1. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **11**: 57 – 94; 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. (1989), mit Beitr. von NÖTTING, J.; PAAS, W.; REHAGEN, H.-W.: Erläuterungen zu Blatt 4304 Xanten. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. <1 : 25 000>, Erl., **4304**: 154 S., 14 Abb., 13 Tab., 3 Taf.; Krefeld.
- KLOSTERMANN, J. (1992): Das Quartär der Niederrheinischen Bucht : Ablagerungen der letzten Eiszeit am Niederrhein. – 200 S., 30 Abb., 8 Tab., 2 Taf.; Krefeld (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.). – [Zugl. Habil.-Schr. Univ. Münster 1991]
- KLOSTERMANN, J. (1995): Nordrhein-Westfalen. – In: BENDA, L. [Hrsg.]: Das Quartär Deutschlands: 59 – 94, 6 Abb., 8 Tab.; Berlin, Stuttgart (Borntraeger). – [Kongr. Internat. Quartär-Vereinig. <14., 1995, Berlin>]
- KLOSTERMANN, J. (1999): Das Klima im Eiszeitalter. – X + 284 S., 90 Abb., 7 Tab.; Stuttgart (Schweizerbart).
- KLOSTERMANN, J.; REHAGEN, H.-W.; WEFELS, U. (1988): Hinweise auf eine saalezeitliche Warmzeit am Niederrhein. – Eiszeitalter u. Gegenwart, **38**: 115 – 127, 5 Abb., 1 Tab.; Hannover.
- KNAPP, G. (1988): Trias. – In: Geologie am Niederrhein, 4. Aufl.: 23 – 27, 1 Abb.; Krefeld (Geol. L.- Amt Nordrh.-Westf.).
- KOERT, W. (1924): Über den Lias am Niederrhein nach Ergebnissen von Tiefbohrungen. – Jb. preuß. geol. L.-Anst., **44**: 290 – 305, 1 Abb., 2 Tab.; Berlin.
- KRUSCH, P. (1904): Über die neuen Aufschlüsse im südwestlichen 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. – Abh. kgl. preuß. geol. L.-Anst., **29** (2): 1 – 110, 3 Taf.; Berlin.
- KÜHNE, F. (1934): Die Gliederung des Flözleeren. – Verh. naturhist. Ver. preuß. Rheinld. u. Westf., Sitz.-Ber., (C) **1932/1933**: 42 – 50, 2 Tab.; Bonn.
- KUKUK, P. (1938): Geologie des Niederrheinisch-Westfälischen Steinkohlengebietes. – 706 S., 743 Abb., 48 Tab., 14 Taf.; Berlin (Springer).
- KUMM, A. (1941): Trias und Lias. – Schr. wirtschaftswiss. Ges. Stud. Niedersachs., N. F., **2** (1): 328 S., 79 Abb.; Oldenburg (Stalling). – [Zugl. Veröff. Prov.-Inst. Landesplan., Landes- u. Volkskde. Niedersachs., Univ. Göttingen, (A 1) 2 (1)]

- KÜRTE, W. (1977): Geographische Landesaufnahme 1 : 200 000. Naturräumliche Gliederung Deutschlands. Die naturräumlichen Einheiten auf Blatt 95/96 Kleve/Wesel. – 75 S.; Bonn-Bad Godesberg (Bundesforsch.-Anst. Landeskd. u. Raumordn.).
- KUSTER, H. (2001): Forschungsbohrung Nieder Ochtenhausen: Bemerkungen zum Ansatzpunkt, zur Lithologie und Paläogeographie. – Geol. Jb., **A 152**: 15 – 37, 5 Abb.; Hannover.
- LAMB, H. F. (1964): Climatic changes and variations in the atmospheric and ocean circulations. – Geol. Rdsch., **54**: 486 – 504, 14 Abb.; Stuttgart.
- LANGER, W. (1962): Zur Mikrofauna des niederrheinischen Mittel-Oligozäns. – N. Jb. f. Geol. u. Paläont., Mh., **1962** (1): 33 – 42, 2 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.
- LANGER, W. (1967): Notizen über einige Oligozän-Vorkommen in der weiteren Umgebung von Ratingen bei Düsseldorf. – N. Jb. Geol. u. Paläont., Mh., **1967** (5): 305 – 307; Stuttgart.
- LANSE, K.-P. (1983): Die Krefelder Terrasse und ihr Liegendes im Bereich Krefeld. – Diss. Univ. Köln: 41 S., 21 Abb., 20 Tab., 2 Taf. im Anh.; Köln. – [Unveröff.]
- LEEUWEN, R. J. W. VAN (2001): Calcareous Foraminiferal Micropaleontology of Nieder Ochtenhausen and Correlation with the Standard Zonation of the Netherlands. – Geol. Jb., **A 152**: 159 – 173, 5 Abb.; Hannover.
- MAAS, H. (1955): Die geologische Geschichte der westfälischen Dünen auf Grund der Bodenbildungen. – Z. dt. geol. Ges., **105**: 137 – 138; Hannover.
- MADER, D. (1982): Genese des mitteleuropäischen Buntsandsteins, Entwicklungsgeschichte einer kontinentalen Rotformation. – Naturwissensch., **69**: 311 – 325, 10 Abb., 3 Tab.; Heidelberg.
- MÄDLER, K. (1957): Ullmannia-Blätter und andere Koniferenreste aus dem Zechstein der Bohrung Friedrich-Heinrich 57. – Geol. Jb., **73**: 75 – 90, 3 Taf.; Hannover.
- MALZAHN, E. (1957): Neue Fossilfunde und vertikale Verbreitung der niederrheinischen Zechsteinfauna in der Bohrung Friedrich Heinrich 57 und Kamp 4 bei Kamp-Lintfort. – Geol. Jb., **73**: 91 – 126, 1 Abb., 1 Tab., 4 Taf.; Hannover.
- MALZAHN, E. (1962): Fossilführende Gerölle des Zechsteinkonglomerates im Schacht Rosensray 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 bis 244, 1 Abb.; Krefeld.
- MEENE, E. A. VAN DE, & ZAGWIJN, W. H. (1978): Die Rheinläufe im deutsch-niederländischen Grenzgebiet seit der Saale-Kaltzeit. Überblick neuer geologischer und pollenanalytischer Untersuchungen. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **28**: 345 – 359, 4 Abb., 1 Tab.; Krefeld.
- MENKE, B.; TYNNI, R. (1984): Das Eeminterglazial und das Weichselfrühglazial von Rederstall/Dithmarschen und ihre Bedeutung für die mitteleuropäische Jungpleistozän-Gliederung. – Geol. Jb., **A 76**: 3 – 120, 18 Abb., 7 Tab.; Hannover.
- MÜLLER, G. (1903): Lias und Rhät am Niederrhein. – Zbl. f. Geol. u. Pal., **1903**: 722 – 723; Stuttgart.

- MÜLLER-BECK, H. (1995): Urgeschichte. – In: BENDA, L.: Das Quartär Deutschlands: 408 S., 95 Abb., 30 Tab.; Berlin, Stuttgart (Bornträger). – [Kongr. Internat. Quartär-Vereinig. <14., 1995, Berlin>]
- 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.
- 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).
- OWEN, H. G. (1984): The Albian Stage: European Province Chronology and Ammonite Zonation. – *Cretaceous Res.*, **5**: 329 – 344, 5 Tab.; London.
- PATTEISKY, K. (1959): Die Goniatiten im Namur des Niederrheinisch-Westfälischen Karbongebietes. – *Mitt. westf. Berggewerkschaftskasse*, **14**: 65; Herne.
- QUITZOW, H. W. (1978): Tertiär. – In: *Geologie am Niederrhein*, 2. Aufl.: 21 – 23, 2 Abb.; Krefeld (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.).
- 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. (1963): Spät- und nacheiszeitliche Vegetationsbilder aus dem Nieder-rheingebiet. – *Niederrhein. Jb.*, **6**: 31 – 46, 4 Abb., 1 Taf.; Krefeld.
- RICHWIEN, J.; SCHUSTER, A.; TEICHMÜLLER, R.; WOLBURG, J. (1963): Überblick über das Profil der Bohrung Münsterland 1. – *Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf.*, **11**: 9 – 18, 3 Abb., 4 Taf.; Krefeld.
- ROEMER, F. (1854): Die Kreidebildungen Westfalens. – *Z. dt. geol. Ges.*, **6**: 99 – 236, 1 Taf.; Berlin.
- RÖHLING, H.-G. (1986): Die Gliederung des Unteren und Mittleren Buntsandsteins nach Bohrlochmessungen (Gamma-Ray- und Sonic-Log) im Nordwestdeutschen Becken. – Unveröff. Ber. BGR, Archiv-Nr. 10003: 92 S., 15 Abb., 4 Tab., 18 Anl.; Hannover.
- RÖHLING, H.-G. (1991): A Lithostratigraphic Subdivision on the Early Triassic in the North-west German Lowlands and the German Sector on the North Sea based on Gamma Ray and Sonic Logs. – *Geol. Jb.*, **A 119**: 3 – 34, 1 Abb., 12 Anl.; Hannover.
- SCHÄFER, W. (1973): Der Oberrhein, sterbende Landschaft?. – *Natur u. Museum*, **103** (1): 1 – 29, 34 Abb., 2 Tab.; Frankfurt/Main.
- SCHAUB, H. (1955): Kreidesedimente in Spalten des linksrheinischen Steinkohlengebirges. – *Geol. Jb.*, **69**: 249 – 254, 2 Abb.; Hannover.
- SCHERP, A. (1963): Die Petrographie der paläozoischen Sandsteine in der Bohrung Münsterland 1 und ihre Diagenese in Abhängigkeit von der Teufe. – *Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf.*, **11**: 251 – 282, 1 Abb., 6 Taf.; Krefeld.

- SCHIRMER, W. (1983): Die Talentwicklung an Main und Regnitz seit dem Hochwürm. – Geol. Jb., **A 71**: 11 – 43, 9 Abb.; Hannover.
- SCHIRMER, W. (1990): Rheingeschichte zwischen Mosel und Maas. – Deuqua-Führer, **1**: 295 S., 133 Abb., 10 Tab.; Hannover.
- SCHIRMER, W. (1995): Stratigraphical table of the Mittelrhein/Niederrhein area (Fig. 49). – In: SCHIRMER, W. [Hrsg.]: Quaternary field trips in Central Europe, **1**, Regional field trips, **9** (Rheine Traverse): 522 S.; München.
- SCHLIMM, W.; THIERMANN, A. (1988): Perm. – In: Geologie am Niederrhein, 4. Aufl.: 18 – 23, 4 Abb.; Krefeld (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.).
- SCHMITZ, D. (1988): Zur Neubearbeitung der Aufschlußbohrungen Isselburg 3, Münsterland 1 und Versmold 1. – 9 S., zahlr. Anl.; Bochum (Westf. Berggewerkschaftskasse). – [Unveröff.]
- SCHNÜTGEN, A. (1974): Die Hauptterrassenfolge am linken Niederrhein aufgrund der Schotterpetrographie. – Forsch.-Ber. Land Nordrh.-Westf., **2399**: 150 S., 27 Abb., 22 Tab., 5 Anl.; Opladen.
- SCHRÖDER, D. (1983): Beziehungen zwischen Stratigraphie und Bodengenese bei Hochflutlehm des Niederrheins. – Geol. Jb., **A 71**: 73 – 107, 15 Abb., 2 Tab.; Hannover.
- SCHWARZBACH, M. (1974): Das Klima der Vorzeit: Eine Einführung in die Paläoklimatologie, 3. Aufl. – VIII + 380 S., 191 Abb., 41 Tab.; Stuttgart (Enke).
- 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): 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.
- SERNANDER, R. (1909): De scandodaniska Torfmossarnas stratigrafi. – Geol. Fören. i. 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 / 11. internat. Geologenkongreß: ; Stockholm. – [Internat. Geol.-Kongr. <11., 1910, Stockholm>]
- SKUPIN, K. (1994): Aufbau, Zusammensetzung und Alter der Flugsand- und Dünenbildungen im Bereich der Senne (südliches Münsterland). – Geol. u. Paläont. Westf., **28**: 41 – 72, 14 Abb., 6 Tab.; Münster/Westf.
- SKUPIN, K.; SPEETZEN, E.; ZANDSTRA, J. G. (1993): Die Eiszeit in Nordwestdeutschland : Zur Vereisungsgeschichte der Westfälischen Bucht und angrenzender Gebiete. – 143 S., 49 Abb., 24 Tab., 2 Taf., 2 Kt.; Krefeld (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.).
- SLIGGERS, B. C.; LEEUWEN, R. G. W. VAN (1987): Mollusc biozonation of the Miozän in the south-eastern Netherlands and correlation with the foraminiferal biostratigraphy. – Meded. Werkgr. Tert. Kwart. Geol. **Z 4** (1/2): 41 – 57, 4 Abb., 1 Tab.; Leiden.
- SPIEGLER, D. (1965): Biostratigraphie des Rupels auf Grund von Foraminiferen im nördlichen Deutschland. – Geol. Jb., **82**: 447 – 486, 2 Abb., 2 Tab., 5 Taf.; Hannover.

- SPIEGLER, D. (2002): Correlation of Marine Miocene Bolboforma Zonation and Uvigerina Zonation in Northern Germany – In: Northern Cenozoic Stratigraphy Proc. 8th Bienn. Meet. RCNNS / RCNPS.: 133 - 141, 2 Abb., 2 Tab.; Flintbek.
- SPIEGLER, D.; DANIELS, C. H. VON (1991): A Stratigraphic and Taxonomic Atlas of *Bolboforma* (Protozoa, Foraminifera, Tertiary). – Journal of Foraminiferal Research, **21** (2): 126 bis 158, 2 Abb., 3 Tab., 11 Taf.; Hannover, PA (USA).
- SPRINGHORN, R. (1978): Extremitätenreste einer Mönchsrobbe (Phocidae, Carnivora, Mammalia) aus dem Miozän von Bocholt (Niederrhein). – Paläont. Z., **52** (1/2): 19 bis 27, 2 Abb.; Stuttgart.
- STAMPFUSS, R. (1928): Das germanische Hügelgräberfeld Diersfordt. – In: Führer zur Urgeschichte., **2**: 24 – 68, zahlr. Taf.; Leipzig (Kabitzsch).
- STAMPFUSS, R. (1966): Vor- und Frühgeschichte des unteren Niederrheins. – In: Niederrh. Jb. **9** (Brückenschlag am Niederrhein): 39 – 78, 28 Abb., 12 Taf.; Düsseldorf.
- STAMPFUSS, R.; SCHÜTRUMPF, R. (1970): Harpunen der Allerödzeit aus Dinslaken, Niederrhein. – Bonner Jb., **170**: 19 – 35, 8 Abb.; Köln.
- STEINBERG, E. (1986): Die Bohrung Geldern T 1 und ihre stratigraphische und paläökologische Bedeutung im Niederrheinischen Miozän. – Dipl.-Arb. Univ. Marburg: 192 S., 10 Taf.; Marburg/Lahn. – [Unveröff.]
- Stratigraphische Kommission Deutschlands [Hrsg.] (1995), mit Beitr. von: ADRICHEM, BOOGAERT, A. VAN; BACHMANN, G. H.; BENEK, R.; DÖRING, H.; ELLENBERG, J.; GAITZSCH, B.; GAST, R.; GEBHARDT, U.; GELUK, M.; HELMUTH, H. J.; HOFFMANN, N.; HOTH, K.; HUEBSCHER, H. D.; KLEDITZSCH, O.; KORICH, D.; KRAMER, W.; LÜTZNER, H.; MARX, J.; MENNING, M.; PASTERNAK, M.; PLEIN, E.; SCHNEIDER, J.; SCHRETZENMAYR, S.; SÜSSMUTH, S.: Norddeutsches Rotliegendebassin, Rotliegend-Monographie Teil II. – Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **183**: 193 S., 81 Abb., 10 Tab., 8 Taf.; Frankfurt/Main.
- Stratigraphische Kommission Deutschlands [Hrsg.] (2000), mit Beitr. von DIENER, I.; ERNST, G.; HAMBACH, U.; HERM, D.; HILBRECHT, H.; HISS, M.; KAEVER, M.; KAPLAN, U.; KRUMSIEK, K.; MEYER, R. K. F.; MUTTERLOSE, J.; NIEBUHR, B.; PETZKA, M. (†); REICH, M.; SCHÖNFELD, J.; SCHULZ, M.-G. (†); SEIBERTZ, E.; SPAETH, C.; THIERMANN, A.; TRÖGER, K. A.; VOIGT, T.; WIESE, F.; WOOD, C. J.: Stratigraphie von Deutschland III. Die Kreide der Bundesrepublik Deutschland. – Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **226**: 1 – 207, 68 Abb., 24 Tab.; Frankfurt.
- TEICHMÜLLER, R. (1957): Ein Querschnitt durch den Südteil des Niederrheinischen Zechsteinbeckens. – Geol. Jb., **73**: 39 – 50, 8 Abb., 1 Taf.; Hannover.
- TEICHMÜLLER, M. (1971): Das Inkohlungsprofil des flözführenden Oberkarbons der Bohrung Isselburg 3 nordwestlich von Wesel. – Geol. Mitt., **11**: 181 S.; Aachen.
- THIENHAUS, R. (1962): Stratigraphie, Tektonik und Eisenerzföhrung des Lias-Muldengrabens von Bislich am Niederrhein. – Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf., **6**: 199 bis 218, 7 Abb., 2 Tab.; Krefeld.
- THOME, K. N. (1989): Neozoikum, 2. Aufl. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. <1 : 100 000>, Erl., **C 4710**, 2. Aufl.: 16 – 18; Krefeld.
- TURC, L. (1954): Calcul du bilan de l'eau evaluation en fonction des temperatures. – Assoc. Internat. Hydrol., Assemb. Generale Rome, **37**: 180 – 202; Rom.

- TWISS, R. J.; MOORES, E. M. (1992): Structural geology. – 532 S., zahlr. Abb.; New York.
- VANDENBERGHE, N. (1978): Sedimentology of the Boom Clay (Rupelian) in Belgium. – Verh. kon. Acad. Wet. Lett. en schone Kunsten Belg., **40** (147): 137 S., zahlr. Abb. und Tab.; Bruxelles.
- VOSS, R. (1928): Die paläogeographische Verbreitung des Rogensteines im deutschen Unteren Buntsandstein. – Abh. preuß. geol. L.-Anst., N. F., **107**: 66 S., 14 Abb., 1 Taf.; Berlin.
- WOLBURG, J. (1957): Ein Querschnitt durch den Nordteil des Niederrheinischen Zechsteinbeckens. – Geol. Jb., **73**: 7 – 38, 3 Abb., 2 Taf.; Hannover.
- WOLBURG, J. (1963): Das Unterkarbon- und Devonprofil der Bohrung Münsterland 1. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **11**: 517 – 538, 5 Abb., 2 Tab.; Krefeld.
- WOLBURG, J. (1966): Zu den Profilen des flözleeren Namurs im Münsterschen Becken: Versmold 1, Münsterland 1, Isselburg 3. – 3 S., 1 Anl.; Hannover (Gew. Elwerath, Geol. Abt.). – [Unveröff.]
- WOLBURG, J. (1969): Die epirogenetischen Phasen der Muschelkalk- und Keuper-Entwicklung Nordwest-Deutschlands, mit einem Rückblick auf den Buntsandstein. – Geotekt. Forsch., **32**: 1 – 65, 32 Abb., 7 Taf.; Stuttgart.
- WOLBURG, J. (1970): Zur Paläogeographie des Unterkarbons und Namurs im Münsterland. – N. Jb. Geol. u. Paläont., Mh., **12**: 735 – 740, 2 Abb.; Stuttgart.
- WOLBURG, J. (1971), mit Beitr. von WOLF, M.: Das Westfal-A-Profil der Bohrung Isselburg 3 nordwestlich Wesel. – Geol. Mitt., **11**: 165 – 180, 7 Abb.; Aachen.
- WOLF, R. (1985): Tiefentektonik des linksniederrheinischen 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.).
- WOLF, R. (1988): Tiefentektonik des Dorstener Hauptsattels zwischen Rheinberg und Dorsten im westlichen Ruhrgebiet. – In: KUNZ, E.; WOLF, R.; WREDE, V.: Ergänzende Beiträge zur Tiefentektonik des Ruhrkarbons: 9 – 33, 7 Abb., 7 Taf.; Krefeld (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.).
- WÖLK, E. (1941): Das niederrheinische Mitteloligozän und seine Stellung innerhalb des nord-europäischen Mitteloligozäns. – Z. dt. geol. Ges., **93**: 80 – 114, 3 Abb., 11 Tab.; Berlin.
- WREDE, V. (1990): Ein Tagesaufschluß der Drevenacker Störung in Bottrop-Kirchhellen. – Natur am Niederrh., **5**: 35 – 41, 11 Abb.; Krefeld.
- WREDE, V. (2000), mit Beitr. von VIETH-REDEMANN, A.; MEYER, B.; PAAS, W.: Erläuterungen zu Blatt 4407 Bottrop, 2. Aufl. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. <1 : 25 000>, Erl., **4407**, 2. Aufl.: 144 S., 19 Abb., 14 Tab., 3 Taf.; Krefeld.
- WUNSTORF, W. (1931): Über das Unterdevon auf dem Südflügel des Venn-Sattels. – Sitz.-Ber. geol. L.-Anst. Berlin, **6**: 157 – 168, 1 Abb.; Berlin.
- WUNSTORF, W.; FLIEGEL, G. (1910): Die Geologie des niederrheinischen Tieflandes. – Abh. preuß. geol. L.-Anst. N. F., **67**: 172 S., 2 Taf., 2 Anl.; Berlin.

- ZAGWIJN, W. H. (1985): An outline of the Quaternary stratigraphy of the Netherlands. – Geol. en Mijnb., **64**: 17 – 24, 6 Abb.; Dordrecht.
- ZAGWIJN, W. H. (1989): The Netherlands during the Tertiary and the Quaternary: A case history of Coastal Lowland evolution. – Geol. en Mijnb., **68**: 107 – 120, 23 Abb.; Heerlen.
- ZAGWIJN, W. H. (1992): The beginning of the ice in Europe and its major subdivisions. – Quaternary Sci. Rev., **11**: 583 – 591, 10 Abb.; Oxford.
- ZAGWIJN, W. H.; MONTFRANS, H. M. VAN; ZANDSTRA, J. G. (1971): Subdivision of the „Cromerian“ in the Netherlands; Pollenanalysis, palaeomagnetism and sedimentary petrology. – Geol. en Mijnb., **50**: 41 – 58, 6 Abb., 2 Tab.; Heerlen.
- ZAGWIJN, W. H.; PAEPE, R. (1968): Die Stratigraphie der weichselzeitlichen Ablagerungen der Niederlande und Belgiens. – Eiszeitalter u. Gegenwart, **19**: 129 – 146, 6 Abb.; Öhringen.
- ZIEGLER, W. (1962): Taxonomie und Phylogenie oberdevonischer Conodonten und ihre stratigraphische Bedeutung. – Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **38**: 1 – 166; Wiesbaden.

Karten

- Bodenkarte von Nordrhein-Westfalen <1 : 50 000>. – Hrsgs. Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.; Krefeld
Blatt L 4304 Wesel (1983), Bearb. PAAS, W.
- Geologische Karte des Ruhrkarbons <1 : 100 000>, dargestellt an der Karbonoberfläche (1982). – Hrsg. Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.; Krefeld. Bearb. DROZDZEWSKI, G.; JANSEN, F.; KUNZ, E.; PIEPER, B.; RABITZ, A.; STEHN, O.; WREDE, V.; Krefeld.
- Geologische Karte von Nordrhein-Westfalen <1 : 25 000> mit Erl. – Hrsgs. Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.; Krefeld.
Blatt 4305 Wesel (2001), Bearb. JANSEN, F.
Blatt 4304 Xanten (1989), Bearb. KLOSTERMANN, J.
- Geologische Karte von Nordrhein-Westfalen <1 : 25 000>. – Hrsgs. Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.; Krefeld.
Blatt 4105 Bocholt (in Vorber.), Bearb. JANSEN, F.
- Geologische Karte von Nordrhein-Westfalen <1 : 100 000>, mit Erl. – Hrsg. Geol. Landesamt Nordrh. Westf.; Krefeld.
Blatt C 4302 Bocholt (1968), Bearb. BRAUN F. J.
Blatt C 4302 Bocholt, 2. Aufl., (1997), Bearb. KLOSTERMANN, J.
- Geologische Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern <1 : 25 000>, mit Erl. – Hrsg. Geol. L.-Anst.; Berlin
Blatt Drevenack (1933), Bearb. ZÖLLER, A.
Blatt Brünen (1933), Bearb. HOFFMANN, A.; ISERT, F.; UDLUFT, H.
Blatt Rhede (1933), Bearb. BENTZ, A.; HOFFMANN, A.; ISERT, F.; UDLUFT, H.

- Geologische Übersichtskarte des Rheinisch-Westfälischen Karbons <1 : 100 000>, dargestellt an der Karbonoberfläche (1971) – Hrsg. Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.; Krefeld. Bearb. HOYER, P.; MICHELAU, P.; KEEFELD.
- Grundwassergleichen in Nordrhein-Westfalen <1 : 50 000>, Stand April 1988. – Hrsg. L.-Amt Wasser u. Abfall Nordrh.-Westf.; Düsseldorf. Blatt L 4304 Wesel
- Grundwasserstände unter Flur in Nordrhein-Westfalen <1 : 50 000>, Stand Okt 1963. – Hrsg. L.-Amt Wasser u. Abfall Nordrh.-Westf.; Düsseldorf. Blatt L 4302/04 Kleve/Wesel
- Hydrogeologie (1978). – Dt. Planungsatlas, **1** (18): 1 Kt. <1 : 500 000>, mit Erl. – Hrsg. Akad. Raumforsch. u. Landesplan., Bearb. DEUTLOFF, O.; Hannover (Schroedel).
- Hydrologische Karte von Nordrhein-Westfalen <1 : 25 000>. – Hrsg. L.-Amt Wasser u. Abfall Nordrh.-Westf.; Düsseldorf. Blatt 4205 Dingden (Hamminkeln) (1977), Bearb. VÖLTZ, H.
- Karte der Grundwasserlandschaften in Nordrhein-Westfalen <1 : 500 000>, 2. Aufl. (1980). – Hrsg. Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf., Bearb. HILDEN, H. D.; Krefeld.
- Karte der Verschmutzungsgefährdung der Grundwasservorkommen in Nordrhein-Westfalen <1 : 500 000>, 2. Aufl. (1980). – Hrsg. Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf., Bearb. BOLSENKÖTTER, H.; HILDEN, H. D.; Krefeld.
- Klima-Atlas von Nordrhein-Westfalen (1960). – Hrsg. Dt. Wetterdienst: 77 Kt., 10 Taf., mit Erl.; Offenbach.
- Klima-Atlas von Nordrhein-Westfalen (1989). – Hrsg. Minist. Umwelt, Raumordn. u. Landwirtsch. Nordrh.-Westf.: 65 S., 22 Abb., 17 Tab., 51 Kt.; Düsseldorf.
- Wasserschutzgebiete in Nordrhein-Westfalen <1 : 50 000> (Stand 1.7.1986). – Hrsg. L.-Amt Wasser u. Abfall Nordrh.-Westf.; Düsseldorf. Blatt L 4304 Wesel

ANHANG

Beschreibung der Bohrungen 1 – 5

Bohrung 1

Name:	Isselburg 3		
Lage:	Wesel, Ellersche Heide R 25 36461 H 57 30523, + 22,0 m NN		
Auftraggeber:	Konsortium Gewerkschaft Elwerath, Gewerkschaft Münsterland		
Zweck:	Erkundung von Erdgas		
Bearbeiter:	Gewerkschaft Elwerath, Geologisches Landesamt NRW. Neubearbeitung des flözführenden Oberkarbons: G. DROZDZEWSKI, (Geol. Dienst, Nordrh.-Westf.) D. SCHMITZ (Deutsche Montan Technologie, Essen). Überarbeitung des flözführenden Oberkarbons bis Oberdevons und Deckgebirges: F. JANSEN Spülbohrung (Rotary) und Kernbohrung,		
Bohrverfahren:	Kernabschnitte: von 1120,0 – 1128,9 m, von 1128,9 – 1146,0 m, von 1 337,0 – 1 345,5 m, von 1 345,5 – 1 363,4 m, von 1 363,4 – 1 381,4 m, von 2 251,7 – 2 253,4 m, von 2 300,5 – 2 307,0 m, von 3 555,6 bis 3 564,6 m, von 3 701,6 – 3 702,4 m, von 4 155,2 – 4 163,7 m, von 4 168,5 – 4 177,5 m, von 4 187,5 – 4 196,0 m, von 4 233,2 – 4 242,2 m, von 4 242,2 – 4 251,2 m, von 4 324,5 – 4 331,5 m		
Bohrzeit:	8.5.1965 – 13.5.1966		
– 5,00 m	Mittel- und Grobsand, hellbraun	Ältere Niederterrasse	
– 12,50 m	Mittel- und Grobsand, sehr schwach kiesig, hellgraugelb	"	
– 25,00 m	Kies, sandig, bunt	Jüngere Mittelterrasse 3 – 4	
– 38,00 m	Schluff, feinsandig, schwach tonig, kalkig, feinglimmerig, dunkelgrau	Dingden-Schichten	
– 67,00 m	Schluff und Feinsand, schwach tonig, kalkig, feinglimmerig, dunkelgraubraun	Bislich-Schichten	
– 92,50 m	Feinsand, schluffig, schwach tonig, feinglimmerig, z. T. glaukonitisch, dunkelbraungrau	Hoerstgen-Schichten	
– 135,00 m	Schluff und Feinsand, schwach tonig, kalkig, feinglimmerig, z. T. glaukonitisch, mittelgraubraun, z. T. grünstichig	Grafenberg-Schichten	
– 175,00 m	Schluff und Feinsand, schwach tonig, kalkig, z. T. glaukonitisch, mittelgraubraun	Lintfort-Schichten	
– 225,00 m	Schluff, feinsandig, schwach tonig, schwach kalkig, feinglimmerig, dunkelgraubraun	"	
– 257,50 m	Schluff, tonig und Ton, schluffig, kalkig, feinglimmerig, z. T. schwach verfestigt, graubraun, braun	Lintfort- bis Ratingen-Schichten	
– 272,50 m	Feinsand, schwach schluffig, grau	Walsum-Schichten	
– 290,00 m	Ton- und Tonmergelstein, vereinzelt schwach feinschluffig, fest, hell- bis mittelgrau, bläustichig	Lias α (Unteres bis Oberes Hettang)	
– 327,00 m	Ton- und Tonmergelstein, schwach schluffig, z. T. fein geschichtet, mäßig fest bis fest, mittel- bis dunkelrotbraun; vereinzelt Einschaltungen von Feinsandstein, dünn geschichtet, mittelgrau	Oberer Keuper	

– 340,00 m	Tonstein, schwach kalkhaltig, weiß- bis hellgrau	Oberer Keuper
– 351,00 m	Tonstein, schwach kalkhaltig, hell- bis mittelrotbraun; bei 345,0 m Anhydrit, weißgrau, vergipst	Oberer bis Mittlerer Keuper
– 380,00 m	Ton- und Tonmergelstein, z. T. dolomitisch, schwach feinschluffig, grüngrau, Tonstein, braun und dunkelgrau, fein geschichtet; Anhydrit, schmutzig weiß, vergipst	Mittlerer Muschelkalk
– 402,00 m	Ton- und Tonmergelstein, dolomitisch, feinschluffig, rötlich braun; Tonmergelstein, schluffig, anhydritisch, hellgrünlichgrau; Anhydrit, z. T. schmutzig weiß, z. T. hellgrau, grünstichig	"
– 490,00 m	Mergelstein, dolomitisch, meist fein geschichtet, hellgrau bis grau, rotbraun; Tonmergelstein, feinschluffig, dolomitisch, graugrün; Tonmergelstein, dolomitfrei, braun	Unterer Muschelkalk
– 617,00 m	Tonstein, schluffig, mäßig fest, hellbraun, dolomitisch, graugrünlich; ab 550,0 m vereinzelt Fein- und Mittelsandstein, feinglimmerig, z. T. schwach dolomitisch, hellgraugrün, akzessorische Knöllchen aus vergipstem Anhydrit	Röt-Ton
– 654,00 m	Anhydrit, z. T. vergipst, rauchgrau, Tonstein, schluffig, dolomitisch, anhydritisch, hellgraugrün; Fein- und Mittelsandstein, hellgraugrünlich	Röt-Salinar
– 735,00 m	Fein- und Mittelsandstein, mürbe, kaolinitisch, glimmerhaltig, hellrotbraun; Feinsandstein, mäßig fest, hellgraugrün; untergeordnet Tonstein, kalkig, schluffig, bis stark schluffig, schwach verfestigt, hellbraun	Solling-Folge
– 743,00 m	Tonstein, kalkig, hellrotbraun	Volpriehausen-Folge
– 800,00 m	Tonstein, kalkig, schwach schluffig, schwach verfestigt, hellbraun, rötlich braun; Schluffstein und Feinsandstein, kalkig, schwach verfestigt, hellrotbraun	"
– 810,00 m	Feinsandstein, kalkig, schwach verfestigt bis entfestigt, rötlich gelb	"
– 827,00 m	Fein- und Mittelsandstein, kalkig, dolomitisch, schwach glimmerhaltig, fest bis entfestigt, hellgraugelb, rötlich gelb; vereinzelt Schluffstein, kalkig, schwach verfestigt, rötlich braun	"
– 875,00 m	Feinsandstein, kalkig, dolomitisch, schwach verfestigt, rötlich braun; Schluffstein, kalkig, schwach dolomitisch, feinglimmerhaltig, schwach verfestigt, rötlich braun; Tonstein, schluffig, rötlich braun	Obere Niederrhein-Folge
– 895,00 m	Tonstein, kalkig, entfestigt, hellbraun, rötlich braun; untergeordnet Schluffstein, kalkig, schwach dolomitisch, rötlich braun	"
– 925,00 m	Tonmergelstein, schwach schluffig, hellrotbraun	Obere Niederrhein-Folge
– 934,00 m	Feinsandstein und Schluffstein, kalkig, entfestigt, hellbraun, rötlich braun	"
– 970,00 m	Tonstein, schluffig, rotbraun	Untere Niederrhein-Folge

– 1 087,00 m	Fein- und Mittelsandstein, schwach kalkig, hellrotbraun bis rotbraun, fest, mit Einlagerungen von Tonstein, schluffig, rotbraun	Untere Niederrhein-Folge
– 1 110,00 m	Tonstein, schluffig, rotbraun	Zechstein-Letten
– 1 114,00 m	Anhydrit, vergipst, weißgrau und Tonmergelstein, schluffig, rotbraun und dunkelrotbraun	Hauptanhydrit- Region
– 1 120,00 m	Tonstein, schluffig, glimmerhaltig, fest, rotbraun und dunkelrotbraun	"
– 1 123,40 m	Tonstein, schluffig, kalkig, dolomitisch, hellbraun mit Einlagerungen von Anhydrit, bläulich grau, z. T. von Tonsteinfetzen durchsetzt sowie stellenweise Einlagerungen von Dolomitstein, mittelkristallin, dicht, zäh, graubraun; Schichteinfallen: 0 – 5°, ungeklüftet, einzelne unregelmäßige spiegelnde und gestriemte Harnische	"
– 1 124,25 m	Tonstein, schwach feinschluffig, dunkelgraubraun, fest, mit einzelnen bis cm-starken tonig-anhydritischen Zwischenlagen; Schichteinfallen: 0 – 5°	"
– 1 127,50 m	Anhydrit, mittel- bis dunkelgrau, violettstichig; in den obersten 0,5 m stärker von Ton durchsetzt; in den untersten 0,5 m treten cm-starke Lagen und Schlieren von dichtem, hartem, rauem Dolomitstein auf. Die Grenze zum liegenden Plattendolomit ist unscharf. Der Anhydrit greift taschenförmig in den Dolomitstein.	"
– 1 128,30 m	Dolomitstein, mittel- bis grobspätig, dicht, sehr hart bis zäh, rau, braun bis dunkelbraun; Einlagerungen von walnussgroßen Anhydritfetzen sowie von bis 3 mm starken, etwas wellig verlaufenden dunkelrotbraunen Tonbestegen; Lagerung: ± horizontal	Plattendolomit
– 1 133,0 m	Dolomitstein, dicht, mittel- bis grobspätig, sehr hart, braun bis dunkelbraun; Toneinlagerungen; Lagerung: ± horizontal	"
– 1 135,0 m	Tonstein, schwach schluffig, grau bis dunkelgrau, mit 10 – 20 cm starken Einlagerungen von graubläulichem, etwas durchscheinendem Anhydrit	Grauer Salzton
– 1 144,0 m	Tonstein, schwach, feinschluffig, fest, schwach rau, rotbraun bis dunkelrotbraun mit Einlagerungen von hell- bis mittelgrauem Anhydrit. Im untersten Meter treten bis haselnussgroße Hohlräume auf, die mit hellrotbraunem Steinsalz gefüllt sind	Deckanhydrit
– 1 156,5 m	Steinsalz, weißrosa, gelblich weiß und milchig weiß mit Einlagerungen von Tonstein, grau und rotbraun	Stäufurt-Steinsalz
– 1 173,0 m	Anhydrit, weißgrau; Dolomit, braun; Tonstein, rotbraun, rötlich braun	Basalanhydrit und Braunroter Salzton
– 1 303,0 m	Steinsalz, weißrosa und milchigweiß, rotbraun; zwischen 1 267,5 und 1 279,0 m Einschaltung von Tonstein	Werra-Steinsalz
– 1 332,0 m	Anhydrit, mäßig fest, schmutzig weiß, grau; vereinzelt Einschaltungen von Tonstein, grau, dunkelgrau, rotbraun	Unterer Werra-Anhydrit

– 1 338,0 m	Tonmergelstein, schluffig, dolomitisch, bräunlich grau; Kalkstein, tonig, dolomitisch, hellgrau	Zechstein-Mergel
– 1 339,0 m	Tonstein, schluffig, schwach kalkig, schwach dolomitisch, glimmerhaltig, fest, dunkelgrau, nach unten zunehmend schwarzgrau; Einlagerungen von 0,1 bis 3 cm dicken Lagen aus fein verteiltem Pyrit und anderen Metallsulfiden; Einfallen der Schichtung 0 – 5°, einzelne schlecht erhaltene Fischreste	Kupferschiefer
– 1 342,0 m	Konglomerat, fest, bunt; Komponenten: meist gut gerundete Gerölle (Ø: max. 7 cm) aus milchig weißen, mittelgrauen und intensiv fleischrot gefärbten Quarzen, mittel- bis dunkelgrauen, metamorphen Ton-schiefern, graubraunem Feinsandstein, grauem, quarzitischen Mittelsandstein, dunkelrotbraunem, entfestigtem, stark tonigem Grobsandstein, gelbbraunem, festem Kalkstein und schwarzem Kieselschiefer; auffallend ist die meist gut polierte Oberfläche der Gerölle; Bindemittel der Gerölle ist kalkiger Grobsand; zwischen 1339,4 und 1339,6 m tritt ein kalkiger Grobsandstein auf, der nur wenige Gerölle enthält; im oberen Teil des Konglomerats finden sich in Zwickeln einzelne Pyritnester; über das gesamte Konglomerat verteilt treten bis zu 3 cm große Hohlräume auf, die überwiegend Ausblühungen von farblosen bis rosaroten Anhydrittäfelchen enthalten; in den Hohlräumen treten auch zersetzte Tonsteine auf; Schichtung durch flache Lagerung plattiger Gerölle angedeutet, unebenflächig	Zechstein-konglomerat
– 1 579,6 m	Schluffstein, schwach tonig bis tonig, Schluffstein schwach sandig bis sandig, grau; Feinsandstein, z. T. schluffig und Mittelsandstein, hellgrau und grau; untergeordnet Tonstein, schluffig bis stark schluffig, grau und dunkelgrau; dreizehn Einschaltungen von 0,20 – 1,10 m dicken, schwarzen Steinkohlenflözen; Schichtung ebenflächig bis flaserig, Einfallen 0 – 7°	Mittlere Bochum-Schichten
– 1 892,5 m	Schluffstein, schwach tonig bis tonig, Schluffstein, schwach sandig bis sandig, grau; Feinsandstein, z. T. schwach dolomitisch und Mittelsandstein, hellgrau und grau; untergeordnet Tonstein, schluffig bis stark schluffig, grau und dunkelgrau; vierzehn Einschaltungen von 0,10 – 0,90 m dicken, schwarzen Steinkohlenflözen	Untere Bochum-Schichten
– 2 180,3 m	Schluffstein, schwach tonig bis tonig; Schluffstein, schwach sandig bis sandig, grau; Fein- und Mittelsandstein, z. T. schwach kalkig und dolomitisch, hellgrau bis grau; untergeordnet Tonstein, schluffig bis stark schluffig, grau und dunkelgrau; sechs Einschaltungen von 0,30 – 0,80 m dicken, schwarzen Steinkohlenflözen	Obere Witten-Schichten
– 2 576,0 m	Schluffstein, schwach tonig bis tonig; Schluffstein, schwach sandig bis sandig, grau; Fein- und Mittelsandstein, z. T. schwach dolomitisch, z. T. quarzitisch, hellgrau und grau, Schichtung z. T. flaserig, Einfallen unter 5°; untergeordnet Tonstein, schluffig bis stark schluffig, grau und dunkelgrau	Untere Witten-Schichten

– 2 990,0 m	Schluffstein, schwach tonig bis tonig; Schluffstein, schwach sandig bis sandig; Fein- und Mittelsandstein, z. T. schwach dolomitisch, hellgrau und grau; Tonstein, schluffig bis stark schluffig, grau und dunkelgrau	Sprockhövel-Schichten
– 3 255,0 m	Tonstein, schwach schluffig bis schluffig, dunkelgrau bis schwarzgrau; Schluffstein, tonig; Schluffstein, schwach sandig bis sandig, grau; Einschaltungen von dünnen grauen Feinsandsteinen	Ziegelschiefer-Zone
– 4 110,0 m	Tonstein, schwach schluffig bis schluffig, z. T. glimmerhaltig, dunkelgrau bis schwarzgrau, schwarz; Schluffstein, tonig; Schluffstein, schwach sandig bis sandig, grau; Fein- und Mittelsandstein, schwach quarzitisch, durchweg glimmerhaltig, grau bis dunkelgrau	Quarzitische Folge (Grauwacken-Zone bis Quarzit- Zone)
– 4 135,0 m	Tonstein, z. T. schluffig, dunkelgrau bis schwarz, mit wenigen dünnen Einlagerungen aus Fein- und Mittelsandstein	Hangende Alaunschiefer
– 4 168,0 m	Tonstein, z. T. schwach kalkig, vereinzelt schwach dolomitisch, meist dünnblättrig, dunkelgrau bis schwarz mit Einlagerungen von hellgrauen 1 – 10 mm dicken, flaserigen und linsigen Lagen aus Schluffstein	Kulm-Alaunschiefer
– 4 177,5 m	Kalkstein, tonig, mittel- bis dunkelgrau mit zahlreichen bis cm-dicken Pyritnestern und -linsen; Tonstein, stark pyritisch, kalkarm mit zahlreichen verkie-selten Fossilien	Posidonienschiefer mit Plattenkalken
– 4 187,5 m	Tonstein, schwach schluffig, dünnblättrig, schwarzgrau; Schluffstein, mit zahlreichen Glimmerschuppen, dunkelgrau; vereinzelt Kalkstein, dunkelgrau	Kieselige Über-gangsschichten
– 4 196,0 m	Kalkstein, tonig, kieselig, z. T. pyritisch, mittelgrau im Wechsel mit Tonstein, kalkig, kieselig, dunkelgrau; Kalkstein, grobspätig, mittelgrau mit Tonstein-gerölln und einzelnen dünnen Tonsteinlagen	Kieselkalk-, Lydit-und Kieselschiefer-horizont, Erdbach-kalk
– 4 230,0 m	Tonstein, schluffig, dunkelgrau, schwarzgrau; Schluffstein, glimmerhaltig, dunkelgrau, vereinzelt Kalkstein, hell- bis dunkelgrau	Liegende Alaun-schiefer, Hangenberg-Schichten
– 4 244,4 m	Tonstein, schluffig, z. T. schwach dolomitisch, im tieferen Teil schwach kalkig, mattschwarz, mit mm-bis cm-dicken, olivbraunen Lagen aus fein verteiltem Pyrit	Oberdevon
– 4 251,2 m	Kalkstein, tonig, dolomitisch, mittelgrau; in den untersten 4 m durch Zunahme des Tongehaltes dunkler werdend	"
– 4 322,5 m	Tonstein, schluffig, dunkelgrau bis schwarzgrau; Schluff- bis Feinsandstein, glimmerhaltig, mittelgrau; vereinzelt Kalkstein, hell- bis mittelgrau	"
– 4 331,5 m	Tonstein, schwach feinschluffig, schwach dolomiti-sch, mittel- bis dunkelgrau, mit vereinzelt gelblich weißen, kalzitischen Lagen	"
– 4 397,5 m	Tonstein, schluffig, vereinzelt pyritführend, dunkel-bis schwarzgrau; untergeordnet Kalkstein	"

Bohrung 2

Name: KB 1
Lage: R 34 845 H 29 675, + 26,00 NN
Auftraggeber: Geologisches Landesamt NRW
Zweck: Geologische Erkundung
Bearbeiter: U. DWORSCHAK, F. JANSEN
Bohrverfahren: Rammkernbohrung mit geophysikalischer Vermessung
Bohrzeit: 1994

–	0,50 m	Sand, schwach schluffig, schwach tonig, schwach kiesig, dunkelbraun, kalkhaltig, humos,	Künstliche Aufschüttung
–	0,90 m	Fein- und Mittelsand, schluffig, schwach tonig, sehr schwach kiesig, schwach kalkhaltig, schwach humos, braun, einzelne Ziegelbruchstücke	"
–	1,38 m	Schluff, stark sandig, tonig, dunkelbraun, kalkfrei, sehr schwach humos, Mangankonkretionen, braun	Auenlehm
–	1,91 m	Schluff, stark tonig, schwach feinsandig, braun, kalkfrei, viel Mangankonkretionen, rotfleckig	"
–	2,20 m	Feinsand, schluffig, schwach tonig, stark kalkhaltig, schwach rostfleckig, schlecht geschichtet, Einlagerungen aus Feinsand, schwach schluffig, graubraun, braungrau	Auensand
–	2,27 m	Schluff, feinsandig, schwach tonig, stark kalkhaltig, rostfleckig, graubraun	Auenlehm
–	2,46 m	Feinsand, schwach schluffig, stark kalkhaltig, sehr wenig Mangankonkretionen, geschichtet, eisenschüssig, weniger als 1 cm dicke Einlagerungen aus Schluff, tonig, rostfarben, grau	Auensand
–	2,59 m	Schluff, tonig, sehr schwach feinsandig, stark kalkhaltig, geschichtet, sehr schwach rostfleckig, wechsellagernd mit Feinsand, schwach schluffig, Einlagerung aus bis 1,5 cm dicken Schlufflagen, graubraun	Auenlehm
–	2,71 m	Feinsand, schwach mittelsandig, kalkhaltig, schwach rostfleckig, grau	Auensand
–	2,84 m	Feinsand, schwach schluffig, dunkelgrau, stark kalkhaltig, feingeschichtet, teilweise glimmerhaltig, teilweise organisch, wechsellagernd mit Schluff, tonig, wechsellagernd mit Feinsand, Mittelsand, grau, dunkelgrau	"
–	3,00 m	Mittelsand, feinsandig, kalkhaltig, glimmerhaltig, sehr schwach organisch, bräunlich grau	"
–	3,06 m	Feinsand, Mittelsand, stark kalkhaltig, Einlagerung von bis 1 cm großen Flatschen aus Schluff, tonig, hellgrau	"
–	3,57 m	Mittelsand, feinsandig, sehr schwach kiesig, stark kalkhaltig, schwach rostfleckig, schwach fleckig, Lagerung völlig gestört, braungrau, dunkelgrau, Einlagerung aus Sand, schluffig, tonig, sehr schwach kiesig, grau, schwach glimmerhaltig, (einzelne kleine schwarze Flecken und Schlieren (organische Einlagerungen oder Mangan-Ausfällung)	"

–	3,61 m	Schluff, tonig, dunkelgrau, grau, kalkhaltig, geschichtet, streifig (am Top und an der Basis rotfarbene Streifen) weniger als 1 cm dicke Einlagerungen aus Feinsand, Mittelsand, schwarzgrau, kalkhaltig, organisch	Auenlehm
–	4,00 m	Mittel- und Grobsand, kiesig, schwach kalkhaltig, eischüssig, geschichtet, gelblich braun, bunt, Einlagerung aus Mittelsand, schwach grobsandig, kiesig, zwischen 3,70 und 3,81 m graubraun, schwach kalkhaltig	Auenterrasse 3
–	4,23 m	Mittelsand, grobsandig, schwach kalkhaltig, graubraun	"
–	4,74 m	Sand und Kies, schwach kalkhaltig, zwischen 4,50 und 4,65 m Einlagerung aus Sand, kiesig, braungrau, bunt	"
–	4,86 m	Sand und Kies, schwach kalkhaltig, schwach eischüssig, gelblich braun	"
–	5,40 m	Sand und Kies, schwach kalkhaltig, braungrau	"
–	5,92 m	Mittelsand, schwach feinsandig, schwach kiesig, schwach kalkhaltig, zwischen 5,70 und 5,76 m Einlagerung aus Kies, sandig, bräunlich grau	"
–	6,26 m	Mittelsand, grobsandig, schwach feinsandig, kiesig, schwach kalkhaltig, graubraun, bunt	"
–	6,34 m	Mittelsand, feinsandig, schwach grobsandig, schwach kalkhaltig, grau	"
–	6,50 m	Sand und Kies, schwach kalkhaltig, bräunlich grau, bunt	Auenterrasse 3
–	6,69 m	Mittelsand feinsandig, kiesig, schwach kalkhaltig, bräunlich grau	"
–	9,10 m	Sand und Kies, schwach kalkhaltig, bei 8,80 m schwach rostfleckig, braungrau	"
–	9,50 m	Mittel- und Grobsand, schwach feinsandig, kiesig, kalkfrei, rostfleckig, graubraun, dunkelrotbraun	"
–	10,10 m	Mittelsand, Grobsand, kalkfrei, graubraun	"
–	10,43 m	Mittel- und Grobsand, kiesig, kalkfrei, graubraun, bunt	"
–	10,60 m	Kies, schwach sandig, kalkfrei, grau, bunt	"
–	12,40 m	Sand und Kies, kalkfrei, eischüssig, gelblich braun, bunt	Jüngere Mittelterrasse 3
–	12,50 m	Mittelsand, grobsandig, schwach feinsandig, kalkfrei, braungrau	"
–	13,14 m	Mittel- und Grobsand, kiesig, schwach feinsandig, kalkfrei, braungrau, bunt	"
–	13,49 m	Mittelsand, grobsandig, schwach feinsandig, schwach kiesig, schwach kalkhaltig, bräunlich grau, grau	"
–	13,51 m	Mittelsand, schwach feinsandig, kalkhaltig, grau	"
–	13,64 m	Kies, grobsandig, schwach mittelsandig, schwach kalkhaltig, braungrau, bunt	"

–	14,07 m	Grobsand und Feinkies, mittelkiesig, schwach grobkiesig, schwach mittelsandig, gelblich braun, schwach kalkhaltig, eisenschüssig, schlecht geschichtet	Jüngere Mittelterrasse 3
–	14,52 m	Mittelsand, grobsandig, schwach kiesig, schwach kalkhaltig, rostfleckig, bräunlich grau, ab 14,35 m wenige Einlagerungen aus Grobsand, Feinkies, Einlagerungen aus Sand, schluffig, gelbbraun	"
–	14,78 m	Mittelsand, grobsandig, kiesig, schwach kalkhaltig, Einlagerungen aus Sand, Kies, braungrau	"
–	15,77 m	Grobsand und Feinkies, mittelkiesig, schwach grobkiesig, schwach kalkhaltig, schlecht geschichtet, schwach eisenschüssig, zwischen 15,46 und 15,66 m Einlagerung aus Kies, schwach sandig bis sandig, gelblich braun, graubraun	"
–	15,86 m	Fein- und Mittelsand, sehr schwach feinkiesig, kalkhaltig, stark eisenschüssig, bei 15,84 m dünnes Bändchen mit rotbraunen Eisen-Mangan-Konkretionen, dunkelgelbbraun	"
–	16,00 m	Feinsand, schwach mittelsandig, kalkhaltig, flatschenartige Einlagerungen aus Mittelsand, schwach feinsandig, grau, bräunlich grau	"
–	16,14 m	Mittelsand, schwach grobsandig, schwach feinsandig, schwach kiesig, schwach kalkhaltig, bräunlich grau, dunkelbraungrau	Jüngere Mittelterrasse 3
–	16,67 m	Mittelsand, schwach grobsandig, schwach kiesig, kalkhaltig, 1 – 5 cm dicke Einlagerungen aus Mittelsand, grobsandig, feinkiesig, bräunlich grau, grau	"
–	17,00 m	Mittelsand, schwach feinsandig, sehr schwach kiesig, schwach kalkhaltig, bräunlich grau	"
–	18,00 m	Kies, grobsandig, schwach mittelsandig, schwach kalkhaltig, braungrau, zwischen 17,08 und 17,18 m Einlagerung aus Mittelsand, schwach feinsandig, sehr schwach grobsandig, grau, kalkhaltig	"
–	18,22 m	Kies, schwach sandig, kalkhaltig, grau, bunt	"
–	18,34 m	Kies, sandig, kalkhaltig, braungrau	"
–	18,49 m	Kies, sandig, kalkhaltig, grau, bunt	"
–	26,00 m	Schluff, feinsandig, schwach kalkhaltig, glimmerhaltig, fleckig, bioturbat, humos, (bei 20,35 m, 20,95 m, 20,20 m und 22,55 m schwarzbraune Flecken) übergehend in Schluff, Feinsand, (zwischen 23,40 und 23,80 m größere Partien von dunkelgrauem nicht humosem feinsandigen Schluff), zahlreiche Einlagerungen aus Schluff, feinsandig, dunkelgrau, schwarzgrau, schwach kalkhaltig, schwach humos, wenige Einlagerungen aus Schluff, tonig, schwarz, schwach kalkhaltig	Dingden-Schichten

Bohrung 3

Name: KB 5
Lage: R 38 085 H 34 440, + 20,00 NN
Auftraggeber: Geologisches Landesamt NRW
Zweck: Geologische Erkundung
Bearbeiter: U. DWORSCHAK, F. JANSEN
Bohrverfahren: Rammkernbohrung mit geophysikalischer Vermessung
Bohrzeit: 1994

–	0,16 m	Fein- und Mittelsand, kalkfrei, humos, dunkelbraun-grau, einzelne Gerölle und Schlackenreste	Künstliche Aufschüttung
–	0,35 m	Fein- und Mittelsand, schluffig, kalkfrei, schwach humos, braungrau	Künstliche Aufschüttung?
–	0,38 m	Fein- und Mittelsand, schluffig, kalkfrei, humos, braungrau, einzelne Gerölle (1 Feuerstein eckig, Quarz, Quarzit)	"
–	0,50 m	Mittelsand, feinsandig, schwach grobsandig, schluffig, einzelne Gerölle aus Feinkies, kalkfrei, graubraun	Hochflutlehm
–	0,77 m	Feinsand, mittelsandig, schluffig, kalkfrei, hellbraun-grau	"
–	1,00 m	Kernverlust	"
–	1,16 m	Schluff, schwach tonig, kalkfrei, schwach rostfleckig, gelbgrau	"
–	1,32 m	Feinsand, schwach mittelsandig, stark schluffig, schwach tonig, kalkfrei, rostfarben	"
–	1,46 m	Mittelsand, feinsandig, schwach grobsandig, kalkfrei, gelblich grau	Ältere Niederterrasse
–	1,65 m	Feinsand, schwach mittelsandig, schwach schluffig, weniger als 1 cm dicke Einlagerungen aus Schluff, kalkfrei, gelbgrau	"
–	1,73 m	Feinsand, schwach mittelsandig, kalkfrei, braungrau	"
–	1,88 m	Mittelsand, einzelne Gerölle, kalkfrei, braungrau	"
–	2,18 m	Mittel- und Grobsand, braungrau	"
–	2,30 m	Grobsand, mittelsandig, kiesig, kalkfrei, bräunlich grau	"
–	2,49 m	Mittelsand, schwach grobsandig, schwach kiesig, kalkfrei, bräunlich grau	"
–	2,54 m	Fein- und Mittelkies, sandig, kalkfrei, grau	"
–	2,63 m	Fein- und Mittelsand, kalkfrei, grau	"
–	2,80 m	Grobsand, mittelsandig, bei 2,68 m eine 5 mm dicke Feinkieslage, kalkfrei, braungrau	"
–	2,93 m	Feinsand, mittelsandig, schluffig, weniger als 1 cm dicke Lagen aus Grobsand kalkfrei, grau	"
–	3,00 m	Grobsand, mittelsandig, schwach feinkiesig, kalkfrei, grau	"

–	3,33 m	Mittelsand, sehr schwach grobsandig, sehr schwach feinkiesig, kalkfrei, bräunlich grau	Ältere Niederterrasse
–	3,69 m	Mittelsand, grobsandig, kalkfrei, bräunlich grau	"
–	3,84 m	Kies, stark sandig, kalkfrei, bräunlich grau	"
–	4,35 m	Mittel- und Grobsand, schwach tonig, stark kalkhaltig, schwach rostfleckig, schlecht geschichtet, bräunlich grau, Einlagerungen aus Feinsand, schwach schluffig, graubraun, braungrau	"
–	4,68 m	Mittel- und Grobsand, schwach kiesig, bräunlich grau, kalkfrei, weniger als 1 cm dicke Einlagerungen aus Feinsand, schwach schluffig	"
–	4,85 m	Mittel- und Grobsand, kiesig, braungrau, kalkfrei	"
–	5,08 m	Feinsand, schluffig, kalkfrei, grau	"
–	5,47 m	Sand, stark kiesig, kalkfrei, braungrau	"
–	5,51 m	Feinsand, schluffig, schwach tonig, kalkfrei, dunkelgrau	"
–	6,00 m	Kies, sandig, kalkfrei, bunt	"
–	6,08 m	Mittelsand, grobsandig, kalkfrei, bräunlich grau	"
–	6,42 m	Mittel- und Grobsand, kiesig, kalkfrei, braungrau	"
–	6,90 m	Mittelsand, sehr schwach grobsandig, sehr schwach feinkiesig, kalkfrei, braungrau	"
–	7,30 m	Kies, sandig, kalkfrei, braungrau	"
–	7,52 m	Mittel- und Grobsand, feinkiesig, kalkfrei, braungrau	"
–	7,68 m	Fein- und Mittelkies, kalkfrei, rostfleckig, braungrau	"
–	8,00 m	Mittel- und Grobkies, sandig, rostfarben, kalkfrei	"
–	8,15 m	Grobsand, mittelsandig, schwach kiesig, braungrau, kalkfrei	"
–	9,22 m	Mittel- und Grobsand, kiesig, kalkfrei, graubraun	"
–	9,62 m	Mittelsand, sehr schwach grobsandig, schwach kiesig, kalkfrei, dunkelgrau, dunkelbraungrau	"
–	9,77 m	Mittel- und Grobsand, schwach feinkiesig, kalkfrei, dunkelbraun	Jüngere Mittelterrasse 2
–	10,48 m	Kies, braungrau, kalkfrei	"
–	11,18 m	Mittelsand, feinsandig, schwach grobsandig, kalkhaltig, braungrau	"
–	11,52 m	Fein- und Mittelsand, kalkhaltig, bräunlich grau	"
–	11,63 m	Mittel-, Grobkies, sandig, kalkhaltig, braungrau	"
–	11,78 m	Mittel-, Feinsand, schwach grobsandig, sehr schwach feinkiesig, kalkhaltig, bräunlich grau	"
–	12,00 m	Feinsand, mittelsandig, kiesig, bräunlich grau, kalkhaltig, schlecht geschichtet	"
–	12,24 m	Kies, sandig, graubraun, kalkhaltig	"

–	12,53 m	Feinsand, mittelsandig, weniger als 1 cm dicke Einlagerungen aus Schluff, kalkhaltig, schlecht geschichtet, bräunlich grau	Jüngere Mittelterrasse 2
–	12,61 m	Mittel- und Grobsand, kiesig, schwach kalkhaltig, braungrau	"
–	12,65 m	Feinsand, schwach mittelsandig, kalkhaltig, dunkelgrau	"
–	13,00 m	Sand, kiesig, braungrau, schwach kalkhaltig, stellenweise rotfleckig	"
–	13,42 m	Kies, sandig, schwach kalkhaltig, bräunlich grau	"
–	13,62 m	Sand, kiesig, schwach kalkhaltig, graubraun	"
–	13,90 m	Fein- und Mittelkies, sandig, schwach kalkhaltig, braungrau	"
–	13,93 m	Feinsand, schwach mittelsandig, kalkhaltig, glimmerhaltig, dunkelgrau	"
–	17,00 m	Kies, sandig, kalkfrei, braungrau	"
–	18,00 m	Kies, steinig, sandig, kalkfrei, braungrau	"
–	19,58 m	Sand, kiesig, bräunlich grau, schwach kalkhaltig, rostfarben	"
–	20,62 m	Kies, sandig, schwach kalkhaltig, bei ca. 19,70 m nordische Geschiebe (Granit!), rostfarben	"
–	20,67 m	Schluff, sandig, schwach tonig, schwach feinsandig, kalkfrei, gelbbraun	Grundmoräne
–	24,54 m	Schluff und Sand, schwach tonig, sehr schwach kiesig bis kiesig, Gerölle (Quarz, Quarzit, Lydit, Kalkstein, einzelne Feuersteine und nordische Geschiebe), unregelmäßig eingelagert, Einlagerungen von bis 5 cm dicken Linsen und Nestern aus Fein- und Mittelsand, schwach kalkhaltig, grauschwarz, graubraun	"
–	27,00 m	Schluff, tonig, schwach feinsandig bis feinsandig, kalkhaltig, glimmerhaltig, Molluskenschalen, grauschwarz, unter 1 cm dicke Einlagerungen aus Feinsand, hellgrau	Dingden-Schichten

Bohrung 4

Name: KB 10
 Lage: R 44 515 H 39 695
 Auftraggeber: Geologisches Landesamt NRW
 Zweck: Geologische Erkundung
 Bearbeiter: U. DWORSCHAK, F. JANSEN
 Bohrverfahren: Rammkernbohrung mit geophysikalischer Vermessung
 Bohrzeit: 1995

–	0,30 m	Fein- und Mittelsand, schluffig, kalkfrei, humos, schwarz	Flugsand
---	--------	---	----------

–	0,49 m	Fein- und Mittelsand, schluffig, kalkfrei, schwach humos, fleckig, dunkelrotbraun, schwarzbraun	Dingden-Schichten
–	0,65 m	Fein- und Mittelsand, sehr schwach grobsandig, kalkfrei, gelbbraun	"
–	1,00 m	Mittelsand, schwach feinsandig, wechsellagernd mit Feinsand, schwach schluffig, weniger als 1 cm dicke Einlagerungen aus Grobsand, mittelsandig, kalkfrei, geschichtet, hellbraun, braungelb	"
–	1,15 m	Feinsand, mittelsandig, schluffig, schwach kiesig, kalkfrei, schwach rostfleckig, bis 1,13 m flatschenartige Einlagerungen aus Ton, schluffig, bräunlich grau	Glazifluvialer Sand
–	1,25 m	Mittelsand, stark feinsandig, schwach schluffig, schwach tonig, kalkfrei, schlecht geschichtet, grau mit rostfarbenen Streifen	"
–	1,34 m	Sand und Kies, schwach tonig, kalkfrei, schwach eisenschüssig	"
–	1,75 m	Mittelsand, feinsandig, sehr schwach kiesig, grau, kalkfrei, schwach rostfleckig. Einlagerungen aus Schluff, stark sandig, tonig, olivgrau, kalkfrei, unregelmäßige Einlagerungen aus Grobsand, mittelsandig, feinkiesig, kalkfrei, bräunlich grau	"
–	1,90 m	Feinsand, mittelsandig, schwach schluffig, graubraun, kalkfrei, feingeschichtet. Einlagerungen aus Mittelsand, feinsandig	"
–	1,91 m	Mittelsand, feinsandig, schwach schluffig, kalkfrei, sehr stark eisenschüssig, dunkelrotbraun	"
–	2,00 m	Mittelsand, schwach feinsandig, hellbraun, braungrau, kalkfrei, geschichtet, wechsellagernd mit Feinsand, mittelsandig, schwach schluffig	"
–	2,30 m	Mittel- und Grobsand, schwach tonig, kiesig, hellbraun, kalkfrei, schwach eisenschüssig, Einlagerungen aus Ton, schluffig, hellgrau, kalkfrei (einige ca. 2 bis 3 cm große flatschenartige Einlagerungen)	Jüngere Hauptterrasse 2 – 3
–	3,30 m	Grobsand, mittelsandig, kiesig, schwach schluffig, hellbraungrau, kalkfrei, Einlagerungen aus Ton, schluffig, hellgrau (flatschenartige ca. 2 – 3 cm große Einlagerungen)	"
–	3,78 m	Mittelsand, Grobsand, kiesig, grüngrau, kalkfrei, schräg geschichtet (einige schwach rostfarbene Streifen), 1 – 5 cm dicke Einlagerungen aus Mittelsand, grobsandig, bei 3,73 m ein 2 – 3 cm großes Geröll aus Feinsand, schluffig, grüngrau	"
–	4,28 m	Grobsand, mittelsandig, feinkiesig, schwach mittelkiesig, kalkfrei, stark eisenschüssig, braun	"
–	4,32 m	Mittelsand, grobsandig, schwach feinsandig, kalkfrei, stark eisenschüssig, braun	"
–	5,00m	Sand und Kies, kalkfrei, braun, Einlagerung aus Feinsand, Schluff, kalkfrei, dunkelgrau	"
–	5,26 m	Feinsand, schluffig, tonig, kiesig, kalkfrei, dunkelgrau, schwarz, glimmerhaltig	"

–	6,17 m	Feinsand und Schluff, sehr schwach tonig, schwach kalkhaltig, humos, schwach glimmerhaltig, bioturbat, schwach fleckig, schwarz	Biemenhorst-Schichten
–	12,85 m	Feinsand und Schluff, z. T. sehr schwach tonig, vereinzelte unregelmäßige mm-dünne Einlagerungen aus Ton, schluffig, glimmerhaltig, bioturbat, humos, stellenweise schwach kalkhaltig, schwarz	"
–	13,00 m	Feinsand, schluffig, glimmerhaltig, bioturbat, humos, kalkfrei, schwarz, dunkelolivgrau, unregelmäßige, flatschenartige Einlagerungen aus Ton, schwarz	"
–	13,70 m	Schluff, tonig, schwach feinsandig, schwach kalkhaltig, glimmerhaltig, humos, bioturbat, glänzend schwarz, zur Basis hin in dunkelolivgrau übergehend, Einlagerungen aus Feinsand, schluffig, dunkelolivgrau, schwach kalkhaltig, schwarz	"
–	15,00 m	Schluff, feinsandig, schwach tonig, schwach kalkhaltig, humos, bioturbat, glimmerhaltig, schwarz, weniger als 1 cm mächtige Einlagerungen aus Feinsand, schluffig, dunkelolivgrau, schwarz	"
–	17,68 m	Schluff, tonig, feinsandig, kalkhaltig, humos, glimmerhaltig, bioturbat, schwarz, dunkelolivgrau, unregelmäßige, schlierige Einlagerungen aus Feinsand, schluffig, kalkhaltig, grau, dunkelolivgrau	Dingden-Schichten
–	19,30 m	Schluff, tonig, schwach feinsandig, kalkhaltig, glimmerhaltig, schwarz, wenige unregelmäßige Einlagerungen aus Feinsand, schluffig, kalkhaltig, dunkelolivgrau	"
–	19,88 m	Schluff, feinsandig, tonig, kalkhaltig, humos, glimmerhaltig, bioturbat, schwarz, dunkelolivgrau, Einlagerungen aus Ton, schluffig, schwarz, kalkhaltig	"
–	20,00 m	Feinsand, schluffig, kalkhaltig, humos, glimmerhaltig, bioturbat, wenige unregelmäßige, schlierige Einlagerungen aus Ton, schluffig, schwarz, kalkhaltig	"

Bohrung 5

Name:	KB 32
Lage:	R 44 035 H 37 185, + 41,5 m NN
Auftraggeber:	Geologisches Landesamt NRW
Zweck:	Geologische Erkundung
Bearbeiter:	U. DWORSCHAK, F. JANSEN
Bohrverfahren:	Rammkernbohrung mit geophysikalischer Vermessung
Bohrzeit:	2000

–	0,32 m	Mittelsand, feinsandig, schwach grobsandig, sehr schwach feinkiesig, dunkelbraun, schwarz, kalkfrei, humos	Künstliche Aufschüttung
–	0,49 m	Feinsand, Mittelsand, sehr schwach grobsandig, gelbbraun, kalkfrei, sehr schwach rostfleckig, wenige mm-große Eisen-Mangan-Konkretionen	Flugsand

–	0,64 m	Feinsand, Mittelsand, schwach schluffig, sehr schwach grobsandig, sehr schwach feinkiesig, rotbraun, gelbbraun, kalkfrei, schlecht geschichtet, stark eisenschüssig, Eisen-Konkretionen	Fließerde
–	0,70 m	Schluff, tonig, kalkfrei, feingeschichtet, streifig, weniger als 1 cm dicke Einlagerungen aus Feinsand, schluffig, schwach tonig	"
–	0,82 m	Feinsand, schluffig, schwach tonig, gelborange, grau, kalkfrei, rostfleckig, sehr wenig Pflanzenreste, schwach glimmerhaltig	Grundmoräne
–	1,00 m	Schluff, feinsandig, schwach tonig, grau, gelbbraun, kalkfrei	"
–	1,28 m	Schluff, tonig, feinsandig, gelbbraun, hellgrau, kalkfrei, stark fleckig	"
–	1,49 m	Feinsand, Mittelsand, schwach schluffig, sehr schwach kiesig, gelbbraun, rötlich braun, kalkfrei, unregelmäßige Einlagerungen aus Feinsand, mittelsandig, schluffig	"
–	1,75 m	Schluff, tonig, mit unregelmäßigen, schlierigen Einlagerungen aus Feinsand, schluffig, schwach tonig; gelbbraun, hellgrau, kalkfrei, einzelne Eisenkonkretionen, schwach glimmerhaltig, bioturbat	Biemenhorst-Schichten
–	2,18m	Schluff, tonig, mit Einlagerungen aus Feinsand, schluffig, schwach tonig bis tonig; braun, dunkelbraun, gelbbraun kalkfrei, sehr schwach humos, bioturbat, einzelne 1 – 3 mm große Eisenkonkretionen	"
–	2,88 m	Schluff, tonig, feinsandig mit unregelmäßigen Einlagerungen aus Feinsand, schwach schluffig bis schluffig, z. T. schwach tonig; dunkelbraun, rötlich braun, kalkfrei, sehr schwach glimmerhaltig, zahlreiche 2 bis 5 mm große Eisenkonkretionen	"
–	3,82 m	Schluff, feinsandig, schwach tonig, und Feinsand, stark schluffig, schwach tonig, dunkelbraun mit wenigen Einlagerungen aus Feinsand, schwach schluffig, hellgrau, weißgrau; kalkfrei, schwach humos, schwach glimmerhaltig, schwach bioturbat	"
–	6,90m	Schluff, tonig, schwach feinsandig, schwarz mit wenigen Einlagerungen aus Feinsand, schwach schluffig, hellgrau; kalkfrei, humos, schwach glimmerhaltig, bioturbat	"
–	7,00 m	Kernverlust	"
–	8,28 m	Feinsand, schluffig, schwach tonig und Schluff, stark feinsandig, schwarz mit wenigen Einlagerungen aus Feinsand, schwach schluffig, grau; kalkfrei, humos, sehr schwach glimmerhaltig	"
–	8,50 m	Schluff, tonig, schwach feinsandig, mit wenigen unregelmäßigen Einlagerungen aus Schluff, tonig, feinsandig, schwarz; kalkfrei, humos, bioturbat, sehr schwach glimmerhaltig	"

–	8,93 m	Schluff, feinsandig, schwach tonig, schwarz, mit wenigen unregelmäßigen Einlagerungen aus Feinsand, schwach schluffig, grau; kalkfrei, humos, sehr schwach glimmerhaltig, bioturbat (zwischen 8,60 und 8,90 m etwa 1 cm breiter Grabgang)	Biemenhorst-Schichten
–	10,30 m	Schluff, tonig, z. T. schwach feinsandig, dunkelgrau mit flatschenartigen und linsenförmigen Einlagerungen aus Feinsand, schwach schluffig, hellgrau; kalkhaltig, humos, bioturbat, z. T. schwach glimmerhaltig, einzelne 2 – 5 mm große Pyritkonkretionen	Dingden-Schichten
–	10,64 m	Schluff, feinsandig, schwach tonig, dunkelgrauschwarz mit wenigen flatschenartigen und schlierigen Einlagerungen aus Schluff, tonig, dunkelgrauschwarz und Feinsand, schwach schluffig, hellgrau; kalkhaltig, humos, sehr schwach glimmerhaltig, bioturbat	"
–	11,85 m	Feinsand, schluffig, z. T. schwach tonig mit wenigen schlierigen Einlagerungen aus Schluff, tonig, schwarz; kalkhaltig, humos, sehr sehr schwach glimmerhaltig, einzelne Molluskenschalen	Dingden- bis Bislich-Schichten
–	13,13 m	Schluff, feinsandig, tonig, dunkelgrau, schwach humos, mit wenigen Einlagerungen aus Schluff, tonig, schwach feinsandig, dunkelgrauschwarz, humos; kalkhaltig, sehr schwach glimmerhaltig, bioturbat, einzelne Molluskenschalen	"
–	14,00 m	Feinsand, schluffig, z. T. schwach tonig, schwarz mit wenigen, z. T. flatschenartigen und schlierigen Einlagerungen aus Schluff, tonig, schwach feinsandig, dunkelgrau; kalkhaltig, humos, sehr schwach glimmerhaltig, bioturbat bis stark bioturbat, einzelne Molluskenschalen	"
–	15,18 m	Schluff, tonig, sehr schwach feinsandig, mit flatschenartigen, teilweise linsigen Einlagerungen aus Schluff, feinsandig, tonig, dunkelolivgrau; kalkhaltig, humos	"
–	15,65 m	Feinsand, schluffig, sehr schwach tonig, olivgrau mit rundlichen, linsenförmigen und schlierigen Einlagerungen aus Schluff, tonig, z. T. feinsandig, dunkelgrauschwarz, dunkelolivgrau sowie mit wenigen Einlagerungen aus Feinsand, schwach schluffig, hellgrau; kalkhaltig, z. T. humos, sehr schwach glimmerhaltig, bioturbat, bei 15,23 m und bei 15,35 m Holzkohlenreste, vereinzelt Molluskenschalen	"
–	16,34 m	Schluff, tonig, sehr schwach feinsandig bis feinsandig, dunkelgrauschwarz, schwarz mit wenigen Einlagerungen aus Feinsand, schwach schluffig, hellgrau; kalkhaltig, humos, sehr schwach glimmerhaltig, bioturbat, einzelne Molluskenschalen	"
–	17,00 m	Schluff, stark feinsandig, schwach tonig, schwarz, mit wenigen Einlagerungen aus Schluff, tonig, sehr schwach feinsandig, dunkelgrauschwarz sowie aus Feinsand, schwach schluffig, hellgrau; kalkhaltig, humos, sehr schwach glimmerhaltig, bioturbat, einzelne Molluskenschalen	"

–	27,95 m	Feinsand, schluffig, mit wenigen einzelnen Einlagerungen aus Schluff, tonig und Feinsand, schwach schluffig; dunkelolivgrau, schwarz, kalkhaltig, humos, sehr schwach glimmerhaltig, bioturbat, vereinzelt kleine Pyritkonkretionen und Molluskenschalen	Bislich-Schichten
–	28,75 m	Feinsand, mittelsandig, schwach schluffig, mit wenigen Einlagerungen aus Schluff, tonig, schwarz, kalkhaltig, humos, schwach glaukonitisch, bioturbat, zahlreiche Molluskenschalen	Hoerstgen-Schichten
–	30,19 m	Feinsand und Schluff, dunkelolivgrau mit wenigen Einlagerungen aus Schluff, tonig, schwach feinsandig, dunkelolivgrau, und Feinsand, schluffig, schwach mittelsandig, schwach glaukonitisch, humos, kalkhaltig, glimmerhaltig, bioturbat, wenige bis zahlreiche Molluskenschalen	"
–	31,00 m	Schluff und Feinsand mit wenigen schlierigen Einlagerungen aus Schluff, tonig, feinsandig und Feinsand, schwach schluffig; hell- bis dunkelolivgrau, kalkhaltig, schwach glimmerhaltig, bioturbat, sehr wenig Molluskenschalen	Grafenberg-Schichten

