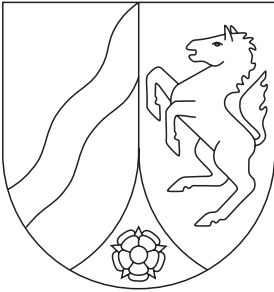


Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen



Geologische Karte von Nordrhein-Westfalen 1:25 000

Erläuterungen
4302 Goch

5.

Geologische Karte von Nordrhein-Westfalen 1 : 25 000

Erläuterungen zu Blatt 4302 Goch

Von

JOSEF KLOSTERMANN

Mit Beiträgen von BERTOLD JÄGER und WILHELM PAAS



Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen

Krefeld 1997

1997. 16/16

Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1 : 25 000	Erl.	4302	146 S.	11 Abb.	10 Tab.	2 Taf.	Krefeld 1997
---	------	------	--------	---------	---------	--------	-----------------

Alle Urheberrechte vorbehalten

© 1997 Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen
Postfach 10 80 · D-47710 Krefeld

Bearbeiter: Dipl.-Geol. B. JÄGER
Dipl.-Geol. Dr. J. KLOSTERMANN
Dipl.-Geol. Dr. W. PAAS

Geologisches Landesamt
Nordrhein-Westfalen
De-Greiff-Straße 195
D-47803 Krefeld

Redaktion: Dipl.-Geol. H. D. HILDEN

Druck: Joh. van Acken · Krefeld

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

ISBN 3-86029-100-9

INHALTSVERZEICHNIS

	Seite
1 Vorbemerkungen	9
2 Überblick	10
2.1 Geologischer Überblick	10
2.2 Geographischer Überblick	15
2.2.1 Geländegestalt und naturräumliche Gliederung	15
2.2.2 Gewässernetz	16
2.2.3 Klima	17
3 Schichtenfolge	18
Paläozoikum	18
3.1 Devon	18
3.1.1 Oberdevon	18
3.2 Karbon	19
3.2.1 Unterkarbon (Dinantium)	20
3.2.2 Oberkarbon (Silesium)	21
3.2.2.1 Namur	21
3.2.2.2 Westfal (cw)	23
3.3 Perm	29
3.3.1 Rotliegend	29
3.3.2 Zechstein (z)	30
Mesozoikum	35
3.4 Trias	35
3.4.1 Buntsandstein (s)	36
3.5 Jura	38
3.5.1 Lias	38
3.6 Kreide	39
3.6.1 Unterkreide	39
3.6.2 Oberkreide (kro)	39
Känozoikum	41
3.7 Tertiär	41
3.7.1 Paleozän (pal)	41
3.7.2 Eozän	43
3.7.3 Oligozän	43
3.7.3.1 Rupel (olm)	44
3.7.3.2 Chatt (olo)	48
3.7.4 Miozän (mi)	49
3.7.4.1 Hemmoor	50
3.7.4.2 Reinbek	51
3.7.4.3 Obermiozän (mio)	52

3.7.5	Pliozän (pli)	55
3.8	Quartär	57
3.8.1	Pleistozän	57
3.8.1.1	Ältere Kalt- und Warmzeiten	60
3.8.1.1.1	Ältere Hauptterrasen (Hä)	60
3.8.1.1.2	Hauptterrasse 3 (Hj)	61
3.8.1.2	Elster-Kaltzeit	64
3.8.1.2.1	Obere Mittelterrasse 1 und Obere Mittelterrasse 2 (Mo1; Mo2)	65
3.8.1.3	Saale-Kaltzeit (Drenthe-Stadium)	67
3.8.1.3.1	Untere Mittelterrasse 2 (Mu2)	67
3.8.1.3.2	Zungenbeckenablagerung (D,,b)	69
3.8.1.3.3	Sander (D,,s)	70
3.8.1.3.4	Stauchmoräne (D,S,et)	73
3.8.1.3.5	Untere Mittelterrasse 3 (Mu3)	74
3.8.1.4	Eem-Warmzeit (ee)	75
3.8.1.5	Weichsel-Kaltzeit	76
3.8.1.5.1	Fließerde (,,fl)	78
3.8.1.5.2	Ältere Niederterrasse (Nä)	78
3.8.1.5.2.1	Strombettsand (Nä,S)	85
3.8.1.5.2.2	Humoser Hochflutsand (Nä,Sh)	85
3.8.1.5.2.3	Toniger Hochflutsand (Nä,St)	86
3.8.1.5.3	Jüngere Niederterrasse (Nj)	87
3.8.1.5.4	Hochflutsand (,S,fh; ,Sl,fh)	89
3.8.1.5.5	Hochflutlehm (,SL,fh; ,Ls,fh; ,L,fh)	91
3.8.1.5.6	Flugsand (,S,a)	93
3.8.1.5.7	Dünen (,,d)	95
3.8.2	Holozän	97
3.8.2.1	Auensand der Maas (MA,S)	99
3.8.2.2	Auenlehm der Maas (MA,L)	100
3.8.2.3	Auensand (,S,ta)	100
3.8.2.4	Auenlehm (,L,ta)	101
3.8.2.5	Niedermoor (,Hn)	102
3.8.2.6	Künstliche Aufschüttung (,,y)	102
4	Gebirgsbau	102
4.1	Lagerungsverhältnisse des variscischen Untergrunds	103
4.2	Lagerungsverhältnisse des Deckgebirges	105
4.3	Alter der Gebirgsbewegungen	105
5	Nutzbare Lagerstätten	107
5.1	Kies und Sand	107
5.2	Ton	107

	Seite
6 Hydrogeologie	108
6.1 Grundwasserneubildung	111
6.2 Grundwasserführung und Grundwasserreserve	112
6.3 Chemische Beschaffenheit des Grundwassers	114
6.4 Grundwassergewinnung	115
7 Ingenieurgeologie (B. JÄGER)	115
7.1 Sandig-kiesige Ablagerungen	115
7.2 Bindige Ablagerungen	116
7.3 Humose und torfige Ablagerungen	117
7.4 Allgemeine Hinweise	117
8 Böden (W. PAAS)	118
8.1 Böden der Hochflächen	120
8.2 Böden der Ebenen und Donken	121
8.3 Böden der Bruch- und Veengebiete	121
8.4 Böden der Maasdünen	122
8.5 Böden der Maasaue	122
9 Bohrungen	123
10 Verzeichnis der Schriften und Karten	135

Verzeichnis der Abbildungen

Abb. 1 Lage des Blattgebiets	15
Abb. 2 Die Niederrheinische Salzpflanze zur Zeit des Zechsteins 1	31
Abb. 3 Zechstein-Fazies am nördlichen Niederrhein	32/33
Abb. 4 Gliederung des Obermiozäns und Pliozäns	53
Abb. 5 Kryoturbat gestörte Schicht im mittleren Teil der Oberen Mittelterrasse 1	65
Abb. 6 Kryoturbationen im oberen Teil der Oberen Mittelterrasse 1	66
Abb. 7 Zyklischer Aufbau der Älteren Niederterrasse	79
Abb. 8 Parabeldünen am Ostufer der Maas	96
Abb. 9 Tektonische Baueinheiten des paläozoischen Untergrunds	103
Abb. 10 Hydrogeologische Übersicht der Porengrundwasserleiter	108/109
Abb. 11 Geologisch-bodenkundliche Landschaftsgliederung	119

Verzeichnis der Tabellen

Tab. 1	Mittlere Jahreswerte ausgewählter Klimaelemente	17
Tab. 2	Gliederung des Oberdevons	19
Tab. 3	Gliederung der Sprockhövel-Schichten (Namur C)	22
Tab. 4	Gliederung der Witten- und Bochum-Schichten (Westfal A)	24
Tab. 5	Gliederung der Essen-Schichten (Westfal B)	25
Tab. 6	Gliederung des Tertiärs	44/45
Tab. 7	Gliederung des Pleistozäns	58/59
Tab. 8	Gliederung des Hoch-, Spät- und Postglazials am Niederrhein	90
Tab. 9	Gliederung des Holozäns	98/99
Tab. 10	Grundwasseranalysen	112/113

Verzeichnis der Tafeln in der Anlage

Tafel 1	Geologische Schnitte
Tafel 2	Karte der Quartär-Basis

1 Vorbemerkungen

Das Blattgebiet 4302 Goch liegt im nordwestlichen Niederrheinischen Tiefland zwischen der Maas im Südwesten und dem Reichswald im Nordosten. An der Geländeoberfläche sind ausschließlich Ablagerungen der Quartär-Zeit verbreitet. Talauensedimente der Maas und Dünen an deren Ostufer kommen im Südwesten vor. Die Weezer Hees ragt im äußersten Süden in das Blattgebiet hinein. Der übrige Teil des Blattgebiets Goch gehört zu einer weiten Ebene. Diese wird von Südosten nach Nordwesten von den ausgereiften Mäanderschleifen des Kendelbachs durchzogen.

Im größten Teil des kartierten Gebiets sind keine Terrassentreppen entwickelt. In fast allen Fällen überlagern jüngere Flußsedimente ältere Flußablagerungen. Größere Aufschlüsse gibt es lediglich im äußersten Süden, im Bereich der Weezer Hees. Diese ungünstigen Bedingungen erschwerten die Kartierung in starkem Maße.

Eine Bodenkarte im Maßstab 1 : 25 000 wurde 1954 von H. MAAS (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.) erstellt. Ebenfalls von H. MAAS stammt die erste geologische Kartierung des deutschen Blattanteils im Maßstab 1 : 25 000 aus dem Jahr 1956. In den frühen 70er Jahren schlossen sich bodenkundliche Spezialkartierungen des Geologischen Landesamtes Nordrhein-Westfalen im Maßstab 1 : 5 000 für die landwirtschaftliche Standorterkundung an, und zwar für das Verfahren Hassum – Hommersum, aufgenommen von K.-H. FREIDHOF 1971, und für das Verfahren der Südtangente Goch, aufgenommen von K.-H. FREIDHOF 1971 und F. BRIMMERS 1982. Einen ersten Einblick in den geologischen Aufbau des tieferen Untergrunds geben die Kartendarstellungen, die im Rahmen der Forschungsvorhaben Kohlenvorratsberechnung und Geologische Informationssysteme (GIS) zwischen 1978 und 1987 im Geologischen Landesamt Nordrhein-Westfalen erarbeitet wurden.

Mehr als die Hälfte des Blattgebiets liegt auf niederländischem Staatsgebiet. Eine Fülle von geologischen Daten einschließlich zahlreicher Bohrerergebnisse stellte der Rijks Geologische Dienst der Niederlande zur Verfügung. Insbesondere den Herren W. E. WESTERHOFF und J. P. BROERTJES sei an dieser Stelle für ihre Hilfe und Unterstützung gedankt.

Karten der Grundwassergleichen stellte H. RÖRMERMANN (Landesumweltamt Nordrh.-Westf., Essen) zur Verfügung. P. WORZYK (Niedersächs. L.-Amt Bodenforsch., Hannover) führte eine große Zahl detaillierter geoelektrischer Messungen durch. Sie halfen bei der Konstruktion einer Basiskarte der känozoischen Kies- und Sandablagerungen (Taf. 2 in der Anl.). Die Kartierung der oberflächennahen Schichten ergänzten 250 2-m-Sondierungen und 60 Sondierbohrungen bis in 8 m Tiefe. Die Sondierungen führte überwiegend S. VAN DE LOGT (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.) aus. Acht Kernbohrungen von durchschnittlich 30 m Tiefe erschlossen die vollständige quartärzeitliche Schichtenfolge.

Ein wichtiges Hilfsmittel für die stratigraphische Zuordnung der Schichten waren die Untersuchungen in den Laboratorien des Geologischen Landesamtes. Hier sind insbesondere die Schwermineralanalysen (U. WEFELS), die Pollenanalysen (R. STRITZKE) sowie die mikropaläozoologischen Untersuchungen (K. RESCHER) zu nennen.

2 Überblick

2.1 Geologischer Überblick

An der Wende vom Silur zum Devon kollidierten im Gebiet des heutigen Nordeuropas die Nordamerikanisch-Grönlandische mit der osteuropäischen Kontinentalplatte. Im Zuge der Kollision kam es zur kaledonischen Gebirgsbildung, die den Old-Red-Kontinent entstehen ließ. Der größte Teil der Niederrheinischen Bucht und damit auch der Raum Goch gehörte zu diesem gerade neu entstandenen Kontinent. Der Südrand des Old-Red-Kontinents lag zu dieser Zeit wenig nördlich von Köln.

Im Laufe des Mitteldevons transgredierte das Meer von Süden und Westen her. Ein Flachmeer entstand, in welchem in erster Linie karbonatische Sedimente abgesetzt wurden. Innerhalb dieses Flachmeeres existierte eine Schwellenregion, auf der keine Sedimentation stattfand. Sie wird als Zandvoort-Krefelder Schwelle bezeichnet. Möglicherweise gehörten große Teile des Blattgebiets dieser Schwelle an. Während des Mitteldevons kam es im Bereich der heutigen zentralen Nordsee zur Ausscheidung von Evaporiten. Ob Evaporite auch im Blattgebiet entstanden sind, ist bisher nicht nachweisbar, aber auch nicht mit Sicherheit auszuschließen.

Während des Unteren Oberdevons – dem Frasn – herrschten im gesamten Bereich des heutigen Niederrheinischen Tieflandes marine Faziesverhältnisse. Während des Famennes kam es zum zeitweiligen Rückzug des Meeres. In dieser Zeit wurden vom Old-Red-Kontinent aus mächtige Deltaablagerungen in südöstliche Richtung geschüttet. Das Blattgebiet gehörte dem Bereich an, in dem es zur Bildung mächtiger Deltaablagerungen der sogenannten Condroz-Fazies kam.

Im Laufe des Karbons näherten sich der Nordkontinent Laurasia und der Südkontinent Gondwana immer mehr an, um schließlich zu einem globalen Großkontinent Pangäa zusammenzuwachsen. Entlang der Kollisionszone entwickelte sich zunächst ein tiefes ozeanisches Becken. Während des Unterkarbons befand sich das Blattgebiet noch im südlichen Randbereich dieses Nordkontinents. Dort entstand ein schwellenreiches Riffgebiet, in dem sich in erster Linie Riffkalksteine und andere für Riffgebiete typische Ablagerungen bildeten. Diese Ablagerungen werden Kohlenkalk genannt. Als Folge der Kontinentalverschiebungen war das heutige Niederrheinische Tiefland in die Nähe des damaligen Äquators gelangt. Die äquatorialen Klimaverhältnisse ermöglichten die Entstehung von Riffen. In dem südöstlich anschließenden Meerestrog setzten sich bei ständig sinkendem Untergrund mächtige Sande und bituminöse Tone der sogenannten Kulm-Fazies ab. Die Faziesgrenze zwischen Kohlenkalk- und Kulm-Fazies verläuft etwa parallel zum heutigen Rheinlauf. Sie liegt wenig östlich des Blattgebiets in der Nähe Xantens (KLOSTERMANN 1989).

Im Laufe des Oberkarbons kam es zu bedeutenden paläogeographischen Umwälzungen. Die sudetische Faltungsphase der variscischen Orogenese an der Wende vom Unter- zum Oberkarbon führte zur Heraushebung weiter Teile Mitteleuropas. Während des Namurs entwickelte sich im nördlichen Vorland des aufsteigenden Variscischen Gebirges eine Vortiefe, das sogenannte Namur-Becken, in dem es zur Flyschsedimentation kam. Auch das Blattgebiet gehörte diesem Sedimentationsraum an. Im Namur C wurde die Flysch- von einer Molassesedimentation abgelöst. Die während des folgenden Westfals

abgelagerten Schichten sind durch eine zyklische Gliederung charakterisiert. Fluviale Sedimentation, die Ausbreitung von Waldmooren und marine Transgressionen wechselten einander ab. Die Entstehung der Waldmoore setzte ein ausgeglichenes Relief, feucht-warme Klimaverhältnisse, hohe Grundwasserstände und eine kontinuierliche Absenkung des Untergrunds voraus. Unter diesen Bedingungen konnten autochthone Moore aufwachsen. Durch den Druck auflagernder Sedimente und erhöhte Gebirgstemperaturen entstanden aus den Torfen im Laufe der Zeit die Steinkohlenflöze. Der größte Teil der Flöze wurde im frühen Westfal gebildet. Das Blattgebiet war nun Bestandteil der variscischen Saumsenke geworden. Im Laufe der variscischen Gebirgsbildung wurden zunächst die südlichen Teile dieser Vortiefe gefaltet und dem Rheinischen Schiefergebirge angegliedert. Das Senkungszentrum verlagerte sich dadurch immer mehr nach Norden hin.

Wie erwähnt, kam es im Laufe der oberkarbonzeitlichen Sedimentation immer wieder zu kurzzeitigen Meerestransgressionen. Dabei wurden weitaushaltende, dünne Ton-schichten mit marinen Fossilien abgesetzt, die als Leithorizonte und für die stratigraphische Zuordnung der Schichtenfolge unerlässlich geworden sind. Die variscische Faltung verstärkte sich im Laufe der Zeit und rückte in nördliche Richtung vor. Dadurch wurde das gesamte Niederrheingebiet zur Stefan-Zeit landfest.

Auch zu Beginn des Perm-Zeitalters – während der Rotliegend-Zeit – war die gesamte Niederrheinische Bucht Festland. Das Niederrheingebiet war nun durch Kontinentaldrift in die aride Klimazone gelangt. Die dort herrschenden extremen Klimaverhältnisse hatten eine intensive Rotverwitterung der obersten Meter der älteren paläozoischen Gesteine im Niederrheingebiet zur Folge. Verursacht durch das Wüstenklima wurden Schichtfluten ausgelöst. Diese ergossen sich nach heftigen Regenfällen vom Variscischen Gebirge aus ins Vorland und hinterließen dort rot gefärbte Konglomerate. Wahrscheinlich kommen auch im Blattgebiet solche Konglomerate vor.

Offenbar kam es im Zuge der isostatischen Hebung des Variscischen Gebirges auch zu Vulkanismus. Olivinbasalte, die sich als Gerölle im Liegenden von Zechstein-Gesteinen (Oberperm) finden, deuten darauf hin. Am Ende der Rotliegend-Zeit gerieten die Randbereiche des Variscischen Gebirges erneut unter Meeresbedeckung. Im Bereich der heutigen Nordsee entstanden zwei ausgedehnte Senkungsgebiete, die durch eine Schwellenzone voneinander getrennt waren. Beide Senkungsgebiete erstreckten sich von Nordwesten nach Südosten. Die allmähliche Abkühlung der Lithosphäre führte unter anderem zum Einbruch einer Senkungszone, die eine Transgression des Zechstein-Meeres von Nordosten her in das Niederrheingebiet möglich machte. Eine Lagune entstand, deren Wasseraustausch mit dem offenen Meer durch eine bei Winterswijk gelegene untermeerische Schwelle behindert war. Infolgedessen kam es im Innern der Lagune zur Ausfällung von Evaporiten. Die kontinuierliche synsedimentäre Absenkung im Nordosten des heutigen Niederrheinischen Tieflandes führte dazu, daß sich dort mächtige Steinsalzab-lagerungen bilden konnten. Das Blattgebiet lag am äußersten westlichen Rand dieser Lagune. Dort entstanden überwiegend Anhydrite und Dolomitgesteine. Im äußersten Süden des Blattgebiets dürften noch Sedimente einer Randfazies dieser Lagune vorkommen. Es sind graue und rotbraune Mergel sowie rote, tonig-feinsandige Sedimente.

Zu Beginn der Trias-Epoche wurde das Gebiet des Germanischen Beckens vom Verwitterungsschutt der Hochgebiete zugedeckt. Die Ablagerungen des niederrheinischen Buntsandsteins sind fast ausschließlich terrestrischen Ursprungs.

Zur Zeit des Unteren und Mittleren Buntsandsteins wurden im Blattgebiet vorwiegend rotbraune Sande aus südlicher Richtung herantransportiert. Diese Transportrichtung läßt sich aus der Korngrößenzunahme in südliche Richtung erschließen. Der Anteil von Konglomeraten innerhalb der Schichtenfolge nimmt nach Süden hin deutlich zu. Während des Oberen Buntsandsteins existierte im Raum Wesel – Borken ein flacher Salzsee. Ob die anhydritische Randfazies dieses Salzsees noch in das Blattgebiet hineinreicht, ist nicht bekannt. Aufgrund der paläogeographischen Situation ist eine solche Annahme aber eher unwahrscheinlich.

Die paläogeographische Lage und die Fazies der in der Nähe des Blattgebiets nachgewiesenen Muschelkalk-Vorkommen läßt vermuten, daß auch im Blattbereich Gesteine aus der Muschelkalk-Zeit abgelagert wurden. Wenig nördlich und westlich des Blattgebiets wurden beispielsweise Kalk-, Mergel- und Tonmergelsteine erbohrt, die bei subtropischem Klima in einem Flachmeer entstanden sein müssen. Während des Mittleren Muschelkalks war das mitteleuropäische Flachmeer zeitweise vom offenen Meer abgeschnürt; es entstanden erneut salinare Ablagerungen.

In der näheren Umgebung des Blattgebiets wurden in einigen Bohrungen Keuper-Ablagerungen in zum Teil erheblichen Mächtigkeiten erbohrt. So konnten beispielsweise bei Xanten, Wesel und Hünxe Keuper-Sedimente nachgewiesen werden, die in einer Salz-Ton-Ebene (Sabkha) entstanden sind. Diese Ebene lag im Niveau des damaligen Meeresspiegels, so daß immer wieder Salzwasser eindringen konnte. Ein großer Teil der Keuper-Ablagerungen verdankt seine Entstehung der Einwehung großer Staubmassen. Feuchte Klimaperioden hatten die Schüttung fluviatiler Sande zur Folge, die beispielsweise in den Sandsteinbänken des Schilfsandsteins dokumentiert sind. Im Oberen Keuper kam es zu einer weitreichenden Transgression, die wohl auch im Blattgebiet dunkle Tonsteine hinterließ.

Zu Beginn der Jura-Zeit entwickelten sich ausgedehnte Schelfmeere. Von Norden her drang das Lias-Meer bis in das Niederrheinische Tiefland vor. Es hinterließ dort 500 bis 600 m mächtige dunkle, hochmarine Tonsteine. Solche marinen Tonsteine sind mit großer Wahrscheinlichkeit auch innerhalb des Blattgebiets vorhanden. Die paläogeographischen Verhältnisse lassen den Schluß zu, daß auch Gesteine des Doggers ursprünglich vorhanden gewesen sein müssen; sie sind jedoch offenbar später der Erosion anheimgefallen. Im Malm war der größte Teil der Niederrheinischen Bucht und damit auch das Blattgebiet zum Festland geworden.

Die festländische Phase der späten Jura-Zeit dauerte am Niederrhein auch während der Unterkreide-Zeit an. Der Nordrand der Rheinischen Masse wurde von Buchten eines Binnenmeeres, das große Teile Niedersachsens einnahm, gegliedert, in denen es zur Sedimentation kam. Eine der Meeresbuchten dieses Niedersächsischen Beckens – die Alstätter Bucht – reichte weit nach Süden bis etwa nach Wesel. In dieser Bucht entstanden die festländisch geprägten Kuhfeld-Schichten, der *minimus*-Grünsand und der Flammenmergel. Das Blattgebiet Goch lag jedoch im festländischen Bereich. Lediglich im Hauterive könnte das Meer auch diesen Raum randlich überflutet haben. Spaltenfüllungen im Steinkohlengebirge bei Moers enthalten Mikrofossilien aus dieser Zeit. Während der Oberkreide-Zeit entstanden im Norden des Niederrheinischen Tieflandes zwei getrennte Meeresprovinzen. Die Münsterländer Oberkreide reicht von Nordwesten her bis etwa nach Duisburg, Wesel und Rhede. Das Blattgebiet Goch gehörte vollständig dem

Kreide-Areal des linken Niederrheins an. Dort kam es zu einer lückenhaften Sedimentation im Laufe der Oberkreide-Zeit. Eine wechselvolle Abfolge charakterisiert die Gesteine. Doch können die Gesteine der Oberkreide-Zeit, insbesondere westlich des Viersener Sprungsystems, Mächtigkeiten von 140 m und mehr erreichen.

Bereits am Ende der Kreide-Zeit hatte sich das Meer weitgehend aus der Niederrheinischen Bucht zurückgezogen. Daher war das Niederrheingebiet der Tertiär-Zeit zum größten Teil Festland. Im Verlaufe des frühen Paleozäns wurde der Norden und Westen des Niederrheinischen Tieflandes – auch der Raum Goch – wieder vom Meer überflutet. Bei sehr warmen Klimaverhältnissen bildeten sich unter anderem Kalkabsätze. In Küstennähe entstanden sandige Ablagerungen und tonig-mergelige, limnische Sedimente. Auch Braunkohlen kommen vor. In der Eozän-Zeit zog sich das Meer wahrscheinlich aus dem Blattgebiet zurück. Tropisches Klima und extrem hohe Temperaturen führten zu einer intensiven Verwitterung der Gesteine an der Erdoberfläche. Die Rotverwitterung älterer Gesteine oder eine Verkarstung von Kalksteinen war die Folge. Aufgrund plattentektonischer Verschiebungen in der Norwegen-Grönland-See kam es ab der Eozän-Zeit zu einer Verstärkung tektonischer Bewegungen im Niederrheingebiet. Die Folge war eine kräftige Senkung der Niederrheinischen Bucht zur Oligozän-Zeit. Obwohl es am Ende des Oligozäns zu einer Absenkung des Meeresspiegels kam, konnte das Meer zu dieser Zeit aufgrund der kräftigen tektonischen Senkung in das Niederrheingebiet vordringen. Im frühen Mitteloligozän entstanden jedoch zunächst sandig-kiesige, küstennahe Ablagerungen – die Walsum-Schichten. Im Laufe der Zeit nahmen die Ausmaße der Transgression des Meeres zu. Weite Teile des nördlichen Niederrheinischen Tieflandes gehörten nun dem marinen Milieu an. Es dominierten Stillwassergebiete und die feinkörnigen, tonig-schluffigen Ratingen-Schichten entstanden. Im Hangenden schließen sich heute die Lintfort-Schichten an. Es sind hochmarine Sedimente, die jedoch einen höheren Sandanteil aufweisen als die Ratingen-Schichten. Während des Oberoligozäns kam es zur weitesten Ausdehnung der tertiärzeitlichen Nordsee. Im Blattgebiet entstanden glaukonitische Feinsande, die einem Flachmeer entstammen.

Mit dem Miozän begann der Rückzug des Meeres in nördliche Richtung. Noch im Hemmoor verlief die Küstenlinie weit im Süden der Niederrheinischen Bucht, etwa zwischen Köln und Aachen. Im Blattgebiet wurden glaukonitische Feinsande, Schluffe und Tone einer hochmarinen Fazies abgelagert. Die Regression der tertiärzeitlichen Nordsee setzte sich im Reinbek fort. Die Küstenlinie näherte sich von Süden her allmählich dem Blattgebiet. Dennoch kamen während des Reinbeks ausschließlich marine Sedimente zum Absatz. Im tiefen Reinbek entstanden die sandigen Bislich-, im höheren Reinbek die tonigen Dingden-Schichten. Während des Obermiozäns erreichte die Küste offenbar bereits Teile des Blattgebiets. In die marinen Sedimente schalten sich immer häufiger Ablagerungen mit deutlich terrestrischem Einfluß ein, wie deren Schwermineralspektren zeigen. Noch deutlicher wird die Dominanz der terrestrischen Fazies während des Pliozäns. Offenbar gehörten damals große Teile des Blattbereichs zu einem Deltagebiet. Die Vorläuferströme von Rhein und Maas scheinen innerhalb des Blattgebiets in die pliozänzeitliche Nordsee gemündet zu sein. An vielen Stellen besteht die pliozänzeitliche Schichtenfolge bereits aus fluviatilen Sedimenten. Die Mündungsgebiete und die Küstenlinien haben sich zu dieser Zeit im Blattbereich ständig verlagert. Hellgrau und weiß gefärbte Sande, zum Teil auch Kiese, charakterisieren diesen Teil der Schichtenfolge.

Das Quartär ist das jüngste Erdzeitalter. Aufgrund der extremen Klimaschwankungen zwischen Kalt- und Warmzeiten wird es auch Eiszeitalter genannt. Die Grenzziehung zum Tertiär wurde zunächst aufgrund der drastischen Klimaverschlechterungen zu dieser Zeit vorgenommen. Inzwischen wird die Grenze zwischen Tertiär und Quartär paläomagnetisch definiert. Am Niederrhein läßt sich die Untergrenze des Quartärs jedoch nach wie vor anhand der Ausbreitung kaltzeitlicher Floren und Faunen festmachen. Wie Untersuchungen an Tiefseeböhrkernen zeigten, unterliegen die Klimaschwankungen des Quartärs offenbar ganz bestimmten, fest definierten Zyklen. Die Auswertung der Böhrkerne hat gezeigt, daß es im wesentlichen drei Zyklen sind, die das Klima der Erde während der Quartär-Zeit steuern. Es sind dies ein Zyklus von 20 000 Jahren, ein solcher von 40 000 Jahren und ein weiterer von 100 000 Jahren. Dabei dominiert der 100 000-Jahre-Zyklus in der zweiten Hälfte der Quartär-Zeit deutlich vor den beiden anderen. Die unterschiedlichen Sedimentationsbedingungen während dieses Erdzeitalters wurden von den extremen Klimaschwankungen verursacht. Sie veränderten das Abflußverhalten von Bächen und Flüssen, sie verursachten Inlandeisvorstöße, die während der Saale-Kaltzeit den Niederrhein erreichten, und sie führten zur Aufwehung von Dünen und zur Entstehung einer Fülle anderer klimainduzierter Sedimente. Die Klimaschwankungen des Eiszeitalters haben die Sedimente und damit das heutige Landschaftsbild des Niederrheins geprägt.

Unterpleistozäne Kiese und Sande kommen im Blattgebiet in begrabener Lagerung an der Basis der quartärzeitlichen Schichtenfolge vor. Aufgrund der Schwermineralspektren dürfte es sich mit großer Wahrscheinlichkeit um Ältere Hauptterrassen handeln. Von den Ablagerungen der Jüngeren Hauptterrassen ist die Hauptterrasse 3 im Süden des Blattgebiets, im Bereich der Weezer Hees, zugänglich. Die Schichten entstammen zum größten Teil einem kaltzeitlichen verwilderten Abflußsystem. Elsterzeitliche Schichten sind im Osten der Weezer Hees erschlossen. Es sind Kiese und Sande der Oberen Mittelterrassen. Ob nach Ablagerung der Oberen Mittelterrassen Inlandeismassen den Niederrhein erreicht haben, war Gegenstand zahlreicher Spekulationen. Es gibt inzwischen mehrere Indizien, die auf einen solchen Vorstoß hindeuten. Ein schlüssiger Beweis für einen elsterzeitlichen Eisvorstoß an den Niederrhein steht jedoch zur Zeit noch aus. Große Teile des Untergrunds bestehen im Blattgebiet aus Ablagerungen, die im Laufe der Saale-Kaltzeit aufgeschüttet wurden. Im wesentlichen sind dies die Terrassenkörper der Unteren Mittelterrasse 2 und 3. An einigen Stellen gibt es in der Sedimentabfolge Hinweise darauf, daß die Schichten im Untergrund der heutigen Niederterrassenfläche während der Saale-Kaltzeit gestaut wurden. Dies würde bedeuten, daß das saalezeitliche Inlandeis weiter nach Süden vorgedrungen ist als bisher angenommen. Diese älteren Stauchmoränenreste wurden spätestens während der Weichsel-Kaltzeit erosiv gekappt. Im größten Teil des Blattgebiets sind die weichselzeitlichen Niederterrassenkiese des Rheins verbreitet. In der Südhälfte dominiert die Ältere Niederterrasse, in der Nordhälfte die Jüngere Niederterrasse. Vielfach wurden im Liegenden der Sedimente der Älteren Niederterrasse Kiese und Sande erbohrt, die aufgrund ihres Schwermineralspektrums, der humosen Anteile und ihrer Tiefenlage als Äquivalente der Eem-Warmzeit zu betrachten sind. Besonders prägnant sind im Kartenbild die Parabeldünen, die das Ostufer der Maas begleiten. Sie entstanden überwiegend im ausgehenden Hoch- und im Spätglazial.

Die heutige Landschaft erhielt die letzte Ausprägung im Holozän. Die Oberfläche der Niederterrassen wurde zu dieser Zeit von kleinen Bachläufen zerschnitten, in deren Rin-

nen sich Auenablagerungen absetzten und Niedermooere aufwachsen konnten. Die ausgereiften Mäanderschleifen des Kendelbachs zeigen, daß während des Holozäns warmzeitliche Klimaverhältnisse herrschten. Letztlich ist das Holozän nur eine von vielen Warmzeiten, die es im Laufe des Quartärs gegeben hat. Im Bereich der Maasaue wurden im Holozän sandige und tonige Auenlehme abgesetzt. Auch der Wind spielte während dieses jüngsten Zeitabschnitts der Erdgeschichte im Blattgebiet eine nicht unbedeutende Rolle. Er lagerte die Dünensande am Ostufer der Maas um, die Dünen erhöhten sich weiter. Auch auf den östlich angrenzenden Niederterrassenflächen wurden Flugsande aufgeweht. Seit etwa 5 000 Jahren greift der Mensch durch Rodungen und Ackerbau immer massiver in das geologische Geschehen ein.

2.2 Geographischer Überblick

2.2.1 Geländegestalt und naturräumliche Gliederung

Das Blattgebiet Goch liegt im Westen des Niederrheinischen Tieflandes und umfaßt zum großen Teil niederländisches Staatsgebiet (s. Abb. 1). In der äußersten Südwestecke durchströmt die Maas den Blattbereich. Die Talaue der Maas liegt zwischen + 12 und + 15 m NN. Ihr Ostufer wird von Hügelgruppen gesäumt, die halbkreisförmig ausgebildet

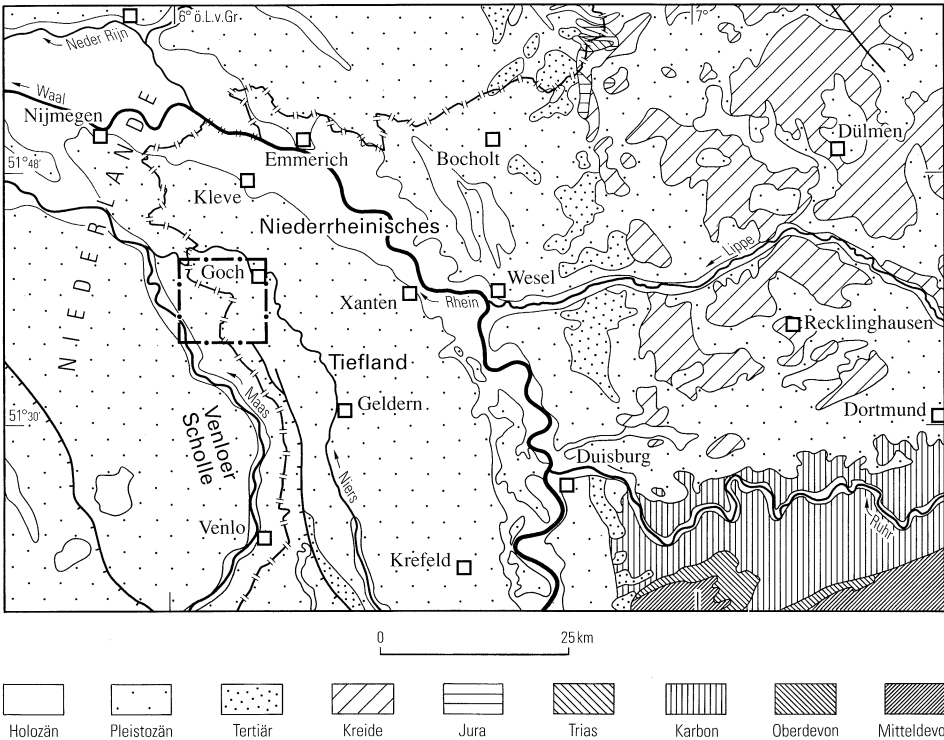


Abb. 1 Lage des Blattgebiets

sind. Die Bögen der Halbkreise sind nach Nordosten gerichtet. Der südwestliche Teil der kreisförmigen Hügelgruppen scheint durch die Maas abgeschnitten zu sein. Die Hügel erreichen durchschnittliche Höhen von 15 – 20 m. Die höchste Erhebung liegt ca. 2 km nordöstlich von Afferden und ragt bis zu + 32,5 m NN auf. Auffallend sind in die Hügel eingebettete kleinere Wasserflächen, an deren Rändern es zur Moorbildung kommt.

In der äußersten Südostecke reicht von Süden her eine Hochfläche etwa 1 500 m weit in das Blattgebiet hinein. Das Niveau dieser Hochfläche liegt im Durchschnitt bei + 30 m NN. Der höchste Punkt erreicht + 36,8 m NN. Er ist gleichzeitig die höchste Erhebung des gesamten Blattgebiets. Der Nordabhang der Hochfläche ist Ost – West gerichtet. Ihr Westrand verläuft etwa Nord – Süd.

An diese Hochfläche grenzt im Norden eine weite, tiefer gelegene Verebnungsfläche, in der neben Goch die Ortschaften Siebengewald, Asperden, Hassum und Hommersum liegen. Im Westen endet die Ebene an den halbkreisförmigen Hügelgruppen, die am Ostufer der Maas aufragen. Der Teil, der südlich des Kendelbachs liegt, ist als fast tischebene Fläche ausgebildet. Im Südosten, im Bereich des Baaler Bruchs, hat diese ganz schwach nach Nordwesten geneigte Ebene ein Höhenniveau von etwa + 17 m NN. Im äußersten Nordwesten, bei Hommersum, liegt die Geländeoberfläche zwischen + 14 und + 15 m NN. Das Gefälle beträgt also lediglich 0,14‰.

Die ausgereiften Mänderschleifen des Kendelbachs sind ein charakteristisches Element des Blattgebiets. Der Kendelbach teilt das Blattgebiet in diagonalen Richtung von Südosten nach Nordwesten. Nördlich des Kendelbachs ist die Oberfläche stärker reliefiert. Ihre Höhen liegen zwischen + 17,5 m NN im Osten und + 15 m NN im Norden.

2.2.2 Gewässernetz

Das bedeutendste Gewässer des Blattgebiets ist die Maas. Etwa 2 km vom westlichen Blattrand entfernt tritt sie von Süden her bei der Ortschaft Bergen in das Blattgebiet ein. In einem leichten, nach Westen gerichteten Bogen verläßt sie unmittelbar westlich von Afferden wieder das Blattgebiet. Sämtliche Bäche des Blattgebiets entwässern in die Maas.

Das nach der Maas bedeutendste Fließgewässer – die Niers – berührt ebenfalls nur randlich das Blattgebiet. Sie durchzieht die Stadt Goch in einer ausgeprägten Mänderschleife und verläßt den Blattbereich nur 2 km nördlich der Stadt. Etwa 2 km vom westlichen Blattrand entfernt tritt sie von Norden her kommend erneut in das Blattgebiet ein, um es 1,3 km weiter westlich wieder zu verlassen.

Ein weiteres prägendes Element des Gewässernetzes ist der Kendelbach. In ausgereiften Mänderschleifen durchzieht er das Blattgebiet von Südosten nach Nordwesten. Etwa 1,5 km südöstlich von Hülsm tritt er in das Blattgebiet ein. Stark mäandrierend fließt der Kendelbach über Oberhelsum, Hülsm, Gaesdonk, Bockelt und Hassum nach Hommersum. Etwa 1 km nördlich dieses Ortes mündet er schließlich in die Niers.

Zwischen Kendelbach und Niers gibt es zwei weitere kleine Bäche, die ebenfalls von Südosten nach Nordwesten der Niers entgegenfließen. Der südliche der beiden – der Rietgraben – der an einigen Stellen fast den Kendelbach berührt, hat einen auffallend gestreckten Verlauf. Der nördliche – der Nuthgraben – fließt schwach mäandrierend süd-

lich an Goch und Asperden vorbei, um wenig nördlich außerhalb des Blattgebiets in die Niers zu münden.

Die weite Ebene südlich des Kendelbachs wird von zahlreichen linearen Gräben durchzogen, die zur Entwässerung dieses Gebiets angelegt wurden. Vielfach kamen dort Torfe vor. Flurbezeichnungen wie Gocher Veen belegen dies. Das Gocher Veen wird von zwei Gräben, der Spanischen und der Alten Spanischen Ley, entwässert. Beide vereinen sich im südlichen Drittel des Blattgebiets und strömen danach als Eckeltsche Beek nach Westen, um direkt südlich von Afferden in die Maas zu münden.

Auch die Talaue der Maas wird von zahlreichen Gräben entwässert. Lediglich die Heukelomsche Beek, in der östlichen Maasaue gelegen, scheint einer alt angelegten Erosionsrinne zu folgen. Vermutlich handelt es sich dabei um einen Altarm der Maas.

2.2.3 Klima

Das Klima des Niederrheinischen Tieflandes ist maritim geprägt. Ursache dafür sind atlantische Luftmassen, die von Westen heranströmen. Sie sorgen auch für die vorherrschenden westlichen und südwestlichen Windrichtungen. Die wichtigsten mittleren Jahreswerte der Klimaelemente sind in Tabelle 1 wiedergegeben.

Tabelle 1
Mittlere Jahreswerte ausgewählter Klimaelemente

Klimaelement	Wert	Beobachtungs- zeitraum
Jahresniederschlag (mm)	680 – 734	1931 – 1960
Sommerniederschlag (mm) (1.5. – 31.10.)	368 – 393	1931 – 1960
Winterniederschlag (mm) (1.11. – 30.4.)	312 – 341	1931 – 1960
Verdunstung (mm)	442 – 475	1931 – 1950
Abfluß (mm)	232 – 259	1931 – 1950
Grundwasserneubildungsrate (l/s · km ²)	7,3	
Anteil der Schneemenge am Jahresniederschlag (%)	5 – 10	1931 – 1940
Eistage (Tageshöchstwert der Temperatur unter 0 °C)	10 – 20	1881 – 1930
Frosttage (Tiefstwert der Temperatur in 2 m Höhe unter 0 °C)	60 – 80	1881 – 1930
Sommertage (Höchstwert der Temperatur mindestens 25 °C)	20 – 30	1881 – 1930
mittlere Lufttemperatur (°C)	9 – 10	1881 – 1930
mittlere Lufttemperatur im Juli (°C)	17 – 18	1881 – 1930

Quellen: Deutscher Wetterdienst (1979), Gewässerkundliche Karten von Nordrhein-Westfalen (1955), Klima-Atlas von Nordrhein-Westfalen (1989), Klimadaten I – III (1976), Klimakunde des Deutschen Reichs (1939)

3 Schichtenfolge

Paläozoikum

3.1 Devon

Während des Unterdevons gehörten weite Teile der Niederrheinischen Bucht zum Old-Red-Kontinent. Der Old-Red-Kontinent war im Zuge der kaledonischen Gebirgsbildung an der Wende vom Silur zum Devon entstanden. Das Klima dieser Zeit entsprach dort dem heutiger Wüstengebiete. Infolgedessen konnten sich große Mengen roten Verwitterungsschutts bilden. Dieser wurde nach Süden in ein Meeresbecken geschüttet, dessen Boden kontinuierlich absank.

Während des frühen Mitteldevons transgredierte ein Flachmeer von Westen und Süden her. Das Blattgebiet dürfte zu dieser Zeit zum Festland des Old-Red-Kontinents gehört haben. Die südliche Küstenlinie dieses Kontinents lag nach heutiger Kenntnis damals etwa im Bereich der heutigen Ruhrmündung. Allmählich wurde aber auch der Raum Goch überflutet. Vor den Küsten des Old-Red-Kontinents und auf submarinen Schwellen konnten in diesem Flachmeer Riffe aufwachsen. Die langsame und kontinuierliche Absenkung des Meeresbodens führte dazu, daß sich im Laufe der Zeit mehrere 100 m mächtige Riffförper entwickeln konnten.

Zu Beginn des Unteren Oberdevons gehörte das Niederrheinische Tiefland und damit das Blattgebiet noch zum marinen Faziesbereich. Weiträumige Regressionen in ganz Nordwesteuropa kennzeichneten das Obere Oberdevon.

3.1.1 Oberdevon

Innerhalb des Blattgebiets dürfte der größte Teil der oberdevonischen Schichtenfolge in der Condroz-Fazies entwickelt sein. Die Bezeichnung Condroz-Sandstein wurde von MOURLON (1875) in die Literatur eingeführt.

Gesteine: Die Gesteine der Condroz-Fazies wurden beispielsweise in der Tiefbohrung Wachtendonk 1 (TK 25: 4503 Straelen; R 21 150, H 98 140) angetroffen (ELBERSKIRCH & WOLBURG 1962). Es sind dort helle, quarzitisches Sandsteine, die Tonflasern, Glimmerlagen und Roteisenstreifen enthalten. Ebenso fanden sich in dieser Bohrung dolomitisch-tonige Brekzien mit kohligen Pflanzenresten. Die quarzitisches Sandsteine wechseln mit sandigen Tonsteinen, Tonmergelsteinen und Flasersandsteinen. Auch in der Forschungsbohrung Willich 1001 (TK: 4705 Willich; R 39 920, H 80 250) wurden oberdevonzeitliche Ton- und Sandsteine in der Condroz-Fazies erbohrt.

Fossilien: In Flasersandsteinen der Bohrung Wachtendonk 1 werden Spreitenbauten vom Typ *Corophioides* beschrieben (ELBERSKIRCH & WOLBURG 1962).

Altersstellung: Die Spreitenbauten vom Typ *Corophioides* erlauben eine Korrelation der Schichtenfolge aus der Bohrung Wachtendonk 1 mit den Schichten von Montfort aus dem Aachener Oberdevon (ELBERSKIRCH & WOLBURG 1962). Vermutlich repräsentieren die in der Bohrung Wachtendonk 1 erbohrten Gesteine alle drei Stufen der Condroz-Fazies, nämlich jene von Esneux, von Montfort und von Evieux (s. Tab. 2).

Abgrenzung: Das Liegende der Condroz-Fazies ist in diesem Raum nicht bekannt. Im Hangenden schließt sich die Kohlenkalk-Fazies des Unterkarbons an.

Verbreitung und Mächtigkeit: Die Schichten in Condroz-Fazies dürften im gesamten Blattgebiet verbreitet sein. Ihre Mächtigkeit läßt sich in Analogie zu weiter südlich gelegenen Verbreitungsgebieten nur grob auf ca. 300 m schätzen.

Paläogeographie und Genese: Das Blattgebiet lag während des Oberdevons am Südostrand des

Old-Red-Kontinents (ZIEGLER 1982: 8). Bei den Sandsteinen der Condroz-Fazies handelt es sich um umgelagerte Deltasedimente, die von Flüssen des Old-Red-Kontinents vor seiner Südküste aufgeschüttet wurden. Sehr häufig treten in diesen Sandsteinen Tempestite, also sturmbeeinflusste Sedimente, auf (PAPROTH & DREESEN & THOREZ 1986). Ob für die Entstehung der Tempestite klimatische Umwälzungen verantwortlich waren, kann nicht sicher nachgewiesen werden. Vermutlich gab es am Ende der Devon-Zeit in Südamerika größere Inlandeismassen. Dadurch könnte sich die Lage der Klimazonen grundlegend verändert haben. Die Folge wären völlig andere Bewegungsbahnen von Luftmassen, die möglicherweise ein häufigeres Auftreten von Hurrikanen in Mitteleuropa zur Folge hatten und veränderte, kräftigere Meeresströmungen von den Polen her. Dadurch wurden vermutlich gerade erst abgesetzte Deltasedimente erneut umgelagert.

Tabelle 2

Gliederung des Oberdevons
(nach DREESEN et al. 1985 und PAPROTH 1986)

Belgien	Aachen	Rheinisches Schiefergebirge	
Famenne	Strunium	spätes Famenne	Wocklum
	Evieux		Dasberg
	Montfort	mittleres Famenne	Hernberg
	Esneux		
	Cheiloceras-Kalk	frühes Famenne	Nehden
	Famenne-Schiefer		
Frasnes	Matagne-Schiefer		
	Kalkknollen		
	Oberer Massenkalk		
	(Frasnes-Riffkalkstein)		
			Adorf

3.2 Karbon

Während des Karbons wurde das Sedimentationsgeschehen von der variscischen Orogenese geprägt. Der Old-Red-Kontinent lag etwa auf der Höhe des heutigen Skandinaviens und Schottlands. Seine Zerblockung hatte in dieser Zeit bereits begonnen. Weit südlich des Blattgebiets entwickelte sich das Variscische Orogen. Nördlich dieses nun aufsteigenden Gebirges entstand eine Vortiefe, die in einen westlichen und einen östlichen Faziesbereich untergliedert war. Die Grenze zwischen beiden verlief etwa parallel zum heutigen Rheinlauf. Während der Unterkarbon-Zeit war das Blattgebiet von einem gut durchlüfteten Flachmeer bedeckt. Temperatur, Wassertiefe und Salzgehalt boten günstige Voraussetzungen für die Entstehung von Riffen. So entstanden dort kalkige und dolomitische Ablagerungen, die man als Kohlenkalk-Fazies bezeichnet. Im östlichen Faziesbereich vertiefte sich zur gleichen Zeit das Meeresbecken. Dort setzten sich im strömungs- und sauerstoffarmen Milieu die vorwiegend tonigen Sedimente der Kulm-Fazies ab.

Im Oberkarbon (Silesium) entwickelte sich das Variscische Orogen rasch weiter. Immer größere Teile dieses Gebirges tauchten aus dem Meer auf. Die nördlich anschließende Vortiefe sank immer stärker ein. Innerhalb der Vortiefe senkte sich ein Spezialtrog – das Ruhrkohlenbecken – ein. Der Untergrund sank dort ständig ab. So konnten sich im Ruhrkohlenbecken etwa 2 000 m mächtige marine Sedimente absetzen (Namur A und B). Als sich das Meer allmählich zurückzog, war ein flaches Schwemmland entstanden, das nur noch zeitweilig überflutet wurde. Hoher Grundwasserstand, feuchtwarmes Klima und eine langsame tektonische Absenkung des gesamten Raums hatten zur Folge, daß in der variscischen Vortiefe ausgedehnte Waldmoore aufwachsen konnten. Im Laufe der Erdgeschichte wurden aus diesen Waldmooren die Steinkohlenflöze. Durch die variscische Orogenese wurde der gesamte Sedimentationsraum immer wieder eingeeengt, bis die Niederrheinische Bucht im Stefan vollständig landfest geworden war.

3.2.1 Unterkarbon (Dinantium)

Die Bezeichnung Kohlenkalk wurde von DANZ (1893) für den Aachener Raum geprägt. Der Begriff Kulm leitet sich von den unterkarbonischen „culm districts“ in Devonshire ab.

Gesteine: Gesteine der Kohlenkalk-Fazies wurden in der Bohrung Wachtendonk 1 (TK: 4503 Straelen; R 21 150, H 98 140) erbohrt. Sie bestehen dort zuunterst aus feinkristallinen oder spätigen Dolomitsteinen und sind blaugrau, grau oder braun gefärbt (ELBERSKIRCH & WOLBURG 1962).

Der höhere Teil des Unterkarbons in der Bohrung Wachtendonk 1 besteht aus hellgrauen Kalksteinen. Vereinzelt kommt eine grau gefärbte oolithische Trümmerkalkfazies vor. Hellgraugelbe organogene Trümmerkalksteine bilden die obersten Abschnitte des Kohlenkalks. Auch durch Verkarstung entstandene Spalten und Höhlen werden aus dem Kohlenkalk beschrieben (ELBERSKIRCH & WOLBURG 1962).

Altersstellung und Abgrenzung: Der untere, stärker dolomitisch entwickelte Teil des Kohlenkalks wird dem Tournai zugerechnet. Der obere, vollständig kalkig ausgebildete Abschnitt wird ins Visé gestellt (ELBERSKIRCH & WOLBURG 1962). Im Liegenden grenzt der Kohlenkalk an die Sandsteine der Condroz-Fazies, im Hangenden an die Tonsteine und Grauwacken des Namurs.

Verbreitung und Mächtigkeit: Der Kohlenkalk dürfte im gesamten Blattgebiet entwickelt sein. Da Bohrungen, die den Kohlenkalk angetroffen haben, in größerer Entfernung liegen, lassen sich seine Mächtigkeiten für das Blattgebiet nur ungenau auf ca. 500 m schätzen.

Paläogeographie und Genese: Die Dolomitsteine des Tournais gehören vermutlich dem Dolomitgürtel einer im Westen gelegenen Lagune an (BLESS et al. 1976). Die relativ konstanten Mächtigkeiten der Dolomitsteine sprechen für diese Vermutung. Das westlich anschließende Gebiet wurde wenig später zum sogenannten Campine-Brabantischen Becken. Der höhere kalkige Abschnitt des Visés ist wohl in einem schwellenreichen Riffbezirk entstanden (WOLBURG 1970). Das Blattgebiet gehörte damals dem sehr weit ausgedehnten Schelf des Old-Red-Kontinents an.

3.2.2 Oberkarbon (Silesium)

3.2.2.1 Namur

Gesteine: Die Abfolge des Namurs besteht im untersten Teil aus schwarzen und grauen, geschieferten Tonsteinen mit wechselndem Schwefelkiesanteil. Diese Gesteine werden auch als Hangende Alaunschiefer bezeichnet (Namur A). Darüber folgt zunächst eine Grauwackenbank. Es schließt sich eine Wechselfolge von Quarziten, Grauwacken und geschieferten Tonsteinen an (Namur B). Diese Schichtenfolge wird dem Flözleeren im engeren Sinne zugeordnet. In der Quarzitzzone überwiegen die Quarzite, in der Grauwackenzone die Grauwacken und in der Ziegelschieferzone die geschieferten Tonsteine. Über den geschieferten Tonsteinen schließt sich die Schichtenfolge des Namurs C an. Es handelt sich um eine Wechselfolge von Ton-, Schluff- und Sandsteinen mit Konglomeratbänken und wenigen Flözen. In diesem Schichtenabschnitt treten erstmals Steinkohlenflöze auf. Besonders charakteristisch für diesen Teil der Schichtenfolge des Namurs sind mächtige Sandstein- und Konglomeratbänke, die als lithostratigraphische Leithorizonte dienen. In den Bohrlochmessungen der Bohrung Isselburg 3 (TK 25: 4205 Hamminkeln; R 36 461, H 30 523) konnte WOLBURG (1970) im Namur C den Kaisberg-Sandstein, Flöz Sengsbank, Flöz Wasserbank und das Hauptflöz sowie Partien von Flöz Schieferbank identifizieren.

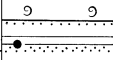
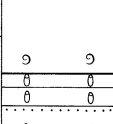
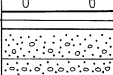
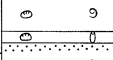
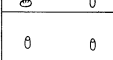
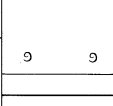
Fossilien und Altersstellung: Die biostratigraphische Gliederung des Namurs wird mit Hilfe von Cephalopoden vorgenommen. Das Namur A umfaßt die *Eumorphoceras*- und die *Homoceras*-Stufe. Lithostratigraphisch wird der größte Teil der Hangenden Alaunschiefer mit dem Namur A korreliert. Das Namur B, die *Reticuloceras*-Stufe, umfaßt die Quarzitzzone, die Grauwackenzone und die Ziegelschieferzone sowie die tiefsten Teile der Sprockhövel-Schichten. Die *Gastrioceras*-Zone, die weitgehend dem Namur C entspricht, wird zum größten Teil mit den Sprockhövel-Schichten gleichgestellt. Das Namur C wird außerdem mittels seiner Megaflora untergliedert. Dabei sind besonders *Neuraethopteris schlehani* STUR, *Mariopteris acuta* BRONGNIART sowie *Sigillaria elegans* BRONGNIART von Bedeutung.

Abgrenzung: Im Liegenden werden die Gesteine des Namurs von den karbonatischen Ablagerungen des Unterkarbons begrenzt. Die Obergrenze des Namurs wird im Liegenden der marinen Schicht über Flöz Sarnsbank gezogen (WOLBURG 1970).


Die Hangendgrenze des Namurs A wird an der Basis der ersten mächtigen Grauwackenbank des Namurs B gezogen (BACHMANN & MICHELAU & RABITZ 1971). Die Grenze zwischen Namur B und C, also zwischen Flözleerem und Flözführendem, wird aufgrund lithostratigraphischer Überlegungen an die Basis des Grenzsandsteins gelegt (BACHMANN & MICHELAU & RABITZ 1971). Nach der paläozoologischen Zoneneinteilung müßte die Grenze richtiger zwischen Kaisberg-Sandstein und Cremer-Horizont (vgl. Tab. 3) gezogen werden (FABIAN 1971: 92). Aufgrund der praxisnahen Verwendbarkeit einer Grenzziehung wird man wohl auch in Zukunft die Basis des Grenzsandsteins als Grenze beibehalten. Die Sprockhövel-Schichten werden weiter in Untere und Obere Sprockhövel-Schichten untergliedert. Die Grenze zwischen beiden ist die Basis des marinen Horizonts über Flöz Hinnebecke.

Verbreitung und Mächtigkeit: Aufgrund seismischer Untersuchungen wird davon ausgegangen, daß im tieferen Untergrund des Blattgebiets Gesteine des Namurs

Tabelle 3
Gliederung der Sprockhövel-Schichten (Namur C)
(nach BACHMANN & MICHELAU & RABITZ 1971 und JOSTEN 1983)

		wichtige Fossilien und Biozonen				Flöze	Schichten- schnitt (schematisch)	Faunen- leithorizonte	petrographische Leitschichten	
		Fauna		Flora						
		marin	nicht- marin	Mega- flora	Mikro- flora					
N a m u r C Sprockhövel-Schichten	Obere	<i>Gastrioceras cancellatum</i> <i>Agastrioceras carinatum</i> <i>G. crenulatum</i>		<i>Sigillaria elegans</i>		Sarnsbank 2		Sarnsbank-Hor.	(Sarnsbänksngen-Tonstein, örtlich)	
						Sarnsbänksngen 1		Schieferbank-Horizont		
						Schieferbank 2				
						Schieferbänksngen 1				
	Untere	<i>Donetzoceras sigma</i>		<i>Neuralethopteris schlehani</i> <i>Mariopteris acuta</i>		Hauptflöz 500		Hauptflöz-Hor.		
						Nebenflöz		Alte-Haase-Hor.		
						Alte Haase		Wasserbank-Horizont		
						Wasserbank 3				
						Neufilöz 1 (Dreckbank) 400			konglomeratischer Wasserbank-(Neufilöz-) Sandstein	
Hinnebecke Besserdich 300		Hinnebecke-Hor. Besserdich-Hor.								
Gottessegen		Bickefelder Hor.								
Cremer Sengsbank Sengsbänksngen 200		Cremer-Horizont	konglomeratischer Sengsbänksngen-Sandstein							

 Steinkohlenflöz

 Ton- und Schluffsteine, sandfrei bis sandig/sandstreifig, und weniger bedeutende Sandsteine

 bedeutende Sandsteine und konglomeratische Sandsteine

○ Goniatiten

☞ articulate Brachiopoden

○ Linguliden

☞ taxodonte Muscheln

● Kaolin-Kohleentonsteine

vorkommen. Allerdings hat keine Bohrung im Blattgebiet Gesteine des Namurs durchörtert. Deshalb können die zu erwartenden Mächtigkeiten innerhalb des Blattgebiets nur durch Interpolation aus weiter entfernt gelegenen Bohrungen abgeschätzt werden. Schichten des Namurs wurden bisher auf linksrheinischem Gebiet unter anderem in den Bohrungen Stenden 2 (TK 25: 4504 Kerken; R 32 009, H 96 665), Schwalmthal 1001 (TK 25: 4703 Schwalmthal; R 22 103, H 77 524), Isselburg 3 (TK 25: 4205 Hamminkeln; R 36 461, H 30 523) angetroffen.

In der Bohrung Isselburg 3 wurden das Namur A und B in einer Mächtigkeit von 1 190 m erbohrt (FABIAN 1971). Das Namur C erreicht eine Mächtigkeit von 740 m. Die Gesamtmächtigkeit des Namurs beträgt in dieser Bohrung 1 930 m. In der Bohrung Schwalmthal wurde für das Namur A und B eine gemeinsame Mächtigkeit von 850 m angegeben. In der Bohrung Stenden 2 wurde lediglich 800 m mächtiges Namur angetroffen. Paläogeographische und tektonische Überlegungen – das Blattgebiet umfaßt Teile der Venloer Scholle – lassen die Vermutung zu, daß die Gesamtmächtigkeiten des Namurs im Blattgebiet deutlich über 1 000 m liegen dürften.

Paläogeographie und Genese: Während der Namur-Zeit entstand im nördlichen Vorland des aufsteigenden Variscischen Gebirges ein trogförmiges, Ost – West streichendes Becken. Die Achse des Namur-Beckens reichte von Ostwestfalen über das Ruhrgebiet bis hinein in den Niederländischen Zentralgraben. Gleichwohl müssen im linksrheinischen Gebiet etwas abweichende paläogeographische Verhältnisse geherrscht haben. So gehen die Gesamtlösmächtigkeiten im linksrheinischen Namur auf weniger als 1 m zurück. Ebenso sind die Mächtigkeiten der Unteren Sprockhövel-Schichten nach Westen deutlich reduziert. Die Mächtigkeiten der Oberen Sprockhövel-Schichten nehmen dagegen in diese Richtung zu (STRACK & FREUDENBERG 1984). Möglicherweise sind diese Mächtigkeitsveränderungen im Zusammenhang mit der variscischen Faltung zu sehen. Faltenachsenaufwölbungen führten zu einem relativen Absinken des Grundwasserspiegels. Die Folge dürfte ein deutlicher Rückgang des Torfwachstums gewesen sein. Die Schüttung des größten Teils der Namur-Ablagerungen erfolgte wohl ganz überwiegend von Süden nach Nordosten. Charakteristisch – insbesondere für das Namur C – sind zahlreiche weitreichende Meeresingressionen.

3.2.2.2 Westfal (cw)

Von der Schichtenfolge des Westfals kommen im Blattgebiet die Witten-, die Bochum- und die Essen-Schichten vor (Westfal A bis Unteres Westfal B).

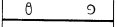
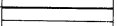


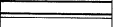

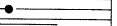
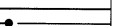
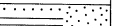
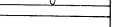
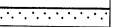
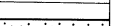

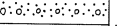
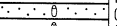
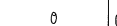
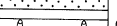

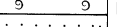
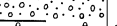
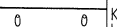





Gesteine: Die Witten-Schichten bestehen wie die Schichtenfolgen des übrigen Westfals aus einer intensiven Wechselfolge von Ton-, Schluff- und Sandsteinen mit Steinkohlenflözen. Oft sind marine Tonsteinbänke eingeschaltet. Die Steinkohlenflöze der Witten-Schichten sind bis zum Eß- beziehungsweise Magerkohlenstadium inkohlt. Der konglomeratisch ausgebildete Finefrau-Sandstein (Tab. 4) ist ein bedeutender lithostratigraphischer Leithorizont, in dem Devon-Gerölle beobachtet wurden (SCHAUB 1956). Die Oberen Witten-Schichten zeigen einen deutlich stärker marinen Einfluß als die Unteren Witten-Schichten.

Die Bochum-Schichten sind der kohlenreichste Abschnitt der gesamten karbonzeitlichen Schichtenfolge. Die Inkohlung der Flöze hat bereits das Fettkohlenstadium erreicht. Charakteristisch für die Bochum-Schichten sind häufige und ausgeprägte Fazies- und Mächtigkeitsschwankungen. Deutlich hervortretenden Sandsteinpaketen kommt eine besondere lithostratigraphische Bedeutung zu. Der Schöttelchen-Sandstein – früher Plaßhofsbank-Sandstein oder Plaßhofsbank-Konglomerat genannt – ist ein solcher Leithorizont. Auch dem „Präsidenten“ Sandstein kommt eine solche Leitfunktion zu. Über Flöz Sonnenschein (vgl. Tab. 4) beginnt der kohlenreichste Abschnitt. Die Schichtenfolge wird in die-

Tabelle 4

Gliederung der Witten- und Bochum-Schichten (Westfal A)

(nach BACHMANN & MICHELAU & RABITZ 1971, HOYER 1962 und JOSTEN 1983)

		wichtige Fossilien und Biozonen				Flöze	Schichten-schnitt (schematisch)	Faunen-leit-horizonte	petro-graphische Leitschichten
		Fauna		Flora					
		marin	nicht-marin	Megaflora	Mikroflora				
O b e r e s W e s t f a l A	Obere	Gastrioceras amaliae	modiolaris-Zone	Muriopteris muricata Lonchopteris rugosa	Radizonates aligerens Schulzospora rara	Katharina Hermann 1 2		Katharina-H.	
						Gustav Gretchen Anna 1 2			
						Matthias Mathilde 1 2 3			
						Hugo Robert Albert 1 2 3			
						Wellington 4 1 2			
	Mittlere					Karl 1 2		Karl-2-Tonstein Blücher-2-Tonstein	
						Blücher 1 2			
						Ida 1 2			
						Ernestine			
						Röttgersbank			
Untere	Wilhelm 1 2		Wilhelm-Tonstein						
	Johann Jakob 1 2		„Präsidenten“ Sandstein						
	Präsident Helene								
	Luiße Karoline Angelika 1 2								
	U n t e r e s W e s t f a l A	Obere	Gastrioceras listeri G. circumnodosum	communis-Zone	Neuralethopteris schlehani Muriopteris acuta Sphenopteris hoeninghausi		Dickebank Dünnebank		Wasserfall-Horizont
Wasserfall Sonnenschein								Schöttelchen-Horizont	
Schöttelchen-Gruppe									
Plaßhofsbank Gironde 9								Plaßhofsbank-Horizont	
8 (Niveau)								Gironde 9-8	
Untere		7 (Niveau)						Gironde 6-	
		6							
		5							
		4							
		3							
U n t e r e s W e s t f a l A	Obere	Gastrioceras listeri G. circumnodosum	leniscalcata-Zone	Sigillaria elegans		2		Gironde 2-	
						1		Gironde 1-Horizont	
						Finefrau-Nebenbank		Finefrau-Nebenbank-H.	
						Finefrau			
						Mentor 2			
	Untere					Geitling 1		Geitling-2-H.	
						Kreftenscheer 2 1		Kreftenscheer-Horizont	
						100			
						Mausegatt			
						Fink		Sarnsbank-Horizonte	

Legende s. Tab. 3

sem Teil durch marine Leithorizonte untergliedert, die als Augenschiefer entwickelt sind. Die Mittleren Bochum-Schichten sind durch häufige Flözaufspaltungen und eine Vielzahl eingelagerter Kaolin-Kohlentonsteine untergliedert. Diesen Tonsteinen kommt ebenfalls stratigraphischer Leitcharakter zu. Auch die Oberen Bochum-Schichten sind durch starke Fazies- und Mächtigkeitsschwankungen gekennzeichnet.

Die Essen-Schichten lassen sich ebenfalls in drei Abschnitte untergliedern (Tab. 5). Der untere Teil ist kohlenarm, der mittlere und obere dagegen kohlenreich ausgebildet (BACHMANN & MICHELAU & RABITZ 1971). Die Flöze der Essen-Schichten sind vorwiegend als Gaskohle ausgebildet. Ebenso wie in den Bochum-Schichten treten in den Sand-, Schluff- und Tonsteinen der Essen-Schichten starke fazielle Schwankungen auf. In der Schichtenfolge vorkommende Sandsteinbänke verlieren infolgedessen ihren leitenden Charakter.

Tabelle 5
Gliederung der Essen-Schichten (Westfal B)
(nach BACHMANN & MICHELAU & RABITZ 1971 und JOSTEN 1983)

	wichtige Fossilien und Biozonen				Flöze	Schichten-schnitt (schematisch)	Faunen-leithorizonte	petrographische Leitschichten
	Fauna marin	Fauna nicht-marin	Flora Megaflora	Flora Mikroflora				
Untere Westfal B	<i>Gastrioceras catharinae</i> <i>Anthracoceras vanderbeckei</i>	Untere <i>similis-pulchra</i> -Zone	<i>Mariopteris muricata</i> <i>Lonchopteris rugosa</i> <i>Neuropteris heterophylla</i> <i>Neuropteris tenuifolia</i>	<i>Dictyotrilites bireticulatus</i>	I K J H G F	0 0 400m	Domina-Horizont	H1-Tonstein
					D C B A	300		
					Zollverein 1 2 3 4	200		
					5 { 6 7 8 8 1/2 8 3/4	100		
Mittlere Essen-Schichten		modiolaris-Zone			Grimberg 1 2 (Niveau)		Katharina-Horizont	Laura-3-Tonstein(e)
					Laura 1 2 Viktoria 1 3 2 3 4			
Obere Essen-Schichten					Katharina	0 0		

Legende s. Tab. 3

Fossilien und Altersstellung: Im tiefsten Teil der Unteren Witten-Schichten kommt häufig *Gastrioceras subcrenatum* (FRECH) vor. Daneben treten auch *Homoceratoides* und *Anthracoceras* auf. Außerdem gibt es eine Fülle anderer mariner Fossilien wie beispielsweise Linguliden, Taxodonten, Pterinopectiniden, Posidoniellen, Posidonien, Myalinen und Orthoceren. Auch articulate Brachiopden, heterodonte Muscheln, Bellerophontiden und Crinoiden werden beschrieben. Die Oberen Witten-Schichten sind durch *Gastrioceras circumnodosum* FOORD, Anthracoceraten, Posidoniellen, Pterinopectiniden, Linguliden und

Planolites ophthalmoides JESSEN charakterisiert. Mehrfach treten über den Flözen *Lingula*-Horizonte auf (BACHMANN & MICHELAU & RABITZ 1971).

Im Vegetationsbild setzt sich die Entwicklung der Calamiten fort. Besonders *Calamites* (*Stylocalamites*) *suckowi* BRONGNIART und andere treten deutlich hervor. Auch die Sigillarien entwickeln eine größere Artenvielfalt. Unter den Pteridophyllen kommt die Gattung *Neuralethopteris* sehr häufig vor. Sie bildet eine eigene Pflanzengemeinschaft. Als erste Pflanze mit Maschenaderung tritt *Lonchopteris eschweiliana* ANDRAE auf (JOSTEN 1983).

In den Unteren Bochum-Schichten tritt häufig *Gastrioceras amaliae* H. SCHMIDT auf. Innerhalb der Schöttelchen-Gruppe gibt es zwei marin beeinflusste Horizonte, die *Planolites ophthalmoides* JESSEN und Linguliden führen (BACHMANN & MICHELAU & RABITZ 1971). Über Flöz Wasserfall gibt es einen marinen Horizont mit Foraminiferen und Linguliden. An Makrofossilien werden insbesondere Productoideen beschrieben. Innerhalb der Mittleren Bochum-Schichten gibt es einen schwachmarinen Horizont mit Augenschiefen, der Foraminiferen führt.

Die Florengemeinschaften zeigen während der Zeit der Bochum-Schichten deutliche Veränderungen. Typische Vertreter der Schachtelhalmgewächse wie *Stylocalamites* und *Diplocalamites* haben die Untergattung *Mesocalamites* verdrängt (JOSTEN 1983). Die Bärlappgewächse zeigen während dieser Zeit eine deutliche Weiterentwicklung. Bei den Siegelbäumen treten weitere Differenzierungen auf. *Sigillaria elegans* (STERNBERG) BRONGNIART kommt besonders in den Unteren Bochum-Schichten vor, stirbt jedoch am Ende der Mittleren Bochum-Schichten aus (JOSTEN 1983). Die Pteridophyllen sind in den Bochum-Schichten besonders formenreich entwickelt. *Sphenopteris*, *Eusphenopteris*, *Mariopteris* und *Neuropteris* kommen häufig vor. Am Ende der Bochum-Schichten verschwindet *Mariopteris acuta* BRONGNIART (JOSTEN 1983).

Nur der unterste Teil der Essen-Schichten ist marin entwickelt. Es gibt dort einzelne Foraminiferenlagen und Molluskenkleinformen. Während die Unteren Essen-Schichten im mittleren Ruhrgebiet noch in *Lingula*-Fazies entwickelt sind, werden sie im Westen als ausgesprochen fossilarm beschrieben. Die Zwischenmittel der Mittleren Essen-Schichten enthalten einzelne nichtmarine Muscheln und wenige Foraminiferen (BACHMANN & MICHELAU & RABITZ 1971).

Im Gegensatz zu den Bochum-Schichten verläuft die Entwicklung der Flora während der Zeit der Essen-Schichten ruhiger (JOSTEN 1983). Es gibt nur wenige neue Arten. Auch bei den aussterbenden Pflanzengruppen handelt es sich um seltene Exemplare, so daß das Vegetationsbild insgesamt fast unverändert ist. Besonders häufig kommen *Mariopteris muricata* (VON SCHLOTHEIM) ZEILLER, *Neuropteris heterophylla* BRONGNIART, *Neuropteris obliqua* (BRONGNIART) ZEILLER und *Paripteris gigantea* (STERNBERG) GOTHAN sowie *Lonchopteris rugosa* BRONGNIART vor.

Abgrenzung: Die Untergrenze der Witten-Schichten liegt an der Basis des marinen Horizonts über Flöz Sarnsbank. Die Obergrenze wird an der Basis des marinen Horizonts über Flöz Plaßhofsbank gezogen. Die Witten-Schichten werden in einen unteren und einen oberen Teil gegliedert. Die Grenze zwischen beiden Abschnitten ist die Basis des marinen Horizonts über Flöz Finefrau-Nebenbank.

Die Untergrenze der Bochum-Schichten liegt in dem marinen Horizont über Flöz Plaßhofsbank. Die Obergrenze verläuft an der Basis des marinen Horizonts über Flöz Katharina. Die Obergrenze der Unteren Bochum-Schichten bildet die Basis des Flözes Präsident. Die Mittleren Bochum-Schichten enden am Top des Flözes Hugo. Die Oberen Bochum-Schichten reichen bis zur Basis des marinen Horizonts über Flöz Katharina.

Dort beginnen die Essen-Schichten und enden mit dem Flöz L, das vom Domina-Horizont überlagert wird (vgl. Tab. 5). Die Unteren Essen-Schichten enden über dem Flöz Grimberg 1. Die Mittleren Essen-Schichten umfassen die Zollverein-Flöze 1 bis 8 und enden mit dem Flöz Zollverein 1.

Verbreitung und Mächtigkeit: An der Karbon-Oberfläche kommen im südlichen Drittel des Blattgebiets Witten-Schichten vor. Der größte Teil der Karbon-Oberfläche wird jedoch innerhalb des Blattgebiets von den Bochum-Schichten eingenommen. Die Essen-Schichten treten nur im äußersten Nordostquadranten auf. Es gibt Auswertungen reflexionsseismischer Profile (TONGEREN 1989), die den Anschein erwecken, als verläufe innerhalb der Venloer Scholle eine Nordwest – Südost streichende Aufwölbung, in deren Kern in weiten Bereichen Namur die Karbon-Oberfläche einnähme. Für eine solche Interpretation gibt es bisher jedoch keine durch Bohrungen belegten Beweise. Die Auswertung zahlreicher Bohrungen führt vielmehr zu der anfangs beschriebenen Deutung, daß der größte Teil der Karbon-Oberfläche innerhalb des Blattgebiets von den Bochum-Schichten eingenommen wird.

Auch über die Mächtigkeiten der verschiedenen Schichtenglieder lassen sich für das Blattgebiet in Ermangelung entsprechender Bohrdaten nur Vermutungen anstellen. So gibt es beispielsweise für die in der Bohrung Isselburg 3 (TK 25: 4205 Hamminkeln; R 36 461, H 30 523) erbohrten Witten-Schichten unterschiedliche Deutungen der Mächtigkeiten. WOLBURG (1971) vermutet in dieser Bohrung einen Ausfall von Schichten, der eine Reduktion der Gesamtmächtigkeit auf etwa 300 m zur Folge haben soll. STRACK & FREUDENBERG (1984) schlossen aus der Neuinterpretation anderer Bohrungen, daß die Witten-Schichten in der Bohrung Isselburg 3 660 m mächtig sein müßten.

Die Vermutungen von STRACK & FREUDENBERG (1984) wurden in der Bohrung Niederwald 1 (TK 25: 4404 Issum; R 31 819, H 15 347) bestätigt. Dort wurden die Witten-Schichten in ungestörter Lagerung durchteuft. Sie erreichen dort Mächtigkeiten von 550 m. Da die Mächtigkeiten im allgemeinen in nordwestliche Richtung zunehmen, muß im Blattgebiet mit Werten von mehr als 700 m gerechnet werden. Nur 1 bis max. 2 % der Gesamtmächtigkeit entfallen auf die Flöze. Die nächstgelegenen Bohrungen, in denen die Bochum-Schichten sicher durchteuft wurden, sind die Bohrungen Uedem 1 (TK 25: 4303 Uedem; R 18 606, H 27 465) und Hanshof (TK 25: 4303 Uedem; R 22 660, H 27 200). Die Bohrung Uedem 1 zeichnet sich durch geringe Flözmächtigkeiten aus. Teilweise fehlen die Flöze sogar vollständig. Auch die typischen mächtigen Sandsteinfohlen fehlen dort vielfach.

Die stratigraphische Zuordnung der Schichtenfolge in der Bohrung Uedem 1 beruht daher lediglich auf der Verknüpfung spärlicher Faunenhorizonte. Entsprechend unsicher sind die Mächtigkeitsangaben. Die Gesamtmächtigkeiten der Bochum-Schichten dürften in der Bohrung Uedem 1 zwischen 630 und 715 m liegen (KLOSTERMANN 1992 b). In der Bohrung Hanshof wurden die Bochum-Schichten vollständig durchteuft. Sie erreichen dort Gesamtmächtigkeiten von 650 m. In der Bohrung Isselburg 2 wurden die Bochum-

Schichten mit einer Mächtigkeit von 482 m nachgewiesen. Im Blattgebiet dürften die Mächtigkeiten zwischen 500 und 650 m liegen.

Die Essen-Schichten wurden vermutlich ebenfalls in der Bohrung Hanshof erbohrt (HOYER 1962). Dort konnten aber nur die unteren 60 – 70 m der Unteren Essen-Schichten nachgewiesen werden. Die Mächtigkeiten der gesamten Essen-Schichten lassen sich lediglich konstruktiv aus entfernt gelegenen Bohrungen ableiten. Legt man die Darstellung von HOYER (1962) zugrunde, muß man im Blattgebiet mit Mächtigkeiten von etwa 450 m rechnen.

Paläogeographie und Genese: Das Blattgebiet gehörte während des Westfals der variscischen Vortiefe an. Die Faltung des Variscischen Orogens verlagerte sich im Laufe der Zeit immer mehr nach Nordwesten. Die Folge war eine ständige Einengung des Sedimentationsraums. Im Stefan war schließlich das gesamte Niederrheingebiet zum Festland geworden. Sedimentation fand zu dieser Zeit nur noch weit im Nordosten, in der Niederrhein-Ems-Senke, statt.

Die Steinkohlenflöze entstammen ausgedehnten Torfmooren, die sich während der Karbon-Zeit unter anderem im Bereich der nördlichen Niederrheinischen Bucht gebildet haben. Voraussetzung für die Entstehung dieser Torfmoore waren insbesondere feuchtwarme Klimabedingungen. Da sich Europa damals infolge der Kontinentalverschiebungen in Äquatornähe befand, war diese Voraussetzung erfüllt. Weitere Voraussetzungen waren ein hoher Grundwasserstand und eine kontinuierliche Absenkung des Untergrunds. Das Zusammenspiel dieser Umweltbedingungen machte die Entstehung ausgedehnter Sümpfe und Moorflächen möglich. Infolgedessen konnten sich während der Karbon-Zeit große Torfmengen ansammeln. Die spätere Überdeckung der Torfe mit mächtigen jüngeren Gesteinen führte zu veränderten Druck- und Temperaturverhältnissen in den Torfen. Daher kam es zu thermischen und geochemischen Veränderungen, die eine Umwandlung des Torfes in Steinkohle herbeiführten. Die Torfbildung wurde aber auch in der Karbon-Zeit oft unterbrochen. Wuchsen die Torfe schneller auf als der Untergrund absank, war ein weiteres Torfwachstum unmöglich. Sank der Untergrund dagegen schneller ab als die Torfe aufwuchsen, ertrank das Moor (BLESS & PAPROTH & WOLF 1981). An den damaligen Küsten wurden sandige Delta- und Küstensedimente abgesetzt (MALMSHEIMER 1968). In den küstennahen Bereichen wurden von mäandrierenden Flüssen ebenfalls sandige Schichten abgelagert. Diese Flüsse hatten ihren Ursprung in erster Linie im südlich anschließenden Variscischen Orogen. Immer wieder wurden die erwähnten Sande von den Gezeitenströmungen der Meere umgelagert. So entstanden die mächtigen Sandsteinpakete, die heute in der Karbon-Stratigraphie vielfach als Leithorizonte dienen.

Kam es im Hinterland der Vortiefe zu kräftigen Verstärkungen des Reliefs, so wurde weiträumig grober Detritus aufgeschüttet; die Konglomerate entstanden. Im gesamten Ruhrkohlenbecken wurde der Detritus vorwiegend aus nordöstlicher Richtung geschüttet (WENDT 1965, MALMSHEIMER 1968). Im Blattbereich dürfte sich aber auch die Krefelder Achsenaufwölbung als Liefergebiet bemerkbar gemacht haben. Fossilführende Devon-Kalksteingerölle im Finefrau-Konglomerat belegen diese Annahme (SCHAUB 1956).

Die Ton- und Schluffsteine des Westfals sind auf marine Transgressionen zurückzuführen. Wahrscheinlich sind auch sie Erosionsprodukte paläozoischer Gesteine aus südlich angrenzenden Gebieten. Der hohe Illitanteil der Tone deutet zumindest darauf hin (BLESS & PAPROTH & WOLF 1981).

3.3 Perm

Mit dem Ende des Karbons war die variscische Faltung weitgehend abgeschlossen. Im Perm erreichte sie ihr Endstadium. Die Zerblockung des Gebirges und seine isostatische Hebung begannen (HOYER 1962). Das Blattgebiet gehörte dem festländischen Bereich an. Von der südlich gelegenen Hebungszone des Variscischen Gebirges aus entwickelten sich nach Norden gerichtete Abflußsysteme. Von ihnen wurden grobe Klastika in innerkontinentale Senken geschüttet. Diese Ablagerungen entstanden unter ariden Klimabedingungen. Gegenüber dem Karbon hatten sich die klimatischen Verhältnisse deutlich verändert. Die Drift der Kontinente hatte Deutschland in den Bereich der damaligen Trockenzonen verschoben. Ausgelöst durch die permokarbene Vereisung der Südhalbkugel der Erde war der Meeresspiegel deutlichen Schwankungen ausgesetzt. Diese veränderten Bedingungen führten zu ariden Klimaverhältnissen in der Niederrheinischen Bucht und somit auch im Blattgebiet. Das aride Klima hatte eine intensive chemische Verwitterung und dadurch eine Rotfärbung der obersten Meter des älteren Gebirges zur Folge, in erster Linie der Schichten des Steinkohlengebirges. Während die oben beschriebenen detritischen Ablagerungen und die Verwitterungsbildungen entstanden, drangen im Umfeld der Krefelder Achsenaufwölbung Olivinbasalte auf. Vermutlich hängt ihre Entstehung mit der isostatischen Hebung des Variscischen Gebirges zusammen. Die Basalte fanden sich in einer Brekzie, die zwischen der Westfal-Zeit und vor Beginn der Zechstein-Zeit entstanden sein muß (BUNTEBARTH & MICHEL & R. TEICHMÜLLER 1982). Folglich muß die Intrusion während der ältesten Rotliegend-Zeit erfolgt sein. Im Bereich des heutigen Schleswig-Holsteins befand sich zur Rotliegend-Zeit eine weite Depression. Ihr Zentrum lag in der südlichen Nordsee. Die Absenkung dieses sogenannten südlichen Perm-Beckens nahm im Laufe der Zeit immer mehr zu. So entstand schließlich eine unter dem damaligen Meeresspiegel gelegene Depression, durch welche das Meer die Niederrheinische Bucht erreichen konnte. Im Zuge der glazialeustatischen Meeresspiegelschwankungen konnte das Meer während einer Anstiegsphase des Ozeans durch die Niederrhein-Ems-Senke bis an den nördlichen Niederrhein vordringen. Dort entstand eine vom offenen Meer abgetrennte Lagune, die ihr Zentrum zwischen Xanten und Wesel hatte. Darin wurden mächtige Salzablagerungen ausgeschieden. Das Blattgebiet lag am Westrand dieser Lagune. Dort entstanden Anhydrite sowie tonige und sandige Schichten des Lagunenrandes.

3.3.1 Rotliegend

Gesteine: Die Gesteine des Rotliegend bestehen fast ausschließlich aus einem rotbraunen, kalkfreien Konglomerat. Die Hauptkomponenten dieses Konglomerats sind Quarz, Sandstein, Quarzit und zellig entwickelter Dolomit. An manchen Stellen tritt Gips auf.

Altersstellung und Abgrenzung: Da bisher keine Fossilien in diesem Konglomerat gefunden wurden, beruht ihre stratigraphische Zuordnung und Abgrenzung ausschließlich auf lithostratigraphischen Kriterien. Sowohl zum Liegenden als auch zum Hangenden hin ist das Konglomerat durch eine Diskordanz begrenzt. Weil es diskordant über gefaltetem Karbon liegt, muß es jünger sein. Die jüngsten Karbon-Schichten, die das Konglomerat überlagern, gehören am Niederrhein dem Westfal C an, im Blattgebiet dem Westfal B. Das Überlager – der Kupferschiefer der Zechstein-Zeit – zeigt, daß das Konglomerat zwischen dem Westfal C und dem Zechstein entstanden sein muß. Klimatische

und genetische Überlegungen legen den Schluß nahe, daß das Konglomerat nicht dem Stefan, sondern vielmehr dem Rotliegend zuzuordnen ist.

Verbreitung und Mächtigkeit: Das Konglomerat aus der Rotliegend-Zeit ist am linken Niederrhein und auch im Blattgebiet nur außerordentlich lückenhaft und in geringer Mächtigkeit verbreitet. Der Grund hierfür ist in den paläogeographischen Bedingungen der Rotliegend-Zeit zu suchen. Bisher konnte das Rotliegend-Konglomerat lediglich im östlich anschließenden Blattgebiet, in der Bohrung Uedem 1 (TK 25: 4303 Uedem; R 18 600, H 27 465), nachgewiesen werden. Dort wurde das Konglomerat in einer Mächtigkeit von 7 m angetroffen. Je nach paläogeographischer Situation könnten innerhalb des Blattgebiets durchaus auch größere Mächtigkeiten erreicht werden.

Paläogeographie und Genese: Im Bereich der heutigen Nordsee gab es zur Rotliegend-Zeit eine weite Depression, in der mächtige Sedimentfolgen abgesetzt wurden. Tone und Evaporite mit Sandsteinlagen entstanden in dieser innerkontinentalen Senke. Der Südrand dieser Depression lag vermutlich zwischen Kleve und Bocholt. Das Blattgebiet gehörte dem bergigen Rand der Senke an. Unter trockenheißen klimatischen Bedingungen entstanden dort auch Salzseen und -sümpfe. Durch extrem starke Niederschläge wurden kurzfristig Schichtfluten ausgelöst, die große Mengen groben Gesteinschutts in räumlich begrenzte Senken des Gebirges transportierten. Nach einer solchen Schichtflut fiel das Gebiet erneut trocken, und der Wind konnte auf die soeben abgelagerten Sedimente einwirken. Windkanter und Wüstenlack entstanden. Außerdem führten diese extremen Klimabedingungen zu einer kräftigen Rotverwitterung der obersten Schichten des Steinkohlengebirges.

3.3.2 Zechstein (z)

Der größte Teil der Sedimente der Zechstein-Zeit im Blattgebiet dürfte in der Randfazies der niederrheinischen Lagune entwickelt sein. Gesteine der Beckenfazies kommen im Blattgebiet vermutlich nur im Nordosten und Osten vor (s. Abb. 2).

Gesteine: Die Schichtenfolge der Beckenfazies beginnt mit dem Zechstein-Konglomerat, das tiefste Schichtenglied des Zechsteins 1 (Werra-Folge, s. Abb. 3). Es ist ein kalkhaltiges Konglomerat, das an manchen Stellen auch rotbraun gefärbt sein kann. Die gut gerundeten Geröllkomponenten bestehen aus quarzitischem Sandstein, Quarz, Tonstein und dolomitischem bis kieseligem Kalkstein. Teilbereiche sind pyritisiert. Die im Hangenden folgenden Gesteine des Kupferschiefers sind als graue bis dunkelgraue, bituminöse Mergel-, Tonmergel- und Schluffsteine entwickelt. Insbesondere die Tonmergelsteine zeigen eine sehr dünne Feinschichtung und feinste Gipsbeläge. Bisher wurden am Niederrhein in diesen Schichten keine Erze, sondern nur Erzspuren gefunden. Der Zechstein-Mergel ist ein hellgrauer, manchmal blaß rotbraun gefärbter, schwach dolomitischer Ton- und Mergelstein. Oft kommen pyritisierte Grabgänge vor. Im oberen Teil des Zechstein-Mergels treten vermehrt Einschaltungen eines dolomitischen Anhydrits auf. Auch der Zechstein-Kalk ist möglicherweise innerhalb des Blattgebiets verbreitet. Es ist ein grauer, fossilreicher, dolomitischer Kalkstein in Riffdolomitfazies.

Der Beginn der salinaren Phase wird durch den Unteren Werra-Anhydrit gekennzeichnet. Es ist ein hellgrauer, manchmal weißgrau gefärbter Anhydrit. Er führt vielfach knollig, knauerig oder flaserig ausgebildete gelbbraune Dolomiteinschaltungen (THIERMANN

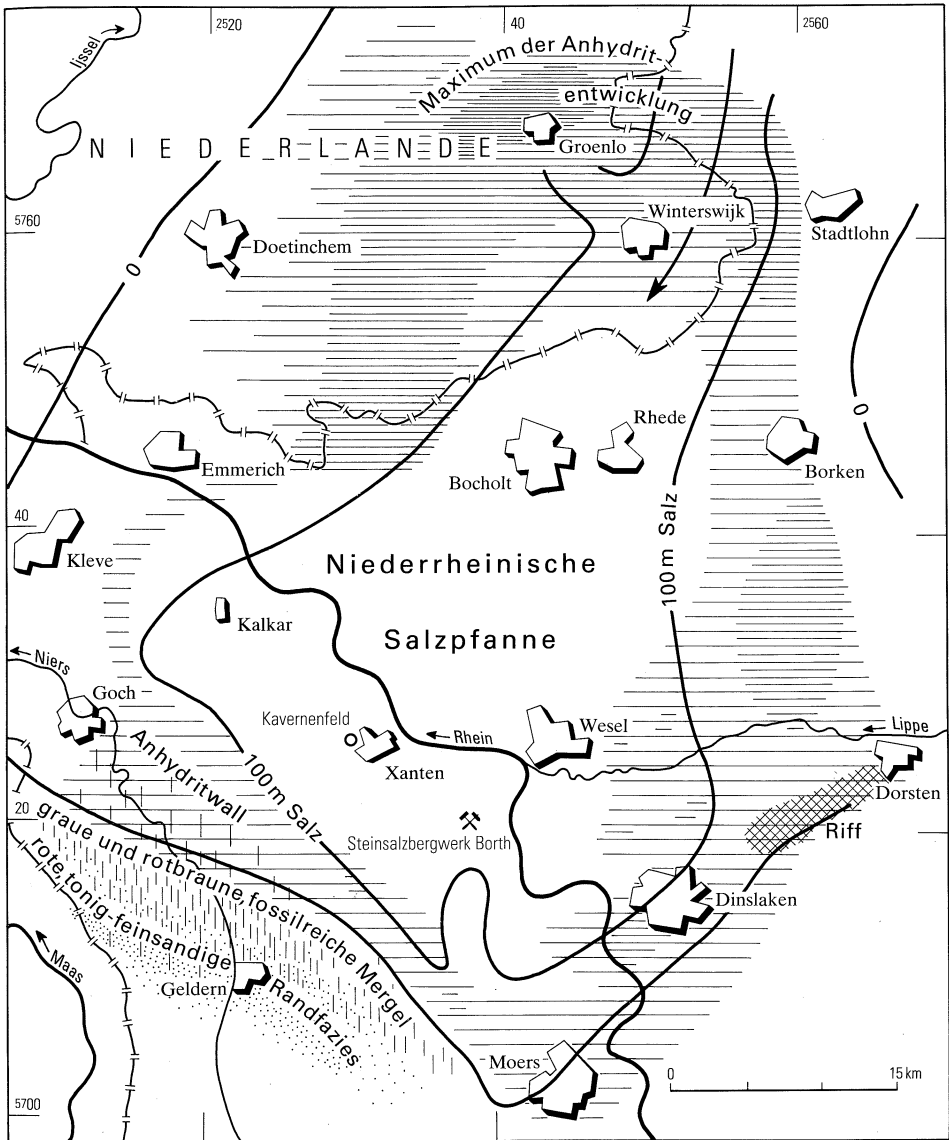


Abb. 2 Die Niederrheinische Salzpflanze zur Zeit des Zechsteins 1 (Werra-Serie). Der Pfeil veranschaulicht die Fließrichtung der in die niederrheinische Lagune einströmenden Laugen (nach R. TEICHMÜLLER 1957)

1975). Vereinzelt kommen Tonsteine und Bitumenbesteige vor (WOLBURG 1957). Aus den Bohrungen Isseburg 1 (TK 25: 4105 Bocholt; R 38 690, H 44 505) und Isseburg 2 (TK 25: 4105 Bocholt; R 34 570, H 45 920) beschreibt WOLBURG (1957) einen Tuff, der sich möglicherweise als stratigraphischer Leithorizont eignet. Das Werra-Steinsalz besteht

Unterstufen	Beckenfazies des Niederrheinbeckens (nach Lotze 1938)	Blattgebiet Goch	NE Beckenfazies Rar
Zechstein 8 (unbenannt) Zechstein 7 (Möln-Folge) Zechstein 6 (Friesland-Folge) Zechstein 5 (Ohre-Folge)	Oberer Zechstein	Bröckelschiefer	
Zechstein 4 (Aller-Folge)		Zechstein-Letten	
Zechstein 3 (Leine-Folge)		Hauptanhydrit Plattendolomit Grauer Salzton	
Zechstein 2 (Staßfurt-Folge)	Mittlerer Zechstein	Deckanhydrit Staßfurt-Steinsalz Basalanhydrit Braunroter Salzton	
Zechstein 1 (Werra-Folge)		Oberer Werra-Anhydrit Werra-Steinsalz Unterer Werra-Anhydrit Zechstein-Mergel/-Kalk Kupferschiefer Zechstein-Konglomerat	
	Unterer Zechstein		

aus lichtgrauen und wasserklaren, oft grobkristallinen Steinsalzen. Im unteren Teil treten gehäuft anhydritische Fasern und Knauern auf. Der obere Teil ist von braunroten Tonsteinen verunreinigt. Ob Kalisalze noch vorkommen, ist ungewiß. Der Obere Werra-Anhydrit ist lediglich in Form dünner Anhydritlagen im oberen Steinsalz vertreten.

Der Zechstein 2 (Staßfurt-Folge) beginnt mit dem Braunroten Salzton. Vermutlich ist dieser Salzton im Blattgebiet eher durch einen rötlich-grauen Sandstein mit Tonsteinlagen vertreten (R. TEICHMÜLLER 1957). Jedoch sollten zumindest stellenweise auch anhydritische Lagen vorkommen. Der Hauptdolomit (sensu stricto) des Norddeutschen Beckens ist am Niederrhein wohl nicht entwickelt. Vielmehr folgt unmittelbar über dem Braunroten Salzton der Basalanhydrit, ein grauer, feinkörniger Anhydrit. Oft enthält er Tonfasern und -schlieren. Das Staßfurt-Steinsalz fehlt. Der Deckanhydrit liegt folglich unmittelbar über dem Basalanhydrit. Ersterer weist gegenüber dem Deckanhydrit einen höheren Tonanteil auf.

Der Graue Salzton leitet die Schichtenfolge des Zechsteins 3 (Leine-Folge) ein. Er besteht aus grauen, manchmal roten Tonsteinen, die Anhydritknollen und -knauern enthalten. Im Hangenden folgt ein graugelber, oft feinschichtiger Dolomitstein, der Plattendolomit. Ein geringer Bitumengehalt sowie Anhydritfasern und -knollen sind typisch. Der Hauptanhydrit, der die Schichtenfolge des Zechsteins 3 beschließt, ist im Blattgebiet wohl lediglich ein stark von grauen Tonfasern verunreinigter Anhydrit. Im obersten Teil kommen vermehrt bunte, tonig-mergelige Einschaltungen mit etwas Dolomit vor.

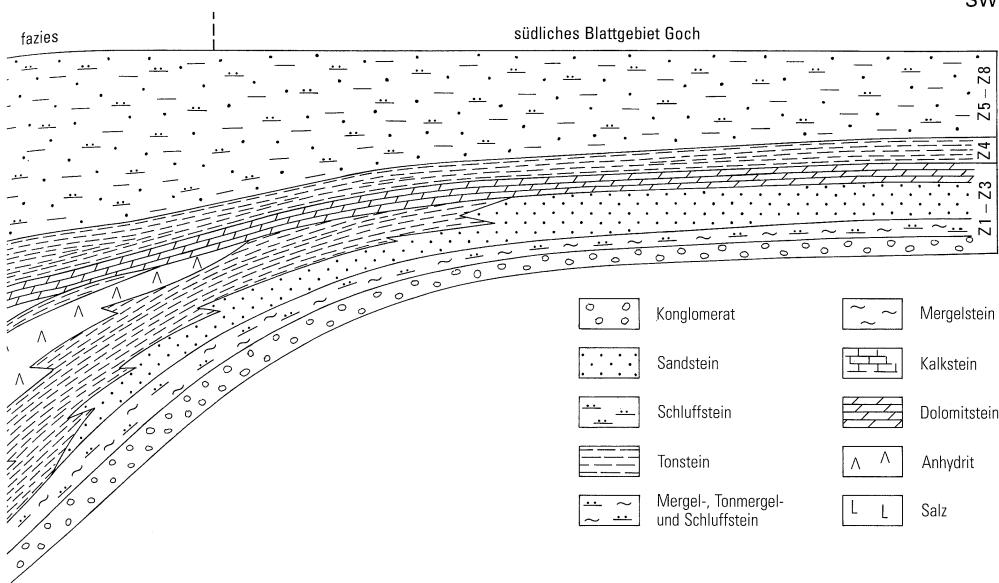


Abb. 3
Zechstein-Fazies am nördlichen Niederrhein

Der Zechstein 4 (Aller-Folge) und möglicherweise auch der Zechstein 5 (Ohre-Folge) werden durch die Zechstein-Letten repräsentiert. Braunrote Ton-, Schluff- und Feinsandsteine charakterisieren die Schichtenfolge. Oft treten als Schnüre oder Knollen entwickelte Anhydriteinschlaltungen auf. Im obersten Teil werden die Letten toniger.

Die Bröckelschiefer-Fazies des Zechsteins 6 bis 8 besteht aus dunkelbraun und rotbraun gefärbten Tonsteinen. Schluffige und feinsandige Lagen kommen häufig vor.

Auch die Gesteine der Randfazies beginnen mit dem bereits beschriebenen Zechstein-Konglomerat sowie mit dem Kupferschiefer. An die vermutlich im äußersten Nordosten des Blattgebiets auftretende Beckenfazies schließen sich nach Südwesten hin zunächst graue und rotbraune, fossilreiche Mergelsteine an. Weiter südwestlich folgt die rote, tonig-feinsandige Randfazies (R. TEICHMÜLLER 1957). Es sind vielfach rote, tonige Schluffsteine. Darüber schließt sich eine Wechselfolge von Tonsteinen und Schluffsteinen an, in die auch Kalksteine eingelagert sein können. Es folgen Gesteine, die dem Braunroten Salzton ähneln. Auch dünne Dolomitsteinbänke sowie rötliche Sand- und Tonsteine mit anhydritischem Bindemittel sind dort entwickelt. Über Ablagerungen, die dem Grauen Salzton ähneln, folgt mit der Plattendolomitbank erstmals wieder eine Fazies, die sich mit der Beckenfazies verknüpfen läßt. Den Abschluß der Schichtenfolge bilden rote Tonsteine, die den Zechstein-Letten und der Bröckelschiefer-Fazies entsprechen.

Fossilien: In den vielfach bitumenführenden Kupferschiefen konnten aus niederrheinischen Schachtprofilen zahlreiche Fischreste geborgen werden. In erster Linie handelt

es sich um heterozerke Ganoide. KUKUK (1938) beschreibt folgende Spezies: *Palaeoniscus freieslebeni* BLAINVILLE, *Platysomus gibbosus* AGASSIZ, *Coelacanthus* sp. und *Acrolepis* sp. Auch gymnosperme Pflanzen werden beschrieben. SCHWEITZER (1962) nennt aus den Schachtaufschlüssen folgende Spezies: *Ullmannia frumentaria* (VON SCHLOTHEIM) GÖPPERT, *Ullmannia bronni* GÖPPERT, *Pseudovoltzia liebeana* (GEINITZ) FLORIN, *Callipteris martinsi* (KURTZE) und *Neocalamites mansfeldicus* WEIGELT.

Der Zechstein-Kalk ist sehr fossilreich. Es finden sich Muscheln, Brachiopoden (Armfüßer), Bryozoen und Korallen. Besonders die Brachiopodenspezies *Productus horridus* SOWERBY ist sehr häufig. Auch zahlreiche Koniferen konnten nachgewiesen werden. SCHWEITZER (1962) fand unter anderem *Ullmannia bronni* GÖPPERT und *Ullmannia frumentaria* (VON SCHLOTHEIM) GÖPPERT.

Die Dolomitsteinbänke im Hangenden des Braunroten Salztones enthalten Brachiopoden der Gattung *Lingula*.

Altersstellung und Abgrenzung: Das Zechstein-Konglomerat unterscheidet sich vom Rotliegend-Konglomerat durch seine graue Farbe, seinen hohen Kalkgehalt und die deutlich bessere Rundung seiner Komponenten. Vielfach gibt es jedoch fließende Übergänge, die eine Grenzziehung zwischen Rotliegend und Zechstein erheblich erschweren. Bisher wurden die Bröckelschiefer dem Buntsandstein zugerechnet. Inzwischen hat sich gezeigt, daß sie mit großer Wahrscheinlichkeit Äquivalente des Zechsteins 5 (Ohre-Folge), des Zechsteins 6 (Friesland-Folge), des Zechsteins 7 (Mölln-Folge) oder des Zechsteins 8 (unbenannt) sind. Es ist möglich, daß sie nur einer dieser Folgen gleichzusetzen sind. Ebenso können sie alle vier Zyklen repräsentieren. Diese Zuordnung erleichtert die Grenzziehung zur Trias, da der Untere Buntsandstein am Niederrhein mit einem Mittel- und Grobsandstein beginnt.

Verbreitung und Mächtigkeit: Ablagerungen aus der Zechstein-Zeit sind wohl im gesamten Blattgebiet verbreitet. Vermutlich kommen sowohl die Becken- als auch die Randfazies vor. Der Beckenfaziesbereich dürfte auf den äußersten Nordosten des Blattgebiets begrenzt sein.

Die Mächtigkeiten der Zechstein-Ablagerungen liegen im südwestlichen Blattgebiet bei ca. 100 m. In Richtung Norden nehmen die Mächtigkeiten bis auf 150 m zu.

Paläogeographie und Genese: Vom Zechstein-Becken aus, dessen Zentrum im Bereich des heutigen Schleswig-Holsteins und der Nordsee lag, entwickelte sich über die Niederrhein-Ems-Senke hinweg eine Depression, die zur Bildung einer Lagune im Bereich von Xanten und Wesel führte (s. Abb. 2, S. 31). Die Verbindung zum offenen Meer des Zechstein-Beckens war durch eine bei Winterswijk gelegene Schwelle behindert. Unter den ariden Klimabedingungen der Zechstein-Zeit konnten sich nun am Niederrhein unter anderem mächtige Evaporite bilden.

Zu Beginn der Zechstein-Zeit transportierten Flüsse große Gerölle heran, die wenig später durch das vordringende Zechstein-Meer erneut umgelagert wurden. Das Zechstein-Konglomerat entstand. Danach breitete sich auch am Niederrhein ein Meer mit stagnierendem anaerobem Bodenwasser aus. Am Boden dieses Meeres entstand der Kupferschiefer. Fische, die in höheren sauerstoffreichen Wasserschichten gelebt hatten, sanken nach ihrem Tod auf den Meeresboden, wurden dort von dem feinkörnigen Schlamm über-

lagert und ausgezeichnet konserviert. Die im Kupferschiefer gefundenen Pflanzenreste wurden wohl vom Festland aus eingeschwemmt. Anschließend konnten sich in sauerstoffreicherem Wasser Riffe entwickeln. Ein Riffigürtel entstand, der heute in Form dolomitischer Riffkalksteine überliefert ist: der Zechstein-Kalk. Der Zechstein-Mergel ist lediglich eine fazielle Variante des Zechstein-Kalks. Der Untere Werra-Anhydrit zeigt den Beginn der salinaren Phase der Zechstein-Zeit. Die niederrheinische Lagune wurde mehr und mehr vom offenen Meer abgeschnitten. Die Eindampfungsphase begann. Tektonische Bewegungen innerhalb des Niederrheingebiets führten zu starken Fazies- und Mächtigkeitschwankungen des Unteren Werra-Anhydrits, der zeitgleich mit dem Werra-Steinsalz entstanden ist. Beide vertreten sich daher faziell. Vulkanische Ereignisse hinterließen eine Tuffschicht im Unterem Werra-Anhydrit. Das Werra-Steinsalz entstand durch die Eindampfung des Meerwassers der Lagune unter ariden Klimabedingungen. Bereits vor-konzentrierte Laugen strömten über die Winterswijker Schwelle hinweg in die Niederrheinische Salzpfanne (R. TEICHMÜLLER 1957). Dort wurden diese Laugen weiter eingedampft, bis es schließlich zur Ausfällung von Salz kam. Zum Beckenrand hin bildeten sich Sulfate und schließlich Carbonate. Am Beckenrand, dem das Blattgebiet zum größten Teil angehörte, setzten sich Sand und Ton ab, die vom Festland aus geschüttet wurden. Der Obere Werra-Anhydrit gehört noch zur salinaren Phase des Zechsteins 1.

Der Braunrote Salzton des Zechsteins 2 wurde vermutlich äolisch oder fluvial in die Zechstein-Lagune eingetragen. Basal- und Deckanhydrit sind der salinaren Phase des Zechsteins 2 zuzurechnen. Auch der Graue Salzton des Zechsteins 3 ist wie der Braunrote Salzton ein terrigenes Sediment. Der Plattendolomit zeigt, daß das Wasser der Zechstein-Lagune zu dieser Zeit besser durchlüftet war. Der Hauptanhydrit kennzeichnet das Ende der salinaren Phase in der niederrheinischen Lagune. Zechstein-Letten und Bröckelschiefer sind terrigen in das Becken transportierte Sedimente.

Mesozoikum

3.4 Trias

Wie schon während der Zechstein-Zeit lag das Blattgebiet auch während der Trias-Zeit am Südrand des Norddeutschen Beckens. Auch das Klima blieb ähnlich. Es war arid, teilweise subtropisch, mit wenigen humiden Klimaphasen. Im Zentrum der Niederrheinischen Bucht gab es zu dieser Zeit ein Hochgebiet, auf dem kaum sedimentiert wurde oder auf welchem triassische Sedimente durch spätere Erosion beseitigt wurden. Dieses Hochgebiet reichte von Krefeld über Geldern bis nach Goch.

Während der Buntsandstein-Zeit war die Sedimentation terrestrisch geprägt. Die Sedimente des Unteren und Mittleren Buntsandsteins gehören zu ausgedehnten Schuttfächern, die ihre Wurzeln weit im Süden, möglicherweise sogar in der Eifel hatten. Der deutlich zunehmende Sandanteil in den Schichten des Unteren Buntsandsteins nach Süden hin spricht ebenfalls für eine solche paläogeographische Annahme. Unterer und Mittlerer Buntsandstein sind sandig entwickelt, so daß eine Trennung ausgesprochen schwierig ist. Aus Untersuchungen in benachbarten Gebieten kann jedoch der Schluß gezogen werden, daß auch innerhalb des Blattgebiets lediglich die Volpriehausen- und die Solling-Folge entwickelt sind. Zur Zeit des Oberen Buntsandsteins befand sich das Blattgebiet

südwestlich des Röt-Salinar-Beckens. Sulfatische Ablagerungen aus dieser Zeit sind in der Umgebung nachgewiesen.

Im Gegensatz zum Buntsandstein ist der Muschelkalk durch überwiegend marine Sedimentation gekennzeichnet. Bei subtropischem Klima entstand im Unteren Muschelkalk ein wattenähnliches Flachmeer, in dem Kalk- und Mergelablagerungen gebildet wurden. In der Bohrung Emmerich 1 (TK 25: 4203 Kalkar; R 13 485, H 37 160) beschrieben ELBERSKIRCH & WOLBURG (1962) dolomitische Tonsteine mit eingelagerten dolomitischen Bänken, die Ooide, Dolomittrümmer und Anhydritknoten enthalten. Sie ordnen die Schichten dem Unteren Muschelkalk zu. Tone und Gipsschnüre entstammen dem übersalzten Flachmeer der Mittleren Muschelkalk-Zeit. Der Obere Muschelkalk enthält sturmbeeinflusste Dolomit- und Kalkmergelsteine (Tempestite). Beide entstanden bei subtropischem Klima in einem flachen Epikontinentalmeer.

Im Keuper dominieren erneut terrestrische Sedimentationsbedingungen. Zur Zeit des Unteren Keupers war am Niederrhein eine Salz-Ton-Ebene (Sabkha) im Niveau des Meeresspiegels entstanden; Staubstürme transportierten bei semiaridem Klima große Mengen feinkörnigen Materials in diese Ebenen. Dieser normale Sedimentationsablauf wurde durch Sandschüttungen humider Klimaphasen – besonders während des Mittleren Keupers – unterbrochen. Erst im Oberen Keuper kam es zu ausgedehnten marinen Transgressionen. Dabei entstanden dunkle Tone. Am Ende des Oberen Keupers gewann erneut terrestrische Sedimentation die Oberhand.

Innerhalb des Blattgebiets wurden bisher an keiner Stelle Ablagerungen des Muschelkalks oder Keupers nachgewiesen. Dennoch dürften Sedimente des Muschelkalks ursprünglich auch innerhalb des Blattgebiets abgelagert worden sein. Sie sind also wohl zum größten Teil später wieder erodiert worden. Besonders im Bereich der Venloer Scholle könnten Gesteine des Muschelkalks und Keupers vorkommen. Gesteine ähnlicher Ausbildung aus dieser Zeit werden für das Blattgebiet 4304 Xanten von KLOSTERMANN (1989) beschrieben.

3.4.1 Buntsandstein (s)

Gesteine: Der Untere Buntsandstein ist in der Regel ein dunkel- bis rotbraun gefärbter, meist kalkiger Mittel- bis Grobsandstein. Seltener kommen hellgrau gefärbte Partien vor. Ein bestimmter Feinsandanteil tritt dagegen fast immer auf. In der weiteren Umgebung des Blattgebiets wurden auch Ton- und Tonmergelsteine erbohrt. Die Fazies wechselt regional. So ist der Untere Buntsandstein im Norden des Niederrheinischen Tieflandes tonig entwickelt, während er im Süden fast ausschließlich sandig ausgebildet ist. Insgesamt nimmt der Sandgehalt der Schichtenfolge nach oben hin zu. An manchen Stellen wurde im oberen Teil des Unteren Buntsandsteins eine feinoolithische Bank angetroffen (KLOSTERMANN 1989: 33).

Der Mittlere Buntsandstein besteht aus tonigen Fein- und Mittelsandsteinen. Sie sind hellgrau und hellrotbraun gefärbt. Vielfach zeigen sie einen schwachen Kalkgehalt. Oft finden sich mächtige Einschaltungen eines hellgraugrünen, feinsandigen Tonsteins. Letzterer enthält oft Lagen aus Fein- und Mittelsandstein. Bei Xanten wurde 380 m über der Hangendgrenze des Zechsteins eine aus Quarz- und Kalksandsteingeröllen be-

stehende Konglomeratbank erbohrt. Diese Konglomeratbank dient als Leithorizont (KLOSTERMANN 1992 b).

Gesteine des Oberen Buntsandsteins konnten bisher im Blattgebiet nicht nachgewiesen werden. Falls sie dennoch vorkommen, dürfte es sich allenfalls um geringmächtige, möglicherweise dolomitische Tonsteine mit Anhydrit- und Gipslinsen handeln.

Altersstellung und Abgrenzung: Die Altersstellung des Buntsandsteins am Niederrhein ergibt sich aus der Tatsache, daß seine mächtigen roten Sandsteinpakete die Schichtenfolge des Zechsteins mit seinen Steinsalzen überlagern und an anderen Stellen von dolomitischen Tonsteinen des Unteren Muschelkalks überlagert werden. Die Abgrenzung gegen den Zechstein erfolgt im Blattgebiet aufgrund der fast ausschließlich sandigen Fazies des Buntsandsteins. Er lagert in vielen Fällen diskordant über Zechstein-Letten oder Bröckelschiefern. Oft werden die Sandsteine des Buntsandsteins am Niederrhein von den dunkelgrauen Gesteinen des Lias überlagert. Stratigraphische Korrelationen zu Buntsandstein-Typregionen erlaubt beispielsweise eine feinoolithische Bank, die mit den bekannten Rogensteinen des Unteren Buntsandsteins verknüpft wird (KLOSTERMANN 1989: 33). Die bei Xanten erbohrte Konglomeratbank wird mit dem Bausandstein des Emslandes gleichgestellt (KLOSTERMANN 1992 b: 30). Sie ist daher vermutlich mit einem Konglomerat zu verknüpfen, das an der Basis der Solling-Folge auftritt (RICHTER-BERNBURG 1974).

Verbreitung und Mächtigkeit: Der Buntsandstein ist im gesamten Blattgebiet verbreitet. Aufgrund der schlechten Gesteinsbeschreibungen aus den Bohrungen, die zu Beginn dieses Jahrhunderts abgeteuft wurden, ist es nicht möglich, differenzierte Mächtigkeitsangaben über die einzelnen Schichtenglieder des Buntsandsteins zu machen. Lediglich die Gesamtmächtigkeit läßt sich abschätzen. Sie ist mit großer Wahrscheinlichkeit im äußersten Südosten des Blattgebiets mit ca. 100 m am geringsten. Die Mächtigkeiten der gesamten Schichtenfolge nehmen im Blattgebiet Goch in nordwestliche Richtung kräftig zu. Im äußersten Nordwesten können möglicherweise Mächtigkeiten bis zu 500 m erreicht werden.

Paläogeographie und Genese: Ein paläogeographisch dominierendes Element der Buntsandstein-Zeit ist das Hochgebiet, das sich von Krefeld über Geldern bis nach Goch erstreckt. Die beschriebenen Mächtigkeitsabnahmen in südöstliche Richtung zeichnen dieses Hochgebiet deutlich nach. Unter ariden Klimaverhältnissen breiteten sich während des Unteren Buntsandsteins mächtige Sandfächer von Süden und Südwesten her aus. Das Vorkommen feinoolithischer Bänke im Unteren Buntsandstein ist ein Beleg für die ariden Klimaverhältnisse. Bei solchen Oolithbänken oder Rogensteinen handelt es sich um anorganische Ausfällungen in flachen, übersalzten Meeresbecken (Voss 1928).

Die Gesteine des Mittleren Buntsandsteins sind relativ gleichförmig ausgebildet. Dies trifft auch für die Umgebung der Rheinischen Masse zu. Das bedeutet, daß das Liefergebiet relativ weit entfernt gewesen sein muß (ROSENFELD 1978). Es wird vermutet, daß die Gesteine des Mittleren Buntsandsteins Teil eines langgestreckten Schuttfächers sind, dessen Wurzel man in erheblich mehr als 100 km Entfernung südlich außerhalb des Blattgebiets suchen muß. Ursache für die Entstehung solch ausgedehnter Schuttfächer dürften kräftig erhöhte Abflußmengen in Flüssen und Wadis gewesen sein (KNAPP in ANDERSON et al. 1987: 51). Die größeren Abflußmengen wurden wohl durch höhere Niederschlags-

mengen zu dieser Zeit verursacht. Die Gesteine des Mittleren Buntsandsteins sind daher wohl zum größten Teil fluviatilen Ursprungs, wenngleich an vielen Stellen auch Dünen-sande vorkommen dürften.

Während des Oberen Buntsandsteins bestand in der Nähe von Wesel ein übersalztes Flachmeer. Dort kam es bei aridem Klima zur Bildung evaporitischer Ablagerungen. Tonige Gesteine aus dieser Zeit entstanden vermutlich in einer festländischen Salz-Ton-Ebene (Sabkha).

3.5 Jura

Wahrscheinlich gab es im Blattgebiet ursprünglich mächtige liassische Ablagerungen. Möglicherweise finden sich noch heute in besonderen tektonischen Positionen Reste dieser Sedimente. Prädestiniert für die Erhaltung dieser Ablagerungen dürfte die Venloer Scholle sein. Im Blattgebiet gibt es jedoch bisher keine Bohrung, die im Bereich der Venloer Scholle eine entsprechende Teufe erreicht hätte. Auch Sedimente des Doggers dürften ursprünglich im Blattgebiet vorhanden gewesen sein. Sie sind später aber vollständig der Erosion anheimgefallen. Malm-Ablagerungen hat es innerhalb des Blattgebiets wohl nie gegeben. Im benachbarten niederländischen Gebiet wurden Malm-Sedimente nachgewiesen, die durch eine typische Randfazies ausgezeichnet sind (PANNEKOEK 1956).

3.5.1 Lias

Gesteine: Die Gesteine des Lias bestehen aus einer Wechsellagerung dunkelgrauer, bituminöser Ton- und Tonmergelsteine mit bituminösen Kalksteinen. Im oberen Teil kommen oft feinsandige, glimmerführende Partien vor. Auch pyritführende Tonsteine und Geodenbänke treten häufiger auf. Im Bislicher Lias-Graben ist außerdem ein oolithisches Eisenerz ausgebildet (THIENHAUS 1962).

Fossilien und Altersstellung: In der Umgebung des Blattgebiets wurden Leitfossilien gefunden, die eine Zuordnung der liassischen Folge am Niederrhein zum Hettang, zum Sinemur und zum Pliensbach erlauben. So wurde *Psiloceras planorbis* (SOWERBY), das Leitfossil des Unterhettangs, sowie *Schlotheimia angulata* (VON SCHLOTHEIM) nachgewiesen. Leitend für das Untersinemur sind *Arietites bucklandi* (SOWERBY) und *Arnioceras semicostatum* (YOUNG & BIRD). In Schichten des Obersinemurs konnten *Euasteroceras turneri* (SOWERBY), *Asteroceras obtusum* (SOWERBY), *Oxynotoceras oxynotum* (QUENSTEDT) und *Echioceras ranicostatum* (ZIETEN) nachgewiesen werden. In Schichten des Unterpliensbachs (Carix) fanden sich *Uptonia jamesoni* (SOWERBY), *Tragophylloceras ibex* (QUENSTEDT) und *Prodactylioceras davoei* (SOWERBY). In Oberpliensbach-Schichten wurden *Amaltheus margaritatus* (MONFORT) und *Pleuroceras spinatum* (BRUGUIERE) gefunden.

Abgrenzung: Ablagerungen aus der Lias-Zeit unterscheiden sich deutlich von den im Liegenden häufig vorkommenden Sedimenten des Buntsandsteins. Im Hangenden werden die Tonsteine des Lias meist von Kalksteinen der Kreide oder aber von glaukonitischen Feinsanden aus der Tertiär-Zeit überdeckt. Die stratigraphische Abgrenzung läßt sich aufgrund der Fossilführung sehr exakt durchführen.

Verbreitung und Mächtigkeit: Bisher sind an keiner Stelle des Blattgebiets Gesteine des Lias angetroffen worden. Ursprünglich haben die Mächtigkeiten des Lias vermutlich zwischen 500 und 700 m gelegen (HOFFMANN 1962). In der Bohrung Emmerich 1 (TK 25: 4203 Kalkar; R 13 485, H 37 160) wurden 118 m mächtige liassische Gesteine erbohrt (ELBERSKIRCH & WOLBURG 1962).

Paläogeographie und Genese: Im Lias öffnete sich die Niederrhein-Ems-Senke erneut. Ein weites Flachmeer entstand, das schließlich die Verbindung zum westholländischen und zum lothringischen Lias-Becken herstellte. Die Folge war ein intensiver Faunenaustausch zwischen diesen Regionen. Das Relief der Kontinente war ausgeglichen und das Klima feucht. Diese Umstände sorgten unter anderem dafür, daß während der Lias-Zeit überwiegend hochmarine Tone abgelagert wurden (ROSENFELD 1978).

3.6 Kreide

Zur Zeit der Unterkreide gehörten weite Teile des Niederrheingebiets dem Festland an. Limnische Ablagerungen in der Umgebung Rheinbergs belegen dies. Lediglich während des Hauterives kam es zu marinen Transgressionen, die möglicherweise auch das Blattgebiet erreichten. Während der Oberkreide-Zeit gehörte der größte Teil des Blattgebiets zur deutsch-niederländischen Meeresprovinz. Eine ausführliche Beschreibung der Ablagerungen aus dieser und der Münsterländer Meeresprovinz findet sich bei HILDEN & THIERMANN (1988).

3.6.1 Unterkreide

Gesteine: Die am Niederrhein bisher gefundenen Relikte von Ablagerungen aus der Unterkreide-Zeit bestehen aus graugrünen, glaukonitischen Sanden, die stellenweise von grobkörnigen, konglomeratischen Sanden überlagert werden (SCHAUB 1955 a, 1955 b).

Altersstellung und Abgrenzung: Die mikrofaunistische Untersuchung der unterkreidezeitlichen Sedimente erlaubte deren Zuordnung zum Hauterive (SCHAUB 1955 a). Von den liegenden liassischen Gesteinen unterschieden sich die der Unterkreide-Zeit sowohl petrographisch als auch faunistisch sehr deutlich. Die Trennung von jüngeren kreidezeitlichen Sedimenten läßt sich oft nur auf mikrofaunistischer Basis durchführen.

Verbreitung und Mächtigkeit: Ein sicherer Nachweis von Ablagerungen aus der Unterkreide-Zeit steht für das Blattgebiet zur Zeit noch aus. Wie in anderen Gebieten am Niederrhein könnten Unterkreide-Sedimente als Spaltenfüllungen im Steinkohlengebirge anzutreffen sein.

Paläogeographie und Genese: Die Sedimente des Hauterives entstanden im Zuge einer marinen Transgression. Die überdeckenden Konglomerate weisen jedoch auch auf küstennahe, vielleicht sogar fluviatile Entstehung hin.

3.6.2 Oberkreide (kro)

Gesteine: Die Ablagerungen der Oberkreide-Zeit bestehen im unteren Teil aus einer lückenhaften, oft eintönigen Wechselfolge von Sanden und Sandsteinen mit glaukonitischen

Mergeln und Mergelsteinen. Der obere Teil setzt sich aus Kalk und Kalksteinen, glaukonitischen Sanden und gering verfestigten Sandsteinen zusammen. Grünsande und Mergelsteine werden ebenfalls beschrieben.

Fossilien und Altersstellung: Die Fossilfunde aus kreidezeitlichen Ablagerungen bestehen in erster Linie aus Mollusken und Foraminiferen. So wurde in der Bohrung Hassum (R 05 190, H 26 970) eine Muschel der Gattung *Syncyclonema* gefunden. Die entsprechenden Schichten gehören demnach dem Campan an. Funde von *Inoceramus cardisoides* GOLDFUSS und *Inoceramus labiatus* (VON SCHLOTHEIM) aus der Bohrung Hülfr (R 10 050, H 23 640) zeigen, daß auch Unterturon und Untersanton angetroffen wurde. Aus Bohrungen bei Twisteden, die zu Beginn dieses Jahrhunderts südlich auf dem abschließenden Blattgebiet 4403 Geldern abgeteuft wurden, wies J. BÖHM (in WUNSTORF & FLIEGEL 1910) in organogenen Kalksteinen die Foraminiferen *Parasmilia* sp., *Terebratulina chyrnalis* (VON SCHLOTHEIM), *Gryphaea* cf. *vesicularis* (LAMARCK) und *Plicatula* sp. nach. Sie sind wenig typisch, erinnern aber bereits an Foraminiferen des Dans. Möglicherweise handelt es sich daher bei diesen Schichten schon um tertiärzeitliche Gesteine.

Insgesamt kommt im Blattgebiet eine unzusammenhängende Folge von Ablagerungen des Turons und Santons, untergeordnet auch des Coniacs und Campans, vor.

Abgrenzung: Die stratigraphische Abgrenzung zu älteren Schichten ist aufgrund der Fossilführung gut durchführbar. Die Grenzziehung zum hangenden Tertiär ist dagegen ausgesprochen problematisch. Die Faunen sind im Grenzbereich Kreide/Tertiär untypisch und erlauben keine eindeutige Abtrennung von den Gesteinsabfolgen des Paleozäns. Auch petrographisch entsprechen die Gesteine der jüngsten Oberkreide-Zeit denen des ältesten Paleozäns. Die Grenzziehung zwischen Kreide und Tertiär muß infolgedessen an vielen Stellen willkürlich bleiben.

Verbreitung und Mächtigkeit: Gesteine aus der Oberkreide-Zeit sind fast im gesamten Blattgebiet verbreitet. Lediglich im äußersten Nordosten, nordöstlich des Gocher Sprungs, fehlen sie aufgrund tektonischer Hochlage. Die Mächtigkeiten sind je nach tektonischer Position des jeweiligen Kreide-Vorkommens recht unterschiedlich. Im Osten des Blattgebiets liegen sie zwischen 140 und 240 m. Ob die Mächtigkeiten im Südwesten des Blattgebiets größer sind, läßt sich in Ermangelung entsprechender Aufschlüsse zur Zeit nicht feststellen. Gemeinsam mit den Schichten des Paleozäns dürften die Mächtigkeiten dort auf über 300 m anwachsen. Da eine Abgrenzung in diesem Bereich nicht möglich ist, wurden die Schichten von Kreide und Paleozän dort zusammenhängend dargestellt (Taf. 1 in der Anl.: Schnitt A – B).

Paläogeographie und Genese: Die Sande und Sandsteine sowie auch die Kalk- und Mergelsteine der Kreide-Zeit entstammen einem weit ausgedehnten Flachmeer. Lediglich die Rheinische Masse zeichnete sich als unbedeutendes Hochgebiet ab. Der Äquator lag damals 10 bis 20 Breitengrade nördlicher als heute. Daher verlief die nördliche Trockenzone über Mitteleuropa. In Warmwasserzonen, so auch im Blattgebiet, kam es unter anderem zu Riffbildungen. Während der gesamten Kreide-Zeit herrschte ein sehr ausgeglichenes Klima. Bedeutende Vergletscherungen aus dieser Zeit sind nicht bekannt.

Känozoikum

3.7 Tertiär

Während des Tertiärs wird die Niederrheinische Bucht erstmals als geologische Großstruktur deutlich erkennbar. Die tektonische Absenkung des Niederrheingebiets gegenüber dem Rheinischen Schiefergebirge nahm während dieser Zeit kräftig zu. Das paläogeographische Bild wurde durch diese Bewegungen in besonderem Maße beeinflusst. Zu Beginn des Tertiär-Zeitalters lag nur der Westteil der Niederrheinischen Bucht unter Meeresbedeckung. Nur dort finden sich daher paleozänzeitliche Schichtenfolgen. Im Laufe der Zeit kam es zu einem deutlichen Anstieg der Jahresdurchschnittstemperaturen. Zunächst aber wurde das gesamte Niederrheingebiet während des Eozäns zum Festland. Ein extrem starker Temperaturanstieg während dieser Zeit hatte aride, zum Teil tropische Klimaverhältnisse zur Folge. Dadurch wurden die zutage anstehenden Gesteine einer intensiven Verwitterung ausgesetzt. Die tektonischen Bewegungen nahmen erneut kräftig zu und verstärkten sich im Laufe des Eozäns. Während der Oligozän-Zeit sanken die Temperaturen deutlich gegenüber dem Eozän ab. Während des späten Miozäns und Pliozäns zog sich das Meer nach Norden zurück. Während dieses Zeitraums befand sich der Bereich des heutigen Blattgebiets in einer Region zwischen Land und Meer. Infolgedessen ist innerhalb dieser Schichtenfolge ein intensiver Fazieswechsel zu beobachten.

3.7.1 Paleozän (pal)

Gesteine: Die Gesteine des Paleozäns lassen sich in einen unteren, karbonatischen Abschnitt und einen oberen, überwiegend klastisch ausgebildeten Teil untergliedern. Die ältesten Gesteine des Unterpaleozäns sind grau-, gelb- oder hellbraun gefärbte organogene Kalksteine oder Fossiltrümmerkalksteine (Houthem-Schichten). Die Kalksteine sind meist sehr fest. Sie sind von zahlreichen Klüften durchsetzt. Auch sandige und schluffige Einlagerungen kommen häufig vor. Meist sind darin auch Pyritkonkretionen enthalten. Es werden weiche Zwischenlagen mit Glaukonit erwähnt, die Eisenkörnchen und Stückchen geschichteten Tonsteins enthalten.

Im Hangenden der kalkig entwickelten unterpaleozänzeitlichen Schichtenfolge lagern Grob- und Mittelsande, die oft zu harten Sandsteinbänken verfestigt sind (Hückelhoven-Schichten). Stellenweise führen sie sogar Braunkohlenreste. Auch Kalksandsteinbänke werden beschrieben. Über den Sandsteinen lagern häufig Fein- und Mittelsande (Sand von Heers), die hellgrüngrau gefärbt sind und Glimmer führen. Sie wechsellagern mit hellgrauen, karbonatischen Tonsteinen und Tonen. Alle erwähnten Schichten enthalten Glaukonit. Über den Fein- und Mittelsanden folgen oft grau und braun gefärbte Mergel- und Kalkmergelsteine, manchmal auch Kalksandsteine (Mergel von Gelinde). Im Blattgebiet ist in erster Linie die mergelige Fazies erhalten. Den Abschluß der paleozänzeitlichen Schichtenfolge bilden manchmal ein feinsandig ausgebildeter Ton und Schluff (Ton von Landen). Stellenweise kommt auch ein grau oder hellbraun gefärbter Mergel vor.

Fossilien: Bisher gibt es paläontologische Untersuchungen paleozänzeitlicher Schichten nur aus außerhalb des Blattgebiets gelegenen Aufschlüssen. In erster Linie sind hier die Bohrungen Uedem 1 (TK 25: 4303 Uedem; R 18 600, H 27 465), Emmerich 1 (TK 25:

4203 Kalkar; R 13 485, H 37 160), Bislich 1⁵⁷ (TK 25: 4305 Wesel; R 35 963, H 25 924) sowie der Schachtaufschluß Friedrich-Heinrich 4 (TK 25: 4404 Issum; R 32 826, H 09 320) zu nennen. In diesen Aufschlüssen kommen sehr häufig rotaliide Foraminiferen vor, die eine Verknüpfung mit der niederländischen Houthem-Formation ermöglichen. Milioliden, Ostracoden und Bryozoen aus den entsprechenden Schichten bestätigen diese Zuordnung. Besonders typisch für die Schichten des frühen Paleozäns ist *Rotalia saxorum* D'ORBIGNY (INDANS 1965). DOPPERT & NEELE (1983) erwähnen diese Spezies neben *Pararotalia globigeriniformis* (VAN BELLEN) als besonders typisch für die Houthem-Schichten. Die Houthem-Schichten werden der niederländischen Foraminiferenzone FK zugeordnet. Diese umfaßt den oberen Teil des Dans und reicht in das Thanet hinein. Aus den Hückelhoven-Schichten liegen Untersuchungen des Nannoplanktons vor. Dadurch wird eine Zuordnung zur Nannoplanktonzone NP 4 möglich. Für den Sand von Heers gibt es Bestimmungen aus der Bohrung Emmerich 1 (FAHRION 1958). Ein Fund von *Bulimina trigonalis* TEN DAM und die dort gefundene Molluskenfauna erlauben die Verknüpfung mit der Typlokalität. Der Sand von Heers wird aufgrund des Vorkommens von *Bulimina trigonalis* TEN DAM und *Cibicides propius* (BROTZEN) in die Foraminiferenzone FJ gestellt.

Altersstellung und Abgrenzung: Aufgrund der Foraminiferen- und Molluskenfauna lassen sich die beschriebenen Gesteine eindeutig dem Paleozän zuordnen. Eine Abgrenzung zu den liegenden Gesteinen aus der Kreide-Zeit nur aufgrund petrographischer Beschreibungen ist fast immer unmöglich. Aus diesem Grunde wurden die Schichten des Paleozäns und der Oberkreide im Schnitt (s. Taf. 1 in der Anl.: Schnitt A – B) zusammengefaßt. Auch die Abgrenzung gegen die hangenden Schichten ist ausgesprochen schwierig. Die überlagernden Schichten des Mitteloligozäns sind von ihrer petrographischen Ausbildung her fast identisch mit den höheren Teilen der paleozänzeitlichen Schichtenfolge. Daher ist man auch bei der Abgrenzung zu den hangenden Schichten auf paläontologische Untersuchungen angewiesen.

Verbreitung und Mächtigkeit: Gesteine aus der Paleozän-Zeit sind im gesamten Blattgebiet verbreitet. Die vollständige Mächtigkeit der Schichtenfolge des Paleozäns kann für das Blattgebiet nur abgeschätzt werden, da keine paläontologischen Untersuchungen vorliegen. Die Interpolation aus entfernt gelegenen Aufschlüssen läßt eine Gesamtmächtigkeit der Schichtenfolge von etwa 85 m erwarten. Westlich des Wember Sprungs (vgl. Abb. 9, S. 103) muß jedoch mit deutlich größeren Mächtigkeiten gerechnet werden. Möglicherweise werden dort sogar Mächtigkeiten von mehr als 160 m erreicht. Von einzelnen Schichtengliedern des Paleozäns lassen sich die Mächtigkeiten etwas genauer eingrenzen. So dürften die Kalksteine der Houthem-Schichten nicht mächtiger als 15 m werden. Die klastische Fazies des höheren Paleozäns kann unter Umständen Mächtigkeiten von 70 m und mehr erreichen. Die Hückelhoven-Schichten dürften dagegen kaum mächtiger als 15 m sein.

Paläogeographie und Genese: Im frühen Paleozän gehörte das Blattgebiet einem Meer an, das den Norden und Westen der Niederrheinischen Bucht bedeckte. Darin kam es zur Bildung von Warmwassercarbonaten. Eine Vielzahl von Indizien, so auch die auf etwa 75° Nord liegende Palmengrenze (SCHWARZBACH 1974), belegen den subtropischen Charakter des Klimas dieser Zeit. $\delta^{18}\text{O}$ -Untersuchungen zeigen für das frühe Paleozän in der südlichen Nordsee Wassertemperaturen von 12 – 13 °C, während für das späte Paleozän 22 °C ermittelt wurden (BUCHARDT 1978). Der intensive fazielle

Wechsel in den Gesteinen des Unterpaleozäns deutet auf ein zumindest zeitweise bestehendes litorales Sedimentationsmilieu. Die eher klastischen Schüttungen des Oberpaleozäns weisen auf terrestrische Sedimentation hin.

3.7.2 Eozän

Gesteine: Bisher sind aus der näheren Umgebung des Blattgebiets lediglich Verwitterungsbildungen aus dem Eozän bekannt geworden. So wird eine Karneollage über dem Buntsandstein des Schachtes Rossenray als eozänzeitliche Verwitterungsbildung gedeutet (KALTERHERBERG & KARRENBURG 1958). Im Schacht Hoerstgen wurde ein fester, ockerfarbener, limonitischer Mergel ebenfalls dem Eozän zugerechnet (KALTERHERBERG & KARRENBURG 1958). Hellbraunrot gefärbte Tone über den Kreide-Ablagerungen des Peelgebiets wurden ebenfalls als eozänzeitlich angesehen (WUNSTORF & FLIEGEL 1910). Neuerdings wurden in der Bohrung Burghof (TK 25: 4802 Wassenberg; R 06 315, H 71 972) marine Ablagerungen aus dem Eozän erbohrt. Es sind dort grüngrau gefärbte, schluffige Feinsande. Auch Schlufflagen, die zum Teil im Millimeterbereich geschichtet sind, kommen vor. Im untersten Teil wird ein kalkiger Sandstein mit etwas Schalendetritus beschrieben.

Fossilien und Altersstellung: Bisher sind nur in der Bohrung Burghof pyritisierte Scheibchendiatoomeen gefunden worden. Solche Diatoomeen wurden von STAESCHE & HILTERMANN (1940) aus dem Untereozän beschrieben (KLOSTERMANN & RESCHER & WEFELS 1997). Die Altersstellung der Verwitterungsbildungen ergibt sich lediglich aus ihrer Stellung innerhalb der Schichtenfolge.

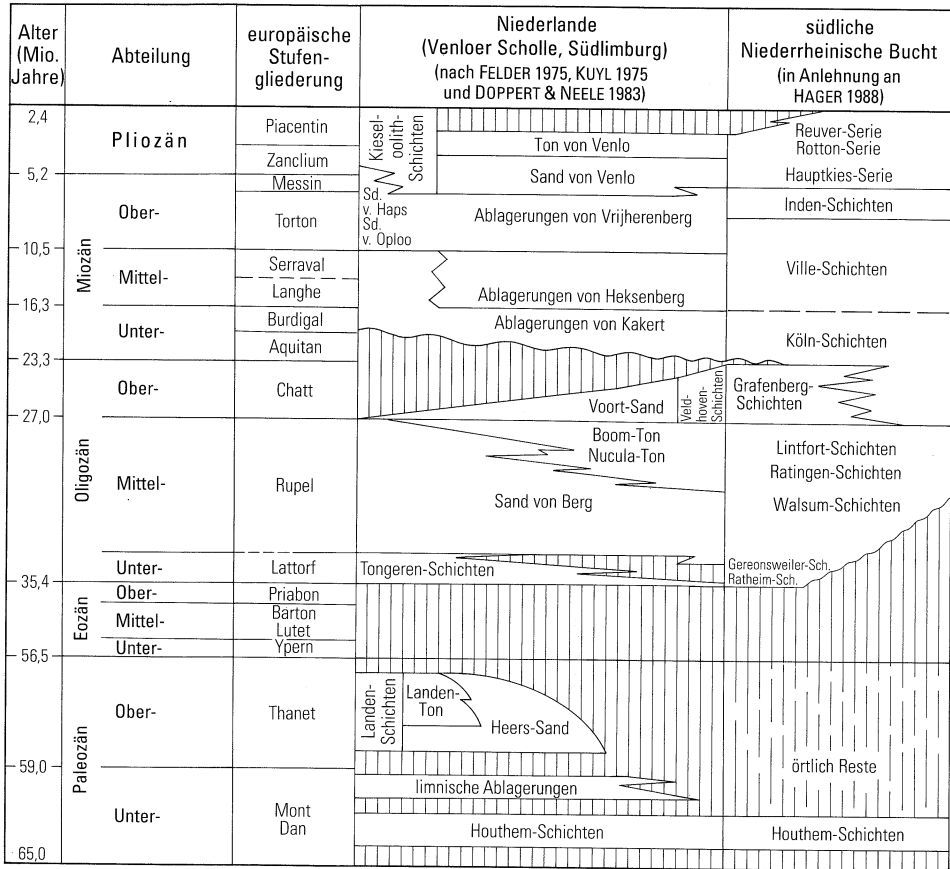
Verbreitung und Mächtigkeit: Eozänzeitliche Verwitterungsbildungen dürften wahrscheinlich im Blattgebiet vorhanden sein, sind aber bisher nicht nachgewiesen. Ob marine Schichten wie in der Bohrung Burghof existieren, ist ebenfalls unbekannt. Sollten solche Sedimente vorkommen, dürften sie im Bereich der Venloer Scholle in geringer Mächtigkeit erhalten sein.

Paläogeographie und Genese: Der größte Teil des Niederrheingebiets gehörte im Eozän zum Festland. Die marinen Eozän-Schichten dürften mit dem südenglischen und belgischen Eozän-Becken in Verbindung gestanden haben. Besonders extreme klimatische Verhältnisse prägten die Eozän-Zeit. Die Temperaturen des Meerwassers in der südlichen Nordsee hatten im Untereozän bereits + 27 °C erreicht. Im Mitteleozän waren sie mit + 30 °C auf die höchsten Werte des gesamten Känozoikums angestiegen. Im Obereozän kam es zu einer drastischen Absenkung der Temperaturen auf + 18 °C (BUCHARDT 1978). Die warmtropischen bis tropischen Klimaverhältnisse führten zur intensiven Verwitterung älterer Gesteine.

3.7.3 Oligozän

Die Schichtenfolge des Oligozäns kann im Blattgebiet ebenso wie im übrigen Nieder-rheinischen Tiefland in einen unteren, mehr tonigen Abschnitt – das Rupel – und einen oberen, vorwiegend sandigen Teil – das Chatt – untergliedert werden (vgl. Tab. 6).

Tabelle 6
Gliederung des Tertiärs
(nach KLOSTERMANN 1992 b)



3.7.3.1 Rupel (olm)

Die Schichtenfolge des Rupels wird in Walsum-, Ratingen- und Lintfort-Schichten untergliedert.

Petrographie: Die Walsum-Schichten bestehen im Blattgebiet aus einem grauen Feinsand. Dieser Sand ist oft mittelsandig, manchmal sogar schluffig ausgebildet. Sehr oft findet sich im untersten Teil ein Basiskonglomerat, das nach oben hin in Sande oder Sandsteine übergeht. Im westfälisch-niederländischen Grenzgebiet enthält das Basiskonglomerat neben fettglänzenden Quarzen auch faustgroße Phosphoritknollen mit zahlreichen Fischresten (BENTZ 1930). Aus dem Peelgebiet werden ebensolche Vorkommen beschrieben (PANNEKOEK 1956). Der Quarzgehalt der Sande kann auf bis zu 90 % anwachsen. Regelmäßig kommen glaukonitische Lagen und Anreicherungshorizonte von

Tabelle 6
(Fortsetzung)

nördliche Niederrheinische Bucht (nach ANDERSON 1966, 1968)	Blattgebiet Goch
Horizont von Nütterden und Weeze	Nütterden- und Weeze-Schichten
Uedem-Schichten	Afferden-Schichten Uedem-Schichten
Dingden-Schichten	Dingden-Schichten
Bislich-Schichten	Reinbek Bislich-Schichten
Hoerstgen-Schichten	Hemmoor
?	?
Grafenberg-Schichten	Chatt Grafenberg-Schichten
Lintfort-Schichten	Lintfort-Schichten
Ratingen-Schichten	Rupel Ratingen-Schichten
Walsum-Schichten	Walsum-Schichten
	?
örtlich Reste	Ton von Landen Mergel von Gelinde Sand von Heers Hückelhoven-Schichten
	Houthem-Schichten

Schalenresten vor. Vereinzelt soll in den Walsum-Schichten sogar ein grau gefärbter, mergelig-feinsandiger Tonstein erhalten sein (VAN DEN BOSCH & HAGER 1984).

Die Ratingen-Schichten sind sehr stark tonig ausgebildet. Meist sind es grün oder braun gefärbte Tonmergelsteine, die mit kalkig-schluffigen Tonen oder Tonsteinen wechsellagern. Besonders auffällig sind innerhalb dieser Schichtenfolge Kalkmergelsteinbänke oder hellgraue und braune Kalksteine. Häufig kommen auch Mergelkalkkonkretionen vor, die als Septarien bezeichnet werden. Diese sind in der Regel innerhalb bestimmter Schichten angereichert. Der durchschnittliche Kalkgehalt der gesamten Schichtenfolge liegt bei etwa 10 %. Neben den erwähnten Mergelkalkkonkretionen kommen auch Kalk- und Pyritkonkretionen vor. Vielfach ist ein geringer Sand- und Schluffanteil zu beobachten. Aus dem Boom-Ton der Niederlande, dem zeitlichen Äquivalent der Ratingen-Schichten, werden auch Pyrit, Markasit und Gips beschrieben (ZAGWIJN 1967).

Grau bis grüngrau gefärbte Tone und Tonsteine sind charakteristisch für die Lintfort-Schichten.

Oft treten sie in einer intensiven Wechsellagerung mit feinsandig-tonigen Schluffen auf. Diese etwas sandigere Fazies wird von grauen und grüngrauen Grobschluffen dominiert. Die Lintfort-Schichten enthalten immer einen gewissen Glaukonitanteil. Dieser ist jedoch außerordentlich starken Schwankungen unterworfen. Unter anderem aufgrund dieser Tatsache gibt es die verschiedensten Farbansprachen der Lintfort-Schichten. Sie reichen von Grün über Braun und Blaugrau bis hin zu Schwarz. Als Besonderheit der Lintfort-Schichten sind Kalkmergelstein- und Kalksteinbänke zu erwähnen. Sie sind meist sehr hart ausgebildet und grau beziehungsweise braun gefärbt. Vermutlich entsprechen diese Kalksteinbänke Lagen von Kalksteingeoden, wie sie aus anderen Gebieten beschrieben werden. Diese Geodenlagen treten bevorzugt im unteren Teil der Schichtenfolge auf. Sie wurden noch bis zu 40 m über der Basis des Mitteloiligozäns beobachtet (WÖLK 1941). Der Kalkgehalt steigt innerhalb der Lintfort-Schichten von unten nach oben hin an. Außer-

dem soll der untere Teil meist eher hellgrau, der obere dagegen mehr bräunlich gefärbt sein. Auch ein Anstieg der Gammastrahlung von unten nach oben hin scheint häufiger vorzukommen. Dieser Anstieg ist auf einen erhöhten Uran- und Thoriumgehalt der braun gefärbten Schichten zurückzuführen (VAN DEN BOSCH & HAGER 1984). Ob die hier beschriebenen Besonderheiten der Lintfort-Schichten leitenden Charakter haben, muß vorerst offenbleiben. Vielfach werden in der Schichtenfolge auch Pyritkonkretionen oder sogar Schwefelkiesknollen erwähnt. Gipseinlagerungen, die ebenfalls vorkommen, dürften ein Verwitterungsprodukt des Schwefelkieses sein.

Fossilien und Altersstellung: Die Walsum-Schichten enthalten stellenweise eine individuenreiche, aber artenarme Molluskenfauna. In den Profilen der Schächte Norddeutschland 1 und Walsum 1 (BREDDIN 1931) wurden größere Mengen von *Cyprina rotundata* (AGASSIZ) beschrieben. Auch die Mikrofauna ist artenarm. Meistens handelt es sich um eine Durchläuferfauna mit vielen sandschaligen Foraminiferen. Zahlreiche Fossilfunde aus den Schachtprofilen Walsum 1 und Norddeutschland 1 sichern die Zugehörigkeit der Walsum-Schichten zum Mitteloligozän (BREDDIN 1931). Der größte Teil der Walsum-Schichten wird mit dem niederländischen Sand von Berg gleichgestellt. Untersuchungen von JANSSEN (1982) und GAEMERS (1984) zeigen, daß zumindest Teile der Schichtenfolge zeitgleich mit den obersten Tongeren-Schichten entstanden sein dürften. Insgesamt werden die Walsum-Schichten mit dem Foraminiferenhorizont A gleichgesetzt.

Auch die Ratingen-Schichten führen nur eine sehr artenarme Molluskenfauna. Die Mikrofauna ist dagegen sehr artenreich entwickelt. Sie gehört dem Foraminiferenhorizont B an. Im unteren Teil dominieren Sandschaler wie beispielsweise *Spiroplectamina carinata* (D'ORBIGNY). Typische Foraminiferenformen beschrieb 1977 J. INDANS (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.) aus der Bohrung Uedem 1. Es handelt sich um folgende Spezies: *Fronicularia budensis* (HANTKEN), *Cassidulina carapitana* HEDBERG, *Heterolepa dutemplei* (D'ORBIGNY), *Spiroplectamina carinata carinata* (D'ORBIGNY).

Die Zuordnung der Ratingen-Schichten zu einem Teil des Rupels erfolgte aufgrund des Fundes von *Nuculuna deshayesiana* (NYST). Nach SPIEGLER (1965) sind die Ratingen-Schichten in das Rupel 2 zu stellen. Ein besonderes Problem hinsichtlich der stratigraphischen Zuordnung stellen Ratingen-Schichten dar, die im Duisburger Stadtwald nachgewiesen wurden (JANSSEN & DROZDZEWSKI 1986). Aus den dortigen Schichten wurde eine Foraminiferenfauna bekannt, die erst im unteren Rupel 4 auftritt (SPIEGLER 1965). Das Rupel 4 aber wird mit dem Rupel C2 (INDANS 1958) gleichgestellt. Somit wären die Ratingen-Schichten zeitgleich mit den Lintfort-Schichten entstanden!

Die Lintfort-Schichten lassen sich in die Foraminiferenzonen C und D untergliedern (INDANS 1958). Stellenweise ist eine Untergliederung in die Subzonen C1, C2 und C3 möglich. Die Foraminiferenzone C ist vielfach fossilarm, manchmal sogar fossilleer. Die Zone D ist durch ein deutliches Dentalinenmaximum gekennzeichnet.

Als Leitfossil der Lintfort-Schichten wird *Nuculana deshayesiana* (NYST) angesehen. Dieser Fossilfund belegt auch eindeutig die Zugehörigkeit dieser Schichten zum Mitteloligozän. Der untere Abschnitt der Lintfort-Schichten zeichnet sich durch dünnschalige, kleinwüchsige Foraminiferen aus; nach oben hin kommen immer häufiger dickschalige, großwüchsige Foraminiferen vor (INDANS 1965).

Abgrenzung: Die Abgrenzung des Rupels zu den im Liegenden meist vorkommenden Gesteinen des Paleozäns ist auf petrographischer Basis durchführbar. Das Basis-konglomerat und die sandige Fazies der Walsum-Schichten erlauben in den meisten Fällen eine sichere Abgrenzung. Die Ratingen-Schichten lassen sich aufgrund ihrer meist tonigen Ausbildung gut gegen die Walsum-Schichten abgrenzen. Die Grenzziehung zwischen Ratingen- und Lintfort-Schichten ist dagegen in jeder Hinsicht problematisch. Nicht einmal mittels der Foraminiferenfauna ist eine sichere Grenzziehung möglich.

Die Bezeichnungen Ratingen- und Lintfort-Schichten sind lithostratigraphische Begriffe. Der rasche laterale Fazieswechsel führt dazu, daß die Ratingen-Schichten je nach ihrer paläogeographischen Position in der Fazies der Lintfort-Schichten entwickelt sein können und umgekehrt. Die Grenze zwischen Ratingen- und Lintfort-Schichten verläuft eindeutig diachron. Die Abgrenzung des Rupels gegen das Chatt läßt sich dagegen mittels der Foraminiferenfauna gut durchführen. Das Auftreten von *Asterigerina gürchi gürchi* (FRANKE) zeigt, daß die Schichtenfolge des Chatts erreicht ist. Von den Lintfort-Schichten sind die Grafenberg-Schichten des Chatts außerdem in den meisten Fällen durch ihren höheren Sandgehalt unterscheidbar.

Verbreitung und Mächtigkeit: Die Schichten des Rupels sind im gesamten Blattgebiet verbreitet und weisen eine verblüffend konstante Mächtigkeit von etwa 150 m auf. Die Mächtigkeiten der Walsum-Schichten liegen im Durchschnitt zwischen 15 und 20 m. Die Ratingen-Schichten erreichen je nach paläogeographischer Position 10 – 15 m Mächtigkeit. Die Lintfort-Schichten haben Mächtigkeiten von 120 – 130 m.

Paläogeographie und Genese: Funde von großen Muscheln und Drifthölzern lassen den Schluß zu, daß es sich bei den Walsum-Schichten um ein küstennahes Seichtwassersediment handelt (KALTERHERBERG & KARRENBURG 1958). Für eine solche Interpretation spricht auch die Verbreitung der Walsum-Schichten innerhalb der Niederrheinischen Bucht. Sie kommen in einem nur etwa 60 km breiten Streifen vor, der sich von Bocholt über Düsseldorf bis nach Jülich hinzieht (WÖLK 1941). Nach Norden hin, auf das offene Meer zu, gehen die Walsum-Schichten vermutlich in eine tonige Still-beziehungsweise Tiefwasserfazies über (ANDERSON 1966), die wahrscheinlich den Ratingen-Schichten ähnelt. Die schon vor dem Rupel begonnene Temperaturabnahme setzte sich während der Zeit, als die Walsum-Schichten entstanden, mit verminderter Intensität fort (BUCHARDT 1978).

Die Ratingen-Schichten sind ein typisches Stillwassersediment. Neben ihrer tonigen Fazies wird dies durch die darin vorkommende Ostracodenfauna bestätigt. Trotz der sehr tonigen Fazies dürften die Wassertiefen während der Entstehung der Ratingen-Schichten lediglich zwischen 20 und 40 m gelegen haben (GOERLICH 1958). Die Ratingen-Schichten entstanden im Zuge einer beginnenden Transgression, die dazu führte, daß weite Teile der Niederrheinischen Bucht unter Meeresbedeckung gerieten. Die Wassertemperaturen in der südlichen Nordsee waren zu dieser Zeit extrem niedrig (BUCHARDT 1978). Vermutlich waren auch kalte, ozeanische Tiefenwässer, die von der Norwegen-See aus bis zum Niederrhein vordrangen, an der Entstehung der Ratingen-Schichten beteiligt.

Auch die Lintfort-Schichten können größtenteils als Stillwassersedimente bezeichnet werden. Dennoch ist im oberen Teil eine deutliche Zunahme der Wasserbewegung feststellbar. Der Sandgehalt nimmt zu, und es kommen bevorzugt dickschalige Foramini-

feren vor. Die Wassertiefen dürften zwischen 80 und 90 m gelegen haben (GOERLICH 1958). Da die tonige Fazies nach Norden hin immer stärker dominiert, kann man davon ausgehen, daß auch die Wassertiefen in diese Richtung zugenommen haben. Die Meerwassertemperaturen waren gegenüber den Ratingen-Schichten geringfügig weiter abgesunken (BUCHARDT 1978). Das Klima war, ebenso wie während der vorangegangenen Zeit des Mitteloligozäns, trocken-arid (ALBERS 1981).

3.7.3.2 Chatt (olo)

Petrographie: Die Sedimente des Chatts werden im Bereich des Niederrheinischen Tieflandes als Grafenberg-Schichten bezeichnet. Sie bestehen aus einer Wechsellagerung von grauen, grünen oder braunen, schluffig-feinsandigen Tonen oder Schluffen mit grün-grauen, schluffigen Feinsanden. Besonders im unteren Teil kommen auch Mittelsandlagen vor. Bei Betrachtung der gesamten Schichtenfolge fällt auf, daß die Korngrößen nach oben hin zunehmen. Glimmer, Glaukonit und Pyritkonkretionen sind fast immer vorhanden. Der Glaukonitgehalt ist im oberen Teil der Schichtenfolge deutlich höher. Auch mergelige Partien und sogar kalkige Feinsandsteinbänke werden beschrieben. Im Vergleich zu den Lintfort-Schichten ist der Kalkanteil der Grafenberg-Schichten deutlich höher (VAN DEN BOSCH & HAGER 1984). Oft kommen auch Muschelschillagen vor. Besonders im oberen Teil treten sie gehäuft auf. Dort gibt es Schichten, die zu fast 80 % aus Schalenbruch bestehen. Vielfach wurden diese Bänke als Hauptmuschelschicht bezeichnet (BREDDIN 1931). In vielen Schichtenverzeichnissen findet sich bei diesen Bänken der Hinweis: „massenhaft Schill“ (KLOSTERMANN 1989).

Fossilien und Altersstellung: Das Chatt zeichnet sich durch eine reiche Fossilführung aus. Oft sind Anreicherungen von Austern, Cyprinen und Dentalinen zu beobachten (BREDDIN 1931). Die orthostratigraphische Untergliederung des Chatts in Eochatt und Neochatt wurde am Doberg bei Bünde durchgeführt. ANDERSON (1958) gelang es an Proben aus dem Schacht Hoerstgen, diese Gliederung für den Niederrhein nachzuvollziehen. Die orthostratigraphische Gliederung fußt auf Pectiniden. Am Niederrhein wird die parastratigraphische Gliederung mit Hilfe von Foraminiferen durchgeführt. Das Chatt wird so in die Horizonte E, F und G gegliedert (INDANS 1958, 1965). Besonders typisch für den Basisbereich ist ein gehäuftes Auftreten von *Asterigerina gürchi gürchi* (FRANKE). Auch *Elphidium subnodosum* (ROEMER) kommt häufig vor.

Im Horizont F dominieren großwüchsige, dickschalige Foraminiferen. Häufig sind nach KLOSTERMANN & RESCHER & WEFELS (1997): *Palmula oblonga* (ROEMER), *Fronicularia cuneata* (ROEMER), *Lenticulina (Vaginulinopsis) gladia* (PHILLIPS), *L. (Robulus) osnabrugensis* (ROEMER), *Denticulina intermittens* (ROEMER).

Der Horizont G – das Neochatt – wird von Durchläuferfaunen beherrscht. Großwüchsige Lageniden sind charakteristisch für diesen Horizont. Die Horizontgrenzen der Ortho- und Parastratigraphie stimmen nicht überein. Die Horizonte E und F der Foraminiferengliederung entsprechen etwa dem Chatt A und B der Pectinidengliederung. Mit Hilfe des Nannoplanktons läßt sich das Chatt in die Zonen NP 24 und NP 25 gliedern.

Abgrenzung: Mit Hilfe der Foraminiferen ist eine Abgrenzung des Chatts gegen ältere Schichten möglich. Das gehäufte Auftreten von *Asterigerina gürchi gürchi* (FRANKE)

zeigt eindeutig die Zugehörigkeit der entsprechenden Sedimente zum Chatt. Petrographisch unterscheidet sich das Chatt (Grafenberg-Schichten) von den liegenden Lintfort-Schichten durch einen höheren Kalkgehalt und einen größeren Sandanteil. Die Abgrenzung gegen die hangenden miozänen Sedimente ist auf petrographischer Basis kaum durchführbar. Man ist für diese Grenzziehung auf die Untersuchung der Mikrofauna angewiesen.

Verbreitung und Mächtigkeit: Das Chatt ist im gesamten Blattgebiet verbreitet. Die Mächtigkeiten liegen im Nordosten des Blattgebiets bei ca. 190 m. Sie wachsen in südwestliche Richtung auf mehr als 220 m an. Ursache dieses Mächtigkeitszuwachses ist die tektonische Absenkung im Bereich der Venloer Scholle.

Mächtigkeiten von 200 m sind in der Bohrung Geldern T1 (TK 25: 4403 Geldern; R 14 640, H 09 750) im südlich anschließenden Blattgebiet nachgewiesen (KLOSTERMANN 1984).

Paläogeographie und Genese: Während des Oberoligozäns kam es weltweit zu einer kräftigen Absenkung des Meeresspiegels (HAQ & HARDENBOL & VAIL 1987). Die Folge waren weltweite Regressionen. In der Niederrheinischen Bucht kam es dagegen zu Transgressionen. Sie wurden durch die tektonische Absenkung der gesamten Niederrheinischen Bucht während des Chatts ermöglicht. Das Tertiär-Meer konnte bis nach Bonn und auf den Nordrand der Eifel vordringen. Das Blattgebiet gehörte während des Chatts dem vollmarinen Milieu an. Die Wassertiefen in dem Meer dieser Zeit dürften zwischen 40 und 100 m gelegen haben (ANDERSON 1968). Zeitweise hatten die Wellen wohl auch Grundberührung (KLOSTERMANN & RESCHER & WEFELS 1997). Die nach oben hin zunehmenden Korngrößen zeigen eine Verflachung des Meeres im Laufe der Zeit an. Das flache Sedimentationsmilieu hatte höhere Strömungsgeschwindigkeiten zur Folge, die zu einer vermehrten Ablagerung von Sand führten (KLOSTERMANN 1992 b). Die Küstenbereiche der damaligen Zeit dürften heutigen Nehrungsküsten ähnlich gewesen sein (VÖLPEL 1958). Aus der Region zwischen Süchteln und Ratingen wurden typische Sedimente einer solchen Nehrungsküste beschrieben (VÖLPEL 1958). Es gibt dort grobe Gezeitendriffsande. Darin findet man Knochenansammlungen von Haifischen, Schildkröten, Seekühen und anderen Meereslebewesen. Die Untersuchung von Korallen aus der Oberoligozän-Zeit läßt den Schluß zu, daß die Klimaverhältnisse auf dem Festland subtropisch gewesen sind. Die Jahresdurchschnittstemperaturen lagen vermutlich bei ca. 15 °C (GRIPP 1958). Die Zusammensetzung der Molluskenfaunen bestätigt diese Annahme. Die Wassertemperatur der Nordsee stieg am Ende des Chatts deutlich an. $\delta^{18}\text{O}$ -Untersuchungen sprechen für Wassertemperaturen von etwa 10 °C (BUCHARDT 1978).

3.7.4 Miozän (mi)

Während des frühesten Miozäns gehörten weite Teile der Niederrheinischen Bucht dem Festland an. Aus diesem Grunde sind die ältesten miozänen Schichten des Blattgebiets, die dem Hemmoor zugerechnet werden, durch eine Schichtlücke von den Grafenberg-Schichten getrennt. Die Transgression des Tertiär-Meeres erfolgte während der Hemmoor-Zeit aus südwestlicher Richtung. Während des folgenden Reinbecks setzte sich diese Transgression fort. Das gesamte Blattgebiet dürfte während dieser Zeit dem marinen Milieu angehört haben. Die Ablagerungen des Reinbecks lassen sich weiter in die Bislich-

und Dingden-Schichten untergliedern. Während des Obermiozäns begann der Rückzug des Meeres. Infolgedessen ist in der miozänzeitlichen Schichtenfolge des Blattgebiets ein intensiver Fazieswechsel zu beobachten. Marine und terrestrische Bildungen wechseln sowohl vertikal als auch lateral miteinander.

3.7.4.1 Hemmoor

Petrographie: Die Sedimente des Hemmoors werden von dunkelgrauen und dunkelbraunen Feinsanden dominiert. Ein deutlicher Mittelsandanteil ist immer vorhanden. Eine häufig auftretende intensive Grünfärbung der Sedimente ist auf den hohen Glaukonitgehalt der Schichten zurückzuführen. Vielfach findet sich ein geringer Schluff- und Tonanteil. Aber auch grobsandige Lagen und vereinzelt sogar Sandsteinbänke kommen vor. Stellenweise tritt auch ein geringer Carbonatgehalt auf. So beschreibt FAHRION (1958) aus der Bohrung Emmerich 1 (TK 25: 4203 Kalkar; R 13 485, H 37 160) grüngaue, glimmerführende, feinsandige Mergeltone, die aufgrund ihrer Fauna dem Hemmoor angehören.

Fossilien und Altersstellung: Bisher konnten innerhalb des Blattgebiets keine Schichten des Vierlandiums nachgewiesen werden. Weit südlich außerhalb des Blattgebiets ist inzwischen in der Bohrung Burghof (TK 25: 4802 Wassenberg; R 06 315, H 71 972) der Nachweis entsprechender Sedimente gelungen (KLOSTERMANN & RESCHER & WEFELS 1997). Dort kommen *Asterigerina gürci gürci* (FRANKE) und *Asterigerina gürci staeschei* (TEN DAM & REINHOLD) gleichzeitig vor. Diese Konstellation ist typisch für die in den Niederlanden nachgewiesene Foraminiferensubzone FE 1/2, die dem Vierlandium zugerechnet wird.

Die gesamte Fauna des Hemmoors ist durch das plötzliche massive Auftreten vieler neogener Formen gekennzeichnet. Ein deutlicher Wechsel der Faunengemeinschaft gegenüber dem Chatt ist feststellbar (INDANS 1965). Die Foraminiferenfauna des Hemmoors zeichnet sich durch auffallend großwüchsige Formen und das häufige Auftreten von Milioliden aus. Das bedeutendste Leitfossil des Hemmoors ist *Uvigerina tenuipustulata* (VOORTHUYSEN). Am Niederrhein reicht diese Spezies jedoch bis ins Reinbek hinauf (INDANS 1965). In Norddeutschland werden alle Schichten, die *Uvigerina tenuipustulata* (VOORTHUYSEN) führen, dem Hemmoor zugerechnet (DANIELS & SPIEGLER 1979). Ob diese norddeutsche Grenzziehung auf den Niederrhein übertragbar ist, kann zur Zeit nicht entschieden werden. Die Lösung dieser Frage muß künftigen Forschungen überlassen bleiben. Die Fauna des niederrheinischen Hemmoors ist jener des Peelgebiets sehr ähnlich (TEN DAM & REINHOLD 1942). Auf der Basis von Nannoplanktonuntersuchungen wird die Hemmoor-Stufe in die Nannoplanktonzone NN 4 gestellt (ROOIJEN et al. 1984).

Abgrenzung: Die Abgrenzung der Sedimente des Hemmoors gegen das liegende Chatt und das hangende Reinbek ist ausschließlich aufgrund faunistischer, insbesondere mikrofaunistischer Bestimmungen möglich. Mit petrographischen Kriterien läßt sich eine solche Abgrenzung nicht durchführen.

Verbreitung und Mächtigkeit: Schichten des Hemmoors dürften im gesamten Blattgebiet verbreitet sein. Die Mächtigkeiten lassen sich jedoch nur durch Interpolation aus Bohrungen abschätzen, die in benachbarten Gebieten mikrofaunistisch untersucht

wurden. So wurden in der Bohrung Emmerich 1 (TK 25: 4203 Kalkar; R 13 485, H 37 160) 28 m mächtige hemmoorzeitliche Schichten nachgewiesen (FAHRION 1958). Im Gebiet des östlichen Nachbarblatts 4303 Uedem nimmt KLOSTERMANN (1992 b) Mächtigkeiten bis zu 43 m an. Da das Blattgebiet Goch auch die tektonischen Tieflagen der Venloer Scholle umfaßt, kann man davon ausgehen, daß dort geringfügig größere Mächtigkeiten auftreten können. Diese Annahme scheint insbesondere dann berechtigt, wenn man berücksichtigt, daß die Mächtigkeiten der gesamten miozänzeitlichen Schichtenfolge von ca. 190 m im Osten des Blattgebiets auf mehr als 220 m im Westen zunehmen. Für die Ablagerungen des Hemmoors kann man daher vermutlich Mächtigkeitswerte zwischen 30 und 50 m im Blattgebiet erwarten.

Paläogeographie und Genese: Während des frühen Hemmoors gehörte das Blattgebiet vermutlich dem festländischen Faziesbereich an. Erst im Laufe der Zeit kam es zu erneuten Transgressionen. Das Meer stieß zunächst von Amsterdam kommend nach Süden in den Bereich der Rur-Scholle und des Peelgebiets vor (ANDERSON 1964). Von dort aus drang das Meer weiter nach Osten vor.

Die im westlichen Blattgebiet gelegenen Teile der Venloer Scholle wurden zuerst von der Transgression erfaßt. Schließlich geriet das gesamte Blattgebiet unter Meeresbedeckung. Südwestlich des Blattgebiets gelegene Aufschlüsse zeigen wattenähnliche Sedimentationsverhältnisse am Ende des Hemmoors. Es muß dort zu kurzfristigen Regressionen gekommen sein, die eine Verstärkung der Strömungen herbeiführten. Infolgedessen bildeten sich prielartige Rinnen, in denen sich zahlreiche Holzreste absetzen konnten. Auf den weiten Wattflächen entstanden ausgedehnte Muschelschillagen (KALTERHERBERG & KARRENBURG 1958). Die braune Färbung vieler hemmoorzeitlicher Sedimente ist wohl auf den höheren Gehalt an organischer Substanz zurückzuführen. Letztere hat ihren Ursprung sehr wahrscheinlich in den Braunkohlenmooren, die es zu dieser Zeit im Süden der Niederrheinischen Bucht gab.

3.7.4.2 Reinbek

Petrographie: Die Sedimente des Reinbeks lassen sich in einen unteren sandigen Abschnitt – die Bislich-Schichten – und in einen oberen tonigen Abschnitt – die Dingden-Schichten – untergliedern.

Die Bislich-Schichten bestehen aus schluffigen Feinsanden, die schwach kalkig bis kalkig entwickelt sind. Manchmal sind mittelsandige Schichten eingelagert. Die Sedimente sind meist grau und grüngrau gefärbt. Ein höherer Glaukonitgehalt hat eine kräftig grüne Färbung zur Folge. Muschelschill und Pyritkonkretionen kommen häufig vor. Der Ton- und Schluffanteil nimmt nach oben hin zu, der Glaukonitgehalt dagegen meistens ab. So gehen die Bislich-Schichten allmählich in die Dingden-Schichten über. Bei diesen handelt es sich um einen dunkelgrüngrauen bis schwarzgrauen, stark glimmerführenden schluffigen Ton. Aufgrund des hohen Glimmergehalts werden die Dingden-Schichten auch Glimmerton genannt. Schwermineralanalytisch zeigen die Schichten des Reinbeks Besonderheiten. Gegenüber den Liegendschichten ist ein deutlicher Anstieg der stabilen Schwerminerale zu verzeichnen, während gleichzeitig Epidot und Granat kräftig abnehmen.

Fossilien und Altersstellung: Aus einer nahe Xanten gelegenen Bohrung wurde durch A. VON KOENEN in WUNSTORF & FLIEGEL (1910) eine umfangreiche Fauna beschrieben. Er führt als Leitfossilien des Reinbeks *Aquilofusus festivus* (BEYRICH), *Streptochetus abruptus* (BEYRICH), *Hinia bocholensis* (BEYRICH) und *Gemmula zimmermanni* (PHILIPPI) an.

Die letzten beiden Arten kommen zwar auch im Hemmoor vor, dominieren aber im Reinbek eindeutig (KLOSTERMANN 1989). Ein besonderes Charakteristikum der Dingden-Schichten ist ein weniger häufiges Vorkommen großwüchsiger Lageniden und das Neuauftreten von *Elphidium antoninum* (D'ORBIGNY). Bislich- und Dingden-Schichten gehören aufgrund der darin enthaltenen Fauna zum Reinbek und damit ins Mittelmiozän. Der höhere Teil der Dingden-Schichten sollte jedoch aufgrund seiner Fauna ins Obermiozän hinaufreichen (ANDERSON in BRAUN & DAHM-ARENS & BOLSENKÖTTER 1968). In der mediterranen Stratigraphie entspricht das Reinbek vermutlich dem Langhe und Teilen des Serravals.

Abgrenzung: Eine gute Abgrenzung gegen liegende und hangende Schichten ist mit Hilfe der Mikrofauna möglich. Die Abgrenzung gegen ältere Schichten ist jedoch auch aufgrund der Besonderheiten im Schwermineralspektrum möglich. Der beschriebene Übergangsbereich im Schwermineralspektrum findet sich, wie Vergleiche mit der Bohrung Geldern T1 (ROOIJEN et al. 1984) zeigen, innerhalb der Nannoplanktonzonen NN4 und NN5. Das bedeutet, der schwermineralanalytische Umschwung findet an der Wende vom Hemmoor zum Reinbek statt. Petrographisch läßt sich eine Grenzziehung weder zum Liegenden noch zum Hangenden hin sicher durchführen.

Verbreitung und Mächtigkeit: Schichten des Reinbeks sind im gesamten Blattgebiet verbreitet. Bezüglich der Mächtigkeiten trifft das bereits für die Hemmoor-Schichten Gesagte zu. Es sind lediglich Mächtigkeitsschätzungen möglich. Aus in benachbarten Bereichen sicher eingestuftem Bohrprofilen kann man im Blattgebiet Goch mit Mächtigkeiten des Reinbeks von 20 – 70 m rechnen. Dabei dürften die größeren Mächtigkeiten eher im westlichen Blattgebiet innerhalb der Venloer Scholle vorkommen.

Paläogeographie und Genese: Obwohl es in weiten Teilen des Niederrhein-gebiets im Reinbek zu Regressionen kam, blieb die Region zwischen Bocholt und Wesel von dieser Tendenz ausgenommen. Dort transgredierte das Meer zu dieser Zeit noch weiter nach Osten (ANDERSON 1964). Gegenüber dem Hemmoor blieb das Sedimentationsmilieu unverändert. Auch während des Reinbeks gehörte das Blattgebiet einem Flachmeer mit wattenähnlichem Charakter an. Die Korngrößenverteilung innerhalb der Schichtenfolge des Reinbeks deutet jedoch darauf hin, daß die Wassertiefen im Laufe der Zeit zugenommen haben. Die Wassertemperaturen in der südlichen Nordsee erreichten während des Reinbeks ein Maximum von mehr als 15 °C (BUCHARDT 1978). Aber noch während des Reinbeks begannen die Temperaturen deutlich abzusinken. Am Ende des Reinbeks war die Marke von 15 °C bereits wieder erreicht.

3.7.4.3 Obermiozän (mio)

Uedem-Schichten ANDERSON 1966

Afferden-Schichten KLOSTERMANN 1997, partim

Petrographie: Innerhalb der obermiozänzeitlichen Schichtenfolge ist zum einen eine marine Fazies entwickelt, die Uedem-Schichten, zum anderen eine terrestrische

Fazies, die Afferden-Schichten (Abb. 4). Da die Afferden-Schichten zum größten Teil in die pliozänzeitliche Schichtenfolge gehören, werden sie im Kapitel 3.7.5 beschrieben.

Der größte Teil der obermiozänzeitlichen Schichtenfolge ist in der Fazies der Uedem-Schichten ausgebildet. Die Ablagerungen der marinen Uedem-Schichten entsprechen im untersten Teil noch der Fazies der Dingden-Schichten. Im oberen Teil aber werden die Uedem-Schichten von Feinsanden dominiert. ROOIJEN et al. (1984) beschreiben diese Korngrößenzunahme aus der

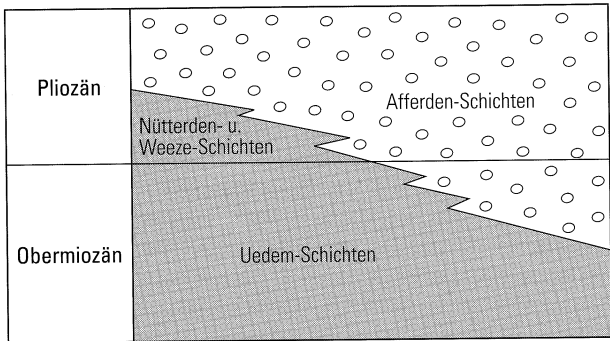


Abb. 4 Gliederung des Obermiozäns und Pliozäns

Bohrung Geldern T1 (TK 25: 4403 Geldern; R 14 640, H 09 750). Auch in der Bohrung Uedem 1 (TK 25: 4303 Uedem; R 18 600, H 27 465) wurde dieser allmähliche Fazieswechsel beobachtet. Der untere Teil des Obermiozäns (Uedem-Schichten) besteht dort aus einer Wechsellagerung von grauen und braunen Tonen und Schluffen mit schluffigen Feinsanden, die sehr viel Glimmer führen. Daneben kommen auch fein- bis grobsandige Mittelsande gleicher Farbe vor. Besonders charakteristisch für diesen Abschnitt der Uedem-Schichten sind mergelig entwickelte glaukonitische Feinsandsteinbänke. Wenig südlich außerhalb des Blattgebiets treten Sedimente des Obermiozäns nahe an die Erdoberfläche. Durch nachfolgende Verwitterungsvorgänge haben sie dort eine rostrote Farbe angenommen. Eisenschwarten und stark verfestigte eisenschüssige Bänke konnten so entstehen. Aus der Bohrung Emmerich 1 (TK 25: 4203 Kalkar; R 13 485, H 37 160) wird ein grüngrauer bis graubrauner, toniger Glimmersand und ein sandiger Glimmerton mit wechselndem Glaukonitgehalt beschrieben (FAHRION 1958). Innerhalb des Blattgebiets Goch wurde in mehreren Kernbohrungen ausschließlich der obere Teil der Uedem-Schichten erbohrt. Es sind dort sehr gut sortierte glimmerführende Feinsande mit einem geringen Mittelsand- und Schluffanteil. Der Schluffgehalt kann stellenweise auf mehr als 20 % ansteigen. Die Schichten sind in den meisten Fällen grün, seltener grau gefärbt. Der obere Teil der Uedem-Schichten ist im Blattgebiet entkalkt. Sporadisch wurden innerhalb der Schichtenfolge Flachwasserrippeln und Grabgänge beobachtet. Schwermineralanalytisch zeichnen sich die Sedimente des Obermiozäns durch einen erhöhten Zirkon- und Granatgehalt aus.

Fossilien und Altersstellung: In der obermiozänzeitlichen Schichtenfolge fehlen in der Foraminiferenfauna typische Spezies des Mittelmiozäns. Besonders auffallend für das Obermiozän ist das häufige Auftreten von Formen der „*Lagena*“-*metzacheri*-Gruppe (*Bolboforma* spp.). Als charakteristische Foraminiferen des Obermiozäns werden von TEN DAM & REINHOLD (1942) *Elphidium antoninum* (D'ORBIGNY), *Bulimina elongata* (D'ORBIGNY), *Nonion boueanum* (D'ORBIGNY) und *Cibicides lobatulus* (WALKER & JAKOB) beschrieben.

Die in der näheren Umgebung des Blattgebiets Goch nachgewiesene obermiozänzeitliche Foraminiferenfauna erlaubt eine Verknüpfung dieser Schichten mit der niederländischen Foraminiferenzone FC (ROOIJEN et al. 1984).

Im Zusammenhang mit dem Fund eines obermiozänen Walskeletts (KLOSTERMANN 1992 b: 44) konnte außerdem eine reiche Knorpelfischfauna nachgewiesen werden. VON DER HOCHT (1988) nennt *Macrorhizodus escheri* (AGASSIZ 1843), *Carcharodon carcharias* (LINNÉ), *Odontaspis vorax* (LE HON), *Squalus* sp., *Pristiophorus* sp.

Die Untersuchung der Gesamtfauuna im Umfeld des Walfundes von Kervenheim ergab eine eindeutige Zuordnung der dortigen Schichten zur Gram-Stufe (JANSSEN & VAN DEN BOSCH & VAN DER HOCHT 1988). Die bisher am Niederrhein nachgewiesenen obermiozänen Schichten wurden ausschließlich in die Langenfeld-Stufe gestellt. Auch die Uedem-Schichten der Typlokalität wurden von ANDERSON (1961) in diesem Sinne eingestuft. Aus der Bohrung Uedem 190 (TK 25: 4303 Uedem; R 15 170, H 25 965) beschreibt ANDERSON (1958) folgende Molluskenfauna, die ihn veranlaßte, die entsprechenden Schichten ins Langenfeld zu stellen: *Glycymeris pilosa deshayesi* (MAYER-EYMAR), *Pecten brummeli* (NYST), *Astarte fusca* (POLI), *Venus multilamella* (LAMARCK).

Der Fund von *Astarte fusca* (POLI) war ausschlaggebend für die Zuordnung zum Langenfeld. Die in der Umgebung des Blattgebiets in den obermiozänen Schichten vorgefundene Gesamtfauuna zeigt, daß die Uedem-Schichten die Langenfeld- und die Gram-Stufe umfassen.

Abgrenzung: Die Abgrenzung der Uedem-Schichten zu den liegenden Dingden-Schichten aufgrund petrographischer Kriterien erweist sich als unmöglich. Mit großer Sicherheit läßt sich diese Grenzziehung aber mit Hilfe der Faunen durchführen. Innerhalb der marinen Fazies ist die Grenze zu den hangenden Nütterden- und Weeze-Schichten auf petrographischer Basis ebenfalls nicht faßbar. Aber auch hier ist eine sichere Abgrenzung mittels der marinen Faunen möglich. Gegen die etwas gröber entwickelte terrestrische Fazies der Afferden-Schichten lassen sich die Uedem-Schichten auch petrographisch gut abtrennen. Ebenso zeigt sich im Schwermineralspektrum eine deutliche Änderung. Gegenüber den marinen pliozänen Sedimenten zeigen die Uedem-Schichten einen deutlich erhöhten Zirkon- und Granatgehalt. Im Pliozen dagegen nehmen Turmalin und die metamorphen Schwerminerale kräftig zu.

Verbreitung und Mächtigkeit: Die Uedem-Schichten sind im gesamten Blattgebiet verbreitet. Zwischen Kendelbach und dem Nordrand der Weezer Hees werden die Uedem-Schichten unmittelbar von fluviatilen Sedimenten des Pleistozäns überlagert. Westlich der Hees und nördlich des Kendelbachs dagegen sind terrestrische Sedimente des Pliozens zwischen Uedem-Schichten und pleistozänen Kiesen eingeschaltet. Aus den in der Umgebung des Blattgebiets nachgewiesenen Mächtigkeiten der obermiozänen Schichtenfolge kann man schließen, daß die Uedem-Schichten im Blattgebiet zwischen 100 und 130 m mächtig sein dürften. Die größten Mächtigkeiten sind auch hier im Westen, innerhalb der tektonischen Tieflagen der Venloer Scholle, zu erwarten.

Paläogeographie und Genese: Während des Obermiozäns setzte sich der Rückzug des Tertiär-Meeres nach Norden hin fort. Der größte Teil der obermiozänen Sedimente zeigt, daß das Blattgebiet während langer Zeitabschnitte des Obermiozäns dem marinen Faziesbereich angehörte. Diese Vermutung wird durch die an Kernproben ermittelten Sortierungswerte bestätigt. Sie schwanken zwischen 1,09 und 1,13. Dies sind Werte, die für marines Milieu, und zwar den Übergangsbereich zwischen Flachmeer und

Strand, stehen (FÜCHTBAUER & MÜLLER 1977). Die gute Sortierung entstand durch das relativ hochenergetische Milieu. Die Annahme eines zu dieser Zeit im Blattgebiet existierenden Flachmeers wird durch in Bohrkernen beobachtete Flachwasserrippeln und Grabgänge mariner Organismen gestützt. Auch die im Umfeld des Walskeletts von Kervenheim beschriebene Knorpelfischfauna deutet auf sehr geringe Wassertiefen und Wassertemperaturen von ca. 10 °C hin (VON DER HOCHT 1988). Diese Werte stimmen mit den von BUCHARDT (1978) in der südlichen Nordsee ermittelten Temperaturen recht gut überein.

Gegen Ende des Obermiozäns dürften Teile des Blattgebiets einem eher terrestrischen Milieu angehört haben. Deltaablagerungen und fluviatile Sedimente, wie sie für die Afferden-Schichten des Pliozäns typisch sind, kommen zumindest stellenweise in den obersten Abschnitten der obermiozänzeitlichen Schichtenfolge vor. Die gröbere Körnung, die graue Farbe und die Zunahme von Turmalin und metamorphen Schwermineralen zeigen den terrestrischen Einfluß an. Erneuter mariner Einfluß wird an der Zunahme von grüner Hornblende deutlich.

3.7.5 Pliozän (pli)

Nütterden-Schichten OPPENHEIM 1917

Weeze-Schichten ANDERSON 1968

Afferden-Schichten KLOSTERMANN 1997, partim

Petrographie: Sedimente des Pliozäns kommen im Blattgebiet in zwei verschiedenen Faziesvarianten vor. Die marine Fazies wird als Nütterden- und Weeze-Schichten bezeichnet, die terrestrische als Afferden-Schichten.

Die Nütterden- und Weeze-Schichten sind von ihrer petrographischen Ausbildung her mit den Uedem-Schichten identisch (s. Kap. 3.7.4.3).

Die Sedimente der Afferden-Schichten sind im Blattgebiet als grobsandiger Mittelsand entwickelt. Die Schichten sind hellgrau und grau, vielfach sogar fast weiß gefärbt. Ursache dieser hellen Farbe ist der extrem hohe Quarzgehalt der Schichten. Die Korngrößen nehmen innerhalb der Afferden-Schichten von unten nach oben hin zu. Daher kommen im oberen Teil auch Feinkiesschnüre vor. Auffallend ist eine gegenüber dem Obermiozän schlechtere Sortierung. Die Werte liegen zwischen 1,26 im unteren Teil der Schichtenfolge und 1,46 im oberen Teil. Im Schwermineralspektrum tritt gegenüber dem Obermiozän ein deutlich erhöhter Turmalingehalt auf. Auch der Anteil der metamorphen Schwerminerale nimmt kräftig zu. Epidot kommt in der terrestrischen Fazies des Pliozäns nicht vor.

Fossilien und Altersstellung: Aus den marinen Schichten des Pliozäns – den Nütterden- und Weeze-Schichten – wurde von OPPENHEIM (1917) eine artenarme, aber individuenreiche Fauna beschrieben. Unter anderem fanden sich *Cardita scalaris* (SOWERBY), *Astarte incerta* (WOOD), *Varicorbula gibba* (OLIVI), *Mactra ovalis* (SOWERBY) und *Ditrupa cornea* LINNÉ.

OPPENHEIM (1917) stufte die Schichten ins Scaldisium ein. Aus pliozänzeitlichen Schichten im östlich anschließenden Blattgebiet Uedem beschreibt ANDERSON (1968) ein Vorkommen pliozänzeitlicher Sedimente, das von F. J. BRAUN gefunden wurde und eine mari-

ne Fauna enthielt. Aus den tiefsten Schichten einer Kiesgrube am Vasenhof bei Weeze-Kalbeck kamen zahlreiche Fossilien in Steinkernerhaltung und limonitisierte Schalenreste zutage. Folgende Arten werden beschrieben: *Panopaea faujasi* (MENARD), *Glycymeris glycymeris variabilis* (SOWERBY), *Cyprina islandica* LINNÉ, *Pygocardia rustica* (SOWERBY), *Callista chione* (LINNÉ). Auch diese Schichten wurden ins Scaldisium gestellt.

Die Sedimentfolge der Afferden-Schichten ist offenbar fossilfrei.

Abgrenzung: Die Abgrenzung der Nütterden- und Weeze-Schichten gegen die liegenden Uedem-Schichten ist mittels ihrer Fossilführung besonders gut durchführbar. Im Schwermineralspektrum zeigt sich in der pliozänzeitlichen Schichtenfolge ein deutlicher Anstieg des Turmalingehalts. Die Prozentanteile der metamorphen Schwerminerale nehmen im Pliozän zu. Auch gegen überlagernde quartärzeitliche Schichten können die Nütterden- und Weeze-Schichten aufgrund ihrer feinkörnigen Fazies gut abgegrenzt werden. Schwermineralanalytisch zeichnet sich das Pliozän durch deutlich höhere Gehalte an stabilen Schwermineralen aus.

Die Afferden-Schichten können aufgrund ihrer Farbe und gröberen Fazies gut von den liegenden Uedem-Schichten abgegrenzt werden. Von hangenden quartärzeitlichen Kiesen und Sanden unterscheiden sie sich durch ihr Schwermineralspektrum, das von stabilen Schwermineralen dominiert wird. Die quartärzeitlichen Sedimente sind am erstmaligen Vorkommen instabiler Schwerminerale in höheren Prozentgehalten erkennbar.

Verbreitung und Mächtigkeit: Angaben über Verbreitung und Mächtigkeit der marinen Nütterden- und Weeze-Schichten sind zur Zeit nicht möglich, da innerhalb des Blattgebiets bisher in diesen Sedimenten keine fossilführenden Ablagerungen angetroffen wurden.

Die Afferden-Schichten sind mit Ausnahme des Südostquadranten im gesamten Blattgebiet verbreitet. Die Mächtigkeiten schwanken zwischen 2 und 20 m. Dabei werden die größeren Mächtigkeiten im Westteil des Blattgebiets innerhalb der Venloer Scholle erreicht. Ursache ist die junge tektonische Absenkung dieses Gebiets.

Paläogeographie und Genese: Das Blattgebiet befand sich während des Pliozäns im Küstenbereich der tertiärzeitlichen Nordsee. Infolgedessen wechseln marine Ablagerungen mit Deltasedimenten und Flußablagerungen.

Bisher ist es nicht gelungen, die marine von der terrestrischen Fazies flächenhaft abzugrenzen, da die obersten marin entwickelten Schichten fast immer entkalkt sind. Aufgrund der Sortierungswerte läßt sich vermuten, daß in vielen Bohrungen Flachmeer- und Deltaablagerungen miteinander wechseln. So deuten Sortierungswerte von 1,26 – 1,3 auf Sedimentation in einem Flachmeer. Sortierungen von 1,5 – 2,0 dürften dagegen eher im Delta-bereich entstanden sein. Sortierungen von ca. 1,0 zeigen, daß Teile des Blattgebiets zeitweise auch dem Strand der pliozänzeitlichen Nordsee angehört haben.

Zu Beginn des Pliozäns kam es zunächst zu einem Anstieg des Meeresspiegels (HAAQ & HARDENBOL & VAIL 1987). Die klimatischen Bedingungen auf dem Festland verbesserten sich zu Beginn ebenfalls. Im Laufe des Pliozäns sanken die Temperaturen des Meerwassers wieder deutlich ab. Auch auf dem Festland wurde das Klima zunehmend kühler. Klimaschwankungen traten mit Annäherung an das Quartär immer häufiger auf.

3.8 Quartär

Im gesamten Blattgebiet sind an der Oberfläche und oberflächennah ausschließlich quartärzeitliche Sedimente verbreitet. In der Regel überlagern sie diskordant Schichten des Tertiärs. Im Süden und Südosten sind die quartärzeitlichen Sedimente gut von den glaukonitischen Sanden des Tertiärs abgrenzbar. Im übrigen Blattgebiet überlagern die Kiese und Sande des Quartärs die terrestrischen Schichten des Pliozäns. Eine Abgrenzung ist dort ausgesprochen schwierig. Die Mächtigkeiten der quartärzeitlichen Schichtenfolge nehmen im Bereich der Venloer Scholle deutlich zu. Im Laufe des Quartärs gewannen die in ihrer Stärke zunehmenden Klimaschwankungen immer mehr an Bedeutung. Sie beherrschten das Sedimentationsgeschehen.

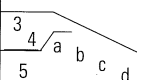
Die ältesten Ablagerungen des Blattgebiets entstanden vermutlich während der Prätegelen- und der Tegelen-Zeit. Sie kommen nur im Südosten des Blattgebiets in begrabener Lagerung vor. Saalezeitlich gestauchte Schichtenfolgen und Terrassenkörper dieser Zeit kommen ebenfalls nur unter jüngerer Bedeckung vor. Die das gesamte Blattgebiet beherrschende große Verebnungsfläche besteht aus weichselzeitlichen Flußablagerungen des Rheins. Wie schon während der vorangegangenen Kaltzeiten des Quartärs wurde das Blattgebiet auch während der Weichsel-Kaltzeit von weit ausladenden verwilderten Flußsystemen durchzogen, die die weit verbreiteten Terrassenkörper absetzten. Während der Warmzeiten entstanden vielfach Ton- und Torfablagerungen, die die unterschiedlich alten Terrassenkörper voneinander trennen. Am Ende der Weichsel-Kaltzeit begann die Aufwehung der mächtigen Dünen am Ostufer der Maas.

Ablagerungen des Holozäns, der letzten Warmzeit des Quartärs, werden von Talauensedimenten und Torfbildungen dominiert. Aber auch äolische Umlagerungen sind aus dieser Zeit überliefert. Auslöser dafür waren vermutlich die Rodungen der Wälder durch den Menschen. Innerhalb der Talaue der Maas entstanden während des Holozäns mächtige feinkörnige Sedimente.

3.8.1 Pleistozän

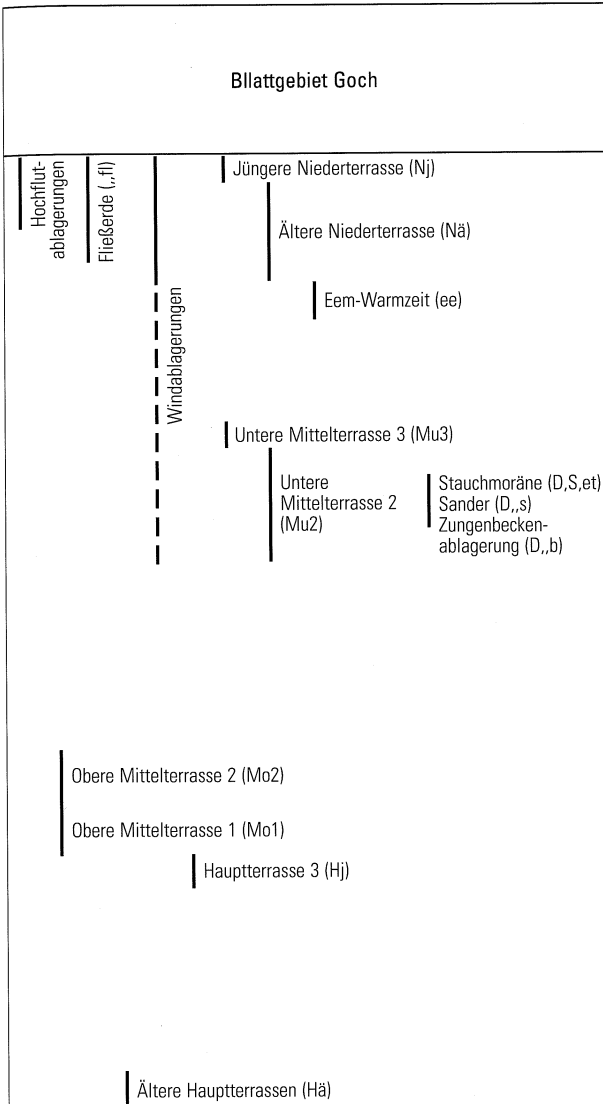
Die ältesten Ablagerungen des Pleistozäns sind im Blattgebiet kiesig-sandige Schichtenfolgen, die mit den Älteren Hauptterrassen gleichgestellt werden. Sie dürften überwiegend während der Prätegelen-, aber auch noch während der Tegelen-Zeit entstanden sein (s. Tab. 7). Sie kommen ausschließlich im Westen des Blattgebiets innerhalb der Venloer Scholle in begrabener Lagerung vor. Kiese und Sande der Jüngeren Hauptterrassen-Zeit sind ganz im Süden des Blattgebiets, im Bereich der Weezer Hees, verbreitet. Die Westhälfte der dortigen Hochfläche wird von ihnen aufgebaut. Die Osthälfte der Weezer Hees besteht aus Terrassenkörpern der Elster-Kaltzeit. Es sind dies die Obere Mittelterrasse 1 und die Obere Mittelterrasse 2. Die Obere Mittelterrasse 2 ist Bestandteil einer Terrassentreppe. Die ältesten Ablagerungen der Saale-Kaltzeit sind in Form der Unteren Mittelterrasse 2 überliefert. Dieser Terrassenkörper wurde vor, während und nach dem saalezeitlichen Eisvorstoß an den Niederrhein aufgeschottert. An manchen Stellen können daher eine Ältere Untere Mittelterrasse 2 und eine Jüngere Untere Mittelterrasse 2 unterschieden werden. Der ältere Terrassenkörper wurde zum Teil in die Stauchmoränen einbezogen und enthält kein nordisches Material. Der jüngere Terrassenkörper ist dagegen nicht gestauch und führt nordische Gerölle. Im Blattgebiet sind vermutlich

Tabelle 7
Gliederung des Pleistozäns

Paläomagnetik	Jahre vor heute	Sauerstoff-isotopenstufen (KUKLA 1978, SHACKLETON & OPDYKE 1976)	Nordwestdeutschland			Niederrhein
Brunhes	18 000	2	Oberpleistozän	Weichsel-Kaltzeit	Spätglazial	Jüngere Niederterrasse
	73 000				Hochglazial	Ältere Niederterrasse
	110 000	5			Frühglazial	
	127 000	5e	Eem-Warmzeit		Schichten von Weeze	
		6	Mittelpleistozän	Saale-Kaltzeit	Warthe-Stadium	Untere Mittelterrasse 4 (Krefelder Mittelterrasse)
		7a			Wärmeschwankung	Vorselaer-Schichten
		7b			Drenthe-Stadium	Untere Mittelterrasse 3 Jüngere Untere Mittelterrasse 2 2. Inlandeisvorstoß 1. Inlandeisvorstoß Ältere Untere Mittelterrasse 2
		7c				
	245 000	8				
		9		Holstein-Warmzeit		Holstein-Schichten
	330 000	10		Elster-Kaltzeit	Römerhof-Warmzeit	Untere Mittelterrasse 1
		11				Römerhof-Schichten
	425 000	12				Mittlere Mittelterrasse
		13			Obere Mittelterrassen	
		14				
	570 000	15				
		16				
		17				
		18				
Matuyama	790 000	19	Unterpleistozän	Cromer-Komplex Bavel-Komplex		Jüngere Hauptterrassen
		20		Menap-Kaltzeit		
		21		Waal-Warmzeit		
		22		Eburon-Kaltzeit		
	930 000	23		Tegelen-Komplex		Tegelen-Schichten
				Ältere Kalt- und Warmzeiten		Ältere Hauptterrassen
		2,4 Mio.				

beide Terrassenkörper vorhanden. Sie können jedoch aufgrund der wenigen Bohrungen nicht voneinander getrennt werden. Sie wurden daher auf Tafel 1 (in der Anl.) zusammengefaßt. Auch die Inlandeisvorstöße der Saale-Kaltzeit haben das Blattgebiet erreicht. In mehreren Bohrungen im Nordwesten des Blattgebiets konnten gestauchte ältere Schichten nachgewiesen werden. Im äußersten Südwesten des Blattbereichs finden sich sogar

Tabelle 7
(Fortsetzung)



noch westlich der Maas Zungenbeckenablagerungen des saalezeitlichen Inlandeisvorstoßes. Beginnend mit dem Abschmelzen der Inlandeismassen bildete sich die Untere Mittelterrasse 3. Sie kommt nur im Nordosten des Blattgebiets vor.

Der Beginn des Oberpleistozäns wird mit der Entstehung eemzeitlicher Schichten gleichgesetzt. Aus einigen Bohrungen in der Nähe der Maas wurden Sedimente bekannt, die vermutlich während der Eem-Warmzeit entstanden sind.

Während der Weichsel-Kaltzeit herrschten im Blattgebiet erneut periglaziale Klimaverhältnisse. Am Rand der Weezer Hees entstanden zu dieser Zeit Fließerden.

Im Frühlglazial und zu Beginn des Hochglazials wurde von dem verwilderten Abflusssystem des Rheins die Ältere Niederterrasse aufgeschottert. Dieser Terrassenkörper nimmt den größten Teil der Oberfläche des Blattgebiets ein. Während der Jüngeren *Dryas*-Zeit kam es im Zuge einer letzten Kälteschwankung der Weichsel-Kaltzeit zu einer kräftigen Tiefenerosion. Erosion und Akkumulation des verwilderten Rheins liefen gleichzeitig ab. Die Akkumu-

lation dieser Zeit hinterließ die Kiese und Sande der Jüngeren Niederterrasse. Dieser Terrassenkörper ist in den meisten Fällen an seiner reichen Bimsführung erkennbar. Die Jüngere Niederterrasse ist im Nordteil des Blattgebiets verbreitet. Dort zeigt sich eine nach Nordwesten hin zunehmende Erosionstiefe, die offenbar durch rückschreitende Erosion von der Maas aus hervorgerufen wurde.

Ältere und Jüngere Niederterrasse werden vielfach von äolischen Ablagerungen überdeckt. Die Aufwehung von Flugsanden und Dünen begann im Hochglazial und setzte sich zum Teil bis ins Holozän fort. Die Aufwehung der mächtigen Parabeldünen am Ostufer der Maas begann am Ende der Weichsel-Kaltzeit.

3.8.1.1 Ältere Kalt- und Warmzeiten

Die Älteren Kalt- und Warmzeiten umfassen den Zeitraum vom Beginn des Pleistozäns bis zum Beginn der Elster-Zeit. Während dieser Zeit wurden am Niederrhein zwei große Terrassenfolgen aufgeschottert, die Älteren und die Jüngeren Hauptterrassen. Die Folge der Älteren Hauptterrassen umfaßt im wesentlichen den Zeitraum des Prätegelen, reicht jedoch noch in den Tegelen-Komplex hinein. Die Vorkommen von Älteren Hauptterrassen beschränken sich auf die Tiefenlagen der Venloer Scholle.

Die Schichtenfolge der Jüngeren Hauptterrassen beginnt am Ende des Tegelen-Komplexes und umfaßt die Eburon-Kaltzeit, die Waal-Warmzeit, die Menap-Kaltzeit und den Cromer-Komplex. Da der oberste Teil der Cromer-Zeit in die paläomagnetische Brunhes-Epoche hineinreicht, gehört die jüngste der Jüngeren Hauptterrassen, die Hauptterrasse 4, bereits dem Mittelpleistozän an. Insgesamt lassen sich vier Terrassenkörper der Jüngeren Hauptterrasse unterscheiden. Im Blattgebiet Goch ist jedoch wohl nur der untere Teil der Hauptterrasse 3 entwickelt. Sie kommt ausschließlich im Bereich der Weezer Hees vor.

3.8.1.1.1 Ältere Hauptterrassen (Hä)

Gesteine: Die Terrassenkörper der Älteren Hauptterrassen bestehen in erster Linie aus gelb und grau gefärbten Fein- und Mittelsanden, die mit Grobsanden wechsellagern. Vielfach finden sich Einlagerungen von Fein- und Mittelkies, manchmal sogar von Grobkies und Steinen. Die Sortierung der Kiese und Sande ist extrem schlecht. In manchen Bohrungen finden sich auch Feuersteingerölle. An der Basis der Schichtenfolge ist oft eine Steinsohle entwickelt. Die Älteren Hauptterrassen enthalten sehr wenig Klinopyroxen. Der Granatanteil liegt ebenso wie der Epidotanteil zwischen 15 und 20 %. Auffallend hoch sind die Prozentanteile der stabilen Schwerminerale. Im Durchschnitt erreichen sie etwa 40 %.

Altersstellung und Abgrenzung: Die Älteren Hauptterrassen sind wegen ihres Klinopyroxengehalts eindeutig dem Quartär zuzurechnen. Von den liegenden pliozänen Sedimenten lassen sich die Älteren Hauptterrassen aufgrund ihres deutlich anderen Schwermineralspektrums klar abgrenzen. Im Hangenden der Älteren Hauptterrassen treten saalezeitliche Schichten auf, die durch einen deutlich höheren Klinopyroxengehalt charakterisiert sind.

Verbreitung und Mächtigkeit: Die Vorkommen von Älteren Hauptterrassen beschränken sich auf den Südwestquadranten des Blattgebiets. Dort kommen Terrassenkörper der Älteren Hauptterrassen in etwa 5 – 10 m Tiefe beiderseits der Maas vor. Die Maximalmächtigkeiten liegen bei etwa 8 m.

Paläogeographie und Genese: Mit großer Wahrscheinlichkeit handelt es sich bei den Kiesen und Sanden der Älteren Hauptterrassen um Sedimente eines verwilderten Flußsystems. Zur damaligen Zeit bildeten Rhein und Maas noch ein gemeinsames Flußgebiet. Da sich nur relativ geringe Feuersteinanteile finden, dürfte bei den Älteren Hauptterrassen des Blattgebiets der Einfluß der Maas relativ unbedeutend gewesen sein. Die außerordentlich schlechten Sortierungswerte der Terrassenkörper zeigen, daß es sich nicht ausschließlich um fluviatile Ablagerungen handeln kann. Derartig schlechte Sortierungen finden sich allenfalls in Fließerden. Man darf daher annehmen, daß es im Laufe der Aufschotterung der Älteren Hauptterrassen Sedimentationsunterbrechungen gegeben hat. Während dieser Zeiten sind vermutlich Fließerden auf fluviatil abgelagerte Kiese und Sande geschichtet worden. Die nachfolgende Sedimentation hat zumindest Teile dieser Fließerden unberührt gelassen oder nur geringfügig umgelagert.

3.8.1.1.2 Hauptterrasse 3 (Hj)

Gesteine: Die Terrassenkörper der Jüngeren Hauptterrassen bestehen am Niederrhein überwiegend aus Fein- und Mittelkies, der mit Mittel- und Grobsand wechsellagert. Die Schichten sind weiß bis hellgrau gefärbt. Die Quarzzahlen liegen im Blattgebiet zwischen 60 und 76 % (KLOSTERMANN 1992 b). Ursache für diese hohen Quarzgehalte dürfte die Aufarbeitung pliozänzeitlicher Kiese des Untergrunds sein. Hinzu kommt eine Erhöhung des Quarzgehalts infolge der Transportverwitterung. Man muß mit einer Zunahme des Quarzanteils von 0,8 % pro 10 km Transportstrecke rechnen (MAARLEVELD 1956). Die wichtigsten Gerölle der Jüngeren Hauptterrassen und deren Herkunft sind im folgenden tabellarisch aufgelistet:

Quarze:	milchigweißer und gelblicher Gangquarz, selten durchscheinende sogenannte Rheinkiesel (gerundete Quarzkristalle); Herkunft: Rheinisches Schiefergebirge
Quarzit:	zahlreiche Varianten unterschiedlicher Härte und Färbung; alle Übergänge zu Grauwacken und Sandsteinen. Bei Quarziten ist keine Körnung mehr erkennbar. Herkunft: Rheinisches Schiefergebirge, Kölner Bucht
Pyritquarzit:	grünlichgrauer Quarzit mit würfelförmigen Pyritabdrücken, vermutlich Leitgestein der Maas; Herkunft: Ardennen, südliches Rheinisches Schiefergebirge
Kieselschiefer, Lydite:	in Maaskiesen dunkelbraun, in Rheinkiesen meist schwarz, mit feinen Quarzadern (Kulm); Herkunft: Lahn-Dill-Gebiet, Einzugsgebiete von Ruhr und Main
Feuersteine:	eiförmige, graue Feuersteingerölle („Feuersteineier“) mit hell- und dunkelgrau gefleckter Oberfläche, Leitgesteine der Maas; Herkunft: Limburger Kreide-Tafel; wulstig-löchrige, schwarzbraune und graubraune „Gekröse-Feuersteine“, häufig weiße Verwitterungsrinde, Leitgesteine der Maas; Herkunft: Limburger Kreide-Tafel, Raum Kunraed
Eisenkiesel:	hellrot, rotbraun bis violett, oft von grauen und weißen Quarzadern durchzogen, Leitgestein des Rheins; Herkunft: Lahn-Dill-Gebiet
Chalcedon, Achat:	unterschiedlichste Färbung, gebändert; Herkunft: Saar-Nahe-Senke
Grauwacken:	grau, braungrün, grüngrau; vereinzelt geschiefert; Herkunft: Rheinisches Schiefergebirge
Sandsteine:	rotbraune und gelbbraune, feldspatführende, oft grobe Gesteine; Herkunft: Odenwald, Spessart, Schwarzwald, Rheinisches Schiefergebirge

Konglomerate:	hellgrau, rotbraun, grüngrau, in der Regel quarzitisch; Herkunft: Ardennen, Mittelrhein, Ruhrgebiet, Eifel, Sauerland, Bergisches Land
Tonstein, geschiefert:	blaugrau, hellgrau, grüngrau, selten; Herkunft: Rheinisches Schiefergebirge
Basalt:	grauschwarz, schwarz; Herkunft: Siebengebirge, Westerwald, Eifel, Rheintal
Porphyroid von Mairus:	gelb, grünlichgelb, Leitgestein der Maas, Auftreten im Blattgebiet nicht gesichert; Herkunft: beiderseits der Maas in der Nähe von Mairus (französische Ardennen)
Granit:	hellrot, hellgrau; Herkunft: Odenwald, Vogesen, Schwarzwald

Die Sedimentstrukturen der Jüngeren Hauptterrassen werden von Schrägschichtungskörpern und Rinnenstrukturen dominiert. Die sandigen Partien sind sowohl horizontal- als auch schräggeschichtet. Oft wird die Schichtung auch von rotbraunen Verfärbungen einzelner Sandschichten nachgezeichnet. In den kiesigen Partien herrscht Schrägschichtung vor. Es treten Schrägschichtungsblätter auf, die bis zu 3 m mächtige Kiespakete durchsetzen. Zum normalen Strukturbild der Hauptterrassen-Sedimente gehören auch zahlreiche Diskordanzen. Im Blattgebiet kommt nur der untere Teil der Hauptterrasse 3 vor.

Charakteristisch für die Hauptterrasse 3 im Blattgebiet sind Einlagerungen eines grünlichen Schluffs oder Tons. Diese linsenförmigen Einschaltungen können Mächtigkeiten von 1 m und mehr erreichen. Häufig enthalten sie kräftig gelbbraune und rostfarbene Schichten, die seitlich in oft mehrere Zentimeter mächtige, feste Eisenschwarten übergehen. An der Hangend- und Liegendgrenze der erwähnten grünlich gefärbten Schluff- und Tonlinsen treten vereinzelt Strukturen auf, die an Überschiebungen und Verwürgungen erinnern. Es handelt sich vermutlich um Belastungsmarken (load casts), die Anklänge an Wickelstrukturen (convolute lamination) zeigen. Ursache dieses Phänomens ist die unterschiedliche Durchlässigkeit von Sand- und Tonlagen, die zu einem labilen Zustand im Sediment führt. Wird die Entwässerung dieser Sedimente durch eine abdeckende Tonschicht zusätzlich behindert, erhöht sich der Labilitätszustand. Greift über diese labile Schichtenfolge eine sedimentbeladene Strömung hinweg, so kann es – verursacht durch Bodenneigung, unterschiedliche Belastungen oder Bodenreibung – zu Verfaltungen und Rutschungen kommen (FÜCHTBAUER & MÜLLER 1977: 73). Gelegentlich können auch Sedimentteile (Tone und Schluffe) abgerissen und zu walzenförmigen, phacoidähnlichen Gebilden umgestaltet werden. Die in der Hauptterrasse 3 auftretenden „Tongerölle“ könnten auf diese Art entstanden sein. Sie sind also nicht unbedingt, wie meist angenommen wurde, Kaltklima-indikatoren, sondern können auch unter warmzeitlichen Klimabedingungen entstanden sein.

Ein weiterer auffälliger Bestandteil der Hauptterrassensedimente sind Ton- und Sandgerölle. Die Zusammensetzung der Tongerölle entspricht der der beschriebenen Tonlinsen. Die Sandgerölle sind dagegen normalerweise sehr quarzreich und fast weiß gefärbt. In Bohrungen wurden auch dunkelgraue, carbonatfreie, glimmerführende, schluffige Tone beobachtet.

Innerhalb der gesamten Schichtenfolge wechseln in der Regel mehrere Meter mächtige, überwiegend sandige und kiesige Sedimente miteinander. Blocklagen treten seltener auf. Sie kommen jedoch sowohl in sandigen als auch in kiesigen Partien vor. Größere Blöcke und Driftblöcke zeichnen sich durch ihre Scharfkantigkeit und gute Erhaltung aus. So werden große, gut erhaltene Blöcke geschieferten Tonsteins und Basaltsäulen mit nur leicht zugerundeten Kanten gefunden.

Die Schwermineralspektren deuten darauf hin, daß im Blattgebiet von den Terrassenkörpern der Jüngeren Hauptterrassen lediglich die Hauptterrasse 3 vorkommt. Die Kiese und Sande der Hauptterrasse 3 werden durch hohe Epidotanteile charakterisiert. Alterit kommt nur noch in geringen Mengen vor. Charakteristikum des Schwermineralspektrums der Hauptterrasse 3 ist ein deutlich hervortretender Anteil von Hornblende. Dabei dominiert die grüne Hornblende deutlich vor der braunen. Der ältere Teil der Hauptterrasse 3 ist durch viel frische Hornblende gekennzeichnet, während in einem jüngeren Abschnitt relativ wenig Hornblende, dafür aber mehr Klinopyroxen auftritt. Insgesamt bleibt der Klinopyroxenanteil jedoch relativ niedrig. Auffallend ist, daß der Klinopyroxen in Form großer, stark angelöster Körner auftritt (BOENIGK 1978: 151). Der Saussuritgehalt geht im oberen Teil deutlich zurück, ein Phänomen, das für einen abnehmenden Rheineinfluß spricht. Das Schwermineralspektrum der Hauptterrasse 3 wird von BOENIGK (1978: 177) mit der Mineralzone von Rosmalen verknüpft.

Die Hauptterrasse 3 im Blattgebiet gehört noch vollständig dem revers magnetisierten Bereich der Matuyama-Epoche an. Paläomagnetische Messungen in den eingelagerten Schluffen und Tonen der Hauptterrasse 3 bei Weeze und Wemb zeigten eine reverse Magnetisierung der Schichten.

Altersstellung und Abgrenzung: Die Quarzzahlen sowie die beschriebenen Schwermineralspektren belegen, daß diese Ablagerungen in der Weezer Hees zum Terrassenkörper der Hauptterrasse 3 innerhalb der Jüngeren Hauptterrassen gehören. Die in den Aufschlüssen der Weezer Hees durchgeführten Geröll- und Schwermineralanalysen führten zunächst zu einer Einstufung der dort anstehenden Kiese und Sande in die Jüngeren Hauptterrassen. Die Häufung von Tongeröllen, Driftblöcken und graugrünen Schluffbändern entspricht den Merkmalen, die BOENIGK (1978) für die Ablagerungen der Hauptterrasse 3 beschreibt. Auch der stellenweise erhöhte Prozentanteil von grüner Hornblende spricht für diese Einstufung. Die Sedimente der Jüngeren Hauptterrasse der Weezer Hees sind also vermutlich mit der Hauptterrasse 3 BOENIGKS gleichzustellen. Die Paläomagnetik belegt, daß nur der untere Teil dieses Terrassenkörpers, der noch der Matuyama-Epoche angehört und damit unterpleistozänes Alter hat, vorkommt.

Die Kiese und Sande der Hauptterrasse 3 der Weezer Hees liegen diskordant auf Pliozän-Sedimenten. Aber auch im Schotterkörper der Hauptterrasse 3 selbst sind – wie erwähnt – zahlreiche Diskordanzen enthalten, so daß die anstehenden Kiese und Sande mit großer Wahrscheinlichkeit eine sehr lückenhafte Überlieferung darstellen.

Die Grenzziehung zu den im Liegenden vorkommenden Schichten des Pliozäns und Miozäns läßt sich mit Hilfe der Schwermineralanalyse durchführen. Auch die Abgrenzung der Jüngeren Hauptterrasse gegen die Oberen Mittelterrassen läßt sich mittels Schwermineralanalysen durchführen. Die Oberen Mittelterrassen sind durch das Auftreten von brauner Hornblende gekennzeichnet (VINKEN 1959). Trotz dieser guten Begrenzungskriterien der Sedimente der Jüngeren Hauptterrasse muß berücksichtigt werden, daß jeder einzelne Schotterkörper eine eigene Schwermineralführung ausweist (VINKEN 1959).

Verbreitung und Mächtigkeit: Ablagerungen der Hauptterrasse 3 kommen im Blattgebiet nur im Bereich der im äußersten Süden gelegenen Weezer Hees vor. Sie sind dort durch das Verwerfungssystem des Viersener Sprungs tektonisch beansprucht und zeigen infolgedessen Mächtigkeitsschwankungen zwischen 10 und 20 m.

Paläogeographie und Genese: Während der Sedimentation der Jüngeren Hauptterrassen befand sich die Niederrheinische Bucht in einem Stadium ständiger relativer Absenkung gegenüber dem Rheinischen Schiefergebirge. Nur so war es möglich, daß die Flüsse Rhein und Maas eine so mächtige Sedimentserie übereinanderstapeln konnten. Die Jüngeren Hauptterrassen liegen infolge der ständigen Absenkung normalerweise in begrabener Lagerung vor. Die Textur der Hauptterrassen-Sedimente der Weezer Hees spricht dafür, daß die Sande und Kiese ihre Entstehung zum Teil einem verwilderten Flußsystem (braided river), zum Teil aber auch einem größeren Strom verdanken. Im Zusammenhang mit Driftblöcken und Grobschotterlagen deutet dies auch auf periglaziale Klimabedingungen während der Sedimentation. Die gute Erhaltung von Driftblöcken kann nur durch Verfrachtung der Blöcke in losgerissenen Grundeisschollen erklärt werden, die sogenannte Eisschollendrift (PRUSKOWSKI 1952, SCHWARZBACH 1952, AHORNER & KAISER 1964).

Beginnend mit der Sedimentation der Hauptterrasse 3 setzte ein rascher Wechsel zwischen langen, kalten Glazialen und kurzen Interglazialen ein (BOENIGK 1978: 185). Der Schotterkörper der Hauptterrasse 3 ist die Hinterlassenschaft der ersten echten Kaltzeit des Quartärs. Erstmals finden sich in den Ablagerungen vereinzelte Hinweise auf Dauerfrosteinwirkungen. Große Sandgerölle, die in den Tonen der Hauptterrasse 3 vorkommen, belegen dies. Dennoch dürfte die Sedimentation der Hauptterrasse 3 innerhalb relativ kurzer Zeit erfolgt sein. Die Rundung der Quarzgerölle in der Hauptterrasse 3 ist nämlich identisch mit der älterer Terrassen. Die Zeit hat also nicht für eine weitere Überformung der Quarze ausgereicht (SCHNÜTGEN et al. 1975: 83). Zwischen der Hauptterrasse 2 und der Hauptterrasse 3 muß daher nicht zwangsläufig eine Warmzeit gelegen haben.

3.8.1.2 Elster-Kaltzeit

Im Blattgebiet sind aus der Schichtenfolge der Elster-Kaltzeit nur zwei Terrassenkörper – die Obere Mittelterrasse 1 und die Obere Mittelterrasse 2 – überliefert. In jüngster Zeit sind stratigraphische Position und Reichweite der Elster-Kaltzeit immer mehr umstritten. Die Schwierigkeiten bei der Verknüpfung der Schichtenfolgen aus verschiedenen Gebieten beginnen bereits bei der Zuordnung der Hauptterrassen. Die stratigraphische Stellung der Hauptterrassenkörper haben aber entscheidenden Einfluß auf die Einstufung der Mittelterrassen. Bedeutendster Fixpunkt bei der Verknüpfung ist die paläomagnetische Grenze Matuyama/Brunhes. Sowohl die Untersuchungen von BRUNNACKER (1980) und BOENIGK (1978) als auch eigene im südöstlich anschließenden Blattgebiet 4403 Geldern (KLOSTERMANN 1984) zeigen, daß dort die Kiese und Sande der Hauptterrasse 3 der Matuyama-Epoche angehören.

Die Untersuchungen im Blattgebiet Goch zeigten, daß der Rheineinfluß in diesem Raum während der Aufschotterung der Hauptterrasse 3 immer mehr abnahm (KLOSTERMANN 1984). Die Terrassenkörper der Oberen Mittelterrassen zeigen während ihrer Aufschotterung einen kräftigen Anstieg des Saussuritanteils und des Gehalts an brauner Hornblende. Der Rhein muß zu dieser Zeit wieder deutlich an der Sedimentation in diesem Raum beteiligt gewesen sein. Eine mögliche Ursache für diese Rückkehr des Rheins in den Westen des Niederrheinischen Tieflandes könnte in einem elsterzeitlichen Inlandeisvorstoß zu suchen sein. Auch während der saalezeitlichen Eisvorstöße wurde das Stromsystem des Rheins durch die Eismassen weit nach Westen abgedrängt. Ein elsterzeitlicher

Eisvorstoß könnte die merkwürdigen Veränderungen in den Schwermineralspektren zwischen Jüngerer Hauptterrassen und Oberen Mittelterrassen erklären. Es besteht aber auch die Möglichkeit, daß der Rhein durch andere Vorgänge erneut nach Westen abgelenkt wurde. Tektonische Bewegungen, die diesen Vorgang ausgelöst haben könnten, lassen sich nicht ausschließen.

3.8.1.2.1 Obere Mittelterrasse 1 und Obere Mittelterrasse 2 (Mo1; Mo2)

Gesteine: Petrographisch sind die Obere Mittelterrasse 1 und die Obere Mittelterrasse 2 nicht voneinander zu trennen. Beide bestehen aus hellgrauen bis weißgrauen Mittel- und Grobsanden, die mit Fein- und Mittelkiesen wechsellagern. Innerhalb des Terrassenkörpers treten unterschiedliche Anteile von Feinsand und Grobkies auf. Vereinzelt wurden im Gebiet des südöstlichen Anschlußblattes 4403 Geldern rotbraune und kräftig ockerfarbene Kiese und Sande erbohrt. Möglicherweise handelt es sich dabei um eine Bodenbildung. Ob sie Zeugnis einer Wärmeschwankung ist, konnte bisher nicht geklärt werden. Dort war es auch möglich, die beiden Terrassenkörper aufgrund der unterschiedlichen Höhenlage der Terrassenbasis voneinander zu unterscheiden. Der Quarzgehalt der Kiese ist mit 60 – 70 % auffallend hoch (KLOSTERMANN 1984). MAARLEVELD (1956) erklärt dies mit einer Aufarbeitung des Untergrunds. Die Oberen Mittelterrassen des Blattgebiets lagern – ebenso wie in den angrenzenden Bereichen – pliozänen Sanden und Kiesen auf, die einen extrem hohen Quarzgehalt von mehr als 80 % aufweisen. Das Schwermineralspektrum wird durch einen erneuten Anstieg von Klinopyroxen und brauner Hornblende charakterisiert. Der Klinopyroxen erreicht nur geringe Prozentanteile, wogegen die Werte für braune Hornblende auf bis zu 16 % anwachsen können (KLOSTERMANN 1984). Epidot mit bis zu 40 % und Granat mit ca. 25 % kommen relativ häufig vor.

Altersstellung und Abgrenzung: Wichtigstes Kriterium für die Zuordnung der Oberen Mittelterrassen sind neben Höhenlage und Schwermineralzusammensetzung die Quarzanteile der entsprechenden

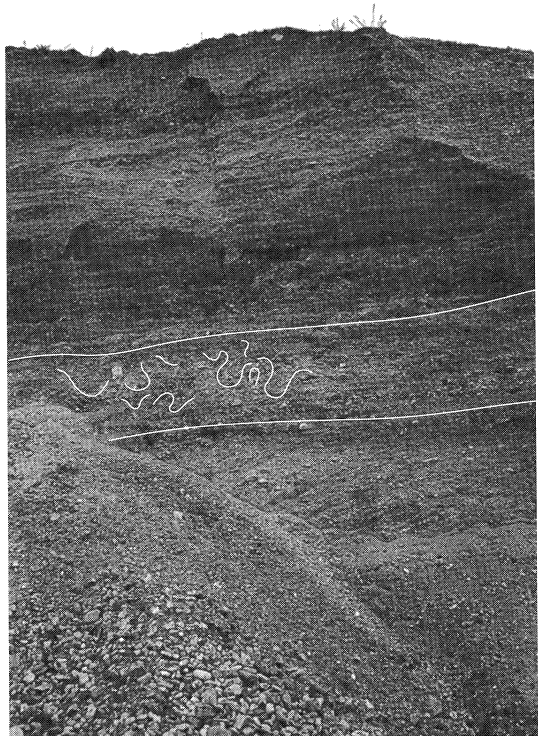


Abb. 5 Kryoturbat gestörte Schicht im mittleren Teil der Oberen Mittelterrasse 1

Terrassenablagerungen. Die Geröllgruppe der Sedimentgesteine macht nun bereits 50 % des gesamten Spektrums aus. Karbonatische Gesteine fehlen. Wenn magmatische Komponenten vorkommen, besitzen sie regelmäßig eine Verwitterungspatina (KAISER 1961: 264).

Von den Hauptterrassen sind die Oberen Mittelterrassen durch eine deutliche Erosionsdiskordanz getrennt. Ein geringer Prozentanteil der Quarzgerölle und ein erstmals ge-

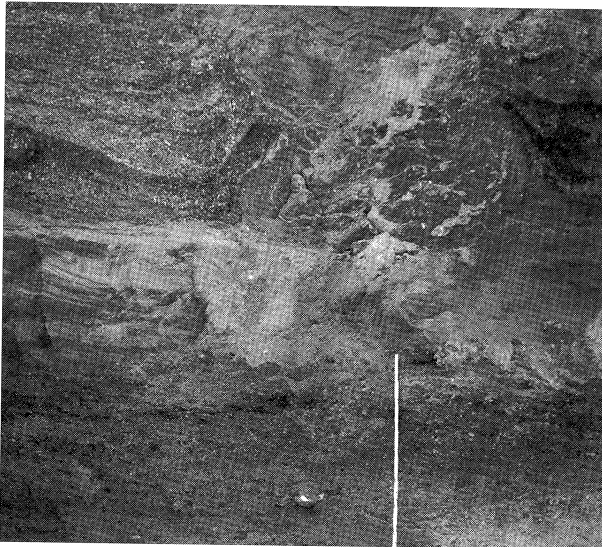


Abb. 6 Kryoturbationen im oberen Teil der Oberen Mittel-
terrasse 1

häuftes Auftreten vulkanischer Schwerminerale mit einer deutlichen Dominanz von brauner Hornblende sind typische Kennzeichen der Oberen Mittelterrassen. So hohe Gehalte von brauner Hornblende tauchen erstmals in den Oberen Mittelterrassen auf (BRUNNACKER et al. 1978: 299) und werden mit Ausnahme der Jüngeren Niederterrasse in keiner jüngeren Terrasse beobachtet. Paläomagnetisch betrachtet gehören die Oberen Mittelterrassen der normal magnetisierten Brunhes-Epoche an.

Die Abgrenzung der Oberen Mittelterrasse 1 von der Oberen Mittelterrasse 2 ist im Blattgebiet nur unter Verwen-

dung der Untersuchungen auf dem südöstlich anschließenden Blattgebiet Geldern möglich (KLOSTERMANN 1984). Unterschiedliche Niveaus der Terrassenbasis erlauben dort eine Abgrenzung beider Terrassenkörper gegeneinander.

Verbreitung und Mächtigkeit: Die Obere Mittelterrasse 1 und die Obere Mittelterrasse 2 kommen im Blattgebiet nur im Bereich der Weezer Hees vor. Auf weiten Flächen werden sie dort von Flugsanden und Dünen überdeckt. Die Obere Mittelterrasse 1 kann bis zu 8 m, die Obere Mittelterrasse 2 bis zu 6 m mächtig werden.

Paläogeographie und Genese: Am Ende der Hauptterrassen-Zeit war die Niederrheinische Bucht fast vollständig mit Kies- und Sandablagerungen aufgefüllt und eingeebnet. Schon während der Aufschotterung der Hauptterrassen 4 kam es zu tektonischen Hebungsbewegungen in der gesamten Niederrheinischen Bucht. Die Folge war ein Einschneiden der Flußsysteme und die Entstehung von Terrassentreppen bis weit in den Norden des Niederrheinischen Tieflandes. In den Ablagerungen der Oberen Mittelterrassen wurden erstmals deutliche Kaltklimaindikatoren beobachtet (SCHNÜTGEN et al. 1975). Die Terrassenkörper der Oberen Mittelterrassen gehören erstmals einem sogenannten Eiszeittyp an (Abb. 5). BRUNNACKER et al. (1978: 320) differenzieren bei der fluviatilen Akkumulation und Erosion den sogenannten Kaltzeittyp und den Eiszeittyp. Die unterpleistozänen Kaltzeiten weisen noch keine Indizien für besonders kaltes Klima auf. Mit dem

Beginn der Oberen Mittelterrassen-Zeit ändert sich dies grundlegend. Zahlreiche Kaltklimaindikatoren zeigen, daß es während dieser Zeit zu Eisvorstößen in den norddeutschen Raum mit periglazialen Dauerfrostboden und extrem kaltem Klima im Vorland gekommen ist (Abb. 6). Diese Klimaverhältnisse wirkten sich im fluviatilen Abflußgeschehen deutlich aus. Nach BRUNNACKER et al. (1978) kam es zu Beginn einer Kaltzeit zunächst zur Breiten- und Tiefenerosion, der unmittelbar die Hauptakkumulation folgte. Am Ende der Kaltzeit schlossen sich lineare Erosion und Akkumulation an. Ursache dafür war die rasche Auflösung des Dauerfrostbodens am Ende einer Kaltzeit.

3.8.1.3 Saale-Kaltzeit (Drenthe-Stadium)

Die saalezeitlichen Flußterrassen des Rheins lassen sich in vier verschiedene Terrassenkörper untergliedern (KLOSTERMANN 1985). In neueren Arbeiten weist KLOSTERMANN (1995) darauf hin, daß es sich bei der Unteren Mittelterrasse 1 möglicherweise um einen elsterzeitlichen Terrassenkörper handelt, der durch die neu definierte Römerhof-Warmzeit (KLOSTERMANN 1995) von der darunterliegenden Mittleren Mittelterrasse abgetrennt ist. Eine gesicherte Zuordnung der Unteren Mittelterrasse 1 steht zur Zeit noch aus. Dieser Terrassenkörper ist im Blattgebiet nicht vorhanden. Die Untere Mittelterrasse 2 muß in manchen Gebieten in einen älteren und einen jüngeren Teil untergliedert werden. Der ältere Teil wurde vor den Eisvorstößen aufgeschottert, der jüngere danach. Ältere und Jüngere Untere Mittelterrasse 2 ließen sich im Blattgebiet bisher nicht eindeutig gegeneinander abgrenzen. Sie wurden daher als Untere Mittelterrasse 2 zusammengefaßt. Die Untere Mittelterrasse 3 ist rinnenartig in ältere Schichten eingetieft. Die Vorselaer-Schichten, eine vermutlich warmzeitliche Bildung in der späten Saale-Kaltzeit, konnten bisher im Blattgebiet nicht nachgewiesen werden. Die Untere Mittelterrasse 4, die während des Warthe-Stadiums aufgeschottert wurde (KLOSTERMANN 1986), findet sich nur südöstlich auf dem Blattgebiet 4404 Issum. Die Oberflächen von Krefelder und Aldekerker Platte werden von ihr aufgebaut.

Die Vorstöße der saalezeitlichen Inlandeismassen haben auch das Blattgebiet erreicht. Die Ausdehnung des Inlandeises hat weiter nach Süden gereicht als bisher angenommen. So sind frühsaalezeitliche Schichten im Untergrund des Blattgebiets gestaucht, und es finden sich Zungenbeckenablagerungen westlich der Maas.

Die Zungenbeckenablagerungen des Blattgebiets sind sehr viel gröber ausgebildet als jene innerhalb des Xantener Stauchmoränenbogens (KLOSTERMANN 1989). Die gestauchten Schichten im Untergrund des Blattgebiets bestehen überwiegend aus Sanden des Pliozäns und Obermiozäns. Die Untere Mittelterrasse 3 hat im Blattgebiet nur noch eine geringe Verbreitung, da sie durch Erosion gekappt wurde, die der Aufschotterung der Jüngeren Niederterrasse vorausging.

3.8.1.3.1 Untere Mittelterrasse 2 (Mu2)

Gesteine: Aufgrund der Lagerungsverhältnisse muß es zwei unterschiedlich alte Terrassenkörper der Unteren Mittelterrasse 2 geben, die jedoch bislang petrographisch nicht unterschieden werden konnten. Die folgende Beschreibung trifft daher weitgehend sowohl für die Ältere als auch für die Jüngere Untere Mittelterrasse 2 zu.

Häufig lassen sich die Aufschüttungen dieser Terrassenkörper in einen unteren gröberen und einen oberen feinkörnigeren Teil untergliedern. Der untere gröbere Abschnitt besteht aus grauen bis grüngrauen Feinkiesen mit Grobsand und wenig Mittel- und Grobkies. Die bunte Zusammensetzung der Kiese deutet schon auf das junge Alter der Schichten hin. Die tertiärzeitlich entstandene quarzreiche Verwitterungsschicht des Rheinischen Schiefergebirges war nun abgetragen. Infolgedessen nimmt der bunte Anteil der Gesteine deutlich zu. Der Kalkgehalt nimmt – sofern vorhanden – nach unten hin ab. An der Basis tritt oft eine Gerölllage oder Steinsohle auf. Dort wird häufig aufgearbeiteter tertiärzeitlicher Muschelschill beobachtet.

Der obere Teil der Unteren Mittelterrasse 2 wird von braunen und gelbgrauen Mittel- und Grobsanden mit Feinsandlagen aufgebaut. Vereinzelt kommen Schluff- und Tonlagen mit Holzresten und kräftig grüngrau gefärbte Schichten vor, bei denen es sich vermutlich um aufgearbeitetes Tertiär der Stauchmoräne handelt. In der sandig entwickelten Fazies tritt oft ein starker Kalkgehalt auf.

Schwermineralanalytisch dominieren in der Unteren Mittelterrasse 2 Granat und grüne Hornblende. Sie zeigen Durchschnittswerte von etwa 20 %, wobei der Anteil von grüner Hornblende auf bis zu 30 % anwachsen kann. Die braune Hornblende ist lediglich mit 3 – 4 % vertreten, während der Prozentanteil von Klinopyroxen immerhin bis zu 10 % erreichen kann. Die Gehalte der stabilen Schwerminerale schwanken zwischen 4 und 15 % – je nach Menge des aufgearbeiteten Tertiärs.

Altersstellung und Abgrenzung: Die Altersstellung der Unteren Mittelterrasse 2 ergibt sich vor allem aus ihrem Kontakt zu den saalezeitlich gestauchten Schichten. Die Ältere Untere Mittelterrasse 2 ist dadurch gekennzeichnet, daß ihr Terrassenkörper keine nordischen Komponenten führt und vielfach in die Stauchmoränen einbezogen ist. Die Jüngere Untere Mittelterrasse 2 ist nicht gestaucht und enthält erstmals in der pleistozänen Terrassenfolge des Niederrheins häufig nordisches Material. Dieses stammt aus der Aufarbeitung von Schmelzwasserablagerungen und Stauchmoränen. Die häufig zu beobachtende grüne Färbung der Jüngeren Unteren Mittelterrasse 2 hat ihren Ursprung im Tertiär-Material, das vom vorrückenden Inlandeis aufgepreßt und fluviatil umgelagert worden ist. Die beschriebenen Zusammenhänge zwischen Unterer Mittelterrasse 2 und saalezeitlicher Stauchmoräne zeigen, daß beide etwa gleichzeitig entstanden sein müssen. Die Aufschüttung der Unteren Mittelterrasse 2 begann kurz vor dem saalezeitlichen Eisvorstoß und endete erst, nachdem das Abschmelzen des Inlandeises voll eingesetzt hatte.

Gegen die Untere Mittelterrasse 1 und die Mittlere Mittelterrasse – die im Blattgebiet nicht vorkommen – läßt sich die Untere Mittelterrasse 2 aufgrund ihres deutlich anderen Schwermineralspektrums abgrenzen. In der Unteren Mittelterrasse 2 erreicht der Klinopyroxen bei weitem nicht so hohe Werte wie in der Unteren Mittelterrasse 1 oder der Mittleren Mittelterrasse. Auch niveaumäßig unterscheiden sich die Terrassenkörper der Unteren Mittelterrasse 2 von älteren und jüngeren Schichten. Die Untere Mittelterrasse 2 liegt in der Regel deutlich tiefer als die Untere Mittelterrasse 1 oder die Oberen Mittelterrassen.

Verbreitung und Mächtigkeit: Die Terrassenkörper der Unteren Mittelterrasse 2 sind im gesamten Blattgebiet mit Ausnahme der Weezer Hees verbreitet. Sie liegen in

den meisten Fällen über Schichten des Pliozäns, des Obermiozäns oder der Älteren Hauptterrasse. Ältere oder Jüngere Niederterrasse überdecken in fast allen Fällen die Untere Mittelterrasse 2. Die Mächtigkeiten liegen zwischen wenigen Metern und 12 m. In der nördlichen Blathälfte ist die Untere Mittelterrasse 2 in die gestauchten Bereiche einbezogen worden. Es handelt sich dort folglich um den Terrassenkörper der Älteren Unteren Mittelterrasse 2. Im übrigen Blattgebiet lassen sich jedoch Ältere und Jüngere Untere Mittelterrasse 2 nicht voneinander trennen.

Paläogeographie und Genese: Der rhythmische Aufbau der Terrassenkörper der Mittelterrasse 2 aus horizontalgeschichteten Grob- und schräggeschichteten Feinkiesen zeigt, daß die Schichtenfolge einem verwilderten Flußsystem entstammt. Die kaltklimatische Entstehung wird außerdem durch die Beobachtung von synchronen Eiskeilen, Driftblöcken und Schluffgeröllen gestützt. Zumindest die Ältere Untere Mittelterrasse 2 ist als abschließliche Hinterlassenschaft eines fluviatilen, verwilderten Abflußsystems zu deuten. Noch während die Ältere Untere Mittelterrasse 2 aufgeschottert wurde, erreichte das Inlandeis von Nordosten kommend die Niederrheinische Bucht. Das Eis traf auf das verwilderte Abflußsystem des Rheins und drängte es nach Westen ab. Die Folge war eine kräftige Breiten- und Tiefenerosion, in deren Verlauf die Untere Mittelterrasse 1 in weiten Teilen der Niederrheinischen Bucht abgetragen wurde (KLOSTERMANN 1985).

3.8.1.3.2 Zungenbeckenablagerung (D,,b)

Gesteine: Die Zungenbeckenablagerungen des Blattgebiets bestehen fast ausschließlich aus einem schwach feinsandigen, mittel- bis hellgrau gefärbten Mittelsand. Grobsand- und Feinkieslagen treten nur vereinzelt auf. Die gesamte Schichtenfolge ist gut sortiert. Der Sand führt oft Glimmer und ist meistens carbonatfrei. Besonders typisch für die Zungenbeckenablagerungen ist eine deutliche Schichtung der Sedimente. In den meisten Fällen ist sie im Millimeterbereich entwickelt. Holzreste und humose Einschaltungen können vorkommen. Im Schwermineralspektrum erreichen die stabilen Minerale Prozentanteile von 25 – 30 %, der Klinopyroxen etwa 15 %.

Fossilien: Bisher konnten in den Zungenbeckenablagerungen fast nur Foraminiferen nachgewiesen werden. Es handelt sich dabei um eine Mischfauna, die durch Umlagerung entstanden ist. Keinesfalls ist es eine natürliche autochthone Assoziation (KLOSTERMANN 1989). Die vorgefundene Faunengemeinschaft enthält Formen aus dem höheren Tertiär und der höheren Oberkreide. Stellenweise dominieren kretazische Faunen. In drei Bohrungen des Xantener Lobus konnte von K. RESCHER (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.) folgende Fauna nachgewiesen werden:

Asterigerina gürichi staeschei (TEN DAM & REINHOLD), *Elphidium ungeri* (REUSS), *Elphidium antonium* (D'ORBIGNY), *Uvigerina bosiusi* TEN DAM & REINHOLD, *Nonion boueanum* (D'ORBIGNY), *Dentalina konincki* REUSS, *Cibicides pseudoungerianus* (CUSHMAN), *Cibicides lobatulus* (WALKER & JACOB), *Lenticulina (Marginolinopsis) akneriana* (NEUGEBOREN), *Martinottiella communis* (D'ORBIGNY), *Spiroplectamina carinata* (D'ORBIGNY), *Nonion affine* (REUSS), *Cancris auriculus* (FICHTEL & MOLL), *Sphaeroidina bulloides* (D'ORBIGNY), *Pullenia bulloides* (D'ORBIGNY), *Bulimina elongata* (D'ORBIGNY), *Virgulina pertusa* (REUSS), *Bolivina floridana* CUSHMAN

Außerdem fanden sich Foraminiferen und Ostracoden aus der Oberkreide.

Die Schichtenfolge ist insgesamt betrachtet pollenarm. Das vorhandene Spektrum besteht aus einer Mischung tertiärer und quartärer Pollen (Untersuchung H.-W. REHAGEN, Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.). Die tertiären Florenelemente sind vorwiegend *Sequoia*, *Nyssa*, *Sciadopitys*, *Cupuliferoipollenites pusillus* (R. POTONIÉ) R. POTONIÉ. Auch Hystrichosporiden kommen vor. An Florenelementen, die im Tertiär und Quartär vorkommen, fanden sich *Pinus*, *Betula*, *Picea*, *Abies*, *Quercus*, *Ulmus*, *Corylus*, *Myrica*. Im Baumpollenspektrum zeigt sich eine deutliche *Alnus-Pinus*-Dominanz. Im unteren Teil treten Tertiär-Pollen reichlicher auf.

Altersstellung und Abgrenzung: Im Blattgebiet Goch sind die Zungenbeckenablagerungen zwischen Älterer Hauptterrasse und Eem-Warmzeit eingeschaltet. Für die Sedimentation dieser Schichten bietet sich somit zunächst ein relativ großer Zeitraum an. Das Schwermineralspektrum engt den möglichen Sedimentationszeitraum deutlich ein. Ein vergleichbares Spektrum zeigt nur die Hauptterrasse 3. Außerdem lassen sich diese Schichten recht gut mit den von KLOSTERMANN (1989) im Blattgebiet Xanten beschriebenen Beckenschluffen vergleichen. Die Abgrenzung von älteren und jüngeren Schichten ist aufgrund der typischen Sedimentstrukturen und der charakteristischen Fossilführung möglich.

Verbreitung und Mächtigkeit: Zungenbeckenablagerungen finden sich im Blattgebiet ausschließlich im äußersten Südwesten an der Maas. Die Beckenfüllung ist dort noch in einer Mächtigkeit von ca. 5 m erhalten. Unter Berücksichtigung der gestauchten Schichtenfolge im Norden des Blattgebiets ist jedoch nicht auszuschließen, daß auch an anderen Stellen noch Reste von Zungenbeckenablagerungen überliefert sind.

Paläogeographie und Genese: Das Vorkommen von Zungenbeckenablagerungen weit südwestlich außerhalb der bekannten Ausdehnung des saalezeitlichen Inlandeises zeigt, daß die Eiszungen deutlich weiter vorgedrungen sein müssen als bisher angenommen. Für diese Annahme sprechen auch die gestauchten Schichten im Norden des Blattgebiets. Wie und in welcher Form die Inlandeismassen nach Südwesten vorgedrungen sind, bedarf noch weiterer intensiver Untersuchungen. Die Existenz von Zungenbeckenablagerungen im Gebiet der heutigen Maas bedeutet, daß Gletscherzungen bis dorthin vorgedrungen sein müssen und Zungenbecken ausgeschürft haben. Der Rhein muß zu dieser Zeit südlich des Blattgebiets in die Maas gemündet sein. Die Füllung des Zungenbeckens erfolgte wahrscheinlich von Osten her. So erklärt sich möglicherweise auch der gerade Nordrand der Weezer Hees, der exakt Ost – West gerichtet ist. Vermutlich ist er durch die Schmelzwässer des Inlandeises entstanden, die das Zungenbecken an der Maas mit Sediment auffüllten.

3.8.1.3.3 Sander (D,,s)

Gesteine: Die Sanderablagerungen des Blattgebiets Goch bestehen aus braungelben und gelbgrauen, zum Teil auch bräunlichen Mittel- und Grobsanden mit einem wechselnden Feinkiesanteil. Diese Sande liegen in intensiver Wechsellagerung mit mittelmäßig-schluffigen Schichten vor. Beide – Kiese und Sande – sind in der Regel kalkfrei. Seltener kommen schluffig-tonige Partien oder Tongerölle vor, die häufig etwas Glimmer enthalten und auch schwach karbonatisch sein können. Nordische Komponenten sind selten, kommen aber

doch regelmäßig vor. Sehr viel öfter kann man rotbraun gefärbte Schichten und eine intensive rostfarbene Bänderung der Schmelzwasserablagerungen beobachten. Dort treten dann auch meistens eisen- und manganoxidfleckige Bereiche auf. In manchen Tagesaufschlüssen läßt sich eine generelle Korngrößenzunahme von unten nach oben feststellen. In den unteren feinkörnigen Partien kommt häufig umgelagerter tertiärzeitlicher Muschelschill vor. Im Schwermineralspektrum zeigen die Sanderablagerungen eine deutliche Dominanz des Epidots mit 30 – 40 %. Die Werte der grünen Hornblende erreichen 10 – 20 %. Der Klinopyroxenanteil liegt im Durchschnitt bei 10 %, kann aber in stark verwitterten Bereichen vollständig verschwunden sein. Typisch für die Schwermineralfraktion der niederrheinischen Sander ist, daß sie so gut wie keine Verunreinigungen aufweisen und normalerweise aus gut gerundeten kleinen Schwermineralkörnern bestehen. Durch die Aufarbeitung gestauchter Schichten können die typischen Schwermineralspektren eines Sanders völlig verfälscht sein. An erster Stelle ist hier die Aufarbeitung tertiärzeitlicher Schichten zu nennen, durch die der Anteil der stabilen Schwerminerale in den Spektren auf 30 – 50 % schnellte und dem Diagramm in diesen Teilbereichen ein durchaus tertiärzeitliches Aussehen gibt (KLOSTERMANN 1986).

Altersstellung und Abgrenzung: Sander wurden während des Drenthe-Stadiums der Saale-Kaltzeit aufgeschüttet, und zwar während zweier saalezeitlicher Inlandeisvorstöße an den Niederrhein. Unterschiedlich alte Ablagerungen lassen sich bisher jedoch petrographisch nicht voneinander unterscheiden. Nur wenn es eindeutige Lagebeziehungen zu älteren Stauchmoränen gibt oder beispielsweise Sandersedimente über einer gekappten Stauchmoräne liegen, lassen sich ältere von jüngeren Schmelzwasserablagerungen trennen. Die Trennung unterschiedlich alter Sanderschüttungen wird durch mehrere Oszillationen des Eisrandes und die Verzahnung der Sander mit der Unteren Mittelterrasse 2 des Rheins zusätzlich erschwert.

Verbreitung und Mächtigkeit: Im Blattgebiet gibt es nur ein kleines Sander-vorkommen, das in der äußersten Nordostecke liegt. Die Mächtigkeiten dürften dort bei maximal 15 m liegen.

Paläogeographie und Genese: Die Sander bestehen aus Schmelzwasserablagerungen, die von subglazialen Flüssen vor dem Eisrand abgelagert wurden (GRIFF 1964). Auch in heutigen Eismassen und Gletschern steigen Tunneltäler in der Regel zum Eisrand hin auf. Aus den Gletschertoren tritt Schmelzwasser unter starkem hydrostatischem Druck aus. Dabei werden große Mengen von Kies und Sand aufgewirbelt, die jedoch rasch wieder niederfallen. Ein Teil dieser Ablagerungen rutscht in die Mündung zurück, ein anderer Teil höht einen flachen, wasserüberfluteten Wall auf, vor dem sich ein flacher Schuttkegel bildet und ihn an dieser Stelle verstärkt. Wird der Wall schließlich durchbrochen, fließt das Schmelzwasser an einer ganz anderen Stelle ab. Die Richtungsänderungen können bis zu 180° erreichen. Auf diese Art und Weise wird langsam ein flacher Sanderkegel aufgeschüttet. Längs des Eisrandes entstehen viele solcher Kegel, die allmählich zu einem flachen, langgestreckten Sander zusammenwachsen. So entstanden auch die für den Niederrhein typischen Sanderebenen.

Das auf den Sandern abfließende Schmelzwasser bildet ein flaches, verwildertes Stromsystem. Es kam – infolge schnellen überkritischen Abflusses (upper flow regime) – zu einer raschen Sedimentation auf großen Flächen. Sich ständig verlagernde Stromrinnen

mit flachem Wasser und häufig turbulentem Abfluß prägten das äußere Erscheinungsbild dieses Stromsystems. Flache Stillwasserbereiche wurden mit Schluff und Ton aufgefüllt. Wiederholtes Einschneiden der Abflußrinnen führte an manchen Stellen zur Aufarbeitung des Tons und zur Entstehung von Tongeröllen. Neben den Stromrinnen gab es ebene Flächen mit geringem Gefälle, die von sehr flachem Wasser überströmt wurden; dort entstanden Rippelmarken. Die Stromrinnenfüllungen zeigen im Quer- und Längsschnitt ein unterschiedliches Strukturbild. Im Querschnitt dominieren Rinnen- und Bogen-schichtung, im Längsschnitt dagegen deltaähnliche Schrägschichtungselemente. Infolge der höheren Strömungsgeschwindigkeiten nimmt die Korngröße gegen die Austrittsstelle deutlich zu. Das unter Druck austretende Wasser arbeitete auch die dort liegende Grundmoräne auf, so daß in der Nähe der Austrittsstelle eine ungeschichtete Mischung aus Sand, Kies und Geschieben zurückblieb. Das Gesamterscheinungsbild dieses Abflußsystems mit seinen typischen Strukturelementen kennzeichnet die niederrheinischen Sander im wesentlichen als Hinterlassenschaften zahlreicher Schichtfluten.

In den kaltzeitlichen Wintern wurde das Gletschereis mit Schnee bedeckt. An der Basis der Gletscher kam es dennoch zu Schmelzvorgängen, so daß auch im Winter Wasser aus den Gletschertoren austrat. Die Abflußrinnen auf dem Sander froren rasch zu. Das infolgedessen über die ebenen Flächen abströmende Schmelzwasser führte zu einer intensiven Durchtränkung der bereits abgesetzten Schmelzwasserablagerungen, die dadurch rasch zu einem harten Block gefroren. Im kaltzeitlichen Frühjahr kam es regelmäßig zu einem kräftigen Wärmeeinbruch, der dazu führte, daß plötzlich große Schmelzwassermengen unter Überdruck aus den Gletschertoren austraten. Diese Wässer konnten auch groben Schutt transportieren. Mit zunehmender Entfernung vom Gletscherrand nahm die Strömungsgeschwindigkeit rasch ab. Das sedimentierte Material wurde immer feinkörniger, bis schließlich im distalen Bereich der Sander nur noch Feinsande und Schluffe zur Ablagerung kamen. Mit vorrückendem Eisrand wurden die feinkörnigen Schichten von immer größeren überlagert. Dadurch entstand eine regelmäßige Korngrößenzunahme nach oben hin, die man in vielen niederrheinischen Sanderaufschlüssen beobachten kann. Da die Schmelzwasserablagerungen ihre Entstehung einem sehr komplexen Sedimentationsvorgang verdanken, tritt diese Korngrößenabfolge nicht überall auf. Eisrandoszillationen, plötzliche Änderungen der Abflußrichtung und andere Vorgänge lassen Abweichungen von dieser Regel zu. Die Korngrößenunterschiede in den Sandern des Niederrheins lassen sich nicht in ein Schema pressen. Oft werden sie auf den sogenannten glaziären Zyklus zurückgeführt (SIEBERTZ 1987). Diese Deutung wird aber der Vielfalt der Sanderschüttungen nicht gerecht.

Während des Eishöchststandes floß das Schmelzwasser vielerorts auch über die Stauchmoräne hinweg. Dabei wurden unter anderem eingestauchte tertiärzeitliche Schichten erodiert, umgelagert und innerhalb der Schichtenfolge des Sanders erneut sedimentiert. Sie treten darin als grün gefärbte Feinsand- und Schlufflagen hervor, die durch ein tertiärzeitliches Schwermineralspektrum (Dominanz stabiler Schwerminerale) gekennzeichnet sind.

Die Sanderablagerungen des Niederrheins sind zum größten Teil Vorschüttssande. Beim Eisrückzug flossen die Schmelzwässer zwischen Stauchmoräne und Eisrand ab und nicht etwa über die sehr viel höher gelegenen Vorschüttssande hinweg.

3.8.1.3.4 Stauchmoräne (D,S,et)

Gesteine: Die Stauchmoränen des Blattgebiets bestehen fast ausschließlich aus sandigen Schichten des Pliozäns und Obermiozäns, die das vordringende Eis aufpreßte. Es sind grau oder grüngrau gefärbte Feinsande des marinen Obermiozäns oder Pliozäns, die mit grauen, grobsandigen Mittelsanden des terrestrischen Obermiozäns oder Pliozäns wechsellagern. Vereinzelt finden sich auch eingestauchte Linsen aus quartärzeitlichen Kiesen und Sanden. Die Schwermineralspektren spiegeln die Charakteristika der eingestauchten Schichten wider.

Altersstellung und Abgrenzung: Die Altersstellung der Stauchmoräne ergibt sich aus ihrem direkten Kontakt mit der Unteren Mittelterrasse 2. Die schwermineralanalytisch nachweisbare Untere Mittelterrasse 2 ist im Norden des Blattgebiets in die Stauchung einbezogen. Dies bedeutet, daß die Stauchung der Schichten während der Saale-Kaltzeit erfolgt sein muß, zumal die Schichten an verschiedenen Stellen von Älterer Niederterrasse gekappt werden. Ein elsterzeitlicher Eisvorstoß ist daher dort auszuschließen.

Die Abgrenzung der Stauchmoräne von den liegenden und hangenden Schichten ergibt sich aufgrund der intensiven Störungen des Schichtenverbandes und aufgrund der deutlichen Wechsel zwischen tertiär- und quartärzeitlichen Schwermineralspektren.

Verbreitung und Mächtigkeit: Sicher nachweisbare Stauchmoränenreste kommen im Nordwesten des Blattgebiets vor. Sie sind dort von jüngeren Ablagerungen – in erster Linie der Jüngeren Unteren Mittelterrasse 2 und der Älteren Niederterrasse – verhüllt. Die Stauchmoränen reichen von Norden her bis in die Nähe der Uferbegleitedünen der Maas. Die durch Stauchung beeinflusste Schichtenfolge ist im Durchschnitt etwa 30 m mächtig.

Paläogeographie und Genese: Während der Saale-Kaltzeit ist es zu zwei getrennten Eisvorstößen in die Niederrheinische Bucht gekommen (KLOSTERMANN 1992 a). Bei welchem dieser Vorstöße der Untergrund des Blattgebiets gestaucht wurde, ist bisher nicht geklärt. Während des ersten Vorstoßes war die vorrückende Eisstirn besonders bei Deventer dem Einfluß der östlichen Flüsse sowie des Rheins und der Maas ausgesetzt. Dadurch kam es zu einem plötzlichen Ausfließen einer mächtigen Gletscherzunge, einem „glacial surge“, in südliche Richtung, was die Ausschürfung tiefer glazialer Becken und die Aufpressung hoher Stauchmoränenwälle zur Folge hatte (ZAGWIJN 1974). Im Zuge dieses „glacial surges“ entstanden unter anderem Teile der Veluwe und der Kranenburger Lobus nördlich des Blattgebiets Goch. Am Niederrhein war die Stirn des nach Süden vorrückenden Eises dem Einfluß des Rheins direkt ausgesetzt. Als Folge flossen Teilgletscher in südliche Richtung aus. Möglicherweise entstand zu dieser Zeit auch eine Gletscherzunge, die vom Rhein abgelenkt nach Westen ausbrach und im Bereich der Maas das erwähnte flache Zungenbecken ausschürfte.

Nach diesem ersten Vorstoß zerfiel das Inlandeis zumindest am Niederrhein. Möglicherweise waren große Teile des Münsterlandes damals von Toteis bedeckt. Der Rhein begann bereits zu dieser Zeit, die Stauchmoränen des ersten Eisvorstoßes zu zerstören. Dadurch entstanden große Lücken in den Stauchmoränenbögen des ersten Eisvorstoßes. Möglicherweise konnten einige Gletscherzungen des Inlandeises während des zweiten

Vorstoßes durch diese Lücken hindurch weit nach Westen hin vordringen und dort das erwähnte Zungenbecken ausschürfen (vgl. KLOSTERMANN 1992 a: Abb 20j).

Ob die Zungenbeckenablagerungen im Bereich der Maas während des ersten oder zweiten saalezeitlichen Inlandeisvorstoßes entstanden sind, ist bisher nicht geklärt.

3.8.1.3.5 Untere Mittelterrasse 3 (Mu3)

Gesteine: Der Terrassenkörper der Unteren Mittelterrasse 3 besteht aus grauen und gelbgrauen Fein- und Mittelkiesen, die stellenweise einen hohen Anteil an Grobkies enthalten können. Die Kiese treten im allgemeinen in intensiver Wechsellagerung mit feinkiesigen Mittel- und Grobsanden auf, die ebenfalls grau bis gelblichgrau gefärbt sind. Selten kommen dünne Lagen von gelbgrauem Schluff vor. Die aus relativ bunten Kiesen zusammengesetzte Schichtenfolge ist oft eisen- und manganoxidfleckig ausgebildet. Im Schwermineralspektrum treten besonders die Klinopyroxengehalte hervor, die um die 35%-Marke pendeln. Die Werte von Epidot und grüner Hornblende liegen zwischen 10 und 20 %. In der gleichen Größenordnung kommt Granat vor. Die braune Hornblende erreicht Werte von 5 %. Da die Untere Mittelterrasse 3 überall in tertiärzeitliche Schichten eingeschnitten ist, tritt an der Basis regelmäßig ein deutlich erhöhter Anteil stabiler Schwerminerale auf.

Altersstellung und Abgrenzung: Im Blattgebiet ergibt sich die Altersstellung der Unteren Mittelterrasse 3 weitgehend aus ihrer Stellung innerhalb der Schichtenfolge. Die Untere Mittelterrasse 3 ist in die Untere Mittelterrasse 2 eingeschnitten und wird von der Jüngeren Niederterrasse überlagert. Im östlich anschließenden Blattgebiet 4303 Uedem ist eine Überlagerung der Unteren Mittelterrasse 3 durch die Ältere Niederterrasse nachgewiesen (KLOSTERMANN 1992 b). Die Untere Mittelterrasse 3 kann daher nur in der späten Saale-Kaltzeit nach den saalezeitlichen Eisvorstößen entstanden sein. Die Abgrenzung gegen ältere und jüngere Schichten ist durch das charakteristische Schwermineralspektrum möglich.

Verbreitung und Mächtigkeit: Der Terrassenkörper der Unteren Mittelterrasse 3 ist nur im äußersten Nordostquadranten des Blattgebiets verbreitet. Obwohl rinnenartig eingetieft, endet die Verbreitung der Unteren Mittelterrasse 3 nach Nordwesten hin. Ursache hierfür ist die kräftige Tiefenerosion, die der Aufschotterung der Jüngeren Niederterrasse voranging. Durch diese Lagerungsverhältnisse bedingt ist die Untere Mittelterrasse 3 im Blattgebiet maximal 7 m mächtig.

Paläogeographie und Genese: Bereits zu Beginn der Abschmelzphase des Inlandeises begann der Rhein sich kräftig in den Untergrund einzuschneiden. Zu dieser Zeit fielen sehr viel größere Schmelzwassermengen an, und der Dauerfrostboden taute außerordentlich rasch auf. Der damals noch abgesenkte Meeresspiegel hatte ein insgesamt steileres Gefälle des Rheins zur Folge, was dazu beitrug, daß es zu einer kräftigen Tiefenerosion kam. Die Position der tief eingeschnittenen Rinnen der Unteren Mittelterrasse 3 noch südwestlich außerhalb der gestauchten Bereiche läßt den Schluß zu, daß die Tiefenerosion bereits während des Eishöchststandes begann. Die Auffüllung der Rinnen mit Lockermaterial dürfte jedoch zum größten Teil während der Kälteschwankung nach dem zweiten saalezeitlichen Eisvorstoß erfolgt sein.

3.8.1.4 Eem-Warmzeit (ee)

Gesteine: Die Ablagerungen der Eem-Warmzeit bestehen aus schwach schluffigen, feinsandigen, dunkelbraunen Torfen, die oft einen gewissen Kalkgehalt aufweisen und Holzreste enthalten. Vielfach wechsellagern die Torfe mit braunen bis dunkelgrauen, schluffigen, schwach feinsandigen Tonen. VON DER BRELIE & MÜCKENHAUSEN & REIN (1955) beschreiben folgendes Profil, das beim Wiederaufbau der Pfarrkirche von Weeze aufgeschlossen war:

4,30 – 4,90 m	Torfmulde, dyartig, hellbraun, ohne größere Pflanzenreste, nach oben zunehmend sandig werdend
– 5,50 m	Bruchwaldtorf, homogene, schwarzbraune Grundmasse mit wenigen kleinen Holzresten
– 6,00 m	Bruchwald-Seggentorf, dunkelbraun, ohne erkennbare größere Pflanzenreste, etwas Holz
– 6,25 m	Seggentorf, schwarzbraun, stark zersetzt, keine größeren Pflanzenreste
– 6,70 m	Torfmulde (See-Dy: organischer Schlamm, der aus pflanzlichem Detritus mit Algenresten und ausgeflocktem Humus besteht), braun, tonig bis schluffig

An manchen Stellen bestehen die Ablagerungen der Eem-Warmzeit aus humosen Kiesen und Sanden.

Fossilien: Bisher liegen aus eemzeitlichen Ablagerungen nur Funde von *Cervus elaphus* LINNÉ vor (VAN DER VLERK & FLORSCHÜTZ 1950: 120 u. 121).

Besonders reich und charakteristisch ist die eemzeitliche Flora. Ein beispielhaftes und vollständiges Profil stellen die Torfe von Weeze dar (VON DER BRELIE & MÜCKENHAUSEN & REIN 1955).

Das Pollendiagramm der Torfe von Weeze beginnt an der Basis mit einer Kiefern-Birken-Zeit. *Quercus* (Eiche) und *Alnus* (Erle) sind bereits vorhanden. *Betula* (Birke) geht im oberen Teil dieses Abschnitts zurück. Es folgt eine Kiefern-Eichenmischwald-Zeit. Darin breitet sich *Quercus* aus und übertrifft bald *Ulmus* (Ulme). Zu dieser Zeit erscheinen auch *Corylus* (Haselnuß) und *Alnus*. Hier zeigt sich die für die Eem-Warmzeit typische Einwanderungsfolge thermophiler Bäume. Zuerst erscheint *Ulmus*, dann *Quercus* und schließlich *Alnus*. In der anschließenden Eichenmischwald-Hasel-Zeit nimmt *Alnus* rapide zu und gewinnt die Vorherrschaft. Diese Zunahme in der Umgebung einer alten Flußschlinge ist standortbedingt. Die Eichenmischwald-Elemente gehen im Laufe dieses Abschnitts allmählich zurück. *Corylus* behält relativ hohe Prozentanteile bei. Der danach folgende Abschnitt der Hainbuchenzeit ist durch eine kräftige Zunahme von *Carpinus* (Hainbuche) charakterisiert. *Alnus* bleibt noch dominierend. Erst in der abschließenden Kiefernzeit geht *Alnus* drastisch zurück. *Pinus* (Kiefer) wird dominant, und *Betula* erreicht beachtliche Anteile von bis zu 40 %. *Abies* (Tanne) und *Picea* (Fichte) sind erstmals regelmäßig vorhanden. Wärmeliebende Bäume fehlen nun fast vollständig.

Die Schichtenfolge der eemzeitlichen Torfe des Niederrheins zeichnet sich durch folgende Eigenschaften aus:

- Es gibt gut gegeneinander abgesetzte Waldzeiten.
- Es gibt eine typische Reihenfolge thermophiler Einwanderer. Zunächst erscheint *Ulmus*, dann *Quercus*, dann *Alnus*.

- Hohe Anteile von *Corylus* bei gleichzeitiger Dominanz von *Quercus* sind typisch.
- *Carpinus* (Hainbuche) erlangt größere Bedeutung.
- *Azolla filiculoides* (Großer Algenfarn) kommt nicht mehr vor.
- *Pterocarya* (Flügelnuß) und *Celtis* (Zürgelbaum) fehlen.
- Dem *Corylus*-Maximum geht ein *Quercus*-Maximum voran.

Altersstellung und Abgrenzung: Einen ersten Hinweis auf die Altersstellung der eemzeitlichen Schichten geben die liegenden und hangenden Sedimente. Die der Eem-Warmzeit zugeordneten Schichten liegen zwischen Zugenbeckenablagerungen und Älterer Niederterrasse. Folglich müssen die Schichten zwischen saalezeitlichem Inlandeisvorstoß und der Weichsel-Kaltzeit entstanden sein. Die genaue Altersstellung der eemzeitlichen Schichten läßt sich durch das Pollenspektrum ermitteln. Es zeigt eine sehr charakteristische Pollenfolge, die nur während der Eem-Warmzeit auftritt.

Verbreitung und Mächtigkeit: Bisher konnten eemzeitliche Sedimente nur im äußersten Südwesten des Blattgebiets beiderseits der Maas nachgewiesen werden. Dort liegen die entsprechenden Schichten in ca. 5 m Tiefe unter der Geländeoberfläche. Sie werden bis zu 2,5 m mächtig.

Paläogeographie und Genese: Der Rhein begann in der frühen Eem-Warmzeit, ausgeprägte Mäanderschleifen innerhalb der Hauptabflußrinnen zu entwickeln, die am Ende des Warthe-Stadiums entstanden waren. VAN DE MEENE & ZAGWIJN (1978) konnten nachweisen, daß der Hauptabfluß des Rheins während der Eem-Warmzeit durch das heutige IJsseltal erfolgte. Die Gelderse Poort wurde nicht vom Rhein durchströmt. Die Bereiche IJssum, Geldern, Weeze und Goch müssen jedoch dem mäandrierenden Stromsystem des Rheins dieser Zeit angehört haben. Ebenso zählten die weiten Flächen westlich der Aldekerker und der Kempen-Krefelder Platte dazu. Auch der gesamte im Süden sich anschließende Teil bis hin nach Bonn, der heute von Niederterrasse und Holozän eingenommen wird, war Bestandteil des mäandrierenden Rheinstroms der frühen Eem-Warmzeit. Die Ablagerungen dieser Zeit bestehen aus humosen Kiesen und Sanden. Erst im Laufe der späteren Eem-Warmzeit begannen die vermoorten Gebiete sich von der Küste her stromaufwärts zu verlagern. Schließlich verlandeten dadurch viele totgefallene Altarme des früheemzeitlichen Rheins.

Ausbildung und Pollenspektrum der Torfe von Weeze zeigen, daß sie in einer abgeschnittenen, allmählich verlandenden Flußschlinge entstanden sein müssen (VON DER BRELIE & MÜCKENHAUSEN & REIN 1955). Die Verlandung fand zunächst mit einem Bruchwald ihren Abschluß. Danach wurde dieser überschwemmt und schließlich von einer dyartigen Torfmur überlagert.

3.8.1.5 Weichsel-Kaltzeit

Das geologische Geschehen im Blattgebiet wurde während der Weichsel-Kaltzeit von den dort herrschenden periglazialen Klimabedingungen geprägt. Inlandeismassen erreichten von Skandinavien kommend nur noch Schleswig-Holstein. Dennoch waren sie für die besonderen Klimaverhältnisse im Blattgebiet mitverantwortlich. Lange, kalte Winter und kurze, kühle Sommer bestimmten das Klima. Diese Klimabedingungen steuerten sowohl

das fluviatile als auch das äolische Sedimentationsgeschehen dieser Zeit. Eine Vielzahl von Stadialen und Interstadialen zeichnete den Zeitraum der Weichsel-Kaltzeit aus. Möglicherweise wird diese Vielzahl jedoch nur dadurch vorgetäuscht, daß die Ablagerungen der Weichsel-Kaltzeit wesentlich besser erhalten sind als die älterer Kaltzeiten. Fast die gesamte Oberfläche des Blattgebiets besteht aus Ablagerungen, die während der Weichsel-Kaltzeit entstanden sind. Weichselzeitliche Fließerden kommen nur im Süden an den Hängen älterer Terrassenkörper vor.

Das Sedimentationsverhalten von Bächen und Flüssen wurde während der Weichsel-Kaltzeit von den kaltzeitlichen Klimaverhältnissen dieser Zeit beeinflusst. Durch das Periglazialklima kam es in den Einzugsgebieten der Bäche und Flüsse zu intensiver physikalischer Verwitterung. Dadurch wurden große Schuttmengen bereitgestellt, die von den Flüssen nur noch zu Tal transportiert werden mußten. Da der Untergrund gefroren war, erfolgte der gesamte Abfluß oberirdisch. Die Witterungsabläufe waren während der Kaltzeiten völlig anders als während der Warmzeiten. Der Abfluß in den Flüssen erfolgte extrem konzentriert ausschließlich während der kaltzeitlichen Frühsommer. Es kam zu extremen Hochwasserspitzen, die die Entstehung verwilderter Abflußsysteme zur Folge hatten. Infolgedessen kam es während dieser Zeit zu ausgeprägter Breiten- und Tiefenerosion. Der Terrassenkörper der Älteren Niederterrasse entstammt einem solchen verwilderten Abflußsystem. Der Süden und Südwesten des Blattgebiets wird von den Ablagerungen der Älteren Niederterrasse eingenommen. Die Spuren des jüngsten Abflußsystems der Älteren Niederterrassen-Zeit sind in Form der Humosen und Tonigen Hochflutsande überliefert.

Der Terrassenkörper der Jüngeren Niederterrasse zeichnet sich durch Einschaltung von Bimslagen aus. Der Bims entstammt einem Ausbruch des Laacher Kessels vor ca. 11 000 Jahren. Zu dieser Zeit herrschten am Niederrhein erneut kaltzeitliche Klimabedingungen. Daher entstand wiederum ein verwildertes Abflußsystem. Der Terrassenkörper der Jüngeren Niederterrasse wird jedoch fast immer von jüngeren Hochflutablagerungen verhüllt.

Aufgrund zahlreicher pollenanalytischer Untersuchungen und einer Vielzahl morphologischer Studien werden in den Niederlanden drei weichselzeitliche Terrassenkörper unterschieden (WESTERHOFF 1990). Der älteste Terrassenkörper, der mit der Älteren Niederterrasse sensu stricto verknüpft werden kann, wird als Hohe Mäanderbogenterrasse bezeichnet. Der zugehörige Terrassenkörper wurde im wesentlichen im Früh- und Hochglazial aufgeschottert. Die Sedimentation endete wohl mit der Älteren *Dryas*-Zeit. Auf der Oberfläche dieser Terrasse befinden sich Rinnen, die mit Torf gefüllt sind. Diese Rinnen werden von Hochflutlehm überdeckt. Die pollenanalytische Untersuchung der torfigen Rinnenfüllung ergab, daß die Verlandung die Zeit des Bölling-Interstadials, der Älteren *Dryas*-Zeit und des Alleröd-Interstadials umfaßt. Während dieser Zeit hat sich die Maas eingetieft und einen neuen Terrassenkörper aufsedimentiert. Während der Hochfluten dieser Zeit entstand der Hochflutlehm auf der Oberfläche der Älteren Niederterrasse (Hohe Mäanderbogenterrasse). Der Terrassenkörper, der wahrscheinlich zwischen Bölling und Alleröd aufgeschüttet wurde, wird als Mäanderbogenterrasse bezeichnet. Auf seiner Oberfläche befinden sich ebenfalls mit Torf gefüllte Rinnen, die aufgrund ihrer Pollenführung in die Jüngere *Dryas*-Zeit gestellt werden. Auf dem Terrassenkörper der Mäanderbogenterrasse begann zu dieser Zeit die Verlandung. Gleichzeitig tiefte sich die Maas erneut ein

und schotterte als verwildertes Flußsystem einen weiteren Terrassenkörper auf. Die Verlandung in den Rinnen auf der Oberfläche dieses Terrassenkörpers begann im Präboreal. Im Blattgebiet war es jedoch nicht möglich, drei weichselzeitliche Terrassenkörper flächenhaft zu kartieren. Aus diesem Grund wurde an der Gliederung in Ältere und Jüngere Niederterrasse festgehalten. Der zwischen Bölling- und Alleröd-Interstadial aufgeschotterte Terrassenkörper (Mäanderbogenterrasse) wird hier der Älteren Niederterrasse zugerechnet.

Kiese und Sande der Älteren Niederterrasse konzentrieren sich auf das Gebiet zwischen den Mäanderschleifen des Kendelbachs und den Parabeldünen am Ostufer der Maas. Die Strukturelemente und Sedimente eines verwilderten Flußsystems sind vereinzelt noch heute an der Oberfläche erkennbar. Sie zeichnen sich in Form der humosen beziehungsweise tonigen Hochflutsande ab. Der gesamte Nordostquadrant des Blattgebiets wird von Schichten der Jüngeren Niederterrasse und den sie überlagernden Hochflutablagerungen eingenommen.

Äolische Sedimente umfassen im Blattgebiet ausschließlich Flugsand und Dünen. Flugsandvorkommen finden sich vor allem im Süden des Blattgebiets auf den älteren Terrassenkörpern der Weezer Hees. Aber auch die Sedimente auf den weiten Flächen der Älteren Niederterrasse und die obersten Teile der jungen Hochflutablagerungen über der Jüngeren Niederterrasse dürften äolisch überprägt sein. Insbesondere auf der Älteren Niederterrasse gibt es größere Flugsandvorkommen. Besonders auffällig sind die hochaufragenden Parabeldünen am Ostufer der Maas, die ebenfalls überwiegend während der Weichsel-Kaltzeit entstanden sind.

3.8.1.5.1 Fließerde (,,fl)

Gesteine: Die Fließerden des Blattgebiets zeigen eine außerordentlich vielfältige Zusammensetzung. Im wesentlichen bestehen sie aus Grob- und Mittelsanden mit einem deutlichen Kiesanteil. Die meisten Fließerden sind braun gefärbt. Neben schlierig eingekneteten Schlufflagen kommen auch Steine vor, die aus älteren Terrassenkörpern stammen. Die Lagerungsdichte der Fließerden ist auffallend gering.

Altersstellung, Verbreitung und Mächtigkeit: Beobachtungen aus anderen Regionen am Niederrhein legen den Schluß nahe, daß der größte Teil der Fließerden während der Weichsel-Kaltzeit entstand. Die periglazialen Klimaverhältnisse dieser Zeit sorgten dafür, daß der größte Teil der im Frühsommer anfallenden Schmelzwässer an der Oberfläche abfloß. Durch den Auftauprozeß entstand eine breiartige, zähe Sedimentmasse, die dem Gefälle folgend von älteren auf jüngere Terrassenkörper floß. Fließerden gibt es im Blattgebiet nur im äußersten Süden an den Terrassenkanten von Haupt- und Mittelterrassen. Die Mächtigkeiten erreichen 2 – 3 m.

3.8.1.5.2 Ältere Niederterrasse (Nä)

Gesteine: Der Terrassenkörper der Älteren Niederterrasse besteht überwiegend aus braungrau bis grau gefärbten Mittel- und Grobsanden, die normalerweise einen deutlichen Fein- und Mittelkiesanteil enthalten. Häufig finden sich linsige Einlagerungen eines

karbonatischen Tons. An der Basis und den seitlichen Erosionsrändern kommen aufgearbeitete tertiärzeitliche Ablagerungen vor. Dort sind die Kiese von grüngrauen, glaukonitischen Feinsanden – stellenweise mit reichlich Muschelschill – durchsetzt. Auch aufgearbeitete, vermutlich warmzeitliche Holzreste kommen vor.

Der Terrassenkörper der Älteren Niederterrasse besitzt – ebenso wie viele ältere Terrassen – einen zyklischen Aufbau (s. Abb. 7). Die Schichtenfolge setzt an der Basis mit Grobkiesen ein, die sehr wenig Sand enthalten. Oft kommen Ton- und Schluffbänder vor, die mit dem Kies verwürgt sind. Ein weiteres Charakteristikum dieses Teils der Schichtenfolge ist ein Eiskeilhorizont, der immer wieder in den Grobkieslagen vorkommt. Im oberen Teil tritt eine Blockanhäufung auf. Den unteren Teil der Schichtenfolge bezeichnet THOSTE (1974: 77) als Abschnitt A. Darüber folgt der Abschnitt B, der aus einer Sand-Kies-Wechselfolge besteht. Örtlich finden sich ausschließlich sandige Schichten, die auch Blöcke und Schluffgerölle führen können. Die Sandlagen sind meist kalkig entwickelt und grün gefärbt. Gegenüber dem Abschnitt A enthält der Abschnitt B deutlich mehr Sand. Abschnitt C besteht aus einem rostbraunen, horizontalgeschichteten, sandigen Mittelkies, der vielfach von Kryoturbationen durchsetzt ist (vgl. Kap. 3.8.1.5.2.1). Die Deckschichten der Älteren Niederterrasse bezeichnet THOSTE (1974: 55) als Abschnitt D. Es sind im wesentlichen Sande und Schluffe, die als Hochflutabsätze gedeutet werden. Oft treten darin auch rötlich verfarbte und rostfarbene gebänderte, deutlich schrägschichtete, schwach kiesige Sande auf. Im Blattgebiet Goch ist die Schichtenfolge insgesamt feinkörniger entwickelt als im Süden des Niederrhein-gebiets. Karbonatische Tonlinsen und grün gefärbte Sande können mit dem Abschnitt B THOSTES (1974: 77) verknüpft werden. Aus dem oberen Teil der Schichtenfolge der Älteren Niederterrasse beschreibt auch KLOSTERMANN (1986: 64) eine rostfarbene Bänderung durch eisenschüssige Partien. Dieser Teil der Älteren Niederterrasse kann mit dem Abschnitt C nach THOSTE (1974: 76) korreliert werden. Der Quarzgehalt der Älteren Niederterrasse liegt zwischen 37 und 50 %.

Im Schwermineralspektrum der Älteren Niederterrasse dominieren Granat, Epidot und grüne Hornblende. Der Granatanteil liegt im Durchschnitt bei 25 %. Der Epidot erreicht nur 10 %, während die grüne Hornblende auf bis zu 20 % anwachsen kann. Die Klinopyroxenwerte schwanken zwischen 22 und 27 %, können aber in Extremfällen auf bis zu 50 % anwachsen (ZONNEVELD 1956: 396). FRECHEN & VAN DEN BOOM (1959) erwähnen in der

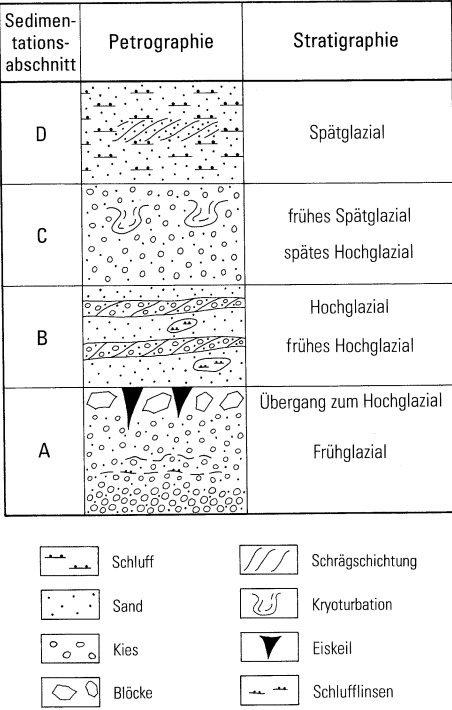


Abb. 7 Zyklischer Aufbau der Älteren Niederterrasse (in Anlehnung an THOSTE 1974)

Älteren Niederterrasse drei Klinopyroxenmaxima, die aber wohl nur an solchen Stellen vorhanden sind, an denen die Schichtenfolge besonders vollständig entwickelt ist. Alterit und Saussurit repräsentieren etwa 14 – 18 % des Gesamtspektrums; die braune Hornblende erreicht nur unbedeutende 2 %. 10 % des Spektrums bestehen aus Turmalin und Zirkon. Staurolith und die übrigen metamorphen Schwerminerale erreichen jeweils 4 %.

Fossilien: In den Schichten der Älteren Niederterrasse und zeitgleich entstandenen Ablagerungen wurden innerhalb der Niederrheinischen Bucht wiederholt pleistozäne Säugetierfaunen gefunden. Schon WUNSTORF & FLIEGEL (1910: 142) erwähnen eine Vielzahl solcher Funde. In der Arbeit von KAISER & SCHÜTRUMPF (1960: 168) befindet sich eine Liste mit den zugehörigen Fundpunkten für die südliche Niederrheinische Bucht. An dieser Stelle sollen nur die am häufigsten aufgefundenen pleistozänen Säugetiere aufgelistet werden:

Mammuthus primigenius (BLUMENBACH), *Coelodonta antiquitatis* (BLUMENBACH), *Equus caballus* LINNÉ, *Bos primigenius* BOJANUS, *Bos taurus* LINNÉ, *Bison priscus* BOJANUS, *Cervus giganteus* BLUMENBACH, *Cervus elaphus* LINNÉ, *Sus scrofa* LINNÉ, *Ursus spelaeus* ROSENMÜLLER

Als Besonderheit ist ein Fund der Seekuh *Balaena mysticetus* LINNÉ zu nennen, die von JUX & ROSENBAUER (1959) beschrieben wurde.

An vielen Stellen wurden in spätglazialen Schichten, insbesondere in Hochflutablagerungen, Molluskenfaunen gefunden. Schon WUNSTORF & FLIEGEL (1910: 143) veröffentlichten eine Liste von Mollusken, die rechtsrheinisch bei Niederkassel gefunden und durch E. WÜST bestimmt wurden. Es handelt sich dort um eine Mischung von Land- und Wasserschnecken. LOŽEK & THOSTE (1972) beschrieben ebenfalls eine reiche Molluskenfauna aus spätglazialen Ablagerungen. Bei den Fundschichten handelt es sich um Hochflutsedimente aus der Ältesten und Älteren *Dryas*-Zeit. Im folgenden werden jene Spezies aufgeführt, die sowohl bei WUNSTORF & FLIEGEL (1910: 143), als auch bei LOŽEK & THOSTE (1972: 58) beschrieben sind:

Arianta arbustorum (LINNÉ), *Vallonia costata* (MÜLLER), *Vallonia pulchella* (MÜLLER), *Cochliopa lubrica* (MÜLLER), *Succinea oblonga* DRAPARNAUD, *Succinea putris* (LINNÉ), *Bithynia tentaculata* (LINNÉ), *Lymnaea ovata* DRAPARNAUD

Die Weichsel-Kaltzeit wird nach Pollenspektren in Früh-, Pleni- und Spätglazial mit vegetationskundlich definierten Stadien gegliedert (VAN DER HAMMEN 1953).

Nördlich des Blattgebiets wurde bei Wardhausen, nördlich der Gelderse Poort gelegen, eine recht vollständige frühglaziale Schichtenfolge erbohrt und palynologisch beschrieben (VAN DE MEENE & ZAGWIJN 1978: 353). Die Pollenspektren des Frühen Stadials I der Weichsel-Kaltzeit zeichnen sich dort durch einen hohen Kräuteranteil aus, der bei 40 – 50 % liegt. Besondere Bedeutung kommt den Ericaceae zu. Neben *Pinus* (Kiefer) und *Betula* (Birke) kommen noch *Alnus* (Erle), *Carpinus* (Hainbuche) und *Quercus* (Eiche) vor. Die thermophilen Baumpollen können jedoch umgelagert sein.

Im Amersfoort-Interstadial erreicht der Kräuteranteil nur noch ca. 35 %. Zu Beginn dominiert *Pinus*. Im Verlauf des Interstadials erreichen *Pinus* und *Betula* etwa gleich große Anteile. Thermophile Bäume gibt es kaum noch.

Das Frühe Stadial II ist eindeutig eine Kältephase. Diese Tatsache ist in einem Kräutergipfel von maximal 62 % dokumentiert. *Pinus* und *Betula* herrschen nun vor, während thermophile Bäume vollständig fehlen.

Im Brörup-Interstadial sind die Kräuterwerte sehr niedrig. Dabei dominieren die Ericaceae. Im unteren Teil gibt es einen *Betula*-Gipfel, der fast 50 % erreicht. Im oberen Teil dominiert *Pinus* mit fast 60 %. Auch die Werte von *Picea* (Fichte) sind mit bis zu 20 % auffallend hoch. Im oberen Teil des Brörup-Interstadials werden sogar 40 % erreicht. *Alnus* (Erle), *Ulmus* (Ulme) und *Corylus* (Haselnuß) wurden in reinen Torfen gefunden und können daher nicht umgelagert sein. Die Verknüpfung mit dem Brörup-Interstadial ist durch Pollenfunde vom *Picea-omorikoides*-Typ möglich.

Die Flora des Pleniglazials deutet auf kalte und trockene Klimaverhältnisse. Die mittleren Temperaturen im Juli lagen zwischen 6 und 9 °C (heute 17 – 18 °C). Infolgedessen entwickelte sich eine Frostschuttundra (REHAGEN 1963: 40). Bäume fehlen zu dieser Zeit fast vollständig. Charakteristisch für das Pleniglazial ist eine deutliche Dominanz von Gräserpollen, die zwischen 80 und 90 % des Spektrums ausmachen können (ZAGWIJN 1961: 29). Neben den Graminae zeigen auch die Cyperaceae auffallend hohe Werte. Auch *Selaginella* (Moosfarn) kommt reichlich vor. An Baumpollen werden allenfalls *Betula*, *Pinus* und *Salix* (Weide) beobachtet. Dabei muß jedoch ein möglicher Ferntransport berücksichtigt werden. In feuchten Niederungen konnten während der kühlen Sommer Hypnacea-Cyperacea-Sümpfe entstehen. In geringen Mengen kommen außerdem noch Pollen der Kräuter *Plantago*, *Helianthemum*, *Thalictrum*, *Artemisia* vor (REHAGEN 1963: 40).

Die pollenanalytische Grenze zwischen Pleniglazial und Ältester *Dryas*-Zeit, mit der das Spätglazial beginnt, wurde von VAN DER HAMMEN (1953: 94) definiert. Das Grenzkriterium ist ein kräftiger Anstieg von *Artemisia* mit dem beginnenden Spätglazial. Diese Pflanze meidet die kalten Gebiete der polaren und alpinen Regionen.

Kurz nachdem *Artemisia* kräftig zugenommen hat, steigen auch die Werte von *Hippophae rhamnoides* deutlich an (REHAGEN 1963: 40). Gegen Ende der Ältesten *Dryas*-Zeit gipfelt an trockenen Standorten die *Juniperus*-, an feuchteren die *Salix*-Kurve. Das fast völlige Fehlen autochthoner Baumpollen und der sehr hohe Anteil an arktisch-alpinen *Selaginella* zeigen, daß es sich um eine völlig waldlose Landschaft gehandelt haben muß (AVERDIECK & DÖBLING 1959: 354). VAN DER HAMMEN (1953: 86) beschreibt aus einem Profil bei Apeldoorn sogar Schichten mit 100 % *Selaginella*.

Die Wärmeoszillation des Bölling-Interstadials zeichnet sich durch eine Abnahme des Gräseranteils bei weiterhin hohen *Artemisia*-Werten ab (VAN DER HAMMEN 1953: 118). *Pinus* ist nicht vorhanden. *Salix* aber erreicht bis zu 50 % des Gesamtspektrums. Am Niederrhein kommt nun *Betula pubescens* vor (REHAGEN 1963: 40). Die Baumgrenze wandert jedoch nur langsam nordwärts, so daß das Bölling-Interstadial im Norden später beginnt. Der Grund dafür liegt unter anderem darin, daß die Böden zunächst von Pionierflora vorbereitet werden mußten. Das Verhältnis von Baumpollen zu Nichtbaumpollen liegt im Brörup-Interstadial bei 50 : 50. Die *Betula*-Kurve gipfelt erstmals im unteren Teil. *Artemisia*, *Hippophae rhamnoides* und *Juniperus* gehen gleichzeitig zurück. Am Ende des Bölling-Interstadials tritt ein weiterer Gipfel von *Salix* und *Juniperus* auf. Danach durchwanderte die Baumgrenze erneut das Niederrheingebiet, diesmal in Nord-Süd-Richtung.

An der Grenze zwischen Bölling-Interstadial und Älterer *Dryas*-Zeit ist ein deutliches Maximum von *Salix* im Pollendiagramm zu beobachten. VAN DER HAMMEN (1953: 108) vermutet, daß dieses Maximum das Durchlaufen der Baumgrenze anzeigt. Die Kälteschwankung der Älteren *Dryas*-Zeit zeigt sich bereits in einer deutlichen Abnahme der

Pollendichte. *Selaginella* erreicht beachtliche Werte, und die Nichtbaumpollen dominieren (REHAGEN 1963: 41). *Artemisia* behält seine hohen Werte bei. Die *Pinus*-Anteile sind so gering, daß sie sehr wahrscheinlich durch Fernflug in diese Profile gelangt sind (AVERDIECK & DÖBLING 1959: 354). Das gesamte Pollenspektrum zeigt die offene Vegetation einer Parktundra.

Das Alleröd-Interstadial ist an der Einwanderung von *Pinus* erkennbar. In Schleswig-Holstein kann ein unterer, birkenreicher von einem oberen, kiefernreichen Abschnitt unterschieden werden (REHAGEN 1963: 41). Je weiter nördlich die Profile liegen, um so birkenreicher sind sie. In Süddeutschland dominiert zu dieser Zeit *Pinus* von Anfang an. Am Niederrhein treffen beide Zonen aufeinander. Dort gibt es einige Profile, in denen sich eine *Betula*-Zone abtrennen läßt, in anderen dagegen dominiert *Pinus* von Anfang an (REHAGEN 1963: 41). Die Gesamtpollendichte nimmt im Alleröd-Interstadial rasch zu, die Nichtbaumpollen fallen dagegen schnell ab. *Pinus* ist in allen Profilen so stark vertreten, daß dieser Baum sicher in größeren Mengen vorhanden war. Aus Verlandungssedimenten von Seen beschreibt REHAGEN (1963: 42) als Besonderheit das Auftreten von *Phragmites communis* TRINIUS.

Altersstellung und Abgrenzung: Die Ältere Niederterrasse nimmt in weiten Teilen des Blattgebiets die Oberfläche ein. Lediglich im Norden hat sich die Jüngere Niederterrasse in die Ältere eingeschnitten. Außerdem überlagert die Ältere Niederterrasse saale- und eemzeitliche Schichten. Aus diesen Lagerungsverhältnissen ergibt sich, daß es sich bei den Kiesen und Sanden der Älteren Niederterrasse um Ablagerungen handeln muß, die nach der Eem-Warmzeit und vor dem Alleröd-Interstadial entstanden.

Das Ende der Eem-Warmzeit wurde von BROECKER & TUREKIAN & HEEZEN (1958) durch Untersuchungen von Bohrkernen aus den Tiefseeböden auf 80 000 Jahre vor heute datiert. Betrachtet man andere Sauerstoffisotopenkurven, beispielsweise aus dem Indischen Ozean (FLOHN 1985: 45), so liegt dort eine Grenze zwischen der Sauerstoffisotopenstufe 4 und 5a bei etwa 77 000 Jahren vor heute. Bei einer solchen Datierung wären auch die Sauerstoffisotopenstufen 5a bis 5d noch der Eem-Warmzeit zuzurechnen. Mit allem Vorbehalt wird die Untergrenze der Weichsel-Kaltzeit zwischen den Sauerstoffisotopenstufen 5d und 5e gezogen. Der Terrassenkörper der Älteren Niederterrasse gehört dem Früh- und Hochglazial beziehungsweise – folgt man der pollenanalytischen Gliederung von VAN DER HAMMEN (1953) – dem Früh- und Pleniglazial an. Die Gliederung der Weichsel-Kaltzeit in Früh-, Hoch- und Spätglazial beruht auf den Eisrandlagen in Norddeutschland.

Die Grenze zwischen Eem-Warmzeit und Weichsel-Kaltzeit wird pollenanalytisch dort gezogen, wo nach der *Picea*-Zone E6 der Eem-Warmzeit die Vegetation rasch offener wird (ZAGWIJN 1961: 16). Mit Beginn der Weichsel-Kaltzeit nehmen die Gräserpollen sehr rasch zu. Besonders deutlich ist die Zunahme der *Ericales*, insbesondere von *Calluna*. *Pinus* und *Betula* sind noch vorhanden; thermophile Hölzer dagegen sind bereits vollständig verschwunden (ZAGWIJN 1961: 16).

Der Zeitabschnitt, in dem die Ältere Niederterrasse aufgeschottert wurde, wird durch verschiedene interstadiale Bildungen untergliedert. Der Zeitabschnitt des Früh- und Hochglazials kann zu einem großen Teil bereits mit Hilfe von ^{14}C -Untersuchungen datiert werden. Die ermittelten ^{14}C -Daten sind jedoch sehr unsicher, da der meßbare ^{14}C -Gehalt infolge radioaktiven Zerfalls bereits stark abgenommen hat (FRENZEL 1980: 47). Das

Amersfoort-Interstadial hat nach Datierungen GROOTES (1978) ein Alter von etwa 67 500 Jahren vor heute. Das Brörup-Interstadial soll nach ZAGWIJN (1961: 36) zwischen 59 000 und 58 000 Jahren vor heute zu datieren sein. Diese Werte stehen im deutlichen Widerspruch zu Bestimmungen GROOTES (1978), der das Brörup-Interstadial auf 64 000 – 62 000 Jahre vor heute datiert. Das Odderade-Interstadial wird von VAN DER HAMMEN & WIJNSTRA & ZAGWIJN (1971) noch dem Frühglazial zugerechnet und auf etwa 61 000 Jahre vor heute datiert. Im Pleniglazial werden drei baumlose Interstadiale unterschieden (VAN DER HAMMEN et al. 1967). Das Moershoofd-Interstadial wird auf 55 000 – 45 000 Jahre vor heute, das Hengelo-Interstadial auf 40 000 – 37 500 Jahre vor heute und das Denekamp-Interstadial auf 32 000 – 29 000 Jahre vor heute datiert. Der Höhepunkt der Weichsel-Kaltzeit wurde vor ca. 18 000 Jahren im Brandenburg-Stadium erreicht. Im Hochglazial folgen noch zwei bisher nicht exakt datierbare Wärmeschwankungen, das Blankenberg-Interstadial und das Meiendorf-Interstadial. Es kann bisher nur als sicher gelten, daß das Meiendorf-Interstadial (MENKE 1968: 80) eine vorböllingzeitliche Wärmeschwankung ist. An den Schichten der Typokalität durchgeführte Datierungen stimmen nicht überein. So gibt MENKE (1968: 81 u. 82) einmal das Alter 13 830 und 13 200 Jahre vor heute an und einmal 11 025 Jahre vor heute. Er selbst weist bereits auf die Unsicherheit dieser Datierungen hin.

Für das Spätglazial liegen zahlreiche ^{14}C -Datierungen vor, die in der Regel nur noch um wenige 100 Jahre differieren. Im folgenden werden daher kurz die Durchschnittswerte aufgelistet:

Alleröd-Interstadial	11 800 – 11 000 Jahre vor heute
Ältere <i>Dryas</i> -Zeit	12 100 – 11 800 Jahre vor heute
Bölling-Interstadial	12 700 – 12 100 Jahre vor heute
Älteste <i>Dryas</i> -Zeit	13 000 – 12 700 Jahre vor heute

Verbreitung und Mächtigkeit: Ablagerungen der Älteren Niederterrasse sind mit Ausnahme des Nordostquadranten im gesamten Blattgebiet verbreitet. Sie nehmen von einer dünnen Flugsandschicht überdeckt weite Teile der Oberfläche ein. Lediglich am Ostufer der Maas sitzen ihnen mächtige Dünen auf. Die Mächtigkeit der Älteren Niederterrasse erreicht bis 6 m.

Paläogeographie und Genese: Noch vor Aufschotterung der Älteren Niederterrasse muß sich der Rhein tief in den Untergrund eingeschnitten haben. Tiefe Rinnen an der Basis der Älteren Niederterrasse, die Knochenkies enthalten, sprechen dafür (THOSTE 1974: 104). Möglicherweise wurden diese Rinnen noch durch einen mäandrierenden Fluß ausgeschürft. Zu Beginn der Weichsel-Kaltzeit dürfte der allmähliche Übergang von einem mäandrierenden zu einem verwilderten Flußsystem erfolgt sein. Die unteren Teile des Abschnitts A der Älteren Niederterrasse entstammen bereits einem verwilderten Abflußsystem. Die sinkenden Temperaturen und die rapide abnehmende Vegetation führten zu einer immer stärkeren Ausprägung des verwilderten Abflusses. Es kam zu einer intensiven Breiten- und Tiefenerosion bei gleichzeitiger Akkumulation. Dieser Vorgang wurde durch den deutlich absinkenden Meeresspiegel weiter gefördert. Der Übergang zum Hochglazial gibt sich in Blockpackungen im oberen Teil des Abschnitts A und in den dort auftretenden Eiskeilen zu erkennen. Der Abfluß konzentrierte sich nun immer mehr auf eine frühsummerliche Hochwasserspitze, während der auch große Blöcke transportiert werden konnten. Während des übrigen Jahres lag die Oberfläche dieses Teils der Älteren Niederterrasse weitgehend trocken, so daß Eiskeile entstehen konnten.

In den Gebieten, die nicht direkt dem Hauptabflußsystem dieser Zeit angehörten, entstanden zum Teil mesotrophe Moore, wie beispielsweise in der Gelderse Poort (VAN DE MEENE & ZAGWIJN 1978). Dort entwickelten sich die Torfe des Amersfoort- und Brörup-Interstadials. Auch die Torfe des Interstadials von Odderade haben sich während des späten Frühglazials gebildet.

Im Hochglazial war der Meeresspiegel auf einen Tiefststand abgesunken. Die Temperaturen waren auf ein Minimum gefallen und die Niederschläge drastisch zurückgegangen. Vegetation war zu dieser Zeit kaum noch vorhanden. Die Abflüsse waren infolgedessen nur sehr gering. Erosion und Akkumulation fanden nur noch in sehr geringem Umfang statt. Allenfalls relativ feinkörniges Material konnte noch transportiert werden. Der sandreiche Abschnitt B der Älteren Niederterrasse entstand. Für die extrem kaltzeitlichen Klimaverhältnisse dieser Zeit sprechen auch die von THOSTE (1974: 77) beobachteten Sandgerölle. Auch während des Hochglazials kam es zu kleinen, waldlosen Wärmeschwankungen (Moershoofd, Hengelo, Denekamp), deren Sedimente an vielen Stellen aufgrund der geringen Abflußmengen während des Hochglazials erhalten sind.

An der Wende vom Hochglazial zum Spätglazial begann der Meeresspiegel wieder zu steigen, und auch die Niederschläge nahmen zu. Die Folge war eine wieder einsetzende Akkumulation von Kies und Sand. Der Abschnitt C der Älteren Niederterrasse hat sich vermutlich zu dieser Zeit gebildet. Während kleinerer Kälterückschläge fiel die Oberfläche trocken, so daß Kryoturbationen entstehen konnten.

Am Ende der Älteren *Dryas*-Zeit kam es sowohl an der Maas (WESTERHOFF 1990) als auch am Rhein zu einer Reaktivierung des Abflußgeschehens (BRUNNACKER 1978: 405). Die Ursache lag in den nun rasch ansteigenden Temperaturen, dem höheren Meeresspiegel und den zunehmenden Niederschlägen. Die noch verwilderten Ströme Rhein und Maas schnitten sich in die Ältere Niederterrasse ein. Bei diesem Eintiefungsprozeß entstanden auch Rinnen auf der Oberfläche der Älteren Niederterrasse. Bei Hochwässern konnten diese Flächen durchaus noch überströmt werden. Schon WUNSTORF & FLIEGEL (1910: 143) haben diese Rinnen auf der Oberfläche der Älteren Niederterrasse beschrieben. Sie erwähnen auch, daß die Rinnen nicht immer am Strom beginnen, sondern oft unvermittelt mitten in einer Niederterrassenfläche ihren Anfang nehmen. Dies ist das typische Erscheinungsbild, das entsteht, wenn eine höher gelegene Fläche bei Hochwasser überströmt wird. Durch rückschreitende Erosion vom stromabwärts gelegenen Ende der Hochfläche her schneidet sich eine Rinne ein. Mit dem Ende des Hochwassers erlahmt auch die Erosion, so daß die Rinne mitten in der Hochfläche beginnt. Kleinere Rinnen wurden bereits zu Beginn des Bölling-Interstadials nicht mehr aktiv durchströmt. Die größeren wurden zu Beginn des Alleröd-Interstadials inaktiv (TEUNISSEN & VAN OORSCHOT 1967: 463). Das endgültige Eintiefen der Strombetten auf das nächsttiefere Niveau dürfte zu Beginn des Alleröd-Interstadials erfolgt sein. Die später auftretenden Hochwässer waren nur noch in der Lage, relativ feinkörniges Material auf der Oberfläche der Älteren Niederterrasse und in den kurz zuvor eingeschnittenen Rinnen abzusetzen. Der Abschnitt D ist also den Hochflutablagerungen zuzurechnen, die überwiegend während der Jüngeren Niederterrassen-Zeit entstanden sind. Dort, wo die Rinnen nicht von mächtigen Hochflut-sedimenten zugedeckt wurden, sind sie noch heute als fossiles, verwildertes System an der Oberfläche erkennbar.

Wenig südlich des Blattgebiets Goch wurden von BOHNCKE (1990) bio- und chronostratigraphische Untersuchungen in den Rinnen auf der Oberfläche der Älteren Niederterrasse durchgeführt. Pollenanalysen zeigten, daß die Torfbildung vielfach bereits im Bölling-Interstadial begann und im Alleröd-Interstadial endete. Gleichzeitig kam es lateral zu Boden- und Torfbildungen (vgl. Kap. 3.8.1.5.2.2). Während sich auf der Oberfläche der bis zu dieser Zeit entstandenen Kies- und Sandschichten der Älteren Niederterrasse Torf bildete (zwischen Bölling- und Alleröd-Interstadial), entstand ein weiterer Terrassenkörper, der in den Niederlanden als Mäanderbogenterrasse bezeichnet wird. Da im Blattgebiet eine flächenhafte Kartierung dieses Terrassenkörpers nicht möglich war, wird er hier der Älteren Niederterrasse zugerechnet.

3.8.1.5.2.1 Strombettsand (Nä,S)

Gesteine: Der Strombettsand besteht aus braungrauen bis grauen Mittel- und Grobsanden, die häufig fein- und mittelmäßige Lagen führen. Eingeschaltet finden sich kalkhaltige Tonlinsen.

Altersstellung und Abgrenzung: Der Strombettsand überlagert die Sedimentationsabschnitte A, B und teilweise C der Älteren Niederterrasse (vgl. Kap. 3.8.1.5.2). In den Strombettsand sind der Humose Hochflutsand und der Tonige Hochflutsand eingetieft. Beide entstanden vermutlich während des Bölling- und Alleröd-Interstadials. Der Strombettsand dürfte daher am Ende des Sedimentationsabschnitts C und zu Beginn des Abschnitts D abgelagert und daher an das Ende des Hochglazials und den Beginn des Spätglazials zu datieren sein. Der größte Teil des Strombettsands dürfte während der Älteren *Dryas*-Zeit sedimentiert worden sein.

Verbreitung und Mächtigkeit: Große Teile der Flächen zwischen Kendelbach und den Parabeldünen der Maas werden von Strombettsanden eingenommen. Die Mächtigkeiten liegen zwischen 0,5 und 2 m.

Paläogeographie und Genese: Der Strombettsand entstammt ebenso wie der Terrassenkörper der Älteren Niederterrasse einem kaltzeitlichen, verwilderten Abflusssystem. Die obersten oberflächennahen Abschnitte des Strombettsands sind möglicherweise äolisch überprägt, da sich der Abfluß der Ströme auf den Frühsommer der Kaltzeiten konzentrierte.

3.8.1.5.2.2 Humoser Hochflutsand (Nä,Sh)

Gesteine: Der Humose Hochflutsand besteht aus einem humosen, gelbbraun gefärbten Fein- und Mittelsand. In manchen Gebieten tendiert die Färbung zum Ockerfarbenen. Dort sind dann häufiger Ortsteinhorizonte entwickelt. Im unteren Teil des Humosen Hochflutsands haben sich vielfach Torfe entwickelt. Holzreste kommen seltener vor. Sie treten jedoch meist zwischen 0,7 und 1,7 m unter der Geländeoberfläche innerhalb schluffiger Partien auf. Insgesamt zeigt der Humose Hochflutsand eine Kornverfeinerung nach oben hin.

Altersstellung und Abgrenzung: Die Altersstellung des Humosen Hochflutsands ergibt sich in groben Zügen bereits daraus, daß er Kiese und Sande der Älteren

Niederterrasse überlagert. Da sich im Nordosten des Blattgebiets die Jüngere Niederterrasse in den Humosen Hochflutsand einschneidet, muß der Humose Hochflutsand am Ende der Älteren Niederterrassen-Zeit entstanden sein. Pollenanalytische Untersuchungen in den Torflagen an seiner Basis zeigen, daß seine Ablagerung bereits während des Bölling-Interstadials begonnen hat (BOHNCKE 1990) und im Alleröd-Interstadial beendet war. ^{14}C -Untersuchungen erbrachten Werte zwischen $11\,500 \pm 50$ und $10\,500 \pm 60$ Jahre vor heute. Da die Torfe jedoch pollenanalytisch eindeutig zugeordnet werden können, stellt sich die Frage, ob die bisher ermittelten „absoluten Daten“ für Bölling- und Alleröd-Interstadial revidiert werden müssen. Die Beantwortung dieser Frage muß künftigen Untersuchungen überlassen bleiben. Die Abgrenzung des Humosen Hochflutsands zum Liegenden hin ist durch die Torfe gegeben. Im Hangenden wird der Sand von humusfreien Flugsanden und Dünen überdeckt.

Verbreitung und Mächtigkeit: Humoser Hochflutsand kommt besonders nördlich der Weezer Hees im Bereich des Baaler und Hülmer Bruchs, westlich Siebengewald bei Groote Horst und im Süden im Gebiet des Gocher Veens vor. Außerdem gibt es kleinere Vorkommen innerhalb der Parabeldünen am Ostufer der Maas bei Nieuw-Bergen und im Norden von Afferden. Oft hat der Humose Hochflutsand eine flächenhafte Ausdehnung; vielfach aber zeichnet er langgestreckte, meist Ost – West verlaufende Rinnen nach. Der Humose Hochflutsand erreicht im Durchschnitt Mächtigkeiten von 2 m.

Paläogeographie und Genese: Der Humose Hochflutsand ist am Ende der Älteren Niederterrassen-Zeit entstanden. Vielfach zeichnet er noch den Verlauf der verwilderten Abflußrinnen der Älteren Niederterrassen-Zeit nach. Eine ausführliche Beschreibung ihrer Entstehung findet sich im Kapitel 3.8.1.5.2. Die Torfbildung in den Rinnen setzte – wie bereits erwähnt – im Bölling-Interstadial ein. Maas und Rhein hatten gerade begonnen, sich erneut einzutiefen. Infolgedessen wurde die weite Fläche der Älteren Niederterrasse nur noch sporadisch bei Hochfluten überströmt. Die zu Beginn einer solchen Hochflut noch herrschenden relativ hohen Strömungsgeschwindigkeiten führten zur Sedimentation von Sand. Mit dem Abfließen des Hochwassers nahm die Strömungsgeschwindigkeit ab. Das sedimentierte Korn wurde infolgedessen kleiner (fining upward sequence). In Depressionen und vorgezeichneten Rinnen sammelte sich das Wasser. Die günstigeren klimatischen Verhältnisse des Bölling-Interstadials sorgten dort für den Beginn der Torfbildung. Im Laufe des Bölling-Interstadials, der Älteren *Dryas*-Zeit und des Alleröd-Interstadials dehnte sich die Torfbildung lateral aus. Während der Hochfluten wurden auch die Holzreste eingeschwemmt, die sich heute in den Schlufflagen des Humosen Hochflutsands finden.

3.8.1.5.2.3 Toniger Hochflutsand (Nä,St)

Gesteine: Der Tonige Hochflutsand ist in erster Linie ein braun und grau gefärbter toniger Feinsand. Ein gewisser Mittelsand-, oft sogar Feinkiesanteil kommt immer wieder vor. Auch Schluff- und Tonlagen gibt es. In der Nähe des Humosen Hochflutsands gibt es auch einen ockerfarbenen Tonigen Hochflutsand. In den Schluff- und Tonlagen wurden auch hier Holzreste beobachtet.

Altersstellung und Abgrenzung: Der Tonige Hochflutsand ist ebenso wie der Humose Hochflutsand in die Oberfläche der Älteren Niederterrasse eingetieft. Ebenso

wie jener muß auch der Tonige Hochflutsand am Ende der Älteren Niederterrassen-Zeit entstanden sein. Der fast immer gestreckte Verlauf von Vorkommen des Tonigen Hochflutsands zeigt, daß er die Hinterlassenschaft eines verwilderten Abflußsystems ist. Seine Eintiefung in die Ältere Niederterrasse dürfte daher wahrscheinlich in der Ältesten *Dryas*-Zeit erfolgt sein. Die Füllung der Rinnen erfolgte vermutlich zeitgleich mit der Torfbildung im Humosen Hochflutsand oder wenig später. Der Tonige Hochflutsand dürfte somit zwischen Bölling- und Alleröd-Interstadial entstanden sein. Der größte Teil ist wohl im Alleröd-Interstadial entstanden.

Verbreitung und Mächtigkeit: Die Vorkommen des Tonigen Hochflutsands konzentrieren sich auf die gleichen Gebiete wie die des Humosen Hochflutsands. Besonders häufig tritt Toniger Hochflutsand zwischen dem Kendelbach und den Parabeldünen am Ostufer der Maas auf. Fast immer haben seine Rinnen einen extrem langgestreckten Verlauf. Dabei tritt bevorzugt eine Ost-West- beziehungsweise eine Ostsüdost-Westnordwest-Richtung auf. Die Mächtigkeit des Tonigen Hochflutsands kann bis zu 2 m erreichen.

Paläogeographie und Genese: Toniger und Humoser Hochflutsand sind beide Hinterlassenschaften eines verwilderten Abflußsystems der Älteren Niederterrassen-Zeit. Beim Tonigen Hochflutsand zeigen die auffällig Ost – West gerichteten Rinnen, daß sie wohl überwiegend vom Abflußsystem des Rheins eingetieft wurden. Lediglich im Bereich des Gocher Veens deutet eine Süd-Nord-Richtung auf Maas-Einfluß hin.

3.8.1.5.3 Jüngere Niederterrasse (Nj)

Gesteine: Die Jüngere Niederterrasse besteht überwiegend aus gelbgrauem bis gelbbraunem Mittel- und Grobsand. Ein deutlicher Kiesanteil, in erster Linie Feinkies, tritt immer auf und kann in bestimmten Gebieten sogar dominieren. Die Quarzzahlen liegen zwischen 25 und 30 %.

Das Schwermineralspektrum zeigt ebenso wie jenes der Älteren Niederterrasse sehr starke Schwankungen. Am deutlichsten betroffen ist auch hier der Klinopyroxen, dessen Prozentanteile am Gesamtspektrum zwischen 20 und 30 % liegen. Der Granatgehalt pendelt etwa um die 30%-Marke. Ist die Jüngere Niederterrasse bimsführend entwickelt, steigt der Anteil der braunen Hornblende auf 20 % und mehr an (KLOSTERMANN 1989). Im Durchschnitt liegen die Werte aber nur zwischen 10 und 15 %.

Fossilien: Die Jüngere Niederterrasse wurde während der Jüngeren *Dryas*-Zeit aufgeschottert. Die Flora zeigt einen deutlichen Kälterückschlag an. Erneut durchwanderte die Waldgrenze das Niederrheingebiet. In den Pollenspektren sinkt die Pollendichte stark ab, die Nichtbaumpollen nehmen deutlich zu (REHAGEN 1963: 42). Erneut taucht *Artemisia* auf. Auch bezeichnende arktische Elemente wie *Selaginella*, *Sanguisorba minor* und *Botrychium* kommen wieder vor (AVERDIECK & DÖBLING 1959: 355). Im Gegensatz zur Älteren *Dryas*-Zeit werden die Baumpollen nun nicht vollständig verdrängt. *Pinus* (Kiefer) wird beispielsweise am Niederrhein noch gefunden. In den Niederlanden dagegen ist auch *Pinus* zu dieser Zeit fast vollständig verschwunden (VAN DER HAMMEN 1953: 112). Das Verhältnis von Baumpollen zu Nichtbaumpollen ist während der Jüngeren *Dryas*-Zeit weitaus günstiger. Es war also nicht mehr so kalt wie während der Älteren *Dryas*-Zeit.

Altersstellung und Abgrenzung: Die Tatsache, daß die Jüngere Niederterrasse hauynführenden Bims mit viel brauner Hornblende enthält, erlaubt eine recht genaue Datierung des Terrassenkörpers. FRECHEN & VAN DEN BOOM (1959: 114) untersuchten die Laacher Bimstufe und stellten fest, daß nur der Laacher-See-Tuff 5 große Mengen brauner Hornblende enthält. Das Verhältnis von Klinopyroxen zu brauner Hornblende beträgt im allerödzeitlichen Laacher-See-Tuff 5 im Durchschnitt 67,8 : 32,2. Schwermineraluntersuchungen aus der Jüngeren Niederterrasse zeigten ein Verhältnis von 62,0 : 38,0. In dem von FRECHEN & VAN DEN BOOM (1959: 115) untersuchten Profil steigt der Schwermineralgehalt auf maximal 24 Gew.-% an, um dann wieder deutlich abzunehmen. Am Verhältnis Klinopyroxen zu brauner Hornblende ändert sich trotz dieser Schwankungen nichts. Das heißt, die Kiese der Jüngeren Niederterrasse haben nur den Laacher-See-Tuff 5 aufgenommen. Dies wiederum bedeutet, daß die Abtragung während der Jüngeren Niederterrassen-Zeit nur den obersten Teil der Laacher Bimsdecke erfaßt hat. Dieser Teil entstand im Alleröd-Interstadial, so daß der Rhein sich in der darauf folgenden Jüngeren *Dryas*-Zeit zunächst eingeschnitten und sofort anschließend die Jüngere Niederterrasse aufgeschüttet haben muß. Ein späterer Zeitpunkt kommt nicht infrage, weil der Terrassenkörper der Jüngeren Niederterrasse noch eindeutige Kaltklimaindikatoren zeigt (THOSTE 1974: 100). ¹⁴C-Datierungen von Holzresten, die der Laacher-See-Tuff 5 zugedeckt hat, ergaben Werte von 11 000 Jahren vor heute (THOSTE 1974: 99). Weitere ¹⁴C-Datierungen aus der Jüngeren *Dryas*-Zeit aus anderen Gebieten grenzen den Zeitraum auf 11 000 bis 10 300 Jahre vor heute ein (MENKE 1968: 81).

Die von THOSTE (1974: 108) beschriebene Unterstufe der Jüngeren Niederterrasse muß ebenfalls noch während der Jüngeren *Dryas*-Zeit entstanden sein, weil sie noch Kryotur-bationen enthält.

Im Schwermineralspektrum der Jüngeren Niederterrasse ist ein deutlich höherer Anteil von brauner Hornblende zu beobachten, der eine Abgrenzung von älteren und jüngeren Schichten ermöglicht.

Verbreitung und Mächtigkeit: Die Sande und Kiese der Jüngeren Niederterrasse kommen in erster Linie nördlich des Kendelbachs vor. Sie sind dort jedoch fast immer von mächtigen Hochflutablagerungen überdeckt. Am Ostufer der Maas, direkt westlich der Ortschaft Nieuw-Bergen, befindet sich ein weiterer Rest von Jüngerer Niederterrasse. Die Mächtigkeit des Terrassenkörpers liegt zwischen 8 und 10 m.

Paläogeographie und Genese: Im Gegensatz zur Älteren Niederterrasse ist es vermutlich noch vor der Sedimentation der Jüngeren Niederterrasse zu einer kräftigen Tiefenerosion gekommen. Das verwilderte Abflußsystem des Rheins hatte sich auch im Blattgebiet etwa 10 m tief in den Untergrund eingeschnitten. Wahrscheinlich ist diese Tiefenerosion im Zusammenhang mit dem raschen Temperaturanstieg am Ende des Hochglazials zu sehen. Die Temperaturveränderungen führten zu einem raschen Auftauen des Dauerfrostbodens, so daß einer intensiven Tiefen- und Breitenerosion nichts im Wege stand.

Während der Sedimentation der Jüngeren Niederterrasse wurde das Blattgebiet nur noch von einem Seitenast des Hauptabflußsystems durchzogen, das sich zu dieser Zeit weiter im Osten, im Gebiet des heutigen Rheinstroms, befand. Dieser Seitenast traf von Issum kommend zwischen Sonsbeck, Kervenheim und Weeze auf den relativ kompakten

Terrassenkörper der Älteren Niederterrasse, der sich, verstärkt durch die niveo-fluviatilen Abflüsse aus dem Uedemer Bruch, auch in Ost-West-Richtung durch das Blattgebiet zog. Der Abfluß des verwilderten Seitenastes zur Jüngeren Niederterrassen-Zeit nach Nordwesten zur Maas hin wurde zunächst durch den Riegel aus Älterer Niederterrasse behindert. Schließlich durchbrach er zwischen Schloß Wissen und Kervenheim diesen Riegel. Die Durchbruchstelle zeichnet sich noch heute als relativ schmale Rinne ab. Dahinter öffnete sich das Abflußgebiet der Jüngeren Niederterrasse trompetenartig in nordwestliche Richtung. Die Jüngere Niederterrasse wird dort rasch breiter; sie schnitt sich in diesem nördlichen Bereich bei Goch seitlich in Sanderablagerungen und an der Basis in pliozänzeitliche Sande ein. Die Folge ist ein häufigeres Auftreten sandiger Partien – nicht nur in den Schichten der Jüngeren Niederterrasse, sondern auch in den überlagernden Hochflutablagerungen.

Am Ende der Jüngeren *Dryas*-Zeit kam es zu einer kräftigen Erwärmung. Weitere Hochflutablagerungen konnten entstehen (s. Tab. 8). Das verwilderte Abflußsystem des Rheins zog sich immer mehr auf nur wenige Hauptabflußrinnen zurück. Viele Seitenarme des Abflußsystems wurden dadurch inaktiv. Der damals noch sehr hoch stehende Grundwasserspiegel schuf in diesen inaktiven Rinnen die Voraussetzungen, daß dort Moore entstanden.

3.8.1.5.4 Hochflutsand (S,fh; SL,fh)

Gesteine: Hochflutsande im engeren Sinne (S,fh) sind gut sortierte Fein- und Mittelsande von gelbbrauner Farbe. Enthalten die gelbbraunen Fein- und Mittelsande vermehrt dünne, schluffige Lagen, werden die entsprechenden Hochflutbildungen als schluffige Hochflutsande (SL,fh) bezeichnet. Diese stellen den Faziesübergang zwischen Hochflutsanden im engeren Sinne (S,fh) und den schluffigen Hochflutlehmen (SL,fh) dar. Daher zeigen die schluffigen Hochflutsande eine beachtliche Variationsbreite in ihrer faziellen Entwicklung.

Altersstellung und Abgrenzung: Der Hochflutsand überdeckt die Terrassenkörper der Älteren und Jüngeren Niederterrasse. Er muß folglich zeitgleich oder wenig später als die Jüngere Niederterrasse entstanden sein. Da sich die frühholozänzeitlich entstandenen Mäanderschleifen von Niers und Kendelbach in den Hochflutsand einschneiden, bleiben für die Altersstellung des Hochflutsands in erster Linie die spätere Jüngere *Dryas*-Zeit und das Präboreal übrig.

Verbreitung und Mächtigkeit: Hochflutsande kommen im Nordostquadranten des Blattgebiets vor. Der größte Teil der Hochflutablagerungen zwischen Niers und Kendelbach besteht aus Hochflutsand. Die Mächtigkeiten liegen im Durchschnitt bei 2 m, können aber durchaus zwischen 0,5 und 3 m variieren.

Paläogeographie und Genese: Wurde das Abflußverhalten von Bächen und Flüssen durch Klimaschwankungen verändert – wie beispielsweise beim Übergang vom verwilderten kaltzeitlichen zum mäandrierenden warmzeitlichen Abfluß –, konnte die Sedimentation von Hochflutablagerungen beginnen. Die Entstehung von Hochflutablagerungen kann daher durchaus schon vor der Älteren *Dryas*-Zeit eingesetzt haben. Besonders deutlich wirkte sich aber die kräftige Erwärmung am Ende der Jüngeren *Dryas*-

Tabelle 8
Gliederung des Hoch-, Spät- und Postglazials am Niederrhein

	Klimaperioden (nach BLYTT 1876, 1882; SERNANDER 1909, 1910)	Pollenzonen und Vegetationsentwicklung (nach OVERBECK 1975)		Jahre		Klimaentwicklung		Sedimente	Kulturperioden
	(in FIRBAS 1949)			vor heute	vor und nach Chr. Geb.	Temp. Juli-Mittel (VAN DER HAMMEN et al. 1967)			
H o l o z ä n Postglazial	Subatlantikum (Nachwärmzeit)	X	XII		1850				Neuzeit
		IX	XI	1000	1000				Mittelalter
					Christi Geburt 0				Römische Kaiserzeit
	Subboreal (Späte Wärmzeit)	VIII	IX	2000					Eisenzeit
									Bronzezeit
		VII	VIIIb	3000	1000				
	Atlantikum (Mittlere Wärmzeit)	VI	VIIIa	4000	2000				
P l e i s t o z ä n Spätglazial	Jüngere <i>Dryas</i> -Zeit	III	IV	5000	3000				
	Alleröd-Interstadial	II	IIIb	6000	4000				
			IIIa	7000	5000				
	Ältere <i>Dryas</i> -Zeit	Ic	IIb	8000	6000				
	Bölling-Interstadial	Ib	IIa	9000	7000				
	Älteste <i>Dryas</i> -Zeit		Ic	10000	8000				
			Ib	11000	9000				
H o c h g l a z i a l	Pleniglazial (Endphase)	Ia	Ia	12000	10000				
				13000	11000				
				14000	12000				
				15000	13000				

Zeit auf das Abflußverhalten der Bäche und Flüsse aus. Der Meeresspiegel stieg an, und das Klima wurde ausgeglichener. Infolgedessen nahm das Gefälle der Flüsse ab, und der Abfluß war sehr viel gleichmäßiger als unter kaltzeitlichen Klimaverhältnissen. Die noch verwilderten Stromsysteme zogen sich zunächst auf einige wenige Stromrinnen zurück. Das Endstadium war schließlich mit einer mäandrierenden Abflußrinne erreicht.

Wie bereits erläutert, durchzog ein verwilderter Seitenast des Rheins während der Jüngerer *Dryas*-Zeit das Blattgebiet etwa parallel zum heutigen Nierslauf von Süden nach Norden beziehungsweise Nordwesten. Damals dürften auch innerhalb dieses Seitenastes zumindest zeitweise noch erhebliche Sedimentmengen transportiert worden sein. Die jüngsten Stromrinnen dieser Zeit werden noch heute durch das Auftreten der Hochflutsande nachgezeichnet. Die entsprechenden Ablagerungen müßten daher strenggenommen als Stromrinnensande bezeichnet werden. Der größte Teil der Hochflutsande entstand jedoch wohl nur zu Zeiten von Hochfluten, wenn der verwilderte Seitenast des Rheins von größeren Wassermengen durchströmt wurde. Dabei wurden zuvor entstandene Stromrinnensande umgelagert und als Hochflutsande im engeren Sinne erneut abgesetzt. Häufigere Verlagerungen der Abflußrinnen führten dazu, daß ein und derselbe Bereich einmal von schnell fließendem Wasser überströmt wurde, wenig später aber bereits einer Stillwasserzone angehörte. In den Stillwasserbereichen setzten sich die Schluffe ab, die die schluffigen Hochflutsande aufbauen.

Im Blattgebiet Goch sind die Hochflutsande die dominierende Hochflutablagerung. Während dieser Zeit wurden auch Teile der im Südwesten angrenzenden Älteren Niederterrasse überflutet, so daß dort junge Hochflutablagerungen den älteren Terrassenkörper verhüllen. Zu Beginn des Holozäns schnitten sich die Mäanderschlingen der Niers und des Kendelbachs in das Hochflutsandgebiet ein. Mit der Entstehung dieser Mäanderschleifen war der Übergang vom kaltzeitlichen, verwilderten Flußsystem zum warmzeitlich mäandrierenden System vollzogen.

Wie alle übrigen Hochflutablagerungen, so sind auch die Hochflutsande in ihren obersten Abschnitten in der Regel äolisch überprägt. Während der noch kaltzeitlichen Winter fielen weite Teile der Niederterrassenoberfläche trocken, so daß der Wind die gerade abgesetzten Sedimente ungehindert umlagern konnte.

3.8.1.5.5 Hochflutlehm (,SL,fh; ,Ls,fh; ,L,fh)

Gesteine: Die Hochflutlehme werden in drei verschiedene Faziestypen untergliedert: den schluffigen Hochflutlehm (,SL,fh), den sandigen Hochflutlehm (,Ls,fh) und den Hochflutlehm im engeren Sinne (,L,fh).

Der schluffige Hochflutlehm (,SL,fh) kommt von seiner faziellen Entwicklung den Hochflutsanden noch sehr nahe. Eine intensive Wechsellagerung von gelben und gelbbraunen, schluffigen Sanden mit zum Teil nur schwach schluffigen oder rein entwickelten Sanden zeichnen ihn aus.

Der sandige Hochflutlehm (,Ls,fh) besteht aus schluffigen bis stark schluffigen, gelbbraunen Sanden, die mindestens 0,2 m mächtig sind und von gelbgrauen, schwach schluffigen Sanden überlagert werden. Die Sandschichten, die die stark schluffigen Par-

tien überdecken, sind häufig sehr wechselvoll entwickelt. Oft fehlt der Schluff dort ganz, oft erreicht er bereits in diesen Abschnitten des Profils erhebliche Prozentanteile.

Ein schluffiger bis stark schluffiger Sand, der in den tieferen Partien auch in einen reinen Schluff übergehen kann, repräsentiert den Hochflutlehm im engeren Sinne („L, fh). Im Schwermineralspektrum dominieren Granat und Epidot mit 50 und 30 % (KLOSTERMANN 1989). Alle anderen Schwerminerale sind außerordentlich starken Schwankungen unterworfen und infolgedessen für eine stratigraphische Zuordnung in keiner Weise relevant.

Altersstellung und Abgrenzung: Der Hochflutlehm überdeckt ebenso wie der Hochflutsand Kiese und Sande der Älteren und Jüngeren Niederterrasse. Die holozänzeitlich entstandenen Mäanderschleifen von Niers und Kendelbach durchschneiden auch den Hochflutlehm. Mithin ist der Hochflutlehm zeitgleich mit dem Hochflutsand entstanden. Der Bildungszeitraum läßt sich auf die spätere Jüngere *Dryas*-Zeit und das Präboreal eingrenzen. Die feinkörnige Fazies der Hochflutlehme erlaubt eine gute Abgrenzung von anderen Schichten.

Verbreitung und Mächtigkeit: Auch die Hochflutlehme kommen ausschließlich im Nordostquadranten des Blattgebiets nördlich des Kendelbachs vor. Die Mächtigkeiten des schluffigen Hochflutlehms liegen zwischen 0,8 und 1 m, manchmal auch bei 1,5 m. Schluffiger Hochflutlehm tritt in aller Regel im direkten Verband mit dem sandigen Hochflutlehm und dem Hochflutlehm im engeren Sinne auf. Der sandige Hochflutlehm erreicht Mächtigkeiten von 0,6 – 2 m. Die Mächtigkeit des Hochflutlehms im engeren Sinne liegt ebenfalls im Durchschnitt zwischen 0,6 und 2 m.

Paläogeographie und Genese: Der schluffige Hochflutlehm ist ein typisches Überflutungssediment. Solche Ablagerungen sind fast immer an einer intensiven Wechselagerung verschiedenster Korngrößen erkennbar. Wie bereits erwähnt, hängt die Entstehung dieser Wechsellagerung mit den unterschiedlichen Strömungsgeschwindigkeiten zusammen. Nicht nur der generelle Abstand von den Stromrinnen kann zu solchen Geschwindigkeitsunterschieden führen, sondern auch andere Vorgänge wie beispielsweise der Durchbruch durch Uferwälle bei Hochwasser. Dadurch kommt es zu einer plötzlichen Erhöhung der Strömungsgeschwindigkeit in ehemaligen Stillwasserbereichen. Sedimente mit größeren Korngrößen überdecken dort die Schluffe und Tone des Stillwassers. Oft kommt es bei einem solchen Durchbruch auch zu einer rinnenförmigen Tiefenerosion. Die Rinne wird anschließend mit Sand aufgefüllt und bei einer späteren Hochflut oft mit Schluff oder Ton überdeckt. Auch im Blattgebiet läßt sich an vielen Stellen noch eine größere Längenerstreckung der schluffigen Hochflutlehme beobachten, die auf die ursprüngliche rinnenförmige Eintiefung zurückzuführen ist. Welche Korngrößen jeweils dominieren – Sand oder Schluff – hängt von der Position des Ablagerungsraums zur Hauptstromrinne ab. In stromrinnenfernen Gebieten dominiert der Schluff, in stromrinnennahen der Sand.

Dort, wo die sandigen Hochflutlehme Terrassenablagerungen der Älteren Niederterrasse überdecken, sind sie eindeutig als Hochflutbildungen im engeren Sinne anzusprechen. Die schluffigen, im tieferen Teil zuweilen tonigen Schichten sind ein Überschwemmungsbettssediment. Die sandige Überdeckung ist vermutlich durch Hochwässer größerer Strömungsgeschwindigkeit entstanden. In den obersten Teilen der Schichtenfolge sind äolische Umlagerungen nicht auszuschließen.

Der Hochflutlehm im engeren Sinne ist in erster Linie ein Überschwemmungsbettssediment von Stromrinnen des Rheins aus der Jüngeren *Dryas*-Zeit und dem frühen Holozän. Die im direkten Zusammenhang mit den ausgereiften Mäanderschlingen auftretenden Hochflutlehme können aber auch einen anderen zeitlichen und genetischen Ursprung haben. Es kann sich dabei um Stillwasserablagerungen handeln, die sich im Zusammenhang mit der Entwicklung einer Mäanderschleife in Geländedepressionen abgesetzt haben. Im Hinterland einer sich verlagernden mäandrierenden Stromrinne entstehen bevorzugt derartige feinkörnige Ablagerungen. Hochflutlehme dieses Ursprungs können sich im Blattgebiet bis weit ins Atlantikum hinein gebildet haben.

3.8.1.5.6 Flugsand (S,a)

Gesteine: Der Flugsand im Blattgebiet besteht aus gelbem bis gelbbraunem Fein- und Mittelsand mit wenig Grobsand. Der Grobschluffanteil ist auf Werte um 30 % abgesunken (SIEBERTZ 1983). Der Mittelsandanteil liegt zwischen 40 und 55 %. Auf kiesigem Untergrund entwickelte sich eine Steinsohle mit Windkantern, die sich heute an der Basis der Schichtenfolge befindet.

Schwermineralanalysen liegen aus dem Blattgebiet 4304 Xanten vor (KLOSTERMANN 1989). Der Granat erreicht Prozentanteile von 20 – 27 %, der Epidot sogar 19 – 30 %. Die Werte der grünen Hornblende liegen bei knapp 20 %. Der Klinopyroxengehalt schwankt zwischen 5 und 10 %, stellenweise kann er aber bis auf 20 % ansteigen.

Altersstellung und Abgrenzung: Während fast aller Kaltzeiten dürfte es am Niederrhein zur Ablagerung äolischer Sedimente gekommen sein. Der größte Teil der älteren Windablagerungen ist jedoch, bis auf wenige Ausnahmen, der späteren Erosion anheimgefallen. Das Gros der heute noch erhaltenen Windablagerungen entstand während der Weichsel-Kaltzeit. Die stratigraphische Einstufung der Flugsande wurde schon früh aufgrund ihrer Lagebeziehung zu den Hochflutablagerungen auf der Niederterrasse durchgeführt. BREDDIN (1926: 642) unterscheidet einen Älteren Flugsand, der von Hochflutablagerungen der Niederterrasse überlagert wird, von einem Jüngeren Flugsand, der über den Hochflutablagerungen sedimentiert wurde. Die größeren Flugsandmassen am Ostufer der Rhein-Niederterrasse veranlaßten BREDDIN (1926: 653), auf vorherrschende Westwinde während der Sedimentation und eine mit der Niederterrassenaufschotterung zeitgleiche Auswehung der Flugsande zu schließen.

Aus den Niederlanden sind Flugsanddecken aus dem Frühglazial bekannt (ZAGWIJN & PAEPE 1968: 137). Am Niederrhein werden aus dieser Zeit nur Lößablagerungen beschrieben (PAAS 1962). Aus dem späten Frühglazial Belgiens werden ebenfalls Flugsandvorkommen erwähnt. Auch zu dieser Zeit muß am Niederrhein Lößbildung vorgeherrscht haben.

Auffällig ist, daß für das Hochglazial sowohl in Belgien als auch in den Niederlanden Flugsanddecken nachgewiesen sind. Sie werden in den Niederlanden als Älterer Flugdecksand I und Älterer Flugdecksand II bezeichnet. Am Niederrhein steht der Nachweis hochglazialer Flugsand- oder Dünenbildungen bisher noch aus. Hier entstanden wohl nur die mächtigen Lößablagerungen im Süden der Niederrheinischen Bucht. Vermutlich reicht die Löß- und Sandlößbildung im Hochglazial so weit nach Norden, daß sich am Niederrhein keine Flugsande oder Dünen bilden konnten.

Am Ende des Hochglazials kam es zu einem deutlichen Wechsel in der äolischen Sedimentation. Die Löß- und Sandlößausblasung kam fast ganz zum Erliegen. Statt dessen setzte eine kräftige Flugsandaufwehung und Dünenbildung ein. Der größte Teil der heute am Niederrhein bekannten Flugsande und Dünen entstand während des Spätglazials und Holozäns.

Verbreitung und Mächtigkeit: Insbesondere auf der Oberfläche der Älteren Niederterrasse ist eine dünne Flugsanddecke weit verbreitet. Nur an einigen wenigen Stellen werden Mächtigkeiten von 1 m überschritten. In diesen Gebieten wurden die Flugsande gesondert dargestellt. Aber auch auf den jüngeren Hochflutablagerungen im Nordosten des Blattgebiets sind dünne Flugsande weit verbreitet. Die Mächtigkeiten sind dort jedoch so unbedeutend, daß die Flugsande nicht gesondert dargestellt wurden.

Paläogeographie und Genese: Insbesondere die kältesten Klimaphasen boten ideale Voraussetzungen für die Auswehung von Sedimenten aus den verwilderten Abflußsystemen. Während der frühen Wärmeschwankungen der Weichsel-Kaltzeit – dem Amersfoort- und dem Brörup-Interstadial – waren weite Teile des Niederrheins noch von kühlt temperierten Wäldern bedeckt (VAN DER HAMMEN & WIJMSTRA & ZAGWIJN 1971). Die Entstehung äolischer Sedimente war zu dieser Zeit kaum möglich, weil der Wald die Ablagerungen des Untergrundes vor der Auswehung schützte.

Im späten Frühglazial gab es nur noch waldlose Wärmeschwankungen wie das Moershoofd-, Hengelo- und Denekamp-Interstadial. Zu dieser Zeit kam es erstmals verstärkt zur Entstehung äolischer Ablagerungen. An vielen Stellen, besonders an grundwasserfernen Standorten, war der Boden wohl schon frei von Pflanzenwuchs, so daß dort der Wind angreifen und die Sedimente umlagern konnte. Die zunehmende Trockenheit während dieser Zeit (FRENZEL 1980) förderte diesen Prozeß.

Während des folgenden Hochglazials nahmen die Temperaturen immer mehr ab, und die Trockenheit des Klimas nahm gleichzeitig mehr und mehr zu – beides ideale Bedingungen für die Aufwehung von Windablagerungen. Während des Maximums der Weichsel-Kaltzeit – dem Brandenburg-Stadium – war das Klima am Niederrhein extrem trocken und kalt. In dieser Zeit dürfte der größte Teil der Löß- und Sandlößablagerungen sowie der Mischsedimente aus Flugsand und Sandlöß in der Niederrheinischen Bucht entstanden sein. Dennoch muß man davon ausgehen, daß es auch im Verlauf der Weichsel-Kaltzeit mehrfach zur Sedimentation von Windablagerungen gekommen ist. In tschechischen Lößprofilen wies KUKLA (1978) drei weichselzeitliche Auswehungsphasen von Löß nach. Die älteste Auswehung erfolgte dort bereits in der kurzen Zeit zwischen Eem-Warmzeit und Amersfoort-Interstadial, eine weitere folgte am Ende des Frühglazials. Aber auch in den tschechischen Lößprofilen dominieren Windablagerungen aus dem Hochglazial bei weitem. Die Entstehung von Flugsanden dürfte zeitlich mit der Aufwehung von Löß und Sandlöß korrespondieren, wenn auch die Flugsandentstehung noch weit länger andauerte. Flugsande wurden bei hohen Geschwindigkeiten in Bodennähe, oft springend, transportiert. So kam es überwiegend zur Sedimentation von Fein- und Mittelsanden, die aufgrund ihrer Transportart in Geländedepressionen und hinter Hindernissen größere Mächtigkeiten erreichen.

Zahlreiche Vorkommen in benachbarten Blattgebieten deuten darauf hin, daß die Flugsande vorwiegend von Westwinden aufgeweht wurden.

3.8.1.5.7 Dünen („d)

Gesteine: Die Dünen des Blattgebiets bestehen aus mittel- und feinsandigen, hellgelben bis braungelben Grobsanden. Sie enthalten keinen Schluff. Die Sortierung zeigt im Durchschnitt einen Wert von 1,4, die Schiefe einen solchen von 0,75. Der Median liegt bei 0,2 mm (KLOSTERMANN 1984). Diese Werte sind typisch für Dünensande (FÜCHTBAUER & MÜLLER 1977), die häufig intensiv diagonal geschichtet sind. Im Regelfall fällt die Diagonalschichtung mit 25 – 35° leewärts ein. Im Schwermineralspektrum dominieren Granat mit 20 – 27 % und Epidot mit 19 – 30 %. Die grüne Hornblende erreicht 20 % (KLOSTERMANN 1989).

Altersstellung und Abgrenzung: Pollenanalytische Untersuchungen und ¹⁴C-Datierungen an Torfen des Humosen Hochflutsands im Liegenden der mächtigen Parabeldünen am Ostufer der Maas zeigen, daß die Torfe zwischen Bölling- und Alleröd-Interstadial entstanden sind (BOHNCKE 1990). Folglich können die Parabeldünen erst im Laufe der Jüngeren *Dryas*-Zeit und später aufgeweht worden sein. Ebensolche Ergebnisse zeigen ¹⁴C-Untersuchungen (TEUNISSEN & TEUNISSEN-VAN OORSCHOT 1973) an Torfen, die die östlich des Rheins abgesetzten Dünen unterlagern. Sie ergaben für die Torfe ein Bölling-Alter. Auch KLOSTERMANN (1984: 69) geht davon aus, daß die Entstehung der Dünen überwiegend im Spätglazial begann.

Aus der Umgebung von Xanten beschreibt KLOSTERMANN (1989) Dünen, die Hochfluttone überlagern. Alle Beobachtungen sprechen dafür, daß diese Dünengeneration erst entstanden sein kann, nachdem der Rhein am Ende der Jüngeren *Dryas*-Zeit begonnen hatte, sich einzuschneiden und die betroffenen Flächen nicht mehr überflutete. Einwehungen von Bims in einer Düne bei Millingen bestätigen diese Beobachtung (KAISER 1961: 248). Die Aufwehung dieser Dünen setzte sich bis zum Beginn des Atlantikums fort. Während des Atlantikums kam die äolische Sedimentation zum Erliegen. Auf den Dünen bildete sich ein ausgeprägter Podsol (MAAS 1955). Diese ausgeprägte und oft mächtige Podsolbildung wird als Zeitmarke für das Atlantikum benutzt (HESEMANN 1975).

Im Subboreal, dem Neolithikum der Menschheitsgeschichte, setzte eine erneute Phase äolischer Sedimentation ein (KLOSTERMANN 1984: 68). Feuersteinabsplisse aus dem Jungneolithikum und Gräber aus der späten Urnenfelderzeit belegen die Entstehung postatlantischer Dünen (KLOSTERMANN 1986: 75). Die Ursache für die Aufwehung von Dünen während dieser Zeit war die beginnende intensive ackerbauliche Nutzung des Landes durch den Menschen. Sie begann an der Wende vom Atlantikum zum frühen Subboreal. Weitere, durch den Menschen verursachte Dünenbildungsphasen gab es während der Römerzeit und im frühen Mittelalter.

Verbreitung und Mächtigkeit: Mächtige Parabeldünen säumen das Ostufer der Maas. Sie reichen von der Talaue der Maas etwa 3 000 bis 4 000 m weit nach Osten auf die Fläche der Älteren Niederterrasse, welche sie um bis zu 11 m überragen (Abb. 8). Die konvexen Bögen der Dünen zeigen nach Osten. Weitere Dünen gibt es auf der Oberfläche der Weezer Hees. Dort überragen sie die benachbarten Flächen nur um etwa 7 m.

Paläogeographie und Genese: Voraussetzung für die Entstehung von Flugsanddecken und Dünen ist ein trockenes Klima und ein Grundwasserstand, der im Durchschnitt 4 – 5 m unter der Geländeoberfläche liegt. Die Voraussetzungen waren besonders

während der kaltzeitlichen Abschnitte des Spätglazials in idealer Weise verwirklicht. Auch im Frühholozän herrschten noch sehr trockene Klimabedingungen, so daß die Dünen auch während dieser Zeit weiter aufgehöht und verlagert wurden (KLOSTERMANN 1984: 69). Die Flußsysteme des Rheins und der Maas transportierten während der kaltzeitlichen Frühsommer große Sandmengen in die Niederrheinische Bucht, die dort als Hochflut-sedimente abgesetzt wurden. Während der Winter fielen die weitverzweigten, verwilderten Flußsysteme weitgehend trocken, so daß nun der Wind angreifen und die Sedimente umlagern konnte. Der enge Zusammenhang zwischen Flüssen und äolischen Ablagerungen kommt auch darin zum Ausdruck, daß Dünen oft an Rändern von Talzügen und Talauen gebunden sind. Bei den meisten bekannten Binnendünen handelt es sich um Flußbegleiddünen.

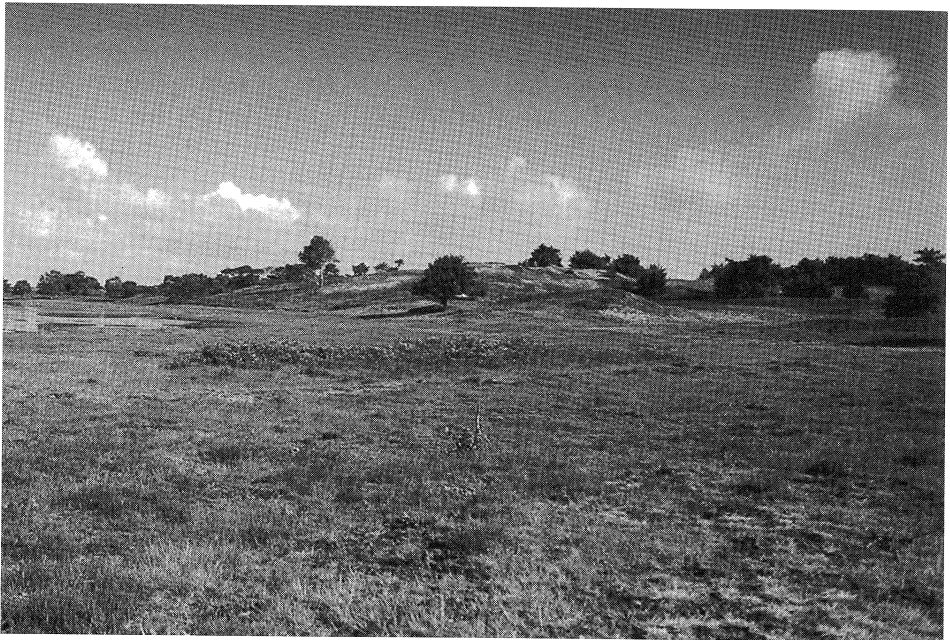


Abb. 8 Parabeldünen am Ostufer der Maas

Der Transport der Flug- und Dünensande erfolgt in unmittelbarer Bodennähe. Infolgedessen häufen sich die mächtigsten Flugsandpakete im Windschatten von Hindernissen an und sind dort oft fahnenartig in die Länge gezogen. Der Transport von Dünensanden erfolgt bei Windgeschwindigkeiten von 1 – 6 m/s (HESEMANN 1975). Besonders typische Dünenformen sind Parabeldünen. Sie entwickeln sich bei hochstehendem Grundwasser und damit aufkommenden spärlichem Pflanzenwuchs, der die flachen Abhänge der Dünen fixiert. Das mächtige Dünenzentrum wird dagegen durch den Wind allmählich weiter umgelagert.

Während der feuchteren Klimaphasen im späten Boreal und Atlantikum konnte sich die Pflanzendecke vollständig schließen. Die Parabeldünen wurden so zwischenzeitlich fi-

xiert. Verursacher der Dünenbildung im Subboreal und Subatlantikum war der Mensch. Er wurde im Neolithikum sesshaft und begann, Ackerbau zu treiben. Durch Brandrodung wurden entsprechende Flächen für die ackerbauliche Nutzung geschaffen. Nach wenigen Jahren waren die Böden ausgelaugt, und neue Flächen mußten gerodet werden. Auf diese Weise wurden große Flächen freigelegt und dem Angriff des Windes ausgesetzt. Die römische Zeit war ebenfalls durch intensive Rodungstätigkeit gekennzeichnet (u. a. Brennholzbeschaffung für die Beheizung der Thermen). Im Mittelalter wurde die äolische Sedimentation erneut aktiviert, auch diesmal infolge Rodung und Plaggenhieb. Vielfach wurden die Dünen noch bis weit in das 19. Jahrhundert überweht. Erst dann wurde der Ausblasungs- und Umlagerungsprozeß durch die beginnende Aufforstung weitgehend gestoppt. Die Parabeldünen am Ostufer der Maas sind eindeutig durch vorherrschende Südwestwinde aufgeweht worden. PONS (1957) hat die Dünen im Deltabereich von Rhein und Maas untersucht. Er konnte dort für die Ältere *Dryas*-Zeit vorherrschende Nordwestwinde, für die Jüngere *Dryas*-Zeit dagegen vorherrschende Südwestwinde nachweisen.

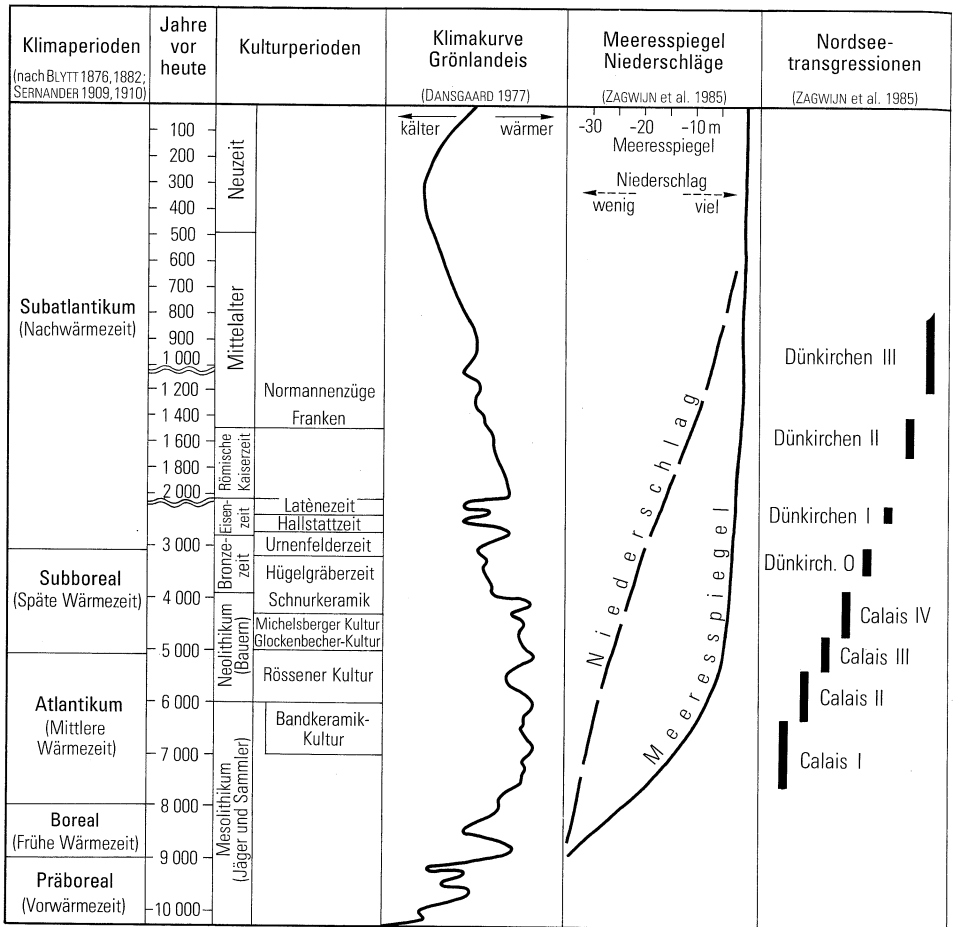
3.8.2 Holozän

Nach dem Höhepunkt der Weichsel-Kaltzeit vor etwa 18 000 Jahren setzte eine allmähliche Erwärmung ein, die vor ca. 10 000 Jahren zum Holozän überleitete. Das Holozän ist die Warmzeit, die bis heute andauert. Das warme Klima hatte eine stärkere Verdunstung im Bereich der Ozeane und damit vermehrte Niederschläge zur Folge. Die folgenschwerste Auswirkung des Temperaturanstiegs war das Abschmelzen der polnahen Inlandeiskappen, wodurch große Wassermengen in die Ozeane zurückgeführt wurden. Dadurch kam es zu einem Meeresspiegelanstieg von ca. 65 m. Meeresspiegelanstieg und veränderte klimatische Bedingungen (s. Tab. 9) wirkten sich deutlich auf das Abflußverhalten der Flüsse aus. Verwilderte Stromsysteme existierten am Niederrhein nicht mehr. Es gab nur noch einen Wechsel zwischen zwei unterschiedlichen Abflußsystemen, nämlich einem mit Furkationen (KLOSTERMANN 1986) und einem mit ausgereiften Mäandern.

Da der Temperaturanstieg und die damit einhergehenden Änderungen der geologischen Vorgänge allmählich vonstatten gingen, entstanden fließende petrographische und stratigraphische Übergänge zwischen Pleistozän und Holozän. Viele Ablagerungen, deren Bildung bereits im Pleistozän begann, entstanden noch bis weit ins Holozän hinein. Diesem Umstand wurde in der Kartenlegende durch eine gerissene Linie in der stratigraphischen Spalte Rechnung getragen. Während des Holozäns wurde die Talaue der Maas aufgefüllt und die Talauen der kleinen Bäche weiter ausgestaltet und ebenfalls aufgefüllt. Dabei zeigt sich, daß die Fazies der Talauenfüllung oft unmittelbar von den umgebenden Hochflutablagerungen mitbestimmt wurde. Hohe Grundwasserstände in inaktiv gewordenen Seitenarmen führten zur Entstehung von Mooren. Auch die Entstehung von Flugsanden und Dünen setzte sich fort (s. Kap. 3.8.1.5.7). Diese geologischen Veränderungen wurden bereits durch die Aktivität des Menschen beeinflußt. Die langsam abnehmende Wasserführung der Flüsse und Bäche bis zum Subboreal (BRUNNACKER 1978) dürfte diesen Prozeß noch gefördert haben.

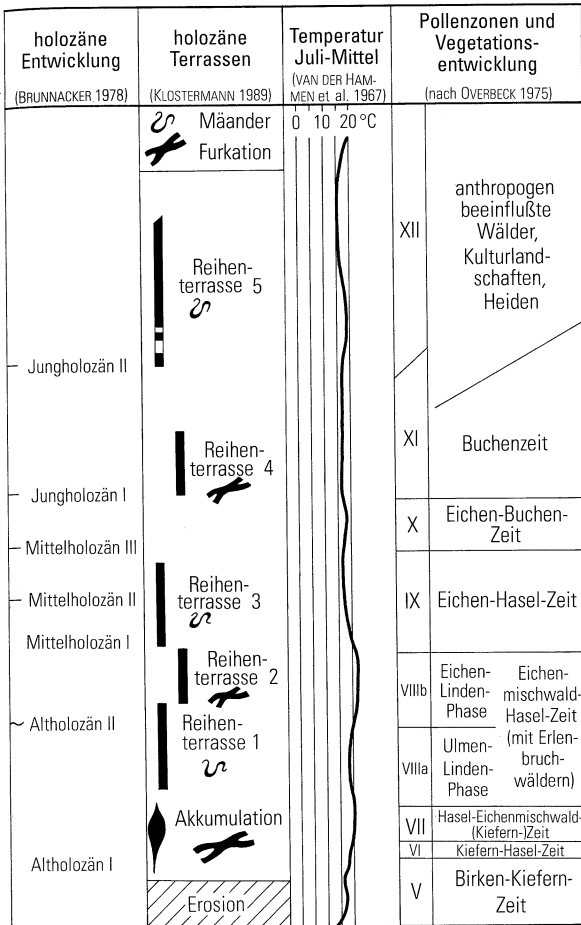
Das Kartenbild wird im Blattgebiet von den ausgereiften Mäanderschleifen des Kandelbachs und zum Teil der Niers beherrscht. Die Entstehung der Mäander hat vermutlich

Tabelle 9
Gliederung des Holozäns



an der Wende Spätglazial/Holozän begonnen, muß aber bereits im Boreal weitgehend aufgeschlossen gewesen sein. Die kaltzeitlichen Abflußsysteme von Rhein und Maas verloren infolge der zunehmenden Erwärmung am Ende des Spätglazials immer mehr an Bedeutung. Die abfließenden Wässer zogen sich mehr und mehr auf ein immer kleineres Gebiet zurück. Schließlich wurde der das Blattgebiet durchziehende Seitenarm des Rheins fast nur noch von Grundwasseraustritten aus der Niederterrasse und zeitweisen Rheinhochwässern gespeist. Der ansteigende Meeresspiegel, die deutlich abnehmende Schuttbelastung der Flüsse und Bäche sowie der nun immer stetigere Abfluß sorgten dafür, daß die Mäander entstehen konnten. Aber schon im Boreal hatte sich der Rhein so tief eingeschnitten, daß seine Hochwässer das Blattgebiet nicht mehr erreichten. Durch die Eintiefung der Rheinsohle sank auch der Grundwasserspiegel kräftig ab; die Grundwasseraustritte

Tabelle 9
(Fortsetzung)



versiegt. Die Mäanderschleifen hatten sich zu dieser Zeit bereits voll entwickelt, wurden nun aber nicht mehr aktiv durchströmt. In den stehenden Gewässern setzte zu dieser Zeit bereits die Moorbildung ein.

Auch das Maastal wurde während des Holozäns aufgefüllt. Die Auenlehme und -sande der Maas sind jedoch zum größten Teil, wie pollenanalytische Untersuchungen belegen, nach der Römerzeit, vielfach sogar erst nach dem Mittelalter sedimentiert worden (WESTERHOFF 1990).

3.8.2.1 Auensand der Maas (MA,S)

Gesteine: Der Auensand der Maas besteht aus einem mittel- bis hellgrauen Feinsand. Unter dem Feinsand folgen meist in mehr als 2 oder 3 m Tiefe Schlufflagen, seltener grobsandige Ablagerungen. Die gesamte Schichtenfolge ist im Blattgebiet – soweit bisher bekannt – kalkfrei entwickelt.

Altersstellung und Abgrenzung: Aufgrund pollenanalytischer Untersuchungen,

die wenig südlich außerhalb des Blattgebiets bei Maasweg durchgeführt wurden, kann man davon ausgehen, daß der größte Teil des Auensands der Maas im Atlantikum und Subboreal sedimentiert wurde. Die Abgrenzung zu den liegenden Schichten ist bisher nicht durchführbar. Zwar sind die Sedimente dort in vielen Fällen gröber, oft sogar kiesig entwickelt, aber dennoch ist deren stratigraphische Zuordnung zur Zeit nicht möglich. Es besteht die Möglichkeit, daß es sich um Schichten der Jüngeren Niederterrasse handelt, wie es ebenso möglich ist, daß es holozänzeitliche Kiese sind.

Verbreitung und Mächtigkeit: Der Auensand der Maas kommt in einem bis zu 1 000 m breiten Streifen beiderseits des Flusses vor. Es wurden bisher maximale Mächtigkeiten von 5 m beobachtet.

Paläogeographie und Genese: Seit dem Beginn des Spätglazials kommt es im Maastal aufgrund der klimatischen Verhältnisse und der Abflusssmengen fast nur noch zur Sedimentation und Umlagerung feinkörniger Sedimente. In Abhängigkeit von Grundwasserstand, Vegetation, Meeresspiegelhöhe und anderen Faktoren bilden sich auch während des Holozäns eher furkative oder mäandrierende Abflusssysteme.

In Zeiten höherer Strömungsgeschwindigkeiten werden überwiegend sandige Schichten sedimentiert, zu denen auch der Auensand der Maas zählt. Vereinzelt dürften auch sandige Uferwälle entstanden sein, die jedoch innerhalb des Blattgebiets nicht gesondert auskartiert werden konnten.

3.8.2.2 Auenlehm der Maas (MA,L)

Gesteine: Der Auenlehm der Maas besteht ganz überwiegend aus einem grauen und braunen Ton und Schluff. Pflanzenreste sind sehr häufig; sandige Einschaltungen kommen seltener vor. Die gesamte Schichtenfolge ist – zumindest innerhalb des Blattgebiets – kalkfrei ausgebildet.

Altersstellung und Abgrenzung: Pollenanalytische Untersuchungen aus benachbarten Gebieten (BOHNCKE 1990) sowie Artefaktfunde (WESTERHOFF 1990) zeigen, daß der größte Teil des Auenlehms der Maas in poströmischer Zeit oder gar nach dem Mittelalter sedimentiert wurde. Die Abgrenzung zu den liegenden Schichten ist bisher nur aufgrund der Korngrößenanalysen möglich. Es kann nicht ausgeschlossen werden, daß sich in den untersten Teilen des Auenlehms der Maas noch ältere Ablagerungen verbergen.

Verbreitung und Mächtigkeit: Auch der Auenlehm der Maas kommt in einem etwa 1 000 m breiten Streifen beiderseits des heutigen Stroms vor. Er nimmt deutlich größere Flächen ein als der Auensand. Die Mächtigkeit des Auenlehms der Maas kann stellenweise auf bis zu 7 m anwachsen.

Paläogeographie und Genese: Die Sedimentation in der Talaue der Maas wird generell von feinen Korngrößen dominiert (BOHNCKE & VANDENBERGHE 1991). Am Ende des Atlantikums ging die Verdunstung zurück. Dies dürfte ein Grund für die erneute fluviale Aktivität gewesen sein. Gleichzeitig stieg der Meeresspiegel kräftig an (KLOSTERMANN 1992 a). Dies hatte eine Abnahme des Flußgefälles und damit eine erheblich verringerte Strömungsgeschwindigkeit zur Folge. Daher wurden zu dieser Zeit fast nur Tone und Schluffe sedimentiert. Der Auenlehm der Maas ist aus genetischer Sicht wohl in erster Linie als Hochflutbildung anzusprechen.

3.8.2.3 Auensand (S,ta)

Gesteine: Der Auensand ist ein gelbbrauner bis grauer Fein- und Mittelsand. Oft kommen Schlufflagen, Grobsand- und Kieslinsen vor.

Altersstellung und Abgrenzung: Die Eintiefung der Talauen begann an der Wende vom Spätglazial zum Holozän. Im frühen Boreal dürfte der Eintiefungsprozeß zum Erliegen gekommen sein. Die Abgrenzung gegen ältere sandige Schichten ist nur manchmal aufgrund der feinen Korngrößen des Auensands möglich.

Verbreitung und Mächtigkeit: Der Auensand kommt in allen Talauen des Blattgebiets vor, tritt dort jedoch relativ selten auf. Seine Verbreitung ist in fast allen Fällen an das Auftreten sandiger Hochflutablagerungen gebunden. Die Mächtigkeit des Auensands liegt im Durchschnitt zwischen 1 und 1,5 m.

Paläogeographie und Genese: Der Abfluß in Bächen und Flüssen erfolgte seit Beginn des Holozäns gleichmäßig über das ganze Jahr verteilt. Bäche und Flüsse begannen sich in Mäandern einzuschneiden. Rhein und Maas schnitten sich im Laufe der Zeit immer tiefer ein, so daß kleinere Bäche nicht mehr aktiv durchströmt wurden. Infolgedessen begann die Verlandung.

3.8.2.4 Auenlehm (L,ta)

Gesteine: Der Auenlehm besteht zum größten Teil aus dunkel- bis schwarzbraunem Ton und Schluff. Vielfach wird er jedoch von einem bis zu 0,6 m mächtigen Sandschleier überdeckt. In kleineren Talauen kann der Auenlehm stellenweise auch aus gelbbraunen bis braunen, schluffigen bis stark schluffigen Sanden bestehen.

Altersstellung und Abgrenzung: Die Talauen wurden mit großer Wahrscheinlichkeit erst nach dem Präboreal gefüllt, da zu dieser Zeit – wie bereits erwähnt – noch Erosion stattgefunden haben muß. Die ältesten Moorbildungen datieren ins Boreal. Zu dieser Zeit müssen die Talauen bereits weitgehend inaktiv gewesen sein. Sie wurden allenfalls noch von langsam fließendem Wasser durchströmt. Damals begann die Sedimentation feinkörniger Auenlehmablagerungen.

Die tonige und schluffige Fazies des Auenlehms entstand wohl überwiegend zwischen beginnendem Atlantikum und mittlerem Subatlantikum (PAAS & TEUNISSEN 1978). Die sandigen Einschaltungen im unteren Teil müßten folglich ins Boreal gestellt werden. Sie entsprechen dem Altholozän im Sinne von BRUNNACKER (1978). Häufig ist der Auenlehm von einer Sandschicht überdeckt, die – bei der Richtigkeit der erwähnten stratigraphischen Einstufungen – im späten Subatlantikum und auch noch in historischer Zeit entstanden sein muß. Die hier beschriebenen stratigraphischen Grenzen der verschiedenen Auenlehmfazies können von Talauenfüllung zu Talauenfüllung variieren.

Verbreitung und Mächtigkeit: Der Auenlehm ist in sämtlichen Talauen des Blattgebiets verbreitet. Er kommt jedoch im Gegensatz zu den östlich anschließenden Blattgebieten seltener vor. Die Ursache hierfür ist in dem außerordentlich häufigen Vorkommen von Hochflutsanden im Blattgebiet Goch zu suchen. Die Mächtigkeiten des Auenlehms überschreiten normalerweise die 2-m-Grenze nicht mehr.

Paläogeographie und Genese: Manchmal finden sich im tieferen Teil des Auenlehms und an seiner Basis sandige Einschaltungen. Sie sind ein Hinweis dafür, daß zumindest zeitweise höhere Strömungsgeschwindigkeiten geherrscht haben müssen. Querschnittsveränderungen der Talauen oder auch neu angeschlossene Zuflüsse können eine kräftige Erhöhung der Fließgeschwindigkeit nach sich ziehen und die Sedimentation einer größeren Fraktion zur Folge haben. Im Extremfall können sogar Sande und Kiese geschüttet werden.

3.8.2.5 Niedermoor („Hn)

Gesteine: In vielen Fällen besteht der Basisbereich des Niedermoores aus Faulschlamm und Torfmudde (REHAGEN 1963). Darüber folgen Schilftorf, Seggentorf, Braunmoos-, Erlen- und Birkenwaldtorf. Sandig-tonige Einschaltungen innerhalb des Niedermoores kommen regelmäßig vor. Mächtigere Einschaltungen von Ton und Schluff gehören dem Auenlehm im beschriebenen Sinne an. Fast immer werden die Moore von mehreren Dezimeter mächtigem, schluffig-tonigem Auensand oder von Auenlehm überlagert. Vermutlich besteht ein enger zeitlicher Zusammenhang zwischen dieser Überdeckung und den römischen und mittelalterlichen Rodungen (KLOSTERMANN 1989).

Altersstellung und Abgrenzung: Die kräftige Tiefenerosion des Rheins zu Beginn des Boreals führte dazu, daß die Mäanderschleifen der Nebentäler nicht mehr aktiv durchströmt wurden. Die Absenkung des Grundwasserspiegels konnte mit dem raschen Absinken der Erosionsbasis des Rheins nicht Schritt halten, so daß der Grundwasserstand für einige Zeit auf hohem Niveau fixiert blieb. Durch diese Vorgänge konnte in den inaktiven Mäanderschlingen die Niedermoorbildung einsetzen.

Verbreitung und Mächtigkeit: Niedermoor tritt fast ausschließlich als Füllung von ausgereiften Mäanderschleifen der Niers und des Kendelbachs auf. Es erreicht im Blattgebiet Mächtigkeiten von 1 bis maximal 3 m.

3.8.2.6 Künstliche Aufschüttung („y)

Die im Blattgebiet als künstliche Aufschüttung ausgewiesenen Flächen bestehen vorwiegend aus Abraum und Bauschutt, mit dem aufgelassene Kies- und Sandgruben verfüllt wurden.

4 Gebirgsbau

Das Blattgebiet liegt weit im Norden des Niederrheinischen Tieflandes. Damit ist es Bestandteil der Niederrheinischen Bucht, einem jungen tektonischen Senkungsgebiet, das keilförmig nach Süden hin in das Rheinische Schiefergebirge hineingreift. Dieses Gebiet ist zum größten Teil seit Beginn des Tertiärs bruchtektonisch eingesunken. Der Bau des tieferen Untergrunds wurde durch die variscische Orogenese geprägt. Im Zuge dieser Gebirgsbildung entstanden unter anderem Südwest – Nordost streichende Synklinorien und senkrecht dazu (Nordwest – Südost) verlaufende Querverwerfungen. Die Schichtenfolge des Deckgebirges, insbesondere Zechstein und Mesozoikum, wurde mehrfach tektonisch beansprucht. Am Ende der Oberkreide-Zeit dürfte es auch innerhalb des Blattgebiets zu intensiven Inversionsbewegungen gekommen sein. Auch während des Känozoikums sind im Blattgebiet tektonische Bewegungen nachweisbar. Sie beschränken sich jedoch auf das Gebiet der Venloer Scholle.

4.1 Lagerungsverhältnisse des variscischen Untergrunds

Die Lagerungsverhältnisse des Untergrunds sind in Abbildung 9 dargestellt. Sie ist das Ergebnis einer Neubearbeitung und Zusammenstellung vorhandener Unterlagen. Zu diesem Zweck wurden die Untersuchungen und Kartendarstellungen von HOYER (1962), die Arbeiten von KOCKEL (1980) sowie die Kartendarstellungen der am Geologischen Landesamt Nordrhein-Westfalen durchgeführten Forschungsvorhaben „Kohlenvorratsberechnung“ und „Aufbau eines geologischen Informationssystems für die Steinkohlenlagerstätten Nordrhein-Westfalens und des Saarlandes“ ausgewertet. Die Arbeiten von HOYER (1962)

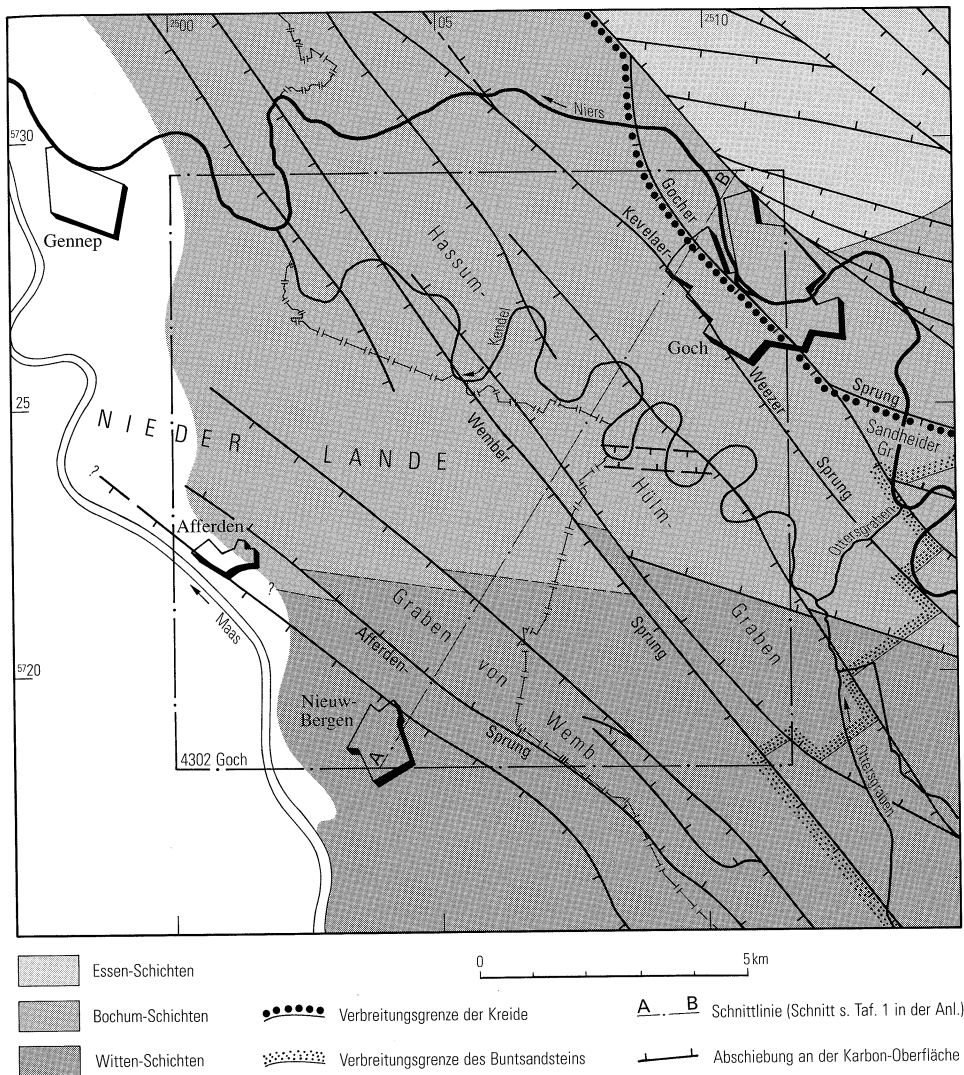


Abb. 9 Tektonische Baueinheiten des paläozoischen Untergrunds

beruhen ausschließlich auf der Auswertung von Bohrungsaufschlüssen, die zu Beginn dieses Jahrhunderts abgeteuft wurden. Die Darstellungen von KOCKEL (1980) und die Karten, die im Rahmen der erwähnten Forschungsvorhaben erarbeitet wurden, haben zusätzlich die Ergebnisse seismischer Messungen berücksichtigt. Seismische Profile sind aber durchaus unterschiedlich deutbar, so daß an zahlreichen Stellen der herangezogenen Kartendarstellungen Diskrepanzen auftreten. In Abbildung 9 wurden nur jene Sprünge übernommen, bei denen zwischen den verschiedenen beschriebenen Untersuchungen eine relativ gute Übereinstimmung besteht. Neue Verwerfungen wurden nur dort eingefügt, wo sie wegen ungewöhnlich hoher Deckgebirgsmächtigkeiten unbedingt erforderlich waren.

Der derzeitige Kenntnisstand über den Bau des tieferen Untergrunds des Blattgebiets Goch ist ausgesprochen dürftig. Um genauere Aussagen machen zu können, wären aufwendige Tiefbohrungen erforderlich. Die Abbildung 9 und der Schnitt A – B (Taf. 1 in der Anl.) sind aus diesen Gründen nur als stark vereinfachte, schematisierte Darstellungen zu werten, die den derzeitigen Kenntnisstand wiedergeben.

Am nördlichen Niederrhein taucht die Karbon-Oberfläche mit durchschnittlich 2 – 8° nach Nordwesten bis Nordosten hin ab. Die Schichten des Steinkohlengebirges sind mit 3 – 10° in nordwestliche Richtung geneigt (HOYER 1962: 441). Die Folge dieses stärkeren Einfallens ist, daß nach Nordwesten hin immer jüngere Schichtenglieder der Westfal-Stufe an der Karbon-Oberfläche austreichen (vgl. Abb. 9).

Die Karbon-Oberfläche liegt im äußersten Südosten des Blattgebiets bei ca. – 800 m NN. Die Tiefen nehmen nach Nordwesten und Westen hin zu. Sie erreichen innerhalb der Venloer Scholle 1 400 m und mehr. Die größten Tiefenlagen sind in der äußersten Nordwestecke des Blattgebiets zu erwarten. Dort dürfte die Karbon-Oberfläche noch unterhalb von – 1 600 m NN liegen. Größere, weit aushaltende Sattel- und Muldenstrukturen sind im Blattgebiet bisher nicht nachweisbar. Der tektonische Bau wird von Nordwest – Südost streichenden Querverwerfungen geprägt. Seltener treten fiederartig nach Westnordwest abspaltende kleinere Verwerfungen auf. Überschiebungen sind bisher nicht nachweisbar. Einige bedeutende Verwerfungen durchziehen das Blattgebiet von Nordwesten nach Südosten. Es sind dies im äußersten Nordosten des Blattgebiets der Gocher Sprung (vgl. Abb. 9), der südwestlich parallel verlaufende Kevelaer – Weezer Sprung, der Wember Sprung und schließlich ganz im Südwesten der Afferden-Sprung. Der Gocher Sprung begrenzt die Kreide-Vorkommen nach Nordosten hin (vgl. Abb. 9). Am Wember Sprung endet im Südosten das Verbreitungsgebiet des Buntsandsteins. Auf der Hochscholle nordöstlich des Wember Sprungs fehlen im Süden die Gesteine des Buntsandsteins. Die Essen-Schichten treten nordöstlich des Gocher Sprungs erstmals auf. Die Witten-Schichten kommen vermutlich nur im südlichen Drittel des Blattgebiets vor (vgl. Abb. 9). Über das Auftreten der Schichten der Westfal-Stufe an der Karbon-Oberfläche kann jedoch mangels geologischer Informationen in diesem Raum nur spekuliert werden.

Das Blattgebiet wird von zwei Nordwest – Südost streichenden Gräben durchzogen. Der Hassum-Hülm-Graben verläuft in der Nordosthälfte des Blattgebiets, der Graben von Wemb in der Südwesthälfte (vgl. Abb. 9). Beide Gräben werden von listrischen (schaufelförmigen) Verwerfungsflächen begrenzt (vgl. Taf. 1 in der Anl.: Schnitt A – B). Im obersten Teil fallen die Verwerfungen mit 60 – 75° ein. Nach unten hin wird das Einfallen flacher.

Vermutlich treffen sich die begrenzenden Verwerfungen im liegenden Devon. Beide Strukturen sind folglich sogenannte Y-Gräben.

Diese Ausbildung der Verwerfungsflächen deutet schon darauf hin, daß es zu Horizontalverschiebungen gekommen sein dürfte. Östlich des Blattgebiets konnten von WOLF (1985) im Kamper Graben und am Rossenrayer Horst sinistrale (linkshändige) Horizontalverschiebungen nachgewiesen werden, wie zahlreiche Fiederverwerfungen und andere tektonische Strukturen belegen. Im Südosten konnten an der Donger Störung Horizontalverschiebungsbeträge von 275 m nachgewiesen werden (WOLF 1985: 141). Die listrisch ausgebildeten Verwerfungsflächen des Hassum-Hülm-Grabens und des Grabens von Wemb sind deutliche Hinweise für Horizontalverschiebungen. Vermutlich bestehen enge Zusammenhänge zu denen in der Venloer Scholle (KLOSTERMANN 1983). Dextrale (rechtshändige) Horizontalverschiebungen wurden am Schwegern- und Rheinpreussen-Sprung außerhalb des Blattgebiets nachgewiesen. Die listrische Ausbildung der Randverwerfungen des Bislicher Grabens zeigt, daß es dort ebenfalls zu Horizontalverschiebungen gekommen sein dürfte (KLOSTERMANN 1989). Solche Verschiebungen unterschiedlichen Bewegungssinns – dextral oder sinistral – sind auf unterschiedliche Beanspruchungspläne zurückzuführen.

4.2 Lagerungsverhältnisse des Deckgebirges

Die Lagerungsverhältnisse des Deckgebirges werden im Blattgebiet außerordentlich stark von den tektonischen Bewegungen innerhalb der Venloer Scholle und in ihren Randbereichen beeinflusst. Infolgedessen nehmen die Mächtigkeiten unterschiedlicher Deckgebirgseinheiten in jeweils anderen Richtungen zu. So nehmen beispielsweise die Mächtigkeiten der Zechstein-Abfolge von Südwesten nach Nordosten hin zu. Die Venloer Scholle als tektonisches Senkungsgebiet ist nicht erkennbar. Die Mächtigkeiten der Buntsandstein-Schichten nehmen dagegen in nordwestliche Richtung deutlich zu. Die Mächtigkeiten der kreide- und paleozänzeitlichen Gesteine lassen bereits die Strukturen der Venloer Scholle erkennen. Insbesondere die Gesteine des Paleozäns werden im Bereich der Venloer Scholle deutlich mächtiger. Die känozoische Schichtenfolge zeigt zunehmende Mächtigkeiten zur Venloer Scholle hin. Eine Ausnahme machen lediglich die Schichten des Mitteloligozäns, die relativ konstante Mächtigkeiten besitzen. Aber bereits die oberoligozän- und miozänzeitlichen Sedimente zeigen kräftige Mächtigkeitszunahmen zur Venloer Scholle hin. Nach dem Pliozän ist es am Afferden-Sprung noch zu tektonischen Bewegungen gekommen. Dort sind pliozänzeitliche Schichten um 10 – 15 m abgesunken. Im Graben von Wemb ist sogar der Terrassenkörper der Hauptterrasse 3 um ca. 10 m versetzt worden.

4.3 Alter der Gebirgsbewegungen

Die grundlegende tektonische Prägung bekam das Blattgebiet während der variscischen Gebirgsbildung. Die stärkste Beanspruchung erfuhr der Untergrund während der asturischen Phase zur Zeit des hohen Westfals C. Als Folge des Zusammenpralls der Kontinente Laurasia und Gondwana bildeten sich die Südwest – Nordost streichenden variscischen Falten. Senkrecht dazu rissen in Nordwest-Südost-Richtung Querverwerfungen auf. Die kleinste Hauptnormalspannung hatte ein Streichen von 60°, so daß Synklinorien

und Antiklinorien in diese Richtung verlaufen. Das Abklingen der Faltung in nordwestliche Richtung zeigt sich auch in der Verbreiterung der Karbon-Mulden. Faltung, Überschiebungen, Querklüfte und Achsenwellungen entstanden gleichzeitig (DROZDZEWSKI et al. 1980). Der gesamte Faltenspiegel wurde ebenfalls während dieser Zeit nach Norden oder Nordosten hin gekippt (HOYER 1962: 443). Im Steinkohlengebirge selbst zeigt sich eine ausgeprägte Stockwerktektonik (WOLF 1985). Oben herrschen flache Lagerung, schwache Faltung und nur wenige Überschiebungen vor. In der Mitte nimmt die Anzahl der Überschiebungen deutlich zu, und die Faltung wird kurzwelliger. Im untersten Stockwerk dominiert Spezialfaltung; Überschiebungen fehlen dort.

Am Niederrhein wurden bereits in verschiedenen stratigraphischen Niveaus Basalte gefunden. Auf dem Südende des Sonsbeck-Kamper Sprungs wurden im Grubenfeld der Zeche Friedrich Heinrich Olivinbasalte (BUNTEBARTH & MICHEL & R. TEICHMÜLLER 1982) und an der Ostflanke des Issumer Horstes Olivingeröle gefunden. NIEMÖLLER & STADLER & R. TEICHMÜLLER (1973: 216) vermuten, daß der Basalt im Permokarbon – wahrscheinlich zur Stefan- oder Rotliegend-Zeit – intrudierte. Sollte sich diese Vermutung als richtig herausstellen, dürfte die Intrusion mit der Zerblockung des Variscischen Gebirges zusammenhängen, die noch vor der Zechstein-Zeit stattgefunden hat (HOYER 1962). Eine weitere postvariscische Beanspruchung vermutet WOLF (1985) während des Zechsteins 1. Die großen Teufenunterschiede an der Zechstein-Basis wurden dadurch weitgehend ausgeglichen. Vermutlich haben bei diesen Ausgleichvorgängen aber auch halokinetische Bewegungen mitgewirkt (THIENHAUS 1962) – die Verhältnisse im Bislicher Graben zeigen dies deutlich (KLOSTERMANN 1989).

Eine weitere Zeit stärkerer tektonischer Bewegungen wird der altkimmerischen Phase zugerechnet. Durch die Rhät- und Lias-Transgression wurden Teile der Muschelkalk-Abfolge erodiert, wie die Schichtenfolge in der Bohrung Emmerich 1 zeigt (ELBERSKIRCH & WOLBURG 1962). Im Bislicher Graben werden die Gesteine des Zechsteins und Buntsandsteins von Schichten des Rhäts diskordant überdeckt. Möglicherweise wurden die Bewegungen dort auch durch halokinetische Vorgänge beeinflusst. An den Querverwerfungen kam es zur Zeit des tieferen Rhäts zu kräftigen Bewegungen. Ob die Basaltvorkommen in der Abfolge des Unteren und Mittleren Buntsandsteins (KLOSTERMANN 1989) auf diese Bewegungen zurückzuführen sind, ist unklar; sie können frühestens während dieser Zeit aufgedrungen sein. Eine spätere Entstehung, beispielsweise während der Inversionsbewegungen am Ende der Oberkreide-Zeit oder während der Horizontalverschiebungen des Känozoikums, kann keinesfalls ausgeschlossen werden und ist beim derzeitigen Kenntnisstand ebenso wahrscheinlich wie ein Aufdringen während der altkimmerischen Phase.

Tektonische Bewegungen zur Zeit des Lias sind vielfach nachweisbar. Im Bislicher Graben lassen sie sich zeitlich besonders exakt eingrenzen. Dort transgredierte Schichten des Lias γ_1 auf die Schichtenfolge des Lias β_2a (THIENHAUS 1962).

Jungkimmerische Bewegungen werden von HOYER (1962) vermutet, weil am Niederrhein Ablagerungen von Dogger und Malm fehlen und erst Schichten des Hauterives wieder transgressiv ältere Sedimente überlagern (SCHAUB 1955 b).

Zu weiteren Bewegungen kam es in der Zeit zwischen Malm und Oberkreide bis zum Mitteloligozän. Auch diese Bewegungen lassen sich im Bislicher Graben fassen. Dort

überlagern Schichten des Rupels diskordant Ablagerungen des Lias δ (THIENHAUS 1962: Abb. 7). Vermutlich fanden diese Bewegungen während der subherzynen Phase statt. Tektonische Beanspruchungen dieses Alters werden von HOYER (1962) im Bereich der Krefelder Achsenaufwölbung vermutet. Dort greifen Abfolgen des Maastrichts oder Santons auf Gesteine des älteren Mesozoikums oder Karbons über. Während der subherzynen Phase kam es zu ersten Rückaufschiebungen (WOLF 1985). Zu kräftigen Inversionsbewegungen mit Rückaufschiebungsbeträgen bis zu 64 % kam es während der Iaramischen Phase. Zu dieser Zeit dürfte sich auch der größte Teil der Inversionsbewegungen im Blattgebiet Goch abgespielt haben, die wohl zeitgleich mit denen der Aachener Kreide sind, die dort in die Zeit zwischen Santon und Maastricht datiert werden.

Zur Tertiär-Zeit zeichnete sich innerhalb der Niederrheinischen Bucht ein völlig neuer Beanspruchungsplan ab (KLOSTERMANN 1983). Erste Hinweise finden sich im Rupel der Venloer Scholle. Seit dieser Zeit ist eine südwärtige Horizontalverschiebung der Venloer gegenüber der Krefelder Scholle nachweisbar. Die Hauptbewegung spielte sich im niederländischen Zentralgraben ab.

Im Bereich der Venloer Scholle ist es während der Tertiär- und Quartär-Zeit auch zu kräftigen tektonischen Senkungsbewegungen gekommen. So sind entlang des Afferden-Sprungs Gesteine des Pliozäns deutlich versetzt und im Graben von Wemb sogar die Kiese und Sande der Hauptterrasse 3. Es ist also auch während der Quartär-Zeit noch zu kräftigen tektonischen Bewegungen gekommen. Untersuchungen in südlich an das Blattgebiet anschließenden Bereichen (KLOSTERMANN 1983, 1994) belegen kräftige tektonische Bewegungen in den nordöstlichen Randgebieten der Venloer Scholle. Besonders kräftige tektonische Aktivität trat an der Wende Pliozän/Pleistozän und seit Beginn des Holozäns auf.

5 Nutzbare Lagerstätten

Im gesamten Blattgebiet kommen im Untergrund Steinkohlenflöze des Oberkarbons vor. Sie werden jedoch nicht abgebaut. Größere wirtschaftliche Bedeutung haben zur Zeit quartärzeitliche Kies- und Sandvorkommen. Tone aus Auen- und Hochflutablagerungen wurden vor längerer Zeit ebenfalls genutzt.

5.1 Kies und Sand

Im Bereich der Niederterrassen gibt es einige Naßauskiesungen, die sowohl quartärzeitliche Kiese und Sande als auch Sande des Pliozäns und Miozäns fördern. Der Kies wird als Betonkies für den Hoch- und Tiefbau genutzt. Die Sande werden als Bausand verwendet oder aber in die Baggerseen zurückgespült. Von einigen Betrieben wird der Sand für die Kalksandsteinindustrie genutzt.

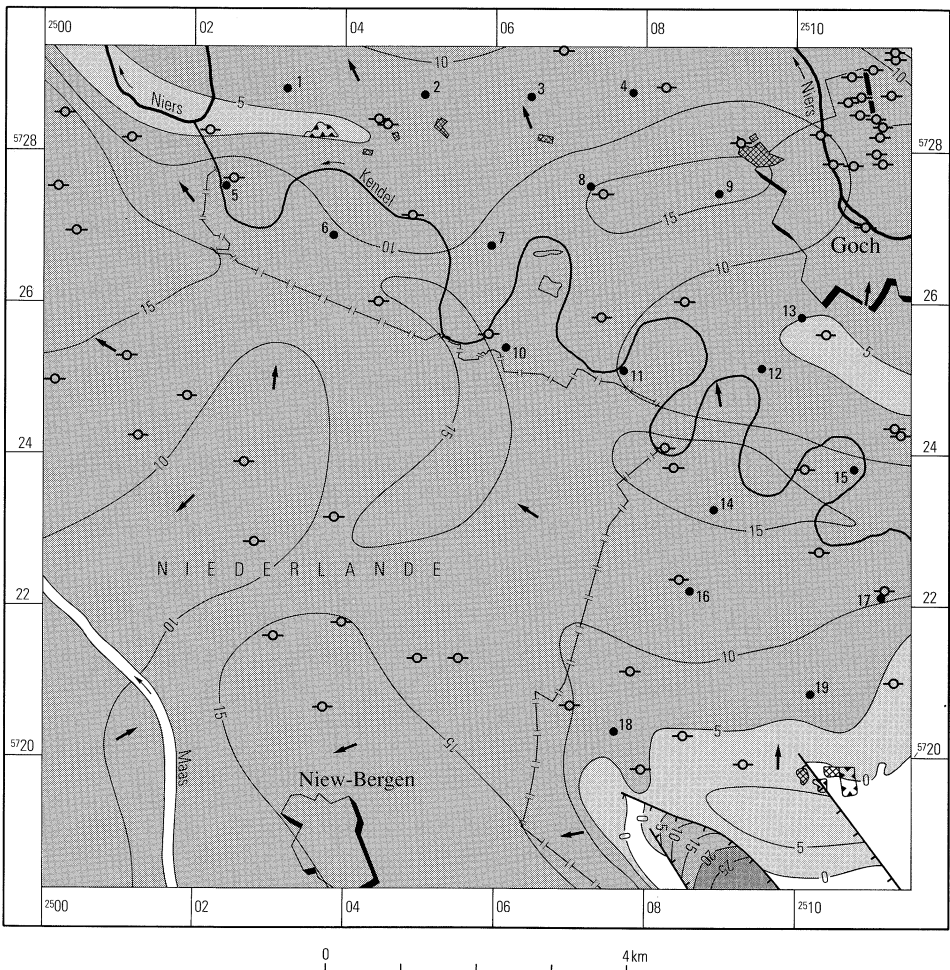
5.2 Ton

Auen- und Hochflutablagerungen wurden schon seit langer Zeit genutzt, um Ziegel zu brennen. Der Ton wurde normalerweise nur für den Eigenbedarf verwandt. Kalkige Auen- und Hochflutablagerungen wurden in früherer Zeit auch als Dünger für Äcker genutzt.

6 Hydrogeologie

Die Abbildung 10 gibt die Grundwasserverhältnisse in den kiesig-sandig entwickelten Ablagerungen des Quartärs wieder. Die quartärzeitlichen Lockergesteine bilden zusammen mit den Schichten des Pliozäns und Obermiozäns das oberste Grundwasserstockwerk.

Die Schichtenfolgen des Pliozäns und Miozäns sind zwar hydraulisch mit den quartärzeitlichen Schichten verbunden, aber aufgrund eines Durchlässigkeitssprungs wirkt die Dachfläche der Tertiär-Ablagerungen als hydraulische Grenze. Pliozäne und miozäne Schichten ähneln sich bezüglich ihrer Korngrößen außerordentlich stark. Im Obermiozän können schluffige Einschaltungen auftreten, die den Durchlässigkeitsbeiwert herabsetzen. Insgesamt sind die tertiärzeitlichen Schichten durch ähnliche k_f -Werte charakterisiert. Die Dachfläche der Tertiär-Ablagerungen wirkt als hydraulische Grenze.



Die ergiebigsten Grundwasserleiter des Blattgebiets sind die Kiese und Sande der Nieder- und Mittelterrassen. Ihre Verbreitungsgebiete zählen aus diesem Grunde zu den Grundwasserreservegebieten. Sie liegen zwischen Goch und dem Kendelbach und wenig südlich des Kendelbachs. Ebenso ergiebige Gebiete gibt es wenig östlich der Maas in der Region um Nieuw-Bergen und nördlich von Afferden unter den dort hoch aufragenden Parabeldünen. Die Nutzungsmöglichkeiten dieser Vorräte werden jedoch mehr und mehr durch zunehmende Nitratgehalte eingeschränkt (vgl. Kap. 6.3). Die Terrassenkörper der Oberen Mittelterrassen im Südosten des Blattgebiets beinhalten nur geringmächtige wassererfüllte Schichten. Ihnen wurde daher die Transmissivitätsstufe 3 zugeschrieben.

Die tertiärzeitlichen Schichten zeichnen sich gegenüber den quartärzeitlichen Lockersedimenten durch geringere k_f -Werte aus. Günstiger sind die k_f -Werte des terrestrischen Pliozäns, das vielfach noch relativ grobkörnig ausgebildet ist. Aber auch in oligozänzeitlichen

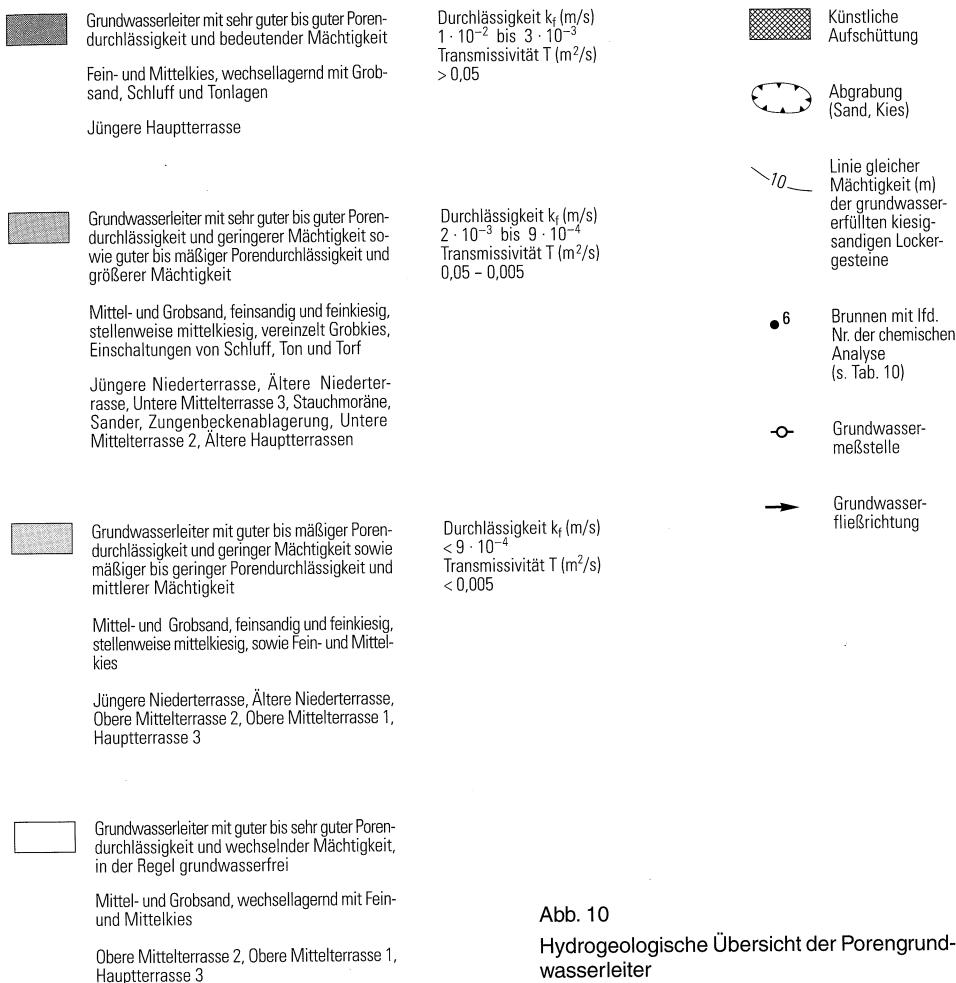


Abb. 10
Hydrogeologische Übersicht der Porengrundwasserleiter

Sanden ergeben sich noch Möglichkeiten, Wasser aus gröberen, sandigen Schichtenabschnitten oder aus mächtigeren Muschelschillagen zu fördern.

Eine Ausnahmestellung innerhalb der tertiärzeitlichen Schichtenfolge nehmen die Walsum-Schichten ein. Sie enthalten zum Teil sandige, oft auch kiesige Abschnitte, in denen die Durchlässigkeit deutlich erhöht ist. Von ihrem Chemismus her gehören die in diesen Schichten zirkulierenden Wässer einem Übergangstyp, dem sogenannten Na-(Ca)-Cl-SO₄-Typ, an (MICHEL 1963).

Die in den Kalksteinen des Unterpaleozäns zirkulierenden Wässer gehören dem NaCl-Typ an. Die wechselvolle Zusammensetzung der Oberpaleozän-Ablagerungen (vgl. Kap. 3.7.1) schließt eine Wassergewinnung aus dieser Schichtenfolge weitgehend aus.

In den Kalksteinen und Kalksandsteinen der Oberkreide dürfte reichlich Grundwasser zirkulieren. In den Gesteinen, die älteren Systemen als Tertiär und Kreide angehören, zirkuliert das Grundwasser vorwiegend auf Kluft- und Verwerfungsflächen. Nur in den Sandsteinen des Buntsandsteins und Karbons kann Grundwasser sich auch in den Porenräumen bewegen. Die Vorkommen von Buntsandstein sind jedoch im Blattgebiet ohne jede Bedeutung.

Die Fazies der Zechstein-Sedimente schließt diese Schichten von vornherein für eine Wassererschließung aus. Die Salze des Zechsteins sind jedoch von großer Bedeutung für die Lage der Süß-/Salzwasser-Grenze. Zechstein-Salze wurden bisher nur bei Kirsell, nordöstlich von Uedem, und im nördlichen Uedemer Bruch erbohrt.

Das Grundwasser, das im Oberkarbon zirkuliert, gehört dem NaCl-Typ an und geht in größeren Tiefen in den Na-(Ca)-Cl-Typ über (MICHEL 1963). Auf den Verwerfungen des Steinkohlengebirges dürfte kaum Wasser zirkulieren. Zumindest wurden im Grubenfeld der Zeche Friedrich Heinrich (TK 25: 4404 Issum) keine Wasserzuflüsse auf Verwerfungen bekannt. Die großen Sprünge sind dort trocken (MICHEL 1963).

Die Wassergewinnungsmöglichkeiten lassen sich aus der Grundwasserneubildung abschätzen, die von Niederschlag, Abfluß und Verdunstung abhängig ist. Der Aufbau der Deckschichten und die Flächennutzung der Oberfläche beeinflussen die Grundwasserneubildung entscheidend.

Der nutzbare Porenraum eines Grundwasserleiters muß möglichst groß sein, um eine gute Leitfähigkeit für das Wasser zu gewährleisten. Er ist von der Korngrößenzusammensetzung und der Verteilung der Poren im Gestein abhängig. Je größer die Kornoberflächen sind, um so größer ist der Haftwasseranteil. Der für eine Grundwasserbewegung verfügbare Porenraum (nutzbarer Porenraum) wird um so kleiner, je feinkörniger das Sediment ist. Die Eigenschaften eines Grundwasserleiters beschreibt der Durchlässigkeitsbeiwert (k_f -Wert). Der k_f -Wert gibt an, welche Wassermenge eine definierte Querschnittsfläche bei einem bestimmten hydraulischen Gefälle in einer festgelegten Zeit durchfließt. Er wird in m/s angegeben. Der k_f -Wert ist unter anderem abhängig von der Dichte und Viskosität des Wassers sowie vom nutzbaren Porenraum des Grundwasserleiters. Die gewinnbare Wassermenge läßt sich am besten mit Hilfe der Transmissivität abschätzen. Die Transmissivität ist das Produkt aus k_f -Wert und wassererfüllter Mächtigkeit eines Grundwasserleiters.

Im Blattgebiet ergeben sich für die quartärzeitlichen Lockersedimente drei Transmissivitätsstufen (s. Kap. 6.2), die in Abbildung 10 wiedergegeben sind.

6.1 Grundwasserneubildung

Die Grundwasserneubildung ist unmittelbar vom Witterungsgeschehen abhängig. Vom Niederschlag (N) geht ein Teil durch Verdunstung (V) verloren, ein Teil fließt als Oberflächenwasser ab (A_o), ein anderer Teil versickert im Boden und fließt unterirdisch ab (A_u). Der unterirdische Abfluß entspricht der Grundwasserneubildungsrate. Hier gilt die Gleichung:

$$A_u = N - V - A_o$$

Unter den Klimaverhältnissen im Blattgebiet findet die Grundwasserneubildung fast ausschließlich im Winterhalbjahr während der Vegetationsruhe statt. Zu dieser Zeit ist die Verdunstung stark herabgesetzt. Die Niederschlagsmengen sind im Sommer zwar größer als im Winter, aber wegen der hohen sommerlichen Verdunstungsrate der Vegetation kommt es kaum zur Grundwasserneubildung (RÖMERMAN 1986). Das Hydrologische Jahr berücksichtigt diese Erscheinung und wird aus diesem Grunde vom November eines Jahres bis zum Oktober des folgenden Jahres gerechnet.

Niederschlagsmessungen im Bereich der nördlichen Niederrheinischen Bucht ergeben für einen Zeitraum von 1951 bis 1988 im Blattbereich einen Durchschnittswert von etwa 720 mm/a.

Zwischen 1955 und 1977 wurden an der Lysimeterstation Uedem (TK 25: 4303 Uedem; R 17 865, H 25 610) die Verdunstungswerte zu 455 mm/a bestimmt. Im Süden der Niederrheinischen Bucht werden Werte von 450 mm/a erreicht (Arbeitskreis „Grundwasserneubildung“ 1982).

Der Abfluß im Blattgebiet Goch beläuft sich somit auf ca. 270 mm/a. Ein Teil davon erfolgt oberirdisch (A_o), ein Teil unterirdisch (A_u). Die Summe von ober- und unterirdischem Abfluß wird Abflußspende genannt. Die Grundwasserneubildung wird ausschließlich durch den unterirdischen Abfluß bewerkstelligt. Die Niederschlagswässer, die auf dem Sickerwege die Grundwasseroberfläche erreichen, kommen dem Grundwasserschatz unmittelbar zugute. Die Größe des Versickerungsanteils wird durch zahlreiche Faktoren mitbestimmt – zu nennen sind Geologie, Klima, Morphologie, Flächennutzung, Bebauung und künstliche Versickerung durch Beregnung.

Klimafaktoren sind unter anderem Niederschlag, Sonneneinstrahlung, Boden- und Lufttemperatur.

Die forst- oder landwirtschaftliche Nutzung großer Flächen hat einen bedeutenden Einfluß auf die Versickerungsrate. Grünlandgebiete zeigen gegenüber Ackerland eine um 20 % höhere Verdunstungsrate. Die ganzjährige Transpiration und Assimilation von Nadelwäldern verursachen Unterschiede in den Verdunstungsraten zu Laubwäldern (HÖLTING 1980).

Einen der bedeutendsten Faktoren hinsichtlich des Versickerungsanteils stellt die Ausbildung der Decksedimente dar. An der Lysimeterstation Uedem wurden 39 % des Niederschlags dem unterirdischen Abfluß (A_u) zugeführt.

Im Blattgebiet dominieren rollige Deckschichten wie Dünen, Flugsand, Hochflutsand und fluviatile Kiese und Sande von Rhein und Maas. Für diese vorwiegend aus Sand bestehenden Deckschichten wird eine Versickerungsrate von 35 % veranschlagt. Daraus errechnet sich eine Grundwasserneubildungsrate von 7,99 l/s · km². Das bedeutet, daß im gesamten Blattgebiet dem Grundwasser etwa 30,50 Mio. m³ Wasser zugeführt werden.

Tabelle 10
Grundwasseranalysen

Nr.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Entnahmestelle	Loohof	Stern- buschhof	Calcu- latorhof	Friedhof Asperden	Hommer- sum Kirche	Retüt	Mönchs- hof	Gärtnerei Asperden	Holt- huisen- bosch	Terporten
entnommen aus	Brunnen	Brunnen	Brunnen	Brunnen	Brunnen	Brunnen	Brunnen	Brunnen	Brunnen	Brunnen
Lage R H	03 230 28 810	05 060 28 750	06 460 28 720	07 825 28 760	02 415 27 540	03 850 26 880	05 955 26 760	07 255 27 550	08 965 27 480	06 130 25 400
Tiefe (m)	5	6	7	8	6	6	8	9	6	6
Geologie *	Nä/Mu2	Mu2	Nj	Nj	Mu2	Mu2	Mu2	Nj/Mu3	Nj	Nä
Entnahmedatum	23.3.94	24.3.94	25.3.94	24.3.94	24.3.94	24.3.94	24.3.94	24.3.94	25.3.94	24.3.94
Temperatur (°C)	9,5	11,9	9,5	10,8	13,6	8,9	13,5	10,1	8,9	8,9
Leitfähigkeit (µS/cm)	5	7	5	6	10	6,9	6	6	5	6
pH	7,0	5,6	7,3	9,2	6,5	6,7	6,2	5,9	7,0	6,0
Gesamthärte (°d)	9,6	13,3	11,3	18,3	13,6	12,0	12,7	13,6	12,2	9,5
Härtebereich nach Waschmittelgesetz										
Carbonathärte (°d)	1,4	4,2	3,4	9,0	4,2	3,6	3,9	3,4	3,1	3,4
Na ⁺ (mg/l)	14,400	21,600	16,800	37,900	20,900	18,900	18,900	20,300	18,400	13,000
K ⁺ (mg/l)	18,600	9,510	18,400	10,300	9,830	20,200	8,940	9,650	20,000	18,500
Mg ²⁺ (mg/l)	51,300	78,600	67,200	110,000	80,800	67,500	74,900	80,600	67,900	50,000
Ca ²⁺ (mg/l)	10,400	9,820	10,800	12,700	10,100	10,900	9,390	9,910	11,700	10,600
Mn ²⁺ (mg/l)	0,120	0,951	1,100	1,270	1,020	1,100	0,984	0,977	1,120	0,147
Fe ²⁺ (mg/l)	0,233	0,253	0,544	0,481	0,268	0,519	0,260	0,254	0,545	0,219
Cl ⁻ (mg/l)	32,800	41,500	37,100	50,800	40,300	36,100	40,000	52,700	36,600	31,700
HCO ₃ ⁻ (mg/l)	70,600	108,000	109,000	136,000	113,000	109,000	105,000	110,000	118,000	67,900
SO ₄ ²⁻ (mg/l)	30,500	91,500	73,200	195,000	91,500	79,300	85,400	73,200	67,100	30,500
NO ₃ ⁻ (mg/l)	92,900	55,700	60,900	45,400	56,400	59,500	57,500	56,000	61,400	93,000
gelöste feste Bestandteile (mg/l)	321,853	417,434	395,044	599,851	424,118	403,019	401,274	413,591	402,765	315,566

* Erl. der Symbole s. geologische Karte

Der Hauptvorfluter ist die Maas. Im Norden fungiert die Niers als Vorfluter. Der Grundwasserstrom ist dort auf die Niers gerichtet. Im Südwestquadranten des Blattgebiets dominiert der Einfluß der Maas die Grundwasserströme.

6.2 Grundwasserführung und Grundwasserreserve

Um Daten über die Grundwassermengen zu gewinnen, die durch eine Wassergewinnung verfügbar gemacht werden können, muß der Durchlässigkeitsbeiwert k_f ermittelt werden. Am exaktesten läßt sich der k_f -Wert einer Schichtenfolge mittels eines Pumpversuchs

Tabelle 10
(Fortsetzung)

11	12	13	14	15	16	17	18	19
Kendelhof	Robbenhof	Thomas-hof	Boyen-hof	Bögenshof	Die langen Schläge	Drei Höfe	Bio-Hof Petrusheim	Schwarzer Dyck
Brunnen	Brunnen	Brunnen	Brunnen	Brunnen	Brunnen	Brunnen	Brunnen	Brunnen
07 710 25 110	09 540 25 150	10 080 25 810	02 910 23 260	10 775 23 800	08 610 22 190	11 160 22 110	07 590 20 330	10 210 20 825
7 Mu2	5 Nj	8 pli	7 Nj	5 Nj	6 Nä	6 Nj	7 pli	5 Nä
24.3.94	24.3.94	25.3.94	24.3.94	24.3.94	24.3.94	24.3.94	24.3.94	24.3.94
9,0 6 7,3	8,7 5 7,3	9,9 5 7,1	9,7 7 5,4	9,9 6 5,6	9,4 7 5,8	9,8 5 6,2	12,2 6 5,7	10,5 5 7,4
14,0 5,1	17,6 8,1	9,3 1,4	14,0 5,1	17,1 7,9	15,4 6,7	17,3 8,7	8,9 0,8	14,7 5,6
14,100 6,860 80,000 12,000 2,310 0,340 33,800 125,000 110,000 31,500	32,500 9,950 105,000 12,400 1,720 0,440 51,800 133,000 177,000 46,300	14,800 19,100 48,100 11,000 0,110 0,241 31,300 72,800 30,500 92,500	14,500 7,040 80,000 12,000 2,290 0,338 32,100 124,000 116,000 29,900	34,200 11,300 100,000 13,200 1,210 0,461 49,500 142,000 171,000 44,600	13,300 6,780 91,300 11,500 2,270 0,336 32,800 119,000 146,000 29,400	34,800 9,540 104,000 12,000 1,250 0,435 50,500 129,000 189,000 44,100	13,500 17,600 47,000 10,100 0,115 0,241 33,000 66,500 18,300 93,300	13,600 6,900 86,100 11,600 2,310 0,345 35,500 120,000 122,000 34,500
415,910	570,110	320,451	418,168	567,471	452,686	574,625	299,656	432,755

bestimmen. Im Blattgebiet 4304 Xanten wurden in mehreren Pumpversuchen die k_f -Werte für verschiedene Schichtenfolgen bestimmt (KLOSTERMANN 1989). Die Durchschnittswerte für kiesig-sandige Terrassenkörper liegen bei etwa $2 \cdot 10^{-3}$ bis $3 \cdot 10^{-3}$ m/s. Treten schluffige Einlagerungen hinzu, sinkt der Wert nicht selten auf etwa $9 \cdot 10^{-4}$ m/s ab.

Aus Korngrößenuntersuchungen an den terrestrischen pliozänzeitlichen Sanden des Blattgebiets Goch ergeben sich k_f -Werte von etwa $5 \cdot 10^{-3}$ m/s. Die Gebiete mit mächtigeren pliozänzeitlichen Schichten bieten sich daher für künftige Wassererschließungen an. In erster Linie handelt es sich dabei um das Gebiet der Venloer Scholle. Pumpversuchsergebnisse aus den obermiozänzeitlichen Feinsanden liegen aus den Xantener

Stauchmoränen vor. Dort erbrachten Pumpversuche k_f -Werte von $4 \cdot 10^{-5}$ bis $5 \cdot 10^{-6}$ m/s (KLOSTERMANN & TRESKATIS 1989). In diesen Schichtenfolgen können hinreichend große Wassermengen nur aus tieferen Brunnenbohrungen mit entsprechend langen Filterstrecken gewonnen werden. In tonig-schluffig ausgebildeten Schichten des Mittelmiozäns sanken die Werte allerdings auf $2 \cdot 10^{-9}$ bis $3 \cdot 10^{-9}$ m/s ab.

Wie groß die tatsächlich verfügbaren Wassermengen sind, läßt sich erst dann abschätzen, wenn man den k_f -Wert in Beziehung zur grundwassererfüllten Mächtigkeit der quartärzeitlichen Lockersedimente setzt. Der Transmissivitätskoeffizient (T), das Produkt aus

Durchlässigkeitsbeiwert (k_f) und der grundwassererfüllten Mächtigkeit (H), stellt diese Beziehung her. Voraussetzung ist, daß der Grundwasserleiter eine freie Grundwasseroberfläche besitzt (HILDEN & VON KAMP & SUCHAN 1974). In Abbildung 10 werden unter anderem definierte Transmissivitätsstufen dargestellt. Die verschiedenen Transmissivitätsstufen korrespondieren innerhalb des Blattgebiets mit den grundwassererfüllten Mächtigkeiten der Lockergesteine.

Die Transmissivitätsstufe 1 ($> 0,05 \text{ m}^2/\text{s}$) kommt nur im äußersten Südosten des Blattgebiets vor.

Der größte Teil des Blattbereichs gehört der Transmissivitätsstufe 2 ($0,05 - 0,005 \text{ m}^2/\text{s}$) an. Sie umfaßt in der Regel die Gebiete, in denen die weichselzeitlichen Niederterrassen von mächtigeren Kies- und Sandschichten der Unteren Mittelterrasse 2 unterlagert werden.

Die Transmissivitätsstufe 3 ($< 0,005 \text{ m}^2/\text{s}$) kommt nur im Gebiet der Weezer Hees, südlich von Goch und nördlich von Hommersum vor.

In weiten Teilen des Blattgebiets gibt es durchaus die Möglichkeit, weitere Grundwassermengen zu erschließen. Vor allem bieten sich jene Regionen für eine Untersuchung an, in denen die Schichten des terrestrischen Pliozäns größere Mächtigkeiten erreichen. Dies ist nordwestlich einer das Blattgebiet von der Südwest- zur Nordostecke durchziehenden Diagonale der Fall.

6.3 Chemische Beschaffenheit des Grundwassers

Aus möglichst vielen unterschiedlichen stratigraphischen Niveaus wurden Wasserproben entnommen, um den Chemismus des Grundwassers zu erkunden (s. Tab. 10).

Zur Beurteilung der Trinkwasserqualität sind die Grenzwerte der chemischen Stoffe in der jeweils gültigen Fassung der Verordnung über Trinkwasser und über Wasser für Lebensmittelbetriebe (derzeit vom 5. Dezember 1990) festgelegt:

Fe^{2+}	0,2 mg/l	Cl^-	ca. 200 mg/l	NO_3^-	50 mg/l
Mn^{2+}	0,05 mg/l	SO_4^{2-}	250 mg/l		

Aus den pliozänzeitlichen Sanden entnommene Proben gehören dem Typ eines $\text{Ca-SO}_4\text{-Cl}$ -Wassers an. Mit Ausnahme des Nitratgehalts, der mit mehr als 90 mg/l sehr hoch liegt, wurde nur der Grenzwert von Mangan überschritten.

Die Wässer aus den Kiesen und Sanden der Unteren Mittelterrasse 2 gehören in der Regel einem $\text{Ca-SO}_4\text{-HCO}_3$ -Typ an. Der Nitratgehalt liegt geringfügig oberhalb des Grenzwertes der EG-Richtlinie. Die Eisen- und Mangangehalte überschreiten die Grenzwerte deutlich. Der Terrassenkörper der Unteren Mittelterrasse 3 enthält ein $\text{Ca-SO}_4\text{-Cl-HCO}_3$ -Wasser. Auch in diesem Wasser wird die 50-mg/l-Grenze für den Nitratgehalt geringfügig überschritten. Die Eisen- und Mangananteile liegen ebenfalls deutlich über den Grenzwerten. Die Kiese und Sande der Älteren Niederterrasse führen ein $\text{Ca-SO}_4\text{-HCO}_3$ -Wasser. Der Grenzwert für Nitrat wird nicht überschritten. Teilweise sind die Eisen- und Mangangehalte im Wasser überhöht. Im Terrassenkörper der Jüngeren Niederterrasse findet sich sowohl ein Wasser vom $\text{Ca-SO}_4\text{-HCO}_3$ -Typ als auch ein solches vom $\text{Ca-HCO}_3\text{-SO}_4$ -

Typ. In 50 % der Fälle wird der Nitrat-Grenzwert überschritten. Die Grenzwerte für Eisen und Mangan werden zum Teil erheblich überschritten.

Von Bedeutung für den Verbraucher sind auch die Härtegrade des Wassers. Die Untergliederung der Wässer nach ihrer Härte erfolgt in vier Härtebereichen ($1\text{ }^{\circ}\text{d} = 10\text{ mg/l CaO bzw. }7,19\text{ mg/l MgO}$):

	Gesamthärte	
Härtebereich 1	bis $7,3\text{ }^{\circ}\text{d}$	weich
Härtebereich 2	$7,3 - 14\text{ }^{\circ}\text{d}$	mittel
Härtebereich 3	$14 - 21\text{ }^{\circ}\text{d}$	hart
Härtebereich 4	über $21\text{ }^{\circ}\text{d}$	sehr hart

Die Härtegrade des Grundwassers im Blattgebiet reichen von $8,9$ bis $18,3\text{ }^{\circ}\text{d}$. Die pH-Werte liegen im Bereich zwischen $5,6$ und $9,2$.

6.4 Grundwassergewinnung

Grundwasser wird zur Zeit nur im niederländischen Teil des Blattgebiets gewonnen. Es steht jedoch zu erwarten, daß die niederländischen Gemeinden Nieuw-Bergen und Afferden die Erschließung von Grundwasser ausweiten werden.

7 Ingenieurgeologie

B. JÄGER

Im Blattgebiet kommen an der Oberfläche nur quartärzeitliche Lockergesteine vor. Deren Zusammensetzung, Verbreitung und Mächtigkeit sind in Kapitel 3.8 ausführlich beschrieben, wobei Schichten mit vergleichbaren Eigenschaften unabhängig von ihrem Alter zusammengefaßt werden.

Dieses Kapitel gibt eine Übersicht über die geotechnischen Eigenschaften dieser Schichten, wobei Schichten mit vergleichbaren Eigenschaften unabhängig von ihrem Alter zusammengefaßt werden. Es kann jedoch die für bestimmte Baumaßnahmen notwendigen bodenmechanischen Spezialuntersuchungen nicht ersetzen.

7.1 Sandig-kiesige Ablagerungen

Im größten Teil des Blattgebiets sind sandige und sandig-kiesige Ablagerungen verbreitet. Im südwestlichen Teil überwiegen Flugsande, die zum Teil zu Dünen aufgeweht wurden, sowie Sedimente der Niederterrassen, teilweise auch der Haupt- und Mittelterrassen (Bereich der Weezer Hees). Im nordöstlichen Blattgebiet, im Bereich des Kendelbachs und der Niers, sind die dort ebenfalls weitverbreiteten Niederterrassensedimente von sandigen bis bindigen Hochflut- und Auenablagerungen überdeckt.

Die Flugsande bestehen überwiegend aus Mittelsand (oft über 80 %) mit Beimengungen aus Fein- und Grobsand und sind locker gelagert. Flugsande können bis zu 3 m mächtig werden, in Dünen bis 11 m. Der Winkel der inneren Reibung liegt bei 32° , die

Steifemoduln bei 20 – 30 MN/m². Nach DIN 18 300 gehören die Flugsande in die Klasse 3 (leicht lösbare Bodenarten), bei Vernässung in die Klasse 2 (fließende Bodenarten). Bei Gründungen in locker gelagerten Sanden ist die Fundamentsohle zu verdichten, beispielsweise mit Plattenrüttlern. Als Dammbaumaterial sind Flugsande nicht gut geeignet, da sie trotz Verdichtung leicht erodiert werden können.

Die Flußablagerungen (vorwiegend der Jüngeren Haupt- und der Oberen Mittelterrassen sowie der Älteren Niederterrasse) bestehen aus Mittel- bis Grobsanden mit lagenweise wechselnden Anteilen an Fein- bis Grobkiesen und örtlich linsenartigen Einlagerungen von Schluffen. Insgesamt sind diese Flußablagerungen mehrere 10 Meter mächtig, wobei die im Blattgebiet am weitesten verbreiteten Sedimente der Älteren Niederterrasse 4 – 6 m erreichen. Die Sedimente der Hauptterrassen sind dicht bis sehr dicht, die der Mittel- und Niederterrassen dicht bis mitteldicht gelagert. Für die Kiessande der Hauptterrassen ist ein Winkel der inneren Reibung von 38°, bei sehr dichter Lagerung bis 42°, für die kiesigen Sande der Mittel- und Niederterrassen ca. 36 – 38° anzunehmen. Die Steifemoduln der Hauptterrassensedimente liegen bei 120 – 150 MN/m², die der Mittel- und Niederterrassensedimente bei 80 – 120 MN/m². Wegen ihrer Lagerungsdichte sind die sandig-kiesigen Flußsedimente als Baugrund gut geeignet. Bei Überlagerung mit bindigen Ablagerungen wie beispielsweise Hochflutlehm empfiehlt es sich, diesen abzuräumen und auf dem kiesigen Sand zu gründen. Nach DIN 18 300 gehören sandig-kiesige Flußablagerungen in die Klasse 3 (leicht lösbare Bodenarten), die teilweise sehr dicht gelagerten Hauptterrassensedimente sind manchmal auch der Klasse 4 (mittelschwer lösbare Bodenarten) zuzuordnen. Als Dammbaumaterial sind diese Flußsedimente gut geeignet.

Zwischen Niers und dem Kendelbach treten an der Oberfläche Hochflutsande auf, die 0,5 – 3 m mächtig sein können, und beiderseits der Maas Auensande mit Mächtigkeiten bis 5 m. Diese mittel- bis feinkörnigen Sande sind mittel bis locker gelagert und eignen sich grundsätzlich für Bauwerksgründungen. Allerdings können örtlich bindige oder auch humose Schichten (Hochflutlehm, Auenlehm) eingelagert sein, so daß für Gründungen in diesen Sanden Untersuchungsbohrungen in engen Abständen anzusetzen sind; dabei müssen auch die liegenden Schichten erfaßt werden. Die Reibungswinkel liegen um 30°, je nach Anteil an bindigem Material auch deutlich darunter. Die Steifemoduln betragen 40 – 100 MN/m². Zu den sandigen Ablagerungen im Blattgebiet sind auch die tonigen und humosen Hochflutsande zu rechnen, die nördlich der Weezer Hees und im Gebiet zwischen den Maasdünen und dem Kendelbach anzutreffen sind. Diese bestehen aus humosem oder tonigem Fein- und Mittelsand und sind bis zu 2 m mächtig. Wegen der unregelmäßigen tonigen und torfigen Einlagerungen besteht bei Gründungen die Gefahr ungleichmäßiger Setzungen. Die Steifemoduln liegen bei 20 – 70 MN/m².

7.2 Bindige Ablagerungen

Im Nordosten des Blattgebiets treten im Bereich des Kendelbachs und der Niers sowie zu beiden Seiten der Maas neben den weitverbreiteten Hochflutsanden auch Hochflutlehm und Auenlehm auf. Sie können bis zu 2 m, an der Maas auch bis zu 7 m mächtig sein und sind durch eine Wechsellagerung von Schluffen und schluffigen und tonigen Sanden gekennzeichnet. Auch zur Seite hin wechselt die Zusammensetzung auf kurze Erstreckung. Die Reibungswinkel liegen größenordnungsmäßig bei 20 – 25°, die Steife-

moduln sind mit 20 – 30 MN/m² relativ niedrig. Nach DIN 18 300 sind die bindigen Ablagerungen der Klasse 4 (mittelschwer lösbare Bodenarten) einzustufen.

Als Baugrund sind die Hochflut- und Auenlehme nicht oder nur schlecht geeignet, da diese Schichten feuchtigkeits- und frostempfindlich sind. Bei Belastung unter Porenwasserüberdruck wird die sonst steife Konsistenz weich bis breiig. Bei Tongehalten ab 25 % neigen sie bei Austrocknung zum Schrumpfen. Es empfiehlt sich, Bauwerke in den tiefer liegenden, tragfähigen Bodenschichten zu gründen.

7.3 Humose und torfige Ablagerungen

Vorwiegend in den Talauen der Niers und des Kendelbachs sowie an der Maas und einem seitlichen Zufluß (Eckeltsche Beek) treten Niedermoortorfe auf, die Mächtigkeiten von 1 bis zu 3 m erreichen. Die Torfe zeichnen sich durch hohe Wassergehalte aus und sind stark kompressibel. Als Baugrund sind sie völlig ungeeignet und müssen deshalb bei Gründungen gegen tragfähiges, sandig-kiesiges Bodenmaterial ausgetauscht werden.

7.4 Allgemeine Hinweise

Die Belastbarkeit des Baugrunds hängt von den Baugrundeigenschaften und der Konstruktion des Bauwerkes ab. Die genaue Kenntnis des Schichtenaufbaus und der Bodenkennwerte der einzelnen Bodenschichten, des Grundwasserstandes und der anfallenden Belastung erlauben Aussagen über die zweckmäßige Gründung. Generell werden folgende Hinweise gegeben:

In den sandigen und kiesig-sandigen Schichten der Haupt-, Mittel- und Niederterrassen können Bauwerke mit Einzel-, Streifen- und Plattenfundamenten gegründet werden, wenn die mittlere Lagerungsdichte gewährleistet ist. Die Werte der Fundamentdimensionierung und Bodenpressung kann man den Tafeln der DIN 1054 für mitteldicht bis dicht gelagerte Sande entnehmen. Vor allem im Bereich der Niederterrassen ist zu berücksichtigen, ob die Gründungssohle ständig oder teilweise unter dem Grundwasserspiegel liegt beziehungsweise in welchem Umfang sich der Abstand des Grundwasserspiegels durch Grundwasseranstieg zur Gründungssohle verringern kann. Für Gründungen unter dem Grundwasserspiegel sind Grundwasserabsenkungen erforderlich, die mit dem Schwerkraftverfahren, eventuell auch mit dem Unterdruckverfahren, durchgeführt werden können. Keller sollten bis zum maximal möglichen Grundwasserstand abgedichtet werden, wobei die Kellersohle gegen Auftrieb zu bewehren ist.

Die locker gelagerten Flugsande sind nachzuverdichten (Plattenrüttler o. ä.); dann können für die Fundamentdimensionierung und Bodenpressung die Werte der DIN 1054 angenommen werden.

Gründungen von Bauwerken in bindigen Bodenarten sollen mit untereinander verbundenen und konstruktiv leicht bewehrten Streifenfundamenten von mindestens 0,50 m Breite und Einbindetiefe erfolgen. Die Gründungssohle muß wegen der erforderlichen Frostsicherheit – und der durch Frosteinwirkung eventuell auftretenden Volumenänderungen des Bodens – mindestens 1,20 m unter Gelände liegen. Es hat sich bei Gründungen im

Schluff bewährt, die unterste Lage des Baugrubenaushubs vorsichtig von Hand auszusachten und die Gründungssohle sofort mit ca. 5 – 10 cm Magerbeton als Sauberkeitsschicht abzudecken. Ist der Schluffboden allerdings in der Gründungssohle vernäßt, so sollte ein Mehraushub von 10 – 15 cm vorgenommen werden, der durch Feinsand zu ersetzen ist, damit der bindige Boden bei Belastung in diese Feinsandschicht entwässern kann. Die Arbeitsräume neben den Kelleraußenwänden sollten sorgfältig mit lagenweise einzubauendem und festzustampfendem Schluff verfüllt werden (vgl. DIN 4124).

Gründungen von Bauwerken in bindigen Bodenarten unter dem Grundwasserspiegel sind problematisch. Erforderlich sind Grundwasserabsenkungen mit dem Unterdruckverfahren, falls die Absenkungsbeträge geringfügig sein sollten, mit dem Kies-Andeckverfahren. In solchen Fällen ist ein teilweiser Baugrundersatz unter den Fundamenten vorteilhaft, damit die zu erwartenden Setzungen und Setzungsdifferenzen gering gehalten werden können. Keller sind bis zum maximal möglichen Grundwasserstand gegen drückendes Wasser abzudichten. Bei geringen Eintauchtiefen genügt es, mit Flächen- oder Ringdrainagen (vgl. DIN 4095) für eine Trockenlegung zu sorgen. Spezielle Baugrunduntersuchungen sind unerlässlich.

Die humosen Böden und Torfe sind als Baugrund nicht geeignet. Solche Böden sollten für Bauwerksgründungen ausgeräumt und durch lagenweise einzubauenden und zu verdichtenden Kiessand ersetzt werden. Dazu ist in der Regel vorher eine Grundwasserabsenkung erforderlich. Bei größeren Torfmächtigkeiten kann eine Tiefgründung mit Pfählen oder Brunnen in den darunter folgenden Sand sinnvoll sein. Auch für den Verkehrswegebau sollte ein Baugrundersatz vorgenommen werden. Es kommen auch besondere Erdbauverfahren (z.B. Einbau von Reibungsfüßen) in Betracht, die aber genaue Baugrunderkundungen voraussetzen.

Für den Dammbau sind die ungleichförmigen und kiesigen Sande der Haupt-, Mittel- und Niederterrassen gut geeignet. Die bindigen Böden sind wegen ihrer Wasserempfindlichkeit als Dammbaustoff nur bedingt geeignet. Mitunter auftretender Humusgehalt kann sie auch unbrauchbar machen. Bei feuchter Witterung können sie meist gar nicht eingebaut werden oder nur im lagenweisen Wechsel mit Kiessand, Schlacke oder ähnlichem grobkörnigem Material. Die künstliche Verdichtung muß dann auf dem grobkörnigen Material vorgenommen werden. Moorboden und Torf sind als Dammbaustoff ungeeignet.

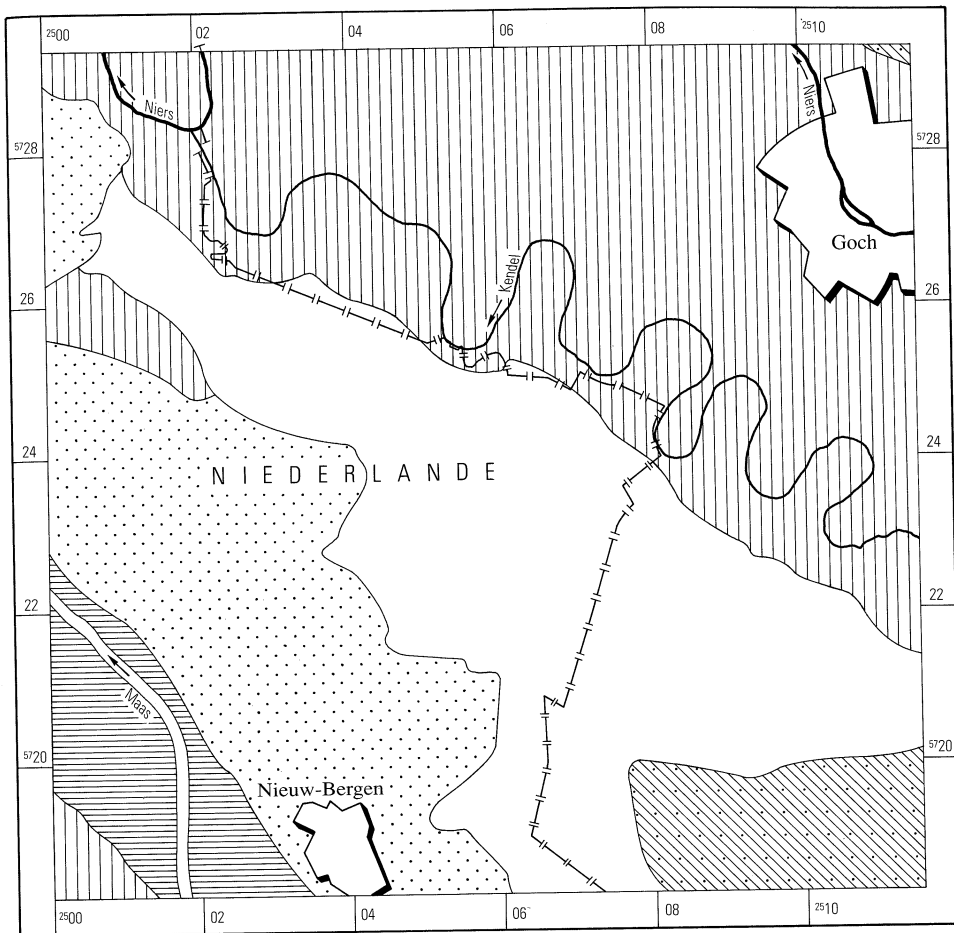
Das Blattgebiet Goch liegt nach der DIN 4149 „Bauten in deutschen Erdbebengebieten“ in der Zone 0, das heißt in einem Gebiet, in dem nach Erfahrungen nennenswerte Erdbebenschäden nicht zu befürchten sind.

8 Böden

W. PAAS

Die Bodenverhältnisse im Blattbereich sind auf der Bodenkarte von Nordrhein-Westfalen 1 : 50 000, Blatt L 4302 Kleve (1985), im einzelnen dargestellt und beschrieben, so daß hier eine kurze regionale Zusammenfassung genügt.

Durch die Einwirkung der verschiedenen bodenbildenden Faktoren (Ausgangsmaterial, Grundwasser, Klima, Zeit, Vegetation, Relief und Mensch) sind die in Abbildung 11 darge-



Böden der Hochflächen



Braunerde, Podsol-Braunerde, Braunerde-Podsol und Brauner Plaggensch aus Flugsand (Holozän, Pleistozän) über Sand und Kies der Jüngeren Haupt-, der Oberen Mittelterrassen und Sander (Pleistozän)

Böden der Donkenlandschaft



Braunerde und Parabraunerde, meist tiefreichend humos, aus Hochflutlehm und Hochflutsand (Holozän, Pleistozän) über Sand und Kies der Niederterrassen (Pleistozän)

Böden der Bruch- und Veengebiete



Gley, z.T. Podsol-Gley und Anmoorgley aus Hochflutlehm und Hochflutsand (Holozän, Pleistozän), stellenweise Podsol und Gley-Podsol aus Flugsand (Holozän, Pleistozän) über Sand und Kies der Niederterrassen (Pleistozän)

Böden der Maasdünen



Regosol und Podsol, stellenweise Gley-Podsol, Podsol-Gley und Brauner Plaggensch aus Flugsand (Holozän und Pleistozän) über Sand und Kies der Niederterrassen (Pleistozän)

Böden der Maasaue



Brauner Auenboden, vergleyter Brauner Auenboden und Auengley aus Auenlehm über Auensand (Holozän) und Sand und Kies der Niederterrassen (Pleistozän), stellenweise Niedermoor aus Niedermoortorf (Holozän) und Braunerde und Brauner Auenboden aus Flugsand (Holozän) über Sand und Kies der Niederterrassen (Pleistozän)

Abb. 11 Geologisch-bodenkundliche Landschaftsgliederung

stellten Bodenlandschaften mit ihrer typischen Vergesellschaftung von Böden entstanden. Sie werden im wesentlichen von äolischen, fluviatilen und glazigenen Deckschichten des Pleistozäns und Holozäns bestimmt.

8.1 Böden der Hochflächen

Zu dieser Gruppe gehören die Böden der Hees und der niederrheinischen Höhen.

Die Hees ist ein Erosionsrest der Jüngeren Hauptterrassen (Hauptterrasse 3) und Oberen Mittelterrassen von Rhein und Maas, die inselförmig aus den Bruchgebieten der umgebenden Älteren Niederterrasse herausragt. Sie besteht im nahen Untergrund aus Sanden und Kiesen, die während mehrerer Warmzeiten des Quartärs (Holstein-Warmzeit bis Holozän) einige Meter tief kräftig verwitterten und verlehmt. Dabei entstanden braunlehmartige Böden mit kräftig brauner und rotbrauner Bodenfarbe und teilweise verdichtetem, etwas plastischem Kohärentgefüge.

Eine schmale Randzone der niederrheinischen Höhen ragt kleinflächig nordöstlich von Goch in das Blattgebiet hinein. Der Untergrund besteht dort aus Sanden und Kiesen, die zu einer großen Sanderfläche des Inlandeises der Saale-Kaltzeit (Gocher Heide) gehören. Diese Ablagerungen verwitterten hauptsächlich während einer spätsaalezeitlichen Wärmeschwankung und der Eem-Warmzeit. Es entstand dabei eine etwa 1 m mächtige, kräftig braune Verlehmungszone, die sich nach unten in dünne, bis mehr als 5 m Tiefe reichende schichtparallele, braune Tonanreicherungsbänder auflöst.

Während der Weichsel-Kaltzeit und noch zu Beginn des Holozäns wurden diese Kiese und Sande im Bereich der Hees teilweise und im Bereich der schmalen Randzone der Gocher Heide geschlossen mit Flugsand überweht. So bestehen die oberflächennahen Ablagerungen fast ausschließlich aus Sand und zum Teil aus kiesigem Sand. Aus diesen Sedimenten entstanden durch Verwitterung, Verlehmung und Tonzerstörung Podsol-Braunerden und Braunerde-Podsole. Die verbreitete Podsolierung (Tonzerstörung) ist vor allem eine Folge der starken Versauerung und Auswaschung der Basen im Zuge der allmählichen Verheidung der ehemaligen Waldgebiete.

Auf den verbreiteten Ackerflächen ist dieser Vorgang durch starke mineralische und organische Düngung unterbrochen und sogar umgekehrt, so daß die Bodentypen jetzt kaum noch den aktuellen chemischen Bedingungen entsprechen. Dennoch sind die Ackerböden wegen ihrer geringen nutzbaren Wasserkapazität wenig ertragreich.

In der näheren Umgebung der alten Siedlungen und Bauernhöfe sind die armen Sandböden, soweit sie seit Jahrhunderten ackerbaulich genutzt werden, durch Auftrag von humosem Bodenmaterial (Plaggendüngung) zu Braunen und Braungrauen Plaggeneschen umgewandelt worden. Sie wurden dadurch in ihren bodenchemischen und -physikalischen Eigenschaften stark verbessert. Diese Böden sind fast jederzeit bearbeitbar und für den Einsatz schwerer Maschinen sehr gut geeignet. So sind sie heute trotz ihrer in der Regel immer noch geringen bis mittleren nutzbaren Wasserkapazität begehrte Ackerstandorte.

In der Randzone des Sanders von Goch sowie im Bereich der Hees sind durch die Abgrabung von Sand und Kies große Sand- und Kiesgruben entstanden, die inzwischen teilweise rekultiviert worden sind. Dabei wurden das kulturfähige Bodenmaterial und der

Mutterboden auf der geplanten Grubensohle wieder aufgetragen. In einem tieferen Geländeniveau entstanden dadurch künstliche Auftragsböden, die hinsichtlich Ertrag und Nutzung den ursprünglichen Böden nur wenig nachstehen.

8.2 Böden der Ebenen und Donken

Den Untergrund der Ebenen und Donken bilden Sande und Kiese der Niederterrassen des Rheins und der Maas; darüber liegt meistens eine 80 – 200 cm mächtige Deckschicht aus Hochflutlehm und Hochflutsand.

Diese Ablagerungen entstanden während der letzten Kaltzeit (Weichsel-Kaltzeit) in dem Überflutungsgebiet des Rheins. Dazu gehörte der überwiegende Teil des Blattbereichs zwischen Goch und der Maas. Diese Landschaft ist gekennzeichnet durch viele kleine flache, teilweise stark mäandrierende Rinnen und Senken, die zum Teil von der Niers und kleineren Bächen durchflossen werden und die kleinere und größere flache Rücken, die sogenannten Donken, einschließen.

In den höher gelegenen Bereichen im Gebiet von Goch, Hassum und westlich der Maas, insbesondere auf den Donken, überwiegen in den Deckschichten die Bodenarten lehmiger Sand und stark lehmiger Sand. Dort haben sich infolge der tiefen Grundwasserstände (> 100 cm Tiefe) hauptsächlich Braunerden, bei der weniger verbreiteten Bodenart sandiger Lehm Parabraunerden, zum Teil mit Vergleyung im Unterboden, entwickelt. Diese Böden wurden meistens infolge des seit Jahrhunderten betriebenen Ackerbaus bis 60 cm Tiefe mit organischer Substanz angereichert und daher in ihren bodenphysikalischen und -chemischen Eigenschaften verbessert. Sie sind auch heute noch begehrte Ackerstandorte. Die Randlagen zwischen den ackerbaulich genutzten höheren Ebenen und Rücken und den vernäßten Niederungsgebieten und Senken (s. u.) waren stets bevorzugte Siedlungsplätze, so daß dort im allgemeinen die Bauernhöfe errichtet wurden.

8.3 Böden der Bruch- und Veengebiete

In den Rinnen und Senken im Bereich der Donkenlandschaft überwiegt ebenfalls die Bodenart stark sandiger Lehm. Dagegen besteht die Deckschicht im Bereich der großen Bruch- und Veengebiete (Baaler Bruch, Gocher Veen, Groote Horst und Siebengewald) hauptsächlich aus zum Teil schwach schluffigem Hochflutsand. Wegen der vor der Melioration verbreiteten hohen Grundwasserstände haben sich im allgemeinen Gleye und Podsol-Gleye entwickelt, die ehemals für die landwirtschaftliche Nutzung wenig geeignet waren und bis ins letzte Jahrhundert hinein großflächig als Wald-, Heide- und Bruchgebiete erhalten blieben. Erst nach umfangreichen Entwässerungsmaßnahmen, endgültig im Laufe des 20. Jahrhunderts, wurden diese Gebiete immer mehr in Kultur genommen und als Grünland und Acker genutzt. Da die landwirtschaftlichen Nutzpflanzen in der Regel noch das oberflächennahe Grundwasser nutzen können, sind die Böden ertragreich und es besteht kaum Dürregefährdung. Weniger verbreitet sind flache Flugsandrücken, wo bei tieferen Grundwasserständen (> 130 cm Tiefe) Gley-Podsole und Podsole entstanden sind. Diese Böden sind sehr dürrgefährdete Standorte und daher ertragsunsicher. Dagegen ist die landwirtschaftliche Nutzung der Anmoorgleye und Niedermoore,

die in stark eingetieften Rinnen vorkommen, wegen der auch heute noch hohen Grundwasserstände und der geringen Trittfestigkeit sehr erschwert.

8.4 Böden der Maasdünen

Bis vor etwa 9 000 Jahren, noch zu Beginn der Nacheiszeit (Holozän), wurden aus dem Maastal Sande ausgeweht und auf dem Ostufer zu einem fast geschlossenen Dünen-gürtel mit starkem Relief und Höhen von teilweise 15 m abgelagert. Die Festlegung der Dünen erfolgte durch die holozänzeitliche Bewaldung, und unter der Einwirkung der boden-bildenden Faktoren entstanden Podsolböden, also Böden mit sehr stark saurer Boden-reaktion, Tonzerstörung und Eisenverlagerung. Böden mit Grundwassereinfluß, Gley-Podsole und Podsol-Gleye, sind auf tiefe Geländelagen und Senken zwischen den Dünen beschränkt.

Im Zuge der Entwaldung und Verheidung durch die mittelalterliche und neuzeitliche Rodung und Waldnutzung kam es erneut zu starken Verwehungen, wobei ganz junge Böden mit geringer Profildifferenzierung, die sogenannten Regosole (alte Bezeichnung Ranker) und Rohböden, entstanden.

Diese sehr jungen Landschaften haben ein ausgeprägt kuppiges Relief mit sehr frischen Formen. Die ursprünglich vegetationsfreien Dünen werden unter den heutigen Klima-bedingungen zunehmend von Pflanzen besiedelt; großflächig erfolgte auch eine Wieder-aufforstung, vorzugsweise mit Kiefern. Dadurch wurden die Dünen größtenteils wieder festgelegt und Verwehungen finden heute nur noch an wenigen künstlich vegetationsfrei gehaltenen Stellen statt.

Im Bereich von Afferden und auf einigen weiteren kleineren Flächen wird seit Jahrhun-derten Ackerbau betrieben.

Um die physikalischen und chemischen Eigenschaften dieser Böden zu verbessern, wurden die Äcker immer wieder mit Plaggen und Stallmist gedüngt, so daß schließlich Braune und Graubraune Plaggenesche mit bis 100 cm mächtigen humosen Deckschichten entstanden.

8.5 Böden der Maasaue

Das Überflutungsgebiet der Maas reicht kleinflächig im Bereich von Bergen in das süd-westliche Blattgebiet hinein. Infolge der Kanalisierung tritt die Maas heute nicht mehr regelmäßig über die Ufer, so daß die Flußau nur noch verhältnismäßig selten ganz über-flutet wird.

Die Bodenverhältnisse sind sehr wechselhaft. In den tief liegenden Altwasserrinnen entstanden infolge der durchweg hohen Grundwasserstände und häufigen Überflutungen aus lehmig-tonigen Auenablagerungen Auengleye, die in der Regel als Grünland genutzt werden. Dagegen überwiegen auf den höher gelegenen Rücken und Uferwällen mit den lehmig-sandigen Bodenarten meist ertragreiche, ackerbaulich genutzte Braune Auenböden. Die Kulturen sind jedoch dort nur bei den relativ seltenen Überschwemmungen gefährdet.

9 Bohrungen

Im Blattgebiet wurden insgesamt 586 maschinenbetriebene Bohrungen niedergebracht. Die Endteufen der meisten Bohrungen liegen deutlich unter 100 m. Lediglich fünf Bohrungen sind tiefer. Eine davon – die Bohrung Hülme – erreicht eine Teufe von 1 261 m. Für die geologische Landesaufnahme des Blattgebiets Goch wurden zusätzlich acht Kernbohrungen abgeteuft. Nachfolgend sind das Schichtenverzeichnis der Tiefbohrung Hülme sowie die Schichtenbeschreibungen ausgewählter Kernbohrungen wiedergegeben. Die Schichtenansprache der Bohrung Hülme beruht auf veralteten Bohrmeisterangaben.

Bohrung 1

Bezeichnung: KB 5/92
 Lage: Op De Belt; R 03 210, H 25 550; + 15,0 m NN
 Auftraggeber: Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen
 Zweck: geologische Erkundung
 Bearbeiter: J. KLOSTERMANN, S. VAN DE LOGT
 Bohrverfahren: Schlauchkernbohrung
 Bohrzeit 1992

		Ältere Niederterrasse
–	0,20 m Feinsand, schwach mittelsandig, braun, humos, carbonatfrei	
–	1,00 m Feinsand, schluffig, schwach mittelsandig, dunkelbraun, humos, carbonatfrei	"
–	1,74 m Feinsand, mittelsandig, schwach schluffig, gelbbraun, z. T. humos; Einlagerung von Grobsand, schwach feinkiesig, carbonatfrei	"
–	2,00 m Feinsand, schwach mittelsandig, sehr schwach schluffig, gelb, carbonatfrei	"
–	2,28 m Mittelsand, grobsandig, feinkiesig, gelb bis rostfarben, carbonatfrei	"
–	3,00 m Mittelsand, grobsandig, feinkiesig, gelb; Einlagerung von Mittelkies, carbonatfrei	"
–	3,12 m Mittelsand, grobsandig, schwach feinkiesig, gelb, carbonatfrei	"
–	4,00 m Mittelsand, grobsandig, feinkiesig, gelb; Einlagerung von Mittelkies (ein Eisenkiesel), carbonatfrei	"
–	4,09 m gestört! Fein- und Mittelsand, feinkiesig, mittelkiesig, gelb, carbonatfrei	"
–	4,25 m Feinsand, mittelsandig, grobsandig, gelbgrau; Einlagerung von Feinkies, carbonatfrei	Untere Mittelterrasse 2

– 4,65 m	Grobsand, mittelsandig, feinkiesig, schwach mittelkiesig, grau, carbonatfrei	Untere Mittelterrasse 2
– 5,11 m	Feinsand, mittelsandig, graugrün, undeutlich horizontal geschichtet; Einlagerung von Grobsand, sehr schwach feinkiesig, carbonatfrei	„
– 5,19 m	Mittelsand, feinsandig, schwach grobsandig, grau, carbonatfrei	„
– 5,33 m	Feinsand, graugrün-gelbgrau, carbonatfrei	„
– 6,00 m	Mittelsand, feinsandig, schwach grobsandig, gelbgrau; zur Basis zunehmend grobsandig, carbonatfrei	„
– 6,10 m	gestört! Mittelkies, feinkiesig, mittel- und grobsandig, gelbgrau, carbonatfrei	„
– 6,23 m	Mittelsand, grobsandig, feinkiesig, gelbgrau, carbonatfrei	„
– 6,53 m	Mittelsand, schwach grobsandig, schwach feinkiesig, gelbgrau, carbonatfrei	„
– 6,63 m	Mittelsand, grobsandig, feinkiesig, gelbgrau, carbonatfrei	„
– 6,82 m	Mittelsand, schwach grobsandig, schwach feinkiesig, gelbgrau, carbonatfrei	„
– 7,00 m	Grobsand, feinkiesig, schwach mittelsandig, gelbgrau, carbonatfrei	„
– 7,20 m	gestört! Grobsand, feinkiesig, schwach mittelkiesig, gelbgrau, carbonatfrei, Stein	„
– 8,10 m	Mittelsand, grobsandig, schwach feinkiesig, grau, carbonatfrei	„
– 8,22 m	Mittelsand, grobsandig, feinkiesig, grau; Einlagerung von Mittelkies und Grobkies, carbonatfrei	„
– 9,00 m	Mittelsand, grobsandig, feinkiesig, grau, carbonatfrei	„
– 9,52 m	Mittel- und Grobsand, feinkiesig, grau; Einlagerung von Mittelkies und Grobkies, carbonatfrei	„
– 10,00 m	Mittelsand, feinsandig, hellgelbgrau, carbonatfrei	Pliozän

– 10,16 m	Feinsand, schwach mittelsandig, grau, carbonatfrei	Pliozän
– 10,74 m	Mittelsand, schwach grobsandig, hellgrau, Muschelschalen?, carbonatfrei	”
– 10,82 m	Feinsand, schwach mittelsandig, grau, glimmerführend, carbonatfrei	”
– 11,44 m	Mittelsand, schwach grobsandig, hellgrau, Muschelschalen?, carbonatfrei	”
– 11,50 m	Feinsand, schwach mittelsandig, grau, carbonatfrei	”
– 11,70 m	Mittelsand, schwach grobsandig, hellgrau, carbonatfrei	”
– 13,00 m	Feinsand, sehr schwach mittelsandig, hellgrau, nach unten hin gröber werdend, carbonatfrei	”
– 14,22 m	Mittelsand, grobsandig, schwach feinkiesig, hellgrau, carbonatfrei	Stauchmoräne, sandig
– 15,00 m	Mittelsand, grobsandig, grau, ganz vereinzelt humose Bereiche; Einlagerung von Feinkies, carbonatfrei	”
– 15,15 m	gestört! Feinsand, mittelsandig, grau; Einlagerung von Feinkies, mittelkiesig, carbonatfrei	”
– 15,43 m	gestört! Feinsand, mittelsandig, schwach grobsandig, grau	”
– 20,22 m	Feinsand, hellgrün, glimmerführend, carbonatfrei; bei 19,67 m hellgelbes Bändchen	”
– 20,54 m	Feinsand, schwach grobsandig, schwach feinkiesig, dunkelgrün, glimmerführend, carbonatfrei	”
– 22,00 m	Feinsand, grün, glimmerführend, carbonatfrei, gelb und grün gefleckt, bioturbat	”
– 23,00 m	Feinsand, schwach schluffig, grün, glimmerführend, carbonatfrei	”
– 24,90 m	Feinsand, schluffig, dunkelgrün, glimmerführend; Einlagerung von Grobsand, bei 23,40 m und 24,20 m Konkretionen, carbonatfrei	”

– 25,00 m	Feinsand, grau-grün marmoriert, glimmerführend	Stauchmoräne, sandig
– 27,00 m	Feinsand, grün-grau, glimmerführend	„
– 27,20 m	gestört! Feinsand, mittelsandig, gelbgrau	„
– 28,00 m	Feinsand, grün, glimmerführend, deutliche Schichtung	„

Bohrung 2

Bezeichnung: Hülm
 Lage: südwestlich Hülm; R 10 050, H 23 640; + 17,0 m NN
 Auftraggeber: –
 Zweck: Mutungsbohrung
 Bearbeiter: G. MÜLLER (veraltete Gesteinsanspache)
 Bohrverfahren: Spülbohrung
 Bohrzeit 1904

– 1,00 m	schwarzer Sand	Pleistozän
– 7,00 m	Sand	„
– 8,00 m	Kies	„
– 18,00 m	Sand	Tertiär
– 105,00 m	grüner Sand	„
– 125,00 m	grüner Ton	„
– 200,00 m	grünsandiger Mergel	„
– 300,00 m	grüner Mergel	„
– 420,00 m	grüner Mergel mit abwechselnden Kalksteinschichten	„
– 562,00 m	grüner fester Mergel	„
– 569,00 m	Sand	„
– 582,60 m	grauer sandiger Mergel mit sehr harten Sandsteinschichten	Kreide
– 585,40 m	fester Kalkstein	„
– 589,00 m	grauer Sandstein, wasserführend	„
– 590,70 m	fester Kalkstein	„
– 596,00 m	grauer Mergel	„
– 598,00 m	fester Kalkstein	„

– 608,00 m	grauer Mergel	Kreide
– 624,00 m	grüner Sand	”
– 640,00 m	grüner Mergel mit Kalkstein wechsellagernd	”
– 660,00 m	grauer milder Sandstein	”
– 730,00 m	grüner, sandiger Mergel	”
– 757,00 m	fester grauer Mergel	”
– 770,00 m	milder grauer Mergel	”
– 790,00 m	milder heller Mergel	”
– 801,00 m	grüner heller Mergel	”
– 860,00 m	Mittlerer Buntsandstein	Buntsandstein
– 916,00 m	Unterer Buntsandstein	”
– 920,50 m	Steinletten mit rotem Anhydrit	Zechstein
– 921,00 m	Anhydrit	”
– 942,00 m	rote und blaue Letten mit Anhydrit	”
– 967,00 m	graue Letten mit Anhydrit	”
– 998,00 m	Anhydrit	”
–1 001,00 m	sandige Letten mit dünnen dolomitischen Lagen	”
–1 010,00 m	bunte Letten mit Anhydrit	”
–1 012,00 m	Kalkbänke	”
–1 050,50 m	sandige Letten und Sandstein	”
–1 051,00 m	Kupferschiefer	Steinkohlengebirge
–1 080,00 m	Sandstein	”
–1 088,00 m	Stigmarienschiefer	”
–1 112,50 m	Sandstein	”
–1 112,81 m	Schieferton	”
–1 113,11 m	Steinkohle	”
–1 170,00 m	Schieferton	”
–1 173,00 m	Sandstein	”
–1 195,00 m	Schieferton	”
–1 205,00 m	Sandstein	”
–1 212,00 m	Schieferton	”

-1 217,00 m	Sandstein	Steinkohlengebirge
-1 230,00 m	sandiger Schiefer	„
-1 248,00 m	Sandstein	„
-1 261,00 m	sandiger Schiefer	„

Bohrung 3

Bezeichnung: KB 4/92
 Lage: Groeningen; R 99 990, H 19 720; + 12,5 m NN
 Auftraggeber: Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen
 Zweck: geologische Erkundung
 Bearbeiter: J. KLOSTERMANN; S. VAN DE LOGT
 Bohrverfahren: Schlauchkernbohrung
 Bohrzeit 1992

- 1,00 m	Feinsand, schwach mittelsandig, gelbgrau, carbonatfrei, gut sortiert	Strombettsand
- 1,20 m	Feinsand, sehr schwach mittelsandig, hellbraun; Einlagerung von Holz, rezent durchwurzelt, carbonatfrei	„
- 1,70 m	Feinsand, mittelsandig, schwach feinkiesig, braun; Einlagerung von Holz	„
- 2,10 m	Feinsand, mittelsandig, braun, Holz	„
- 2,47 m	Feinsand, gelbbraun, carbonatfrei	Ältere Niederterrasse
- 2,60 m	Feinsand, sehr schwach mittelsandig, gelb mit rostfarbenen Bereichen, carbonatfrei	„
- 3,00 m	Feinsand, schwach mittelsandig, gelb; Einlagerung von Feinkies, carbonatfrei	„
- 3,35 m	Feinsand, mittelsandig, schwach grobsandig, graugelb, carbonatfrei	„
- 3,72 m	Feinsand, mittelsandig, schwach grobsandig, rostfarben; Einlagerung von Feinkies, carbonatfrei	„
- 4,00 m	Mittelsand, feinsandig, sehr schwach feinkiesig, rostfarben, carbonatfrei	„
- 4,32 m	gestört! Mittelsand, feinkiesig, feinsandig, gelbgrau, carbonatfrei	„
- 4,57 m	Mittelsand, schwach grobsandig, gelbgrau, carbonatfrei	„

– 5,00 m	Mittelsand, feinsandig, schwach grobsandig, gelbgrau, carbonatfrei	Eem-Warmzeit
– 5,67 m	Mittelsand, feinsandig, gelb und grau, deutlich schräggeschichtet, Einlagerung von humosen Linsen und z. T. Manganlinsen bei 5,66 m, carbonatfrei	Zungenbecken-ablagerung
– 6,00 m	gestört! (nordisch?) Mittelsand, grobsandig, schwach feinkiesig, gelb; Einlagerung von humosen Linsen und z. T. Manganlinsen bei 5,70 und 5,90 m, carbonatfrei	„
– 6,61 m	Mittelsand, grobsandig, schwach feinsandig, gelbgrau, deutlich geschichtet in cm-Lagen, carbonatfrei	„
– 6,78 m	Grobsand, mittelsandig, schwach feinkiesig, grau, carbonatfrei	„
– 7,12 m	gestört! Feinsand, mittelsandig, feinkiesig, grau, carbonatfrei	„
– 7,87 m	Feinsand, schwach mittelsandig, grau, carbonatfrei, deutlich geschichtet in cm-Lagen (Wechsel hellgrau – dunkelgrau), carbonatfrei	„
– 8,00 m	Feinsand, sehr schwach mittelsandig, gelbgrau, carbonatfrei	„
– 8,27 m	Feinsand, grau, carbonatfrei	„
– 8,68 m	Mittelsand, grobsandig, schwach feinsandig, gelb; Einlagerung von Feinkies	Ältere Hauptterrasse
– 9,00 m	Grobsand, mittelsandig, feinkiesig, gelb; Einlagerung von Mittelkies	„
– 9,70 m	Feinkies, grobsandig, mittelsandig, graugelb, carbonatfrei; Einlagerung von Mittelkies, nach unten hin zunehmend	„
– 10,00 m	Grobsand, feinkiesig, schwach mittelsandig, gelbgrau, carbonatfrei	„
– 10,39 m	Mittelsand, grobsandig, feinsandig, grau; Einlagerung von Feinkies, schwach mittelkiesig, grau, carbonatfrei	„
– 11,00 m	Feinkies, grobsandig, schwach mittelsandig, grau, carbonatfrei (Feuersteingerölle)	„

– 11,25 m	gestört! Feinkies und Mittelkies, bunt, carbonatfrei	Ältere Hauptterrasse
– 11,70 m	Mittelsand, grobsandig, feinkiesig, grau; Einlagerung von Mittelkies, schwach grobkiesig, carbonatfrei, bei 11,50 m Steinsohle	„
– 12,00 m	gestört? Grobsand, feinkiesig, mittelkiesig, braungrau; Einlagerung von Feinsand, mittelsandig, braungrau, carbonatfrei	Pliozän
– 12,70 m	Feinsand, sehr schwach mittelsandig, hellgrau, carbonatfrei	„
– 13,00 m	gestört? Grobsand, feinkiesig, mittelkiesig, mittelsandig, braungrau; Einlagerung von Feinsand, mittelsandig, braungrau, carbonatfrei	„
– 13,59 m	Feinsand, sehr schwach mittelsandig, hellgrau, carbonatfrei	„
– 14,00 m	gestört! Feinsand, mittelsandig, grobsandig, hellgrau; Einlagerung von Feinkies, scharfkantig, nicht gerundet, bunt, carbonatfrei	„
– 15,00 m	Feinsand, sehr schwach mittelsandig, hellgrau; Einlagerung von einzelnen Feinkiesen, carbonatfrei	„
– 15,22 m	Feinsand, mittelsandig, grau, carbonatfrei	„
– 16,00 m	Feinsand, schwach mittelsandig, hellgrau, vereinzelt Feinkies, carbonatfrei, und 1 Mittelkies	„
– 16,30 m	gestört! Feinsand, mittelsandig, schwach feinkiesig, grau, carbonatfrei	„
– 20,00 m	Feinsand, hellgrau; bei 17,90 m rostfarbene Bändchen, carbonatfrei	„
– 20,40 m	Feinsand, sehr schwach mittelsandig, grau, carbonatfrei	„
– 20,73 m	Feinsand, sehr schwach mittelsandig, braungrau, schwach humos; Einlagerung von Schluff, tonig, graugrün, als Bändchen in mm-Lagen (20,68 m) carbonatfrei	„

– 21,75 m	Feinsand, schwach mittelsandig, hellgrau, carbonatfrei; schichtige Einlagerung von Ton, schluffig, graugrün, in cm-Lagen carbonatfrei (21,35 – 21,75 m)	Pliozän
– 22,27 m	Mittelsand, feinsandig, sehr schwach grobsandig, hellgrau, carbonatfrei	”
– 22,39 m	Mittelsand, feinsandig, schwach grobsandig, hellgrau; Einlagerung von Feinkies, schwach mittelkiesig, bunt, carbonatfrei, Schluffgerölle	”
– 24,00 m	Mittelsand, feinsandig, hellgrau; Einlagerung von Grobsand, feinkiesig, carbonatfrei	”
– 24,15 m	gestört! Mittelsand, feinsandig, grobsandig, hellgrau; Einlagerung von Feinkies, bunt, carbonatfrei	”
– 25,21 m	Mittelsand, feinsandig, hellgrau, vereinzelt Feinkies, carbonatfrei	”
– 25,74 m	Mittelsand, sehr schwach feinsandig, grau, carbonatfrei	”
– 26,00 m	gestört! Feinsand, mittelsandig, sehr schwach feinkiesig, grau, carbonatfrei	”
– 26,55 m	Feinsand, mittelsandig, graugrün, sehr schwach glaukonitisch, carbonatfrei	”
– 26,77 m	Feinsand, sehr schwach schluffig, braungrau, schwach humos, carbonatfrei	”
– 26,90 m	Schluff, sehr schwach tonig, grau, glimmerführend, carbonatfrei	”
– 27,00 m	Ton, dunkelgrau, schwach glimmerführend, carbonatfrei	”
– 27,18 m	gestört! Feinsand, schwach mittelsandig, hellgrau; Einlagerung von Ton, dunkelgrau, carbonatfrei	”
– 27,72 m	Feinsand, hellgrau, gut sortiert, carbonatfrei	”
– 28,10 m	gestört! Feinsand, hellgrau, carbonatfrei	”
– 28,64 m	Feinsand, hellgrau, glimmerführend, carbonatfrei	”

– 29,00 m	gestört! Feinsand, hellgrau, glimmerführend, carbonatfrei	Pliozän
– 29,82 m	Feinsand, hellgrau, glimmerführend, carbonatfrei, gut sortiert	„
– 30,24 m	Mittelsand, feinsandig, gelbgrau, carbonatfrei	„
– 30,53 m	Feinsand, hellgrau, glimmerführend, carbonatfrei	„
– 31,17 m	gestört! Feinsand, hellgrau, glimmerführend, carbonatfrei	„
– 33,50 m	Feinsand, hellgrau, glimmerführend, carbonatfrei, wolkige grüngraue Bereiche	„
– 35,00 m	Feinsand, grau, glimmerführend, carbonatfrei, stellenweise Andeutung von Flachwasserrippeln	Obermiozän
– 35,50 m	Feinsand, graugrün, glimmerführend, carbonatfrei, Flachwasserrippeln	„

Bohrung 4

Bezeichnung: KB 7/92
 Lage: Lackbar; R 06 050, H 19 275; + 16,0 m NN
 Auftraggeber: Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen
 Zweck: geologische Erkundung
 Bearbeitung: J. KLOSTERMANN, S. HÄNSCHKE
 Bohrverfahren: Schlauchkernbohrung
 Bohrzeit 1992

– 1,00 m	Feinsand, mittelsandig, schwach grobsandig, braun, durchwurzelt, carbonatfrei	Humoser Hochflutsand
– 2,00 m	Feinsand, mittelsandig, schwach grobsandig, schwach feinkiesig, gelb, carbonatfrei	„
– 2,16 m	Feinsand, mittelsandig, schwarz, humos	„
– 2,51 m	Feinsand, mittelsandig, grau; Einlagerung von Mittelsand, grobsandig, bunt, geschichtet in mm-Lagen, carbonatfrei	Ältere Niederterrasse
– 3,56 m	Mittelsand, feinkiesig, mittelkiesig, grau; Einlagerung von Grobsand, carbonatfrei	„
– 3,68 m	Feinsand, mittelsandig, grau, carbonatfrei	„
– 4,00 m	Grobsand, feinkiesig, mittelsandig, schwach mittelkiesig, hellgrau, carbonatfrei	„

– 4,79 m	Mittelsand, grobsandig, feinkiesig, mittelkiesig, gelbgrau, carbonatfrei	Ältere Niederterrasse
– 5,00 m	Feinkies, mittelkiesig, bunt, gut sortiert, carbonatfrei	”
– 5,86 m	Mittelsand, grobsandig, schwach feinkiesig, schwach mittelkiesig, gelbgrau, carbonatfrei	Untere Mittelterrasse 2
– 6,60 m	Mittelsand, grobsandig, feinkiesig, gelbgrau; Einlagerung von Mittelkies, grobkiesig, schwach feinsandig, gelbgrau, carbonatfrei	”
– 6,79 m	Feinsand, mittelsandig, schwach grobsandig, schwach feinkiesig, graugelb, carbonatfrei	”
– 7,00 m	Feinsand, mittelsandig, gelbgrau; Einlagerung von Grobsand, feinkiesig, gelbgrau, carbonatfrei	”
– 7,10 m	gestört Mittelkies, feinkiesig; graugelb, carbonatfrei	”
– 7,17 m	Feinsand, mittelsandig, grau, carbonatfrei	”
– 8,00 m	Mittelsand, grobsandig, schwach feinkiesig, graugelb, carbonatfrei	”
– 8,18 m	gestört! Mittelkies, grobkiesig, gelbgrau; Einlagerung von Fein- und Mittelsand, gelbgrau, carbonatfrei	Ältere Hauptterrasse
– 8,74 m	Mittelsand, feinsandig, feinkiesig, graugelb; Einlagerung von Grobsand, mittelkiesig, graugelb; Feuersteine von 2 – 4 cm Durchmesser, 1 Gekrösefeuerstein	”
– 9,00 m	Mittelsand, feinsandig, schwach grobsandig, schwach feinkiesig, grau und hellgrau, deutlich geschichtet, carbonatfrei	”
– 9,20 m	Mittelsand, grobsandig, schwach feinsandig, grau, carbonatfrei	”
– 9,35 m	Feinsand, mittelsandig, grau; Einlagerung von Feinkies, mittelkiesig, carbonatfrei	”
– 11,00 m	Mittelsand, feinkiesig, mittelkiesig, gelbgrau; Einlagerung von Grobsand, feinsandig, gelbgrau, carbonatfrei	”
– 11,43 m	Grob- und Mittelsand, schwach feinkiesig, grau, carbonatfrei	”

– 12,10 m	Mittelsand, grobsandig, feinkiesig, grau, carbonatfrei	Ältere Hauptterrasse
– 13,00 m	Grobsand, feinkiesig, schwach mittelkiesig, schwach feinsandig, graugelb, carbonatfrei	”
– 13,10 m	Grobsand, schwach feinkiesig, grau, carbonatfrei	”
– 13,71 m	Feinkies, grobsandig, mittelkiesig, grau bis rostfarben, carbonatfrei	”
– 14,00 m	Grobsand, feinkiesig, grau, carbonatfrei	”
– 14,16 m	Kernverlust	”
– 14,56 m	Mittelkies, feinkiesig, grobsandig, grau; Einlagerung von Grobkies, am Top Steine	”
– 19,00 m	Feinsand, hellgraugrün, glimmerführend; bei 16,86 m Einlagerung von Schluff, tonig, grau bis dunkelgrau, in mm geschichtet, carbonatfrei	Obermiozän
– 19,17 m	gestört Feinsand, mittelsandig, feinkiesig, schwach mittelkiesig, gelbgrau, carbonatfrei	”
– 22,00 m	Feinsand, schwach schluffig, dunkelgrau, glimmerführend, carbonatfrei, kleinste Manganfleckung	”
– 22,20 m	gestört Mittelkies, grobkiesig, gelbgrau; Einlagerung von Mittelsand, grobsandig, feinkiesig, carbonatfrei	”
– 27,00 m	Feinsand, dunkelgrau, glimmerführend, carbonatfrei	”
– 29,20 m	Feinsand, graugrün; Einlagerung von Schluff, dunkelgraugrün, bei 27,85 m Holzrest, von 28,00 – 28,26 m Kernverlust, carbonatfrei	”
– 30,40 m	Feinsand, hellgraugrün, glimmerführend; am Top und an der Basis Grabgänge, carbonatfrei	”
– 34,00 m	Feinsand, schwach schluffig; schlierige Einlagerungen von Schluff, dunkelgrau, dunkelgrün, carbonatfrei	”
– 38,00 m	Feinsand, dunkelgrün; Einlagerung von Schluff, tonig, dunkelgraugrün, Muschelschalen, carbonatfrei, Vivianitausfällungen	”

10 Verzeichnis der Schriften und Karten

Schriften

- AHORNER, L.; KAISER, K.-H. (1964): Über altpleistozäne Kalt-Klima-Zeugen (Bodenfrost-Erscheinungen) in der Niederrheinischen Bucht. – *Decheniana*, **116**: 3 – 19, 9 Abb., 1 Tab.; Bonn.
- ALBERS, H. J. (1981): Neue Daten zum Klima des nordwesteuropäischen Alttertiärs. – *Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf.*, **29**: 483 – 503, 1 Abb.; Krefeld.
- 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): 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: Deutsche Geologische Gesellschaft [Hrsg.]: Geologische und bergbauliche Übersicht des rheinischen Braunkohlenreviers: 2 – 5, 2 Abb.; Krefeld, Köln (Geol. L.- Amt Nordrh.-Westf. u. Rhein. Braunkohlenwerke AG). – [Frühjahrstag. Dt. Geol. Ges. <18., 1966, Köln>]
- ANDERSON, H.-J. (1968): Tertiär. – Übers.-Kt. Nordrh.-Westf. <1 : 100 000>, Erl., **C 4302**: 37 – 49, 1 Abb., 1 Tab.; Krefeld.
- 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**: 124 S., 9 Abb., 12 Tab.; Krefeld.
- Arbeitskreis „Grundwasserneubildung“ (1982): Ermittlung der Grundwasserneubildungsrate für den nördlichen Teil des Rheinischen Braunkohlenreviers. – 287 S., zahlr. Abb., Tab. u. Taf.; Bergheim (Großer Ertverb.).
- AVERDIECK, F.-R.; DÖBLING, H. (1959): Das Spätglazial am Niederrhein. – *Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf.*, **4**: 341 – 362, 8 Abb., 3 Tab., 4 Taf.; Krefeld.
- BACHMANN, M.; MICHELAU, P.; RABITZ, A. (1971): Stratigraphie. – *Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf.*, **19**: 19 – 34, 6 Abb., 1 Tab., 1 Taf.; Krefeld.
- BENTZ, A. (1930): Tertiär und Diluvium im westfälisch-holländischen Grenzgebiet. – *Z. dt. geol. Ges.*, **82**: 291 – 317, 6 Abb.; Berlin.
- BLESS, M. J. M.; BOUCKAERT, J.; BOUZET, PH.; CONIL, R.; CORNET, P.; FAIRON-DEMARET, M.; GROESSENS, E.; LONGERSTAEY, P. J.; MEESSEN, J. P. M. TH.; PAPROTH, E.; PIRLET, H.; STREEL, M.; AMEROM, H. W. J. VAN; WOLF, M. (1976): Dinantian rocks in the subsurface North of the Brabant and Ardenno-Rhenish massifs in Belgium, the Netherlands and the

- Federal Republic of Germany. – Meded. Rijks geol. Dienst, N. S., **27** (3): 81 – 195, 41 Abb., 4 Tab., 20 Taf., 3 Anl.; Haarlem.
- 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. – [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.
- BOHNCKE, S. (1990): Laatglaciale bio – en chronostratigrafie in de groeve Bergheide. – In: 30. Belgisch-Nederlandse Palynologendagen: 48 – 50, 3 Abb.; Nuenen (Rijks Geol. Dienst). – [Belgisch-Nederlandse Palynologendag. <30., 1990, Arcen>]
- BOHNCKE, S. J. P.; VANDENBERGHE, J. (1991): Palaeohydrological Development in the Southern Netherlands during the last 15 000 years. – In: STARKEL, L.; GREGORY, K. J.; THORNES, J. B. [Hrsg.]: Temperate Palaeohydrology: 253 – 281, 10 Abb.; Chichester, New York (J. Wiley & Sons).
- 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. tertiaire en kwartaire Geol., **21** (3): 123 – 138, 6 Abb.; Leiden.
- BRUNNACKER, K.; DAHM-ARENS, H.; BOLSENKÖTTER, H. (1968): Erläuterungen zu Blatt C 4302 Bocholt, A. Geologische Karte, B. Bodenkarte, C. Hydrogeologische Karte. – Übers.-Kt. Nordrh.-Westf. <1 : 100 000>, Erl., **C 4302**: 180 S., 14 Abb., 8 Tab., 5 Taf.; Krefeld.
- BREDDIN, H. (1926): Löß, Flugsand und Niederterrasse am Niederrhein. – Jb. preuß. geol. L.-Anst., **46**: 635 – 662, 2 Kt.; Berlin.
- BREDDIN, H. (1931): „Mitteloligozäner Septarienton“ und „oberoligozäner Meeressand“ als altersgleiche Ablagerungen im Niederrheingebiet. – Cbl. Mineral., Geol. u. Paläont., (B) **1931**: 116 – 136, 7 Abb.; Stuttgart.
- BRELIE, G. VON DER; MÜCKENHAUSEN, A.; REIN, U. (1955): Ein Torf aus dem Eiszeitalter im Untergrund von Weeze. – Niederrhein, **22**: 1 – 4, 1 Abb.; Krefeld.
- BROECKER, W. S.; TUREKIAN, K. K.; HEEZEN, B. C. (1958): The relation of Deep Sea Sedimentation Rates to Variations in Climate. – Amer. J. Sci., **256** (7): 503 – 517; New Haven.
- BRUNNACKER, K. (1978): Der Niederrhein im Holozän. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **28**: 399 – 440, 14 Abb., 4 Tab., 1 Taf.; Krefeld.
- BRUNNACKER, K. [Hrsg.] (1980): Exkursion 1, Mittel- und Niederrhein. – In: Exkursionsführer / Tagung der deutschen Quartärvereinigung: 110 S., 35 Abb., 3 Tab.; Köln. – [Tag. dt. Quartärvereinigung. <1980, Aachen>]

- BRUNNACKER, K.; BOENIGK, W.; DOLEZALEK, B.; KEMPF, E. K.; KOČI, A.; MENTZEN, H.; RAZI RAD, M.; WINTER, K.-P. (1978): Die Mittelterrassen am Niederrhein zwischen Köln und Mönchengladbach. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **28**: 277 – 324, 16 Abb., 4 Tab., 1 Taf.; Krefeld.
- BUCHARDT, B. (1978): Oxygen isotope palaeotemperatures from the Tertiary period in the North Sea area. – Nature, **275**: 121 – 123, 2 Abb.; London.
- BUNTEBARTH, G.; MICHEL, W.; TEICHMÜLLER, R. (1982): Das permokarbonische Intrusiv von Krefeld und seine Einwirkung auf die Karbon-Kohlen am linken Niederrhein. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **30**: 31 – 45, 8 Abb., 2 Tab.; Krefeld.
- DAM, A. TEN; REINHOLD, TH. (1942): Die stratigraphische Gliederung des niederländischen Oligo-Miozäns nach Foraminiferen (mit Ausnahme von Südlimburg). – Meded. geol. Sticht., **C-V-2**: 106 S., 8 Tab., 10 Taf.; Maastricht.
- DANIELS, C. H. VON; SPIEGLER, D. (1979): Ergänzungen zur Uvigerinen-Zonierung im Tertiär Nordwestdeutschlands. – Newsl. Stratigr., **8** (2): 97 – 99, 1 Tab.; Berlin, Stuttgart.
- DANSGAARD, W. (1977): Klima, is og samfund. – Naturens verden, **1977** (17): 28 – 35, 16 Abb.; København.
- DANZ, C. (1893): Der Kohlenkalk in der Umgebung von Aachen. – Z. dt. geol. Ges., **45**: 594 – 638, 8 Abb., 3 Taf.; Berlin.
- Deutscher Wetterdienst [Hrsg.] (1979): Das Klima der Bundesrepublik Deutschland, Lfg. 1, Mittlere Niederschlagshöhen für Monate und Jahr, Zeitraum 1931 – 1960. – 70 S., 5 Abb., zahlr. Tab., 16 Kt.; Offenbach.
- DIN 1054 (1976): Baugrund. Zulässige Belastung des Baugrunds, mit Beibl.; Berlin, Köln (Beuth).
- DIN 4095 (1990): Baugrund. Dränung zum Schutz baulicher Anlagen. Planung, Bemessung und Ausführung; Berlin, Köln (Beuth).
- DIN 4124 (1981): Baugruben und Gräben. Böschungen, Arbeitsraumbreiten, Verbau; Berlin, Köln (Beuth).
- DIN 4149, Tl.1 (1981): Bauten in deutschen Erdbebengebieten. Lastannahmen, Bemessung und Ausführung üblicher Hochbauten, mit Beibl.; Berlin, Köln (Beuth).
- DIN 18 300 (1992): VOB – Verdingungsordnung für Bauleistungen, Tl. C, Allgemeine Technische Vertragsbedingungen für Bauleistungen (ATV), Erdarbeiten; Berlin, Köln (Beuth).
- DOPPERT, J. W. C.; NEELE, N. G. (1983): Biostratigraphy of marine paleogene deposits in the Netherlands and adjacent areas. – Meded. Rijks geol. Dienst, **37** (2): 3 – 79, 5 Abb., 32 Taf.; Haarlem.
- DRESEN, R.; KASIG, W.; PAPROTH, E.; WILDER, H. (1985): Recent investigations within the Devonian and Carboniferous North and South of the Stavelot-Venn Massif. – N. Jb. Geol. u. Paläont., Abh., **171**: 237 – 265, 8 Abb.; Stuttgart.

- DROZDZEWSKI, G.; BORNEMANN, O.; KUNZ, E.; WREDE, V. (1980): Beiträge zur Tiefentektonik des Ruhrkarbons. – 192 S., 108 Abb., 7 Tab., 31 Taf.; Krefeld (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.).
- 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.
- FABIAN, H.-J. (1971): Das Oberkarbon im Untergrund von Nordwestdeutschland und dem angrenzenden Nordseebereich : Stratigraphie und Tektonik. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **19**: 87 – 100, 6 Abb., 1 Tab., 1 Taf.; Krefeld.
- FAHRION, H. (1958): Die Tertiärprofile einiger Erdölbohrungen im nördlichen Teil der Niederrheinischen Bucht. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **1**: 1 – 10, 1 Abb., 1 Tab.; Krefeld.
- FELDER, M. W. (1975): Lithostratigraphie van het Boven-Krijt en het Dano-Montien in Zuid-Limburg en het aangrenzende Gebied. – Geol. Overz.-Kt. Nederland, Toelicht.: 63 – 72, 15 Abb., 1 Tab.; Haarlem (Rijks Geol. Dienst).
- FIRBAS, F. (1949): Spät- und nacheiszeitliche Waldgeschichte Mitteleuropas nördlich der Alpen, **1**, Allgemeine Waldgeschichte. – VIII + 480 S., 163 Abb., 28 Tab.; Jena (Fischer).
- FLOHN, H. (1985): Das Problem der Klimaänderungen in Vergangenheit und Zukunft. – 228 S., 35 Abb., 12 Tab.; Darmstadt (Wiss. Buchges. Darmstadt).
- FRECHEN, J.; BOOM, G. VAN DEN (1959): Die sedimentpetrographische Horizontierung der pleistozänen Terrassenschotter im Mittelrheingebiet. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **4**: 89 – 125, 26 Abb., 21 Tab.; Krefeld.
- FRENZEL, B. (1980): Das Klima der letzten Eiszeit in Europa. – In: Das Klima : Analysen und Modelle. Geschichte und Zukunft: 45 – 63, 1 Abb., 6 Tab.; Berlin, Heidelberg, New York (Springer).
- FÜCHTBAUER, H.; MÜLLER, G. (1977): Sediment-Petrologie, **2**, Sedimente und Sedimentgesteine, 3. Aufl. – 784 S., 341 Abb., 70 Tab.; Stuttgart (Schweizerbart).
- GAEMERS, P. A. M. (1984): Fish otoliths from the Bassevelde Sand (Late Tongrian) of Ruisbroek, Belgium, and the stratigraphy of the Early Oligocene of Belgium. – Meded. Werkgr. tertiaire en kwartaire Geol., **21** (1): 13 – 57, 6 Abb., 3 Tab., 4 Taf.; Leiden.
- GOERLICH, F. (1958): Die stratigraphische Verbreitung und fazielle Bedeutung der Ostracoden im marinen Oligozän von Rossenray bei Rheinberg (Niederrhein). – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **1**: 215 – 222, 1 Tab.; Krefeld.
- GRIPP, K. (1958): Erdgeschichtliche Aussagen der Korallen des niederrheinischen Oberoligozäns und Mittelmiozäns. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **1**: 239 – 253, 3 Abb., 2 Taf.; Krefeld.
- GRIPP, K. (1964): Erdgeschichte von Schleswig-Holstein. – 411 S., zahlr. Abb. u. Tab., 57 Taf., 3 Kt.; Neumünster (K. Wachholtz).

- GROOTES, P. M. (1978): Carbon-14 time scale extended : comparison of chronologies. – Science, **200**: 11 – 15; Washington.
- HAGER, H. (1988): The Lower Rhine Embayment. – Geol. Jb., **A 100**: 63 – 68, 1 Abb.; Hannover.
- HAMMEN, T. VAN DER (1953): Late-Glacial Flora and Periglacial Phenomena in the Netherlands. – Leidse geol. Meded., **17**: 71 – 182, 86 Abb., 21 Tab.; Leiden.
- HAMMEN, T. VAN DER; MAARLEVELD, G. C.; VOGEL, J. C.; ZAGWIJN, W. H. (1967): Stratigraphy, climatic succession and radiocarbon dating of the Last Glacial in the Netherlands. – Geol. en Mijnb., **46** (3): 79 – 95, 9 Abb.; 's-Gravenhage.
- HAMMEN, T. VAN DER; WIJMSTRA, T. A.; ZAGWIJN, W. H. (1971): The floral record of Late Cenozoic of Europe. – In: TUREKIAN, K. K. [Hrsg.]: The Late Cenozoic glacial ages: 391 – 424, 12 Abb.; New Haven (Yale Univ. Press).
- HAQ, B. U.; HARDENBOL, J.; VAIL, P. R. (1987): Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. – Science, **235**: 1 156 – 1 167, 5 Abb.; Washington.
- HESEMANN, J. (1975): Geologie Nordrhein-Westfalens. – Bochumer geogr. Arb., Sonderr., **2**: 416 S., 255 Abb., 122 Tab., 11 Taf.; Paderborn.
- HILDEN, H. D.; KAMP, H. VON; SUCHAN, K. H. (1974): Die Hydrogeologische Karte 1 : 50 000 als Beilage zur Geologischen Karte von Nordrhein-Westfalen 1 : 25 000. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **20**: 389 – 404, 1 Tab., 2 Taf.; Krefeld.
- HILDEN, H.-D.; THIERMANN, A. (1988): Kreide. – In: Geologie am Niederrhein, 4. Aufl.: 28 – 32, 2 Abb.; Krefeld (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.).
- 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.
- HÖLTING, B. (1980): Hydrogeologie : Einführung in die Allgemeine und Angewandte Hydrogeologie. – 340 S., 103 Abb., 26 Tab.; Stuttgart (Enke).
- HOYER, P. (1962): Das Verklingen der variscischen Faltung am unteren Niederrhein. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **6**: 433 – 446, 2 Taf.; Krefeld.
- INDANS, J. (1958): Mikrofaunistische Korrelationen im marinen Tertiär der Niederrheinischen Bucht. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **1**: 223 – 238, 3 Abb., 8 Taf.; Krefeld.
- INDANS, J. (1965): Mikrofaunistisches Normalprofil durch das marine Tertiär der Niederrheinischen Bucht. – Forsch.-Ber. Land Nordrh.-Westf., **1484**: 85 S., 9 Abb., 10 Taf.; Köln, Opladen.
- JANSEN, F.; DROZDZEWSKI, G. (1986): Erläuterungen zu Blatt 4507 Mülheim an der Ruhr, 2. Aufl. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. <1 : 25 000>, Erl., **4507**: 200 S., 18 Abb., 17 Tab., 4 Taf.; Krefeld.

- JANSSEN, A. W. (1982): Molluskenfaunas en de stratigrafie van Oligocene afzettingen in een tweetal kleigroeven te Sint-Niklaas, provincie Oost-Vlaanderen, België. – Ann. kon. Oudh. Kring Land van Waas, **84** (2): 9 – 39, 11 Abb.; St. Niklaas.
- JANSSEN, A. W.; BOSCH, M. V. D.; HOCHT, F. VON DER: (1988): Age Determination of a Tertiary Deposit at Kervenheim in the Lower Rhine District, in Connection with the Find of a Whale Skeleton (F. R. G., Nordrhein-Westfalen). – Rapp. Rijkmus. Geol. en Mineral. Leiden, **124**: 8 S., 1 Abb., 2 Tab.; Leiden, Kerpen. – [Unveröff.]
- JOSTEN, K.-H. (1983): Die fossilen Floren im Namur des Ruhrkarbons. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **31**: 327 S., 112 Abb., 10 Tab., 56 Taf.; Krefeld.
- JUX, U.; ROSENBAUER, K. A. (1959): Zum Vorkommen von Cetaceen-Resten in jungpleistozänen Flußablagerungen der Niederrheinischen Bucht. – N. Jb. Geol. u. Paläont., Abh., **108**: 81 – 126, 4 Abb., 2 Tab., 5 Taf.; Stuttgart.
- KAISER, K. (1961): Gliederung und Formenschatz des Pliozäns und Quartärs am Mittel- und Niederrhein sowie in den angrenzenden Niederlanden unter besonderer Berücksichtigung der Rheinterrassen. – In: Köln und die Rheinlande, Festschr. 33. Deutscher Geographentag: 236 – 278, 6 Abb., 7 Tab., 3 Kt.; Wiesbaden (Steiner). – [Dt. Geographentag <33., 1960, Köln>]
- KAISER, K.; SCHÜTRUMPF, R. (1960): Zur Gliederung mittel- und jungpleistozäner Schichten in der Niederrheinischen Bucht. – Eiszeitalter u. Gegenwart, **11**: 166 – 185, 5 Abb., 2 Tab.; Öhringen/Württ.
- KALTERHERBERG, J.; KARRENBERG, H. (1958): Zur Methodik und Auswertung von Korngrößenuntersuchungen im Niederrheinischen Tertiär. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **1**: 33 – 55, 9 Abb.; Krefeld.
- Klimakunde des deutschen Reichs, **2** (1939). – 560 S., zahlr. Tab., 2 Kt.; Berlin (D. R. Andrews & Steiner Verl.; Reichsamt f. Wetterdienst).
- KLOSTERMANN, J. (1983): Die Geologie der Venloer Scholle. – Geol. Jb., **A 66**: 118 S., 40 Abb., 6 Tab.; Hannover.
- KLOSTERMANN, J. (1984), mit Beitr. von NÖTTING, J.; PAAS, W.; REHAGEN, H.-W.: Erläuterungen zu Blatt 4403 Geldern. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. <1 : 25 000>, Erl., **4403**: 138 S., 8 Abb., 13 Tab., 3 Taf.; Krefeld.
- KLOSTERMANN, J. (1985): Versuch einer Neugliederung des späten Elster- und des Saale-Glazials der Niederrheinischen Bucht. – Geol. Jb., **A 83**: 3 – 42, 22 Abb., 1 Tab.; Hannover.
- KLOSTERMANN, J. (1986), mit Beitr. von NÖTTING, J.; PAAS, W.; REHAGEN, H.-W.: Erläuterungen zu Blatt 4404 Issum. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. <1 : 25 000>, Erl., **4404**: 120 S., 15 Abb., 9 Tab., 3 Taf.; Krefeld.
- KLOSTERMANN, J. (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 a): Das Quartär der Niederrheinischen Bucht. – 200 S., 30 Abb., 8 Tab., 2 Taf.; Krefeld (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.). – [Zugl. Habil.-Schr. Univ. Münster 1991]
- KLOSTERMANN, J. (1992 b), mit Beitr. von GRÜNHAGE, H.; PAAS, W.: Erläuterungen zu Blatt 4303 Uedem. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. <1 : 25 000>, Erl., **4303**: 130 S., 8 Abb., 12 Tab., 3 Taf.; Krefeld.
- KLOSTERMANN, J. (1994): Tektonische Bewegungen am Viersener Sprungsystem vom Beginn des Tertiärs bis heute. – Natur am Niederrh., N. F., **9** (1): 3 – 11, 8 Abb.; Krefeld.
- KLOSTERMANN, J. (1995): Nordrhein-Westfalen. – In: BENDA, L.; Geologische Dienste der Bundesrepublik Deutschland [Hrsg.]: Das Quartär Deutschlands: 59 – 94, 6 Abb., 8 Tab.; Berlin, Stuttgart (Borntraeger). – [Internat. Kongr. Quart.-Vereinig. <4., 1995, Berlin>]
- KLOSTERMANN, J.; RESCHER, K; WEFELS, U. (1997): Die tertiärzeitliche Schichtenfolge in ausgewählten Bohrungen der Krefelder und Venloer Scholle. – Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf., **37**; Krefeld. – [In Vorbereit.]
- KLOSTERMANN, J.; TRESKATIS, C. (1989): Hydrogeologie der Stauchmoräne Hochwald – Balberger Wald im Xantener Lobus. – Natur am Niederrh., N. F., **4** (1): 1 – 10, 6 Abb., 1 Tab.; Krefeld.
- KOCKEL, F. (1980): Regionale Darstellung von Lagerung, Mächtigkeiten und Fazies ausgewählter Horizonte im NW-deutschen Tertiärbecken. – In: DFG-Abschlußbericht Vi 32/34: 85 S., 51 Anl.; Hannover (B.-Anst. Geowiss. u. Rohstoffe). – [Unveröff.]
- KUKLA, G. (1978): The classical european glacial stages : correlation with deep-sea sediments. – Trans. Nebraska Acad. Sci., **6**: 57 – 93, 15 Abb., 3 Tab.; Lincoln.
- KUKUK, P. (1938): Geologie des Niederrheinisch-Westfälischen Steinkohlengebietes. – 706 S., 743 Abb., 48 Tab., 14 Taf.; Berlin (Springer).
- KUYL, O. S. (1975): Lithostratigraphie van de mio-oligocene afzettingen in Zuid-Limburg. – Geol. Overz.-Kt. Nederland, Toelicht.: 56 – 63, 5 Abb., 1 Tab.; Haarlem (Rijks Geol. Dienst).
- LOTZE, F. (1938): Steinsalz und Kalisalze. – In: Die wichtigsten Lagerstätten der „Nicht-Erze“: 936 S., 353 Abb.; Berlin (Borntraeger).
- LOŽEK, V.; Thoste, V. (1972): Eine spätglaziale Molluskenfauna aus dem Bereich der Niederterrasse südlich von Köln. – Decheniana, **125**: 55 – 61, 1 Abb., 1 Tab.; Bonn.
- MAARLEVELD, G. C. (1956): Ergebnisse von Kies-Analysen im Niederrheingebiet. – Geol. en Mijnb., N. S., **18**: 411 – 415, 1 Abb., 2 Tab.; 's-Gravenhage. – [Beitr. z. Symp. „Das Quartär an Maas und Niederrhein“]
- MAAS, H. (1955): Die geologische Geschichte der westfälischen Dünen auf Grund der Bodenbildungen. – Z. dt. geol. Ges., **105**: 137 – 138; Hannover.
- MALMSHEIMER, W. K. (1968): Zur Sedimentation und Epirogenese im Ruhrkarbon : Sandsteine im Liegenden von Flöz Mausegatt (Oberkarbon, Westfal A, untere Wittener Schichten). – Forsch.-Ber. Land Nordrh.-Westf., **2000**: 1 – 74, 24 Abb., 3 Tab., 16 Anl.; Köln, Opladen.

- 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. (1968): Das Spätglazial von Glüsing. – Eiszeitalter u. Gegenwart, **19**: 73 – 84, 4 Abb., 3 Taf.; Öhringen.
- MICHEL, G. (1963): Untersuchungen über die Tiefenlage der Grenze Süßwasser/Salzwasser im nördlichen Rheinland und anschließenden Teilen Westfalens, zugleich ein Beitrag zur Hydrogeologie und Chemie des tiefen Grundwassers. – Forsch.-Ber. Land Nordrhein.-Westf., **1239**: 131 S., 12 Abb., 10 Tab., 8 Anl.; Köln, Opladen.
- MOURLON, M. (1875): Sur l'étage dévonien des psammites du Condroz en Condroz. – Bull. Acad. roy. Belg., Cl. Sci., (2) **39** (5): 602 – 659, 1 Tab., 2 Taf.; Bruxelles.
- 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.
- OPPENHEIM, P. (1917): Über das marine Pliocän der Bohrung von Nütterden bei Cleve. – Abh. kgl. preuß. geol. L.-Anst., **36** (2): 421 – 434, 1 Taf.; Berlin.
- 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).
- PAAS, W. (1962): Rezente und fossile Böden auf niederrheinischen Terrassen und deren Deckschichten. – Eiszeitalter u. Gegenwart, **12**: 165 – 230, 32 Abb.; Öhringen.
- PAAS, W.; TEUNISSEN, D. (1978): Die geologische Geschichte der Düffel, eine linksniederrheinische Flußbaue zwischen Kleve und Nimwegen. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **28**: 361 – 398, 8 Abb., 2 Tab., 1 Taf.; Krefeld.
- PANNEKOEK, A. J. (1956): Geological history of the Netherlands. – 147 S., 67 Abb.; 's-Gravenhage (Gov. Print. and Publ. Off.).
- PAPROTH, E. (1986): An introduction to a field trip to the late Devonian Outcrops in the northern Rheinisches Schiefergebirge (Federal Republic of Germany). – Ann. Soc. géol. Belg., **109**: 275 – 284, 7 Abb., 4 Tab.; Liège.
- PAPROTH, E.; DRESEN, K.; THOREZ, J. (1986): Famennian paleogeography and event stratigraphy of northwestern Europe. – Ann. Soc. géol. Nord, **109**: 175 – 186, 8 Abb.; Liège.
- PONS, L. J. (1957): Die Geologie de Bodemvorning en de waterstaatskundige Ontwikkeling van het Land van Maas en Waal en een gedeelte van het Rijk van Nijmegen. – Meded. Sticht. Bodemkt., bodemkdg. Stud., **3**: 156 S., 11 Anl.; Wageningen.
- PRUSKOWSKI, P. (1952): Findlingsblöcke im Deckgebirge der Rheinischen Braunkohle. – Revier u. Werk, **11**: 17 – 22; Köln.
- REHAGEN, H.-W. (1963): Spät- und nacheiszeitliche Vegetationsbilder aus dem Niederrheingebiet. – Niederrhein. Jb., **6**: 31 – 46, 4 Abb., 1 Taf.; Krefeld.

- RICHTER-BERNBURG, G. (1974): Stratigraphische Synopsis des deutschen Buntsandsteins. – Geol. Jb., **A 25**: 127 – 132, 1 Abb., 1 Taf.; Hannover.
- RÖRMERMANN, H. (1986): Grundwasser am Niederrhein : Gleichen und Ganglinien. – Natur am Niederrh., N. F., **1** (2): 60 – 71, 5 Abb.; Krefeld.
- ROOIJEN, P. VAN; KLOSTERMANN, J.; DOPPERT, J. W. C.; RESCHER, C. K.; VERBEEK, J. W.; SLIGGERS, B. C.; GLASBERGEN, P. (1984): Stratigraphy and tectonics in the Peel-Venlo area as indicated by Tertiary sediments in the Broekhuisenvorst and Geldern T 1 boreholes. – Meded. Rijks geol. Dienst, **38-1**: 1 – 27, 10 Abb., 1 Tab., 3 Taf., 4 Anl.; 's-Gravenhage.
- ROSENFELD, U. (1978): Beitrag zur Paläogeographie des Mesozoikums in Westfalen. – N. Jb. Geol. u. Paläont., Abh., **156** (1): 132 – 155, 9 Abb.; Stuttgart.
- SCHAUB, H. (1955 a): Kreidesedimente in Spalten des linksrheinischen Steinkohlengebirges. – Geol. Jb., **69**: 249 – 254, 2 Abb.; Hannover.
- SCHAUB, H. (1955 b): Wölbung und Senkung im Norden der Niederrheinischen Bucht und ihre zeitliche Datierung. – N. Jb. Geol. u. Paläont., Mh., **1954**: 241 – 249, 7 Abb.; Stuttgart.
- SCHAUB, H. (1956): Devonkalk-Gerölle im Finefrau-Konglomerat südwestlich Duisburg. – Z. dt. geol. Ges., **107**: 83 – 86; Hannover.
- SCHNÜTGEN, A.; BOENIGK, W.; BRUNNACKER, M.; KOČI, A.; BRUNNACKER, K. (1975): Der Übergang von der Hauptterrassenfolge zur Mittelterrassenfolge am Niederrhein. – Decheniana, **128**: 67 – 86, 12 Abb.; Bonn.
- SCHWARZBACH, M. (1952): Aus der Klimageschichte des Rheinlandes. – Geol. Rdsch., **40**: 128 – 136; Stuttgart.
- SCHWARZBACH, M. (1974): Das Klima der Vorzeit, 3. Aufl. – 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.
- 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. – In: Veränderungen des Klimas seit dem Maximum der letzten Eiszeit / 11. internat. Congr. Geol.; Stockholm. – [Congr. Geol., <11. internat., 1910, Stockholm>]
- SHACKLETON, N. J.; & OPDYKE, N. D. (1976): Oxygen isotope and paleomagnetic stratigraphy of Pacific core V 28 – 239 : Late Pliocene to latest Pleistocene. – Geol. Soc. amer. Mem., **145**: 449 – 464, 5 Abb., 4 Tab.; New York.
- SIEBERTZ, H. (1983): Neue sedimentologische Untersuchungsergebnisse von weichselzeitlichen äolischen Decksedimenten auf dem Niederrheinischen Höhenzug. – In: Beiträge zum Quartär der nördlichen Rheinlande. – Arb. rhein. Landeskd., **51**: 51 – 97, 8 Abb., 6 Tab., 1 Kt.; Bonn.

- SIEBERTZ, H. (1987): Glaziale Serie und glaziäre Zyklen im Niederrheingebiet. – *Niederrhein*, **54** (3): 153 – 160, 10 Abb., 1 Tab.; Krefeld.
- 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.
- STAESCHE, K.; HILTERMANN, H. (1940): Mikrofaunen aus dem Tertiär Nordwestdeutschlands. – *Abh. R.-Amt Bodenforsch., N. F.*, **201**: 53 Taf.; Berlin.
- STRACK, Ä.; FREUDENBERG, U. (1984): Schichtenmächtigkeiten und Kohleninhalte im Westfal des Niederrheinisch-Westfälischen Steinkohlenreviers. – *Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf.*, **32**: 243 – 256, 13 Abb.; Krefeld.
- TEICHMÜLLER, R. (1957): Ein Querschnitt durch den Südteil des Niederrheinischen Zechsteinbeckens. – *Geol. Jb.*, **73**: 39 – 50, 8 Abb., 1 Taf.; Hannover.
- TEUNISSEN, D.; OORSCHOT, H. G. C. M. VAN (1967): De laatglaciale geschiedenis van het verwilderde riviersysteem ten zuidwesten van Nijmegen. – *Geol. en Mijnb.*, **46**: 463 – 470, 7 Abb.; 's-Gravenhage.
- TEUNISSEN, D.; TEUNISSEN-VAN OORSCHOT, H. G. C. M. (1973): Het Heerenven en zijn naaste omgeving op het landgoed de Hamert. – *Meded. Afd. Biogeol. Sec. Biol. kath. Univ. Nijmegen*, **6**: 29 S., 8 Abb.; Nijmegen.
- THIENHAUS, R. (1962): Stratigraphie, Tektonik und Eisenerzföhrung des Lias-Muldengrabens von Bislich am Niederrhein. – *Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf.*, **6**: 199 – 218, 7 Abb., 2 Tab.; Krefeld.
- THIERMANN, A. (1975): Zechstein. – *Geol. Kt. Nordrh.-Westf. <1 : 100 000>*, Erl., **C 4306**: 32 – 40, 1 Tab.; Krefeld.
- THOSTE, V. (1974): Die Niederterrassen des Rheins vom Neuwieder Becken bis in die Niederrheinische Bucht. – *Diss. Univ. Köln*: 130 S., 31 Abb., 6 Tab.; Köln.
- TONGEREN, P. C. H. VAN (1989): Hernieuwde Belangstelling voor Koolen. – *Grondboor en Hamer*, **43** (5/6): 353 – 365, 7 Abb.; Heerlen.
- VINKEN, R. (1959): Sedimentpetrographische Untersuchung der Rheinterrassen im östlichen Teil der Niederrheinischen Bucht. – *Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf.*, **4**: 127 – 170, 24 Abb., 11 Tab.; Krefeld.
- VLERK, J. M. VAN DER; FLORSCHÜTZ, F. (1950): Nederland in het Ijstijdvak. – 287 S., 98 Abb., 35 Taf.; Utrecht (W. de Maan).
- VÖLPEL, A. (1958): Zur marinen Sedimentation in der Niederrheinischen Bucht während des Oberoligozäns. – *Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf.*, **1**: 57 – 64, 2 Abb.; Krefeld.
- 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.
- WENDT, A. (1965): Der Finefrausandstein – Sedimentation und Epirogenese im Ruhrkarbon. – *Forsch.- Ber. Land Nordrh.-Westf.*, **1396**: 48 S., 15 Abb., 10 Taf.; Köln, Opladen.

- WESTERHOFF, W. E. (1990): Laat-Weichselien en Holocene Afzettingen van de Maas en hun morfologische Expressie in Midden-Limburg. – In: 30. Belgisch-Nederlandse Palynologendagen: 19 – 20; Nuenen (Rijks Geol. Dienst). – [Belgisch-Nederlandse Palynologendagen <30., 1990, Arcen>]
- WOLBURG, J. (1957): Ein Querschnitt durch den Nordteil des Niederrheinischen Zechsteinbeckens. – Geol. Jb., **73**: 7 – 38, 3 Abb., 2 Taf.; Hannover.
- 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.).
- WÖLK, E. (1941): Das niederrheinische Mitteloligozän und seine Stellung innerhalb des nordeuropäischen Mitteloligozäns. – Z. dt. geol. Ges., **93**: 80 – 114, 3 Abb., 11 Tab.; Berlin.
- WUNSTORF, W.; FLIEGEL, G. (1910): Die Geologie des Niederrheinischen Tieflandes. – Abh. preuß. geol. L.-Anst., N. F., **67**: 172 S., 5 Abb., 2 Taf., 2 Anl.; Berlin.
- ZAGWIJN, W. H. (1961): Vegetation, Climate and Radiocarbon Datings in the late Pleistocene of the Netherlands. – Mem. geol. Found. Netherlands, W. S., **14**: 15 – 45, 14 Abb., 13 Taf.; 's-Gravenhage.
- ZAGWIJN, W. H. (1967): Formaties mit Tertiair en Onder-Pleistoceen. – Geol. Kt. Nederland **1**: 50 000, Toelicht., **52 W**: 23 – 46, 10 Abb., 2 Taf.; Haarlem (Rijks Geol. Dienst).
- ZAGWIJN, W. H. (1974): The palaeogeographic evolution of the Netherlands during the Quaternary. – Geol. en Mijnb., **53**: 369 – 385; 's-Gravenhage.
- ZAGWIJN, W. H.; BEETS, D. J.; BERG, M. VAN DEN; MONTFRANS, H. M. van; ROOIJEN, P. VAN (1985): Geologie, deel 13 van Atlas van Nederland in 20 delen. – In: Sticht. Wetensch. Atlas van Nederland: 23 S.; Den Haag (Staatsuitgeverij).
- 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, P. A. (1982): Geological Atlas of Western and Central Europe, 1. Aufl. – 130 S., 29 Abb., 40 Anl.; Amsterdam (Elsevier). – [Text u. Taf.-Bd.].
- ZIEGLER, P. A. (1990): Geological Atlas of Western and Central Europe, 2. Aufl. – 239 S., 100 Abb., 56 Taf.; Den Haag (Shell Internat. Petrol. Maatsch.). – [Text- u. Taf.-Bd.].
- ZONNEVELD, J. I. S. (1956): Schwermineralgesellschaften in niederrheinischen Terrassensedimenten. – Geol. en Mijnb., N. S., **18**: 395 – 401, 2 Abb., 2 Tab.; 's-Gravenhage.

Karten

- Bodenkarte von Nordrhein-Westfalen 1 : 50 000. – Hrsg. Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.; Krefeld.
Blatt L 4302 Kleve (1985), Bearb. PAAS, W.
- Geologische Karte von Nordrhein-Westfalen 1 : 25 000, mit Erl. – Hrsg. Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.; Krefeld.
Blatt 4303 Uedem (1992), Bearb. KLOSTERMANN, J.
Blatt 4304 Xanten (1989), Bearb. KLOSTERMANN, J.
Blatt 4403 Geldern (1984), Bearb., J. KLOSTERMANN, J.
Blatt 4404 Issum (1986), Bearb. KLOSTERMANN, J.
- Geologische Karte von Nordrhein-Westfalen 1 : 100 000, mit Erl. – Hrsg. Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.; Krefeld.
Blatt C 4302 Bocholt (1968), Bearb. BRAUN, F. J., mit Beitr. von ANDERSON, H.-J.; ARNOLD, H.; HINZ, H.; HOYER, P.; SCHNELL, K.; SIEBERT, G.; VOGLER, H.; WERNER, H.
- Geologische Übersichtskarte des Niederrheinisch-Westfälischen Karbons 1 : 100 000, dargestellt an der Karbonoberfläche (1971). – Hrsg. Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf., Bearb. Hoyer, P.; MICHELAU, P., unter Mitarb. von BACHMANN, M.; DROZDZEWSKI, G.; KÖWING, K.; PAPROTH, E.; PIEPER, B.; RABITZ, A.; STEHN, O.: 2 Bl.; Krefeld.
- Gewässerkundliche Karten von Nordrhein-Westfalen (1955). – Hrsg. Minist. Ernähr., Landwirtsch. u. Forsten Land Nordrh.-Westf., Bearb., SCHNELL, K.: 3 Kt. <1 : 300 000>, zahlr. Tab.; Düsseldorf.
- Hydrologische Karte von Nordrhein-Westfalen 1 : 25 000 (Grundriß- u. Profilkarten). – Hrsg. L.-Amt Wasser u. Abfall Nordrh.-Westf.; Düsseldorf.
Blatt 4302 Goch (1967), Bearb. LANGGUTH, H. R.; VOIGT, R.
- 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.
- Klimadaten I – III (1976). – Dt. Planungsatlas, 1 (7): 3 Kt., mit Erl. – Hrsg. Akad. Raumforsch. u. Landesplan., Bearb. SCHIRMER, H.; CASPAR, W.; Schnell, F.; WITTERSTEIN, F.; BECKER, R. F.; Hannover (Schroedel).

