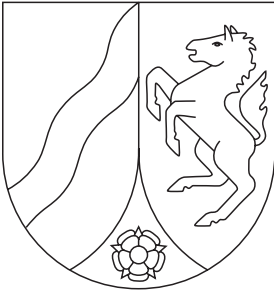


Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen



Geologische Karte von Nordrhein-Westfalen 1:25 000

Erläuterungen
3909 Horstmar

Erläuterungen

zu Blatt

3909 Horstmar

Von

MARTIN HISS

Mit Beiträgen von

HEINZ ELFERS, WALTER GÖTZ SCHRAPS und KARL HEINZ SUCHAN

Geologischer Dienst Nordrhein-Westfalen

Krefeld 2001

Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1 : 25 000	Erl.	3909	183 S.	16 Abb.	9 Tab.	2 Taf.	Krefeld 2001
---	------	-------------	--------	---------	--------	--------	-----------------

Alle Rechte vorbehalten

© 2001 Geologischer Dienst Nordrhein-Westfalen – Landesbetrieb –
Postfach 10 07 63 · D-47707 Krefeld

Bearbeiter: Dipl.-Geol. Dr. M. HISS
Dipl.-Geol. H. ELFERS
Dipl.-Geol. Dr. W. G. SCHRAPS

Dipl.-Geol. Dr. K. H. SUCHAN

Geologischer Dienst
Nordrhein-Westfalen
– Landesbetrieb –
De-Greiff-Straße 195
D-47803 Krefeld

Ottostraße 13
D-47803 Krefeld

Redaktion: Dipl.-Geol'in B. GROSS-DOHME

Druck: Obermann GmbH & Co KG · Krefeld

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

ISBN 3-86029-030-4

INHALTSVERZEICHNIS

	Seite
1 Vorbemerkungen	9
2 Überblick	11
2.1 Geologischer Überblick	11
2.2 Geographischer Überblick	13
2.2.1 Geländegestalt und naturräumliche Gliederung	14
2.2.2 Gewässernetz	16
2.2.3 Klima	18
3 Schichtenfolge	19
Paläozoikum	20
3.1 Devon	20
3.2 Karbon	22
3.2.1 Unterkarbon	22
3.2.2 Oberkarbon	22
3.2.2.1 Namur	23
3.2.2.2 Westfal (cwa, cw b, cwc)	23
3.3 Perm	25
3.3.1 Zechstein (z)	26
Mesozoikum	27
3.4 Trias	27
3.4.1 Buntsandstein (s)	28
3.5 Kreide	29
3.5.1 Unterkreide	29
3.5.1.1 Alb (krl)	30
3.5.2 Oberkreide	31
3.5.2.1 Cenoman (krc)	34
3.5.2.2 Turon (krt)	36
3.5.2.3 Coniac (krcc)	37
3.5.2.4 Santon (kr sa)	39
3.5.2.5 Campan	40
3.5.2.5.1 Untercampan	47
3.5.2.5.1.1 Unteres Untercampan (krca1)	48
3.5.2.5.1.2 Holtwick-Schichten (krca2Hu, krca2Hm, krca2Ho, krca2H)	50
3.5.2.5.2 Obercampan	56
3.5.2.5.2.1 Coesfeld-Schichten (krca3C)	57
3.5.2.5.2.2 Baumberge-Schichten (krca4Bu, krca4Bo, krca4B)	63
Känozoikum	68
3.6 Quartär (q)	69
3.6.1 Pleistozän	71
3.6.1.1 Saale	73
Eis- und Schmelzwasserablagerungen	73
3.6.1.1.1 Grundmoräne (D,Mg)	73
3.6.1.1.2 Schmelzwassersand (D,S,gf)	78
Bach- und Flußablagerungen	80

	Seite
3.6.1.1.3 Jüngere Mittelterrasse (Mj)	80
3.6.1.2 Eem	81
3.6.1.3 Weichsel	82
Bach- und Flußablagerungen	84
3.6.1.3.1 Ältere (= Obere) Niederterrasse	84
3.6.1.3.1.1 Sand-Schluff-Wechselfolge (w,S,f)	85
3.6.1.3.1.2 Schluff-Folge (w,U,f)	87
3.6.1.3.1.3 Älteste <i>Dryas</i> -Schichten (DYä)	89
3.6.1.3.1.4 Talsand (w,S,ta; w,Sl,ta)	90
3.6.1.3.2 Uferwall (w,S,sw)	92
3.6.1.3.3 Jüngere (= Untere) Niederterrasse (Nj)	93
Periglazialbildungen	94
3.6.1.3.4 Fließerde („fl)	94
Windablagerungen	96
3.6.1.3.5 Flugsand („S,a)	96
3.6.1.3.6 Ältere Dünen („d(1))	98
3.6.2 Holozän	99
Bach- und Flußablagerungen	99
3.6.2.1 Auenterrassen	100
3.6.2.1.1 Auensand („S,ta; „Sl,ta)	100
Verschwemmungsablagerungen	103
3.6.2.2 Schwemmlehm („u)	103
Windablagerungen	104
3.6.2.3 Jüngere Dünen („d(2))	104
Moorbildungen	105
3.6.2.4 Anmoor („Hm)	105
Künstlich verändertes Gelände	105
3.6.2.5 Künstliche Aufschüttung („y)	106
4 Gebirgsbau	106
4.1 Tektonische Baueinheiten und ihre strukturelle Entwicklung	107
4.2 Lagerungsverhältnisse des variscischen Untergrunds	108
4.3 Präoberkretazische tektonische Strukturen	109
4.4 Oberkretazische und tertiäre tektonische Strukturen	109
4.5 Klüftung, Verkarstung und Erdfälle	112
4.6 Alter und Ablauf der Gebirgsbewegungen	113
5 Erd- und Landschaftsgeschichte	114
6 Nutzbare Lagerstätten	117
6.1 Fossile Brennstoffe	117
6.1.1 Steinkohle	118
6.1.2 Erdöl, Erdgas	118
6.1.3 Naturasphalt	118
6.2 Steinsalz	121
6.3 Steine und Erden	123
6.3.1 Mergelsteine	123

	Seite
6.3.2 Kalkmergelsteine, Kalksteine und Kalksandsteine	123
6.3.3 Sand	125
6.3.4 Ton und Schluff	125
7 Hydrogeologie (H. ELFERS)	126
7.1 Hydrogeologischer Überblick	127
7.2 Grundwasserneubildung	129
7.3 Grundwasser in den Locker- und Festgesteinen	129
7.4 Chemische Beschaffenheit des Grundwassers	132
7.5 Grundwassernutzung und Wasserversorgung	135
8 Ingenieurgeologie (K. H. SUCHAN)	136
8.1 Ingenieurgeologische Beurteilung der Schichten	136
8.1.1 Gesteine der Oberkreide	136
8.1.2 Lockergesteine des Quartärs	137
8.2 Allgemeine Hinweise	140
9 Böden (W. G. SCHRAPS)	142
9.1 Böden aus Sedimenten der Oberkreide	144
9.2 Böden aus Sedimenten des Quartärs	144
10 Bohrungen	146
11 Verzeichnis der Schriften und Karten	162

Verzeichnis der Abbildungen

Abb. 1	Lage des Blattgebiets	12
Abb. 2	Naturräumliche und landschaftliche Gliederung	15
Abb. 3	Das Paläozoikum der Bohrung Münsterland 1	21
Abb. 4	Geologische Strukturen des tieferen Untergrunds	24
Abb. 5	Lithofazies der Kreide-Schichten	47
Abb. 6	Geologisches Profil der Forschungsbohrung Oberdarfeld 1	58/59
Abb. 7	<i>Pachydiscus</i> sp., ein Großammonit aus dem tieferen Teil der Coesfeld-Schichten	60
Abb. 8	Ehemaliger Steinbruch Mühlenkamp auf dem Bockler Berg bei Höpingen in den Baumberge-Schichten	64
Abb. 9	Findlingsblöcke von Horstmar	77
Abb. 10	Gliederung der Auenablagerungen und der Älteren Niederterrasse in der kartierbegleitenden Rammkernbohrung 10214 (Schulze-Oeing, Eggerode)	85
Abb. 11	Tektonischer Bau an der Oberfläche der Festgesteine	110
Abb. 12	Naturasphalt auf Klüften in Mergelsteinen der Mittleren Holtwick-Schichten.	120
Abb. 13	Steine und Erden	122
Abb. 14	Bruchsteingewinnung im ehemaligen Steinbruch Uhlenbrock auf dem Schöppinger Berg um 1930	124
Abb. 15	Hydrogeologische Übersicht	128
Abb. 16	Bodenkundliche Übersicht	142/143

Verzeichnis der Tabellen

Tab. 1	Mittlere Werte ausgewählter Klimaelemente	19
Tab. 2	Schichtenfolge im Blattgebiet	20
Tab. 3	Gliederung der Kreide	33
Tab. 4	Litho- und Biostratigraphie des Campans	42/43
Tab. 5	Gliederung des Campans	44/45
Tab. 6	Gliederung des Quartärs	70/71
Tab. 7	Geochemische Analyse des Darfelder Naturasphalts	121
Tab. 8	Abflußmessungen der Schwarthoff- und der Leerbach-Quellen von 1977 bis 1991	131
Tab. 9	Grundwasseranalysen	133

Tafeln in der Anlage

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

1 Vorbemerkungen

Das Blattgebiet 3909 Horstmar gehört zu den Bereichen von Nordrhein-Westfalen, die bisher noch keine flächendeckende geologische Detailkartierung erfahren haben. Erste geologische Untersuchungen gehen allerdings bis in die Mitte des 19. Jahrhunderts zurück. Sie stehen in Zusammenhang mit der Herausgabe der Geologischen Karte der Rheinprovinz und der Provinz Westfalen 1 : 80 000 durch H. VON DECHEN. Die Section Coesfeld dieses Kartenwerks, in deren Blattschnitt das Blattgebiet Horstmar liegt, wurde 1858 publiziert und im wesentlichen durch F. C. BECKS, A. HOSIUS und F. ROEMER bearbeitet (vgl. WIEGEL 1973). Ein Schwerpunkt dieser frühen Bearbeitungen war die Beschreibung der Kreide-Gesteine und deren Fossilinhalt sowie der Versuch, die Schichten stratigraphisch zu ordnen. Die Bearbeiter gingen hingegen nur unzureichend auf die Ablagerungen des Quartärs ein, die sie weitgehend als „Diluvium“ zusammenfaßten. Aus der Zeit um 1860 stammen auch erste geologische Abhandlungen, die im Rahmen von großräumigen Beschreibungen oder paläontologischen Betrachtungen unter anderem auf die geologischen Verhältnisse im Blattgebiet eingehen und einige interessante Details mitteilen. Zu nennen sind hier vor allem die Arbeiten von BECKS (1835), F. ROEMER (1854), HOSIUS (1860), SCHLÜTER (1872), VON DECHEN (1884) und WEGNER (1924, 1926) sowie der kultur- und naturgeschichtliche Führer durch die Baumberge von WESTHOFF (gen. LONGINUS, 1896).

Erst in den 30er und 40er Jahren des 20. Jahrhunderts rückte das Blattgebiet erneut in das Blickfeld der geologischen Forschung. Ausgelöst durch die intensive Suche nach Erdöllagerstätten, stand die Erkundung geologischer Strukturen des tieferen Untergrunds durch die geophysikalische Reichaufnahme im Vordergrund. Dem gleichen Zweck diene auch die in den Jahren 1944/1945 abgeteufte Tiefbohrung Darfeld 1 des Reichsbohrprogramms. Ergebnisse dieser Untersuchungen sind zusammenfassend im Blatt 70 Vreden – Ahaus – Bocholt – Coesfeld der Geotektonischen Übersichtskarte von Nordwestdeutschland 1 : 100 000 (Bearbeiter LÖGTERS & REICH 1948) dargestellt. Den damaligen Kenntnisstand gibt darüber hinaus die Geologische Übersichtskarte von Nordwestdeutschland 1 : 300 000 (1951) wieder.

Flächendeckend wurde das Blattgebiet Horstmar erstmals durch H. ARNOLD im Herbst 1953 in einer Übersichtskartierung im Maßstab 1 : 25 000 geologisch aufgenommen. Eine unveröffentlichte Manuskriptkarte, eine Aufschluß-Dokumentation und ein Kartierbericht aus dem Jahr 1954 sowie ein Vorbericht über die Fossilführung der höheren Oberkreide liegen im Archiv des Geologischen Landesamtes Nordrhein-Westfalen^{*)} vor. Teile der Kartiierungsergebnisse sind zusammenfassend bei ARNOLD (1964 a, 1964 b) beschrieben. Die geologische Übersichtskarte von ARNOLD ist bisher nur in verkleinertem Maßstab und in generalisierter Form veröffentlicht worden, und zwar als geologische Grundlage der Hydrogeologischen Karte von Nordrhein-Westfalen 1 : 50 000, Blatt L 3908 Ahaus (1981), sowie in der Geologischen Übersichtskarte 1 : 200 000, Blatt CC 3902 Lingen (1984).

In den 50er, 60er und nochmals Ende der 80er Jahre wurden auf der Suche nach Erdöl- und Erdgasvorkommen reflexionsseismische Profile über das Blattgebiet gemessen. Wei-

*) Das Geologische Landesamt Nordrhein-Westfalen wurde am 1. Januar 2001 in einen Landesbetrieb umgewandelt und heißt seitdem Geologischer Dienst Nordrhein-Westfalen. Da Karte und Erläuterungen vor dem Namenswechsel bearbeitet wurden, wird im folgenden Text noch die alte Amtsbezeichnung beibehalten.

tere Erkenntnisse über den tieferen Untergrund lieferte auch die Bohrung Münsterland 1, die in den Jahren 1961 – 1962 nur wenige hundert Meter östlich der Blattgebietsgrenze auf dem Nachbarblatt 3910 Altenberge niedergebracht wurde. Unter Verwendung der neuen Untersuchungsergebnisse geben der Paläogeographische Atlas der Unterkreide von Nordwestdeutschland (1967), das Blatt C 3906 Gronau 1 : 100 000 des unveröffentlichten Geotektonischen Atlas von Nordwest-Deutschland (Bearbeiter F. KOCKEL 1986), die Abgedeckte geologische Karte der Unterkreidebasis des Geotektonischen Atlas von NW-Deutschland 1 : 300 000 (1994) sowie JUCH (1994) Darstellungen des tieferen Untergrunds.

Der 1993 herausgegebenen Geologischen Karte von Nordrhein-Westfalen 1 : 100 000, Blatt C 3906 Gronau (Westf.), liegen für das Blattgebiet Horstmar bereits neue, teilweise noch vorläufige Ergebnisse aus der Kartierung für die Geologische Karte von Nordrhein-Westfalen 1 : 25 000 zugrunde (Manuskript mit Bearbeitungsstand April 1992). Allerdings haben sich gegenüber dieser Darstellung in der endgültigen, nun vorliegenden Geologischen Karte 1 : 25 000 durch die fortschreitende Kartierung und weitere Untersuchungsergebnisse noch einige Änderungen ergeben, die bei der Geologischen Karte 1 : 100 000, Blatt C 3906 Gronau (Westf.), nicht berücksichtigt werden konnten.

Die geologischen Geländeaufnahmen für das Kartenblatt Horstmar erfolgten auf der Grundlage der Topographischen Karte 1 : 25 000. Sie wurden zeitgleich mit Arbeiten auf den nördlichen und westlichen Anschlußblattgebieten 3808 Heek, 3809 Metelen und 3908 Ahaus durchgeführt und im Jahr 1995 abgeschlossen.

Eine flächendeckende Luftbildbefliegung mit Falschfarben-Infrarotfilm im Maßstab von ca. 1 : 12 500 unterstützte die herkömmliche Kartiermethodik. Durch eine stereoskopische Auswertung konnte in vielen Fällen die Beschaffenheit des Untergrunds aufgrund des Geländekleinreliefs, des Vegetationsmusters und nach Feuchteunterschieden des Oberbodens im Luftbild erkannt werden (vgl. KRONBERG 1984, STETS 1984, MERKT & BÖKER 1993). In den Lockergesteinsgebieten des Quartärs ließen sich anhand der Luftbilder in Verbindung mit geologischen Feldaufnahmen und unter Berücksichtigung von geologischen und bodenkundlichen Sondierungen und anderen Untersuchungen die meisten Kartiereinheiten identifizieren und abgrenzen. Die Luftbilder gaben aber auch wertvolle Hinweise auf die Ausbildung und Verbreitung der Festgesteine und vor allem auf die Lagerungsverhältnisse und tektonischen Strukturen in den Festgesteinsgebieten. Die als Ergänzung zur herkömmlichen feldgeologischen Geländeaufnahme durchgeführte Luftbildauswertung ermöglichte es, die Darstellungsgenauigkeit in der geologischen Karte deutlich zu verbessern.

Zur Erkundung, Abgrenzung und Darstellung der Schichten des oberflächennahen Untergrunds wurden 32 kartierbegleitende Bohrungen von maximal 56 m Tiefe als Spülbohrungen – zum Teil mit gekernten Abschnitten – und 8 Kern- oder Rammkernbohrungen von maximal 20 m Tiefe niedergebracht. Ergänzt wurde das Bohrprogramm durch 176 maschinengetriebene, in der Regel zwischen 3 und 10 m tiefe Sondierungen und mehr als 1 300 Handsondierungen bis zu 2 m Tiefe. Einen großen Teil dieser Arbeiten führte H. WESTERMANN (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.) aus. Eine weitere Ergänzung des Bohrprogramms waren geoelektrische Sondierungen (Bearbeiter W. BOGDANSKI, Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.), die hauptsächlich zur Erkundung der Mächtigkeit von Quartär-Ablagerungen angesetzt wurden. Darüber hinaus dienten drei geoelektrische Tiefensondierungen

gen (Bearbeiter P. WORZYK, Niedersächs. L.-Amt Bodenforsch., Hannover) der weiteren Erforschung des tieferen Untergrunds.

Auch die Ergebnisse der 80 m tiefen Forschungsbohrung Oberdarfeld 1 (Kap. 10: Brg. 11) sind bei der Kartendarstellung und in den Erläuterungen berücksichtigt worden. Die Bearbeitung dieses vollständig gekernteten Bohrprofils erfolgte in Zusammenarbeit von Wissenschaftlern verschiedener geowissenschaftlicher Fachdisziplinen der Universitäten Münster, Köln, Warschau und Prag, des Niedersächsischen Landesamtes für Bodenforschung, Hannover, und des Geologischen Landesamtes Nordrhein-Westfalen.

Das Blatt L 3908 Ahaus (1974) der Bodenkarte von Nordrhein-Westfalen 1 : 50 000 und die für große Teile des Blattgebiets vorliegenden Bodenkarten zur landwirtschaftlichen und forstlichen Standorterkundung im Maßstab 1 : 5 000 wurden geologisch ausgewertet. Zur Rekonstruktion des natürlichen, ursprünglichen Landschaftsbildes, vor allem der Verbreitung früherer Feuchtgebiete und Talauen, wurde auf das Urmeßtischblatt der Preußischen Kartenaufnahme 1 : 25 000 aus dem Jahr 1842 und auf die Neuaufnahme aus dem Jahr 1897 zurückgegriffen. Weiterhin standen zahlreiche Unterlagen aus dem Archiv des Geologischen Landesamtes Nordrhein-Westfalen zur Auswertung zur Verfügung. Hierzu gehören unter anderem die Ergebnisse von Bohrungen und geophysikalischen Untersuchungen (Seismikprofile u. a.) sowie Gutachten, Untersuchungsberichte und Stellungnahmen zu geologischen, hydrogeologischen und lagerstättenkundlichen Fragen. Die Ergebnisse von Geländeaufnahmen und Ausarbeitungen, die C. HOLL-HAGEMER, TH. PABSCH, W. PROKSCH und U. PABSCH-ROTHER als Referendararbeiten beim Geologischen Landesamt Nordrhein-Westfalen im Blattgebiet durchführten, sind ebenfalls berücksichtigt worden. Die Luftbildkartierung, die Auswertung von Archivunterlagen sowie die Bearbeitung von Karte und Schnitten wurden durch B. DOERR (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.) unterstützt.

Zur Ergänzung und Absicherung der durch die Geländearbeiten gewonnenen Ergebnisse wurden im Geologischen Landesamt Nordrhein-Westfalen zahlreiche Laboruntersuchungen durchgeführt. Insbesondere sind Gesteinsanalysen (Mineralbestand, Korngrößen, Schwerminerale) sowie paläontologische Untersuchungen von Mikrofaunen, Makrofaunen und Mikroflora zur biostratigraphischen Einstufung der betroffenen Schichten zu nennen. Die Untersuchungsergebnisse sind im Archiv des Geologischen Landesamtes Nordrhein-Westfalen niedergelegt.

2 Überblick

2.1 Geologischer Überblick

Das Blattgebiet liegt im Nordwesten des Münsterländer Kreide-Beckens (vgl. Geologie im Münsterland 1995). Es umfaßt einen Landschaftsausschnitt, der überwiegend zum Gebiet der Baumberge gehört, dem aus kreidezeitlichen Festgesteinen aufgebauten Berg- und Hügelland des zentralen Münsterlands (Abb. 1). Im äußersten Nordwesten des Blattgebiets erfolgt der Übergang zu der weiten, überwiegend mit pleistozänen Sanden bedeckten Niederung des nordwestlichen und nördlichen Münsterlands, der sogenannten Talsandebene. An der Geländeoberfläche treten Schichten des Quartärs und der höheren Oberkreide (Campan) auf. Darüber hinaus verbergen sich im Untergrund Schichten der

tieferen Oberkreide, der Unterkreide, des Buntsandsteins, Zechsteins, Karbons und Devons. Alle Schichten mit einem höheren Alter als Campan sowie die Strukturen des tieferen Untergrunds sind nur durch die Tiefbohrung Darfeld 1, weitere Tiefbohrungen in der Nachbarschaft des Blattgebiets – insbesondere die Bohrung Münsterland 1 – und durch seismische Erkundungen in groben Zügen bekannt, zum Teil aber auch nur zu vermuten.

Der Untergrund des Blattgebiets lässt sich in mehrere Stockwerke gliedern, wovon das unterste aus paläozoischen Sedimentgesteinen des Devons und Karbons besteht. Diese wurden während der variscischen Orogenese gefaltet, anschließend teilweise abgetragen und eingeebnet. Die Oberfläche dieses Stockwerks liegt in einer Tiefe von –1 300 bis –2 000 m NN. Dort sind zunächst Ablagerungen des Oberkarbons (Westfal B und C) verbreitet, während unterkarbonische und devonische Gesteine erst in wesentlich größerer Tiefe zu erwarten sind.

Das darüberliegende Stockwerk ist nur in der Westhälfte des Blattgebiets vorhanden. Es baut sich aus Sedimenten des Zechsteins und Buntsandsteins (Perm, Trias) auf, die in weitgehend flacher Lagerung über den karbonischen Schichten folgen. Im Westen können diese Ablagerungen zum Teil bis zu 380 m mächtig sein. Nach Osten dünnen sie jedoch rasch aus, in der östlichen Blattgebietshälfte sind sie nicht vorhanden. Weitere mesozoi-

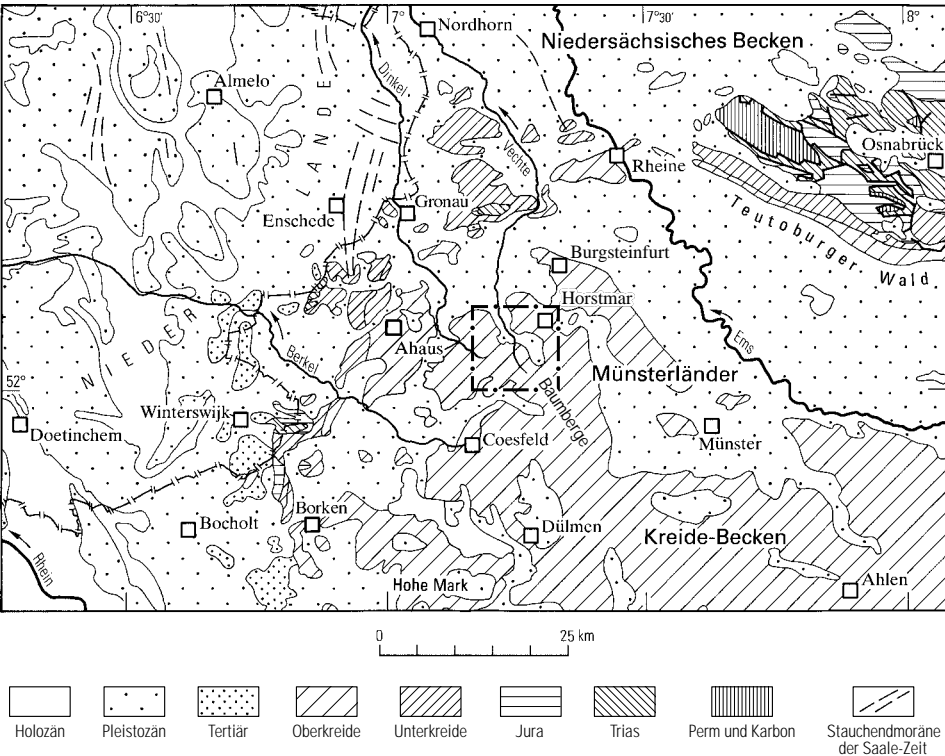


Abb. 1 Lage des Blattgebiets

sche Ablagerungen aus dem Zeitraum von der Trias bis zur höheren Unterkreide fehlen vollständig.

Das dritte, für den oberflächennahen Bereich maßgebliche Stockwerk der Kreide beginnt mit Sedimenten der höheren Unterkreide (Alb). Sie lagern im Westen dem Buntsandstein, in der Osthälfte des Blattgebiets unmittelbar dem Karbon auf und dürften überwiegend marin entstanden sein. Marine Ablagerungen der Kreide-Zeit setzen sich bis in die höhere Oberkreide hinein fort und bilden ein Schichtpaket, das bis an die Geländeoberfläche heranreicht.

Im größten Teil des Blattgebiets sind Gesteine der Oberkreide unter einer geringmächtigen Verwitterungsschicht unmittelbar an der Geländeoberfläche zu finden. Dort sind Festgesteinsschichten des Unter- und Obercampons verbreitet, die sich vorwiegend aus Mergel-, Kalkmergel- und Kalksteinen mit jeweils wechselndem Sand-, Ton- und Kalkgehalt zusammensetzen. In überwiegend flacher, leicht welliger Lagerung bilden sie eine Schichtstufenlandschaft. Vereinzelte Verwerfungen beeinflussen ihre Lagerung und bewirken örtlich wechselndes Einfallen und Streichen.

Ablagerungen des Tertiärs sind aus dem Blattgebiet nicht bekannt. Aus dem Quartär sind vor allem glaziäre, fluviatile und äolische Lockersedimente überliefert. Sie überdecken nur zum Teil die Gesteine der Kreide. Abgesehen von einer ausgedehnten, bis zu mehrere Meter mächtigen Grundmoränendecke südlich und östlich von Horstmar und südlich von Osterwick sowie den Ausläufern der Talsandebene in der nordwestlichen Blattgebietsecke sind Quartär-Ablagerungen weitestgehend auf die Bach- und Flußtäler beschränkt. Im Bereich des Vechtetals füllen sie eine schmale, in die Festgesteinsoberfläche bis zu 20 m tief eingeschnittene Rinne. Diese ist überwiegend mit weichselzeitlichen fluviatilen Sanden und Schluffen gefüllt. Flugsandfelder und einzelne Dünen entstanden vor allem im Nordwesten des Blattgebiets durch äolische Umlagerung von Sanden im jüngsten Pleistozän und im Holozän. Talauenablagerungen und Moorbildungen stammen aus dem Holozän.

2.2 Geographischer Überblick

Das Blattgebiet umfaßt im Nordwesten etwa zwei Drittel des Gemeindegebiets Schöppingen mit den Orten Schöppingen und Eggerode sowie eine kleine Teilfläche des Gemeindegebiets von Legden. Beide Gemeinden liegen im Kreis Borken. Die Stadt Horstmar im Nordosten sowie die Bauerschaft Altenburg der Gemeinde Laer gehören zum Kreis Steinfurt. Die südliche Blattgebietshälfte umfaßt aus dem Kreis Coesfeld einen großen Teil der Gemeinde Rosendahl mit den Orten Osterwick, Darfeld und Höpingen sowie kleine Teilflächen des Stadtgebiets Billerbeck. Wirtschaftspolitisch gehört das Blattgebiet zur EUREGIO, der Interessengemeinschaft von niederländischen und deutschen Gemeinden, Städten und Kreisen der Landschaftsgebiete Twenthe, Oost-Gelderland, Drenthe, südliches Emsland, Grafschaft Bentheim und Westmünsterland (GABBE 1984). Einen Überblick über die Landschaften des Blattgebiets, deren wichtigste natürliche Grundlagen und deren kulturgeschichtliche Entwicklung geben BREUING & MENGELS (1971), BEYER (1975), FROHNE (1966), MÜHLEN (1966), Landesplanungsgemeinschaft Westfalen, Münster, und Kreisverwaltung Landkreis Steinfurt (1951), LUCAS (1956, 1967) sowie der Umweltatlas Umwelt Kreis Borken (1990).

2.2.1 Geländegestalt und naturräumliche Gliederung

Das Blattgebiet liegt innerhalb der Westfälischen Tieflandsbucht und ist überwiegend dem Kernmünsterland zuzurechnen. Nur die in der äußersten Nordwestecke beginnende, sich von dort weit nach Nordwesten und Norden ausdehnende Talsandebene (naturräumliche Einheit Meteler Feld) sowie zwei kleine, zur Berkel hin entwässernde Teilflächen der Stadtlohn-Coesfelder Geest im Süden gehören zum Westmünsterland. Abbildung 2 gibt einen Überblick über die weitere naturräumliche Unterteilung nach MEISEL (1961) und VON KÜRTEM (1977) sowie über das Geländere relief, das Gewässernetz und einige wichtige Landschaftselemente.

Praktisch das gesamte Blattgebiet gehört zum Bereich der Baumberge im weiteren Sinne, einem Hügelland, das sich durch seinen geologischen Bau und sein Relief deutlich von der Umgebung absetzt (BEYER 1975). Es ist eine im einzelnen recht kompliziert gebaute Schichtstufenlandschaft, die durch mehrere Schichtstufen, plateauartige Verebnungs- und Hochflächen und meist weite Talmulden gekennzeichnet ist (WEGMANN 1949, MÜLLER-WILLE 1966: 208). Das etwa in der Blattmitte von Süden nach Norden verlaufende Vechtetal und die Talerweiterung in ihrem Quellgebiet bei Darfeld (naturräumliche Einheit Darfelder Mulde) bilden eine deutliche Trennung zwischen dem westlich gelegenen Osterwicker Hügelland, dem östlich gelegenen Schöppinger Rücken sowie dem Berg- und Hügelland südlich von Darfeld und Höpingen (s. Abb. 2).

Das Osterwicker Hügelland hebt sich aus der nach Nordwesten anschließenden Talsandebene zunächst mit einer 10 – 15 m, örtlich auch bis 25 m hohen, durch tektonische Störungen mehrfach versetzten Steilstufe heraus, der Legdener Stufe im Sinne von WEGMANN (1949). Der Ramsberg in der nordwestlichen Blattgebietsecke ist ein markanter, durch mehrere Verwerfungen isolierter Teil dieser überwiegend im Blattgebiet 3908 Ahaus verlaufenden Geländestufe (vgl. Abb. 2). Nach Osten schließt zunächst eine Verebnung an, die ebenfalls noch überwiegend im Blattgebiet Ahaus liegt und zu der Teile der Bauerschaft Ramsberg gehören. Im Grenzbereich zwischen den Blattgebieten Ahaus und Horstmar folgt erneut eine Geländestufe, die sogenannte Osterwicker Stufe (vgl. Abb. 2). Sie ist in sich mehrfach gegliedert, zum Teil sehr langgezogen und daher nicht immer so markant wie die Legdener Stufe, obwohl sie insgesamt eine ähnliche Höhe besitzt. Oberhalb der Osterwicker Stufe schließt sich ein plateauartiger Höhenrücken an. Er erstreckt sich etwa Nordnordwest – Südsüdost, seine Achse verläuft aus dem Südwesten der Bauerschaft Ramsberg in den Raum Osterwick. WEGMANN (1949) bezeichnet diesen Höhenzug als Osterwicker Flachrücken. Die höchsten Erhebungen liegen im Norden bei etwa +107 m NN und steigen südöstlich von Osterwick auf +128,4 m NN an. Die Ostseite dieses Höhenrückens fällt wiederum mit einer deutlichen, teilweise langgezogenen und mehrfach gegliederten Geländestufe zum Vechtetal ab.

Der Schöppinger Rücken prägt den Nordosten des Blattgebiets. Mit einer Nordnordwest bis Südsüdost verlaufenden Achse erhebt er sich zwischen den Orten Horstmar und Schöppingen. Westlich vom Bahnhof Horstmar beginnt er zunächst als schmaler Höhenzug und weitet sich in seinem zentralen Teil, dem 157,6 m hohen Schöppinger Berg, plateauartig aus. Im Norden, bereits im Blattgebiet 3809 Metelen, bricht er steil gegen die Talsandebene im Meteler Feld ab. Auch im Anstieg zum Schöppinger Rücken sind Schichtstufen zu erkennen (vgl. WEGMANN 1949). Während der westliche Hang teils

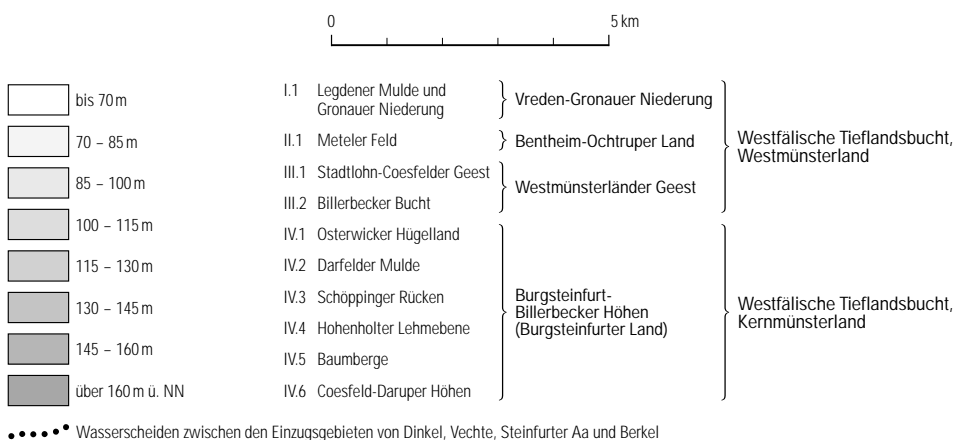
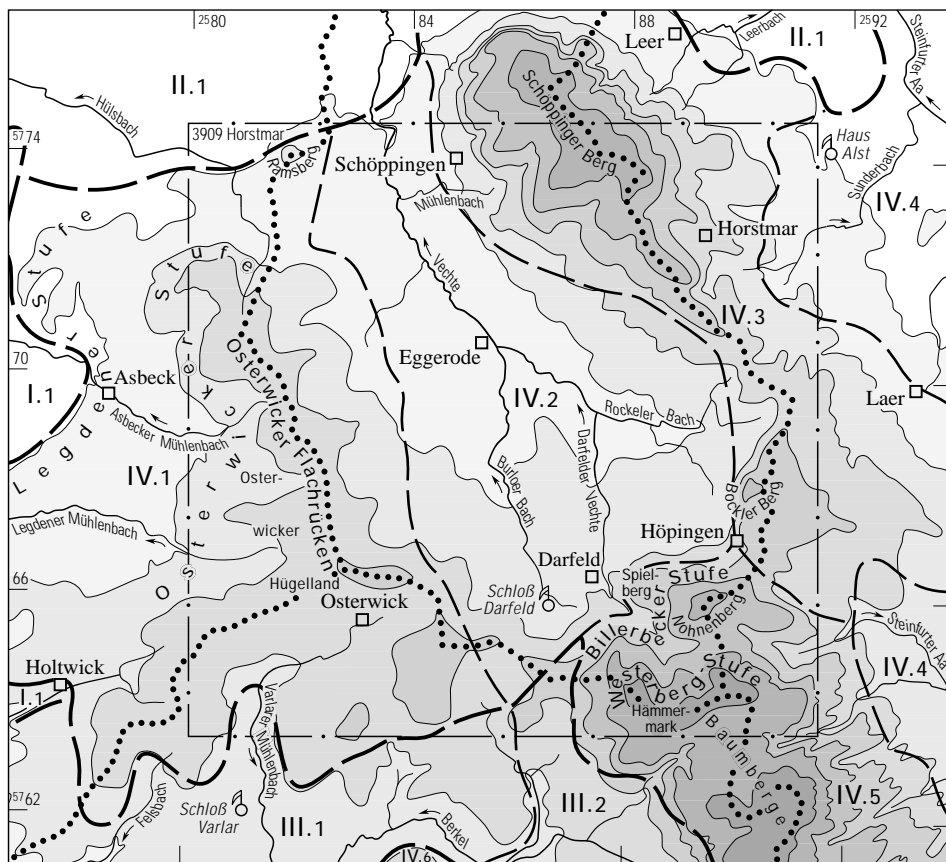


Abb. 2 Naturräumliche und landschaftliche Gliederung (nach MEISEL 1961 und VON KÜRTE 1977)

steil, teils flacher, insgesamt aber eher gleichmäßig ansteigt und nur bei Tinge eine weitere Gliederung durch Schichtstufen erkennen läßt, sind im östlichen Hang bei Horstmar deutlich mehrere Stufen auszumachen.

Das Berg- und Hügellgebiet südlich von Darfeld und Höpingen gehört bereits zum eigentlichen Kerngebiet der Baumberge (BEYER 1975, MEISEL 1961). Es hebt sich südöstlich der Bahnlinie mit steilen Geländeanstiegen gegenüber der Darfelder Mulde heraus. Auch hier sind mehrere Schichtstufen (Billerbecker Stufe, Westerberg-Stufe im Sinne von WEGMANN 1949; vgl. Abb. 2), teilweise aber auch tektonisch bedingte Geländestufen zu erkennen. Weitere tektonische Trennlinien und eine starke Zertalung beeinflussen das morphologische Bild. Mit +166,8 m NN wird in der Hämmermark (Westerberg) die höchste Erhebung des Blattgebiets erreicht. Die dortige Hochfläche ist der nördlichste Ausläufer des Plateaus der zentralen Baumberge.

Westlich von Schöppingen, im Bereich des sich nach Norden öffnenden Vechtetals, und westlich vom Ramsberg ändert sich der Landschaftscharakter. Die Kreide-Höhen treten zurück, ebene oder leicht wellige Sandflächen setzen in einem Niveau zwischen +65 und +75 m NN ein und weiten sich nach Norden mehr und mehr aus. Sie leiten zur Talsandebene im Meteler Feld über, die sich im wesentlichen aber erst in den nördlich und nordwestlich anschließenden Blattgebieten 3809 Metelen und 3808 Heek ausbreitet.

Die potentielle natürliche Vegetation des Blattgebiets besteht in den höheren, trockeneren, nährstoffreichen Lagen aus Buchenmischwäldern, in den übrigen Gebieten überwiegend aus Eichen-Hainbuchen- und Eichen-Buchen-Wäldern in unterschiedlichen Ausprägungen. An feuchten Standorten in den Talniederungen kommen auch Eichen-Birken- sowie Erlen- und Eschen-Wälder vor (vgl. Karte Vegetation 1983; MEISEL 1961; LUCAS 1956: 10, 1967: 28). Durch Rodungen, Viehhude, Plaggenwirtschaft und andere anthropogene Veränderungen wurde die ursprüngliche Vegetation jedoch stark verändert. Die natürlichen Waldgesellschaften sind heute nur noch zu einem ganz geringen Teil erhalten. An ihre Stelle ist eine Kulturlandschaft getreten, die sich durch einen vielfachen Wechsel zwischen Äckern, Grünland, kleineren und einigen größeren Waldflächen, Hecken und zahlreichen verstreut liegenden Einzelhöfen auszeichnet (Parklandschaft).

2.2.2 Gewässernetz

Der nordwestlich der Höhen des zentralen Münsterlands (Baumberge und Hohe Mark) gelegene Westteil der Westfälischen Tieflandsbucht bildet ein eigenständiges Gewässereinzugsgebiet, das weder mit dem des Rheins noch mit dem der Ems in Verbindung steht. Es wird als „Küstengebiet Rhein“ bezeichnet (Landesamt für Wasser und Abfall Nordrhein-Westfalen 1986). Hauptvorfluter dieses Gebiets ist die Issel (Ijssel in den Niederlanden), die bei Kampen in das IJsselmeer mündet.

Zu diesem Einzugsgebiet gehört die Vechte. Sie ist das größte Fließgewässer des Blattgebiets und entwässert mit den Zuläufen Burloer Bach, Darfelder Vechte und Rockeler Bach knapp drei Viertel der Gesamtfläche. Das Quellgebiet der Vechte liegt in der Darfelder Mulde im Raum Darfeld – Höpingen (Abb. 2). Sie quert das Blattgebiet in nördlicher Richtung, verläßt es bei Schöppingen, fließt weiter nach Norden, biegt bei

Nordhorn nach Westen um und mündet bei Zwolle (Niederlande) in die IJssel. Die Quellbäche sammeln das aus zahlreichen Quellen zufließende Wasser und vereinigen sich bei Rockel beziehungsweise Eggerode. Nach alter Lesart trägt die Vechte ihren Namen erst ab Eggerode (WESTHOFF 1896: XIII, WERLAND 1971: 63); in der neuesten topographischen Karte wird der durch Darfeld fließende Arm als Darfelder Vechte bezeichnet. Seine Quelle befindet sich in Oberdarfeld (R 88 080, H 65 800).

Der westliche Quellbach der Vechte, der Burloer Bach, wird durch Quellen rund um das Schloß Darfeld gespeist, außerdem erhält er Zuflüsse aus den Höhen östlich von Osterwick. Der von Oberdarfeld kommende Vechtearm hat mehrere Quellen am Fuß von Spielberg und Nohnenberg. Der Rockeler Bach ist mehrfach verzweigt und entwässert das Gebiet um Höpingen, Altenburg und nördlich von Rockel. Nördlich von Eggerode erhält die Vechte sowohl von den Hängen des Schöppinger Bergs als auch aus dem Osterwicker Flachrücken weitere Zuflüsse. Die bedeutendsten sind der von Westen (Bauerschaft Heven) kommende, oberhalb von Schulze-Wasserkönig einmündende Bach sowie der Mühlenbach in Schöppingen, der von mehreren starken Quellen, unter anderem an der Schöppinger Kirche, gespeist wird.

Das Einzugsgebiet der Vechte wird durch die Wasserscheide begrenzt, die im Westen über den Osterwicker Flachrücken, die Ausläufer des Baumberge-Plateaus südlich von Darfeld und den Schöppinger Rücken im Osten verläuft (Abb. 2). Die Westseite des Osterwicker Flachrückens entwässert über den Legdener und Asbecker Mühlenbach sowie über einige kleinere Bachläufe zur Dinkel. Diese fließt westlich des Blattgebiets nach Norden und mündet bei Nordhorn in die Vechte. Die beiden Mühlenbäche haben ihren Ursprung im Blattgebiet in der Nähe der Wasserscheide, ihre Zuflüsse sind jedoch nicht sehr ergiebig (SCHNEIDER 1941: 216).

Die östliche Abdachung des Schöppinger Rückens sowie der Höhen östlich von Höpingen entwässert über mehrere kleine Bachläufe zur Steinfurter Aa, die weitestgehend außerhalb des Blattgebiets verläuft. Sie fließt ebenfalls nach Norden und mündet bei Wettringen in die Vechte. Das Quellgebiet der Steinfurter Aa liegt in der südöstlichen Blattgebietsecke bei Gut Möltgen.

Lediglich der Raum Osterwick und Teilgebiete der Hämmermark gehören nicht zum Einzugsgebiet der Vechte im weiteren Sinne. Der in Osterwick entspringende Varlarer Mühlenbach und das Quellgebiet bei Schulze-Frieling in der Mitte der südlichen Blattgebietsgrenze leiten ihr Wasser der Berkel zu. Die Berkel, die bei Billerbeck (TK 25: 4009 Coesfeld) am Fuß der Baumberge entspringt und von dort über Coesfeld nach Westen fließt, gehört ebenfalls zum IJssel-Einzugsgebiet (vgl. SCHNEIDER 1941: 216).

Viele Quellen des Blattgebiets treten einzeln oder in Gruppen im Grenzbereich zwischen den klüftigen Kalk- und Mergelsteinen des höchsten Unter- und Obercampans und den darunter lagernden, vorwiegend aus Tonmergelsteinen aufgebauten untercampanen Schichten auf. Einige Quellen liegen auch in höheren Niveaus, sind aber auch dort an Horizonte mit tonigeren Mergelsteinen gebunden (vgl. BEYER 1975: 12). Die in tieferen Niveaus gelegenen Quellen schütten in der Regel ganzjährig, während die höheren nur zeitweise fließen. Stark schwankende Schüttungen deuten auf eine Verkarstung der aus Kalk- und Mergelsteinen bestehenden Höhen hin (Spaltenkarst). Auch die wasserarmen Hochflächen und die an einigen Stellen oberhalb der Quellen, beispielsweise in

Oberdarfeld oder in Schöppingen, zu beobachtenden Trockentäler sind ein Anzeichen für eine Verkarstung.

Sobald die Bäche ihre Quellgebiete am Fuß der Höhenrücken verlassen haben, nimmt ihr Gefälle und damit ihre Fließgeschwindigkeit stark ab. So hat die Vechte nördlich des Zusammenflusses von Burloer Bach und Darfelder Vechte bei Eggerode lediglich ein Gefälle von etwa 1,6 ‰. Die Wasserführung der Bäche unterliegt kurzfristigen und jahreszeitlichen Schwankungen, die von der Niederschlagsintensität abhängen. Bei Starkniederschlägen neigen sie leicht zu Überschwemmungen (LUCAS 1967: 22).

Der überwiegende Teil der Gewässer des Blattgebiets ist heute künstlich verändert. In ihren Ursprungsgebieten werden die Bäche häufig aus einem weitverzweigten Netz von Entwässerungsgräben und Drainagen gespeist, die im Zuge von Meliorations- und Flurbereinigungsmaßnahmen angelegt wurden. Einige der ehemals vorhandenen Quellen sind dadurch heute verschwunden. An der Vechte und ihren Zuflüssen reichen Wasserbaumaßnahmen weit in historische Zeiten zurück. Sie dienten zum Beispiel der Anlage von Gräften am Schloß Darfeld oder Haus Burlo. Die Anlage von Stauwehren ermöglichte die Nutzung der Wasserkraft in Wassermühlen. Später kamen Regulierungen zur Verbesserung der Vorflut und aus Gründen des Hochwasserschutzes hinzu.

2.2.3 Klima

Das Blattgebiet liegt im Klimabezirk der Westfälischen Tieflandsbucht (Münsterland) und gehört somit dem nordwestdeutschen Klimabereich an. Das Klima ist durch einen starken maritimen Einfluß geprägt. Die nach Westen offene Westfälische Tieflandsbucht begünstigt das Eindringen westlicher Winde, die feuchte Meeresluft heranführen. Sie sind maßgebend für die mit 750 – 850 mm relativ hohe jährliche Gesamtniederschlagsmenge (vgl. Tab. 1). Kennzeichnend ist ein ausgeglichener jährlicher Klimaverlauf mit allgemein kühlen, feuchten Sommern und milden Wintern. Die mittlere monatliche Niederschlags-höhe, gemessen am Schloß Darfeld durch die Graf Droste zu Vischeringsche Verwaltung (frdl. Mitt.), schwankt zwischen 44 und 87 mm und liegt im Jahresdurchschnitt bei 70 mm (Beobachtungszeitraum 1974 – 1994). Die jährliche Schwankung der mittleren Lufttemperatur beträgt etwa 16 °C (Klima-Atlas von Nordrhein-Westfalen 1960: Kt. 12). Nur gelegentlich kann sich in längeren Phasen hohen Luftdrucks kontinentaler Einfluß durchsetzen. Bei östlichen bis südöstlichen Winden sind solche Phasen im Sommer mit höheren Temperaturen und trockenem Sommerwetter, im Winter mit Kälteperioden verbunden.

Die klimatischen Verhältnisse des Blattgebiets werden durch die im Osten und Süden zum Teil bis auf über +160 m NN ansteigenden Höhen deutlich beeinflusst. Im Gegensatz zu den nach Westen und Norden anschließenden Gebieten, wo die Niederschlags-verteilung weitgehend ausgeglichen ist, treten an den Erhebungen des Blattgebiets Staueffekte auf, die einen Anstieg der mittleren Jahresniederschläge bewirken (Landes-planungsgemeinschaft Westfalen, Münster, und Kreisverwaltung Landkreis Steinfurt 1951: 8; LUCAS 1956: 9, 1967: 16). So werden vor allem auf der Westseite des Schöppinger Bergs sowie im Raum südlich und östlich von Osterwick und Darfeld erhöhte Niederschlagswerte beobachtet. Der Raum Horstmar liegt hingegen im Regenschatten des Schöppinger Bergs und zeigt geringere Niederschläge.

Tabelle 1
Mittlere Werte ausgewählter Klimaelemente

Klimaelement	Wert	Beobachtungs- zeitraum
Jahresniederschlag (mm)	750 – 850	1951 – 1980
Sommerniederschlag (mm) (Mai – September)	350 – 400	1951 – 1980
Lufttemperatur im Jahr (°C)	8,5 – 9,5	1931 – 1960
Lufttemperatur im Juli (°C)	16 – 18	1931 – 1960
Lufttemperatur im Januar (°C)	0 – 2	1931 – 1960
Jahresniederschlag (mm) (Station Schöppingen)	806	1931 – 1950
Jahresverdunstung (mm) (Station Schöppingen)	491	1931 – 1950
Jahresabfluß (mm) (Station Schöppingen)	315	1931 – 1950

Die in Tabelle 1 wiedergegebenen Klimadaten sind auf das Blattgebiet bezogene Mittelwerte nach dem Klima-Atlas von Nordrhein-Westfalen (1989). Die Werte für Jahresniederschlag, Jahresverdunstung und Jahresabfluß an der Station Schöppingen sind den Gewässerkundlichen Karten von Nordrhein-Westfalen (1955) entnommen. Weitere Angaben finden sich in den Klimadaten I (1976).



3 Schichtenfolge

Die an der Geländeoberfläche verbreiteten oder durch Bohrungen im Untergrund nachgewiesenen Schichten reichen vom Oberkarbon (Westfal B) bis zum Quartär. Die Schichtenfolge vom Oberkarbon bis zum Santon tritt nicht zutage. Sie ist bisher nur durch die Tiefbohrung Darfeld 1 (vgl. Kap. 10: Brg. 5) erschlossen, wobei die im Westteil des Blattgebiets vermuteten Zechstein- und Buntsandstein-Ablagerungen dort fehlen. Weitere Hinweise auf die Verbreitung, Mächtigkeit und Lagerung der nur im Untergrund vorhandenen Schichten ergeben sich aus geophysikalischen Untersuchungen (Seismik und Tiefengeoelektrik) sowie unter Berücksichtigung regionaler paläogeographisch-tektonischer Kenntnisse in Analogie zu Bohrungs- und Tagesaufschlüssen der benachbarten Gebiete. Eine wichtige Tiefbohrung, auf die als Referenzprofil nachfolgend Bezug genommen wird, ist die Bohrung Münsterland 1 im Blattgebiet 3910 Altenberge. Ihr Bohransatzpunkt befindet sich nur etwa 600 m östlich der Blattgebietsgrenze (R 92 161, H 64 701). Sie erschließt unter dem 1 788 m mächtigen Kreide-Deckgebirge eine paläozoische Schichtenfolge vom Mitteldevon bis zum Westfal B (Abb. 3). Einzelheiten zur lithologischen und stratigraphischen Gliederung dieser Schichtenfolge sind bei RICHWIEN et al. (1963), KELCH (1963 a, 1963 b, 1963 c), WOLBURG (1963), HESEMANN (1965), STAUDE (1989) und DROZDZEWSKI & WREDE (1994) abgehandelt. Einen Überblick über die Schichtenfolge im Blattgebiet gibt Tabelle 2.

Tabelle 2
Schichtenfolge im Blattgebiet

Alter (Mio. Jahre)*	Stratigraphie			Blattgebiet Horstmar	
				W	E
0,01	Känozoikum	Quartär	Holozän		
2,4			Pleistozän		
5,2		Tertiär	Pliozän		
23,3			Miozän		
35,4			Oligozän		
56,5			Eozän		
65,0			Paleozän		
98,9	Mesozoikum	Kreide	Oberkreide		
144,2			Unterkreide		
159,4		Jura	Malm		
180,1			Dogger		
205,7			Lias		
232		Trias	Keuper		
240			Muschelkalk		
251			Buntsandstein		
258	Paläozoikum	Perm	Zechstein	?	?
300			Rotliegend		
305		Karbon	Oberkarbon		
315					
326					
363		Devon	Unterkarbon		
377			Oberdevon		
			Mitteldevon		

* zusammengestellt nach
 EHLERS 1994 (Quartär)
 HARLAND et al. 1990 (Tertiär, Devon)
 GRADSTEIN et al. 1994 (Kreide, Jura)
 MENNING 1994 (Trias, Perm)
 BURGER & HESS & LIPPOLT 1997 (Karbon)

 im Blattgebiet nachgewiesen bzw. vermutet
 im Blattgebiet fehlend

Paläozoikum

Die im Schnitt A – B (Taf. 1 in der Anl.) und im Mächtigkeitsschnitt dargestellte paläozoische Schichtenfolge umfaßt variscisch gefaltetes Oberkarbon (Westfal A, B und C) sowie weitgehend flach lagernde Sedimentgesteine des jüngeren Perms (Zechstein). Letztere wurden nach der Konsolidierung des Variscischen Gebirges auf der Rheinischen Masse abgelagert. Das tiefere Perm (Rotliegend) ist nicht überliefert und auch aus der Nachbarschaft des Blattgebiets nicht bekannt. Die unter dem Westfal folgenden paläozoischen Schichten sind zwar nicht im Blattgebiet selbst, aber durch die Bohrung Münsterland 1 in unmittelbarer Nachbarschaft erschlossen und werden daher im folgenden summarisch dargestellt (vgl. Abb. 3).

3.1 Devon

Die Tiefbohrung Münsterland 1 hat im Teufenbereich von 5 507,5 m bis zur Endteufe von 5 956 m ein nahezu 450 m mächtiges Devon-Profil erschlossen, das Teile des Mitteldevons (Givet) und das gesamte Oberdevon umfaßt (RICHWIEN et al. 1963, WOLBURG 1963; vgl. Abb. 3). Es ist anzunehmen, daß vergleichbare Gesteine auch im tieferen Untergrund des Blattge-

biets auftreten, wenn auch Faziesänderungen – insbesondere die Kalksteine betreffend – nicht auszuschließen sind. Die Schichtenfolge beginnt mit wenigen Metern eines dolomitischen Quarzits, der über einen dolomitischen Sandstein (Kalksandstein) zu einer rund 185 m mächtigen, teilweise dolomitischen Kalksteinsfolge mit einzelnen Tonsteinszwischenlagen überleitet (Givet- und Frasnes-Kalk). Die vorwiegend dunkelgrauen oder dunkelgrau-blauen Kalksteine sind fossilreich und zeichnen sich vor allem durch das Vorkommen von Stromatoporen, Korallen, Schnecken und Brachiopoden aus (FLÜGEL 1963, STRUVE 1963, ARNOLD 1967). Die Kalksteine werden im Hangenden durch eine etwa 105 m mächtige Folge von teilweise karbonatischen, geschiefert Ton- und Schluffsteinen in dünn-schichtiger Wechsellagerung mit schluffig-feinsandigen Einlagerungen und flaserig-knotigen, dolomitischen Feinsandsteinen abgelöst (Frasnes- und Famenneschiefer). Darüber lagern etwa 110 m mächtige Schichten aus tonig-dolomitischen Sand- und Schluffsteinen, die mit dem hauptsächlich aus dem Aache-ner Gebiet (Nordeifel, Ardennen) be-kannten Condroz-Sandstein paral-lisiert werden. Den Abschluß der de-vonischen Schichtenfolge bilden 12 m mächtige dunkle Tonsteine mit Kalk- und Kalksandsteineinlagerungen.

Alle erbohrten devonischen Gesteine sind Ablagerungen eines Flachmeeres, das dem nordeuropäischen Old-Red-Kontinent vorgelagert war. Die stroma-toporenreichen Kalksteine sind keine dem devonischen Massenkalk ver-

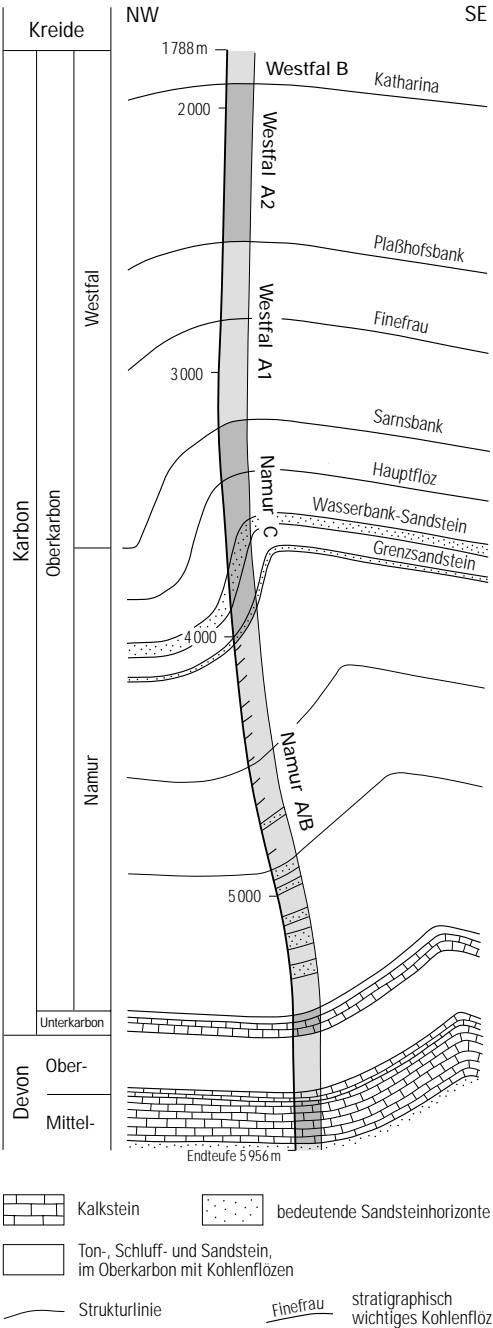


Abb. 3
Das Paläozoikum der Bohrung Münsterland 1
(verändert nach DROZDZEWSKI & WREDE 1994)

gleichbaren Riffbildungen im engeren Sinne, sondern am ehesten in dem lagunären Flachmeerbereich zwischen der Küste und dem weiter südlich gelegenen eigentlichen Riffgürtel entstanden (FÜCHTBAUER 1963, ARNOLD 1967).

3.2 Karbon

3.2.1 Unterkarbon

Das etwa 70 m mächtige Unterkarbon der Tiefbohrung Münsterland 1 ist weitestgehend in Kulm-Fazies entwickelt, das ist die durch ein Stillwassermilieu gekennzeichnete, teilweise flyschartige Beckenfazies des unterkarbonischen Meeres (vgl. PAPROTH 1960, DROZDZEWSKI & WREDE 1994: 23). Die Schichtenfolge beginnt mit einem Kalksteinhorizont, darüber folgen geringmächtige dunkle Tonsteine, die wiederum von Lyditen und kieseligen Tonsteinen (Kieselschiefer) sowie kieseligem Kalkstein (Kieselkalkhorizont) überlagert werden. Ein Abschnitt mit dunklen, teilweise kieseligen Tonsteinen leitet in eine Serie aus dunkelgrauen, milden Tonsteinen mit einzelnen dünnen, plattigen Kalksteinlagen über (Posidonienschiefer und Kulm-Alaunschiefer), die das Unterkarbon nach oben abschließt. Für die kieseligen Abschnitte der Schichtenfolge sind mehrere dünne, hellgrünlichgraue Tuff- und Tuffitlagen charakteristisch (FÜCHTBAUER 1963, WOLBURG 1963).

Die Unterkarbon-Schichtenfolge hat große Ähnlichkeit mit den gleichalten Ablagerungen der Kulm-Fazies im nördlichen Sauerland. Im Vergleich dazu und zu anderen Tiefbohrungen im Münsterland ist ihre Mächtigkeit allerdings deutlich reduziert, was auf geringe Sedimentationsraten sowie auf eine paläogeographische Position nahe dem nordwestlichen Beckenrand hindeutet (WOLBURG 1963, HESEMANN 1965).

3.2.2 Oberkarbon

Die Ablagerungen des Oberkarbons umfassen die flözleeren Schichten des Namurs A und B sowie die kohlenflözführenden Folgen des Namurs C und des Westfals A bis C. An der Basis des permisch-mesozoischen Deckgebirges streichen im Blattgebiet jedoch nur die Schichten des Westfals B und C aus (Abb. 4 in Kap. 3.2.2.2). Abweichend von den bisherigen Darstellungen des präpermischen Untergrunds in Nordwestdeutschland, zuletzt durch M. TEICHMÜLLER & R. TEICHMÜLLER & BARTENSTEIN (1984), FRANKE (1990), JUCH & THIERMANN (in HILDEN et al. 1993), DROZDZEWSKI & WREDE (1994) und JUCH (1994), sind in Abbildung 4 bereits neueste Untersuchungsergebnisse berücksichtigt, denen zufolge Westfal B an der Karbon-Oberfläche weiter verbreitet ist als bisher bekannt war (D. JUCH, mdl. Mitt.). So zeigen neue Auswertungen von seismischen Profilen und eine mikrofloristische Neudatierung von Bohrkernen der Bohrung Darfeld 1 (Bearbeiter CH. HARTKOPF-FRÖDER, Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.), daß Westfal B im Osten und Südosten des Blattgebiets sowohl im Kernbereich des Weseke-Billerbecker Hauptsattels als auch im Darfelder Sattel an die Oberfläche des Karbons tritt, während ansonsten Westfal C weitflächig verbreitet ist. Die jüngsten Karbon-Schichten (Westfal D u. Stefan) kommen im Blattgebiet nicht mehr vor. Nach JUCH & THIERMANN (in HILDEN et al. 1993) wird ihre Verbreitung durch die nördlich des Blattgebiets verlaufende Gronauer Störungszone nach Süden begrenzt.

Mit der allmählichen nordwärtigen Wanderung der variscischen Faltungsfront und der zunehmenden Heraushebung der Mitteldeutschen Schwelle änderten sich im Verlauf des Oberkarbons die Ablagerungsbedingungen. Die flyschartige Sedimentation des Unterkarbons wurde im Verlauf des Namurs durch molasseartige Sedimente abgelöst. Ein ständig absinkender Trog im nördlichen Vorland des Variscischen Gebirges wurde von mächtigen klastischen Schüttungen aufgefüllt (subvariscische Vorlandmolasse; vgl. HEDEMANN & R. TEICHMÜLLER 1971). Dabei vollzog sich der Übergang von der marinen Fazies in die hauptsächlich nichtmarine, paralische Fazies. Ab dem höheren Namur (Namur C) kam es zur Schüttung mächtiger fluviatiler Sande und gleichzeitig zur Bildung ausgedehnter Moore, aus denen die Steinkohlenflöze entstanden (vgl. DROZDZEWSKI & WREDE 1994: 23).

3.2.2.1 Namur

An der Basis der Namur-Schichtenfolge setzen sich im Profil der Bohrung Münsterland 1 in den Hangenden Alaunschiefern zunächst noch milde, dunkelgraue Tonsteine fort, wie sie auch schon für das höhere Unterkarbon kennzeichnend sind. Sie leiten zu einer auf rund 1 400 Bohrm Metern durchteuften Serie aus Ton- und Schluffsteinen über, in die vor allem im unteren und mittleren Teil zahlreiche, mitunter quarzitische Sandsteinhorizonte eingeschaltet sind (quarzitreiche Folge des flözleeren Namurs, Namur A und B; vgl. Abb. 3). Der obere, sandsteinarme Teil dieser Serie wird mit der aus dem nördlichen Sauerland bekannten „Ziegelschieferzone“ des flözleeren Oberkarbons parallelisiert (RICHWIEN et al. 1963, HESEMANN 1965). Mit dem erneuten Einsetzen von Sandsteinhorizonten bei etwa 4 030 m Teufe (Grenzsandstein) beginnt der obere Abschnitt des Namurs (Namur C, Sprockhövel-Schichten), in dem auch die ersten Steinkohlenflöze auftreten. Nach der Neugliederung des Oberkarbon-Profiles der Bohrung Münsterland 1 durch D. SCHMITZ (DeutscheMontanTechnologie, Essen, publiziert in DROZDZEWSKI & WREDE 1994: 60) endet das Namur bei ca. 3 200 m Teufe. Unter Berücksichtigung des Schichteneinfallens hat es damit insgesamt eine Mächtigkeit von etwa 1 800 m (DROZDZEWSKI & WREDE 1994: 63).

3.2.2.2 Westfal (cwa, cwb, cwc)

Im Westfal setzte sich die molasseartige Sedimentation fort. In dem weiten, gleichmäßig absinkenden Becken wurde in einem limnisch-fluviatilen bis paralischen Milieu weiterhin eine Wechselfolge aus meist unreinen Ton-, Schluff- und Sandsteinen von vorwiegend grauer Farbe und mit eingelagerten Steinkohlenflözen gebildet. Einzelne marine Tonsteinhorizonte entstanden in Zeiten verstärkter Absenkung durch kurzzeitige marine Ingressionen. Ihre Anzahl nimmt jedoch vom älteren zum jüngeren Westfal kontinuierlich ab. Gekennzeichnet sind die Ablagerungen des Westfals durch eine einförmige Fazies, die nahezu im gesamten Bereich der subvariscischen Vorlandmolasse gleichbleibend ist. Die Schichtenfolge läßt sich jedoch vom Liegenden zum Hangenden in einen unteren sandsteinreichen Abschnitt, der den größten Teil des Westfals A umfaßt, einen tonsteinreichen Abschnitt im höchsten Westfal A und unteren Teil des Westfals B sowie in einen oberen sandsteinreichen Abschnitt unterteilen, der im höheren Westfal B beginnt (DROZDZEWSKI & WREDE 1994: 34). Der Anteil der Kohlenflöze an der gesamten Schicht-



Wie die in den Bohrungen Darfeld 1 und Münsterland 1 erbohrten Profile zeigen, sind die Sandsteine meist fein- oder mittelkörnig, in der Regel gut sortiert und enthalten neben Quarzkörnern auch immer etwas Feldspat. Grobkörnige oder kiesige Einlagerungen sind selten. Die mehr oder weniger schluffigen Tonsteine und die Schluffsteine bestehen hauptsächlich aus Quarz und Muskovit (jeweils etwa 35 – 40 %) und enthalten daneben etwas Chlorit, Kaolinit, Siderit und Feldspat (vgl. ARNOLD 1967: 35). Neben reineren Ton- und Schluffsteinen treten auch solche mit hohen Feinsandanteilen auf.

Die Mächtigkeit einzelner Steinkohlenflöze schwankt zwischen wenigen Zentimetern und etwa 1 m (in der Brg. Münsterland 1 max. 1,2 m nach TUNN 1963). Der Inkohlungsgrad der Steinkohlen ist an der Karbon-Oberfläche des Blattgebiets insgesamt wohl relativ niedrig. Nach einer Inkohlungsbestimmung in der Bohrung Darfeld 1 (vgl. Kap. 10: Brg. 5) sowie Beobachtungen aus benachbarten Regionen sind Reflexionswerte zu erwarten, die überwiegend unter 1 % R_m liegen (M. TEICHMÜLLER & R. TEICHMÜLLER & BARTENSTEIN 1984). Die kohlenpetrographisch untersuchte Probe aus der Bohrung Darfeld 1 zeigte eine Flammkohle mit ca. 42 % Flüchtigen Bestandteilen (mittlere Reflexion $R_m = 0,7\%$; Untersuchung M. TEICHMÜLLER, Krefeld). Im Südosten des Blattgebiets, im Kern des Weseke-Billerbecker Hauptsattels, liegen die Inkohlungswerte nahe der Karbon-Oberfläche wohl etwas höher. Dies zeigen die Proben aus den obersten Abschnitten der Karbon-Schichtenfolge in der Bohrung Münsterland 1, wo Reflexionswerte von 1,1 % R_m ermittelt wurden (33 % Flüchtige Bestandteile). Dies entspricht bereits einer Gaskohle. Zur Teufe hin zeigt sich dort, ähnlich wie im Ruhrgebiet, eine starke Zunahme der Inkohlung, die bis zum Anthrazitstadium reicht. Eine thermische Beeinflussung durch das Bramscher Massiv ist nicht erkennbar (M. TEICHMÜLLER 1963).

Für das Westfal A wird im Bereich der Bohrung Münsterland 1 nach DROZDZEWSKI & WREDE (1994: 63) eine Mächtigkeit von 1 250 m angenommen. Das Westfal B ist im Norden des Münsterlands, ähnlich wie im Raum Ibbenbüren, wahrscheinlich etwa 660 m, das Westfal C rund 800 m mächtig (HEDEMANN & R. TEICHMÜLLER 1971: 135, DROZDZEWSKI & WREDE 1994: 31).

Die Karbon-Oberfläche liegt nach JUCH (1994) in großen Teilen des Blattgebiets heute in einer Tiefe um –1 750 m NN, nur im Südwesten, am Blattgebietsrand westlich von Osterwick, sinkt sie bis –2 000 m NN ab (Abb. 4). Im Bereich des Darfelder Sattels steigt sie hingegen auf etwa –1 300 m NN an (–1 299 m NN in der Bohrung Darfeld 1).

3.3 Perm

Das Perm gliedert sich in zwei Abschnitte (Tab. 2). Ablagerungen des unteren Abschnitts, des Rotliegend, sind nach den derzeitigen paläogeographischen Kenntnissen nicht zu erwarten. Das Blattgebiet lag damals wohl außerhalb, aber nicht weit entfernt vom Sedimentationsgebiet, dem Nordwesteuropäischen Rotliegend-Becken, zu dem im Norden das Norddeutsche Becken mit der Emssenkung und im Westen das Zentralniederländische Becken gehörten (vgl. PLEIN 1978, VAN WIJHE & LUTZ & KAASSCHIETER 1980, GRALLA 1988). Die nächstgelegenen Rotliegend-Vorkommen sind aus dem Raum Bentheim bekannt, liegen also etwa 25 km nördlich des Blattgebiets (vgl. HISS 1995: 20).

Den oberen Abschnitt des Perms bildet der Zechstein. Gegenüber dem Rotliegend erweiterte sich im Zechstein der Sedimentationsraum nach Süden. Der Nordteil der

Rheinischen Masse – und damit auch das Blattgebiet – wurde überflutet. Im deutsch-niederländischen Grenzraum entstand ein Senkungstrog, der vom Niederrhein bis in das südliche Emsland reichte und mächtige Zechstein-Sedimente aufnahm (Niederrhein- oder Ems-Niederrhein-Senke; vgl. ROSENFELD 1978, VAN ADRICHEM BOOGAERT & BURGERS 1983, THIERMANN in Geologie im Münsterland 1995). Ausgehend von einer marinen Sedimentation setzten im Verlauf des Zechsteins Evaporationsvorgänge ein, wobei in der Ems-Niederrhein-Senke mächtige Salinarablagerungen entstanden, die sich in mehrere Zyklen gliedern lassen. Das Blattgebiet liegt jedoch östlich des eigentlichen Senkungstrogs; die im Untergrund zu vermutenden Zechstein-Ablagerungen sind daher meist nur geringmächtig und wahrscheinlich überwiegend von einer Randfazies geprägt.

3.3.1 Zechstein (z)

Zechstein-Ablagerungen sind wohl nur in der Westhälfte des Blattgebiets im tieferen Untergrund vorhanden. Sie sind nirgends aufgeschlossen, ihre Verbreitung und Mächtigkeit ist lediglich aus seismischen Untersuchungen bekannt. Vom nordwestlichen Blattgebietsrand, wo Zechstein bis zu 80 m mächtig sein kann, dünnt die Schichtenfolge nach Osten allmählich aus. Nach den bisherigen Kenntnissen verläuft ihre östliche Verbreitungsgrenze von Südwesten (Raum Gescher) kommend entlang der Nordflanke des Weseke-Billerbecker Hauptsattels und weiter über Osterwick und Schöppingen auf Burgsteinfurt zu (s. Abb. 4; vgl. Geotektonischer Atlas von NW-Deutschland 1 : 300 000, Tl. 1, 1994; Geologie im Münsterland 1995: 16). Gesteinsbeschaffenheit und Schichtenaufbau des Zechsteins lassen sich nur in Analogie zu den Nachbargebieten vermuten.

Die Ablagerungen des Zechsteins beginnen im allgemeinen mit dem Zechstein-Konglomerat. Es ist in der Regel nur wenige Dezimeter bis Meter mächtig und kann mitunter auch fehlen (THIERMANN 1968: 20). Seine Zusammensetzung ist nicht einheitlich, sie wechselt zwischen groben Konglomeraten, konglomeratischen Sandsteinen und schluffigen Tonsteinen mit konglomeratischen Einlagerungen. Es ist langjährige Tradition und derzeit noch geltende Konvention, das Zechstein-Konglomerat an die Basis des Zechsteins zu stellen. Dagegen schlägt RICHTER-BERNBURG (1987) vor, die Basis des Zechsteins an den Beginn der eindeutig marinen Sedimentation, das heißt an die Basis des darüber folgenden Kupferschiefers zu legen. RICHTER-BERNBURG macht deutlich, daß das Zechstein-Konglomerat nicht immer ein reines Transgressionskonglomerat ist, sondern zum Teil Reste von Verwitterungsdecken enthält oder Anzeichen für eine fluviatile Sedimentation zeigt. Es kann somit stratigraphisch auch älter als die Zechstein-Transgression sein. Inzwischen wird in neueren Arbeiten über das Norddeutsche Becken aus praktischen Erwägungen der Kupferschiefer als Korrelationshorizont für die Zechstein-Basis verwendet (z. B. GEBHARDT & PLEIN 1995: 19).

In den Zechstein-Normalprofilen der Ems-Niederrhein-Senke, zum Beispiel in den Bohrungen im Solfeld Epe (TK 25: 3808 Heek; vgl. HISS 1995), lagern über dem Zechstein-Konglomerat zunächst noch geringmächtige blättrige Tonsteine (Kupferschiefer), ehe der erste salinare Zyklus einsetzt. Es folgen Tonmergelsteine und darüber – durch Eindampfung des Meerwassers ausgefällt – erst Carbonate (Mergel-, Kalk- und Dolomitsteine), danach Sulfate (Gips und Anhydrit) und schließlich Chloride (Steinsalz, untergeordnet Kalisalz). Bei erneutem Zufluß von frischem Meerwasser geht diese

Ausfällungsfolge in umgekehrter Reihenfolge wieder zu ihrem Ausgangspunkt zurück. Während im Raum Epe der erste Zyklus (Zechstein 1: Werra-Folge) weitgehend vollständig ausgebildet ist, reichen die folgenden Zyklen (Zechstein 2 – 4: Staßfurt-, Leine- und Aller-Folge) meist nur bis zur Ausfällung von Anhydrit. Die höheren Zyklen (Zechstein 5 – 7: Ohre-, Friesland- und Mölln-Folge) sind nur in geringmächtiger Randfazies aus dunkelbraunen, teilweise schluffigen Tonsteinen mit einzelnen tonigen Feinsandsteinbänken und Anhydritschlieren entwickelt. Sie schließen die früher zum Unteren Buntsandstein gestellten „Brückelschiefer“ (RICHTER-BERNBURG 1955, BOIGK 1959, BOIGK et al. 1960) ein.

Da die maximale Gesamtmächtigkeit der Zechstein-Ablagerungen schon deutlich unter der aus dem Raum Epe liegt, ist zu vermuten, daß die Schichtenfolge gegenüber den Beckenprofilen lückenhaft und möglicherweise faziell abweichend ist. Über die Gesteinsausbildung und die Mächtigkeiten einzelner Horizonte gibt es aus dem Blattgebiet jedoch keine Erkenntnisse. Analog zu den gut bekannten Verhältnissen im Solfeld Epe (vgl. HISS 1995) und im nordwestlichen Ruhrgebiet (vgl. THIERMANN in ANDERSON et al. 1987) dürfte aber auch hier die Werra-Folge (Zechstein 1) den mächtigsten Abschnitt bilden. Da mit Annäherung an die Randbereiche des Zechsteins die Salzhorizonte gewöhnlich als erstes ausdünnen, ist im Blattgebiet kaum noch Steinsalz zu erwarten. Es läßt sich derzeit nicht sagen, welche lateralen Änderungen in der Zechstein-Schichtenfolge mit weiterer Annäherung an den geringmächtigen Randbereich und die Verbreitungsgrenze auftreten. Eine Fazieszonierung des Zechsteins ist jedoch aus anderen Gebieten in der Umrandung der Rheinischen Masse (Hunte-Schwelle) gut bekannt (RICHTER-BERNBURG 1972, ROSENFELD 1978: Abb. 2, THIERMANN in ANDERSON et al. 1987: 44). Analog dazu ist anzunehmen, daß Anhydrite, Dolomitsteine sowie dolomitische Ton-, Mergel- und Kalksteine überwiegen (vgl. MÜLLER in HAHNE & SCHMIDT 1982: 78, HARMS in KLASSEN 1984).

Mesozoikum

3.4 Trias

Wie schon zuvor im Perm war auch während der Trias-Zeit ein großer Teil der Rheinischen Masse ein Hochgebiet, das sich nach Norden bis weit in das Münsterland hinein fortsetzte (Rheinische Schwelle oder Hunte-Schwelle genannt). Dieses unterlag der Abtragung. Nur seine Randbereiche waren in das Sedimentationsgeschehen einbezogen (WOLBURG 1953, 1957, 1969; HESEMANN 1967, 1975; ROSENFELD 1978). Im Nordwesten wurde das Hochgebiet von der Ems-Niederrhein-Senke begrenzt, deren Achse etwa parallel zur deutsch-niederländischen Grenze verläuft. Im Zentrum der Ems-Niederrhein-Senke sind mächtige, mehr oder weniger vollständige Trias-Profile erbohrt. Von dort nach Osten wird die Schichtenfolge geringer mächtig und lückenhaft. Im Blattgebiet Horstmar dünnt sie von vermutlich maximal etwa 300 m im äußersten Nordwesten zur Blattmitte hin vollständig aus. Der heutige erosive Verbreitungsrand verläuft etwa parallel zur Zechstein-Verbreitungsgrenze (Abb. 4).

Kenntnisse über die Schichtenfolge der Trias liegen für das Blattgebiet nur aus seismischen Profilen vor und basieren vornehmlich auf Analogieschlüssen zu benachbarten, besser aufgeschlossenen Räumen. Es ist anzunehmen, daß aus der Trias lediglich Unterer und Mittlerer Buntsandstein überliefert sind. Schichten des Oberen Buntsand-

steins (Röt-Folge), des Muschelkalks und des Keupers dürften fehlen. Ablagerungen dieser Zeitabschnitte sind zwar aus dem deutsch-niederländischen Grenzraum und dem Gebiet um Gronau und Ochtrup in lückenhafter Ausbildung bekannt (BENTZ 1927, 1930, 1933; WOLBURG 1957, 1969; THIERMAN 1968), sie sind aber schon in den nordwestlich und westlich angrenzenden Blattgebieten 3808 Heek und 3908 Ahaus bislang nicht nachzuweisen (Hiss 1995, 1997). Ihr ursprüngliches Verbreitungsgebiet dürfte eine ähnliche Ausdehnung wie die Ablagerungen des Unteren und Mittleren Buntsandsteins gehabt haben (ROSENFELD 1978). Durch spätere Erosionen, insbesondere in Folge alt-kimmerischer Bewegungen (vgl. Kap. 4.3 u. 5), sind diese Schichten wieder abgetragen worden, so daß sie heute im Blattgebiet vermutlich vollständig fehlen. Im Keuper lag das Blattgebiet weitestgehend außerhalb des Sedimentationsraums.

3.4.1 Buntsandstein (s)

Im Bereich des Norddeutschen Beckens dauerten die lagunären Ablagerungen des höheren Zechsteins im Unteren Buntsandstein zunächst noch an. Im Mittleren Buntsandstein setzte sich eine kontinental-fluviatile Sedimentation durch, die im Oberen Buntsandstein zu marin-lagunären Verhältnissen zurückkehrte (THIERMANN in HILDEN et al. 1993). Buntsandstein ist nur in der westlichen Hälfte des Blattgebiets im tieferen Untergrund vorhanden (Abb. 4), aber nirgends aufgeschlossen. Vermutlich ist er auf Ablagerungen des Unteren und Mittleren Buntsandsteins beschränkt. Seine Ausbildung und Gliederung sind im einzelnen nicht bekannt. Sie dürften jedoch in ihren Grundzügen dem entsprechen, was aus dem Solfeld Epe (TK 25: 3808 Heek; vgl. Hiss 1995) überliefert ist und in ähnlicher Form bereits durch WOLBURG (1957) für den gesamten Raum zwischen Ems und Niederrhein beschrieben wurde. Aufgrund der randlichen Lage innerhalb des Buntsandstein-Verbreitungsgebiets und der nach Osten kontinuierlich abnehmenden Mächtigkeit sind größere Abweichungen von den sonst üblichen Profilen zu erwarten. Es ist nicht bekannt, ob lediglich die Mächtigkeit in den einzelnen Horizonten zurückgeht, ob zunehmend Schichtlücken auftreten oder ob sich auch die petrographische Beschaffenheit der Schichten insgesamt ändert. Die nachfolgende Gesteinsbeschreibung kann daher nur in Analogie zu den Verhältnissen in benachbarten Gebieten einen kurzen Überblick über die wahrscheinlich zu erwartende Schichtenfolge geben.

Die Ton- und Schluffsedimentation, die bereits im höheren Teil des Zechsteins begonnen hatte, hielt auch im Unteren Buntsandstein weiter an. Es treten daher zunächst rotbraune, teilweise auch rot- und grauviolette oder graugrüne Ton- und Schluffsteine mit Feinsandsteineinschlüssen auf, denen zum Teil Anhydrit in Form von Knoten oder dünnen Bändern sowie oolithische Kalksandsteinbänke (sogenannte Rogensteinbänke) eingelagert sein können. Die Basis des Buntsandsteins wird heute in der Regel anhand von Bohrprofilen logstratigraphisch definiert und mit dem ersten Auftreten oolithischer Kalksandsteinbänke gezogen (BEST 1989, RÖHLING 1991, Subkommission Perm-Trias 1993).

Die Schichtenfolge des Mittleren Buntsandsteins ist in mehrere Großzyklen (Volpriehausen-, Detfurth-, Hardeggen- und Solling-Folge) gegliedert (vgl. WOLBURG 1968). Sie setzt sich aus vorwiegend rot bis rotbraun gefärbten Ton-, Schluff- und Sandsteinen zusammen, wobei gegenüber dem Unteren Buntsandstein die Sandstein-

horizonte stärker in den Vordergrund treten. Der Mittlere Buntsandstein beginnt mit dem markanten Volpriehausen-Sandstein (vgl. BOIGK 1959, BOIGK et al. 1960, RÖHLING 1991). Weitere markante Sandsteinhorizonte stehen auch am Beginn der Detfurth- und der Hardeggen-Folge. In der Solling-Folge treten Sandsteine eher zurück. Dort sind kalkige, oolithische Feinsandsteinbänke und zum Teil auch dünne Anhydritlagen eingeschaltet. Der höchste Teil der Schichtenfolge des Mittleren Buntsandsteins dürfte jedoch – ähnlich wie in allen Bohrprofilen des Sollfelds Epe (TK 25: 3808 Heek) – mehr oder weniger stark erodiert sein und ebenso wie die Ablagerungen des Oberen Buntsandsteins (Röt-Folge) fehlen.

Die Gesamtmächtigkeit des Buntsandsteins beträgt im Nordwesten des Blattgebiets maximal etwa 300 m und nimmt von dort nach Osten und Südosten rasch ab. In der östlichen Blattgebietshälfte fehlt er vollständig. Im Blattgebiet wird Buntsandstein von Schichten der höheren Unterkreide (Alb) überlagert.

3.5 Kreide

Im Blattgebiet sind Gesteine aus der Kreide-Zeit in großer Mächtigkeit und weitgehend flacher Lagerung flächenhaft verbreitet. Zu einem geringen Teil entstammen sie der Unterkreide, überwiegend wurden sie während der Oberkreide, in den Zeitstufen Cenoman bis Campan, gebildet. Sie liegen in der östlichen Blattgebietshälfte dem Oberkarbon, in der westlichen dem Zechstein oder Buntsandstein diskordant auf. Während Schichten der Unterkreide und tieferen Oberkreide nur im Untergrund des Blattgebiets vorhanden und lediglich durch die Tiefbohrung Darfeld 1 erschlossen sind (vgl. Kap. 10: Brg. 5), kommen Festgesteine der jüngeren Oberkreide (Campan) unmittelbar an der Geländeoberfläche oder unter einer geringen Bedeckung von quarzärzeitlichen Lockersedimenten vor. Die Gliederung der Kreide-Schichtenfolge zeigt Tabelle 3 (s. S. 33).

3.5.1 Unterkreide

In der tiefen Unterkreide war das Blattgebiet – wie schon zuvor im Jura – Bestandteil der Rheinischen Masse und unterlag der Abtragung. Von der zunächst limnisch-brackischen und später marinen Sedimentation im wenige Kilometer nördlich beginnenden Niedersächsischen Becken und dessen südwestlicher Fortsetzung, der Alstätter Bucht, war es nicht mehr beeinflusst (Hiss in Geologie im Münsterland 1995: 48). Daher fehlen Sedimente aus dem Zeitintervall vom Beginn der Unterkreide (Berrias) bis zum Apt. Die östliche Verbreitungsgrenze von Ablagerungen dieser Epoche verläuft nach derzeitigem Kenntnisstand aber nur wenig westlich des Blattgebiets, etwa auf einer Linie Legden bis Heek (Abb. 4; s. auch Hiss 1997).

Im Alb setzte eine weitreichende Meerestransgression ein, in deren Folge das gesamte Münsterland und somit auch das Blattgebiet überflutet wurde (vgl. FRIEG & HISS & KAEVER 1990). Damit begann die eigentliche erdgeschichtliche Entwicklung des Münsterländer Kreide-Beckens. Die ältesten im Blattgebiet nachgewiesenen Kreide-Ablagerungen gehören in das Mittelalb. Es ist nicht bekannt, ob im Norden auch noch geringmächtige Sedimentreste aus dem Unteralb am Aufbau der Schichtenfolge beteiligt sind.

3.5.1.1 Alb (krl)

Gault (Alb) (BENTZ 1930)
Alb (THIERMANN 1968)

Während das Blattgebiet im Unteralb wohl noch überwiegend zum festländischen Bereich gehörte, wurde es im Mittelialb von dem nach Süden vordringenden Meer überflutet. Zunächst wurden randnahe, flachmarine, glaukonitisch-sandige Sedimente abgelagert. Mit fortschreitender Transgression verlagerte sich die Küstenlinie im Oberalb bis in das nördliche Ruhrgebiet und das südöstliche Münsterland (SCHUSTER & WOLBURG 1962, FRIEG & HISS & KAEVER 1990). Gleichzeitig nahm im nördlichen Münsterland die Meeres-tiefe zu, und es stellte sich in dem nunmehr küstenfernen Gebiet eine Mergelsteinfazies ein (vgl. FRIEG & HISS & KAEVER 1990).

Das Alb des Blattgebiets ist nur durch die Tiefbohrung Darfeld 1 (vgl. Kap. 10: Brg. 5) erschlossen. Die nachfolgende Beschreibung bezieht sich daher weitestgehend auf das Profil dieser Bohrung. In ähnlicher Ausbildung wie sie dort angetroffen wurden, teilweise jedoch in größerer Mächtigkeit und mit faziellen Übergängen zu den vom Nord- und Westrand des Münsterlands bekannten Profilen (vgl. HISS 1995, 1997), dürften die Schichten des Albs aber auch im übrigen Teil des Blattgebiets entwickelt sein. Dies lassen entsprechende Beschreibungen aus benachbarten Gebieten vermuten, wo ähnliche Verhältnisse vorliegen (SCHUSTER & WOLBURG 1962, 1963; ELLERMANN 1962, HILDEN & THIERMANN in ANDERSON et al. 1987; STAUDE 1989).

Gesteine: Die Ablagerungen des Albs beginnen in der Tiefbohrung Darfeld 1 mit einem nur wenige Dezimeter mächtigen Fein- bis Mittelsandstein. Darüber folgt ein dunkelgrauer, kalkhaltiger, glaukonitischer Feinsandstein, der zum Hangenden hin zunehmend tonig ausgebildet ist und dem zum Teil feinkiesige Tonsteingerölle eingelagert sind. Er geht in einen dunkelgrauen, sandig-glaukonitischen Tonmergelstein über. Darin gefundene Reste kleinwüchsiger Belemniten sind vermutlich der Art *Neohibolites minimus* (MILLER) zuzuordnen und belegen das mittelialbische Alter dieser Schichten (*minimus*-Grünsand).

Die Schichtenfolge setzt sich zum Hangenden mit grauen bis dunkelgrauen Tonmergel- und Mergelsteinen fort, die die für den Flammenmergel charakteristischen, auf Bioturbationseinflüsse zurückgehenden hellgrauen Farbschlieren („Flammen“) zeigen. Im höchsten Teil treten auch einige Kalkmergelsteinbänke auf. Die Fossilführung dieser mergeligen Schichtenfolge ist im unteren Teil sehr spärlich, dort treten nur einige wenige kleine Muscheln auf. Im oberen Teil (in den Bohrkernen oberhalb von 1 357,5 m Teufe) findet sich häufiger die Auster *Aucellina gryphaeoides* (SOWERBY).

Altersstellung und Abgrenzung: Nach den vorgefundenen Fossilien sowie dem Vergleich der im Blattgebiet erbohrten Schichtenfolge mit dem Alb-Profil der Bohrung Münsterland 1 (TK 25: 3910 Altenberge) in der Überarbeitung von FRIEG & HISS & KAEVER (1990) lassen sich die glaukonitischen Feinsandsteine sowie die sandigen Tonmergelsteine (*minimus*-Grünsand) dem Mittelialb und die Mergelsteinfolge (Flammenmergel) dem Oberalb zuordnen. Unterhalb-Sedimente sind nicht nachgewiesen, sind möglicherweise aber im nördlichen Teil des Blattgebiets in geringmächtigen Resten an der Basis der Schichtenfolge vorhanden. Die in den vollständigeren Alb-Profilen im nordwestlichen Randbereich des Münsterlands unterhalb des Flammenmergels gesondert auszugren-

zenden *splendens*-Schichten sind nicht zu erkennen (vgl. BENTZ 1930; THIERMANN 1968; HISS 1995, 1997). Die Zerteilung des Oberalbs (Flammenmergel) in einen unteren Teil ohne und einen oberen Teil mit Aucellinen entspricht den Beobachtungen von FRIEG & KEMPER (1989), ELSTNER & KEMPER (1989) sowie FRIEG & HISS & KAEVER (1990). Die Grenze Alb/Cenoman ist lithologisch nicht besonders ausgeprägt. Sie läßt sich entweder mikrofaunistisch mittels Ostracodenfaunen und sandschaligen Foraminiferen oder durch Bohrlochmessungen festlegen (vgl. KEMPER 1984, FRIEG & KEMPER & OWEN 1989, FRIEG & KEMPER 1989). Beide Untersuchungen liegen aus der Bohrung Darfeld 1 jedoch nicht vor, so daß die Alb/Cenoman-Grenze nur im Vergleich zur Tiefbohrung Münsterland 1 etwa bei 1 350 m Teufe angenommen werden kann.

Verbreitung, Abgrenzung und Mächtigkeit: Alb ist im tieferen Untergrund des gesamten Blattgebiets vorhanden. Im Westen liegt es transgressiv über Zechstein oder Buntsandstein (vgl. Kap. 3.3.1 u. 3.4.1), im Osten liegt es unmittelbar dem Oberkarbon auf. Im Hangenden gehen die kalkreichen Mergelsteine des Oberalbs (Flammenmergel) fließend in die Mergelsteinfoolge des tieferen Cenomans über (Cenoman-Mergel; vgl. Kap. 3.5.2.1).

Das Alb ist im Nordwesten und Norden des Blattgebiets wahrscheinlich in einer Mächtigkeit bis zu 150 m entwickelt. Von dort dünnt es nach Südosten und Süden allmählich aus und folgt damit dem allgemeinen Trend der Mächtigkeitsabnahme in Richtung auf das zentrale Münsterland (vgl. SCHUSTER & WOLBURG 1962, SCHOTT et al. 1969). Wie überregionale Bohrlochkorrelationen zeigen, nehmen dabei alle Schichtglieder, insbesondere aber die tieferen Horizonte, an Mächtigkeit ab (SCHUSTER & WOLBURG 1963). In der Bohrung Darfeld 1 ist das Alb etwa 39 m mächtig, wovon 9 m auf das Mittelalb und 30 m auf das Oberalb entfallen.

3.5.2 Oberkreide

Im Blattgebiet sind aus der Oberkreide Ablagerungen der Stufen Cenoman bis Obercampan vorhanden. Während Gesteine der Stufen Cenoman bis Santon nur im Untergrund verbreitet sind und nirgends an die Geländeoberfläche treten, bilden Schichten des Campans den oberflächennahen Festgesteinsuntergrund oder stehen unmittelbar an der Geländeoberfläche an.

Zur Oberkreide-Zeit gehörte das Blattgebiet zum Münsterländer Kreide-Becken. Es senkte sich als subsequenter Randtrog im Sinne von VOIGT (1963) mit der beginnenden Inversion des Niedersächsischen Beckens (BOIGK 1968, BETZ et al. 1987; vgl. Kap. 4.4) auf der Rheinischen Masse stark ein und nahm eine mächtige oberkretazische Sedimentserie auf, die im Blattgebiet teilweise mehr als 1 800 m mißt. Nach den Darstellungen im Blatt C 3906 Gronau des unveröffentlichten Geotektonischen Atlas von Nordwestdeutschland (Bearbeiter F. KOCKEL 1986) sinkt die Basis der Oberkreide-Ablagerungen entsprechend der Struktur des Münsterländer Kreide-Beckens innerhalb des Blattgebiets von Nordwesten nach Südosten von –1 100 m NN teilweise bis auf –1 700 m NN ab (vgl. auch die Strukturkarte des Münsterländer Kreide-Beckens in Geologie im Münsterland 1995: Abb. 4). Dementsprechend fallen die Oberkreide-Schichten im Untergrund generell schwach nach Osten bis Südosten ein. Daher finden sich Ablagerungen des tieferen Untercampans nur im Nordwesten an der Geländeober-

fläche, während sie nach Osten hin von jüngeren Ablagerungen überdeckt sind. Die jüngsten Kreide-Schichten, die Baumberge-Schichten des höchsten Obercampan, treten nur in der östlichen Blattgebiethälfte auf (vgl. Abb. 11, S. 107).

Die Kenntnisse über die Schichtenfolge vom Cenoman bis zum Santon basieren auf dem einzigen Aufschluß, der Tiefbohrung Darfeld 1 (vgl. Kap. 10: Brg. 5), sowie auf Vergleichen mit Nachbargebieten, insbesondere mit dem Profil der Bohrung Münsterland 1 (TK 25: 3910 Altenberge). Obwohl man Campan-Ablagerungen weitflächig an der Geländeoberfläche findet, sind auch hier Aufschlüsse selten und oft nur temporär zugänglich. Selbst die Lesesteinhäufigkeit ist im Ausstrichbereich einiger Horizonte sehr gering und uncharakteristisch, da nur die härteren Bänke selektiv Lesesteine liefern, während der überwiegende Teil der nur mäßig festen Mergelgesteine bei ihrer Verwitterung vollständig zerfällt. Die Kenntnisse über die Campan-Schichtenfolge beruhen daher zum Teil auf Bohrungsdaten. Wichtige Referenzprofile bilden die in der südöstlichen Blattgebietsecke niedergebrachte Forschungsbohrung Oberdarfeld 1 (vgl. Kap. 10: Brg. 11; KAEVER & LOMMERZHEIM 1995) sowie die am Schöppinger Berg abgeteufte Forschungsbohrung Metelen 1001 (TK 25: 3809 Metelen; vgl. HISS 1991 u. KAEVER & LOMMERZHEIM 1991).

Tabelle 3 zeigt die Gliederung der Oberkreide im Blattgebiet sowie deren biostratigraphische Grundlagen im Überblick. In der Spalte „wichtige Leitfossilien“ ist eine Auswahl von Zonenfossilien der Cephalopoden- und der Inoceramenstratigraphie*) aufgeführt, ohne jedoch die vollständigen Zonenabfolgen darzustellen. Der derzeitige Kenntnisstand über die im nordwestdeutschen Raum gebräuchlichen Zonengliederungen ergibt sich unter anderen aus ERNST (1964), ERNST & SCHMID (1979), ERNST & SCHMID & SEIBERTZ (1983), CHRISTENSEN (1990), ERNST & SCHULZ (1974), HANCOCK (1991), KENNEDY (1984), KAPLAN (1991), KAPLAN & KENNEDY (1994), SCHULZ (1985), SCHÖNFELD et al. (1996), SCHULZ et al. (1984), TRÖGER (1989) und WIEDMANN et al. (1989). Neben der biostratigraphischen Gliederung nach Makrofaunen ist auch eine mikrofaunistische Gliederung mit benthischen Foraminiferen nach HILTERMANN & KOCH (1962) und KOCH (1977) gebräuchlich. Eine Übersicht über häufig vorkommende mikropaläontologische Leitfossilien in den nicht zutage tretenden Oberkreide-Schichten gibt HISS (1997).

In Ergänzung zur allgemeinen stratigraphischen Übersicht nach Tabelle 3 werden in Tabelle 4 die biostratigraphische Gliederung sowie die Leitfossilien der an der Geländeoberfläche auftretenden Campan-Schichten im Detail dargestellt (s. Kap. 3.5.2.5). Die biostratigraphische Datierung dieser Gesteine erfolgt mit Mikro- und Makrofaunen. Makrofaunen liegen aus dem Osterwicker Hügelland, dem Raum südlich von Darfeld und vom Schöppinger Berg vor. Mikrofaunen sind vor allem für die schlecht aufgeschlossenen, teilweise von Quartär-Ablagerungen überdeckten Kreide-Gesteine im Vechtetal von Bedeu-

*) Die taxonomische Zuordnung innerhalb der Muschelfamilie Inoceramidae ist derzeit im Umbruch. So werden in neuen Arbeiten bisher als Untergattungen der Gattung *Inoceramus* angesehene Gruppen als eigenständige Gattungen aufgefaßt, zum Beispiel bei *Mytiloides* oder *Cremnoceramus*. Umfassende taxonomische Untersuchungen sind aber noch nicht abgeschlossen, so daß derzeit nicht feststeht, welche Untergattungen künftig Gattungsrang erhalten. Hier wird daher einheitlich verfahren und die Untergliederung der Gattung *Inoceramus* auf Untergattungsebene beschrieben.

Tabelle 3
Gliederung der Kreide

Stufen		Alter (Mio. Jahre) (nach GRADSTEIN et al. 1994)	Blattgebiet Horstmar		wichtige Leitfossilien der nordwestdeutschen Kreide (Auswahl)		
					Cephalopoden	Inoceramen	
Oberkreide	Campan	71,3 ± 0,5	krca4B	Baum- berge- Schichten	Obere (krca4Bo)	<i>Bostrychoceras polyplacum</i> (ROEMER)	<i>Inoceramus (Endocostea)</i> <i>balticus</i> BOHM
					Untere (krca4Bu)		
			krca3C	Coesfeld-Schichten		<i>Hoplitoplacenticeras vari</i> (SCHLÜTER)	
						<i>Belemnitella mucronata</i> (VON SCHLOTHEIM)	
	krca2H		Holtwick- Schichten	Obere (krca2Ho)	<i>Gonioteuthis quadrata</i> (BLAINVILLE)		
				Mittlere (krca2Hm)			
				Untere (krca2Hu)			
	krca1		Unteres Untercampan	<i>Placenticeras bidorsatum</i> (ROEMER)	<i>Inoceramus (Sphenoceras)</i> ex gr. <i>lingua/patootensisformis</i>		
	Santon	83,5 ± 0,5	krca	(ungegliedert)	Emscher- Mergel (Tonmergel- steinfazies)	<i>Gonioteuthis granulata</i> (BLAINVILLE)	<i>Inoceramus (Sphenoceras)</i> <i>pinniformis</i> WILLET
						<i>Gonioteuthis westfalica</i> (SCHLÜTER)	<i>Inoceramus (Cordiceras)</i> <i>cordiformis</i> SOWERBY
						<i>Texanites texanum</i> (ROEMER)	<i>Inoceramus (Cladoceras)</i> <i>undulaticatus</i> ROEMER
	Coniac	85,8 ± 0,5	krcc	(ungegliedert)	Planerfazies (schloenbachi- Schichten)	<i>Gonioteuthis westfalica</i> <i>praewestfalica</i> ERNST & SCHULZ	<i>Inoceramus (Magadiceramus)</i> <i>subquadratus</i> SCHLÜTER
						<i>Gauthiericeras margae</i> (SCHLÜTER)	<i>Inoceramus (Volviceras)</i> <i>involutus</i> SOWERBY
						<i>Peroniceras tridorsatum</i> (SCHLÜTER)	<i>Inoceramus (Cremnoceras)</i> <i>deformis</i> MEEK
	Turon	89,0 ± 0,5	krt	(ungegliedert)	Planerfazies (ungegliedert)	<i>Subprionocyclus neptuni</i> (GEINITZ)	<i>Inoceramus (Inoceramus)</i> <i>costellatus</i> WOODS
						<i>Collignoniceras woollgari</i> (MANTELL)	<i>Inoceramus (Inoceramus)</i> <i>lamarcki</i> PARKINSON
						<i>Mammites nodosoides</i> (SCHLÜTER)	<i>Inoceramus (Mytiloides)</i> <i>labiatus</i> (VON SCHLOTHEIM)
	Cenoman	93,5 ± 0,2	krc	(ungegliedert)	Cenoman-Kalk mit <i>plenus</i> -Schichten	<i>Praeactinocamax plenus</i> (BLAINVILLE)	<i>Inoceramus (Inoceramus)</i> <i>pictus bohemicus</i> LEONHARD
						<i>Eucalycoceras pentagonum</i> (JUKES-BROWNE)	
						<i>Acanthoceras rhotomagensis</i> (BRONGNIART)	<i>Inoceramus (Inoceramus)</i> <i>schoendorfi</i> HEINZ
				Cenoman-Pläner	<i>Mantelliceras dixonii</i> SPATH	<i>Inoceramus (Inoceramus)</i> <i>virgatus</i> SCHLÜTER	
					<i>Mantelliceras mantelli</i> (SOWERBY)	<i>Inoceramus (Inoceramus)</i> <i>crippsi</i> MANTELL	
				Cenoman-Mergel			
Unterkreide	Alb	98,9 ± 0,6	krl	(ungegliedert)	Flammen- mergel	<i>Stoliczkaia dispar</i> (D'ORBIGNY) <i>Mortoniceras (Mortoniceras)</i> <i>inflatum</i> (SOWERBY)	<i>Inoceramus (Birostrina)</i> <i>sulcatus</i> PARKINSON
					<i>minimus</i> - Grünsand	<i>Euhoplites</i> ssp. <i>Hoplites dentatus</i> (SOWERBY) <i>Neohibolites minimus</i> (MILLER)	<i>Inoceramus (Birostrina)</i> <i>concentricus</i> PARKINSON

tung. Auch dort sind es hauptsächlich benthische Foraminiferen, deren stratigraphische Reichweiten vorzugsweise nach HILTERMANN & KOCH (1962) und KOCH (1977) ermittelt wurden (Bearbeiter K. RESCHER, Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.; vgl. Tab. 4 in Kap. 3.5.2.5).

3.5.2.1 Cenoman (krc)

Cenoman (THIERMANN 1968)

Die klassische Dreigliederung der Cenoman-Schichtenfolge in Cenoman-Mergel, Cenoman-Pläner (*varians*-Pläner) und Cenoman-Kalk (*rhodomagense*-Kalk) ist im Blattgebiet Horstmar wohl ähnlich wie in den benachbarten Bereichen entwickelt. Weitgehend fehlende Aufschlüsse lassen aber keine getrennte Darstellung der drei Teileinheiten zu.

Gesteine: Die Cenoman-Schichtenfolge beginnt nach dem Befund der Tiefbohrung Darfeld 1 (vgl. Kap. 10: Brg. 5) mit einem grauen, zum Teil auch dunkelgrauen Mergelstein (Cenoman-Mergel), dem vor allem im oberen Teil Kalkmergelsteinlagen und vereinzelt dünne, hellgraue Mergelkalksteinbänke eingeschaltet sein können. Glaukonitische Mergelsteineinlagerungen an der Cenoman-Basis, wie sie BENTZ (1930, 1933) aus den Blattgebieten 3907 Ottenstein und 3807 Alstätte beschreibt und wie sie weiter südlich im Münsterland und im Ruhrgebiet allgemein verbreitet sind (vgl. FRIEG & HISS & KAEVER 1990), wurden nicht beobachtet. Die Mergelsteine haben nach Untersuchungen im Nachbarblattgebiet 3808 Heek Kalkgehalte, die zwischen 50 und 65 % schwanken (Hiss 1995). Im tiefen Cenoman setzt sich somit ohne lithologisch markante Grenze zunächst die Mergelsteinfazies des Oberalbs (Flammenmergel) fort. Geophysikalisch vermessene Bohrprofile, nach denen eine sichere Abgrenzung im Sinne von KEMPER (1984) möglich wäre, fehlen.

Über dem Cenoman-Mergel folgt bei allgemein ansteigendem Kalkgehalt ein allmählicher Übergang in eine Wechselfolge aus hellgrauen Kalkmergelsteinen, Mergelkalksteinen und Kalksteinen mit grauen Mergelsteinzwischenlagen, die als Cenoman-Pläner bezeichnet wird (*varians*-Pläner bei BENTZ 1927, 1930). Die Kalkgehalte liegen dort nach den Spülproben der Bohrung Münsterland 1 im Durchschnitt über 70 % (RICHIEN et al. 1963), an Bohrproben aus dem Blattgebiet Heek wurden Werte zwischen 70 und 90 % ermittelt (Hiss 1995).

Im nächsten Horizont, dem Cenoman-Kalk (Rhotomagensiskalk bei BENTZ 1927, 1930), überwiegen hell- bis weißgraue, äußerst feinkörnige, splittig oder muschelig brechende Kalksteine, während Mergel- oder Kalkmergelsteinzwischenlagen nur sehr untergeordnet vorkommen. Nach Kenntnissen aus den Nachbargebieten sind es im wesentlichen mikritische Coccolithenkalksteine mit Calcisphaeren und Foraminiferen (vgl. FRIEG & HISS & KAEVER 1990). Ihr Kalkgehalt liegt immer deutlich über 90 %. Der Cenoman-Kalk schließt normalerweise oben mit einem unregelmäßig knollig-bankigen Kalkstein ab. Darüber folgt noch eine geringmächtige Wechselfolge von teils hellgrauen, teils aber auch blauschwarzen, gelegentlich auch rötlichgrau gefärbten Mergelsteinen mit einzelnen Mergelkalksteinbänken. Dieser im zentralen Münsterland meist nur zwischen 1 und 5 m, im Teutoburger Wald jedoch bis zu 15 m mächtige Horizont wird als *plenus*-Schichten bezeichnet und leitet lithologisch zu den *labiatus*-Schichten des Unterturons über. In der Tiefbohrung Darfeld 1 sind die *plenus*-Schichten im Bohrkern von 1 228,5 – 1 232,5 m

Teufe nachgewiesen. Neben den dunkel gefärbten Mergelsteinen („Schwarzschiefer“; vgl. KAPLAN & SCHMID 1983, KAPLAN 1992) sind für diesen Schichtenabschnitt zahlreiche Grabbauten vom *Chondrites*-Typus charakteristisch („Chondrites-Event“).

Abweichend von der zuvor gegebenen Beschreibung kann der höhere Teil des Cenoman-Kalks im Nordwesten des Blattgebiets möglicherweise Übergänge in die schreibkreideartige Fazies aufweisen, die zwischen Stadtlohn und Gronau am nordwestlichen Rand des Münsterländer Kreide-Beckens verbreitet und hauptsächlich für das Turon charakteristisch ist (BÄRTLING 1921: 178, BENTZ 1927: 465, HISS 1995, HISS in Geologie im Münsterland 1995; vgl. Kap. 3.5.2.2). Ob das Blattgebiet von dieser Faziesänderung betroffen ist, entzieht sich allerdings der bisherigen Kenntnis.

Fossilien: Im Cenoman des Blattgebiets ist in der Mikro- und Makrofauna die gleiche Abfolge zu erwarten, die weithin aus Cenoman-Aufschlüssen des nördlichen Münsterlands bekannt und unter anderem bei THIERMANN (1968, 1973), KAPLAN & KELLER & WIEDMANN (1985), WIEDMANN et al. (1989), FRIEG & HISS & KAEVER (1990), KAPLAN (1992) oder HISS (1995) beschrieben ist.

Altersstellung und Abgrenzung: Während früher die lithologischen Einheiten Cenoman-Mergel, Cenoman-Pläner (*varians*-Pläner) und Cenoman-Kalk (Rhotomagenskalk oder *rhotomagense*-Kalk) mit dem Unter-, Mittel- und Obercenoman gleichgesetzt wurden (z. B. bei THIERMANN 1968), ermöglicht die moderne Cenoman-Stratigraphie eine wesentlich feinere und davon abweichende Alterseinstufung. Untersuchungen an Ammoniten und Inoceramen sowie eventstratigraphische Aspekte (ERNST & SCHMID & SEIBERTZ 1983, KAPLAN & BEST 1985, KAPLAN & KELLER & WIEDMANN 1985, WIEDMANN et al. 1989) erbrachten die Erkenntnis, daß im gesamten nördlichen und zentralen Münsterland der Cenoman-Mergel und der größte Teil des Cenoman-Pläners dem Untercentenoman angehören und somit der Cenoman-Kalk das Mittel- und Obercentenoman umfaßt. Der höchste, knollig entwickelte Abschnitt des Cenoman-Kalks sowie die *plenus*-Schichten (*plenus*-Event, *plenus*-Sequenz) entsprechen dem höchsten Obercentenoman (vgl. z. B. HISS 1989, KAPLAN 1992).

Mikrofaunistisch ist die Basis des Cenomans insbesondere durch sandschalige Foraminiferenfaunen festzulegen (FRIEG & KEMPER 1989). Unter anderem sind *Dorothia gradata* (BERTHELIN) und *Gavelinella cenomanica* (BROTZEN) typische Foraminiferen des Untercentenomans, deren stratigraphische Reichweite allerdings nicht hierauf beschränkt ist. Während im Untercentenoman sandschalige und benthische kalkschalige Foraminiferen dominieren, treten planktische Foraminiferen erst ab dem Mittelcentenoman vermehrt auf (FRIEG & HISS & KAEVER 1990). Auch das Leitfossil *Rotalipora cushmani* (MORROW) setzt normalerweise erst im Mittelcentenoman ein (vgl. CARTER & HART 1977, ROBASZYNSKI & CARON 1979). Es ist charakteristisch für das gesamte höhere Cenoman. In den *plenus*-Schichten tritt es letztmalig auf und markiert mikropaläontologisch die Grenze zum Unterturon.

Eine deutliche lithologische Abgrenzung zwischen Oberalb und Untercentenoman ist nicht möglich, lediglich Bohrlochmessungen lassen dort gewisse Unterschiede im Ton- und Kalkanteil der Mergelsteine erkennen. Die Hangendgrenze des Cenomans wird lithologisch durch den Wechsel von reinen Kalksteinen (Cenoman-Kalk) zu einer Kalkstein/Mergelstein-Wechselagerung markiert. Charakteristisch sind dort die dunklen Mergel-

steine der *plenus*-Schichten. Rotfärbungen (Rotpläner), wie sie am Nordrand des Münsterlands zum Teil in den *plenus*-Schichten, zum Teil erst im darauffolgenden tieferen Unterturon vorkommen können, wurden im Blattgebiet bisher nicht nachgewiesen.

Verbreitung und Mächtigkeit: Cenoman ist im Untergrund des gesamten Blattgebiets vorhanden, tritt aber nirgends zutage. Die Mächtigkeit ist recht konstant und liegt etwa zwischen 120 und 140 m.

3.5.2.2 Turon (krt)

Turon (STAUDE 1989)

Auch die Schichten des Turons sind im Blattgebiet nur im Untergrund vorhanden. Einzelheiten über deren Aufbau und Fazies sind nur aus der Tiefbohrung Darfeld 1 (vgl. Kap. 10: Brg. 5) bekannt. Allerdings ist dort die Schichtenfolge nur sehr lückenhaft erschlossen, da keine durchgehende Beprobung erfolgte. Eine detaillierte Gliederung des Turon-Profils ist daher nicht möglich. Vermutlich sind die Schichten im gesamten Blattgebiet weitestgehend in der normalen, im nördlichen und zentralen Münsterland allgemein verbreiteten Plänerfazies entwickelt. Nur im westlichen Teil können sich unter Umständen auch Übergänge zu den marinen Flachwasserablagerungen der *Conulus*-Fazies (frühere Bezeichnung „Galeriten-Schichten“) einstellen, die am nordwestlichen Rand des Münsterländer Kreide-Beckens zwischen Stadtlohn und Gronau verbreitet ist.

Die normale Plänerfazies des Turons ist aus den Blattgebieten am Nordrand des Münsterländer Kreide-Beckens sowie aus den Tiefbohrungen im Zentrum des Beckens, zum Beispiel der Bohrung Münsterland 1, bekannt und mehrfach beschrieben (vgl. z. B. ARNOLD 1963; KELCH 1963 a; STAUDE 1989; THIERMANN 1970 a, 1973; KAPLAN 1992). Die Sonderausbildung im Nordwesten des Münsterlands (*Conulus*-Fazies) ist unter anderem bei BÄRTLING (1921), BENTZ (1927, 1930, 1933), ERNST (1967, 1990), ERNST & WOOD (1992), HISS (1995, 1997), HISS (in HILDEN et al. 1993, in Geologie im Münsterland 1995), KEMPER & ERNST & THIERMANN (1978), LÖSCHER (1910, 1913, 1925) und ROEMER (1854) dargestellt.

Gesteine: In der normalen Plänerfazies besteht die Turon-Schichtenfolge aus einer Wechsellagerung von hell- bis dunkelgrauen, bankigen Mergelkalksteinen – teilweise auch reineren Kalksteinen – und Kalkmergelsteinen. An der Turon-Basis können auch rötlichgraue Kalkmergelsteine (Rotpläner) auftreten. Diese sind aber immer nur wenige Meter mächtig – im nördlichen Münsterland meist 2 – 4 m (vgl. z. B. THIERMANN 1968). Während im Unterturon (*labiatus*-Schichten) Kalkmergelsteine mit wenigen Mergelkalksteineinlagerungen vorherrschen, überwiegen im Mittel- und Oberturon (*lamarcki*- und *striatoconcentricus*-Schichten) Kalk- und Mergelkalksteine mit dünnen Kalkmergelsteinzwischenlagen.

Die Turon-Schichtenfolge der Plänerfazies lässt sich im herkömmlichen Sinn in die zuvor aufgeführten, nach Leitfossilien der Inoceramen-Gruppe (eine Muschel-Familie) benannten Schichteinheiten untergliedern. Eine andere, rein lithologische Gliederung geben FRIEG & HISS & MÜLLER (1989) sowie KAPLAN (1991). Diese erlaubt es, auch Bohrprofile anhand von Bohrlochmeßdiagrammen zu gliedern. Auf das nur schlecht aufgeschlossene Turon des Blattgebiets lassen sich beide Gliederungen derzeit aber nicht übertragen.

Im Gegensatz zur normalen Plänerfazies bestehen die Turon-Schichten in *Conulus*-Fazies – benannt nach einer dort häufig anzutreffenden Gattung fossiler Seeigel – aus mehr oder weniger weichen, schwach verfestigten, schreibkreideähnlichen, weißgrauen oder gelblichweißen Kalksteinen oder Mergelkalksteinen in einer gegenüber der Plänerfazies stark kondensierten Abfolge. Ob der Westteil des Blattgebiets allerdings von dieser Faziesänderung betroffen ist, entzieht sich der bisherigen Kenntnis.

Fossilien: Abgesehen von einigen wenigen Inoceramen-Resten sind aus den Bohrkernen der Tiefbohrung Darfeld 1 keine turonen Makrofossilien bekannt. Einen Überblick über die Fossilführung des Turons in der normalen Plänerfazies – wie sie in den Aufschlüssen des nördlichen und östlichen Münsterlands zu finden ist – gibt zum Beispiel KAPLAN (1991, 1992). Er nennt wichtige Leitfaunen, Bioevents und andere Leithorizonte, mit deren Hilfe eine sehr feine Gliederung der Schichten möglich ist. Charakteristische Leitfossilien der Mikrofauna sind aus benachbarten Gebieten bekannt und zum Beispiel bei HISS (1995, 1997) beschrieben. Die Turon-Ablagerungen der *Conulus*-Fazies sind – soweit dies aus den Tagesaufschlüssen am nordwestlichen Rand des Münsterländer Kreide-Beckens bekannt ist – besonders fossilreich. Umfangreiche Fossilisten finden sich unter anderem bei LÖSCHER (1910), ERNST & WOOD (1992) oder ERNST & SEIBERTZ & WOOD (in MUTTERLOSE et al. 1998).

Altersstellung und Abgrenzung: Da das Turon der Tiefbohrung Darfeld 1 nur lückenhaft belegt ist, kann eine sichere Abgrenzung dort nicht erfolgen. Die Cenoman/Turon-Grenze ist durch die *plenus*-Schichten im Liegenden (vgl. Kap. 3.5.2.1) einigermaßen festzulegen und dürfte etwa bei 1 228 m Teufe anzunehmen sein. Die Turon/Coniac-Grenze fällt nach den petrographischen und faunistischen Beschreibungen der Bohrkern in eine größere Probenlücke und kann nur aufgrund von Mächtigkeitsvergleichen mit dem Profil der Bohrung Münsterland 1 (TK 25: 3910 Altenberge) etwa bei 1 065 m Teufe geschätzt werden. Das Turon der Bohrung Münsterland 1 ist dabei abweichend von der Darstellung bei STAUDE (1989) unter Berücksichtigung der Gliederungsprinzipien von FRIEG & HISS & MÜLLER (1989) auf den Teufenabschnitt von 1 470 – 1 620 m zu begrenzen. Erstes, durch *Inoceramus (Striatoceras) striatoconcentricus* GÜMBEL faunistisch sicher belegtes Oberturon findet sich in der Tiefbohrung Darfeld 1 im Kernmarsch von 1 097,5 – 1 101,0 m.

Verbreitung und Mächtigkeit: Turon ist im Untergrund des gesamten Blattgebiets vorhanden, tritt aber nirgends zutage. Die Mächtigkeit schwankt wahrscheinlich nur geringfügig und liegt etwa zwischen 150 und 200 m. Ob im Westen bereits Übergänge in die *Conulus*-Fazies auftreten und damit dort die Mächtigkeit stärker zurückgeht, ist nicht bekannt.

3.5.2.3 Coniac (krcc)

Emscher (zum Teil) (BENTZ 1930)
Coniac (STAUDE 1989, HISS 1995)

Zu Beginn des Coniacs setzte sich mit den *schloenbachi*-Schichten im größten Teil des Münsterländer Kreide-Beckens zunächst noch die Plänerfazies weiter fort, während gleichzeitig an seinem Nordwestrand die *Conulus*-Fazies andauerte (vgl. HISS 1995,

1997). Etwa mit Beginn des Mittelconiacs wechselte die Gesteinsfazies. Es setzte eine Sedimentfolge aus grauen Mergelsteinen ein. Diese über das gesamte Münsterland verbreitete Serie wird seit SCHLÜTER (1874) als „Emscher-Mergel“ oder „Emscher“ bezeichnet. Sie umfaßt den Zeitabschnitt vom Unter-/Mittelconiac bis zum Mittelsanton und setzt sich wahrscheinlich im größten Teil des Blattgebiets in annähernd gleicher Gesteinsausbildung auch im Obersanton und teilweise noch im Unter campan fort.

Gesteine: Nach dem Befund der Tiefbohrungen Darfeld 1 (vgl. Kap. 10: Brg. 5) und Münsterland 1 (TK 25: 3910 Altenberge) lagert auf dem Turon zunächst noch eine etwa 75 m (in der Brg. Münsterland 1 rund 70 m) mächtige Serie aus grauen, teilweise hellgrauen Kalkmergelsteinen und mergeligen Kalksteinen. Es sind dies die früher noch zum Turon gestellten *schloenbachi*-Schichten. Erst darüber erfolgt der fazielle Wechsel zur monotonen Serie des Emscher-Mergels. In einem nur wenige Meter mächtigen Übergangsbereich (Kalkig-mergelige Übergangsschichten im Sinne von FRIEG & HISS & MÜLLER 1989) geht der Carbonatgehalt der Schichten deutlich zurück und die Mergelkalksteinbänke setzen aus. Nach den Bohrungsbefunden und den Kenntnissen aus Nachbargebieten (vgl. KELCH 1963 a, STAUDE 1989, HISS 1995) folgen zunächst hellgraue Mergel- bis Kalkmergelsteine, die rasch in graue, manchmal auch grünlichgraue Tonmergel- bis Mergelsteine übergehen. Zum Teil können sie schwach schluffig ausgebildet sein und weisen selten einen geringen Feinsandgehalt oder Feinsandlinsen auf. In der Regel sind die Gesteine weitgehend homogen und schichtungslos. Sie zerbrechen in unregelmäßige Scherben. Ihr Kalkgehalt liegt häufig zwischen 25 und 30 % (vgl. RICHWIEN et al. 1963: Taf. 1), kann aber gelegentlich auch bis zu 50 % betragen. Mineralogische Untersuchungen aus dem Blattgebiet 3808 Heek zeigen, daß neben Calciumcarbonat vor allem Quarz, Montmorillonit, Illit und Kaolinit die wichtigsten mineralischen Bestandteile sind. Daneben kommen Spuren von Feldspat, Apatit und Pyrit vor (Untersuchung H. GRÜNHAGEN, Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.).

Fossilien: Mikro- und Makrofaunen des Coniacs sind aus dem Blattgebiet nicht bekannt. Mikrofaunistische Datierungen durch K. RESCHER (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.) liegen aber aus dem Blattgebiet Heek und aus der Tiefbohrung Münsterland 1 vor (vgl. HISS 1995, STAUDE 1989).

Altersstellung und Abgrenzung: Die Basis des Coniacs liegt innerhalb der Plänerfazies. Sie ist im wesentlichen biostratigraphisch, lithologisch nur anhand von Bohrlochmessungen, festzulegen. Die stratigraphische Position des faziellen Wechsels zum Emscher-Mergel ist im Münsterland nicht einheitlich. Meistens beginnt die Mergelsteinfazies mit dem Mittelconiac (FRIEG & HISS & MÜLLER 1989), sie kann teilweise aber auch schon früher im Verlauf des Unterconiacs einsetzen, so wie SKUPIN (1982 a) im Blattgebiet 4218 Paderborn und JANSEN (1991) im südwestlichen Ruhrgebiet festgestellt haben. Im Hangenden gehen die Schichten ohne lithologischen Wechsel in das Santon über. Eine Abgrenzung ist nur biostratigraphisch möglich und basiert im Blattgebiet auf dem Vergleich mit der mikropaläontologischen Bearbeitung der Bohrung Münsterland 1.

Verbreitung und Mächtigkeit: Coniac ist im Untergrund des gesamten Blattgebiets vorhanden, tritt aber nirgends zutage. Die Gesamtmächtigkeit nimmt vermutlich von Westen nach Osten von etwa 250 m auf Werte zwischen 350 und 400 m zu. Die Mächtigkeit der *schloenbachi*-Schichten im tieferen Teil des Coniacs liegt im östlichen Teil des Blattgebiets bei 70 – 75 m, aus dem westlichen Teil ist sie nicht bekannt.

3.5.2.4 Santon (krsa)

Emscher (zum Teil) (BENTZ 1930)

Santon, Santon 1 bis 4 (ARNOLD 1964 c, ARNOLD & WOLANSKY 1964, STAUDE 1989)

Im Santon setzt sich die als Emscher-Mergel bezeichnete Tonmergel- und Mergelsteinserie weiter fort. Abgesehen von der Tiefbohrung Darfeld 1 (vgl. Kap. 10: Brg. 5), in der das Santon jedoch nur durch wenige Bohrkernbelegte ist, existieren keine weiteren Aufschlüsse. Eine Gliederung der Schichtenfolge in vier Abschnitte (Santon 1 bis 4), so wie sie zum Teil in benachbarten Blattgebieten durchgeführt wird, ist daher nicht möglich. Anders als in den westlichen Nachbargebieten (TK 25: 3808 Heek u. 3908 Ahaus; vgl. HISS 1995, 1997) sind vermutlich auch keine großen Faziesänderungen zu erwarten. Dort ist vor allem das Obersanton sehr vielgestaltig ausgebildet. Von Westen nach Osten – mit Annäherung an den zentralen Teil des Münsterländer Kreide-Beckens – werden die Faziesunterschiede aber immer geringer, so daß sich die Schichtenfolge schließlich insgesamt einförmig aus Tonmergel- und Mergelsteinen aufbaut.

Gesteine: Nach dem Befund der Tiefbohrungen Darfeld 1 (vgl. Kap. 10: Brg. 5) und Münsterland 1 (TK 25: 3910 Altenberge) bestehen die Schichten aus grauen, manchmal auch grünlichgrauen Tonmergel- bis Mergelsteinen. Zum Teil können sie schwach schluffig ausgebildet sein und einen geringen Feinsandgehalt oder Feinsandlinsen aufweisen. Gelegentlich ist auch ein wenig Glaukonit vorhanden, kommt jedoch immer nur vereinzelt und in sehr feinen Körnchen oder grünen Schlieren vor. Nur im höchsten, dem Obersanton zuzuordnenden Teil der Schichtenfolge sind schluffige bis feinsandige Bestandteile regelmäßiger zu finden. Ob sich im westlichen Teil des Blattgebiets schon die zuvor erwähnte Faziesdifferenzierung bemerkbar macht und demzufolge dort auch Sandmergelsteinlagen auftreten, ist nicht bekannt. Wie bereits für das Coniac beschrieben, sind die Gesteine in der Regel weitgehend homogen und schichtungslos. Sie zerbrechen in unregelmäßige Scherben. Ihr Kalkgehalt liegt häufig zwischen 25 und 30 % (vgl. RICHWIEN et al. 1963: Taf. 1), kann aber gelegentlich auch bis zu 50 % betragen. Die mineralischen Bestandteile entsprechen den für das Coniac beschriebenen.

Fossilien: Aus dem Santon des Blattgebiets ist nur eine kleine Mikro- und Makrofauna bekannt. So sind aus den Bohrkernen der Tiefbohrung Darfeld 1 wenige Inoceramen-, Brachiopoden- und Belemnitenreste beschrieben. Einige Proben sind mikrofaunistisch datiert worden, ohne jedoch die vorgefundene Fauna im einzelnen zu spezifizieren. Umfangreiche mikrofaunistische Untersuchungen durch K. RESCHER (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.) liegen aber aus der Tiefbohrung Münsterland 1 (vgl. STAUDE 1989) sowie aus den Blattgebieten 3808 Heek und 3908 Ahaus vor (vgl. HISS 1995, dort mit Faunenlisten).

Altersstellung und Abgrenzung: Liegend- und Hangendgrenze des Santons befinden sich innerhalb einer monotonen Tonmergel- bis Mergelsteinserie. Die Abgrenzung kann daher nur biostratigraphisch erfolgen. Sie basiert für das Blattgebiet auf den spärlichen stratigraphischen Angaben im Schichtenverzeichnis der Tiefbohrung Darfeld 1 sowie auf dem Vergleich mit der mikropaläontologischen Bearbeitung der Bohrung Münsterland 1 (TK 25: 3910 Altenberge; vgl. STAUDE 1989). Die Festlegung der Grenze Santon/Campan wird für den Nordostteil des Blattgebiets (s. Taf. 1 in der Anl.: Schnitt A – B im Bereich des Schöppinger Bergs) durch die mikrofaunistische und paläomagnetische Datierung des Profils der Forschungsbohrung Metelen 1001 gestützt (TK 25: 3809 Metelen; vgl. HAMBACH & KRUMSIEK 1991, RESCHER 1991, HAMBACH & HISS & PERYT 1995).

Verbreitung und Mächtigkeit: Santon ist im Untergrund des gesamten Blattgebiets vorhanden, tritt aber nirgends zutage. Die Gesamtmächtigkeit kann zwischen 500 und maximal etwa 800 m schwanken. Wie sich die Mächtigkeit auf das Unter-, Mittel- und Obersanton verteilt, läßt sich im einzelnen nicht sagen, da nicht bekannt ist, in welchem Abschnitt die größten Mächtigkeitsänderungen auftreten können. Nach der mikropaläontologischen Gliederung durch K. RESCHER (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.) ergeben sich aus der Bohrung Münsterland 1 für das Untersanton (krsa1) 160 m, für das Mittelsanton (krsa2-3) 560 m und für das Obersanton (krsa4) 75 m Sedimentmächtigkeit (vgl. STAUDE 1989).

3.5.2.5 Campan

Ablagerungen des Campans sind im gesamten Blattgebiet an der Geländeoberfläche oder unter Quartär-Bedeckung zu finden. Biostratigraphisch umfassen sie sowohl das Untercampan als auch nahezu vollständig das Obercampan. Die biostratigraphische Datierung basiert vorwiegend auf Makrofaunen (Ammoniten, Belemniten, Inoceramen, Seeigel) und wird durch mikrofaunistische Untersuchungen gestützt. Die für Nordwestdeutschland aufgestellte, auf ERNST (1963), ERNST & SCHULZ (1974) sowie ERNST & SCHMID (1979) zurückgehende, mit neueren Ergänzungen bei SCHÖNFELD (1990) sowie SCHÖNFELD et al. (1996) wiedergegebene Biozonengliederung ist auch hier anwendbar (Tab. 4). Die mikrofaunistische Gliederung nach benthischen Foraminiferen beruht auf dem Schema von HILTERMANN & KOCH (1962) und KOCH (1977). Sie läßt sich in der pelagischen Fazies der norddeutschen Oberkreide normalerweise gut mit der Makrofossilgliederung korrelieren, wie dies auch SCHÖNFELD (1990) in einer Neubearbeitung zeigen konnte. Im Münsterländer Kreide-Becken erschweren allerdings aus faziellen Gründen fehlende Leitforaminiferen und möglicherweise faziesabhängige Veränderungen der stratigraphischen Reichweiten einzelner Arten die mikrofaunistische Altersdatierung. Die Korrelation mikrofaunistischer Altersdaten mit denen nach Ammoniten oder anderen Leitfossilien ist derzeit noch nicht überall zufriedenstellend gelöst. Auf die Tatsache, daß es Diskrepanzen zwischen der Makrofossilstratigraphie und der Foraminiferengliederung im Sinne von HILTERMANN & KOCH (1962) geben kann, haben bereits ARNOLD & WOLANSKY (1964) und zuletzt KAEVER & LOMMERZHEIM (1991) sowie LOMMERZHEIM (1995) hingewiesen. Die in Tabelle 4 wiedergegebene geomagnetische Polaritätszeitskala basiert auf den paläomagnetischen Untersuchungen der Profile der Forschungsbohrungen Metelen 1001 (TK 25: 3809 Metelen), Oberdarfeld 1 (vgl. Kap. 10: Brg. 11) und Longinusturm 1 (TK 25: 4010 Nottuln) durch U. HAMBACH (Universität Köln; vgl. auch HAMBACH & KRUMSIEK 1991, KAEVER & LOMMERZHEIM 1995, HAMBACH & HISS & PERYT 1995).

Das Campan in der verhältnismäßig aufschlußarmen Region der Baumberge, zu der Teile des Blattgebiets gehören, ist durch ein breites Spektrum verschiedenartiger tonig-, kalkig- oder sandig-mergeliger Gesteine gekennzeichnet. Aufgrund der Faziesvielfalt der Gesteine ist die Gliederung der Schichtenfolge schwierig. Im Laufe der Erforschung unterlag die ursprünglich auf SCHLÜTER (1872, 1876 a, 1876 b) zurückgehende Gliederung, Benennung und stratigraphische Einstufung der Schichten einem mehrfachen Wandel (vgl. ARNOLD 1964 c). ARNOLD (1955) führte die Bezeichnungen „Dülmener Schichten“, „Osterwicker Schichten“, „Coesfelder Schichten“ und „Baumberger Schichten“ allgemein ein, nachdem WEHRLI sie im Jahr 1949 teilweise schon in einer unveröffentlichten geolo-

gischen Manuskriptkarte des Blattgebiets 4010 Nottuln erstmalig verwendete. Eine Definition und ausführliche Beschreibung gibt ARNOLD (1964 a). Bedingt durch Kenntnislücken der damaligen Zeit und durch die Vermischung von bio- und lithostratigraphischen Gliederungskriterien haben sich damit jedoch Schichtnamen eingebürgert, die nicht immer klar umrissen sind und im Falle der Bezeichnung „Osterwicker Schichten“ zu Verwirrungen Anlaß geben. Daher wird hier von dem durch ARNOLD (1964 a) bekanntgemachten Gliederungsschema abgewichen. Anstelle der Bezeichnung „Osterwicker Schichten“ wird der Begriff „Holtwick-Schichten“ verwendet, den HISS (1997) erstmals für das Blattgebiet 3908 Ahaus neu eingeführt hat (s. auch HISS in Geologie im Münsterland 1995, HAUSCHKE & HISS & WIPPICH 1999).

In den letzten Jahren konnte der Kenntnisstand über die Campan-Schichtenfolge und die stratigraphisch-faziellen Zusammenhänge durch vielfältige geologische Untersuchungen erweitert werden. Zu nennen sind insbesondere die Gliederung der Schichten am Schöppinger Berg durch FRIEG (1977), die im Zusammenhang mit den Forschungsbohrungen Metelen 1001 (TK 25: 3809 Metelen), Oberdarfeld 1 (vgl. Kap. 10: Brg. 11) und Longinusturm 1 (TK 25: 4010 Nottuln) stehenden stratigraphisch-faziellen Untersuchungen (HAMBACH 1992; HAMBACH & HISS & PERYT 1995; HAMBACH & KRUMSIEK 1991; HINDEL 1991; HISS 1991; HISS & LOMMERZHEIM 1991; KAEVER & LOMMERZHEIM 1991, 1995; KETTELHACK 1991; LOMMERZHEIM 1991 a, 1991 b, 1995; MÜLLER 1991; RESCHER 1991; SCHWARZKOPF 1991; SVABENICKA 1991), paläontologische und stratigraphische Untersuchungen im Osterwicker Hügelland durch HAUSCHKE (1994, 1995 a), HAUSCHKE & HISS & WIPPICH (1999) und WIPPICH (1995) sowie im zentralen Teil der Baumberge durch RIEGRAF (1995) und SMELROR et al. (1995). Trotzdem bleiben bis heute immer noch offene Fragen und Diskrepanzen in der stratigraphischen Gliederung, Abgrenzung von Schicht-einheiten und zeitlichen Einstufung und Zuordnung einzelner Profile bestehen.

Um die hier verwendeten Kartiereinheiten und deren stratigraphische Zuordnung zu verdeutlichen, werden den Schichtenbeschreibungen (s. Kap. 3.5.2.5.1 bis 3.5.2.5.2.2) Begriffsdefinitionen, Abgrenzungskriterien sowie Vergleiche mit früheren Bezeichnungen vorangestellt.

Das Untere Unter campan (krca 1) ist als ungegliederte Kartiereinheit nach mikro-paläontologischer Abgrenzung dargestellt (vgl. Kap. 3.5.2.5.1.1 u. Tab. 5). Die Bezeichnung „Dülmener Schichten“ wird – wie auch für die Nachbarblattgebiete 3808 Heek und 3908 Ahaus (vgl. HISS 1995, 1997) – wegen der abweichenden Gesteinsfazies nicht übernommen. Als „Dülmener Schichten“ oder „Dülmen-Schichten“ werden sandig-kalkige Ablagerungen („Dülmener Sandkalk“) des Unteren Unter campan aus dem Raum Seppenrade – Dülmen – Coesfeld mit einer entsprechenden Ammonitenfauna bezeichnet (vgl. SCHLÜTER 1876 a, KÖPLITZ 1920, ARNOLD in ARNOLD & BODE & WORTMANN 1960, KENNEDY & KAPLAN 1995). Dieser Begriff beschreibt einen lithologisch klar umrissenen Gesteinskörper, der einerseits gleichalten Sandablagerungen (z. B. Teile der Haltern-Schichten) sowie andererseits nicht mit einem speziellen Schichtnamen belegten Mergelablagerungen (Teile der Tonmergel- bzw. Mergelsteinfazies) gegenübergestellt werden kann (vgl. WEGNER 1926: 459). Er ist damit nur für eine bestimmte Fazies des Unteren Unter campan anzuwenden und sollte auch darauf beschränkt bleiben. Auf die im Blattgebiet nachgewiesenen, zum Teil schluffig-feinsandigen Tonmergelsteine trifft die Bezeichnung „Dülmen-Schichten“ nicht zu.

Die Altersstellung der Kartiereinheit Unteres Untercampan ergibt sich aus Ammoniten-funden in den westlichen Nachbargebieten (Hiss 1995, 1997; KENNEDY & KAPLAN 1995; WIPPICH 1995) und in der Bohrung Metelen 1001 (Hiss & LOMMERZHEIM 1991), aus mikro-paläontologischen Untersuchungen benthischer Foraminiferen (Bearbeiter K. RESCHER, Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.) sowie aus paläomagnetischen Daten und deren Korrelation mit dem Einsetzen benthischer und planktischer Foraminiferen (HAMBACH & KRUMSIEK 1991, HAMBACH 1992, HAMBACH & HISS & PERYT 1995; vgl. auch Kap. 3.5.2.5.1.1).

Die Schichten des Oberen Untercampan lassen sich in der westlichen Blattgebietshälfte in die Unteren, Mittleren und Oberen Holtwick-Schichten (krca2Hu, krca2Hm, krca2Ho) gliedern. Diese auf lithofaziellen und biostratigraphischen

Tabelle 4
Litho- und Biostratigraphie des Campan

Stufen	geomagne-tische Polaritäts-zeitskala	Blattgebiet Horstmar		Biozonen nach SCHULZ et al. (1984) und SCHÖNFELD et al. (1996)	Ammonitenzonen nach HANCOCK (1991)
Obercampan	Oberes	C32N1R		grimmensis/granulosus-Zone	Bostrychoceras polyplacum (ROEMER)
		C32N	Obere (krca4Bo)	langei-Zone	
			Untere (krca4Bu)	polyplacum-Zone	
	Unteres	C32R	Coesfeld-Schichten (krca3C)	roemeri-Zone	Hoplitoplacenticeras (Hoplitoplacenticeras) vari (SCHLÜTER) [Hoplitoplacenticeras (Hoplitoplacenticeras) marroti (COQUAND)]
		C33N		basiplana/spiniger-Zone	
				conica/senior-Zone	
Untercampan	Oberes	C33R	Holtwick-Schichten (krca2H)	Obere (krca2Ho)	Scaphites (Scaphites) hippocreps (DEKAY)
				Mittlere (krca2Hm)	
				Untere (krca2Hu)	
	Unteres	C33R	Unteres Untercampan (ungegliedert) (krca1)		Placenticeras bidorsatum (ROEMER)
Santon		C34N	Santon (ungegliedert)	Marsupites/granulata-Zone	Placenticeras polyopsis (DUJARDIN)

Leitfossilien im Blattgebiet Horstmar und angrenzenden Gebieten		
	Marsupites testudinarius (VON SCHLOTHEIM)	
	Inoceramus (Sphenoceramus) ex gr. lingua/patootensisformis	
	Inoceramus (Endocostea) balticus BOHM	
	Micraster schroederi STOLLEY	
	Micraster glyphus SCHLUTER	
	Galeola senoniensis D'ORBIGNY	
	Galeola papillosa KLEIN	
	Scaphites (Scaphites) binodosus (ROEMER)	
	Pachydiscus (Pachydiscus) duelmensis (SCHLUTER)	
	Scaphites (Scaphites) hippocrepis (DEKAY)	
	Scaphites gibbus SCHLUTER	
	Trachyscapites spiniger (SCHLUTER)	
	Hoplitoplacenteras (H.) vari (SCHLUTER) und H. (H.) marroli (COULAND)	
	Hoplitoplacenteras (H.) dolbergense (SCHLUTER) und H. (H.) coesfeldiense (SCHLUTER)	
	Patagiosites patagiosus (SCHLUTER)	
	Pachydiscus sp. (Großammoniten)	
	Bostrychoceras polylocum (ROEMER)	
	Gonioteuthis quadrata quadrata (BLAINVILLE)	
	Gonioteuthis quadrata gracilis (STOLLEY)	
	Belemnitella mucronata (VON SCHLOTHEIM) (sensu CHRISTENSEN 1995)	
	Belemnitella minor T. JELITYKY / B. cf. najdini KONGEL (sensu CHRISTENSEN 1995)	
	Globotruncana paraventricosa (HOFER)	
	Globotruncana lapparenti BROTZEN	
	Stensioeina granulata incondita KOCH	
	Stensioeina exsculpta gracilis BROTZEN	
	Bolivinoides strigillatus (CHAPMAN)	
	Neoflabellina suturalis suturalis (CUSHMAN)	
	Neoflabellina rugosa (D'ORBIGNY)	
	Neoflabellina asama KOCH	
	Stensioeina pommerana BROTZEN	
	Gavelinella clementiana (D'ORBIGNY)	
	Bolivinoides granulatus HOFER	
	Bolivinoides decoratus decoratus (JONES)	
	Bolivinoides laevigatus MARIE	
	Neoflabellina numismalis (WEEKIND)	
	Bolivina incrassata incrassata REUSS	
	Bolivina incrassata crassa VASILENKO & MYATLIUK	
	Bolivinoides delicatulus regularis (REUSS)	

allgemein verbreitet, z. T. häufig

• vereinzelt vorkommend

Kriterien beruhende Gliederung verliert in der östlichen Blattgebiethälfte (östlich des Vechtetals) an Bedeutung. Die Schichten gehen dort allmählich in eine weitgehend monotone Mergelsteinserie über, die zwar im Profil der Bohrung Metelen 1001 (Hiss 1991; vgl. Tab. 5), aber nicht mehr nach den Geländebefunden differenziert werden kann. Erst

Tabelle 5
Gliederung des Campans

		SCHLÜTER (1872, 1876 a, 1876b)	WEHRLI (1949)*	ARNOLD		FRIEG (1977) (Schöppinger Berg)
				(1954)**	(1964 a)	
Obercampan	Oberes	Zone des <i>Heteroceras polyplacum</i> und <i>Ammonites Wittekindi</i> und <i>Scaphites pulcherrimus</i> (Obere Mucronaten-Kreide)	Baumberger Schichten (an der Basis Billerbecker Grünsande)	Baumberger Schichten	Baumberger Schichten Obere (= Campan 6) Untere (= Campan 5)	Billerbecker Grünsand
	Unteres	Zone des <i>Ammonites Coesfeldiensis</i> , <i>Microaster glyphus</i> und der <i>Lepidospongia rugosa</i> (Untere Mucronaten-Schichten)	Coesfelder Schichten	Coesfelder Schichten	Coesfelder Schichten (= Campan 4)	Coesfelder Schichten II I
Untercampan	Oberes	Zone der <i>Becksia Soekelandi</i> (Obere Quadraten-Kreide)	Osterwicker Mergel	Osterwicker Schichten	Osterwicker Schichten Obere (= Campan 3) Untere (= Campan 2)	Schöppinger Schichten II I Osterwicker Schichten
	Unteres	Untersenon kalkig-sandige Gesteine von Dülmen mit <i>Scaphites binodosus</i> (Sandkalke von Dülmen)		Dülmener Schichten	Dülmener Schichten (Dülmener Sandkalk = Campan 1)	

* unveröff. Kartierber. zu Bl. 4010 Nottuln ** unveröff. Manuskriptk. u. Kartierber. zu Bl. 3909 Horstmar

weiter östlich, im Altenberger Höhenzug (TK 25: 3910 Altenberge) werden die lithologischen Unterschiede wieder deutlicher (vgl. STAUDE 1989). Die Schichtenfolge wird daher im Ostteil des Blattgebiets als „ungegliederte Holtwick-Schichten“ (krca2H) zusammengefaßt. RIEGRAF (1995) beschreibt diese als Altenberger Schichten. STAUDE (1989) gliedert die den Holtwick-Schichten zeitlich entsprechenden Ablagerungen im Blattgebiet 3910 Altenberge nach relativen Mikrofaunenhäufigkeiten in die Unteren und Oberen Osterwicker Schichten. Dabei haben vermutlich die Oberen Osterwicker Schichten einen stratigraphisch etwas größeren Umfang als die Oberen Holtwick-Schichten und entsprechen diesen somit nicht vollständig (vgl. Tab. 5).

Die Holtwick-Schichten lassen sich sowohl lithologisch und morphologisch als auch biostratigraphisch nach Makrofaunen, teilweise auch nach Mikrofaunen klar abgrenzen und gliedern (vgl. Kap. 3.5.2.5.1.2). Sie beginnen in der *pilula/senonensis*-Zone (Tab. 4) mit kieseligen Sandmergelsteinen und bilden auf der Westseite des Osterwicker Hügels

lands eine deutlich hervortretende Geländestufe (Legdener Stufe nach WEGMANN 1949, überwiegend im Nachbarblattgebiet 3908 Ahaus; vgl. Kap. 2.2.1), zu der auch der Ramsberg in der nordwestlichen Blattgebietsecke gehört. Sie enden in einer Serie von hellen Mergel- und Kalkmergelsteinen morphologisch mit einer leichten Verflachung innerhalb der nächsthöheren Geländestufe (Osterwicker Stufe nach WEGMANN 1949). Ihr oberer Teil bildet die sogenannte „overlap-Zone“ (*gracilis/senior*-Zone; s. Tab. 4), in der die Belemniten *Gonioteuthis quadrata quadrata* (BLAINVILLE) und *G. q. gracilis* (STOLLEY) zusammen mit *Belemnites mucronata* (VON SCHLOTHEIM) in charakteristischer Weise nebeneinander vorkommen, worauf bereits SCHLÜTER (1860: 33) hingewiesen hat. Sie lassen sich somit biostratigraphisch zum Hangenden hin sicher abgrenzen (vgl. CHRISTENSEN 1990) und enden an der Grenze Unter-/Obercampan im Sinne der Makrofossilstratigraphie von ERNST & SCHMID (1979). Im Gegensatz dazu läßt RIEGRAF (1995) diese, bei ihm noch als „Osterwicker Schichten“ beschriebene Schichtenfolge, mit biostratigraphisch

Tabelle 5
(Fortsetzung)

STAUE (1989) (Blattgebiet 3910 Altenberge)	Hiss (1991) (Bohrung Metelen 1001)	Blattgebiet 3909 Hostmar
		<div>Baumberge-Schichten (krca4B)</div> <div>Obere (krca4Bo)</div> <div>Untere (krca4Bu)</div>
Coesfelder Schichten (krca(3))	Unteres Obercampan	<div>Lithologische Einheit 1</div> <div>Coesfeld-Schichten (krca3C)</div>
<div>Obere (krca(2b))</div> <div>-----</div> <div>Untere (krca(2a))</div>	Oberes Untercampan	<div>Holtwick-Schichten (krca2H)</div> <div>Obere (krca2Ho)</div> <div>Mittlere (krca2Hm)</div> <div>Untere (krca2Hu)</div>
Dülmener Schichten (krca(1))	Unteres Untercampan	<div>Lithologische Einheiten 5 – 6</div> <div>Unteres Untercampan (ungegliedert) (krca1)</div>

nicht exakt fixierter, teilweise diachroner Grenze im tieferen Obercampan enden, wobei er eine von der herkömmlichen Definition abweichende Unter-/Obercampan-Grenze annimmt. Das Profil der Forschungsbohrung Metelen 1001 (TK 25: 3809 Metelen) läßt sich lithostratigraphisch, nach den vorgefundenen Makrofaunen (Hiss & LOMMERZHEIM 1991) und nach den benthischen Foraminiferen (RESCHER 1991) mit den Holtwick-Schichten in der hier kartierten Abgrenzung gut parallelisieren (s. Tab. 5). Abweichend davon nehmen LOMMERZHEIM (1991 a, 1995) und KAEVER & LOMMERZHEIM (1991) als Folge sequenzstratigraphischer Vergleiche bereits ein obercampanes Alter an. Diese Datierung läßt sich aufgrund der Kartierbefunde allerdings nicht bestätigen.

Der Schichtname „Holtwick-Schichten“ ersetzt die frühere Bezeichnung „Osterwicker Schichten“ im Sinne von ARNOLD (1964 a), der nicht erkannt hat, daß der überwiegende, von ihm als „Obere Osterwicker Schichten“ dargestellte Teil des Osterwicker Hügellands (beginnend mit dem oberen Teil der Osterwicker Stufe im Sinne von WEGMANN 1949) stratigraphisch bereits über der „overlap-Zone“ der Belemnitengliederung angesiedelt ist und auch nach seiner Ammonitenfauna ein obercampanes Alter hat. Nach der Definition von ARNOLD ist dieses Schichtpaket folglich bereits den Coesfeld-Schichten zuzurechnen (s. unten). Auf die Zugehörigkeit zum Obercampan („oberes Glied der Senongruppe mit *Belemnitella mucronata*“) hat bereits HOSIUS (1860: 308, 1869 a: 9) hingewiesen und die Umgrenzung des Obercampan-Gebiets zutreffend beschrieben. Unglücklicherweise liegt die namensgebende Ortschaft Osterwick aber mitten im Verbreitungsgebiet des Obercampan (Coesfeld-Schichten), worauf schon SCHLÜTER (1872: 27) hingewiesen hat. Eine Benennung der untercampanen Schichtenfolge nach der Ortschaft Osterwick ist daher unzumutbar und gibt zu Verwirrungen Anlaß.

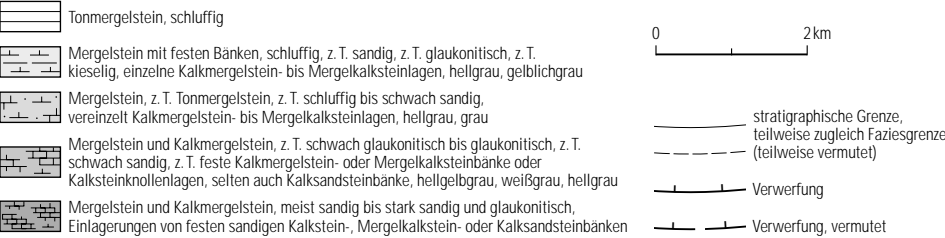
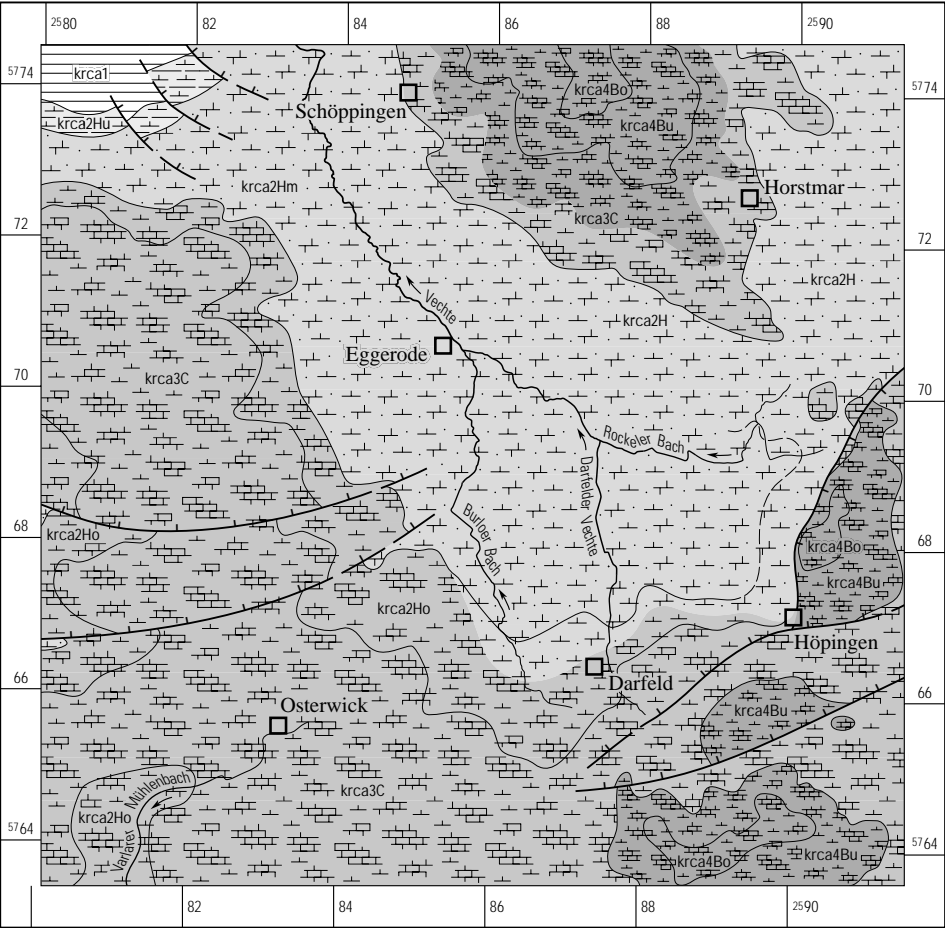
Die von FRIEG (1977) eingeführten und in den Grenzbereich Unter-/Obercampan datierten „Schöppinger Schichten“ lassen sich als fazielle Eigenheit nur am Schöppinger Berg kartieren. Sie haben aber als überregionale Kartiereinheit keine Bedeutung und werden daher nicht gesondert dargestellt. Ihre Korrelation mit der Gliederung im Blattgebiet sowie mit dem Profil der Forschungsbohrung Metelen 1001 zeigt Tabelle 5.

Das Obercampan des Blattgebiets wird in seinem unteren Teil durch die Coesfeld-Schichten (krca3C) vertreten. Benannt sind sie nach ihrer Typlokalität, dem Coesfelder Berg, der östlich der Stadt Coesfeld liegt (ARNOLD 1964 a). Lithologisch schließen sie sich durch eine Zunahme heller, carbonatreicher Mergel- und Kalkmergelsteine in regional wechselnder Ausbildung an die Holtwick-Schichten an. Sie lassen sich von diesen morphologisch und durch die Faunenführung abgrenzen (vgl. Kap. 3.5.2.5.2.1). Neben dem alleinigen Auftreten von *Belemnitella mucronata* (VON SCHLOTHEIM) sind es die obercampanen Leitammoniten (Hoplitoplacenticeraten) sowie nahe ihrer Basis ein eng umgrenzter Horizont mit Großammoniten aus der Familie der Pachydiscidae, der dem vergleichbaren Niveau mit *Patagiosites stobei* (NILSSON) in der norddeutschen Kreide entsprechen dürfte (SCHULZ et al. 1984).

Das höhere Obercampan ist durch die Baumberge-Schichten vertreten, die sich in einen unteren (krca4Bu) und einen oberen Teil (krca4Bo) untergliedern lassen. Lithologisch schließen sie sich an die Fazies der Coesfeld-Schichten an, sind insgesamt jedoch stärker sandig, häufiger glaukonitführend und enthalten als Besonderheit gebietsweise turbiditartige Kalksandsteinbänke, die als Baumberger Sandstein bekannten Werksteine. Die Basis der Baumberge-Schichten ist im engeren Baumberge-Gebiet durch einen glaukonitreichen Horizont, den Billerbecker Grünsand, definiert, in dem zugleich der leitende Ammonit *Bostrychoceras polyplacum* (ROEMER) auftritt (ARNOLD 1964 a, RIEGRAF 1995). Die Forschungsbohrung Oberdarfeld 1 (vgl. Kap. 10: Brg. 11 u. KAEVER & LOMMERZHEIM 1995) und nicht zuletzt die Ergebnisse der geologischen Landesaufnahme haben aber gezeigt, daß eine Abgrenzung nach diesen Kriterien nicht immer möglich ist. So läßt sich zum Beispiel am Schöppinger Berg zwar höchstes Obercampan mit Belemnitenfaunen eindeutig nachweisen, aber zum Liegenden hin nicht sicher abgrenzen, da weder ein markanter Grünsandhorizont noch der leitende Ammonit auftritt (s. Kap. 3.5.2.5.2.2).

3.5.2.5.1 Untercampan

Die Campan-Ablagerungen am Fuß des Schöppinger Bergs, im Vechtetal, im Quellgebiet der Vechte rund um Darfeld und in den Unterhangbereichen des Osterwicker



Kurzbezeichnung der Schichteneinheiten s. geologische Karte

Abb. 5 Lithofazies der Kreide-Schichten, dargestellt an der Kreide-Oberfläche

Hügellands (vgl. Abb. 2, S. 15) gehören zum Unterampan. Ihre Gliederung sowie die Abgrenzung und Definition der einzelnen Kartiereinheiten ist in Kapitel 3.5.2.5 beschrieben und ergibt sich aus den Tabellen 3 – 5. Die Verbreitung von Lithofaziesseinheiten zeigt Abbildung 5.

3.5.2.5.1.1 Unteres Unterampan (**krca1**)

Dülmener Schichten (ARNOLD 1964 a)

Die Schichten des Unteren Unterampan sind wahrscheinlich vorwiegend oder sogar ausschließlich in Tonmergelsteinfazies entwickelt. Die in den westlichen und südwestlichen Nachbarbereichen, zum Beispiel im Blattgebiet 3908 Ahaus (Hiss 1997), zu beobachtende starke fazielle Differenzierung der Gesteine mit Übergängen zu Sandmergelsteinen, Feinsanden, mergeligen Sanden und Mergelsandsteinen (den Dülmen-Schichten im engeren Sinne) berührt Blatt Horstmar wahrscheinlich nicht mehr, obwohl fehlende Aufschlüsse eine sichere Aussage hierüber nicht ermöglichen.

Die Schichten des Unteren Unterampan sind nur durch eine Bohrung (kartierbegleitende Bohrung 10072; R 80 220, H 74 150) und Sondierungen am Fuß des Ramsbergs aufgeschlossen. In der Tiefbohrung Darfeld 1 (vgl. Kap. 10: Brg. 5) ist die Schichtenfolge überbohrt. Die nächsten Aufschlüsse – gerade außerhalb des Blattgebiets – sind die Bohrungen Münsterland 1 und Metelen 1001 (TK 25: 3910 Altenberge u. 3809 Metelen). Auf beide Profile wird in der nachfolgenden Beschreibung Bezug genommen.

Gesteine: In der Schichtenfolge des Unteren Unterampan herrschen graue, manchmal grünlichgraue, mehr oder weniger schluffige, gelegentlich auch schwach feinsandige Tonmergelsteine von geringer Festigkeit vor. Es können vereinzelt auch etwas hellere und stärker verfestigte Mergelsteinbänke auftreten, die im allgemeinen jedoch nur wenig kalkreicher sind. Gelegentlich ist ein geringer Glaukonitgehalt zu beobachten. Während sowohl im Nordwesten des Blattgebiets als auch in der Bohrung Münsterland 1 (vgl. KELCH 1963 a) schluffige Tonmergelsteine typisch sind, zeigt das Profil der Bohrung Metelen 1001 Tonmergel- und Mergelsteine mit nur geringem Schluffgehalt (lithologische Einheiten 5 u. zum Teil 6 nach Hiss 1991). Soweit anhand der aus dem Blattgebiet und den angrenzenden Nachbarbereichen ausschließlich vorliegenden Bohrproben feststellbar ist, sind die Sedimente weitgehend homogen und schichtungslos und zerfallen unregelmäßig stückig oder scherbzig. Nur manchmal sind sie feinschichtig, flaserschichtig oder bioturbat. Organogener Detritus aus Kalkschalenfragmenten (u. a. Calcitprismen von Inoceramenschalen) kommt neben Kieselchwammnadeln häufig vor. Der Kalkgehalt schwankt im Nordwesten zwischen ca. 20 und 30 %, steigt in den helleren Mergelsteinlagen sowie im Profil Metelen 1001 auch bis 40 %, selten darüber, an. Außer Calcit, detritischem Quarz (in der Schlufffraktion oder im Feinsandanteil) und Tonmineralen ist regelmäßig ein deutlicher Gehalt an Tiefcrystalit (Opal-CT) zu beobachten (Untersuchung H. GRÜNHAGEN, Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.). Dieser entsteht nach FÜCHTBAUER (1988: 532) durch diagenetische Umwandlung von amorphem Opal (Opal-A), aus dem zum Beispiel Kieselchwammnadeln bestehen.

Fossilien: Makrofossilien des Unteren Unterampan sind bisher aus dem Blattgebiet nicht bekannt. Typische Ammoniten und Inoceramen sind jedoch aus benachbarten Bereichen des Blattgebiets 3908 Ahaus (Hiss 1997) sowie aus der Forschungs-

bohrung Metelen 1001 (TK 25: 3809 Metelen; HISS & LOMMERZHEIM 1991) überliefert. Eine Übersicht über die leitenden Ammoniten und Inoceramen des westfälischen Unteren Untercampans geben KENNEDY & KAPLAN (1995).

Wie mikrofaunistisch untersuchte Proben aus Bohrungsaufschlüssen im Blattgebiet und den unmittelbar angrenzenden Gebieten zeigen (Bearbeiter K. RESCHER, Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.), treten in der benthischen Mikrofauna die nachfolgend genannten leitenden Foraminiferenarten auf (s. Tab. 4):

Neoflabellina suturalis suturalis (CUSHMAN), *N. rugosa* (D'ORBIGNY), *Gavelinella clementiana* (D'ORBIGNY), *Globotruncana paraventricosa* (HOFKER), *G. lapparenti* BROTZEN, *Bolivinooides strigillatus* (CHAPMAN), *Stensioeina granulata incondita* KOCH

Die genannten Foraminiferenarten haben eine über das Untere Untercampan hinausgehende stratigraphische Verbreitung und werden zum Teil schon im Obersanton oder früher, zum Teil auch noch in jüngeren Schichten, beobachtet. Nach HILTERMANN & KOCH (1962) und KOCH (1977) treten *Neoflabellina rugosa* (D'ORBIGNY) und *Gavelinella clementiana* (D'ORBIGNY) erstmals im Verlauf des Unteren Untercampans auf, allerdings nicht unmittelbar an der Basis. Charakteristisch sind daneben auch *Neoflabellina suturalis suturalis* (CUSHMAN) und *Bolivinooides strigillatus* (CHAPMAN), die im Verlauf beziehungsweise am Ende des Unteren Untercampans aussterben.

Altersstellung und Abgrenzung: Die Liegendgrenze der Schichtenfolge des Unteren Untercampans kann nur nach mikrofaunistischem Befund gezogen werden, da sich petrographisch keine wesentlichen Unterschiede zu den Obersanton-Ablagerungen zeigen. Die Grenze Santon/Campan läßt sich aufgrund fehlender Leitforaminiferen manchmal jedoch nur näherungsweise ermitteln. Die Hangendgrenze wird im Nordwesten des Blattgebiets morphologisch und petrographisch mit dem Einsetzen der festen, teilweise kieseligen Mergel- und Sandmergelsteinbänke der Unteren Holtwick-Schichten am Fuß des Ramsbergs festgelegt. Biostratigraphisch liegt sie etwa an der Wende vom Unteren zum Oberen Untercampan (vgl. Kap. 3.5.2.5.1.2). Für den Ostteil des Blattgebiets, wo Unteres Untercampan durch Bohrungen bisher noch nicht direkt nachgewiesen wurde, erfolgt die Abgrenzung und Darstellung in den Schnitten (Taf. 1 in der Anl.) in Analogie zu den mikropaläontologisch datierten Bohrprofilen Metelen 1001 und Münsterland 1 (TK 25: 3809 Metelen u. 3010 Altenberge; vgl. RESCHER 1991). Eine paläomagnetische Untersuchung des Profils Metelen 1001 zeigte, daß die nach benthischen und planktischen Foraminiferen ermittelte Untercampan-Basis gut mit der Magnetfeldumkehr an der Grenze zwischen den Zonen C34N und C33R der paläomagnetischen Zeitskala übereinstimmt (HAMBACH & KRUMSIEK 1991, HAMBACH 1992, HAMBACH & HISS & PERYT 1995).

Die im Blattgebiet überlieferten Ablagerungen des Unteren Untercampans entsprechen von ihrer Altersstellung her den Dülmen-Schichten. In ihrer typischen Ausbildung treten die Dülmen-Schichten jedoch nur zwischen Seppenrade, Dülmen und Coesfeld als Mergelsand und Mergelsandstein mit Sandsteinbänken auf und unterscheiden sich damit deutlich von den Tonmergelsteinen des Blattgebiets (HILDEN & THIERMANN in ANDERSON et al. 1987: 74, KENNEDY & KAPLAN 1995).

Verbreitung und Mächtigkeit: Schichten des Unteren Untercampans sind im gesamten Blattgebiet verbreitet. Sie treten jedoch nur im Nordwesten in der Bauerschaft

Ramsberg am Fuß des Ramsbergs und den benachbarten Höhen zutage. Sie sind morphologisch nicht ausgeprägt und zumeist von Quartär überdeckt. Im überwiegenden Teil des Blattgebiets sind sie von jüngeren Kreide-Gesteinen überlagert. Wie die Kartiierungsergebnisse der westlichen Nachbargebiete (Hiss 1995, 1997) und die Bohrungen Münsterland 1 und Metelen 1001 (Hiss 1991, Rescher 1991) zeigen, steigt ihre Mächtigkeit von etwa 60 – 65 m im Süden auf etwa 85 m im Nordosten des Blattgebiets an.

3.5.2.5.1.2 Holtwick-Schichten (**krca2Hu, krca2Hm, krca2Ho, krca2H**)

Untere und Obere Osterwicker Schichten (ARNOLD 1964 a)

Die Holtwick-Schichten bilden eine lithologisch und biostratigraphisch abgrenzbare Kartiereinheit des Oberen Unterampans, die vor allem im Westen der Baumberge in typischer Ausbildung verbreitet ist. Die Bezeichnung „Holtwick-Schichten“ ersetzt – wie bei Hiss (1997) sowie HAUSCHKE & HISS & WIPPICH (1999) und in Kapitel 3.5.2.5 dargelegt – den durch ARNOLD (1955, 1964 a) publik gemachten Begriff „Osterwicker Schichten“, der wegen der Unklarheiten bei seiner stratigraphischen und räumlichen Abgrenzung sowie der Diskrepanz zwischen der Lage des Ortes Osterwick und dem Verbreitungsgebiet der Schichten mißverständlich ist und daher nicht weiter verwendet wird. Nach petrographischen, morphologischen, paläontologischen und biostratigraphischen Gesichtspunkten lassen sich die Holtwick-Schichten in einen unteren, mittleren und oberen Teil gliedern. Im östlichen Teil des Blattgebiets werden sie ungegliedert dargestellt, da dort die petrographischen Unterschiede gering sind und eine Unterteilung kartiertechnisch nicht möglich ist. Gliederung, stratigraphische Zuordnung und wichtige Leitfossilien zeigen die Tabellen 4 und 5. Wichtige Kenntnisse über den Aufbau der Schichten, auf die hier Bezug genommen wird, stammen aus dem Nachbarblattgebiet 3908 Ahaus, da sie dort im Gegensatz zu Blatt Horstmar vergleichsweise gut aufgeschlossen sind.

Schon seit dem Beginn der geologischen Erforschung des zentralen Münsterlands in der Mitte des 19. Jahrhunderts wurde den Holtwick-Schichten große Aufmerksamkeit geschenkt. Im Sinne der frühen Gliederung sind sie überwiegend in der „Quadraten-Kreide“ (etwa Unterampans) anzusiedeln. Mit ihrem höchsten Abschnitt, dem Übergangsbereich zur „Mucronaten-Kreide“ (etwa Oberampans), bilden sie einen wichtigen Grenzhorizont, der damals wie heute eine große Bedeutung in der stratigraphischen Diskussion hatte. Auch ihr Fossilreichtum war schon sehr früh bekannt. Hinweise auf die Schichtenausbildung, Verbreitung und stratigraphische Stellung der Holtwick-Schichten sowie ausführliche Darstellungen ihres Faunen- und Floreninhalts finden sich bei von DECHEN (1884), HOSIUS (1869 a, 1869 b), ROEMER (1854), SCHLÜTER (1867, 1872, 1876 a, 1876 b), WEGNER (1926) und WESTHOFF (gen. LONGINUS, 1896). Danach hat erst wieder ARNOLD (1964 a) eine Beschreibung der Schichtenfolge (Osterwicker Schichten) geliefert. In jüngerer Zeit sind nochmals die Fossilien, insbesondere die reichen Schwammfaunen, aber auch die Cephalopoden in den Mittelpunkt des Interesses gerückt (GASSE & GÖCKE & HILPERT 1988, 1989, 1991; HAUSCHKE 1991, 1994, 1995 a, 1995 b; HAUSCHKE & HISS & WIPPICH 1999; HISS in HILDEN et al. 1993; WIPPICH 1995).

Gesteine: Die Holtwick-Schichten bestehen aus einer Folge von zum Teil schwach kieseligen Mergelsteinen. Wechselnde Anteile von Sand, Ton und Carbonat und dadurch

bedingte Härteunterschiede, die sich wiederum auf das Geländere relief auswirken, ermöglichen neben den paläontologischen Kriterien die weitere Untergliederung der Schichtenfolge.

In den Unteren Holtwick-Schichten (krca2Hu) herrschen – ähnlich wie im Nordteil des Nachbarblattgebiets 3809 Ahaus – relativ mürbe, teilweise schwach glaukonitische, hellgraue bis gelblichgraue, unregelmäßig plattig absondernde, schluffige bis feinsandige Mergelsteine vor. In ihnen sind feste, häufig plattige, mehr oder weniger sandige, zum Teil schwach glaukonitische, schwammnadelreiche und oft kieselig ausgebildete Mergelsteinbänke sowie einzelne unregelmäßig knollige, kieselige Kalkmergel- bis Mergelkalksteinlagen eingeschaltet. Diese festen Gesteinshorizonte sind die Ursache dafür, daß die Unteren Holtwick-Schichten im Westen und Norden des Osterwicker Hügellands (teilweise im Blattgebiet 3809 Ahaus) in der markanten Geländestufe (Legdener Stufe; vgl. Abb. 2, S. 15) zutage treten, zu der der Ramsberg und die benachbarten Höhen gehören. In mineralogisch untersuchten Proben aus einer kartierbegleitenden Bohrung am Ramsberg (Bohrung 10148; R 80 590, H 73 230) sowie aus weiteren Bohrungen im Nachbarblattgebiet Ahaus wurden neben einem zum Teil auf Fossildetritus beruhenden Carbonatanteil detritischer und feinkristalliner Quarz, Tiefcristobalit, Montmorillonit, Illit beziehungsweise Glaukonit sowie in geringen Mengen Klinoptilolith, Kaolinit und Feldspat festgestellt (Untersuchung H. GRÜNHAGEN, Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.). Die Carbonatgehalte liegen häufig zwischen 30 und 40 % CaCO_3 . Die Werte sind jedoch nicht repräsentativ, da sie in weiten Grenzen schwanken können.

Mit Beginn der Mittleren Holtwick-Schichten (krca2Hm) setzen die festen, kieselig-sandigen Mergelsteinbänke aus. Es treten hellgraue, feinkörnig detritische, meist schluffige, gelegentlich auch schwach feinsandige Mergelsteine, teilweise auch Tonmergelsteine auf, die insgesamt wohl toniger und feinkörniger als die Mergelsteine der Unteren Holtwick-Schichten sind. In einzelnen Proben wurde eine sehr schwache bis schwache Glaukonitführung beobachtet, die allerdings nur auf wenige Horizonte beschränkt zu sein scheint. Gelegentlich können die Mergelsteine auch schwach kieselig sein. In der Regel sind sie mürbe und nur von geringer Festigkeit; sie zerfallen dünnsschichtig bis blättrig und lassen keine klare Schichtung erkennen. Nur wenige etwas festere, meist unregelmäßig knollige, undeutlich abzugrenzende, 1 – 2 dm dicke Bänke können vor allem im höheren Teil der Schichtenfolge auftreten. Der Carbonatgehalt, der zum Teil auf Fossildetritus beruht, liegt meist zwischen 30 und 40 % CaCO_3 und steigt nur in den stärker verfestigten Bänken bis etwa 60 % an. Zum Hangenden hin werden die Mergelsteine insgesamt allmählich carbonatreicher (mit Carbonatgehalten um 40 % CaCO_3), lagenweise etwas fester und gehen zu hellgelbgrauen bis weißgrauen Farben über. Generell läßt sich innerhalb des Blattgebiets nach Osten eine Abnahme des detritischen Anteils und ein allmählicher Faziesübergang zu deutlich feineren, pelitischen Mergelsteinen beobachten. Im Westen und Norden des Osterwicker Hügellands – im wesentlichen im Nachbarblattgebiet 3908 Ahaus – sind die Mittleren Holtwick-Schichten durch ihren Fossilreichtum gekennzeichnet. Mit der zuvor beschriebenen faziellen Änderung ist jedoch ein deutlicher Rückgang der Fossilienhäufigkeit verbunden.

Die mineralogische Zusammensetzung der Gesteine ist ähnlich wie in den Unteren Holtwick-Schichten. Neben dem Carbonatanteil sind detritischer und feinkristalliner Quarz, wenig Tiefcristobalit, Montmorillonit, Illit beziehungsweise Glaukonit sowie in gerin-

gen Mengen Klinoptilolith und Feldspat festzustellen (Untersuchung H. GRÜNHAGEN, Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.).

Wegen ihrer geringen Festigkeit treten die Mittleren Holtwick-Schichten morphologisch nicht hervor. Nur einige wenige festere, wahrscheinlich besonders carbonatreiche Horizonte lassen sich durch schwache Geländeknicke ausmachen. Sie sind aber meist nicht über längere Distanzen zu verfolgen.

Die Oberen Holtwick-Schichten (krca2Ho) entwickeln sich durch weiter zunehmenden Carbonatgehalt mit fließendem Übergang aus den Mittleren Holtwick-Schichten. Tonreichere, mürbe Mergelsteine treten allmählich zurück, stattdessen werden festere, detritische, zum Teil schwach glaukonitische, zum Teil schwach kieselige Mergel- und Kalkmergelsteine von meist hellgrauer oder hellgelbgrauer, manchmal auch weißgrauer Farbe für die Schichtenfolge charakteristisch. Einzelne harte, zum Teil knollige Kalkmergel- bis Mergelkalksteinbänke kommen ebenfalls vor. Sie zeigen häufig ein stark bioturbates, manchmal schlieriges Gefüge. Der Carbonatgehalt schwankt allgemein zwischen 40 und 50 % und erreicht Spitzenwerte von über 75 %. Ein mineralogisch untersuchter Kalkmergelstein aus der kartierbegleitenden Rammkernbohrung 10222 (R 81 430, H 64 430, südlich von Osterwick-Midlich; vgl. Kap. 10: Brg. 9) zeigte eine Zusammensetzung des Gesteins aus detritischen Fossilresten (vor allem reichlich Schwammnadeln), detritischen Quarzkörnern, wenig Glaukonit- und Tonpellets in Schluff- und Feinsandgröße bis 100 µm – akzessorisch auch Feldspäte, Muskovite, Erz- und Gesteinsfragmente – in einer Matrix aus mikritischem Calcit (56,7 % CaCO_3), feinkristallinem Quarz, Montmorillonit und wenig Tiefcrystalit (Untersuchung H. GRÜNHAGEN, Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.). Auch in den Oberen Holtwick-Schichten bestätigt sich der schon zuvor beobachtete Trend der Abnahme des detritischen Anteils und des allmählichen Übergangs zu reineren, pelitischen Mergelsteinen in der Osthälfte des Blattgebiets. So konnten bei Baumaßnahmen am östlichen Ortsrand von Darfeld (R 88 050, H 66 780) detritusarme, undeutlich schichtige Mergelsteine mit glattem, muscheligen Bruch und gedenartigen Kalkmergelstein- bis Mergelkalksteinkonkretionen festgestellt werden, die bereits Anklänge an die bei ARNOLD (1964 a) beschriebene Aulendorfer Fazies der Coesfeld-Schichten erkennen lassen.

In der östlichen Blattgebietshälfte sind die zuvor beschriebenen petrographischen Unterschiede innerhalb der Holtwick-Schichten nur undeutlich auszumachen, so daß eine kartiertechnische Unterscheidung dort nicht mehr möglich ist. Die östlich von Darfeld und am Fuß des Schöppinger Bergs in Oberflächennähe ausschließlich verbreiteten höheren Abschnitte der Holtwick-Schichten (Teile der Mittleren sowie die gesamten Oberen Holtwick-Schichten) werden daher als Holtwick-Schichten (ungegliedert) (krca2H) zusammengefaßt. Wie das Profil der nördlich von Horstmar am Schöppinger Berg niedergebrachten Forschungsbohrung Metelen 1001 (TK 25: 3809 Metelen) zeigt, ist jedoch in gut dokumentierten Profilen nach wie vor eine Dreiteilung der Schichtenfolge des Oberen Untercampans möglich (vgl. Hiss 1991). Die Gegenüberstellung der dort enthaltenen lithologischen Einheiten mit der Gliederung im Blattgebiet zeigt Tabelle 5.

Die Holtwick-Schichten im Ostteil des Blattgebiets bestehen vorwiegend aus hellgrauen bis grauen Mergelsteinen mit einzelnen Kalkmergelstein- bis Mergelkalksteineinlagerungen. Wie Bohrungen zeigen konnten (z. B. kartierbegleitende Bohrung 10195, Bauerschaft Altenburg, R 90 450, H 70 070), setzen zur Tiefe hin die kalkreicheren Einlage-

rungen zunächst aus und es herrschen tonreichere Mergelsteine (Tonmergel- bis Mergelsteine) vor. Erst an der Basis der Holtwick-Schichten sind nach dem Profil der Bohrung Metelen 1001 wiederum Kalkmergelsteine zu erwarten. Insgesamt sind die Mergelsteine sehr feinkörnig, zum Teil pelitisch. Der Anteil an organogenem Detritus sowie terrigenem Quarz ist deutlich geringer als im Westen des Blattgebiets und bleibt meistens im Schluffkornbereich. Glaukonit fehlt weitestgehend. Carbonatgehalte und mineralogische Zusammensetzung der Gesteine sind ansonsten ähnlich wie zuvor für die Mittleren und Oberen Holtwick-Schichten beschrieben. Das durchgehend untersuchte Profil der Bohrung Metelen 1001 (HINDEL 1991, HISS 1991) zeigt die Schwankungsbreite der Carbonatwerte.

Fossilien: Wie die paläontologischen Untersuchungen aus dem Nachbarblattgebiet 3908 Ahaus zeigen, sind die Unteren Holtwick-Schichten relativ arm an Makrofossilien. Von dort sind nur wenige Fossilien bekannt, darunter *Gonioteuthis quadrata quadrata* (BLAINVILLE), *Pseudoxybeloceras* (?*Parasolenoceras*) sp., *Pycnodonte* sp., pectinide Muscheln, einige schlecht erhaltene Schwammreste, Schwammnadeln und Holzreste. Auch ARNOLD (1964 a: 665) beschreibt aus diesem Niveau nur eine spärliche Fauna. Aus dem Blattgebiet liegen außer den weiter zuvor erwähnten, in den festen Mergelsteinbänken reichlich vorhandenen Schwammnadeln keine Makrofaunenfunde vor.

Die Mittleren Holtwick-Schichten weisen hingegen einen größeren Fossilreichtum auf. Aus ihnen stammen die arten- und individuenreichen Faunen, die durch ihre große Seeigelhäufigkeit, vor allem aber durch die vielfältige, exzellent erhaltene Schwammfauna berühmt geworden sind (vgl. HAUSCHKE & HISS & WIPPICH 1999). Umfassende Fossilisten finden sich unter anderem bei SCHLÜTER (1872, 1876 a, 1876 b), ARNOLD (1964 a) und HAUSCHKE (1994). Spezielle Bearbeitungen einzelner Faunengruppen stammen von GASSE & GÖCKE & HILPERT (1988, 1989, 1991), HAUSCHKE (1991, 1995 a, 1995 b) und WIPPICH (1995). Die reichhaltigsten Faunen sind ebenfalls vorwiegend aus den westlich benachbarten Räumen, vor allem aus der Gegend um Coesfeld und Holtwick bekannt. In der Westhälfte des Blattgebiets sind die Mittleren Holtwick-Schichten nur unzureichend aufgeschlossen, so daß über die dortige Fossilführung keine Aussage möglich ist. Weiter nach Osten, in den Aufschlüssen entlang des Burloer Bachs südlich von Eggerode sowie in Darfeld (Baugrubenaufschlüsse), ist die Fossilführung nur noch sehr gering. Sie beschränkt sich dort im wesentlichen auf einzelne Belemniten, Muscheln und Schwammreste. Nachfolgend sind einige wichtige Fossilien der Mittleren Holtwick-Schichten genannt, wie sie aus dem Blattgebiet und den unmittelbar westlich anschließenden Räumen überliefert sind (vgl. auch HISS 1997), ohne die artenreiche Fauna auch nur annähernd vollständig wiedergeben zu können:

Scaphites (*Scaphites*) *hippocrepis* (DEKAY), *Gonioteuthis quadrata quadrata* (BLAINVILLE), *G. q. gracilis* (STOLLEY), *Echinocorys* ex gr. *brevis/humilis*, *Galeola senonensis* (d'ORBIGNY), *G. papillosa* KLEIN, *Inoceramus* (*Endocostea*) *balticus* BÖHM, I. (*Cordiceramus*) *köplitzi* SEITZ, *Becksia soekelandi* SCHLÜTER, *Coeloptychium princeps* ROEMER und andere *Coeloptychium*-Arten, zahlreiche weitere Kieselchwammarten (*Demospongia* und *Hexactinellida*)

Ähnlich wie die Mittleren sind auch die Oberen Holtwick-Schichten recht fossilreich, wobei auch hier nach Osten die Fossilführung zurückgeht. Schwämme sind nach wie vor verbreitet, allerdings sind sie nicht mehr so zahlreich wie teilweise in den Mittleren Holtwick-Schichten. Zunehmend häufig sind jedoch glatte, nicht beknotete Baculiten. Sie

sind für die Oberen Holtwick-Schichten und vor allem für die darüber folgenden Coesfeld-Schichten charakteristisch. Kennzeichnend für die Oberen Holtwick-Schichten ist das gemeinsame Vorkommen von *Gonioteuthis quadrata gracilis* (STOLLEY) – selten auch noch *G. q. quadrata* (BLAINVILLE) – und *Belemnitella mucronata* (VON SCHLOTHEIM), wobei hier hauptsächlich plumpe Formen aus der Gruppe um *Belemnitella mucronata senior* NOWAK auftreten (vgl. JELETZKY 1951: 46). Nach RIEGRAF (1995) kommt daneben auch *Belemnitella praecursor* STOLLEY vor. Abgesehen von einer fraglichen Frühform von *B. praecursor*, die in den Mittleren Holtwick-Schichten im Blattgebiet 3908 Ahaus gefunden wurde (Hiss 1997), treten Belemniten in den Oberen Holtwick-Schichten erstmals auf. Die Seeigel der Gattung *Micraster* zeigen Übergangsformen zwischen *Micraster schroederi* STOLLEY und *M. glyphus* SCHLÜTER. *Galeola papillosa* KLEIN entwickelt allmählich großwüchsigeren Formen. An Ammoniten sind neben einigen nicht näher zu bestimmenden Scaphitenresten erste Exemplare von *Scaphites (Scaphites) gibbus* SCHLÜTER nachgewiesen. In der weiteren Fauna sind *Inoceramus (Endocostea) balticus* BÖHM sowie die mehrfach gefundene Einzelkoralle *Parasmilia centralis* (MANTELL) zu nennen.

Die Mikrofauna der Holtwick-Schichten ist durch nachfolgend genannte leitende Foraminiferenarten gekennzeichnet (Bearbeiter K. RESCHER, Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.):

Stensioeina granulata incondita KOCH, *St. exsculpta gracilis* BROTZEN, *St. pommerana* BROTZEN, *Neoflabellina rugosa* (D'ORBIGNY), *N. asema* KOCH, *Gavelinella clementiana* (D'ORBIGNY), *Bolivinoidea granulatus* HOFKER, *B. decoratus decoratus* (JONES), *B. laevigatus* MARIE

Diese Mikrofauna findet sich im gesamten Oberen Unterampan, lediglich *Bolivinoidea laevigatus* MARIE setzt erst in den Oberen Holtwick-Schichten nahe der Grenze zum Oberampan ein (vgl. HILTERMANN & KOCH 1962). *Neoflabellina asema* KOCH kommt nur vereinzelt vor und ist auf die schwach schluffigen bis pelitischen Mergelsteine im Ostteil des Blattgebiets beschränkt.

Die reiche Fossilführung der Mittleren und Oberen Holtwick-Schichten im Osterwicker Hügelland weist auf eine Ablagerung der Schichten in einem flachen, von der Küste nicht allzu weit entfernten Schelfgebiet hin (vgl. HISS in HILDEN et al. 1993). Der große Fossilreichtum ist vermutlich durch aufsteigende, kühle, nährstoffreiche Tiefenwässer – sogenanntes „upwelling“ – bedingt (vgl. HAUSCHKE 1995 a, HAUSCHKE & HISS & WIPPICH 1999). Upwelling-Einflüsse treten mehrfach in den Ablagerungen der nordwestdeutschen Kreide auf (vgl. KEMPER 1987); sie sind die Grundlage für eine hohe Bioproduktion und begünstigen die Ausbreitung und Entfaltung arten- und individuenreicher Lebensgemeinschaften. Ein Indiz hierfür sind zum Beispiel die zahlreichen Kieselschwämme (Hexactinellida), die rezent bevorzugt tiefere Meeresgebiete bewohnen. In dem nach der mikrofaunistischen Datierung durch RESCHER (1991) den Mittleren und Oberen Holtwick-Schichten entsprechenden Profilabschnitt der Bohrung Metelen 1001 (TK 25: 3809 Metelen) wurden durch LOMMERZHEIM (1991 a) sowie KAEVER & LOMMERZHEIM (1991) ebenfalls starke Upwelling-Einflüsse festgestellt. Neben charakteristischen Mikrofaunenassoziationen sowie geochemischen Indikatoren sind es dort unter anderem auch Zähne von tiefseebewohnenden Selachiern (Haifischen), die darauf hindeuten (MÜLLER 1991). Der von Westen nach Osten zu beobachtende Rückgang der Fossilhäufigkeit mag mit der paläogeographischen Situation zusammenhängen und den allmählichen Übergang von einem flachen in ein tieferes Schelfgebiet markieren.

Altersstellung und Abgrenzung: Die Holtwick-Schichten lassen sich petrographisch, morphologisch, paläontologisch – aufgrund ihrer Faunenvergesellschaftungen – und biostratigraphisch abgrenzen. Sie beginnen am Fuß des zur Legdener Stufe gehörenden Ramsbergs in der nordwestlichen Blattgebietsecke. Die festen, kieseligen Sandmergelsteine der Unteren Holtwick-Schichten bauen den Ramsberg und die sich nach Westen anschließenden Höhen auf. Mit dem Einsetzen der mürberen, mehr tonigen Mergelsteine der Mittleren Holtwick-Schichten verflacht das Gelände. Gleichzeitig beginnt die für die Mittleren Holtwick-Schichten charakteristische arten- und individuenreiche Fossilführung. Die Oberen Holtwick-Schichten treten im unteren Teil der nächstfolgenden Geländestufe (Osterwicker Stufe) auf. Bedingt durch fließende Gesteinsänderungen und einen allmählichen Geländeanstieg ist ihre petrographische und morphologische Abgrenzung nicht immer eindeutig. Ihre Hangendgrenze wird in Einklang mit biostratigraphischen Kriterien morphologisch an eine leichte Verflachung innerhalb der Osterwicker Stufe gegliedert.

Nach den im wesentlichen aus dem Blattgebiet 3908 Ahaus stammenden biostratigraphischen Untersuchungen liegt die Basis der Holtwick-Schichten etwa an der Wende Unteres/Oberes Untercampan (vgl. Hiss 1997). Ob ihr tiefster Abschnitt bereits in die *pilula*-Zone (Tab. 4) zu datieren ist, läßt sich nicht belegen. Die Unteren Holtwick-Schichten umfassen die *pilula/senonensis*-Zone und wahrscheinlich auch noch Teile der *senonensis*-Zone. Nach Funden von *Galeola senonensis* (D'ORBIGNY) nahe der Basis der Mittleren Holtwick-Schichten in der Wersche (Bauerschaft Gemen im Nordosten des Blattgebiets 3908 Ahaus) dürften diese in der *senonensis*-Zone beginnen. Sie umfassen die *papillosa*- und *conica/gracilis*-Zone in vollem Umfang. Die Oberen Holtwick-Schichten beginnen mit dem Einsetzen von *Belemnitella mucronata* (VON SCHLOTHEIM) und sind daher in die *gracilis/senior*-Zone zu stellen. Sie enden mit dem letzten Auftreten von *Gonioteuthis quadrata gracilis* (STOLLEY), mit dem im nordwestdeutschen und im übrigen borealen Raum zugleich die Grenze Unter-/Obercampan definiert wird (vgl. CHRISTENSEN 1990, SCHULZ et al. 1984).

Die ungegliederten Holtwick-Schichten im Ostteil des Blattgebiets sind biostratigraphisch durch Mikrofaunen und insbesondere auch durch einige Funde von *Gonioteuthis quadrata quadrata* (BLAINVILLE) und *G. q. gracilis* STOLLEY am Fuß des Schöppinger Bergs belegt (z. B. aus Baugruben in Schöppingen, R 84 540, H 73 050, oder aus einem Bachriß westlich vom Bahnhof Horstmar, R 89 780, H 71 100; einen weiteren Fundort nennt RIEGRAF 1995: 185).

Verbreitung und Mächtigkeit: Die Unteren Holtwick-Schichten treten nur im Nordwesten des Blattgebiets in der Geländestufe zutage, zu der der Ramsberg und die benachbarten Höhen gehören. Durch eine tektonische Störung bedingt bricht diese Schichtstufe östlich des Ramsbergs plötzlich ab. Der Ausbiß der Unteren Holtwick-Schichten wird nach Norden versetzt und verläuft im Blattgebiet 3809 Metelen unter Quartär-Überdeckung weiter, ohne nochmals morphologisch in Erscheinung zu treten. Die Mittleren Holtwick-Schichten schließen sich in der Bauerschaft Ramsberg nach Süden in einer flachen Senke an. Westlich der Vechte sind sie im unteren Teil des Anstiegs zum Höhenzug nördlich von Osterwick (Osterwicker Flachrücken nach WEGMANN 1949; vgl. Kap. 2.2.1) verbreitet, dort allerdings weitestgehend von Quartär überdeckt. Weitflächig finden sie sich zwischen Darfeld und Eggerode. Die Oberen Holtwick-

Schichten treten in einem meist nur wenige hundert Meter breiten Band rund um den Osterwicker Flachrücken zutage. Ungegliederte Holtwick-Schichten sind am Fuß des Schöppinger Bergs und in der Bauerschaft Altenburg zum Teil unter Grundmoränenüberdeckung verbreitet.

Die Mächtigkeit der Holtwick-Schichten ändert sich von Westen nach Osten. Mit dem Übergang in die gleichförmig tonig-mergelige Fazies in der östlichen Blattgebietshälfte ist eine Mächtigkeitszunahme von etwa 70 m im Nordwesten auf 175 m im Osten verbunden. Dies ist durch die Bohrungen Metelen 1001 (etwa 175 m; TK 25: 3809 Metelen) sowie Münsterland 1 (160 m; TK 25: 3910 Altenberge) belegt. Wie die Gesamtmächtigkeit, so nehmen auch die Teilmächtigkeiten der Unteren, Mittleren und Oberen Holtwick-Schichten von Nordwesten nach Osten und auch nach Süden zu. Die Unteren Holtwick-Schichten sind am Ramsberg nur etwa 25 m mächtig und erreichen im oberen Vechtetal etwa 60 m. Die Mittleren Holtwick-Schichten sind im Nordwesten rund 30 m mächtig. Sie nehmen nach Süden (Raum Osterwick) auf 35 – 40 m und nach Osten bis zum oberen Vechtetal auf etwa 65 m zu. Die Mächtigkeit der Oberen Holtwick-Schichten bleibt hingegen mit rund 15 m weitgehend konstant.

Aufschlüsse: Die Holtwick-Schichten sind nur an wenigen Stellen dauerhaft aufgeschlossen. Der überwiegende Teil der während der geologischen Geländeaufnahme vorhandenen Aufschlüsse war nur temporär. So konnte die Schichtenfolge in Baugruben vor allem in den Ortslagen von Schöppingen, Eggerode und Darfeld beobachtet werden wie beispielsweise in dem in Kapitel 3.6.2.1.1 wiedergegebenen Profil aus einer Baugrube an der Kläranlage in Darfeld. Die Gesteine werden dort bei weiter anhaltender Bautätigkeit auch zukünftig immer wieder zu sehen sein.

- Schöppingen-Ramsberg, Lesesteine von schwammnadelreichen, harten, plattigen, schwach sandigen, kieseligen Mergelsteinen auf dem Ramsberg; die ehemaligen Mergelgruben am Nordhang sind weitestgehend verfallen (R 81 720, H 73 990); Untere Holtwick-Schichten
- Bachbett des Burloer Bachs bei Haus Burlo (R 85 600, H 68 860) und etwa 1 km südlich von Eggerode (R 85 640, H 69 750); Mittlere Holtwick-Schichten
- Bachriß im Waldgebiet westlich vom Bahnhof Horstmar (R 89 780, H 71 100); höchster Teil der Holtwick-Schichten mit *Gonioteuthis quadrata quadrata* (BLAINVILLE)
- Bahneinschnitt Altenburg, südlich vom Bahnhof Horstmar, weitestgehend verwachsen (R 90 600, H 70 000); höchster Teil der Holtwick-Schichten; nach einem unveröffentlichten Archivbericht von A. BENTZ aus dem Jahr 1930 bereits mit *Belemnitella mucronata* (VON SCHLOTHEIM)
- Bachriß des Rockeler Bachs in der Bauerschaft Altenburg (R 89 360, H 69 390); höherer Teil der Holtwick-Schichten

3.5.2.5.2 Obercampan

Obercampan ist meist in flacher Lagerung in allen höheren Erhebungen des Blattgebiets weitflächig verbreitet. Es gliedert sich lithostratigraphisch in die Coesfeld-Schichten in seinem tieferen und die Baumberge-Schichten in seinem höheren Teil. Nach

den vorgefundenen Leitfossilien und nach der petrographischen Beschaffenheit gehören die Gesteine in den Höhen des Osterwicker Hügellands zwischen Darfeld und Osterwick und bis weit in den Nordwesten des Blattgebiets hinein zu den Coesfeld-Schichten und nicht, wie ARNOLD (1964 a) dies noch angenommen hat, zu den Oberen Osterwicker Schichten des Unterampans (vgl. Tab. 5). Coesfeld-Schichten finden sich darüber hinaus zwischen Darfeld und Höpingen sowie in den unteren Hangbereichen des Schöppinger Bergs. Baumberge-Schichten sind auf kleinere Areale in den Hochlagen südlich von Darfeld, bei Höpingen und am Schöppinger Berg beschränkt. Die weitere Gliederung der Schichtenfolge, biostratigraphische Grundlagen und Vergleiche mit früher verwendeten Bezeichnungen zeigen die Tabellen 4 und 5.

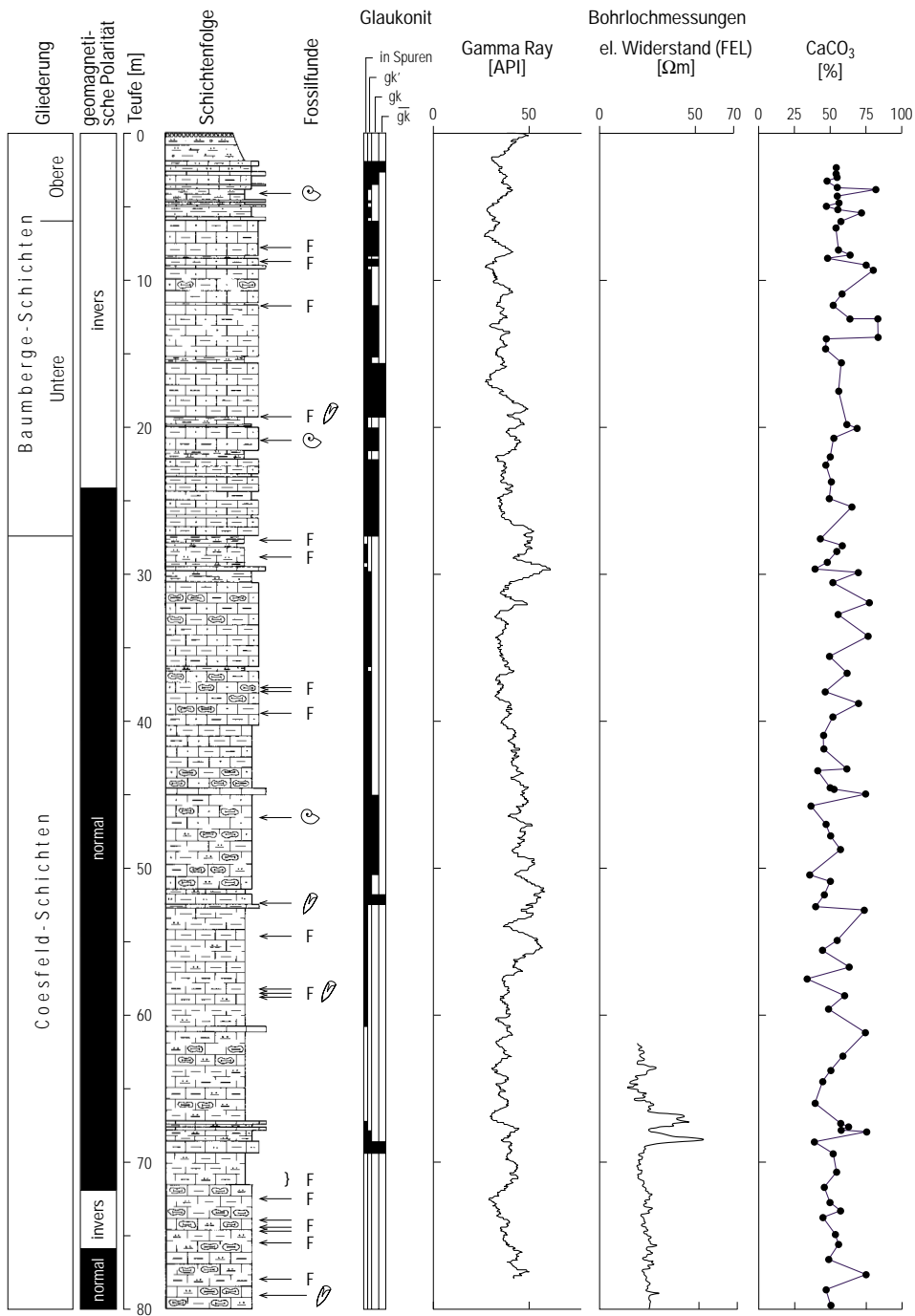
3.5.2.5.2.1 Coesfeld-Schichten (**krca3C**)

Coesfelder Schichten (ARNOLD 1964 a)

Wie schon zuvor die Holtwick-Schichten sind auch die Coesfeld-Schichten innerhalb des Blattgebiets faziell unterschiedlich entwickelt, worauf bereits ARNOLD (1964 a) hingewiesen hat.

Gesteine: Im Osterwicker Hügelland ähneln die Gesteine im tieferen Teil der Coesfeld-Schichten zunächst noch denen der Oberen Holtwick-Schichten. Es überwiegen hellgelbgraue bis weißgraue, detritische, teilweise schwach kieselige Mergel- und Kalkmergelsteine mit überwiegend sehr schwachem, zum Teil aber auch stärkerem Glaukonitgehalt und mehr oder weniger geringem Schluff- und Feinsandgehalt. Sie bestehen zu einem großen Teil aus biogenem Carbonatdetritus (Fossilfragmente), Kieselschwammnadeln und nur teilweise aus anorganischem Quarzdetritus in Schluff- und Sandkorngröße. Die Schichten sind im allgemeinen fest, mehr oder weniger deutlich gebankt und verwittern schalig, zum Teil auch unregelmäßig kleinstückig. Vom Liegenden zum Hangenden nimmt der Anteil der festen, untergeordnet auch harten, gewöhnlich mehrere Dezimeter dicken Bänke allmählich zu. Den festen Bänken sind aber immer wieder mürbe, unregelmäßig plattig bis blättrig zerfallende Mergelsteinpartien zwischengelagert. Ein solcher, wohl etwas mächtigerer und stärker toniger Mergelsteinhorizont nahe der Basis der Coesfeld-Schichten dürfte die Ursache für die leichte Geländeverflachung und mehrere damit in Zusammenhang stehende, zum Teil temporär schüttende Quellen sein, die insbesondere im Gebiet um Osterwick auffällig sind. Selten sind einzelne unregelmäßig knollige Mergelkalksteineinlagerungen vorhanden. Die Carbonatgehalte liegen häufig zwischen 40 und 60 % und steigen in harten Kalkmergel- und Mergelkalksteinbänken zum Teil bis über 80 % an.

Im Gebiet um Darfeld und Höpingen ist der untere Teil der Coesfeld-Schichten deutlich feinkörniger als in der westlichen Blattgebietshälfte entwickelt. Die sandig-detritischen Komponenten treten zugunsten schluffig-toniger Anteile stärker zurück. Wie das Profil der Forschungsbohrung Oberdarfeld 1 zeigt (Abb. 6; s. Kap. 10: Brg. 11), ist dort vorwiegend eine flaserig-feinschichtige Wechselfolge aus hell- bis mittelgrauen, teils schluffigen Ton- und Kalkmergelsteinen entwickelt, in die immer wieder knollige Kalksteinlagen eingeschaltet sind. Sandige, in einzelnen Lagen auch glaukonitische Mergel- und Kalkmergelsteine treten zunächst nur vereinzelt auf, werden zum Hangenden hin aber vorherrschend. Die Carbonatgehalte sind insgesamt ähnlich wie zuvor beschrieben, einen



Überblick über deren Schwankungsbreite gibt Abbildung 6. Sandige, teils glaukonitische Mergelsteine mit einzelnen Kalksteinbänken wurden auch in der Bohrung 10205 Bockelsdorf in der südöstlichen Blattgebietsecke gefunden (vgl. Kap. 10: Brg. 10).

Ähnlich wie im Raum Darfeld ist auch die Schichtenfolge am Schöppinger Berg entwickelt. Wie temporäre Aufschlüsse, zum Beispiel ein beim Bau der Umgehungsstraße von Horstmar entstandener Einschnitt bei Schulze-Epping (R 89 050, H 72 100) oder auch das Profil der Bohrung Metelen 1001 (TK 25: 3809 Metelen; vgl. Hiss 1991), zeigten, sind knollige Kalksteinlagen jedoch selten. Stattdessen schalten sich dort schon im unteren Teil des Profils festere, hellgelbgraue, hellbraungraue oder gelblichweiße, meist feinsandig-detritische, schalig abwitternde Mergelkalksteinbänke von wenigen Dezimetern Stärke sowie teilweise auch glaukonitische, spätige Kalksandsteinlagen ein, die zum Hangenden an Häufigkeit zunehmen. Die Carbonatgehalte können in diesen festen Bänken bis über 80 % CaCO_3 betragen.

Insgesamt sind die Coesfeld-Schichten durch eine starke Bioturbation geprägt. Sie weisen häufig ein unregelmäßig schlieriges bis fleckig-flammenartiges, teilweise auch flaseriges Gefüge auf. Gelegentlich zu beobachtende Einlagerungen von kleinen Mergelsteingeröllen weisen auf synsedimentäre Umlagerungen hin.

Der mineralogische Aufbau der Gesteine ist bei allen untersuchten Proben ähnlich, wobei die größten Unterschiede im Carbonatgehalt sowie im Anteil und der Korngröße der detritischen Komponenten liegen. Exemplarisch wird hier das Ergebnis einer mineralogischen Untersuchung einer Gesteinsprobe aus der kartierbegleitenden Bohrung 10153 (Osterwick, R 83 670, H 66 350) wiedergegeben. Sie zeigt einen leicht schluffig-feinsandigen, fossilführenden Mergelstein mit 52,6 % CaCO_3 , der sich aus detritischen Fossilresten (Schwammnadeln, Echinodermen- und Bivalvenfragmenten, Foraminiferen), detritischen Quarzkörnern sowie vereinzelt Glaukonitpellets in Schluff- und Feinsandgröße bis 250 μm – akzessorisch auch Feldspäten, Muskovit, Biotit und Turmalin – in einer Matrix aus mikritischem Calcit, feinkristallinem Quarz, Montmorillonit, Glimmer (Illit, Glaukonit) und einer Spur von Goethit (vermutlich verwitterte Pyritknötchen) zusammensetzt (Untersuchung H. GRÜNHAGEN, Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.).

Fossilien: Die Makrofauna ist in den Coesfeld-Schichten nicht mehr ganz so reichhaltig wie in den Holtwick-Schichten, Fossilien sind aber gerade in den unteren Teilen dieser Schichtenfolge noch recht häufig zu finden. Die meisten Fossilien stammen aus dem Osterwicker Hügelland. Da in den übrigen Gebieten nur wenige Aufschlüsse existieren, beschränken sich dort die Fossilfunde häufig auf Belemniten, die als einzige auch

◀ Abb. 6 Geologisches Profil der Forschungsbohrung Oberdarfeld 1 (R 89 265, H 63 940; Ansatzhöhe +166,6 m NN)

	Kalkstein		Kalkmergelstein		Mergelstein		Tonmergelstein		Schluffstein, kalkig
·	schwach sandig	gk'	schwach glaukonitisch	F	Fossilien, allgemein (Korallen, Schwammreste, Inoceramenreste u. a.)				
...	stark sandig	gk	glaukonitisch		Ammonitenfunde (<i>Bosstrychoceras polyplacum</i> (ROEMER))				
△	schluffig	gk	stark glaukonitisch		Belemnitenfunde von Belemniten der <i>Belemnitella mucronata</i> -Gruppe				
◉	Kalksteinkonkretionen								

in stark angewitterten Profilen oder als Lesesteine noch erhalten sind. Einen Überblick über die Fossilführung der Coesfeld-Schichten gibt ARNOLD (1964 a, 1967). Weitere Angaben machen KAEVER & LOMMERZHEIM (1995) sowie RIEGRAF (1995).

Gut erhaltene Kieselchwämme treten in den Coesfeld-Schichten etwas in den Hintergrund, kommen aber noch vor. Seeigel sind dagegen recht häufig, vor allem *Echinocorys* ex gr. *brevis/humilis* und *Micraster* ex gr. *schroederi/glyphus* und *M. glyphus* SCHLÜTER sowie große *Galeola papillosa* KLEIN und einige reguläre Seeigel der Art *Phymosoma ornatisimum* (AGASSIZ). Muscheln sind vor allem durch *Inoceramus (Endocostea) balticus* BÖHM sowie einige Pectiniden und Ostreen vertreten. Bei den Schnecken sind *Leptomaria plana* (MÜNSTER) und *Aporrhais (Helicaulix) buchi* (MÜNSTER) auffallend. Bezeichnend ist auch die Einzelkoralle *Parasmilia centralis* (MANTELL), die gerade in den tieferen Teilen der Coesfeld-Schichten verbreitet vorkommt.

Die Cephalopodenfauna zeigt einige typische Leitfossilien sowie weitere Arten, die aus faziellen Gründen sehr häufig sind, stratigraphisch aber eine größere Reichweite haben. Leitfossilien sind *Scaphites (Scaphites) gibbus* SCHLÜTER, *Trachyscaphites spiniger* (SCHLÜTER), *Hoplitoplacenticeras (Hoplitoplacenticeras) dolbergense* (SCHLÜTER), *H. (H.) coesfeldiense* (SCHLÜTER), *H. (H.) vari* (SCHLÜTER) und *H. (H.) marroti* (COQUAND) (*H. vari* und *H. marroti* sind eng verwandte Arten, aber wohl nicht synonym; vgl. KAPLAN & KENNEDY & ERNST 1996). *Scaphites (Scaphites) gibbus* SCHLÜTER konnte im Blattgebiet und im Nachbarblattgebiet Ahaus mehrfach aus den Coesfeld-Schichten geborgen werden,

kommt aber auch schon in den Oberen Holtwick-Schichten vor. *Trachyscaphites spiniger* (SCHLÜTER) und die Hoplitoplacenticeraten wurden wenige Meter oberhalb der Basis der Coesfeld-Schichten gefunden, kommen aber auch noch in höheren Niveaus vor.



Abb. 7 *Pachydiscus* sp., ein Großammonit mit einem Durchmesser von 55 cm, aus dem tieferen Teil der Coesfeld-Schichten; Fundort: Rosendahl-Darfeld, in einem trockengefallenen Tümpel auf dem Hof Haselkamp; R 81 730, H 66 620

Ein markanter Leithorizont ist im tiefsten Teil der Coesfeld-Schichten ein Niveau, in dem komplette Exemplare und Bruchstücke von Großammoniten der Gattung *Pachydiscus* häufig sind (Abb. 7). Meistens sind sie artlich nicht bestimmbar. Im gleichen Niveau wurden auch einzelne Exemplare von *Patagiosites stobei* (NILSSON) gefunden. Das Fundniveau der Großammo-

niten liegt rund um Osterwick, wo die Schichten annähernd söhlig lagern, zwischen der 100- und der 110-m-Höhenlinie. Einzelne Exemplare von *Pachydisciden* finden sich aber auch noch darüber.

Auffällig ist ferner die große Zahl von glatten, nicht beknoteten Baculiten, die in manchen Lagen der Coesfeld-Schichten, insbesondere in ihrem tieferen Teil, massenhaft auftreten. Im oberen Teil der Coesfeld-Schichten tritt nach dem Befund der Forschungsbohrung Oberdarfeld 1 (Abb. 6; vgl. Kap. 10: Brg. 11) bereits *Bostrychoceras polyplacum* (ROEMER) auf. Die Belemniten sind durch Belemniten vertreten, die im Sinne von CHRISTENSEN (1995) zu *Belemnitella mucronata* (VON SCHLOTHEIM) zu stellen sind. *Gonioteuthis quadrata* (BLAINVILLE) und Unterarten kommen nicht mehr vor.

Die Mikrofauna ist durch nachfolgend genannte leitende Foraminiferenarten gekennzeichnet (Bearbeiter K. RESCHER, Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.):

Stensioeina pommerana BROTZEN, *Neoflabellina rugosa* (D'ORBIGNY), *N. numismalis* (WEDEKIND), *Bolivinooides granulatus* HOFKER, *B. decoratus decoratus* (JONES), *B. laevigatus* MARIE, *Gavelinella clementiana* (D'ORBIGNY)

Viele der genannten Arten sind bereits aus älteren Schichten bekannt, so daß mit der vorgefundenen Faunenvergesellschaftung die Grenze Unter-/Obercampan häufig nicht sicher zu ermitteln ist. Charakteristisch sind lediglich *Neoflabellina numismalis* (WEDEKIND), die allerdings selten ist, sowie *Bolivinooides laevigatus* MARIE. Letztere setzt auch schon im höchsten Teil des Untercampan ein, wird im Obercampan aber häufiger. *Bolivinooides granulatus* HOFKER ist nur im unteren Teil der Coesfeld-Schichten zu finden und setzt weiter oben aus. Im höchsten Teil der Coesfeld-Schichten tritt *Bolivina incrassata* REUSS erstmalig auf.

Altersstellung und Abgrenzung: Die Belemniten- und Ammonitenfauna weist die Coesfeld-Schichten eindeutig als obercampane Ablagerung aus. Definitionsgemäß beginnen sie mit dem Aussetzen von *Gonioteuthis quadrata gracilis* (STOLLEY) in der *conica/senior*-Zone (vgl. Tab. 4). Im Osterwicker Hügelland ist ihre Basis morphologisch durch eine leichte, nicht überall deutlich zu erkennende Verflachung innerhalb der langgezogenen Hänge gekennzeichnet. Dicht darüber folgt das bereits zuvor beschriebene Quellenniveau, das offensichtlich an einen geringfügig tonreicheren Mergelsteinhorizont gebunden ist (mehrere Quellen in den Bauerschaften Netter, Brock und Heven sind in der geologischen Karte ausgewiesen). Darüber steigt das Gelände wiederum etwas steiler an. Nahe der morphologischen Grenze setzen auch die obercampanen Ammonitenfaunen mit *Hoplitoplacenticeraten* und *Trachyscaphites spiniger* (SCHLÜTER) ein. Das gehäufte Auftreten von *Pachydiscus* sp. in einem eng umgrenzten Horizont wenig oberhalb der Quellen, in dem auch einzelne Exemplare von *Patagiosites patagosius* (SCHLÜTER) gefunden wurden, korrespondiert vermutlich stratigraphisch mit dem Fundniveau von *Patagiosites stobei* (NILSSON) in den norddeutschen Kreide-Profilen. Es wird in die *basiplana/spiniger*-Zone datiert (vgl. ERNST & SCHMID 1979, SCHULZ et al. 1984; nach KAPLAN & KENNEDY & ERNST 1996 sind beide *Patagiosites*-Arten synonym). Südlich von Darfeld und am Schöppinger Berg beginnen die Coesfeld-Schichten mit dem lithologischen Wechsel zu vorwiegend festen Mergel- und Kalkmergelsteinen, der durch eine deutliche Versteilung des Reliefs und ebenfalls durch ein Quellenniveau (Ursprungsgebiet der Vechte) gekennzeichnet ist.

Die Coesfeld-Schichten enden mit dem Einsetzen der starken Glaukonitführung im sogenannten Billerbecker Grünsand (vgl. ARNOLD 1964 a) an der Basis der Baumberge-Schichten, das morphologisch normalerweise mit einem Geländeknick und einer leichten Verteilung der Hänge zusammenfällt. Allerdings ist dieses Grenzniveau lithologisch nicht immer sicher festzulegen und biostratigraphisch eindeutig zu fixieren. Wie die Kartierbefunde und Bohrungen (z. B. die Forschungsbohrung Oberdarfeld 1; s. Abb. 6 u. Kap. 10: Brg. 11) zeigen, treten glaukonitreiche Horizonte zum Teil mehrfach im Profil auf. Ein solcher, stratigraphisch tiefer gelegener Glaukonithorizont, der in Blatt C 3906 Gronau der Geologischen Karte von Nordrhein-Westfalen 1 : 100 000 irrtümlich als Basis der Baumberge-Schichten gedeutet wurde, ist zum Beispiel auf der Südwestflanke des Spielbergs bei Darfeld vorhanden. Auch kann sich die Glaukonitführung innerhalb eines Horizonts lateral ändern oder gar ganz aussetzen, so daß es schwierig ist, ein bestimmtes Grünsandniveau über weite Strecken eindeutig zu identifizieren. Am Schöppinger Berg sind zwar zum Teil glaukonitisch-sandige Mergel- und Kalksteine an der Basis der überlagernden Baumberge-Schichten zu erkennen, sie sind aber untypisch und heben sich nicht als markanter Leithorizont von den übrigen Gesteinen ab. Dort sind es mehr morphologische Kriterien, die in Verbindung mit dem biostratigraphischen Nachweis von höchstem Obercampan (vgl. Kap. 3.5.2.5.2.2) den Ausschlag für die Grenzziehung geben.

Nach den bisherigen Vorstellungen sollte mit dem Beginn des „Billerbecker Grünsands“ biostratigraphisch auch die *polyplacum*-Zone beginnen (s. Tab. 4), da die stratigraphisch tiefsten Funde von *Bostrychoceras polyplacum* (ROEMER) aus den Grünsandaufschlüssen bei Billerbeck (TK 25: 4009 Coesfeld) bekannt waren (vgl. ARNOLD 1964 a). Im Profil der Bohrung Oberdarfeld 1 (Abb. 6) fand sich in der Teufe von 46,5 m ein *Bostrychoceras polyplacum* (ROEMER) aber schon etwa 19 m unterhalb der grünsandigen Basis der Baumberge-Schichten (vgl. KAEVER & LOMMERZHEIM 1995), so daß nunmehr anzunehmen ist, daß die Coesfeld-Schichten bis in die *polyplacum*-Zone der Ammonitenstratigraphie hineinreichen. KAEVER & LOMMERZHEIM (1995) nehmen für das Profil Oberdarfeld 1 aufgrund sequenzstratigraphischer und mikrofaunistischer Untersuchungen insgesamt eine sehr hohe stratigraphische Position innerhalb des Oberen Obercampan an. Es läßt sich bisher jedoch noch keine eindeutige Korrelation mit dem Profil in Lägerdorf (Schleswig-Holstein), dem norddeutschen Richtprofil für das Campan, vornehmen (vgl. SCHÖNFELD 1990, SCHÖNFELD et al. 1996), da das Vorkommen der Leitammoniten und die stratigraphische Verbreitung einiger leitender Foraminiferen (die vermutlich aus faziellen Gründen unterschiedliche Reichweiten besitzen) voneinander abweichen. Auch bestehen Zweifel an der Bedeutung von *Bostrychoceras polyplacum* (ROEMER) als Leitfossil (RIEGRAF 1995: 160). Es muß daher vorläufig noch offen bleiben, wie weit die Coesfeld-Schichten in das Obere Obercampan hineinreichen.

Am Schöppinger Berg entsprechen die Coesfeld-Schichten ungefähr dem Profilabschnitt, den FRIEG (1977) als Schöppinger Schichten II und Coesfelder Schichten I beschrieben hat, während die Coesfelder Schichten II im Sinne von FRIEG bereits zu den Baumberge-Schichten gerechnet werden (vgl. Kap. 3.5.2.5.2.2).

Verbreitung und Mächtigkeit: Coesfeld-Schichten nehmen im Blattgebiet weite Flächen ein. Im Osterwicker Hügelland – dem Raum nördlich von Osterwick bis etwa zur ehemaligen Bahnlinie südlich von Darfeld – sind nur die unteren Abschnitte der Coesfeld-

Schichten erhalten, ihr oberer Teil ist erodiert. In den Höhen südlich von Darfeld sowie im tieferen Teil des Schöppinger Bergs sind sie in voller Mächtigkeit überliefert und werden teilweise von den Baumberge-Schichten überdeckt.

Die Mächtigkeit der Coesfeld-Schichten liegt im Schöppinger Berg vermutlich bei etwa 70 m. Sie kann nach Norden, zum Blattgebiet 3809 Metelen hin, bis auf etwa 80 m ansteigen, wie ein Vergleich der geophysikalischen Bohrlochmessungen der Bohrung Metelen 1001 mit denen von zwei Grundwasserbeobachtungsbrunnen vermuten läßt. Mächtigkeiten zwischen 60 und 70 m dürften auch südlich von Darfeld im Bereich des Westerbergs zu erwarten sein. Unter Bezug auf den mikrofaunistischen Befund der Bohrung Münsterland 1 (RESCHER 1991) nimmt mit dem Übergang in eine Mergelsteinfazies mit knolligen Kalksteineinlagerungen (Aulendorfer Fazies im Sinne von ARNOLD 1964 a) die Mächtigkeit nach Osten bis auf etwa 100 m zu.

Aufschlüsse: Auch in den Coesfeld-Schichten des Blattgebiets sind die Aufschlußverhältnisse schlecht. Die Kenntnisse basieren auf temporären Aufschlüssen (Baugruben), Lesesteinfunden, einigen meist schlechten Profilen von Entwässerungsgräben sowie Böschungen von zeitweise trockenfallenden Tümpeln (z. B. auf dem Hof Haselkamp nördlich von Osterwick, R 81 730, H 66 620).

- Quelle etwa 200 m nördlich der Schöppinger Kirche (R 84 950, H 74 210)
- kleine Mergelkühle in Schöppingen, Bauerschaft Heven, westlich vom Hof Theissing, zeitweise mit Wasser gefüllt (R 81 120, H 70 440)
- alter, teilweise verfallener Steinbruch an der Kreisstraße K 38 östlich von Höpingen (R 91 000, H 66 820)
- Regenwasser-Auffangbecken südlich von Osterwick, teilweise verwachsen (R 84 550, H 64 580)
- Einschnitt der ehemaligen Eisenbahnlinie südlich von Darfeld, teilweise stark verwachsen (R 86 680, H 64 740)

3.5.2.5.2.2 Baumberge-Schichten (**krca4Bu, krca4Bo, krca4B**)

Untere und Obere Baumberger Schichten (ARNOLD 1964 a)

Die Baumberge-Schichten sind die jüngsten kreidezeitlichen Ablagerungen des Blattgebiets. Analog zur Gliederung von ARNOLD (1964 a) erfolgt auch hier eine Unterteilung in die Unteren und Oberen Baumberge-Schichten. Als Grenzniveau nimmt ARNOLD den Top der Hauptwerksteinbank („Baumberger Sandstein“) beziehungsweise die Basis des darüber folgenden „Flammenmergels“ an. Wie die Forschungsbohrungen Oberdarfeld 1 (Abb. 6; vgl. Kap. 10: Brg. 11) sowie Longinusturm 1 (TK 25: 4010 Nottuln) zeigten, ist dieses Abgrenzungskriterium jedoch nicht eindeutig, da einerseits mehrere Werksteinbankhorizonte mit überlagernden „Flammenmergeln“ in unterschiedlichen Niveaus (Brg. Longinusturm 1) auftreten, andererseits aber auch Werksteinbänke vollständig fehlen können (Brg. Oberdarfeld 1 sowie im Bereich des Schöppinger Bergs). Trotz der dadurch bedingten Abgrenzungsunsicherheiten wird aus praktischen Erwägungen die Zweiteilung der Baumberge-Schichten beibehalten, da sich nach den

Kartierbefunden lithologisch und morphologisch – unterstützt durch biostratigraphische Belege – eine Gliederung erkennen läßt. Allerdings sind die kartierten Grenzen somit möglicherweise nicht isochron.

Gesteine: Gesteinsaufbau und Schichtenfolge der Baumberge-Schichten sind im Blattgebiet nicht einheitlich. Die Verhältnisse im südöstlichen Teil, dem Bergland südlich von Darfeld und Höpingen, unterscheiden sich von denen am Schöppinger Berg.

Im Südosten des Blattgebiets beginnen die Unteren Baumberge-Schichten mit auffallend glaukonitreichen Gesteinen, die auch als Billerbecker Grünsand beschrieben worden sind (WEGNER 1925, 1926; ARNOLD 1964 a; RIEGRAF 1995). Es überwiegen hellgelbgraue, mitunter auch hellgrünlichgraue feinsandig-detritische Mergel- und Kalkmergelsteine mit zum Teil starker Glaukonitführung. In der Regel sind sie mäßig fest, einzelne stärker karbonatisch verfestigte, zum Teil auch harte Bänke (Kalksandsteinlagen) kommen aber auch vor. Dünne, schluffig-feinsandige Tonmergelsteinzwischenlagen sind selten. Vom Liegenden zum Hangenden nimmt der Glaukonitgehalt allmählich ab, einzelne harte, knollige Kalksteinlagen können auftreten. Den Abschluß der Unteren Baumberge-Schichten bilden die sogenannten Werksteine, die als Baumberger Sandstein bekannt sind und früher auch am Bockler Berg bei Höpingen abgebaut wurden (Abb. 8). Die Werksteine bilden einen Horizont aus festem, bankig absonderndem, hellgelblichgrauem, feinkörnigem, sandig-mergeligem Kalkstein mit auffallend homogener Textur. Seine Mächtigkeit wechselt stark. In der Kartierbohrung 10129 (vgl. Kap. 10: Brg. 8) konnte ein



Abb. 8 Ehemaliger Steinbruch Mühlenkamp auf dem Bockler Berg bei Höpingen (R 90 280, H 68 060) in den Baumberge-Schichten.

Das Foto stammt von H. ARNOLD aus dem Jahr 1954. Der Steinbruch ist heute verfüllt.

1,65 m mächtiger Werksteinhorizont identifiziert werden. In der Forschungsbohrung Oberdarfeld 1 (vgl. Kap. 10: Brg. 11) sind Werksteine praktisch nicht entwickelt. ARNOLD (unveröff. Kartierbericht) gibt aus dem ehemaligen Steinbruch Mühlenkamp am Bockler Berg (R 90 280, H 68 060; Abb. 8) unter einer 6,9 m mächtigen Deckschicht (= Obere Baumberge-Schichten) einen 2,5 m mächtigen Werksteinbank-Bereich an. Dieser läßt sich ähnlich wie in den Steinbrüchen der zentralen Baumberge in Abschnitte unterschiedlicher Werkstoffqualität gliedern, die nach langjähriger Steinmetztradition als „Flies“, „Lappen“, „Paol“ und „Waldteufel“ (Mergelstein mit Schwamm-Bruchstücken) bezeichnet werden (vgl. WEGNER 1925, 1926; DIRKS & SPEETZEN 1993; DRIESEN in DRIESEN et al. 1990; KAEVER & KETTELHACK 1992; RIEGRAF 1995). Vom Hangenden zum Liegenden unterscheidet ARNOLD im ehemaligen Steinbruch Mühlenkamp 0,5 m Flies, 0,4 m Lappen, ca. 1,6 m Paol und etwa 0,1 m Waldteufel. Bei dem Werksteinpaket handelt es sich wohl um turbiditartige, teilweise rinnenartige Schüttungskörper. Auf lateral stark wechselnde Mächtigkeiten und Sedimentationsanomalien hat bereits WEGNER (1925, 1926) hingewiesen.

Die Oberen Baumberge-Schichten beginnen im Südosten unmittelbar oberhalb der Werksteinbänke mit einer auffälligen, nur wenige Dezimeter mächtigen, meist grauen, teilweise grau- und gelbgraugefleckten, sehr feinkörnigen bis pelitischen, als „Flammenmergel“ bezeichneten Tonmergel- bis Mergelsteinlage. Darüber setzt sich das Profil mit vorwiegend hellgelbgrauen, schwach feinsandigen, zum Teil schwach glaukonitischen, detritischen Mergel- und Kalkmergelsteinen mit einzelnen meist sandigen Mergelkalksteinbänken fort.

Am Schöppinger Berg bauen sich die Baumberge-Schichten ebenfalls aus sandigen, mehr oder weniger stark glaukonitischen, zum Teil deutlich geschichteten Mergel- und Kalkmergelsteinen mit einzelnen sandigen Kalksteinlagen auf. Allerdings ist weder ein ausgeprägter Grünsandhorizont an ihrer Basis, noch ein Werksteinhorizont mit darüber lagerndem Flammenmergel bekannt. Auffällig sind hingegen einige hellrötlichgraue, spätige Kalksteine, die in den Unteren Baumberge-Schichten vereinzelt und zum Teil in auffällig plattiger Absonderung, in den Oberen Baumberge-Schichten hingegen häufig und in eher unregelmäßig knolliger Form vorkommen. Wie auch schon FRIEG (1977) beobachtet hat, sind gelegentlich auch kieselig verfestigte Mergelsteine zu finden, die Ansätze von Hornsteinbildungen (Flint) erkennen lassen. Insgesamt sind die Oberen Baumberge-Schichten am Schöppinger Berg deutlich sandiger und stärker glaukonitführend als die Unteren.

Die Carbonatgehalte der Gesteine in den Baumberge-Schichten können sehr unterschiedlich sein (vgl. Abb. 6). Die Werte für die normalen Mergel- bis Kalkmergelsteine liegen meistens zwischen 40 und 60 %, für die stärker verfestigten Kalksteinlagen zwischen 70 und 85 %, manchmal auch noch darüber. Die Werksteinbänke haben Kalkgehalte, die nach WEGNER (1925, 1926) in den Baumbergen zwischen 57 und 70 % liegen. Dies trifft in etwa wohl auch für die Werksteine vom Bockler Berg zu, wo in einer Probe aus der Bohrung 10129 (vgl. Kap. 10: Brg. 8; Obere Baumberge-Schichten) 56,2 % CaCO_3 ermittelt wurden.

Der mineralogische Aufbau der Gesteine ist bei allen untersuchten Proben ähnlich, wobei die größten Unterschiede im Carbonat- und Glaukonitgehalt sowie im Anteil und der Korngröße der detritischen Komponenten liegen. Exemplarisch wird hier das Ergebnis

einer mineralogischen Untersuchung einer Gesteinsprobe aus 3 m Tiefe aus der kartierbegleitenden Bohrung 10129 (Bockler Berg bei Höpingen; vgl. Kap. 10: Brg. 8) wiedergegeben. Sie zeigt einen schluffig-feinsandigen, fossilführenden Mergelstein mit 55,3 % CaCO_3 , der sich aus detritischen Fossilfragmenten, detritischen, subangularen Quarzkörnern (6,8 %) und Glaukonitpellets (2,1 %) in Schluff- und Feinsandgröße bis 200 μm – akzessorisch zum Teil Feldspäte, Muskovit und Turmalin – in einer Matrix aus mikritischem Calcit, feinkristallinem Quarz, Montmorillonit und untergeordnet Illit zusammensetzt (Untersuchung H. GRÜNHAGEN, Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.).

Bei einigen Proben aus den Unteren Baumberge-Schichten der Bohrung 10205 Bockelsdorf (vgl. Kap. 10: Brg. 10) war der feinkristalline Quarz der Matrix teilweise auch in winzigen Hornsteinknötchen angereichert. Einige harte, besonders carbonatreiche Bänke (meist mehr als 80 % CaCO_3), vor allem aus den Oberen Baumberge-Schichten vom Schöppinger Berg, zeigen eine mikritische Carbonatmatrix, die zum Teil zu mikro- bis feinkristallinem Sparit rekristallisiert ist. Mineralogisch unterscheiden sich die Werksteinbänke nicht grundlegend von den übrigen Gesteinen. Ihre besonderen Eigenschaften beruhen im wesentlichen auf der gleichmäßigen, homogenen Kornverteilung und der bankigen Absonderung, die sie aufgrund der besonderen Ablagerungsbedingungen als turbiditartiges Sediment erhalten haben.

Fossilien: Gegenüber den unterlagernden Schichten sind die Baumberge-Schichten deutlich ärmer an Makrofaunen. Neben Resten von Inoceramen (aus der *Inoceramus*-(*Endocostea*)-*balticus*-Gruppe), Schwämmen und Seeigeln treten als Leitfossilien der Ammonit *Bostrychoceras polyplacum* (ROEMER) (vorwiegend in den Unteren Baumberge-Schichten) sowie Belemniten der *Belemnitella-mucronata*-Gruppe im Sinne von CHRISTENSEN (1995) auf. Die Leitammoniten sind bisher nur aus dem Bergland südlich von Darfeld bekannt, nicht jedoch vom Schöppinger Berg. Bei den Belemniten sind vor allem die für das höhere Obercampan charakteristischen schlankeren Varianten verbreitet, deren systematische Stellung jedoch nicht immer eindeutig ist. W. K. CHRISTENSEN (frdl. Mitt.) bestimmte Belemniten vom Top des Schöppinger Bergs (R 87 430, H 74 150; Obere Baumberge-Schichten) als *Belemnitella minor* I JELETZKY oder *Belemnitella* cf. *najdini* KONGIEL (sensu SCHULZ). Während über die weitere Fossilführung der Baumberge-Schichten, insbesondere über die reiche Fischfauna aus den Aufschlüssen im zentralen Teil der Baumberge, mehrfach berichtet wurde (Literaturangaben bei RIEGRAF 1995), gibt es über Funde aus dem Blattgebiet kaum Hinweise. RIEGRAF (1995: 140) erwähnt einen Fisch der Art *Sardinoides microcephalus* AGASSIZ vom Bockler Berg bei Höpingen (R 90 130, H 68 000). Vom Schöppinger Berg werden – abgesehen von den bereits erwähnten Belemniten, Inoceramen und Seeigeln – lediglich noch einige Saurierreste (*Mosasaurus*) durch VON DER MARCK (1858) genannt.

Die Mikrofauna ist durch nachfolgend genannte leitende Foraminiferenarten gekennzeichnet (Bearbeiter K. RESCHER, Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.):

Stensioeina pommerana BROTZEN, *Neoflabellina rugosa* (D'ORBIGNY), *Bolivinoidea decoratus decoratus* (JONES), *B. laevigatus* MARIE, *B. delicatulus regularis* (REISS), *Bolivina incrassata incrassata* REUSS, *Bolivina incrassata crassa* VASILENKO & MYATLIUK

Aufgrund der sandig-mergeligen Gesteinsfazies sind die untersuchten Proben häufig arm an Foraminiferen, so daß eine stratigraphische Einstufung oftmals problematisch ist. Viele der genannten Arten sind zudem bereits aus älteren Schichten bekannt.

Charakteristisch ist *Bolivina incrassata incrassata* REUSS, die zwar immer nur vereinzelt, aber in den gesamten Baumberge-Schichten vorkommt. *Bolivina incrassata crassa* VASILENKO & MYATLIUK und *Bolivinoidea delicatulus regularis* (REISS) treten erst in höheren Abschnitten der Baumberge-Schichten auf, in der Bohrung Oberdarfeld 1 bis zu einer Tiefe von 18 m.

Altersstellung und Abgrenzung: Im Bergland südlich von Darfeld läßt sich die Basis der Unteren Baumberge-Schichten durch eine leichte Versteilung des Geländes und das Einsetzen der stark glaukonitischen Mergelsteine („Billerbecker Grünsand“) relativ sicher festlegen. Allerdings können auch schon im oberen Teil der Coesfeld-Schichten einzelne glaukonitreiche Horizonte auftreten (vgl. Kap. 3.5.2.5.2.1), so daß die Abgrenzung örtlich unsicher sein kann und sich in der Regel nur aus dem größeren räumlichen Zusammenhang ermitteln läßt. Die Grenze zu den Oberen Baumberge-Schichten ergibt sich durch das Vorhandensein der Werksteinbänke beziehungsweise des als „Flammenmergel“ bezeichneten Tonmergelsteinhorizonts unmittelbar über diesen Bänken. Die Grenze ist im Gelände kaum zu erkennen, sondern nur in Aufschlüssen oder Bohrungen zu ermitteln.

Am Schöppinger Berg sind die petrographischen Abgrenzungskriterien nicht so deutlich wie im Südtail des Blattgebiets. Die stratigraphischen Untersuchungen in der Forschungsbohrung Metelen 1001 (TK 25: 3809 Metelen) und an temporären Aufschlüssen sowie Mächtigkeitsvergleiche zeigen, daß die Schichten im oberen Teil des Schöppinger Bergs ein Oberes Obercampan-Alter haben müssen und damit den Baumberge-Schichten aus dem Gebiet südlich von Darfeld entsprechen. Als Kartiergrenze wurde der Fuß der leichten Hangversteilung in etwa +130 bis +135 m NN Geländehöhe festgelegt. Dort treten neben sandigen, teils glaukonitischen Kalkmergelsteinen örtlich auch einzelne, auffallend dünnplattige, hellrötlichgraue, leicht spätige Kalksteinbänke auf. Die Basis der Oberen Baumberge-Schichten wird an den Fuß einer erneuten Hangversteilung wenige Meter unterhalb der Bergkuppe gelegt. Die Oberen Baumberge-Schichten lassen sich dort einerseits durch ihren höheren Sand- und Glaukonitgehalt, andererseits durch zahlreiche knollige Lagen oder Bänke aus hartem, spätigem, manchmal hellrötlichgrauem Kalkstein mit einzelnen Verkieselungen von den Unteren Baumberge-Schichten unterscheiden.

Die Unteren Baumberge-Schichten des Schöppinger Bergs entsprechen etwa der Schichtenfolge, die FRIEG (1977) als Coesfelder Schichten II beschrieben hat, während die Oberen Baumberge-Schichten auf dem Top des Bergs eine geringfügig größere Fläche als der Billerbecker Grünsand im Sinne von FRIEG (1977) einnehmen.

Die stratigraphische Einstufung in das Obere Obercampan ergibt sich durch die vorgefundene Mikro- und Makrofauna sowie die magnetostratigraphischen Korrelationen (vgl. HAMBACH & KRUMSIEK 1991, KAEVER & LOMMERZHEIM 1995, HAMBACH & HISS & PERYT 1995). Das Maastricht wird nicht mehr erreicht. Aus den gleichen Gründen, die auch schon für die Coesfeld-Schichten genannt wurden (vgl. Kap. 3.5.2.5.2.1), ist die genaue zeitliche Zuordnung der Baumberge-Schichten innerhalb des Oberen Obercampan nicht abschließend zu klären. Die Funde von *Bostrychoceras polyplacum* (ROEMER) in den Unteren Baumberge-Schichten lassen einen Beginn der Ablagerung in der *polyplacum*-Zone vermuten. Die durch W. K. CHRISTENSEN als *Belemnitella minor* I JELETZKY oder *Belemnitella* cf. *najdini* KONGIEL (sensu SCHULZ) bestimmten Belemniten vom Top des

Schöppinger Bergs erlauben entweder eine Einstufung in die *polyplocum*- bis *langei*-Zone oder in die *langei*- bis *grimmensis/granulosus*-Zone. Da keine sichere Zuordnung der Funde zu der einen oder anderen Art möglich ist, muß auch die stratigraphische Stellung offen bleiben. Die sowohl am Schöppinger Berg als auch in Bohrungen südlich von Darfeld im höheren Teil der Baumberge-Schichten gefundene Foraminifere *Bolivinoidea delicatulus regularis* (REISS) (s. auch FRIEG 1977, KAEVER & LOMMERZHEIM 1995) ist im Norddeutschen Campan-Richtprofil in Lägerdorf auf den oberen Teil der *langei*- und die *grimmensis/granulosus*-Zone beschränkt (SCHÖNFELD 1990). Ob ihre Reichweite in Westfalen der norddeutschen entspricht, ist bisher nicht bekannt.

Verbreitung und Mächtigkeit: Baumberge-Schichten findet man südlich von Darfeld, östlich von Höpingen und auf dem Schöppinger Berg. Ihre Verbreitung ist weitestgehend auf die Bergkuppen und die höher gelegenen Plateauflächen begrenzt. Am Darfelder Westerberg (Hämmermark) beginnen sie dicht oberhalb der 140-m-Höhenlinie und lagern dort weitestgehend flach. Die Oberen Baumberge-Schichten bilden die Kuppe des dortigen Plateaus und sind nur in geringer Mächtigkeit, maximal etwa 5 m, erhalten (vgl. Brg. Oberdarfeld 1, Abb. 6 u. Kap. 10: Brg. 11). Am Aulendorfer Berg sind nur die tiefsten Teile der Unteren Baumberge-Schichten überliefert, ebenso am Nohnenberg, wo die Schichten durch tektonischen Versatz bedingt leicht nach Süden einfallen. Am Bockler Berg (vgl. Brg. 10129, Kap: 10: Brg. 8) und am Schöppinger Berg sind Untere und Obere Baumberge-Schichten überliefert.

Die Mächtigkeit der Unteren Baumberge-Schichten beträgt südlich von Darfeld etwa 20 bis 25 m (22,50 m in Brg. Oberdarfeld 1), am Schöppinger Berg bis zu 40 m. Die Oberen Baumberge-Schichten sind mit maximal etwa 15 m überliefert, ihr höherer Teil ist erodiert.

Aufschlüsse: Die Baumberge-Schichten des Blattgebiets sind derzeit nur sehr schlecht aufgeschlossen. Die früher recht zahlreichen Steinbrüche am Westerberg (Hämmermark) südlich von Darfeld, auf dem Bockler Berg bei Höpingen (Abb. 8) sowie auf dem Schöppinger Berg sind bis auf geringe, meist stark verfallene Restlöcher heute alle verfüllt und nicht mehr zugänglich.

- Westerberg bei Darfeld, verfallener Steinbruch in den Unteren Baumberge-Schichten („Billerbecker Grünsand“; R 88 040, H 64 570)
- Schöppingen, weitgehend verfallener Steinbruch auf dem Schöppinger Berg (R 86 380, H 74 110); Untere Baumberge-Schichten
- Bockler Berg bei Höpingen, nicht verfülltes Restloch eines ehemaligen Steinbruchs (R 90 130, H 68 000); es ist nur noch ein kleiner Teil der Oberen Baumberge-Schichten zugänglich

Känozoikum

Mit dem Ende der Oberkreide-Zeit wurde das Münsterland Festland. Es unterlag weitestgehend der Verwitterung und Abtragung. Begünstigt durch die klimatischen Verhältnisse während der Tertiär-Zeit erfolgte teilweise eine tiefgründige Auflockerung und Entkalkung der Kreide-Festgesteine. Außerdem setzte eine Verkarstung (Spaltenkarst) vor allem der Obercampan-Gesteine ein, die auch noch während des Quartärs weiter andauerte (vgl. Kap. 4.5).

Wie entsprechende Ablagerungen in benachbarten Gebieten zeigen, drang das Tertiär-
Meer zwar zeitweise nochmals in das nordwestliche Münsterland vor, ob es allerdings das
Blattgebiet erreichte, bleibt fraglich. Sowohl festländische als auch marine Ablagerungen
aus dem Tertiär sind unbekannt. Ebenso fehlen solche des frühen Quartärs. Die
Sedimentüberlieferung setzt erst wieder mit Ablagerungen des Mittelpleistozäns (Saale)
ein.

3.6 Quartär (q)

In großen Teilen des Blattgebiets sind Ablagerungen des Quartärs an der Gelände-
oberfläche verbreitet. Ihre Mächtigkeit schwankt allerdings in weiten Grenzen und liegt
zwischen wenigen Zentimetern bis Dezimetern und maximal etwa 21 m. Quartär-
Ablagerungen werden in der geologischen Karte aber nur dort dargestellt, wo sie eine
gewisse Mindestmächtigkeit – in der Regel etwa 50 cm – überschreiten. Im Kartenbild er-
scheint daher das Quartär weitestgehend auf die Talbereiche von Vechte, Varlarer
Mühlenbach und anderer Bachläufe sowie auf einige Flächen im Süden des Schöppinger
Bergs beschränkt.

Quartär-Ablagerungen bedecken diskordant die kreidezeitlichen Schichten. Ihre maxi-
male Mächtigkeit erreichen sie im Bereich der Vechterinne, einer wenige hundert Meter
breiten Eintiefung in den Festgesteinsuntergrund, die sich in der Bauerschaft Heven in
zwei Äste aufteilt (vgl. Taf. 2 in der Anl.). An vielen anderen Stellen, insbesondere auf den
Höhen, wo sich die Festgesteine der Kreide morphologisch herausheben, dünnen sie
hingegen bis auf einen wenige Zentimeter oder Dezimeter mächtigen Schleier aus oder
fehlen sogar vollständig. Zudem sind solche geringmächtigen Quartär-Ablagerungen
vielfach nicht sicher vom Verwitterungshorizont der Festgesteine zu unterscheiden, so
daß auch aus diesem Grund ihre Darstellung in der geologischen Karte nicht sinnvoll er-
scheint. Zwischen diesen Extremen liegen Gebiete, in denen die Quartär-Schichtenfolge
häufig eine Mächtigkeit in der Größenordnung von etwa 3 – 10 m aufweist. Dies ist vor
allem beiderseits der Vechte im Raum Schöppingen, auf der Südflanke des Schöppinger
Bergs bei Horstmar und im Raum Tinge – Schagern – Altenburg – Eggerode sowie am
Varlarer Mühlenbach im Raum Osterwick-Midlich der Fall. Weitere Quartär-Ablagerungen,
vor allem die in den zahlreichen kleinen Nebentälchen, sind selten mehr als 2 m mächtig.

Die Sedimente des Quartärs bestehen zum Teil aus Fein- und Mittelsanden, seltener
aus Grobsanden und Kiesen, zum Teil aber auch aus Schluffen oder tonig-sandigen
Schluffen bis schluffig-sandigen Tönen. Gelegentlich sind auch Torfe und andere humose
Bildungen verbreitet. Der überwiegende Teil der Quartär-Ablagerungen entstand im Plei-
stozän, dem älteren Teil des Quartärs. Ihre Entstehung wurde durch einen mehrfachen kli-
matischen Wechsel zwischen Kalt- und Warmzeiten und durch den Vorstoß des
Inlandeises bis in die Westfälische Bucht beeinflusst. Dabei spielten fluviatile, glazigene,
glazifluviatile, solifluidale und äolische Sedimentationsvorgänge sowie das organogene
Wachstum von Mooren eine Rolle.

Im jüngsten Quartär, dem Holozän, das bis in die Gegenwart andauert, sind keine
kaltzeitlichen Klimateinflüsse bekannt. Im jüngeren Holozän sind jedoch die Eingriffe des
Menschen in die natürliche Landschaft von großer Bedeutung. So mußten bei der
Erarbeitung der geologischen Karte zum Beispiel Bodenveränderungen durch Plaggen-

auftrag oder Drainagemaßnahmen, die Regulierung von Bächen und Flüssen, die Einflüsse von Besiedlung und Landnutzung auf die Bodenerosion sowie die künstlichen Veränderungen des Reliefs durch Aufschüttungen oder Abgrabungen berücksichtigt werden.

Die geologische Karte versucht die Gesteinsabfolge im oberflächennahen Bereich möglichst genau zu zeigen. So werden weniger als 2 m mächtige Quartär-Ablagerungen in einem Zweischichtenbild mit gesonderter Signatur über den darunter lagernden Schichten dargestellt. Einige Gesteinseinheiten des Quartärs kommen jedoch gar nicht oder nur gelegentlich an der Geländeoberfläche vor und erscheinen daher auch nicht im Kartenbild (z. B. die Ältesten *Dryas*-Schichten; s. Kap. 3.6.1.3.1.3). Ihre Verbreitung im Untergrund in mehr als 2 m Tiefe ist aber durch Bohrungen nachgewiesen. Zusätzlich zur Darstellung des geologischen Baus an der Geländeoberfläche geben daher die 25fach überhöhten geologischen Schnitte (s. Taf. 1 in der Anl.: Schnitte T – U, V – W und X – Y) einen Überblick über den Aufbau, die Verbreitung und die räumliche Zuordnung der Quartär-Ablagerungen im Untergrund. Die Höhenlage der Quartär-Basis (zugleich die Höhenlage der Oberfläche der Kreide-Gesteine) zeigt Tafel 2 in der Anlage. Sie verdeutlicht den Verlauf der Rinnen, die in die kreidezeitlichen Gesteine des Untergrunds eingetieft sind und ein ehemaliges Abflußsystem widerspiegeln.

Tabelle 6 zeigt die stratigraphische Gliederung des Quartärs. Nach einem Vorschlag von KLOSTERMANN

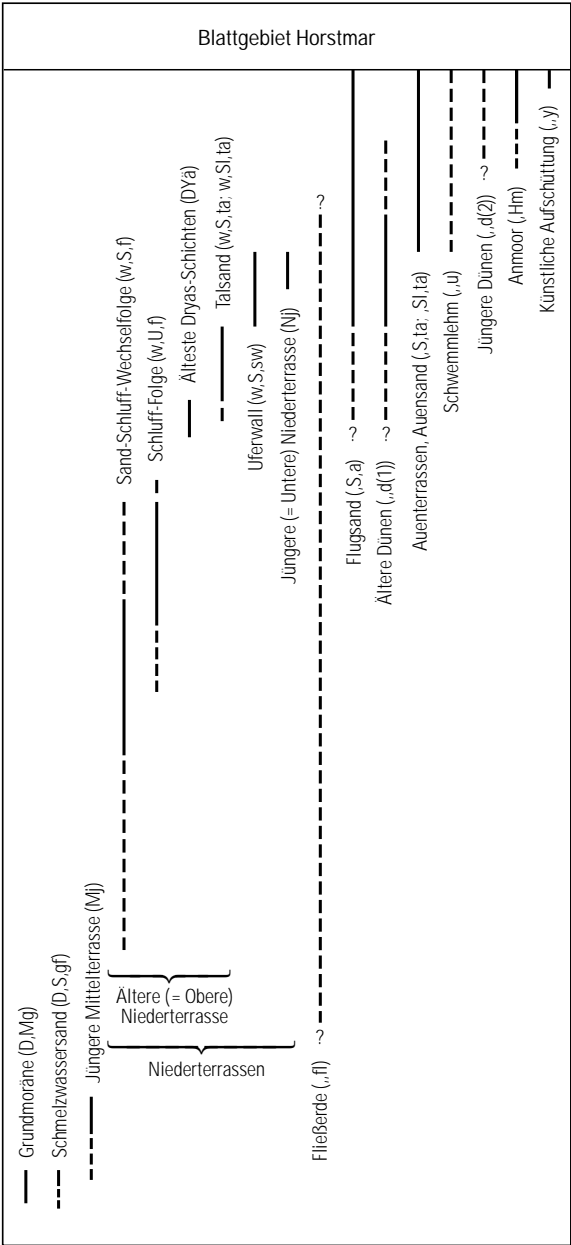
Tabelle 6
Gliederung des Quartärs

	Jahre vor heute*	Norddeutschland	
Holozän	2 500	Postglazial	Subatlantikum
	5 000		Subboreal
	8 000		Atlantikum
	9 000		Boreal
	10 000		Präboreal
Pleistozän	11 800	Spätglazial	Jüngeres <i>Dryas</i>
			Alleröd
			Älteres <i>Dryas</i>
			Bölling
			Ältestes <i>Dryas</i>
	13 000	Hochglazial	Meiendorf Pommern
			Blankenberg Frankfurt
			Brandenburg
	25 000	Weichsel	Denekamp
			Hengelo
			Moershoofd
			Glinde
			Oerel
			Odderade
			Brörup
Mittel-	115 000		Eem
	127 000	Saale	Warthe
			Vorselaer
			Drenthe
	245 000		Holstein
	330 000		

* nach KLOSTERMANN (1999)



Tabelle 6
(Fortsetzung)



(1995) ist die früher gebräuchliche Unterteilung des Pleistozäns in „Alt-“, „Mittel-“ und „Jungpleistozän“ durch eine Gliederung in „Unter-“, „Mittel-“ und „Oberpleistozän“ bei gleichzeitiger Anpassung der Abgrenzungen an den internationalen chronostratigraphischen Standard ersetzt worden. Außerdem sind aus Gründen der leichteren Vergleichbarkeit und nomenklatorischen Vereinheitlichung innerhalb der amtlichen geologischen Karten von Nordrhein-Westfalen einige weitere Begriffe angepaßt worden. So werden die Begriffe „Obere“ und „Untere Niederterrasse“ durch „Ältere“ und „Jüngere Niederterrasse“ ersetzt. Ferner wird der Begriff „Auenterrassen“ als Oberbegriff für alle holozänen fluviatilen Ablagerungen eingeführt. Der Auensand des Blattgebiets ist diesem Begriff untergeordnet.

3.6.1 Pleistozän

Die ältesten im Blattgebiet nachgewiesenen pleistozänen Ablagerungen stammen aus dem Saale, das ist der jüngere Abschnitt des Mittelpleistozäns (vgl. Tab. 6). Gesteine des Unter- und frühen Mittelpleistozäns sind nicht bekannt. So fehlen insbesondere Glazialsedimente des Elsters. Auch holsteinzeitliche Sedimente im tieferen Teil der Rinnen, wie sie aus anderen Gebieten des nördlichen Münsterlands beschrieben wurden (z. B. BAECKER 1963, THIERMANN 1970 a, STAUDE

1982), lassen sich bisher stratigraphisch nicht belegen. Im Drenthe, dem unteren Abschnitt der Saale-Zeit, dehnte sich das Inlandeis in mehreren Schüben bis zum Südrand der Westfälischen Bucht und an den Niederrhein aus (SKUPIN & SPEETZEN & ZANDSTRA 1993). Aus dieser Zeit sind die Grundmoräne als glazigene Bildung sowie Schmelzwasserablagerungen überliefert. Während der Warthe-Zeit erfolgte nach einer vorangegangenen Rückschmelzphase (Vorselaer, s. Tab. 6) ein erneuter Eisvorstoß, der das Blattgebiet allerdings nicht mehr erreichte. Die Jüngere Mittelterrasse, die in kleinen Flächen am Burloer Bach und am Asbecker Mühlenbach (in der Mitte des westlichen Blattgebietsrands) überliefert ist, datiert jedoch möglicherweise in diese Zeit.

Aus dem Oberpleistozän sind Sedimente des Eems bisher nicht nachgewiesen. Wahrscheinlich setzte aber bereits gegen Ende des Eems die Aufschüttung der Älteren (= Oberen) Niederterrasse ein. Sie dauerte bis in das Weichsel-Spätglazial an und endete mit der Sedimentation des periglazial überformten Talsands. Mit der Bildung von Uferwällen, die während des Alleröds begann und vermutlich auch noch im Jüngeren *Dryas* andauerte, nahm die Vechte weitgehend ihren heutigen Verlauf ein. Fluviale Erosion und Akkumulation von Sedimenten beschränkten sich von da an im wesentlichen auf den durch die Uferwälle vorgegebenen Bereich. Als jüngste fluviale Ablagerung des Pleistozäns wurde die Jüngere (= Untere) Niederterrasse im Jüngeren *Dryas* gebildet. Fließerde und äolische Verlagerungen von Sanden (Flugsand, Ältere Dünen) datieren ebenfalls in das Weichsel-Spätglazial, ihre Entstehung dauerte jedoch auch im Holozän weiter an.

Ein wichtiges, im Pleistozän entstandenes morphologisches Element sind Rinnen, die etwa im Verlauf der heutigen Gewässer in den Kreide-Festgesteinsuntergrund eingeschnitten, vollständig mit Sedimenten gefüllt und daher an der Geländeoberfläche nicht sichtbar sind (s. Taf. 2 in der Anl.). Am auffälligsten ist die Vechterinne, die sich bei Schöppingen-Heven in zwei Äste aufspaltet und nach Süden bis Geitendorf beziehungsweise Rockel und Darfeld verfolgbar ist. Auch im Tal des Varlarer Mühlenbachs ist eine leichte rinnenartige Vertiefung des Untergrunds zu erkennen. Die Vechterinne hat ein mehr oder weniger gleichmäßiges Gefälle nach Norden. Stärkere Übertiefungen, die ein Hinweis auf eine subglaziale Rinnenentstehung sein können und beispielsweise in einer Rinne im Nordwesten des Blattgebiets Heek beobachtet wurden (Hiss 1995), sind nicht bekannt. Somit dürfte sie wohl eine alte subaerische Abflußlinie sein, die durch fluviale Tiefenerosion entstanden ist. Die älteste, im tieferen Teil der Rinne vorgefundene Ablagerung ist der Schmelzwassersand des Drenthes.

Die Rinnenbildung geht vermutlich bis in die Zeit der Klimaerwärmung am Ende des Drenthes zurück. Mit dem Abschmelzen des Inlandeises anfallende Schmelzwässer könnten für ihre Entstehung maßgebend gewesen sein. Möglicherweise ist die ursprüngliche Anlage der Rinnen aber sogar noch älter. So gibt es aus dem benachbarten Blattgebiet Heek Hinweise auf eine spätestens frühdrenthezeitliche Entstehung einiger Rinnenabschnitte (Hiss 1995). Möglicherweise kommt sogar eine Bildung während der späten Elster- oder der Holstein-Zeit in Betracht. Aus dem späten Elster ist im Münsterland allgemein eine verstärkte Tiefenerosion bekannt (SPEETZEN 1990 a: 10).

3.6.1.1 Saale

Die vermutlich ältesten Quartär-Ablagerungen stammen aus der Saale-Zeit. Während dieser Kaltzeit dehnte sich das Inlandeis von Nordeuropa ausgehend erstmals bis in das Münsterland aus. Dabei wurde auch das Blattgebiet vollständig vom Inlandeis überdeckt. Nach ZANDSTRA (1992) sowie SKUPIN & SPEETZEN & ZANDSTRA (1993) gilt es als sicher, daß – entgegen früheren Annahmen – der Einfluß einer elsterzeitlichen Eisbedeckung auf ein Gebiet nördlich des Münsterlands beschränkt war. Während des Saales lassen sich zwei Eisvorstöße unterscheiden, die jeweils in mehreren Schüben erfolgten und durch eine Rückschmelzphase getrennt wurden. Es hat jedoch nur der erste Eisvorstoß während des Drenthes das Münsterland und damit das Blattgebiet erreicht. Die Rückschmelzphase, früher auch als Groß-Interstadial, Gerdau-Interstadial oder Treene-Warmzeit bezeichnet (vgl. KLOSTERMANN 1985, 1992; SPEETZEN 1986; SKUPIN & SPEETZEN & ZANDSTRA 1993), wird nach neuester Übereinkunft Vorselaer genannt (nach den aus diesem Zeitabschnitt stammenden Vorselaer-Schichten vom Niederrhein; s. KLOSTERMANN 1992).

Die saalezeitlichen Sedimente des Blattgebiets wurden im Drenthe vor, während und nach der Eisüberdeckung gebildet. Es lassen sich die Grundmoräne (Till; vgl. PIOTROWSKI 1992 a, 1992 b) als echte glazigene Bildung sowie der Schmelzwassersand, der glazifluviatil entstanden ist (vgl. Kap. 3.6.1.1.1 u. 3.6.1.1.2), unterscheiden. Der Schmelzwassersand ist zum Teil als Vorschüttssand vor dem Rand des heranrückenden Eises, zum Teil aber auch als Nachschüttssand beim Abschmelzen der mächtigen Eisdecke entstanden. Da eine eindeutige Trennung von Vor- und Nachschüttssand im Blattgebiet nur in Ausnahmefällen möglich ist, werden beide zusammengefaßt.

Ablagerungen des Vorselaers sind aus dem Blattgebiet nicht überliefert. In das spät-saalezeitliche Warthe datieren vermutlich die fluviatilen Ablagerungen der Jüngeren Mittelterrasse entlang dem Burloer Bach und am Asbecker Mühlenbach (in der Mitte des westlichen Blattgebietsrands; s. Kap. 3.6.1.1.3). Im Münsterland überwogen zu dieser Zeit bei anhaltendem Periglazialklima Erosion und Abtragung, so daß Sedimente primär bereits nur lückenhaft in Senken und Depressionen erhalten bleiben konnten (THIERMANN 1985). Eine weitere starke Abtragung während des frühen Weichsels hat wahrscheinlich den größten Teil der Ablagerungen dieser Zeit wieder entfernt, insbesondere solche im Bereich der Vechterinne.

Eis- und Schmelzwasserablagerungen

3.6.1.1.1 Grundmoräne (D,Mg)

Grundmoräne (HINZE et al. 1989)

Als Grundmoräne oder Till wird ein Sediment bezeichnet, das durch Gletschereis transportiert und später abgelagert wurde, wobei keine oder nur eine ganz geringe Materialsortierung durch fließendes Wasser stattfand (PIOTROWSKI 1992 a, 1992 b). Es ist gekennzeichnet durch ein inhomogenes, meist ungeschichtetes und schlecht sortiertes Gemisch aus Gesteins- und Mineralbruchstücken mit meist bindiger Grundmasse (HINZE et al. 1989).

Gesteine: Die petrographische Zusammensetzung der Grundmoräne ist im Blattgebiet nicht einheitlich. Charakteristisch ist eine bindige, ungeschichtete und unsortierte

Ablagerung mit einem breiten Korngrößenspektrum. Sie besteht überwiegend aus Schluff mit wechselnden Anteilen von Ton, Sand und Kies und enthält darüber hinaus einzelne Steine und Blöcke, deren Größe bis zu mehrere Dezimeter Durchmesser betragen kann. Örtlich können auch stärker sandige Schluffe, teilweise auch schluffige Sande mit einzelnen Kiesen entwickelt sein. Kiese, Steine und Blöcke sind mehr oder weniger stark gerundet und von unregelmäßiger Gestalt. Häufig zeigen sie ungeordnete oder parallel zueinander verlaufende Schrammen, Kratzer und Schleifspuren, die durch den Transport im Eis hervorgerufen wurden. Während an der Geländeoberfläche die obersten Bereiche der Grundmoräne etwa bis 1 m, teilweise auch bis 2 m Tiefe kalkfrei (entkalkt) sind und die Gesteinsfarbe durch Verwitterungseinfluß hellbraun bis graubraun ist, nimmt darunter der Kalkgehalt zu. Die Farbe wechselt je nach Zusammensetzung der Grundmoräne nach Braungrau, Grau, Dunkelgrau, manchmal auch Grünlichgrau. Der obere, entkalkte Teil wird auch als Geschiebelehm und der tiefere, kalkhaltige Teil als Geschiebemergel bezeichnet. Auf der Grundmoräne lagert manchmal eine wenige Dezimeter mächtige Schicht eines schlecht sortierten, gelegentlich schluffigen, kiesigen Sands. Sie ist bei der Verwitterung der Grundmoräne durch Auswaschung der Feinkornbestandteile hervorgegangen und wird als Geschiebedecksand bezeichnet (HINZE et al. 1989).

Eine Korngrößenanalyse aus der inzwischen stillgelegten und rekultivierten Abgrabung der Ziegelei Kuhfuß, 2 km südlich von Osterwick an der Landesstraße L 577 (R 84 500, H 63 800; vgl. Kap. 6.3.4), zeigt als Beispiel für eine stark tonige Grundmoräne eine Zusammensetzung aus 37 % Ton, 32 % Schluff und 31 % Sand (vorwiegend Fein- und Mittelsand). Der Kiesgehalt der dortigen Grundmoräne ist äußerst gering, Steine und Blöcke kommen ebenfalls nur vereinzelt vor.

Die Geschiebefracht der Grundmoräne enthält neben Feuersteinen aus der Schreibkreide Norddeutschlands und des Ostseeraums, kristallinen nordischen Geschieben aus Skandinavien (Granite, Gneise, Porphyre u. a.) und nordischen Sedimentgesteinen immer einen hohen Anteil an Geschieben aus einheimischen Gesteinen (vgl. HESEMANN 1975: 324, SERAPHIM 1979). Diese sind entweder unmittelbar in der Nachbarschaft des Grundmoränenvorkommens verbreitet oder nur einige hundert Meter bis wenige Kilometer weit entfernt anstehend zu finden. Neben Geschieben von oberkretazischen Gesteinen kommen auch solche der Unterkreide vor, beispielsweise Schillkalksteine des Berrias (Wealden) oder Toneisensteingeoden aus der unterkretazischen Tonsteinserie. Solche Gesteine sind unter anderem nördlich von Ochtrup verbreitet. Eine Grundmoräne, die sich überwiegend aus lokalem Gesteinsmaterial zusammensetzt, bezeichnet man auch als Lokalmoräne (vgl. HINZE et al. 1989).

Häufig besteht die Grundmoräne nur in ihrem unteren Teil aus den zuvor beschriebenen ton- und schluffreichen Ablagerungen, während sie in ihrem oberen Teil deutlich sandreicher ist und Ton dort sogar vollständig fehlen kann. Auch können gelegentlich einzelne Sandeinlagerungen auftreten. Diese Differenzierung innerhalb der Profile deutet auf unterschiedliche Entstehungsbedingungen hin. Während der untere Teil als „Basismoräne“, „Absetzmoräne“, „Satzgrundmoräne“ oder „Setztill“ eine unsortierte Gletscherfracht darstellt, die durch das Druckschmelzen an der Sohle eines aktiven Gletschers abgesetzt wurde, entstand der obere Teil als „Abschmelzmoräne“ (Ablationsmoräne oder Ablationstill) beim Abschmelzen des Gletschers während einer Stagnationsphase (SPEETZEN 1986; HINZE et al. 1989; PIOTROWSKI 1992 a, 1992 b; EHLERS 1994).

Altersstellung: Die Grundmoräne des Blattgebiets wurde in der Saale-Zeit, und zwar während des Drenthes, abgelagert. Das Münsterland wurde während des Drenthe-Eisvorstoßes kurz hintereinander von verschiedenen, aus unterschiedlichen Richtungen vorrückenden Teilgletschern erreicht und überdeckt (vgl. SPEETZEN 1986: 14). Dies zeigen zum Beispiel Unterschiede in der Geschiebeführung, Einregelungen von Geschieben oder andere Spuren der Eisbewegung (ZANDSTRA 1992, SKUPIN 1992, SKUPIN & SPEETZEN & ZANDSTRA 1993). Gelegentlich werden auch verschiedene Grundmoränen übereinander beobachtet (GUNDLACH & SPEETZEN 1990). Die Aufschlußverhältnisse des Blattgebiets lassen eine derartige Gliederung jedoch nicht zu. Die Untersuchungen von ZANDSTRA (1992) sowie SKUPIN & SPEETZEN & ZANDSTRA (1993) zeigen, daß die Grundmoräne im Bereich des Blattgebiets hauptsächlich durch die aus nördlicher Richtung über das Emsland in das Münsterland vorgedrungenen Eisströme abgelagert wurde. Das Eis drang auf diesem Weg in drei bis vier kurz aufeinander folgenden Teilströmen (Gletschern) nach Süden vor.

Verbreitung und Mächtigkeit: Grundmoräne kommt an mehreren Stellen des Blattgebiets in größeren, zusammenhängenden Flächen vor. Es sind dies die Hangbereiche im Südosten und Süden des Schöppinger Bergs bei Horstmar beziehungsweise im Raum Tinge – Schagern – Altenburg – Eggerode, die nach Süden abfallenden Hänge des Osterwicker Hügellands südlich von Osterwick sowie die Flanken des Varlarer Mühlenbachtals, ferner einige kleinere Flächen in der südöstlichen Blattgebietsecke im Bergland südlich von Darfeld. Grundmoräne steht dort überwiegend direkt an der Geländeoberfläche an und liegt meistens unmittelbar den Kreide-Schichten auf. Nur am Varlarer Mühlenbach wurde örtlich unter der Grundmoräne geringmächtiger Schmelzwassersand (Vorschüttssand) erbohrt (vgl. Kap. 3.6.1.1.2).

Über die in der geologischen Karte dargestellte Verbreitung hinaus kommen Grundmoränenrelikte auch noch als dünne Schleier auf einigen der Flächen vor, auf denen nach wenigen Dezimetern bereits Kreide-Gesteine anstehen. Solche Grundmoränenschleier zeichnen sich oft durch zahlreiche nordische Geschiebe in Kiesgröße aus. Häufig sind die Geschiebe der letzte erkennbare Rest der ehemals flächenhaft verbreiteten Grundmoräne. Sie bleiben als sogenannte Steinsole erhalten, während die Feinbestandteile der Grundmoräne durch Abtragungsprozesse bereits entfernt sind. Gelegentlich lassen sich im Bohrstock aber auch noch wenige Dezimeter mächtige Grundmoränenreste finden. Oft sind diese nicht sicher vom Verwitterungslehm der unterlagernden Festgesteine abzutrennen, da sie petrographisch sehr ähnlich beschaffen sein können und manchmal nur durch ihre nordischen Anteile zu unterscheiden sind. Verschuppungen zwischen der Grundmoräne und der Kreide-Verwitterungszone sind ebenfalls nicht auszuschließen. Solche geringmächtigen, häufig lückenhaften (in der Regel deutlich weniger als 1 m mächtigen) Grundmoränenrelikte sind mit Ausnahme der nordöstlichen Blattgebietsecke nicht in der geologischen Karte dargestellt. In der nordöstlichen Blattgebietsecke ist Grundmoräne in einer geschlossenen, 0,5 – 1 m mächtigen Decke verbreitet und bildet mit Vorkommen der Nachbarblattgebiete eine große zusammenhängende Fläche.

Die Grundmoräne hat im Blattgebiet häufig eine Mächtigkeit, die zwischen 2 und 5 m liegt. Da sie reliefausgleichend auf Oberkreide-Gesteinen lagert und ihrerseits zum Teil wieder erodiert sein kann, beispielsweise durch jüngere Taleinschnitte, unterliegt ihre

Mächtigkeit größeren Schwankungen. Maximal wurden bei Horstmar 5,5 m (Sondierbohrung 3048, vgl. Kap. 10: Brg. 2), bei Schagern mehr als 6,5 m (Sondierbohrung bei R 88 010, H 71 680) und am Varlarer Mühlenbach bei Midlich 7,2 m (Sondierbohrung bei R 81 020, H 63 500) nachgewiesen. Insgesamt dürfte die maximale Mächtigkeit 8 m wohl nicht überschreiten.

Ein Indiz für die ehemalige Eisbedeckung sind auch die zahlreichen Geschiebe von Blockgröße, die sogenannten Findlinge. Solche großen Geschiebe wurden und werden immer wieder in den Grundmoränengebieten und auf einigen Kreide-Flächen, die heute von Grundmoräne entblößt sind, gefunden. Überwiegend handelt es sich dabei um Gesteine nordischer Herkunft, seltener um solche aus Sedimentgesteinen des nordwestfälischen bis norddeutschen Raums. Die meisten Findlingsblöcke befinden sich heute jedoch nicht mehr an ihrem ursprünglichen Fundort. Da sie zum Beispiel bei der Bewirtschaftung von Ackerflächen hinderlich sind, wurden und werden praktisch alle abgesammelt und an andere Orte verbracht. Sie zieren nunmehr Hofeinfahrten, Vorgärten oder öffentliche Plätze. Standorte größerer Findlinge sind – ohne Anspruch auf Vollständigkeit – in der geologischen Karte angegeben.

Die größten und bedeutendsten Findlinge des Blattgebiets stehen in Horstmar. Ein größerer nordischer Kristallinblock – nach SPEETZEN (1998: 134) ein Granodiorit mit einem Gewicht von 7,3 t – ist vor dem Schulgebäude (R 89 730, H 73 020) aufgestellt, sein Fundort liegt ca. 700 m weiter nordöstlich. Daneben sind insbesondere zwei Blöcke aus Sandsteinen der Unterkreide zu nennen, die zum einen an einer Straßengabelung am südlichen Ortsrand (R 89 950, H 72 325), zum anderen in einer Wiese beim Hof Tiemann (R 91 130, H 73 500) stehen (Abb. 9). Nach SPEETZEN (in SKUPIN & SPEETZEN & ZANDSTRA 1993: 34) sowie SPEETZEN (1998: 135) hat der erstgenannte Sandsteinblock bei einem Volumen von etwa 20 m³ ein berechnetes Gewicht von rund 45 t und zeigt aufgrund seiner Korngröße eine große Ähnlichkeit mit dem Bentheim-Sandstein (s. auch SCHALLREUTER 1987). Nach einer unveröffentlichten Beschreibung durch R. SCHÄFER (Steinfurt) wurde dieser Findling etwa 300 m östlich seines heutigen Standortes bei Straßenbauarbeiten gefunden (s. auch SCHÄFER 1997). Der Stein in der Wiese beim Hof Tiemann liegt – lediglich um einige Dezimeter angehoben – noch an seinem ursprünglichen Fundort. Auch dabei handelt es sich nach SPEETZEN (1998: 154) um einen Block aus Unterkreide-Sandstein (Bocketal-Sandstein) von 4,65 m Länge, 2,8 m Breite und 1,25 m Höhe mit einem berechneten Gewicht von 16,1 t. Nach Auskunft des Grundeigentümers wurde Anfang des 20. Jahrhunderts der Versuch unternommen, den Stein zur Herstellung von Fenstersimsen zu nutzen, wovon heute noch eine eingemeißelte Rinne zeugt. Das Material war für den Verwendungszweck aber nicht geeignet, so daß der Findling erhalten blieb. Er ist heute als Naturdenkmal geschützt. SPEETZEN (1998: 153) erwähnt darüber hinaus noch einen etwas kleineren Block eines Pegmatitgranits aus der Bauerschaft Niedern, nordöstlich von Horstmar.

Aufschlüsse: Natürliche oder dauerhafte künstliche Aufschlüsse existieren in der Grundmoräne des Blattgebiets nicht. Die meist flachen Gruben, in denen sie zur Ziegelherstellung abgegraben wurde, sind inzwischen alle wieder rekultiviert und nicht mehr zugänglich (vgl. Kap. 6.3.4). Grundmoräne ist jedoch durch zahlreiche Bohrungen und Sondierungen erschlossen, so daß ihre Verbreitung und Gesteinsausbildung gut bekannt sind. Ein typisches Grundmoränenprofil zeigt die Sondierbohrung 3048 in der Bauerschaft



Abb. 9 Findlingsblöcke von Horstmar. Oben: Großer Stein an der Straßengabelung am südlichen Ortsrand, R 89 950, H 73 325; unten: Stein in der Wiese bei Hof Tiemann, R 91 130, H 73 500. Beide Blöcke bestehen aus Unterkreide-Sandstein.

Niedern östlich von Horstmar (vgl. Kap. 10: Brg. 2). Darüber hinaus geben auch zahlreiche größere und kleinere Findlinge Hinweise auf die Verbreitung der Grundmoräne.

3.6.1.1.2 Schmelzwassersand (D,S,gf)

Schmelzwassersand (HINZE et al. 1989)

In kleinen Tälchen und am Hangfuß des Osterwicker Hügellands sowie des Schöppinger Bergs, im Quellgebiet der Vechte bei Darfeld, im Tal des Varlarer Mühlenbachs und an einigen anderen Stellen sind Sandvorkommen zu finden, die hier als Schmelzwassersand zusammengefaßt und mit der Inlandeisbedeckung des Drenthes in Beziehung gebracht werden. Die Sande können sowohl der Vorschütt- als auch der Nachschüttphase entstammen. Ihre Genese ist jedoch nur in Ausnahmefällen zweifelsfrei zu klären, nämlich dann, wenn sie mit einer Grundmoräne vergesellschaftet sind. So konnte an einigen wenigen Stellen der Nachweis von Vorschüttssand, der vor dem Rand des heranrückenden Eises geschüttet wurde, erbracht werden, da er unter einer Grundmoränenüberdeckung erhalten ist. Eine Entstehung als Nachschüttssand, also eines beim Abschmelzen der Eisdecke abgelagerten Sediments, ist ebenfalls nur punktuell zu belegen. Meistens liegen die Sande jedoch unmittelbar den Kreide-Festgesteinen auf und stehen nicht direkt mit einem Grundmoränenvorkommen in Verbindung, so daß ihre Altersbeziehung offen bleiben muß. Möglicherweise kommt auch eine Entstehung als Kame, das heißt als Sand, der zwischen Toteisblöcken geschüttet wurde, in Frage, ähnlich wie ARNOLD (1966) dies aus dem Raum Billerbeck beschrieben hat.

Gesteine: Die Schmelzwasserablagerungen des Blattgebiets bestehen aus Sanden, deren Zusammensetzung sehr unterschiedlich sein kann. Es überwiegen Fein- und Mittelsande mit jeweils wechselnden Kornanteilen und gelegentlichem Grobsandgehalt. Es finden sich aber auch einzelne Mittel- bis Grobsandlagen mit geringem, manchmal auch starkem Fein- bis Mittelkiesanteil. Gelegentlich kommen dünne feinsandig-schluffige Lagen vor. Die Gesteinsfarbe wechselt je nach Sedimentzusammensetzung und Grundwassereinfluß zwischen Hellgrau, Hellgelb- bis Hellbraungrau oder Hellbraun. Der Sand enthält einzelne bunte Komponenten (Feldspäte, Gesteinsfragmente), die nordischer Herkunft sein dürften. Auch bei den Kiesen findet sich vereinzelt nordisches Material, wenn auch die Hauptmasse aus den Kreide-Schichten der näheren Umgebung herzuleiten ist. Die Kreide-Kiese sind zum Teil stark zersetzt und entkalkt und manchmal vollständig zu einem weichen Schluff zerfallen.

In gröber körnigen Profilabschnitten ist die Schichtung häufig nur undeutlich. Nur vereinzelt wurden Schrägschichtungen beobachtet. Feinkörnige Abschnitte zeigen hingegen oft eine deutliche laminare Feinschichtung mit Wechseln zwischen Fein- bis Mittelsand- und feinsandig-schluffigen Lagen im Zentimeterbereich (vgl. HINZE et al. 1989: 40). An der Oberfläche des Schmelzwassersands sind gelegentlich Frostbodenstrukturen gefunden worden. So waren in einer Baugrube in Eggerode (R 85 170, H 70 320) mehrere Eiskeile zu beobachten. In dem in Kapitel 10 (Brg./Aufschl. 3) beschriebenen Schurf in der ehemaligen Sandgrube in Schöppingen-Heven zeigte sich an der Grenze zu dem auflagernden Talsand der Älteren Niederterrasse ein mehr als 1 m tief reichender Kryoturbationshorizont.

Es liegen einige wenige Schwermineralanalysen aus dem zuvor erwähnten Schurf vor, die sicher nicht repräsentativ sind, aber einen Eindruck von der Schwermineralführung vermitteln. Es fallen insbesondere hohe Werte für Granat (28 – 48,5 %) und Epidot (17 bis 24 %) auf. Im Durchschnitt von vier untersuchten Proben ergibt sich folgende Verteilung: 13 % Zirkon und Turmalin (bei deutlicher Zirkonvormacht), 39 % Granat, 21 % Epidot, 12,5 % grüne Hornblenden, 6 % Albertit, 4 % Klinopyroxene und 1 % sonstige Schwerminerale. Das angegebene Spektrum zeigt Ähnlichkeiten zur Schwermineralführung der Jüngeren Mittelterrasse im Nachbarblattgebiet 3908 Ahaus (Hiss 1997).

Altersstellung und Abgrenzung: Wenn auch im einzelnen ein sicherer stratigraphischer Nachweis fehlt, so können die beschriebenen Sande doch als Schmelzwasserbildungen angesehen werden, die mit der Eisbedeckung im Drenthe in Verbindung stehen. Darauf deuten ihre Verbreitung und ihre morphologische Position oberhalb der fluviatilen Terrassenniveaus hin. Dort, wo sie im Untergrund des Vechtetals auftreten, sprechen sedimentologische Kriterien dafür – unter anderem die Frostbodenstrukturen an ihrer Oberfläche sowie das fast vollständige Fehlen von humosen Einlagerungen. Nachweislich als Vorschüttsand läßt sich lediglich ein Teil des Schmelzwassersands im Tal des Varlarer Mühlenbachs bei Midlich (belegt durch Sondierungen bei R 81 020, H 63 500; R 81 030, H 63 690 u. R 82 200, H 64 680) sowie das kleine, rinnenartige Vorkommen in der Ortslage Eggerode (belegt durch den zuvor erwähnten Baugrubenaufschluß) einstufen. Auf ein weiteres, nicht sicher lokalisierbares Vorkommen bei Oberdarfeld macht SCHNEIDER (1941: 203) aufmerksam. Nachschüttsand ist in den zungenartigen Schmelzwassersandkörpern östlich der Kreisstraße K 36 im Süden von Tinge überliefert. Bei allen übrigen Vorkommen läßt sich die Altersstellung nicht näher angeben.

Verbreitung und Mächtigkeit: Schmelzwassersand kommt in mehr oder weniger zungenartigen, teilweise isolierten Körpern am westlichen Hang und am Hangfuß des Schöppinger Bergs, in den vom Osterwicker Hügelland in das Vechtetal hinabführenden Tälchen in den Bauerschaften Heven und Geitendorf, südlich von Darfeld und in den nach Süden weisenden Tälern am südlichen Blattrand (Varlarer Mühlenbachtal, westlich der Landesstraße L 577 sowie zwischen der Kreisstraße K 36 und der Bahnlinie) vor. Bei Schöppingen und Heven zieht Schmelzwassersand in die Vechterinne hinein und tritt dort örtlich unter den Ablagerungen der Niederterrasse im Untergrund des Vechtetals auf (s. Taf. 1 in der Anl.: Schnitte T – U bis X – Y u. Kap. 10: Brg./Aufschl. 3). Teilweise wurde Schmelzwassersand später auch noch umgelagert und ist heute ein Bestandteil von Fließerden oder Verschwemmungsablagerungen.

Die Mächtigkeit des Schmelzwassersands wechselt in den einzelnen Vorkommen stark. Sie beträgt normalerweise nur wenige Meter, kann örtlich aber auch bis etwa 14 m ansteigen.

Aufschlüsse: Schmelzwassersand ist derzeit nur noch in einem Bachriß nördlich von Haus Rockel (R 88 000, H 69 900) in einem kleinen Profil aufgeschlossen. Alle ehemals vorhandenen Sandgruben sind aufgelassen, verfüllt oder vollständig verwachsen, so zum Beispiel die Sandgrube in Heven (s. Profilbeschreibung unter Brg./Aufschl. 3 in Kap. 10), frühere, im unveröffentlichten Kartierbericht von ARNOLD beschriebene Sandgruben bei Krafeld südlich von Schöppingen (ca. R 85 700, H 73 600) oder am Bahnhof Darfeld (R 87 900, H 66 050).

Bach- und Flußablagerungen

3.6.1.1.3 Jüngere Mittelterrasse (Mj)

In der Mitte des westlichen Blattgebietsrands – im Tal des Asbecker Mühlenbachs – treten Sandablagerungen auf. Sie bilden die östliche Fortsetzung der im Nachbarblattgebiet 3908 Ahaus weitflächig verbreiteten Jüngeren Mittelterrasse (vgl. Hiss 1997). Ähnliche Ablagerungen kommen auch am Burloer Bach in den Bauerschaften Geitendorf und Netter vor. Sie finden sich in einem schmalen Streifen am Fuß des Anstiegs zum Osterwicker Hügelland und setzen sich durch eine kleine Geländestufe deutlich vom Talsand der Älteren Niederterrasse ab.

Gesteine: Die Kenntnisse über die Gesteinsbeschaffenheit der Jüngeren Mittelterrasse basieren auf mehreren Sondierungen und sind vergleichbar mit dem, was in den unmittelbar nach Westen anschließenden Bereichen des Nachbarblattgebiets 3908 Ahaus durch Sondierungen, Bohrungen und einen Aufschluß festgestellt wurde (vgl. Hiss 1997). Danach zeigt sich eine sehr heterogene Zusammensetzung der Schichten.

Die Profile beginnen oben in der Regel mit einem bis etwa 1 m mächtigen mittelsandigen Feinsand, der einen sehr geringen bis geringen Schluffgehalt aufweist. Dadurch ist der Sand leicht bindig und läßt sich gut vom Flugsand oder auch vom Talsand der Älteren Niederterrasse unterscheiden.

Darunter folgen zunächst weitere Sande wechselnder Kornzusammensetzung im Fein- bis Mittelsandbereich, gelegentlich auch mit Kieseinlagerungen. Meist haben sie eine hellgelbbraune bis hellgelbgraue Farbe. Der Sand besteht überwiegend aus Quarzkörnern; einige bunte Komponenten (Feldspäte und Gesteinsbruchstücke vermutlich nordischen Ursprungs) sind vorhanden. Kieskomponenten sind vorwiegend stark zersetzte, meist plattig-scherbige, schwach gerundete Mergelsteinstücke der Oberkreide. Wie aus dem Aufschluß im Blattgebiet Ahaus bekannt ist, kann der Profilaufbau lateral rasch wechseln. Es treten zum Teil dünne Lagen oder rinnenartige Sandkörper mit verwitterten Mergelsteinstücken sowie vereinzelt auch feinkiesigen Quarzgeröllen auf.

In tieferen Profilabschnitten wurden in einigen Sondierungen (z. B. in einer Sondierung im Asbecker Mühlenbachtal am westlichen Blattgebietsrand, R 80 280, H 68 750) auch Schluffeinlagerungen nachgewiesen. Zum Teil sind dünnschichtige Sand-Schluff-Wechselagerungen, zum Teil auch 1 – 2 dm mächtige, reine Schlufflagen von grauer bis bräunlichgrauer Farbe im Wechsel mit Sandlagen beobachtet worden. Vereinzelt können die Schluffe in dünnen Lagen geringe humose Anteile aufweisen. Im tiefsten Abschnitt der Schichtenfolge wurde zum Teil ein hellgrauer bis hellgelbgrauer, kiesiger Mittel- bis Feinsand gefunden. Auch dort überwiegen Kiese aus kreidezeitlichen Mergelsteingeröllen, nordische Komponenten kommen aber ebenfalls vor.

Abgrenzung: Die Jüngere Mittelterrasse lagert unmittelbar den Mergelsteinen der Mittleren und Oberen Holtwick-Schichten auf und wird nicht von jüngeren Ablagerungen überdeckt. Insofern ist ihre Abgrenzung unproblematisch. An ihren Rändern dünnt sie sehr stark aus und liegt zum Teil nur noch als dünner, nicht mehr darstellbarer Schleier über den Kreide-Gesteinen. Weitere Merkmale, die eine Abgrenzung und Unterscheidung von anderen Kartiereinheiten ermöglichen, sind folgende: Die Jüngere Mittelterrasse ist nur in den nahezu ebenen Bereichen auf beiden Seiten der Asbecker Mühlenbachau

sowie in vergleichbarer Position am Burloer Bach verbreitet. Sie fehlt auf den angrenzenden, etwas höher gelegenen Kreide-Flächen. Zur Älteren Niederterrasse des Burloer Bachs setzt sie sich mit einer flachen, aber deutlich erkennbaren Stufe ab. Der Niveauunterschied beträgt etwa 1 – 1,5 m. Vermutlich durch spätere Erosionen bedingt, ist die Jüngere Mittelterrasse an ihrer Oberfläche zum Teil flach wellig in kleine Kuppen zergliedert oder wie in Geitendorf als flacher, schmaler Wall ausgebildet. Sie unterscheidet sich dadurch von der weitgehend ebenen Talsandfläche der Älteren Niederterrasse am Burloer Bach. In ihrem Verbreitungsgebiet finden sich praktisch keine Lesesteine von nordischen Geschieben, während sie auf den angrenzenden Kreide-Flächen regelmäßig auftreten.

Altersstellung: Genese und Altersstellung der Jüngeren Mittelterrasse sind nicht zweifelsfrei zu klären. Die zuvor geschilderten petrographischen Merkmale sowie ihre niveaubeständige Verbreitung sprechen für eine fluviale Bildung. Es ist jedoch nicht auszuschließen, daß sie in Teilen einen glaziofluvialen Ursprung hat und mit dem Schmelzwassersand in Verbindung gebracht werden muß (vgl. Kap. 3.6.1.1.2). Die petrographischen Unterschiede im oberen Profilteil sowie die deutliche morphologische Trennung zeigen, daß keinerlei Verbindung zur Älteren Niederterrasse gegeben ist. Vielmehr handelt es sich um eine ältere, präweichselzeitliche Terrassenbildung. Der Anteil glazigener Komponenten im Sediment sowie das Fehlen einer Geschiebestreu zeigen aber, daß nur ein spät- oder postdrenthezeitliches Alter in Frage kommt. Ihre Entstehung kann somit bis in die Nachschüttphase des späten Drenthes zurückreichen.

Die Kenntnisse über Mittelterrassenablagerungen im Münsterland sind sehr gering, da nur wenige kleine Relikte bekannt sind und – wie auch bei den hier beschriebenen Vorkommen – deren Genese nicht immer eindeutig ist (vgl. ARNOLD in ARNOLD & BODE & WORTMANN 1960, BRAUN in ANDERSON et al. 1987). Am besten bekannt sind Mittelterrassenrelikte vom Südrand des Münsterländer Kreide-Beckens. Dort ist ein warthezeitliches Alter der postglazialen Jüngeren (= Unteren) Mittelterrasse wahrscheinlich (SKUPIN 1982 b, 1985; HISS 1989).

Verbreitung und Mächtigkeit: Zur Jüngeren Mittelterrasse zu rechnende Sandflächen wurden nur am Asbecker Mühlenbach (in der Mitte des westlichen Blattgebietsrands) sowie am Burloer Bach im Raum Netter und Geitendorf (westlich von Darfeld) beobachtet. Am Asbecker Mühlenbach ist die Jüngere Mittelterrasse maximal etwa 10 m mächtig, in Geitendorf sind mindestens 4,50 m nachgewiesen.

3.6.1.2 Eem

Ein direkter Nachweis von Ablagerungen des Eems ist im Blattgebiet bisher nicht möglich. Ganz allgemein sind Sedimente des Eems in Westfalen nur selten überliefert. Gelegentlich treten humose bis torfige Bach- und Flußablagerungen auf. Sie sind, wie zuvor schon die Ablagerungen der späten Saale-Zeit, primär bereits auf tiefere Senken beschränkt gewesen und während der frühen Weichsel-Zeit überwiegend wieder erodiert worden (THIERMANN 1985, STAUDE 1986). Möglicherweise begann aber – ähnlich wie in den Flußsystemen von Emscher, Lippe und Ems – bereits während des Eems die Aufschüttung der Älteren (= Oberen) Niederterrasse mit einer sandig-kiesigen, als Knochenkies bezeichneten Sedimentfolge (SPEETZEN 1986: 30). Entsprechende Ablage-

rungen, die möglicherweise im tieferen Teil der Vechterinne vorhanden sein könnten, sind bisher aus dem Blattgebiet jedoch nicht nachgewiesen.

HINZE (1988) nimmt ein eemzeitliches bis frühweichselzeitliches Alter von humosen Sedimenten an, die im Blattgebiet 3608 Bentheim über dem „Älteren Niederungssand“ folgen. Diese lassen sich nach ihrer Lagerung vermutlich mit Teilen der Schluff-Folge parallelisieren (Kap. 3.6.1.3.1.2), aus der ebenfalls humose und torfige Einlagerungen bekannt sind. Während im Blattgebiet Bentheim einige aus diesem Horizont entnommene Proben pollenanalytisch in das Eem eingestuft werden konnten, zeigten parallel dazu ausgeführte Uran/Thorium-Altersbestimmungen mit $68\,000 \pm 2\,800$ Jahren nur ein frühweichselzeitliches Alter an. Aus dem Blattgebiet Horstmar gibt es bisher jedoch keine Hinweise darauf, daß bestimmte Abschnitte der Schluff-Folge ein höheres als frühweichselzeitliches Alter haben.

3.6.1.3 Weichsel

Während der Weichsel-Zeit dehnte sich das nordeuropäische Inlandeis mit mehrmaligen Unterbrechungen durch kurzzeitige Rückschmelzphasen (Interstadiale) erneut nach Süden aus. Es erreichte das Münsterland aber nicht mehr. Das Münsterland gehörte zu dem Gebiet, in dem ein periglaziales Klima maßgeblich die Erosions- und Sedimentationsabläufe steuerte. Bei einer nur spärlichen, tundrenartigen Vegetation herrschte fluvialer und äolischer Sedimenttransport vor. Große Sedimentmengen wurden in verwilderten Flußsystemen verfrachtet und zu teilweise weit ausgedehnten Terrassenflächen aufgeschüttet. Aus den Terrassenflächen wurden schluffige und sandige Sedimentpartikel durch den Wind ausgeblasen. Während sandige Komponenten zum Teil nur über kürzere Distanzen verfrachtet und unter anderem im Blattgebiet zu Dünen und Flugsandfeldern aufgeweht wurden, gelangten die feinkörnigeren Bestandteile erst weiter entfernt, zum Beispiel östlich der Baumberge, als Löß oder Sandlöß zur Ablagerung (RABER & SPEETZEN 1992). Durch den zeitweise vorhandenen Dauerfrostboden wurden bei kurzzeitigem oberflächlichem Auftauen schon bei geringen Geländeneigungen Fließvorgänge im Boden ausgelöst. Dadurch entstanden Fließerden, aber auch Frostbodenstrukturen wie Eiskeile und Taschenböden.

Das Weichsel untergliedert sich in das Früh-, Hoch- und Spätglazial (Tab. 6). Zu Beginn des Frühglazials herrschte zunächst noch eine kräftige Erosion vor, durch die viele ältere Ablagerungen abgetragen wurden (THIERMANN 1985). Erst allmählich, mit zunehmend kälterem und trockenerem Klima, ließ die Erosionskraft der Flüsse nach. Frostsprengung und Bodenfließen lieferten große Sedimentmengen, die durch die Flüsse nicht mehr fortgeführt wurden. Somit konnte sich die Aufschüttung des Terrassenkörpers der Älteren (= Oberen) Niederterrasse fortsetzen, die möglicherweise im Eem schon begonnen hatte. Es lagerten sich zunächst Sande und teilweise auch Kiese ab („Knochenkies“), die im Blattgebiet bisher allerdings nicht nachgewiesen worden sind. Darüber folgte, ähnlich wie im Talsystem der Ems (STAUDE 1986; SPEETZEN 1986, 1990 a), bei weiter zurückgehenden Temperaturen und abnehmender Wasserführung der Flüsse zuerst die Sedimentation einer Serie von Schluffen und Sanden (Sand-Schluff-Wechselfolge, s. Kap. 3.6.1.3.1.1), später überwogen reinere Schluffe (Schluff-Folge, s. Kap. 3.6.1.3.1.2). Humose und torfige Einlagerungen sind darin verbreitet.

Im Hochglazial herrschten trockenkalte Klimabedingungen. Die fluviatile Sedimentation wurde zeitweise unterbrochen. Äolische Staubverwehungen bestimmten das Erosions- und Sedimentationsgeschehen. Sie führten gebietsweise zu Löß- und Sandlößablagerungen. Das Blattgebiet Horstmar liegt jedoch noch außerhalb der heutigen Löß- beziehungsweise Sandlößverbreitung. Vornehmlich war es im Hochglazial wohl Ausblasungsgebiet, während die Ablagerung des äolisch verfrachteten Sedimentmaterials erst weiter östlich und südöstlich im Windschatten der Baumberge erfolgte. Eventuell im Blattgebiet lokal vorhandene Lößablagerungen wurden durch spätglaziale und holozäne fluviatile Umlagerungen, durch Bodenfließen oder Verschwemmungen wieder erodiert.

Nach dieser extrem trockenen und kalten Klimaperiode nahmen die fluviatilen Sedimentablagerungen im Spätglazial wieder zu. Sie gingen zum Teil mit einer Erosion der zuvor abgelagerten Schichten einher (THIERMANN 1985). Ablagerungen des Spätglazials liegen daher häufig diskordant auf älteren Sedimenten, wie es die Schnitte T – U bis X – Y (Taf. 1 in der Anl.) zeigen. Durch ein verwildertes Flußsystem wurden die höheren Teile der Älteren Niederterrasse aufgeschüttet (Älteste *Dryas*-Schichten u. Talsand; s. Kap. 3.6.1.3.1.3. u. 3.6.1.3.1.4). Die Sedimentation dauerte bis in das Ältere *Dryas* an (STAUDE 1986). Gegen Ende des Weichsel-Spätglazials bildeten sich aus dem verwilderten Flußsystem allmählich die Flußläufe in der heutigen Form heraus, die nur noch in einem eng umgrenzten Talbereich mäandrierten. Während des Alleröds und wahrscheinlich auch noch im Jüngeren *Dryas* wurden durch Hochwässer zu beiden Seiten der Vechte Uferwälle aufgeschüttet (s. Kap. 3.6.1.3.2). Sie trugen zur Stabilisierung des Wasserabflusses bei und legten die Vechte weitgehend auf ihren heutigen Talverlauf fest. In den somit eingegrenzten Talbereich schnitt sie sich noch während des Alleröds durch Tiefenerosion erneut ein. In der letzten Kälteperiode des Spätglazials, dem Jüngeren *Dryas*, erfolgte nochmals eine Sedimentaufschüttung, die Jüngere (= Untere) Niederterrasse entstand. Sie wurde im Blattgebiet jedoch zum Teil im Holozän wieder erodiert und ist heute nur in kleinen Restflächen am Rand der Vechteaue unterhalb von Eggerode erhalten.

Parallel zur fluviatilen Sedimentation setzten sich im Spätglazial die äolischen Umlagerungen fort. Im Blattgebiet wurden aus dem Vechtetal und wahrscheinlich auch aus weiter westlich gelegenen Sandgebieten Sande ausgeweht und in Flugsandfeldern oder kleinen Dünen abgelagert. Die äolische Sedimentation dauerte bis in das Holozän fort. Am Fuß der Kreide-Höhen lagerte sich außerdem Fließerde ab.

Frostbodenstrukturen, die wahrscheinlich während des weichselzeitlichen Periglazialklimas entstanden, treten auch dort auf, wo weichselzeitlichen Ablagerungen fehlen. Sie sind bei geeigneten Aufschlüssen im Blattgebiet zu erwarten. Kryoturbationen, Taschenböden und Eiskeile sind nur einige der möglichen Erscheinungsformen. Eine Übersicht über Frostbodenstrukturen geben beispielsweise HESEMANN (1975), EISSMANN (1981) oder EHLERS (1994). Frostbodenstrukturen entstehen in Dauerfrostgebieten in der weichen, wasserübersättigten, sommerlichen Auftauschicht. Sie werden unter anderem durch Wassergehalts- und Dichteunterschiede der Sedimente sowie unterschiedliches Ausdehnungsverhalten beim Frost- und Tauwechsel hervorgerufen (vgl. STEUSLOFF 1952). Neben einer weichselzeitlichen Entstehung gibt es aber auch Frostbodenstrukturen des späten Saales, da nach dem Abschmelzen des Drenthe-Inlandeises und während des

Warthes vergleichbare periglaziale Bedingungen herrschten (vgl. ARNOLD 1966). Solche Strukturen sind zum Beispiel im Schurf in der ehemaligen Sandgrube in Schöppingen-Heven (vgl. Kap. 10: Brg./Aufschl. 3) an der Grenze zwischen dem Schmelzwassersand und dem Sand der Älteren Niederterrasse (Talsand) zu finden (vgl. Kap. 3.6.1.1.2).

Bach- und Flußablagerungen

3.6.1.3.1 Ältere (= Obere) Niederterrasse

Obere Niederterrasse (STAUDE 1982; SPEETZEN 1986, 1990 a; HISS 1995, 1997)

Die Ältere Niederterrasse wurde bis vor kurzem noch als „Obere Niederterrasse“ bezeichnet, so auch in den Erläuterungen der benachbarten Kartenblätter (z. B. HISS 1995, 1997). Aus Gründen der leichteren Vergleichbarkeit und nomenklatorischen Vereinheitlichung innerhalb der amtlichen geologischen Karten von Nordrhein-Westfalen wurde der Begriff jedoch angepaßt, wobei sich Abgrenzung und weitere Untergliederung nicht geändert haben.

Die Ältere (= Obere) Niederterrasse prägt das Landschaftsbild im Bereich des Vechte-tals. Ihr oberer, als Talsand bezeichneter Teil (GRAHLE in BOIGK et al. 1960, THIERMANN 1968, STAUDE 1982) bildet die Sandflächen beiderseits der holozänen Talaue, die durch Uferwälle und auflagernde äolische Sedimente weiter gegliedert sind. Die Ältere Niederterrasse ist entlang der Vechtequellbäche in der südlichen Blattgebietshälfte auf schmale, nur wenige hundert Meter breite Streifen beschränkt. Erst bei Schöppingen weitet sie sich allmählich aus und leitet am nördlichen Blattgebietsrand (in der Bauerschaft Ramsberg) in die weite Sandebene des Strönfelds (Talsandebene) über, die charakteristisch für die nördlich anschließenden Blattgebiete 3808 Heek und 3809 Metelen ist (vgl. HISS 1995).

Die Ältere Niederterrasse des Blattgebiets ist dem Flußsystem der Vechte zuzuordnen. Gemeinsam mit den Abflußsystemen von Dinkel, Ahauser Aa und Steinfurter Aa ist im nordwestlichen Vorland der Baumberge ein eigenständiger Terrassenkörper entstanden, der von der Älteren Niederterrasse des Emsgebiets unabhängig ist. Genese, Aufbau, Gliederung und Schichtenabfolge dieses Terrassenkörpers entsprechen aber weitestgehend den aus dem Emssystem bekannten und dort im Rahmen der geologischen Landesaufnahme und anderer Bearbeitungen mehrfach untersuchten und eingehend beschriebenen Verhältnissen (z. B. THIERMANN 1985; STAUDE 1984, 1986, 1989; SPEETZEN 1986, 1990 a). Die dort durch STAUDE (1982, 1984) eingeführte Gliederung und Benennung der einzelnen Kartiereinheiten kann daher – ähnlich wie für die Dinkel und die Ahauser Aa – auch auf die Ältere Niederterrasse der Vechte übertragen werden (vgl. HISS 1995, 1997). Lediglich das älteste Schichtglied, der Knochenkies, wurde bisher im Blattgebiet nicht nachgewiesen.

Den Aufbau und die Gliederung der Älteren Niederterrasse zeigen die in den Bohrungen 1, 3, 4 und 7 in Kapitel 10 wiedergegebenen Profile (s. auch Abb. 10).

3.6.1.3.1.1 Sand-Schluff-Wechselfolge (w,S,f)

Sand-Schluff-Wechselfolge (STAUDE 1984)

Die Ablagerungen der Älteren Niederterrasse beginnen im tieferen Teil der Vechterinne in der Regel mit der Sand-Schluff-Wechselfolge. Diese lagert zum Teil mit geringmächtiger, grobsandig-feinkiesiger Basis unmittelbar auf Kreide-Schichten, örtlich auch auf Schmelzwassersand. Innerhalb der frühglazialen Abfolge der Älteren Niederterrasse vermittelt die Sand-Schluff-Wechselfolge zwischen einer im Blattgebiet nicht nachgewiesenen reinen Sandfazies (Knochenkies) im Liegenden und der überwiegend aus Schluffen bestehenden Schluff-Folge im Hangenden. Die Bezeichnung Sand-Schluff-Wechselfolge geht auf STAUDE (1984) zurück, der sie als lithostratigraphische Kartiereinheit im Emsgebiet einführte. Ein typisches Profil der Sand-Schluff-Wechselfolge zeigt die Bohrung 4 in Kapitel 10 (vgl. Abb. 10).

Gesteine: Nach Bohrungs- und Sondierungsbefunden besteht die Sand-Schluff-Wechselfolge im Blattgebiet aus grauen, grünlich- oder bräunlichgrauen Feinsanden bis mittelsandigen Feinsanden, gelegentlich auch feinsandigen Mittelsanden, die vereinzelt

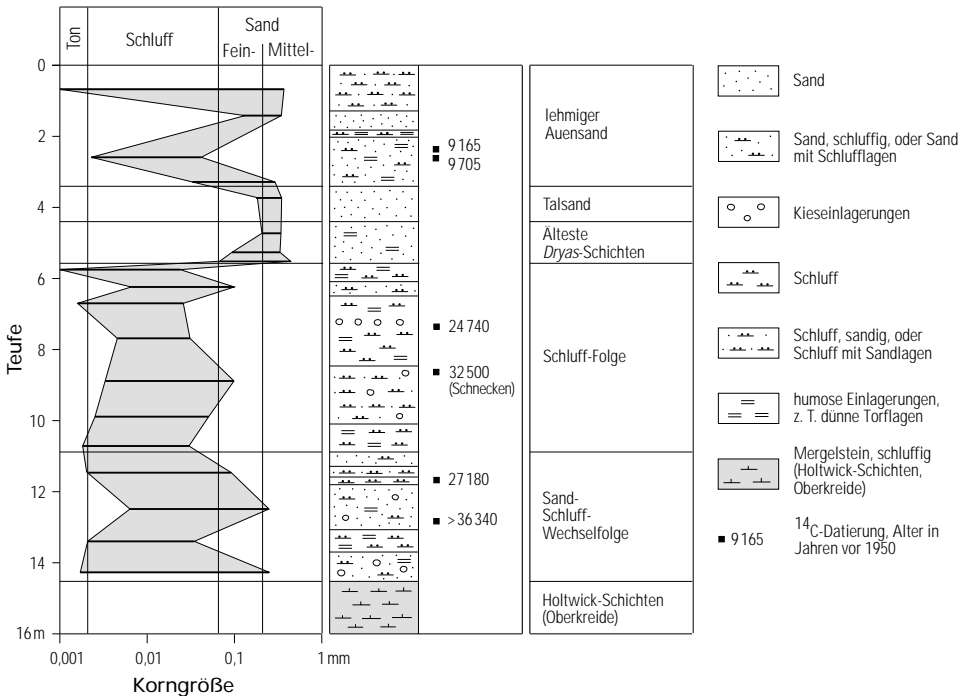


Abb. 10 Gliederung der Auenablagerungen und der Älteren Niederterrasse in der kartierbegleitenden Rammkernbohrung 10214 (Schulze-Oeing, Eggerode, R 84 970, H 71 190), Korngrößenverteilung (10 – 60 % der Gesamtsumme) und vereinfachtes Säulenprofil (Schichtenverz. s. Kap. 10: Brg. 4)

grobsandig-kiesige Lagen enthalten können. Die Sande wechseln mit Grobschluffen oder feinsandigen Grobschluffen. Insgesamt überwiegen jedoch die Sandhorizonte. Oft ist eine Feinschichtung im Zentimeterbereich oder eine feine Bänderung zu erkennen. Die Schlufflagen sind jeweils geringmächtig und messen meist nur wenige Zentimeter oder Dezimeter. Mitunter können sie einen geringen Schwemmhumusgehalt aufweisen, manchmal sind sie schwach glimmerführend. Für die Gesamtabfolge sind ein geringer Kalkgehalt sowie Reste von Molluskenschalen charakteristisch, die in einzelnen Horizonten auch angereichert sein können. Die kiesigen Einlagerungen bestehen überwiegend aus aufgearbeitetem Kreide-Material.

Die Herkunft des schluffigen Sedimentmaterials wird unterschiedlich beurteilt. Nach STAUDE (1986: 52) sind es Hochflutsedimente und Verschwemmungsablagerungen, deren Ausgangsmaterialien die Verwitterungsrinde der kretazischen Festgesteine und die Grundmoräne sind. Hingegen vertreten SPEETZEN (1990 a) und SKUPIN (1991: 60) die Auffassung, daß es sich im wesentlichen um äolisch abgesetzten Löß handelt, der teilweise auch fluviatil verschwemmt oder durch Solifluktion umgelagert wurde. Darauf weisen auch die in Kapitel 3.6.1.3.1.2 beschriebenen Schneckenfaunen hin.

Altersstellung und Abgrenzung: Die Sedimente der Sand-Schluff-Wechselfolge lassen sich aufgrund der petrographischen Unterschiede zu den darunter lagernden Kreide-Schichten oder dem Schmelzwassersand klar abgrenzen. Hingegen ist die Abgrenzung gegenüber der Schluff-Folge eher fließend. Sie kann dort angenommen werden, wo die Mächtigkeit der einzelnen Schluffhorizonte die der Sandzwischenlagen überschreitet. Die Sand-Schluff-Wechselfolge leitet in der Regel zum Hangenden allmählich in die Schluff-Folge über, beide Einheiten können aber auch lateral durch Faziesübergänge miteinander verbunden sein, da in dem seinerzeit herrschenden fluviatilen Ablagerungsmilieu je nach den lokalen Strömungsverhältnissen nebeneinander sowohl schluff- als auch sandreiche Sedimente abgesetzt werden konnten. Eine sichere Unterscheidung von frühglazialen Sedimenten der Sand-Schluff-Wechselfolge und den ähnlich beschaffenen spätglazialen Ablagerungen des schluffigen Talsands (w,Sl,ta; vgl. Kap. 3.6.1.3.1.4) ist nicht immer möglich, da hierzu erforderliche palynologische oder radiometrische Altersdatierungen weitgehend fehlen. Die jeweilige Zuordnung zu der einen beziehungsweise anderen Kartiereinheit ist daher oftmals nur aus dem räumlichen Zusammenhang ermittelt worden.

Die Sedimentation der Sand-Schluff-Wechselfolge beginnt vermutlich im mittleren Teil des Weichsel-Frühglazials. Aus dem Blattgebiet gibt es keine aussagekräftigen pollenanalytischen Daten, die dies belegen. Im Nachbarblattgebiet 3908 Ahaus konnte in einer Bohrung mit Hilfe der Pollenanalyse das Odderade (vgl. Tab. 6) nachgewiesen werden (vgl. HISS 1997), während STAUDE (1984, 1986) für das Emsgebiet einen Beginn im Hengelo annimmt. Die Sedimentation der Sand-Schluff-Wechselfolge reicht mindestens bis in das Denekamp. Dies zeigen die radiometrischen Datierungen aus der Bohrung 10214, Schulze-Oeing bei Eggerode (vgl. Abb. 10 u. Kap. 10: Brg. 4). Die Probe aus 11,65 m Tiefe (= höherer Teil der Sand-Schluff-Wechselfolge) zeigt ein ^{14}C -Alter von 27 180 Jahren vor 1950 das dem Denekamp entspricht (Untersuchung M. A. GEYH, Hannover). Diese Datierung verdeutlicht zusammen mit der in Kapitel 3.6.1.3.1.2 beschriebenen, daß Sedimente der Sand-Schluff-Wechselfolge zum Teil zeitgleich neben solchen der Schluff-Folge abgelagert wurden. Beide Einheiten sind somit wohl faziell

miteinander verzahnt. Ob sich die Sedimentation der Sand-Schluff-Wechselfolge auch noch zu Beginn des Weichsel-Hochglazials fortsetzt, ist ungewiß.

Die Sand-Schluff-Wechselfolge des Blattgebiets ist gemeinsam mit der darüber lagernden Schluff-Folge (s. Kap. 3.6.1.3.1.2) ein zeitliches Äquivalent des zuerst aus dem Lippe-, Emscher- und Stevergebiet beschriebenen „Schneckensands“ (BÄRTLING 1913). Diese auch im östlichen Münsterland bekannte Schichtenfolge (Schluff-Folge bei SKUPIN 1983: 49) unterteilt ARNOLD (1977) nach Bohrungen im Raum Warendorf in einen unteren, sandigen und einen oberen, schluffigen Abschnitt, wobei der untere, sandige Abschnitt der Sand-Schluff-Wechselfolge äquivalent sein dürfte (vgl. STAUDE 1986).

Verbreitung und Mächtigkeit: Die Verbreitung der Sand-Schluff-Wechselfolge ist im wesentlichen auf die tieferen Teile der Vechterinne beschränkt. Sie ist vor allem in dem Rinnenast, der im Zuge des Burloer Bachs über Heven der Hauptrinne zustrebt (s. Taf. 2 in der Anl.) sowie im Raum nördlich von Eggerode verbreitet. In den Rinnenästen südöstlich von Eggerode wird sie im wesentlichen von der Schluff-Folge vertreten. Teilweise ist sie durch Erosionen vor der Ablagerung jüngerer Schichten bereits wieder abgetragen worden.

Die Sand-Schluff-Wechselfolge ist nur im Westen von Schöppingen unter weniger als 2 m mächtigem Flugsand in der Nähe der Geländeoberfläche anzutreffen, ansonsten wird sie durch mächtigere jüngere Quartär-Ablagerungen überdeckt.

Die Mächtigkeit der Sand-Schluff-Wechselfolge unterliegt starken Schwankungen. Maximalwerte bis zu 14 m erreicht sie in der Vechterinne am westlichen Ortsrand von Schöppingen.

3.6.1.3.1.2 Schluff-Folge (w,U,f)

Schluff-Folge (STAUDE 1984)

Im späten Weichsel-Frühglazial setzt sich mit der Schluff-Folge die Ablagerung feinklastischer Sedimente weiter fort. Wie bereits in der Sand-Schluff-Wechselfolge wird die Schichtenfolge aus Feinsand- und Schlufflagen gebildet, wobei allerdings in der Regel der Anteil der Schluffe deutlich überwiegt. Es gibt jedoch zwischen beiden Einheiten auch fazielle Übergänge. Typische Profile der Schluff-Folge zeigen die Bohrungen 1, 4, 6 und 7 in Kapitel 10 (vgl. auch Abb. 10).

Gesteine: Graue, grünlichgraue oder braungraue Schluffe bilden mehrere Dezimeter, teilweise bis über 1 m mächtige Bänke. Sie setzen sich vorwiegend aus Grobschluff zusammen, enthalten zum Teil aber auch feinkörnigere Schluff- und Tonbestandteile. Häufig sind geringe Feinsandkomponenten vorhanden. Ein geringer Schwemmhumusgehalt ist weit verbreitet. Darüber hinaus kommen meist nur wenige Zentimeter mächtige, stark humose Schlufflagen und einzelne, bis zu Dezimeter mächtige Torfe vor. Eine laminare Feinschichtung ist teilweise erkennbar. Eine geringe Glimmerführung sowie ein schwacher Kalkgehalt sind durchgehend zu beobachten. Molluskenschalen, insbesondere Schneckenschalenreste, wurden häufig festgestellt.

Die mitunter schwach mittelsandigen Feinsandlagen gehen zum Teil fließend, manchmal verbunden mit einer dünnsschichtigen Sand-Schluff-Wechselagerung, aus den

Schluffbänken hervor. Gröber körnige Sandpartien sowie einzelne dünne Feinkieslagen sind sehr selten. Vereinzelt treten in den Schluffen auch Lagen mit Kiesen aus umgelagertem Kreide-Material auf. Eine Besonderheit zeigt die Rammkernbohrung 10233 in Rockel (vgl. Kap. 10: Brg. 6), in der zwischen 6,50 und 7,40 m Teufe ein stark humoser Schluff mit Schneckenschalen und grusigen Kalkkonkretionen (Kalkmudde) angetroffen wurde.

Fossilien: Die Schneckenfauna aus der Bohrung 10214, Schulze-Oeing bei Eggerode (vgl. Kap. 10: Brg. 4), wurde durch H. SCHÜTT (Düsseldorf) untersucht. Es handelt sich um eine typische Lössschneckenfauna mit den Arten *Succinea oblonga* DRAPARNAUD, *Pupilla muscorum* (LINNAEUS), *Trichia hispida* (LINNAEUS), *Columnella edentula* (DRAPARNAUD) sowie *Anisus leucostomus* MILLET. Mit Ausnahme der letztgenannten Art sind die übrigen ausgesprochene Landschnecken, die in großen Mengen in pleistozänen Lösssteppen verbreitet waren. *Anisus leucostomus* MILLET ist hingegen eine Wasserschnecke. Sie wurde in Einzelexemplaren gefunden.

Altersstellung und Abgrenzung: Die Abgrenzung der Schluff-Folge gegen die Sand-Schluff-Wechselfolge ist zum Teil fließend und aufgrund lateraler Faziesübergänge nicht immer eindeutig festzulegen (vgl. Kap. 3.6.1.3.1.1). Die Hangendgrenze ist hingegen scharf. Mit erosivem Kontakt setzen im Hangenden die Sande, teilweise mit kiesigen Basisschichten, der spätglazialen Ältesten *Dryas*-Schichten oder des Talsands ein (s. Kap. 3.6.1.3.1.3 u. 3.6.1.3.1.4).

Nach pollenanalytischen Datierungen aus den Nachbargebieten sowie in Analogie zum Emssystem wird die Schluff-Folge – ähnlich wie bereits die Sand-Schluff-Wechselfolge – im allgemeinen in das Weichsel-Frühglazial datiert. Dies trifft vermutlich auch für große Teile der Schluff-Folge im Blattgebiet zu, wobei sie überwiegend dem jüngeren Teil des Weichsel-Frühglazials, etwa dem Hengelo und Denekamp angehören dürfte, teilweise aber auch älter sein kann. Zumindest Teile der Schluff-Folge haben aber auch ein jüngeres, in das Hochglazial hineinreichendes Alter. Dies belegt die radiometrische Datierung einer humosen Schluffprobe aus der Bohrung 10214, Schulze-Oeing bei Eggerode (Abb. 10, vgl. Kap. 10: Brg. 4), aus der Teufe 7,35 m. Diese zeigt ein ^{14}C -Alter von 24 740 Jahren vor 1950 (Untersuchung M. A. GEYH, Hannover). Eine ebenfalls aus diesem Profil untersuchte Schneckenprobe ergab ein ^{14}C -Alter von 32 500 Jahren. Dieses deutlich höhere Alter legt den Schluß nahe, daß die Schnecken aus aufgearbeiteten frühglazialen Sedimenten (Löss) stammen und mit diesen fluviatil umgelagert wurden.

Verbreitung und Mächtigkeit: Die Schluff-Folge ist im Bereich des Rinnensystems (s. Taf. 2 in der Anl.) überliefert und vor allem in den südöstlichen Ästen der Vechterinne weit verbreitet. In der Bauerschaft Rockel tritt sie am Rockeler Bach sogar an der Geländeoberfläche auf. Im nördlichen Teil der Vechterinne sowie im Rinnenast in der Bauerschaft Heven ist sie überwiegend durch die Sand-Schluff-Wechselfolge vertreten. Im Bereich der Rinnenachse wurde sie durch spätweichselzeitliche Erosionsvorgänge zum Teil schon wieder abgetragen. Die Mächtigkeit der Schluff-Folge variiert stark. Sie erreicht maximal etwa 12 m.

3.6.1.3.1.3 Älteste *Dryas*-Schichten (DYä)

Älteste *Dryas*-Schichten (STAUDE 1982)

Über einer Schichtlücke, die Teile des Weichsel-Hochglazials umfaßt, setzt zu Beginn des Spätglazials die fluviatile Sedimentation mit den Ältesten *Dryas*-Schichten nach einer erosiven Phase erneut ein. Die vorausgegangene Erosion hatte Teile der frühglazialen Ablagerungen bereits wieder entfernt, so daß der Sedimentkörper der Ältesten *Dryas*-Schichten mitunter diskordant in das Unterlager einschneidet. Die Ältesten *Dryas*-Schichten sind ihrerseits ebenfalls wieder erodiert und im Zuge der Talsandaufschüttung umgelagert worden, so daß sie im Blattgebiet nur örtlich und in geringmächtigen Resten zu finden sind. Die Bezeichnung „Älteste *Dryas*-Schichten“ geht auf STAUDE (1982) zurück. Ein typisches Profil dieser Einheit zeigt die Bohrung 4 in Kapitel 10 (vgl. Abb. 10).

Gesteine: Die Ältesten *Dryas*-Schichten bestehen im wesentlichen aus Sanden mit wechselnden Kornzusammensetzungen im Fein- und Mittelsandbereich. Zum Teil kommen auch gröbere, manchmal kiesige Sandlagen vor (Mittelsand, teilweise stark grobsandig bis feinkiesig, selten mit geringem Mittelkiesanteil). Charakteristisch sind einzelne Einschaltungen von dünnen Schluffbänken sowie mehr oder weniger stark schluffigen Feinsandhorizonten. Gelegentlich sind die schluffigen Partien schwach humos (Schwemmhumus), einzelne dünne, stark humose bis torfige Einlagerungen sind ebenfalls möglich. Nach den Befunden aus den benachbarten Gebieten und den wenigen Bohrungsaufschlüssen im Blattgebiet ist sowohl in den Sand- als auch in den Schluffhorizonten gelegentlich eine feine laminare Schichtung oder flache Schrägschichtung zu beobachten. Ein geringer Kalkgehalt ist häufig vorhanden. Die Gesteinsfarbe ist überwiegend hell- bis mittelgrau oder braungrau. Vereinzelte Schalenreste von Mollusken – vorwiegend wohl Schneckenschalen – sind für die Ältesten *Dryas*-Schichten charakteristisch. Wahrscheinlich handelt es sich dabei um umgelagerte Lößschnecken (vgl. STAUDE 1982: 34).

Abgrenzung und Altersstellung: Die Basis der Ältesten *Dryas*-Schichten ist in der Regel auch in Bohrungen gut zu erkennen, da sie mit meist groben, zum Teil kiesigen Sanden auf den feinklastischen Ablagerungen der Schluff- oder Sand-Schluff-Wechselfolge lagern. Die Abgrenzung gegenüber dem Talsand im Hangenden ist hingegen schwieriger und nur anhand gut dokumentierter Bohrungen möglich. Schluffbänke, humose Einlagerungen und das Vorkommen von Molluskenschalen sind die Unterscheidungskriterien gegenüber der weitgehend eintönigen Sandfolge des Talsands. Schluffeinlagerungen kommen aber auch im schluffigen Talsand vor, so daß dort nicht immer eine eindeutige Zuordnung möglich ist.

Biostratigraphische Daten, die eine genaue zeitliche Einstufung der Ältesten *Dryas*-Schichten zulassen, liegen aus dem Blattgebiet wie auch aus dem Emsgebiet, wo die Schichten erstmalig beschrieben wurden, nicht vor. STAUDE (1982, 1986) stellt sie alleine aufgrund der Annahme einer Sedimentationsunterbrechung während des Hochglazials in das Älteste *Dryas*. Im Sinne der Gliederung durch SPEETZEN (in FINKE et al. 1980: 171 u. SPEETZEN 1986: 32) entsprechen die Ältesten *Dryas*-Schichten dem tieferen Teil der oberen Einheit der Emsterrassen im Raum Münster.

Verbreitung und Mächtigkeit: Älteste *Dryas*-Schichten sind im Blattgebiet nur aus dem nördlichen Teil des Vechtetals zwischen Eggerode und Schöppingen bekannt.

Sie treten dort örtlich in geringmächtigen Resten – ähnlich wie im oberen Dinkeltal im südlichen Teil des Nachbarblattgebiets 3908 Ahaus (Hiss 1997) – über der Schluffbeziehungsweise Sand-Schluff-Wechselfolge und unter dem Talsand auf (vgl. Taf. 1 in der Anl.: Schnitt V – W). Ihre Mächtigkeit dürfte 2 m nicht überschreiten. Erst weiter nördlich, dort wo sich das Vechtetal zur Talsandebene weitet (TK 25: 3808 Heek u. 3809 Metelen), sind auch höhere Mächtigkeiten zu erwarten (vgl. Hiss 1995). In der Bohrung 10214, bei Schulze-Oeing nördlich von Eggerode (s. Kap. 10: Brg. 4; vgl. Abb. 10), wurde ihre Mächtigkeit mit nur 1,2 m festgestellt. Die Ältesten *Dryas*-Schichten sind im Blattgebiet nicht an der Geländeoberfläche zu finden, sondern werden durch jüngere Quartär-Ablagerungen (z. B. Talsand) überlagert.

3.6.1.3.1.4 Talsand (**w,S,ta**; **w,Sl,ta**)

Talsand (STAUDE 1982, 1989)

Der Talsand ist – abgesehen von einigen Flächen in der Bauerschaft Rockel – normalerweise an der Oberfläche der Älteren Niederterrasse zu finden. Er überdeckt die tieferen Teile der Älteren Niederterrasse und greift über deren Verbreitungsgebiet hinaus. Er bildet im wesentlichen die ebenen Sandflächen beiderseits der Vechte und ihrer Quellbäche und ist außerdem auch im Norden der Bauerschaft Ramsberg, am südlichen Rand der eigentlichen Talsandebene (vgl. Kap. 3.6.1.3.1), verbreitet. Aufgesetzte Uferwälle (Kap. 3.6.1.3.2) sowie eine äolische Überprägung durch Flugsand und Dünen (Kap. 3.6.1.3.5, 3.6.1.3.6 u. 3.6.2.3) geben den vom Talsand gebildeten ebenen Sandflächen eine geringe Reliefgliederung.

An der Ablagerung des Talsands und der Entstehung der Verebnungsflächen (Talsandebene) waren vermutlich nicht nur fluviatile Umlagerungen in einem verwilderten Flußsystem mit vielen kleinen Zuflüssen beteiligt – vielmehr dürften unter den periglazialen Klimabedingungen des Weichsel-Spätglazials auch solifluidale Umlagerungsprozesse von Bedeutung gewesen sein, durch die selbst kleinste Reliefunterschiede nivelliert wurden (vgl. GRAHLE in BOIGK et al. 1960, THIERMANN 1974, STAUDE 1984). Früher wurde der Begriff „Talsand“ meist für die gesamte sandige Schichtenfolge im Hangenden der Grundmoräne benutzt (z. B. TIETZE 1907, BEYENBURG 1934). Die moderne Gliederung im Emsgebiet des nordöstlichen Münsterlands umfaßt aber nur noch den höchsten, spätglazialen Anteil der Älteren (= Oberen) Niederterrasse, der mit der Talsandebene abschließt (STAUDE 1986).

Im Blattgebiet lassen sich aufgrund der petrographischen Beschaffenheit zwei Varietäten des Talsands unterscheiden. Der Talsand in vorwiegend sandiger Ausbildung (**w,S,ta**) entspricht im Grunde der „normalen“ Beschaffenheit, die vor allem aus den weiten Talsandgebieten, beispielsweise in den nördlich und nordwestlich angrenzenden Gebieten, bekannt ist (vgl. Hiss 1995). Daneben ist auch ein schluffiger Talsand (**w,Sl,ta**) in Teilen des Blattgebiets verbreitet. Diese schluffige Variante scheint für die Oberläufe der Flüsse und Bäche im Randbereich der Kreide-Höhen charakteristisch zu sein und wurde in ähnlicher Form auch von STAUDE (1989) aus dem Nachbarblattgebiet 3910 Altenberge beschrieben.

Typische Talsandprofile zeigen die in Kapitel 10 wiedergegebenen Bohrungen 1, 3 und 4 (normale sandige Ausbildung) sowie die Bohrung 7 (schluffige Ausbildung).

Gesteine: Der Talsand in der vorwiegend sandigen Ausbildung (w,S,ta) besteht aus einer monotonen Folge von Fein- und Mittelsand mit jeweils wechselnden Anteilen (Feinsand, schwach mittelsandig, bis Mittelsand, schwach feinsandig). Gelegentlich – insbesondere an seiner Basis – kommen auch geringmächtige grobsandige oder kiesige Lagen vor. Die Kiese bestehen überwiegend aus Kreide-Gesteinen, sie können entkalkt und teilweise auch stark zersetzt sein, so daß sie zu einem weichen Schluff zerfallen. Schluffbänke fehlen ansonsten. Geringe grobschluffige Beimengungen sind selten. Humose Einlagerungen sind in der Regel nicht vorhanden, nur ganz vereinzelt können dünne Lagen oder kleine Linsen mit einzelnen humosen Pflanzenresten oder einem geringen Schwemmhumusgehalt auftreten. In einigen Bohrungen, im Schurf in der ehemaligen Sandgrube in Heven (Kap. 10: Brg./Aufschl. 3) sowie in Baugrubenaufschlüssen im Westen von Schöppingen und in den benachbarten Blattgebieten konnte eine vorwiegend laminare Feinschichtung beobachtet werden, die häufig mit Korngrößenwechseln im Millimeter- bis Zentimeterbereich einhergeht. Teilweise waren auch flache Schrägschichtungen sowie linsen- und rinnenartige Sedimentkörper zu erkennen, beispielsweise in der kiesigen Basis des Talsands im Schurf in der ehemaligen Sandgrube in Heven (vgl. Kap. 10: Brg./Aufschl. 3). Die Gesteinsfarbe ist im grundwasserfreien oberflächennahen Bereich vorwiegend hellgelbbraun, manchmal auch hellbraun, und wechselt zur Teufe hin nach hellbraungrau oder hellgrau. Oben ist die Schichtenfolge kalkfrei, zur Tiefe hin stellt sich ein geringer Kalkgehalt ein.

Der schluffige Talsand (w,Sl,ta) unterscheidet sich von der normalen sandigen Ausbildung hauptsächlich dadurch, daß in den Sanden dünne Grobschlufflagen oder dünn-schichtige Wechselfolgen aus Grobschluff und mittelsandigem Feinsand vorkommen können. Wie auch in der Normalausbildung können einzelne kiesige Einschaltungen oder eine kiesige Basislage vorhanden sein. Humose Einlagerungen fehlen oder beschränken sich im Gegensatz zur ansonsten ähnlich aufgebauten Sand-Schluff-Wechselfolge auf ganz wenige dünne Schwemmhumuslagen. Die Gesteinsfarben sind vorwiegend hellgrau oder hellbraungrau. Vermutlich sind die Schluffe aus den Verwitterungsbereichen der Kreide-Schichten und der Grundmoräne oder aus den schluffreichen Schichten im tieferen Teil der Älteren Niederterrasse umgelagert worden.

Altersstellung und Abgrenzung: Der Talsand in sandiger Ausbildung umfaßt eine eintönige Sandserie, die praktisch keine Schluffeinlagerungen, keine Schnecken-schalen und nur in Ausnahmen geringe humose Einschlüsse enthält. Sie hebt sich dadurch von den Ältesten *Dryas*-Schichten ab. Eine Unterscheidung und Abgrenzung ist jedoch nur in gut dokumentierten Bohrprofilen sicher möglich. Der schluffige Talsand enthält Schlufflagen, unterscheidet sich ansonsten aber ebenfalls durch die zuvor genannten Merkmale von den Ältesten *Dryas*-Schichten und auch von den Sedimenten der Sand-Schluff-Wechselfolge. Dennoch ist die Zuordnung eines Bohrprofils zu einer der genannten Kartiereinheiten ohne bio- oder chronostratigraphische Daten schwierig und oft nur aus dem räumlichen Zusammenhang heraus vorzunehmen.

Eine Abgrenzung des Talsands – vor allem in der normalen sandigen Ausbildung – gegenüber den auflagernden jüngeren Schichten, insbesondere zum Uferwall und zum Flugsand (s. Kap. 3.6.1.3.2 u. 3.6.1.3.5), ist zum Teil schwierig, da sich diese Kartiereinheiten petrographisch sehr ähnlich sind. Eine sichere Abgrenzung ist nur bei entsprechend guten Aufschlußverhältnissen möglich, die leider nur sehr selten gegeben

sind. In der Kartierpraxis sind daher die in Luftbildern erkennbaren morphologischen Aspekte ausschlaggebend.

Biostratigraphische Daten, die eine genaue zeitliche Einstufung des Talsands zulassen, liegen aus dem Blattgebiet nicht vor. Einige pollenanalytisch untersuchte Proben aus kartierbegleitenden Bohrungen erwiesen sich als palynomorphenleer oder zeigten individuenarme, stratigraphisch nicht auswertbare Pollenspektren mit kaltzeitlichen Floren. Analog zum Emssystem, wo bislang ebenfalls keine direkten stratigraphischen Daten vorliegen, ist anzunehmen, daß die Ablagerung des Talsands frühestens gegen Ende des Ältesten *Dryas* begonnen hat und vor der Überlagerung durch die ab dem Alleröd gebildeten Uferwälle (s. Kap. 3.6.1.3.2) abgeschlossen war (z. B. STAUDE 1986, 1989). Im Schurf in der ehemaligen Sandgrube in Heven (vgl. Kap. 10: Brg./Aufschl. 3) wurden in den obersten Dezimetern des Talsands an der Grenze zum auflagernden Flugsand humose Einsprengsel gefunden. Ob es sich dabei um den Usselo-Horizont des Alleröds handelt, ist nicht geklärt.

Verbreitung und Mächtigkeit: Talsand in sandiger Ausbildung ist am Burloer Bach, in Heven, im Vechtetal nördlich von Eggerode sowie am Fuß des Ramsbergs (nordwestliche Blattgebietsecke) im Übergang zur Talsandebene verbreitet. Schluffiger Talsand ist beiderseits des Vechtequellarms nördlich von Darfeld bis in den Raum nördlich von Eggerode und teilweise auch in Heven – dort zum Teil auch unter dem reinen Talsand – zu finden. Talsand kommt entweder in ebenen Flächen direkt an der Geländeoberfläche oder unter jüngeren Deckschichten (Uferwall, Flugsand) als geschlossene Schicht vor. Seine Mächtigkeit schwankt je nach Relief des Untergrunds (vgl. Taf. 2 in der Anl.) zwischen 1 m und maximal etwa 10 m (Talsand in sandiger Ausbildung) beziehungsweise 8 m (schluffiger Talsand). Vorkommen unter 1 m Mächtigkeit sind am Rand seines Verbreitungsgebiets zum Teil noch in kleinen Flächen vorhanden. Diese sind jedoch nicht dargestellt.

Aufschlüsse: Dauerhafte Aufschlüsse bestehen im Talsand nicht. Temporäre Aufschlüsse durch Baumaßnahmen sind im gesamten Bereich der Talsandverbreitung gelegentlich anzutreffen. Die ehemaligen Abgrabungsflächen westlich von Schöppingen sowie in der Bauerschaft Heven (vgl. Brg./Aufschl. 3), in denen unter anderem auch Teile des Talsands gewonnen wurden (s. Kap. 6.3.3), sind inzwischen wieder rekultiviert und als Aufschlüsse nicht mehr zugänglich.

3.6.1.3.2 Uferwall (**w,S,sw**)

Uferwall (THIERMANN 1968, HINZE et al. 1989)

Gegen Ende des Spätglazials ging das verwilderte Flußsystem allmählich in ein mäandrierendes mit festliegender Linienführung über, wobei die Wasserläufe im wesentlichen bereits im Bereich der heutigen Talauen pendelte. Die Vechte begann sich in den zuvor aufgeschütteten Talsand einzuschneiden und stabilisierte dadurch ihren Lauf. Hochwässer ließen sie jedoch aus ihrer Talrinne heraustreten. Zu beiden Seiten lagerte sie ihre Sedimentfracht ab und schüttete dadurch Uferwälle auf. Im Wechselspiel zwischen äolischen Umlagerungen und fluvialer Sedimentation wuchsen die Wälle in die Höhe. Ganz typisch ist ihr asymmetrischer Querschnitt: Er zeigt zur Talaue eine steil abfallende Flanke, während er zur Landseite ganz allmählich verflacht. Uferwälle an Flüssen des

Münsterlands und deren Genese wurden erstmals von THIERMANN (1968) aus dem Blattgebiet 3708 Gronau und aus dem Gebiet der Ems im Raum Rheine (THIERMANN 1970 b) beschrieben (s. auch THIERMANN 1974).

Gesteine: Wie der Talsand bestehen auch die Uferwälle aus vorwiegend hellgelbbraunem, kalkfreiem Fein- und Mittelsand mit wechselnden Kornzusammensetzungen. Auch hierbei können einzelne dünne, oft nur zentimeterdicke Lagen aus Grobsand auftreten. Kieseinlagerungen sowie sandig-schluffige Einlagerungen sind aber selten. Aufschlüsse in den Nachbarblattgebieten 3808 Heek und 3809 Ahaus (vgl. Hiss 1995, 1997) zeigen, daß teilweise eine Schichtung aus flachen, rinnenartigen Körpern mit Schrägschichtungen, häufigem Körnungswechsel und manchmal auch deutlicher Gradierung, teilweise aber auch ein mehr laminares Gefüge charakteristisch ist.

Altersstellung und Abgrenzung: Die Abgrenzung der Uferwälle erfolgt vorwiegend nach morphologischen Gesichtspunkten. Eine klare Trennung zwischen Uferwallsedimenten und dem darunter lagernden Talsand der Älteren Niederterrasse ist nur selten möglich. Eine dünne, grobsandige bis leicht kiesige Lage an der Basis der Uferwälle, wie sie aus Aufschlüssen im Blattgebiet Heek bekannt ist (Hiss 1995), wurde nur in einzelnen Handsondierungen gefunden. Dem Usselo-Horizont des Alleröds zuzuordnende kohlig-humose Einlagerungen sind nicht bekannt. Eine klare Abgrenzung zwischen fluviatil und teilweise äolisch gebildeten Uferwallsedimenten und darüber lagernden, reinen äolischen Ablagerungen (Flugsand) ist ebenfalls nur nach morphologischen Aspekten möglich. Eine anthropogene Überformung der Uferwälle durch Plaggenauftrag ist weit verbreitet.

Die stratigraphische Einstufung der Uferwälle erfolgt analog zum Emssystem, wo der Usselo-Horizont im Uferwall gefunden (THIERMANN 1973: 78, SPEETZEN 1986: 33) und damit eine Bildung während des Alleröds glaubhaft gemacht wurde. SKUPIN (1983, 1996) konnte jedoch zeigen, daß Uferwälle an der oberen Lippe (TK 25: 4216 Mastholte u. 4217 Delbrück) erst während des Jüngeren *Dryas* aufgeschüttet wurden.

Verbreitung und Mächtigkeit: Uferwälle sind in der nördlichen Blattgebietshälfte entlang der Vechte entwickelt. Sie setzen bei Eggerode nahe dem Zusammenfluß der Quellbäche ein und bilden von dort bis zum nördlichen Blattgebietsrand bei Schöppingen einen mehrfach unterbrochenen Gürtel beiderseits der Aue.

Die Mächtigkeit der Uferwälle ist nicht sehr hoch. Durch eine verbreitete äolische Überprägung ist sie oft nur schwer zu ermitteln. Sie dürfte um 2 m, zum Teil auch deutlich darunter liegen und 2,5 m wohl kaum überschreiten.

Aufschlüsse: Die Uferwälle des Blattgebiets sind nicht aufgeschlossen. Die in der geologischen Karte verzeichneten Abgrabungen westlich von Schöppingen, in denen zum Teil auch Uferwallsedimente gewonnen wurden (s. Kap. 6.3.3), sind inzwischen alle wieder rekultiviert und als Aufschlüsse nicht mehr zugänglich.

3.6.1.3.3 Jüngere (= Untere) Niederterrasse (Nj)

Zum Ende des Weichsel-Spätglazials, vermutlich während des Alleröds, tieften sich die Flüsse und Bäche des nördlichen Münsterlands innerhalb einer nur kurzen Zeitspanne in ihre nunmehr festgelegten Talrinnen ein (SPEETZEN 1990 a). Dabei erodierten sie Teile der

Älteren Niederterrasse und vor allem die flußnahen Bereiche der zuvor aufgeschütteten Uferwälle (Kap. 3.6.1.3.2) und modellierten so die heute zu beobachtenden steilen, flußseitigen Uferwallkanten heraus. Das dabei anfallende Sedimentmaterial wurde nicht vollständig fortgeführt, sondern lagerte sich zum Teil in den Talrinnen wieder ab. Es bildete in den von Uferwällen begrenzten Tälern einen eigenständigen Terrassenkörper, die sogenannte Jüngere Niederterrasse, die bis zur kürzlich erfolgten nomenklatorischen Angleichung noch als Untere Niederterrasse bezeichnet wurde (vgl. Kap. 3.6). Holozäne Erosion hat einen großen Teil dieser Jüngeren Niederterrasse wieder abgetragen, so daß davon heute nur noch geringe Reste zu finden sind. Eine Jüngere Niederterrasse ist insbesondere aus dem Emsgebiet bekannt und dort gut untersucht (THIERMANN 1974; SPEETZEN 1986, 1990 a). Ihre Entstehung wird in das Jüngere *Dryas* datiert.

Gesteine und Abgrenzung: Analog zum Emssystem finden sich auch im Vechtetal nördlich von Eggerode kleine Reste einer Jüngeren Niederterrasse. Sie bestehen aus hellbraunem, hellgelbgrauem oder braungrauem Fein- und Mittelsand, haben selten sandig-schluffige Einlagerungen, humose Lagen fehlen weitestgehend. Die Oberfläche dieser Terrassenstufe liegt wenige Dezimeter bis maximal 1 m über dem holozänen Auenniveau und setzt sich somit morphologisch von den Auenablagerungen ab. Die großmaßstäblichen Bodenkarten zur landwirtschaftlichen Standorterkundung (unveröff. Unterlagen Archiv Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.) weisen diese Flächen infolge ihres größeren Grundwasserabstands in der Regel als Gley-Braunerden aus, die sich bodengenetisch somit von den Gleyen der Auensedimente unterscheiden.

Mächtigkeit: Die Mächtigkeit der Jüngeren Niederterrasse ist nicht genau bekannt und läßt sich auch in Sondierungen wegen der unterlagernden petrographisch gleichartigen Sande der Älteren Niederterrasse nicht exakt ermitteln. Ein Maß hierfür mag jedoch die Mächtigkeit der holozänen Auenablagerungen sein, da die fluviatile Ausräumung des Vechtetals im ausgehenden Spätglazial vermutlich nicht tiefer als im Holozän reichte. Unter dieser Annahme ist mit einer maximalen Mächtigkeit der Jüngeren Niederterrasse von etwa 5 m zu rechnen.

Periglazialbildungen

An einigen Stellen des Blattgebiets ist Fließerde überliefert. Sie ist unter den periglazialen Bedingungen eines kaltzeitlichen Klimas entstanden und gehört somit zu den Periglazialbildungen. Darüber hinaus sind, wie bereits in Kapitel 3.6.1.3 dargelegt wurde, verschiedenartige Frostbodenstrukturen zu erwarten, die mangels geeigneter Aufschlüsse jedoch nicht eindeutig nachzuweisen sind.

3.6.1.3.4 Fließerde („fl)

Fließerde wurde im Blattgebiet vor allem an den Talflanken im Osterwicker Hügelland, am Rand des Vechtetals – insbesondere im Vechtequellgebiet um Darfeld – sowie am Fuß des Schöppinger Bergs gefunden. Es ist jedoch anzunehmen, daß Fließerde im Blattgebiet wesentlich weiter verbreitet ist, als es die geologische Karte zeigt. Zum Teil ist sie nur sehr geringmächtig und aus diesem Grund nicht darstellbar, oder sie läßt sich nicht mit genügender Sicherheit von den unterlagernden Schichten abgrenzen. So ist zum

Beispiel häufig keine klare Trennung zwischen echter Fließerde und dem mehr oder weniger nicht verlagerten Verwitterungshorizont der kreidezeitlichen Festgesteine möglich.

Fließerde entsteht durch Solifluktionsvorgänge unter kaltzeitlichen Klimabedingungen. Über einem Dauerfrostboden geraten in kurzen sommerlichen Auftauphasen die wasser-gesättigten oberen Bodenschichten schon bei geringen Hangneigungen von etwa 2° (vgl. SPEETZEN 1986) ins Fließen und werden nach mehr oder weniger langem Transport wieder abgelagert. Mit zunehmender Erwärmung am Ende des Pleistozäns und zu Beginn des Holozäns geht das Bodenfließen allmählich in eine flächenhafte Abspülung und Verschwemmung der oberflächennahen Lockersedimente durch Niederschlagswasser über. Dementsprechend wird die Fließerdebildung von Verschwemmungsablagerungen (z. B. Schwemmlehm, vgl. Kap. 3.6.2.2) abgelöst.

Gesteine: Die Fließerde des Blattgebiets ist sehr heterogen zusammengesetzt. Ihre Gesteinsbeschaffenheit wechselt innerhalb einzelner Profile und ist auch in den verschiedenen Vorkommen sehr unterschiedlich. Sie ist in starkem Maße von der Beschaffenheit des Ausgangsgesteins abhängig. Teilweise können auch äolische Einlagerungen vorhanden sein.

Der überwiegende Teil der Fließerde besteht aus meist ungeschichteten Fein- und Mittelsanden, denen in stark wechselnden Anteilen Schluff und Kiese bis Steine beige-mengt sein können. Gelegentlich können aber reinere, teils schwach tonige Schluffe mit wechselndem Sand-, Kies- oder Steinanteil auftreten. Humose Einlagerungen fehlen meistens; dort, wo sie vereinzelt auftreten, beschränken sie sich auf dünne Schwemmhumuslagen. Die Gesteinsfarbe ist im oberen Teil der Fließerde meistens braun, darunter häufig gelbbraun oder braungrau.

Die in der Fließerde enthaltenen Sande stammen zu einem großen Teil aus umge-lagertem Schmelzwassersand. Kiese und Steine sind meistens nicht oder nur leicht kan-tengerundete Kreide-Gesteine. Dabei handelt es sich wohl um Hangschutt aus dem Verwitterungsbereich der Kreide. Schluffige und tonig-schluffige Bestandteile leiten sich ebenfalls aus dem Verwitterungsbereich der Kreide, teilweise auch aus entsprechenden Quartär-Ablagerungen ab. Örtlich sind dabei wohl auch geringe Lößanteile enthalten. Löß kommt normalerweise westlich der Baumberge nicht vor (vgl. Kap. 3.6.1.3). Nur punktuell kann er in besonders günstigen, im Windschatten gelegenen Positionen primär in kleinen Vorkommen abgelagert worden sein und wurde von dort später als Bestandteil der Fließerde umgelagert. Eine solche Fließerde, die lokal geringe Lößbeimengungen enthält, wurde in der Gemarkung Ort kamp am südlichen Blattgebietsrand durch eine einzelne Sondierung nachgewiesen (R 86 550, H 63 520), während benachbarte Sondierungen eine stärker sandige Ausprägung der Fließerde zeigten.

Altersstellung und Abgrenzung: Die Entstehungszeit der Fließerde liegt wahrscheinlich in der Weichsel-Zeit. Inwieweit in den dargestellten Flächen zum Teil auch noch holozäne Schwemmlehmanteile enthalten sind, ist unbekannt. Eine sichere Unterscheidung von Fließerde und Verschwemmungsablagerungen (Schwemmlehm, vgl. Kap. 3.6.2.2) ist nicht immer möglich, da sich beide petrographisch sehr ähnlich sein können.

Verbreitung und Mächtigkeit: Wie zuvor bereits erwähnt, tritt Fließerde in Hangfußbereichen des gesamten Blattgebiets auf. Meist ist sie zwischen 1 und 2 m, selten mehr als 2 m mächtig. Die mit etwa 3,5 m größte Mächtigkeit erreicht ein Fließerde-Vorkommen westlich von Tinge.

Windablagerungen

Die durch äolischen Transport entstandenen Ablagerungen des Blattgebiets bestehen aus sandigen Substraten. Neben weit verbreiteten, meist geringmächtigen Flugsandaufwehungen sind auch durch ihre klare morphologische Form abgrenzbare Dünen vorhanden. Die Ablagerung äolischer Sedimente setzte wahrscheinlich im Weichsel-Spätglazial ein und dauerte im Holozän bis in die jüngste historische Vergangenheit an. Es lassen sich häufig zwei oder sogar mehrere Generationen von Flugsanden beziehungsweise Dünen unterscheiden. Ältere Dünen und Älterer Flugsand weisen an ihrer Oberfläche eine Bodenbildung mit deutlicher Podsolierung auf, während die Jüngeren Dünen und Jüngerer Flugsand nur eine geringe Bodenbildung und höchstens Ansätze einer Podsolierung besitzen. Häufig lagern auch äolische Sande unterschiedlichen Alters übereinander, was durch zwischengeschaltete Bodenhorizonte zu belegen ist. Durch anthropogene Beeinflussung (Plaggenauftrag, Ackerumbruch, Abgrabungen) ist bei vielen Flugsandflächen der Oberboden jedoch so stark gestört, daß eine sichere Altersbeurteilung nach den genannten Kriterien nicht mehr erfolgen kann. Flugsand (,S,a) wird daher – ohne eine Differenzierung in jungen und alten Flugsand – zusammengefaßt dargestellt. Ältere (pleistozäne bis frühholozäne) Dünen (,d(1)) sind im Blattgebiet nur an einer Stelle in einem Waldgebiet beim Hof Schulze-Wasserkönig, etwa 1,5 km südwestlich von Schöppingen, nachgewiesen. Jüngere (holozäne) Dünen (,d(2)) mit deutlicher morphologischer Ausprägung sind aus der Bauerschaft Ramsberg bekannt. Kleinere Ansätze zu Dünenbildungen sind darüber hinaus teilweise auch auf waldbestandenem, anthropogen nicht oder nur wenig überprägten Flugsandflächen zu erkennen, jedoch im einzelnen nicht dargestellt.

3.6.1.3.5 Flugsand (,S,a)

Flugsand ist vor allem im Nordwesten des Blattgebiets weit verbreitet. Er kommt aber auch in kleineren Flächen zwischen Eggerode und Darfeld vor. Flugsand ist in der geologischen Karte aber nur dort dargestellt, wo seine Mächtigkeit durchschnittlich 5 dm übersteigt. Er wurde in drei Mächtigkeitsabstufungen (bis 1 m, 1 – 2 m, über 2 m) untergliedert. Darüber hinaus ist Flugsand an manchen Stellen als hauchdünner, mitunter lückenhafter Schleier von maximal wenigen Zentimetern bis Dezimetern vorhanden, der jedoch nicht kartiert wurde.

Gesteine: Der Flugsand besteht aus einem hellgelben bis hellgelbbraunen, teils locker, teils aber auch dichter gelagerten, meist gut sortierten Feinsand mit geringem Mittelsandgehalt und lagenweise vereinzelt Grobsandkörnern. Im frischen Anschnitt zeigt er sich häufig schichtungslös. Bei stärker ausgewitterten Profilen ist teilweise eine leichte Schrägschichtung im Zentimeterbereich zu beobachten, die auf lagenweise geringen Korngrößenunterschieden beruht. In ausgedehnten Flugsandfeldern ist jedoch eher eine weit durchhaltende, laminare Feinschichtung im Millimeter- bis Zentimeterbereich mit

flachen, teilweise undeutlichen Rippeln beziehungsweise dünnen, langgezogenen, linsenartigen Sandkörpern charakteristisch. Die Aufschlußverhältnisse des Blattgebiets sind allerdings schlecht, so daß sich die Schichtungsmerkmale in den Flugsandvorkommen nur selten beobachten lassen.

Durch einen Bodenhorizont mit deutlicher Podsolierung voneinander getrennt, folgen häufig Älterer und Jüngerer Flugsand aufeinander. Es zeigt sich, daß Älterer Flugsand vermutlich aufgrund von diagenetischen Prozessen ein dichteres Gefüge aufweist, während Jüngerer Flugsand in der Regel sehr locker gelagert ist. Auch zeigen sich geringe Farbunterschiede. So ist Älterer Flugsand in der Regel hellgelbbraun und nur in den Bodenhorizonten dunkelbraun verfärbt oder weiß gebleicht. Jüngerer Flugsand ist hingegen häufig hellgelb oder hellgelbgrau. Sein Bodenprofil geht über einen Podsol-Ranker nicht hinaus. Orterde- oder Ortsteinbildungen, das sind in Verbindung mit Podsolböden auftretende, durch Eisenhydroxide und Humusstoffe verkittete Sandhorizonte, sowie eine braune Bänderung sind typisch für Älteren Flugsand. Sie entstehen durch Auswaschungs- und Umlagerungsvorgänge während der Bodenbildung (vgl. SCHRAPS 1972).

Altersstellung: Windablagerungen sind aus den vegetationsarmen Phasen der pleistozänen Kaltzeiten allgemein bekannt. Der im Blattgebiet überlieferte Flugsand lagert zu einem Teil auf spätweichselzeitlichem Talsand, so daß sich hierdurch der Bildungszeitraum nach unten begrenzen läßt. Anhand verschiedener aufeinanderfolgender Bodenhorizonte in Flugsanden aus dem Raum Stadtlohn konnte ARENS (1964) zeigen, daß die Ablagerung äolischer Sedimente wahrscheinlich bereits im Ältesten *Dryas* begonnen hat und wohl teilweise parallel zur fluviatilen Ausgestaltung der Talsandflächen abgelaufen ist. Nach SKUPIN (1994) erfolgte im Gebiet der Senne in der südöstlichen Westfälischen Tieflandsbucht die Hauptaufwehung des Flugsands im Jüngeren *Dryas* des Weichsel-Spätglazials. Nach MAAS (1952) sind die Flugsandvorkommen im Nordwesten des Münsterlands durch mehrfache äolische Umformungen und Umlagerungen geprägt. Die Flugsandablagerung setzte sich in mehreren, manchmal von Bodenbildungen (Podsol-Horizonte) unterbrochenen Phasen bis in die jüngste Vergangenheit weiter fort (vgl. DAHM-ARENS 1970).

Datierungen von Flugsanden des Blattgebiets liegen nicht vor. Pollenanalytische und radiometrische Datierungen eines (jüngeren) Flugsandprofils mit mehreren Bodenhorizonten aus der Bauerschaft Averbeck im Nachbarblattgebiet 3808 Heek zeigen eine mehrphasige Entstehung im Atlantikum und Subatlantikum (vgl. WILL 1982, SCHRAPS in HISS 1995). Außerdem weisen archäologische Funde in der Ammerter Mark (nördlich von Heek, TK 25: 3808 Heek) auf Flugsandverwehungen in der Jungsteinzeit und Bronzezeit (Subboreal bis Subatlantikum) hin. Diese wurden bereits durch die damalige Besiedlung und Landnutzung anthropogen beeinflusst (FINKE 1990, 1993). Als Folge der Landnutzung durch den Menschen hielten Flugsandverwehungen bis in die jüngste Vergangenheit weiterhin an, obwohl Vegetation und Klima von Natur aus diese nicht mehr begünstigten (SERAPHIM 1986: 134). Während Älterer Flugsand mit deutlichem Podsolprofil nach PYRITZ (1972: 62) wahrscheinlich mindestens 2 000 Jahre alt ist, bildete sich nach MAAS (1955) Jüngerer Flugsand (ohne oder mit nur geringem Bodenprofil) im Subatlantikum hauptsächlich in geschichtlicher Zeit während der großen mittelalterlichen Rodungen zwischen 800 und 1000 n. Chr. In diese Zeit fällt auch der Beginn der Plaggenwirtschaft, die wohl

hauptsächlich im Mittelalter angewendet wurde, sich aber mit ihren Folgen bis in das 19. Jahrhundert auswirkte (PYRITZ 1972, ECKELMANN 1980). Durch den Plaggenhieb und die anschließende Nutzung dieser Flächen als Schafhude wurde die natürliche Vegetationsdecke zerstört. Es entstanden Heide- und Ödlandflächen, auf denen die Winderosion und Sandverfrachtung oftmals von neuem aufleben konnte. Gelegentlich kommt es auch heute zu Sandverwehungen, die durch die Art der Landnutzung und die Schaffung großflächiger, maschinengerechter Ackerfluren begünstigt werden (WERNER 1986).

Verbreitung und Mächtigkeit: Flugsand kommt im Blattgebiet in mehr oder weniger weitflächigen Flugsandfeldern mit flachwelligem bis kleinkuppigem Relief, manchmal auch in schmalen, langgezogenen Streifen vor. Er ist vor allem in der nord-westlichen Blattgebietsecke, in den Bauerschaften Ramsberg und Heven sowie westlich von Schöppingen, verbreitet. Darüber hinaus tritt er in kleineren Flächen noch bei Eggerode, in den Bauerschaften Geitendorf und Hennewich sowie bei Darfeld auf. Seine Mächtigkeit liegt oft zwischen 1 und 2 m und steigt maximal bis etwa 3 m an.

Aufschlüsse: Dauerhafte Aufschlüsse existieren im Flugsand des Blattgebiets nicht. Flugsand ist gelegentlich jedoch in kleinen und kleinsten Gruben temporär aufgeschlossen. Diese Aufschlüsse verfallen jedoch sehr schnell und bieten daher meistens nur kurzfristige Einblicke in den Aufbau von Flugsandablagerungen. Die in der geologischen Karte verzeichneten Abgrabungen westlich von Schöppingen, in denen zum Teil auch Flugsand gewonnen wurde (s. Kap. 6.3.3), sind inzwischen alle wieder rekultiviert und als Aufschlüsse nicht mehr zugänglich. Dies gilt auch für die ehemalige Sandgrube in Heven, wo in einem Schurf ein 2 m mächtiger Flugsand freigelegt werden konnte (vgl. Kap. 10: Brg./Aufschl. 3).

3.6.1.3.6 Ältere Dünen („d(1))

Die aus meist hellgelbbraunem, schwach mittelsandigem Feinsand mit einzelnen Grobsandkörnern bestehenden Dünen sind genetisch ebenfalls zu den Flugsandablagerungen zu rechnen. Petrographisch unterscheiden sie sich vom zuvor beschriebenen Flugsand nicht (vgl. Kap. 3.6.1.3.5). Im Gegensatz zum überwiegend weitflächig verbreiteten Flugsand sind Dünen jedoch Flugsandanhäufungen, die sich in der Regel mit einer langgestreckten Form morphologisch deutlich von ihrer Umgebung abheben und in ihrem ursprünglichen Zustand häufig ein kuppiges Kleinrelief aufweisen (vgl. PYRITZ 1972). Neben großen, sich über mehrere hundert Meter erstreckenden Einzeldünen können in Dünenfeldern auch zahlreiche kleinere Dünen dicht nebeneinander auftreten.

Zu den Älteren Dünen wird eine langgestreckte Düne innerhalb eines etwa Nord – Süd verlaufenden Flugsandstreifens in der Nähe des Hofs Schulze-Wasserkönig (westlich der Vechte, etwa 1,5 km südwestlich von Schöppingen) gerechnet. Wie die älteren Teile des Flugsands ist sie durch eine deutliche Bodenbildung mit starker Podsolierung abgeschlossen, während der darunter lagernde Sand eine hellgelbbraune Farbe besitzt (vgl. Kap. 3.6.1.3.5; s. auch STAUDE 1986). Das etwa 1,5 km weiter nördlich gelegene Dünenfeld östlich des Ramsbergs besitzt ebenfalls einen Sockel aus Älteren Dünen und Flugsand, ist aber durch Sandverwehungen aus jüngerer Zeit stark überprägt und wird deshalb bei den Jüngeren Dünen (Kap. 3.6.2.3) beschrieben. Weitere Ältere Dünen sind

nicht bekannt. Durch Ackernutzung, Plaggenauftrag und Abgrabungen sind gerade die Älteren Dünen häufig stark verändert oder nahezu vollständig zerstört. Solche nicht mehr eindeutig als ehemalige Dünen erkennbaren Flächen werden als Flugsand kartiert. Die stratigraphische Stellung der Älteren Dünen entspricht der des Älteren Flugsands (s. Kap. 3.6.1.3.5) und reicht wahrscheinlich vom späten Weichsel bis in das frühe Holozän.

Die Mächtigkeit der Älteren Dünen beim Hof Schulze-Wasserkönig beträgt maximal etwa 3 m. Aufschlüsse existieren derzeit nicht.

3.6.2 Holozän

Die periglazialen und äolischen Ablagerungen des Pleistozäns leiten ohne deutliche Grenze in das Holozän über. Äolische Ablagerungen setzten sich bis in die jüngste Vergangenheit hinein fort. Im Holozän erfolgte vor allem die Ausgestaltung der Talauen. Sande, zum Teil auch Schluffe und Tone setzten sich im Wechsel mit Torfhorizonten in den Auen ab. Auch heute dauern diese Prozesse noch an. An einigen grundwassernahen Stellen entstanden Anmoorflächen, in denen sich bis heute stark humose bis torfige Sedimente bilden. Etwa seit der Zeitwende greift der Mensch mehr und mehr in das geologische Geschehen ein und verwandelt durch künstliche Änderungen die Naturlandschaft in eine Kulturlandschaft.

Bach- und Flußablagerungen

Seit dem frühen Holozän haben sich die Bäche und Flüsse erneut in ihre Täler eingeschnitten und im späteren Verlauf diese Eintiefung zum Teil durch die Ablagerung der Auenterrassen wieder ausgeglichen. Im Blattgebiet entstand dadurch der Auensand in zwei unterschiedlichen faziellen Ausprägungen. Während an den Quellbächen der Vechte und an den meisten der kleineren Bäche die holozäne Eintiefung nur gering ist und 1 – 2 m selten übersteigt, beträgt sie an der Vechte, etwa von Eggerode an abwärts, und auch am Varlarer Mühlenbach zum Teil mehr als 5 m.

Viele Gewässer des Blattgebiets haben durch anthropogene Eingriffe wie Abflußregulierungen, Flurbereinigungsmaßnahmen oder in Folge der Wasserkraftnutzung durch einige Mühlen abschnittsweise oder in ihrem gesamten Verlauf ein künstliches Bachbett erhalten, das mit dem ehemals natürlichen nicht mehr übereinstimmt und manchmal die eigentliche Talau sogar verläßt. Es wurde versucht, den ursprünglichen Talverlauf und damit die Verbreitung von Auenablagerungen mit Hilfe der Luftbildkartierung zu rekonstruieren. Die bei einer stereoskopischen Luftbilddauswertung mit deutlichem Überhöhungseffekt erkennbare Geländegestalt sowie Bodenfeuchteunterschiede geben hierzu Hinweise (vgl. MERKT & BÖKER 1993). Die so gewonnenen Erkenntnisse wurden im Gelände überprüft und konnten durch Flachsondierungen bestätigt oder ergänzt werden. Allerdings sind einige der ehemaligen Auen durch Flurbereinigungsmaßnahmen so stark verändert und vollkommen verfüllt worden, daß sie nicht mehr oder nur noch sehr unsicher zu identifizieren sind.

3.6.2.1 Auenterrassen

Der Begriff „Auenterrassen“ wurde im Zuge einer Vereinheitlichung der stratigraphischen Begriffe des Quartärs in den amtlichen geologischen Karten von Nordrhein-Westfalen als Oberbegriff für alle holozänen fluviatilen Ablagerungen neu eingeführt. Neben Kartiereinheiten wie „Inselterrasse“ oder „Reihenterrassen“ ist auch der im Blattgebiet vorkommende Auensand diesem Begriff untergeordnet.

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

Gesteine: Je nach petrographischer Zusammensetzung lassen sich zwei Varianten des Auensands unterscheiden:

Der „reine Auensand“ (,S,ta) besteht aus Feinsand mit mehr oder weniger starkem Mittelsandanteil, selten auch mit grobsandigen bis kiesigen Lagen, jedoch nur gelegentlich mit geringen schluffigen Einlagerungen. Seine Farbe ist vorzugsweise hellgrau-braun, zum Teil auch hellgelbbraun und wird durch einen feinverteilten, geringen Humusgehalt beeinflusst. Dünne Torflagen, Pflanzen- und Holzreste können eingeschaltet sein.

Unter der Kartierbezeichnung „lehmiger Auensand“ (,Sl,ta) werden, wie auch in den Nachbarblattgebieten 3808 Heek und 3908 Ahaus (vgl. Hiss 1995, 1997), sehr heterogene Sedimente zusammengefaßt. Es überwiegen graubraune, teilweise auch grünlichgraue, häufig schwach humose Fein- bis Mittelsande, die lagenweise, häufig in Oberflächennähe, sehr stark schluffig, stellenweise auch schwach tonig sein können. Daneben bestehen Übergänge zu reineren, häufig humosen Schluffen und seltener zu schluffigen Tonen. Solche eigentlich schon als Auenlehm zu bezeichnenden schluffigen Tone sind entweder nur kleinräumig verbreitet oder lassen sich wegen der anthropogenen Veränderungen der Talböden nicht gesondert als Auenlehmvorkommen darstellen. Häufig sind Lagen von stark humosen Sanden und Schluffen sowie Torfhorizonte, die mehrere Dezimeter mächtig werden können. Vereinzelt wurden auch faulschlammartige, teils grau-grüne bis schwarze, teils durch Eisenausfällungen rostbraune, sehr weiche, schluffig-sandige Tone gefunden. Dünne, grobsandige bis kiesige Einlagerungen können ebenfalls vorhanden sein.

Die Auensandablagerungen des Blattgebiets zeigen darüber hinaus einige lokale Besonderheiten, die jeweils nur punktuell festgestellt wurden und in der Regel wohl keine große räumliche Verbreitung haben. So konnten bei Baumaßnahmen an der Kläranlage in Darfeld (R 87 630, H 67 000) Sinterkalkeinlagerungen im lehmigen Auensand festgestellt werden. Folgendes Profil wurde aufgenommen:

- | | | | |
|---|-------|---|---------------------------------|
| – | 0,2 m | Auffüllung, Bauschutt | |
| – | 0,4 m | Schluff, sandig, kiesig, schwach humos,
stark kalkhaltig, braungrau, Wurzelreste;
Kies aus Kreide-Gesteinen und einzelnen
nordischen Komponenten, einzelne Ziegelreste
(künstlich verändert?) | Auensand
(lehmiger Auensand) |

–	0,5 m	Schluff, humos, weitgehend kalkfrei, graubraun, Molluskenschalenreste	Auensand (lehmiger Auensand)
–	0,7 m	Schluff, schwach humos, stark kalkhaltig, braungrau (gefleckt), Wurzelreste, Molluskenschalenreste	"
–	0,8 m	Feinsand, mittelsandig, schwach schluffig, stark kalkhaltig, graubraun, fließend übergehend in:	"
–	1,7 m	Grus aus Sinterkalk mit geringem Fein- bis Mittelsandanteil, weißgelb bis weißbraun, Molluskenschalenreste; Sinterkalk, z. T. grusig, z. T. in Onkoidform; Onkoide bis 4 cm Durchmesser mit vom Liegenden zum Hangenden abnehmender mittlerer Größe; an der Basis dünne Lage aus Mittel- bis Grobsand, grusig, teilweise humos bis torfig	"
–	2,2 m	Tonmergel, steif bis halbfest, hellgrau	Mittlere Holtwick-Schichten
–	6,0 m	Mergelstein, schwach schluffig, z. T. schwach glaukonitisch, hellgrau, einzelne knollige feste Bänke von jeweils 1 – 2 dm Mächtigkeit	"

Die vorgefundene Molluskenfauna wurde durch H. SCHÜTT (Düsseldorf) untersucht. Folgende Arten konnte er bestimmen:

Valvata cristata MÜLLER, *Cochlicopa lubrica* (MÜLLER), *Vallonia costata* (MÜLLER), *Euconulus fulvus* (MÜLLER), *Discus rotundatus* (MÜLLER), *Phenacolimax major* (FÉRUSAC), *Vitrea crystallina* (MÜLLER), *Aegopinella nitidula* (DRAPARNAUD), *Clausilia bidentata* (STRÖM), *Pisidium henslowanum* (SHEPPARD), *P. personatum* MALM

Es handelt sich um eine Fauna, die überwiegend aus Schnecken und wenigen Muscheln (*Pisidium*) besteht. Unter den Schnecken ist *Valvata cristata* MÜLLER eine echte Wasserschnecke, während die übrigen uferbewohnende, an feuchte bis nasse Standorte gebundene Landschnecken sind. Solche Faunenassoziationen sind typisch für nasse Wiesen und Quellbiotope.

Auch westlich von Haus Rockel, wo die Darfelder Vechte und der Rockeler Bach zusammentreffen, wurden punktuell kalkreiche Einlagerungen in dem dort stark schluffig-lehmigen Auensand gefunden. Eine Sondierung bei R 87 500, H 69 500 zeigte unter einem dunkelbraunen, schluffigen, stark humosen Feinsand von 4 dm Dicke eine 2 dm mächtige hellbraune Schicht eines kalkreichen, tonigen Schluffs, der wiederum von einer kalkfreien Wechsellagerung aus Schluff und Feinsand unterlagert wurde.

Schneckenschalenreiche, sandige Schluffe wurden auch in der Aue südlich des Hofes Berning (Bauerschaft Ebbinghoff am südlichen Ortsrand von Schöppingen) wenige hundert Meter unterhalb der dortigen Quellen gefunden.

Altersstellung und Abgrenzung: Die Abgrenzung von Auensand kann zum einen morphologisch nach dem Verlauf der Talrinnen, zum anderen nach Bohrungen oder Sondierungen vorgenommen werden. Durch seine häufigen humosen Einlagerungen oder durch seine Farbe unterscheidet er sich in der Regel deutlich von älteren fluviatilen

Ablagerungen (z. B. Talsand). Es gibt jedoch auch Bereiche, wo Auensand von darunter lagernden älteren sandigen Sedimenten nicht sicher abzutrennen ist. Auensand wird in der geologischen Karte daher so dargestellt, als ob er überall mehr als 2 m mächtig ist. Nur dort, wo er geringmächtig ist und direkt von Festgesteinen der Kreide unterlagert wird, ist er in Zweischichtendarstellung als Überlagerungsfall kenntlich gemacht.

Es liegen einige Datierungen von Auenablagerungen des Blattgebiets vor. Aus dem lehmigen Auensand der Rammkernbohrung 10214, Schulze-Oeing bei Eggerode (vgl. Abb. 10 u. Kap. 10: Brg. 4), wurde an zwei Proben eine radiometrische Altersdatierung vorgenommen (Untersuchung M. A. GEYH, Hannover). Die Proben stammen aus dem tieferen Teil des Auensands (Teufe 2,47 bzw. 2,92 m) und zeigten ein ^{14}C -Alter von 9 165 beziehungsweise 9 705 Jahren vor 1950 und sind damit in das Präboreal einzustufen (vgl. Tab. 6).

Palynologische Datierungen des Profils der Rammkernbohrung 10222 in Midlich (vgl. Kap. 10: Brg. 9; Untersuchung R. STRITZKE, Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.) zeigen für den gesamten Auensand eine Datierung in den unteren und mittleren Teil des Subatlantikums, das sind die Zonen X bis XI nach OVERBECK (1950, 1975).

Das zuvor beschriebene Profil an der Kläranlage Darfeld wurde durch H.-W. REHAGEN (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.) palynologisch untersucht. Die tieferen Proben bis einschließlich zum Sinterkalkhorizont lassen sich in das Atlantikum datieren und entsprechen weitestgehend der Zone VIIIb nach OVERBECK (1950, 1975). Die darüber entnommenen Proben zeigen eine deutlich anthropogen beeinflusste Flora und lassen sich in das jüngere Subatlantikum (Zone XIIa nach OVERBECK 1950, 1975) einstufen.

Der Auensand des Blattgebiets umfaßt zeitlich somit das gesamte Holozän. Die Altersdaten entsprechen dem, was aus anderen Bereichen des Münsterlands bekannt ist und stehen beispielsweise in Einklang mit der Datierung eines Auenprofils an der Dinkel bei Nienborg im Blattgebiet 3808 Heek (vgl. HISS 1995). Sie sind darüber hinaus mit den Beobachtungen von LÜTTIG (1960) aus dem Flußgebiet der Weser vergleichbar.

Verbreitung und Mächtigkeit: Reiner Auensand ist vorzugsweise dort vorhanden, wo die Talauen durch ältere, sandige Ablagerungen verlaufen. Das ist insbesondere an der Vechte im Raum Schöppingen der Fall. Lehmiger Auensand kommt im allgemeinen an den Oberläufen der Gewässer vor, da dort meist bindige Ausgangsgesteine im Einzugsgebiet anstehen. Beide Arten von Auensand sind fließend miteinander verbunden und können auch vertikal übereinander vorkommen, beispielsweise am Varlarer Mühlenbach, wie es die als Bohrung 9 in Kapitel 10 wiedergegebene Kartierbohrung zeigt. Sie lassen sich nicht immer scharf voneinander trennen.

Die Mächtigkeit des Auensands beträgt an der Vechte jeweils bis zu etwa 4,5 m. Besonders mächtig sind die Auenablagerungen am Varlarer Mühlenbach, wo in der zuvor genannten Bohrung unter einem Anmoor 7 m mächtiger Auensand erbohrt wurde, wovon die unteren 5,5 m dem reinen Auensand zuzuordnen sind. Die Auenablagerungen in den kleineren Tälern sind ansonsten manchmal nur wenige Dezimeter, häufig zwischen 1 und 2 m und selten mehr als 2 m mächtig.

Aufschlüsse: Auensand ist wegen der in der Regel hohen Grundwasserstände in den Talböden nur selten aufgeschlossen. Temporäre Aufschlüsse sind mit wenigen

Ausnahmen (z. B. das zuvor erwähnte Profil an der Kläranlage in Darfeld) ebenfalls kaum vorhanden, da die Auen weitgehend von einer Bebauung ausgeklammert werden. An der Vechte und auch an anderen, nicht regulierten Gewässern werden jedoch gelegentlich kleine Böschungsabschnitte freigespült, so daß dort der Auensand zu sehen ist. Typische Auensandprofile zeigen die Bohrungen 4 (vgl. Abb. 10) und 9 in Kapitel 10.

Verschwemmungsablagerungen

Mit dem Ende des kaltzeitlichen Klimas zu Beginn des Holozäns hörten auch die periglazialen Abtragungs-, Transport- und Sedimentationsprozesse allmählich auf. Der Dauerfrostboden taute auf, die bis dahin vorherrschende Solifluktion ging in den Hanglagen in eine flächenhaft wirkende Abschwemmung über. Durch die mit der Erwärmung einhergehende Ausbreitung der Vegetation wurde der Boden mehr und mehr durch ein dichtes Pflanzenkleid vor weiterer flächenhafter Abtragung geschützt. Abschwemmungsprozesse verloren somit zunächst an Bedeutung. Erst mit der Zerstörung der Pflanzendecke als Folge mittelalterlicher Landnutzung (vgl. Kap. 3.6.1.3.5) lebten neben der Winderosion auch die Verschwemmungsprozesse wieder auf. Abgeschwemmtes Bodenmaterial sammelte sich in den zahlreichen, meist trockenen Talmulden und Talrinnen der Kreide-Höhen des Blattgebiets und ist dort als Schwemmlehm zu finden. Ein großer Teil wurde aber auch durch die Bäche weiter wegtransportiert und findet sich heute in Form von (meist lehmigem) Auensand in den Tälern wieder (s. Kap. 3.6.2.1.1).

3.6.2.2 Schwemmlehm („u“)

Gesteine: Der Schwemmlehm des Blattgebiets ist ähnlich wie die Fließerde beschaffen und wie diese sehr heterogen zusammengesetzt. Er besteht meist aus braungrauen oder braunen, mittelfeinkörnigen Feinsanden mit wechselndem Schluffgehalt, einigen Schlufflagen, gelegentlich auch mit geringen kiesigen Anteilen. Teilweise können aber auch sandige, schwach tonige Schluffe, die mit schluffigen Sanden wechsellagern, vorherrschen, so zum Beispiel östlich von Horstmar. Charakteristisch ist ein meist geringer, manchmal auch stärkerer Humusgehalt, der fast immer vorhanden ist. Dadurch sowie durch einen meist etwas höheren Schluffanteil des Sediments unterscheidet sich der Schwemmlehm von der Fließerde, es gibt allerdings auch Bereiche, die sich nicht eindeutig der einen oder anderen Kartiereinheit zuordnen lassen.

Altersstellung und Abgrenzung: Datierungen aus dem Schwemmlehm des Blattgebiets liegen nicht vor. Der regelmäßig vorhandene Humusgehalt unterscheidet ihn von der kaltzeitlichen Fließerde und spricht für sein holozänes Alter. Ähnlich wie in anderen Gebieten Westfalens dürfte es sich vorwiegend um Ablagerungen des jüngeren Holozäns handeln, deren Entstehung auch heute noch nicht abgeschlossen ist. Rezente Schwemmlehmablagerungen konnten zum Beispiel bei Haus Möltgen (in der südöstlichen Blattgebietsecke) beobachtet werden, wo nach heftigen Regenfällen größere Mengen Sedimentmaterial von Ackerflächen abgespült und am Hangfuß abgelagert worden waren.

Verbreitung und Mächtigkeit: Schwemmlehm findet sich in vielen trockenen Talmulden und Talrinnen im Osterwicker Hügelland (nördlich von Osterwick), im Bergland

südlich von Darfeld, am Fuß der Kreide-Höhen bei Höpingen oder am Schöppinger Berg. Dort, wo regelmäßig fließende Gewässer vorhanden sind, ist er häufig fluviatil umgelagert und geht daher in Auenablagerungen (lehmiger Auensand) über. Eine klare Abgrenzung ist nicht immer möglich.

Schwemmlehm ist meist nur geringmächtig, häufig nur 1 – 2 m oder weniger. Nur selten steigt seine Mächtigkeit bis etwa 2,5 m an.

Windablagerungen

Die seit dem Weichsel-Spätglazial nachweisbaren äolischen Sandverlagerungen setzen sich im Holozän weiter fort. Ein großer Teil des in Kapitel 3.6.1.3.5 beschriebenen Flugsands hat bereits ein frühholozänes Alter. Als junge, weitgehend auf das Holozän beschränkte äolische Ablagerung lassen sich Jüngere Dünen gesondert darstellen.

3.6.2.3 Jüngere Dünen („d(2))

Jüngere Dünen treten innerhalb eines ausgedehnten Flugsandgebiets in einem Kiefernwald in der Bauerschaft Ramsberg, unmittelbar westlich der Vechteau, auf. Daneben gibt es aber auch an einigen anderen Stellen Ansätze zu kleinen, häufig nur wenige Dezimeter hohen Jüngeren Dünen, die im einzelnen nicht dargestellt werden konnten. Meist finden sich diese in bewaldeten, anthropogen kaum veränderten Teilen von Flugsandflächen.

Gesteine: Petrographisch unterscheiden sich die Jüngeren Dünen nicht von den in Kapitel 3.6.1.3.5 beschriebenen jüngeren Teilen des Flugsands. Wie diese bestehen sie aus Feinsand mit geringem Mittelsandgehalt und lagenweise vereinzelter Grobsandkörnern, haben eine hellgelbbraune, zum Teil auch hellgelbgraue Farbe und sind locker gelagert. Außer einer dünnen Humusauflage fehlt ihnen in der Regel eine Bodenbildung, oder sie beschränkt sich auf die Ausbildung eines Podsol-Rankers. Meist lagern jedoch mehrere Generationen von Sandaufwehungen über-, teilweise auch nebeneinander. Sie sind durch Bodenhorizonte voneinander getrennt. Die Jüngeren Dünen im engeren Sinne machen daher oft nur einen kleinen Teil des Gesamtvorkommens aus. Charakteristisch ist ihre ausgeprägte Kuppenform mit bis zu mehrere Meter hohen Einzelerhebungen. Manchmal ist eine flachere Luv- und steilere Leeseite zu erkennen.

Altersstellung: Die Entstehung der Jüngeren Dünen fällt in das Holozän und erfolgte wahrscheinlich hauptsächlich im Subatlantikum, so wie dies in Kapitel 3.6.1.3.5 für jüngere Teile des Flugsands bereits dargelegt wurde. Fossile Bodenhorizonte zeigen aber, daß erste Sandaufwehungen in den Verbreitungsgebieten der Jüngeren Dünen möglicherweise bis in das Pleistozän zurückgehen.

Mächtigkeit: Die Mächtigkeit, zugleich die maximale Höhe von einzelnen Dünenkuppen, erreicht im Dünengebiet in der Bauerschaft Ramsberg bis zu 5 m. Abgesehen von einzelnen sehr stark verfallenen Böschungskanten ehemaliger kleinerer Abgrabungen existieren keine Aufschlüsse.

Moorbildungen

Moorbildungen finden sich im Blattgebiet als Anmoorflächen in Talauen, in der Nähe von Quellen oder in flachen, grundwassernahen Mulden. Durch Meliorationsmaßnahmen (Drainage, Tiefumbruch) sind praktisch alle Moorflächen künstlich verändert und für eine landwirtschaftliche Nutzung urbar gemacht worden. Sofern keine eindeutigen morphologischen Kriterien vorliegen, ist ihre Abgrenzung zum Teil schwierig, zumal teilweise auch natürliche Faziesübergänge zu Auenablagerungen bestehen können.

3.6.2.4 Anmoor (,Hm)

Unter dem Begriff Anmoor werden in der Kartendarstellung überwiegend geringmächtige, meist dunkelbraune oder schwarzgraue, humose bis torfige Ablagerungen zusammengefaßt, die neben den stark zersetzten Pflanzenresten immer einen hohen Anteil an Schluff, feinsandigem Schluff oder Fein- und Mittelsand enthalten. Ihr Mindestgehalt an organischer Substanz beträgt 15 Gew.-% (AG Boden 1996). Anmoor bildet sich zum Teil in den Auen beziehungsweise in der Nähe von Quellen oder füllt flache, versumpfte Senken mit sehr hoch anstehendem Grundwasser aus. Zu Niedermoorbildungen gibt es fließende Übergänge, die sich durch Einschaltungen von meist dünnen, reineren Torflagen bemerkbar machen.

Die größte Anmoorfläche befindet sich in der Bauerschaft Midlich in der Aue des Varlarer Mühlenbachs (südwestlich von Osterwick). Sie wurde bereits von BÖMER (1894) als Niedermoor beschrieben. Dort wurden zwischen 0,3 und etwa 1 m mächtige, stark humose, feinsandige Schluffe und Sande, teilweise mit reineren Torflagen erbohrt. Wie mehrere Sondierungen und die Rammkernbohrung 10222 (vgl. Kap. 10: Brg. 9) zeigen, lagern sie über mehrere Meter mächtigen, oben schluffig-tonigen, darunter meist sandigen Auenablagerungen (lehmiger Auensand; vgl. Kap. 3.6.2.1.1), denen ebenfalls Torfe und humose Horizonte eingeschaltet sein können. Weitere, meist kleinere Anmoorflächen mit maximal nachgewiesenem, 0,7 m mächtigem Anmoor befinden sich im Vechtequellgebiet bei Darfeld, an Quellen nördlich von Schulze-Frieling (R 85 700, H 64 700), im Quellgebiet der Steinfurter Aa beim Gut Möltgen (R 91 300, H 65 100) sowie südlich vom Ramsberg (R 82 100, H 73 650).

Es liegt eine palynologische Datierung des Anmoors am Varlarer Mühlenbach vor (Rammkernbohrung 10222, vgl. Kap. 10: Brg. 9; palynologische Untersuchung R. STRITZKE, Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.). Demnach ist es im jüngeren, stark anthropogen beeinflussten Abschnitt des Subatlantikums entstanden und läßt sich der Zone XII nach OVERBECK (1950, 1975) zuordnen, das ist der Zeitraum von etwa 1000 n. Chr. bis heute. Analog dazu und zu den Verhältnissen der Nachbargebiete dürften die übrigen Anmoorvorkommen ebenfalls ein sehr geringes Alter aufweisen. Ihre Bildung wird – ähnlich wie die Entstehung von Niedermoores – im mittleren oder jüngeren Holozän abgelaufen sein.

Künstlich verändertes Gelände

Die heutige Geländeoberfläche ist durch Einwirkungen des Menschen in starkem Maße verändert worden. Unter seinem Einfluß hat sich die ehemalige Naturlandschaft in eine

Kulturlandschaft verwandelt und dabei auch ihre morphologische Gestalt zum Teil nicht unerheblich gewandelt (vgl. RATHJENS 1979). Als künstliche Veränderungen werden in der geologischen Karte jedoch nur künstliche Aufschüttungen von größerem Ausmaß dargestellt. Einige andere anthropogene Veränderungen wie etwa künstliche Böschungen, Straßendämme und ähnliches ergeben sich aus dem topographischen Kartenbild. Darüber hinaus sind durch menschliche Einflüsse viele Veränderungen eingetreten, die nicht unmittelbar in der Karte zu erkennen, aber dennoch für das heutige Erscheinungsbild der Landschaft von großer Bedeutung sind. So wurde zum Beispiel auf die Auswirkungen mittelalterlicher Rodungen und Plaggenwirtschaft und die dadurch ausgelöste Erosion und Sedimentumlagerung bereits in Kapitel 3.6.1.3.5 hingewiesen.

Weitere Beispiele für künstliche Veränderungen sind Verkehrswege- und Siedlungsbau, Flurbereinigungen und Gewässerregulierungen. Der Verkehrswege- und Siedlungsbau ist mit größeren Erdbewegungen verbunden, die zum Teil Auswirkungen auf das Relief haben. Damit stehen auch Abgrabungen zur Gewinnung von Bausteinen und Schüttmaterial sowie als Rohstoff zur Ziegelherstellung in mehr oder weniger direktem Zusammenhang. Nicht unerheblich sind die Veränderungen, die durch Flurbereinigungen und Gewässerregulierungen verursacht wurden. Teilweise wurden ganze Bachläufe zugeschüttet und durch kanalartige Gräben entlang der Ackergrenzen ersetzt. Ehemals zur Anmoorbildung neigende Feuchtgebiete sind durch Drainagen entwässert und als solche heute kaum noch erkennbar. Auch die Vechte und ihre Zuflüsse sind reguliert. An einigen Stellen wurden sie schon in historisch weit zurückliegender Zeit künstlich umgeleitet, um zum Beispiel die Gräften am Schloß Darfeld und am Haus Burlo zu bewässern oder Wassermühlen zu betreiben (vgl. Kap. 2.2.2). Der Verlauf der Vechte und ihrer Zuflüsse ist heute teilweise begradigt, so daß ursprüngliche Mäander nur noch in einigen Abschnitten erhalten sind.

3.6.2.5 Künstliche Aufschüttung („y)

Künstlich entstanden sind Ablagerungen von Abraum, Erdaushub, Bauschutt oder Müll, die entweder in künstliche oder natürliche Hohlformen eingebracht oder der Geländeoberfläche aufgesetzt sind. Hierzu gehören im Blattgebiet die Auffüllungen aufgelassener Steinbrüche, Sand- oder Tongruben, Aufschüttungen zur Schaffung geeigneter Flächen für eine Bebauung oder die Ansiedlung von Gewerbebetrieben, die Aufschüttung von Dämmen für Verkehrsanlagen sowie die Anlage von Abfalldeponien.

4 Gebirgsbau

Der Gebirgsbau des Blattgebiets läßt sich in mehrere Stockwerke gliedern, von denen nur das oberste, aus den Kreide-Gesteinen aufgebaute, einer direkten Beobachtung zugänglich ist. Obwohl die mehr oder weniger flach lagernden Kreide-Schichten weitflächig an der Geländeoberfläche anstehen, sind ihre Lagerungsverhältnisse schwer zu ermitteln. Es gibt nur wenige Aufschlußpunkte, in denen Messungen der Schichtlagerung oder der Klüftung möglich sind. Erschwerend kommt hinzu, daß Messungen mit dem Geologenkompaß an flach einfallenden Schichten mit großen Fehlern behaftet sind. In Ergänzung zu den Geländeaufnahmen wurde daher versucht, Daten über die Lagerung

der Schichten sowie über tektonische Strukturen – wie zum Beispiel Verwerfungslinien – durch eine Strukturanalyse mit Hilfe von Luftbildern zu ermitteln. In ihnen lassen sich unter anderem Verlauf und Raumlage von Schichtausbissen (Streichlinien) sehr gut erkennen, die Richtung und der Winkel des Schichteinfallens lassen sich berechnen. Aus Änderungen im Verlauf der Streichlinien ergeben sich Hinweise auf tektonische Bruchstrukturen (Verwerfungen). Die Bereiche, in denen nach Luftbildern tektonische Trennlinien zu vermuten sind, wurden durch anschließende Geländebegehungen gezielt überprüft. Dabei ergaben die Geländebefunde mehrfach bestätigende Hinweise für das Vorhandensein und den Verlauf von Verwerfungen.

Strukturen des tieferen Untergrunds (Paläozoikum und Mesozoikum) sind im Blattgebiet nur indirekt durch Bohrungen oder geophysikalische Untersuchungen zu ermitteln. Der Kenntnisstand über den Gebirgsbau richtet sich daher nach Art und Umfang der durchgeführten Tiefenuntersuchungen. Der Aufbau des tieferen Untergrunds ist durch die Bohrungen Darfeld 1 (vgl. Kap. 10: Brg. 5) und Münsterland 1 (TK 25: 3910 Altenberge) und aus geophysikalischen Messungen (Seismikprofile, z. T. auch Tiefengeoelektrik) bekannt (vgl. Kap. 3).

Einen Überblick über den Gebirgsbau und die geologischen Strukturen an der Festgesteinoberfläche gibt Abbildung 11 (s. S. 110). Die Strukturen des tieferen Untergrunds zeigen die Abbildungen 3 und 4 (S. 21 u. S. 24) sowie der Schnitt A – B (s. Taf. 1 in der Anl.).

4.1 Tektonische Baueinheiten und ihre strukturelle Entwicklung

Der geologische und tektonische Bau des Blattgebiets läßt sich in drei stockwerkartig übereinanderliegende Einheiten gliedern. Den tieferen Untergrund bilden die Gesteine des Paläozoikums, die während der variscischen Gebirgsbildung gefaltet wurden. Er schließt mit der Oberfläche der Oberkarbon-Schichten in einer Tiefe zwischen etwa –1 300 bis –2 000 m NN ab (vgl. Kap. 3.2.2.2 u. Abb. 4). Tiefenlage und Faltenstrukturen des Oberkarbons sind durch seismische Untersuchungen im großen und ganzen bekannt.

Während des jüngeren Paläozoikums (Perm) und des Mesozoikums bis einschließlich der Unterkreide bildete der variscisch gefaltete Untergrund im Bereich des Münsterlands einen stabilen Sockel, die sogenannte Rheinische Masse. Daran schloß im Norden das Norddeutsche Becken an, aus dem sich im Jura das Niedersächsische Becken entwickelte. Seine südliche Begrenzung verlief im Raum Gronau – Ochtrup einige Kilometer außerhalb des Blattgebiets. Das gesamte Blattgebiet gehörte somit zum Bereich der Rheinischen Masse. Diese paläogeographische Konstellation bestimmte bis zum Beginn der Oberkreide den strukturellen Bau (vgl. WOLBURG 1953). Sie ist für das zweite Stockwerk maßgebend, in dem diskordant über dem variscischen Sockel in weitgehend flacher Lagerung, nur von Bruchtektonik beeinflusst, Schichten des Perms (Zechstein) und der Trias (Buntsandstein) auftreten. Dieses Stockwerk ist nur in der Westhälfte des Blattgebiets vorhanden.

Das oberste Stockwerk wird von den Kreide-Gesteinen aufgebaut. Es umfaßt eine generell sehr leicht nach Südosten einfallende Schichtenfolge, die in sich ganz schwache wellenartige Sattel- und Muldenstrukturen aufweist und durch einige Bruchstrukturen zusätzlich beeinflusst ist. Seine Entstehung und tektonische Ausformung fällt mit einer

grundlegenden Änderung der tektonischen Situation zusammen. Während der Oberkreide begannen sich in Folge von Inversionsbewegungen die ehemaligen Senkungsgebiete im Norden (Niedersächsisches Becken) sowie im Westen (Alstätter Becken im deutsch-niederländischen Grenzgebiet und Zentralniederländisches Becken in den Niederlanden) herauszuheben (BETZ et al. 1987, VAN WIJHE 1987). Gleichzeitig senkte sich auf der bis dahin stabilen Rheinischen Masse das Münsterländer Kreide-Becken als synsedimentärer oder subsequenter Randtrog ein (VOIGT 1963, BOIGK 1968). Das Niedersächsische Becken entwickelte sich zum Niedersächsischen Tektogen und wurde zum Teil auf das südliche Vorland aufgeschoben. Wie aus den westlichen Nachbarblattgebieten 3808 Heek und 3809 Ahaus (Hiss 1995, 1997) bekannt ist, sind der Hauptstörungszone bei Ochtrup und Gronau (Gronauer Störungszone) nach Süden einige weitere, nicht ganz so bedeutende Aufschiebungen vorgelagert. Solche Aufschiebungen lassen sich im Blattgebiet zwar nicht mehr belegen, reichen mit ihren Ausläufern aber bis nahe an den westlichen Blattgebietsrand heran (Abb. 11).

Die Tektogenese im nordwestlichen Münsterland, dem Grenzbereich zwischen der Rheinischen Masse und dem Westteil des Niedersächsischen Beckens, wurde im Zuge der preußischen geologischen Landesaufnahme (BÄRTLING 1925; BENTZ 1927, 1930, 1933) sowie der darauf aufbauenden Kohlenwasserstoffexploration ausführlich untersucht. Entsprechend umfangreich ist die Literatur (Zusammenstellung u. a. bei BOIGK et al. 1960). Wichtige zusammenfassende Betrachtungen über den tektonischen Bau sowie über den zugrundeliegenden Bewegungsmechanismus stammen unter anderem von LÖGTERS (1951), WOLBURG (1953), BOIGK (1968), STADLER & R. TEICHMÜLLER (1971) sowie BETZ et al. (1987).

4.2 Lagerungsverhältnisse des variscischen Untergrunds

Das Blattgebiet gehörte zur subvariscischen Molasse, dem Teil des Subvariscikums, der nicht mehr von einer intensiven, stark einengenden Faltung betroffen war, sondern hauptsächlich weitspannige, flachwellige Sattel- und Muldenstrukturen aufweist (vgl. HEDEMANN & R. TEICHMÜLLER 1971). Nur der tiefere Untergrund im südlichen Teil des Blattgebiets ist stärker deformiert worden. Dort verläuft der aus mehreren Spezialsätteln bestehende Weseke-Billerbecker Hauptsattel (Billerbecker Hauptsattel), der nördlichste des Ruhrkarbons (vgl. DROZDZEWSKI & WREDE 1994). Der ihm nördlich vorgelagerte Darfelder Sattel zeichnet sich vor allem postvariscisch durch eine starke Heraushebung der Karbon-Oberfläche aus. Die Faltenachsen streichen etwa Westsüdwest – Ostnordost (vgl. JUCH & THIERMANN in HILDEN et al. 1993, DROZDZEWSKI & WREDE 1994). An der Karbon-Oberfläche sind im größten Teil des Blattgebiets Schichten des Westfals C verbreitet. Westfal B tritt im Kern des Weseke-Billerbecker Hauptsattels und des Darfelder Sattels im Südosten des Blattgebiets an die Karbon-Oberfläche (Abb. 4).

Der karbonische Untergrund ist von mehreren Störungen beeinflusst. Diese sind vermutlich schon während der variscischen Orogenese angelegt worden, waren aber auch noch später, vor allem während der oberkretazischen bis alttertiären Inversionstektonik als Bruchstrukturen von großer Bedeutung. Auch die heutige Tiefenlage der Oberfläche des variscischen Untergrunds ist durch postvariscische Bewegungen während des Mesozoikums bis Tertiärs geprägt worden.

4.3 Präoberkretazische tektonische Strukturen

Über tektonische Strukturen im präoberkretazischen Teil des Deckgebirges ist bislang wenig bekannt. Im nordwestlichen Münsterland, zum Beispiel im westlich anschließenden Blattgebiet 3908 Ahaus (vgl. HISS 1997), hängen diese eng mit der Eintiefung der Ems-Niederrhein-Senke zusammen, einer im Perm, in der Trias und teilweise im Jura bedeutsamen instabilen Senkungszone des deutsch-niederländischen Grenzgebiets. Ihnen liegen im wesentlichen epirogenetische Bewegungen zugrunde, die mit Zerrungsbrüchen und der Bildung von Graben- und Halbgrabenstrukturen einhergingen. Sie sind mehrphasig während des gesamten älteren Mesozoikums abgelaufen (kimmerische Bewegungsphasen; vgl. BENTZ 1927, WOLBURG 1969, ROSENFELD 1978). Präoberkretazische Bewegungen dürften sich vor allem an der etwa West – Ost verlaufenden Verwerfung nördlich von Holtwick (TK 25: 3908 Ahaus) und Osterwick (Abb. 4) abgespielt haben, da diese mit dem Wendfeld-Graben in den Nachbarblattgebieten 3908 Ahaus und 3907 Ottenstein in Zusammenhang steht. Ob auch an den anderen in Abbildung 4 dargestellten Bruchstrukturen postvariscische, präoberkretazische Bewegungen stattgefunden haben oder ob sie erst im Zuge der späteren Inversionstektonik von Bedeutung waren (s. Kap. 4.4), ist nicht bekannt.

4.4 Oberkretazische und tertiäre tektonische Strukturen

Die im Blattgebiet in den oberflächennahen Kreide-Schichten zu beobachtenden tektonischen Strukturen gehen auf Bewegungen während der Oberkreide und des Tertiärs zurück. Sie stehen in Zusammenhang mit der Inversion der ehemaligen großen Becken wie dem Niedersächsischen oder dem Zentralniederländischen Becken und sind letztendlich das Ergebnis einer kompressiven Beanspruchung, die in Folge der Kollision von afrikanischer und europäischer Platte in der Frühphase der alpidischen Orogenese weit nach Norden in das Vorland der Alpen übertragen wurde (ZIEGLER 1987, BETZ et al. 1987, VAN WIJHE 1987, DROZDZEWSKI 1988). Mit der Heraushebung des Niedersächsischen Beckens und der damit verbundenen Entstehung des Niedersächsischen Tektogens ging eine synsedimentäre Eintiefung des Münsterländer Kreide-Beckens als subsequenter Randtrog im Sinne von VOIGT (1963) einher. An der Schollengrenze zwischen der Rheinischen Masse und dem Niedersächsischen Tektogen hat diese tektonische Beanspruchung horizontale Seitenverschiebungen ausgelöst, die sich durch eine starke Heraushebung einzelner Teilschollen an steilen Brüchen oder aber auch mit flachen Überschiebungsbahnen (flower structures) auswirkten (DROZDZEWSKI 1988). Parallel zur Hauptstörungszone entlang der eigentlichen Schollengrenze, der weiter im Norden verlaufenden Gronauer Überschiebung, haben sich mit einigem Abstand südlich davon weitere Aufschiebungen entwickelt (vgl. DROZDZEWSKI in ANDERSON et al. 1987, JUCH & THIERMANN in HILDEN et al. 1993). Dazu gehört auch die Ahauser Aufschiebung, die im westlichen Nachbarblattgebiet 3908 Ahaus verläuft und bis nahe an die nordwestliche Blattgebietsecke von Blatt Horstmar zu verfolgen ist (Abb. 11; vgl. HISS 1997). Inwieweit die Bruchstrukturen des Blattgebiets, die sich an der Geländeoberfläche zunächst als gewöhnliche Abschiebungen darstellen, mit einem solchen Beanspruchungsplan in Zusammenhang zu sehen sind, ist nicht bekannt.

Dadurch, daß nach Osten beziehungsweise Südosten im allgemeinen zunehmend jüngere Kreide-Schichten an der Geländeoberfläche auftreten, fällt im Bauplan des ober-

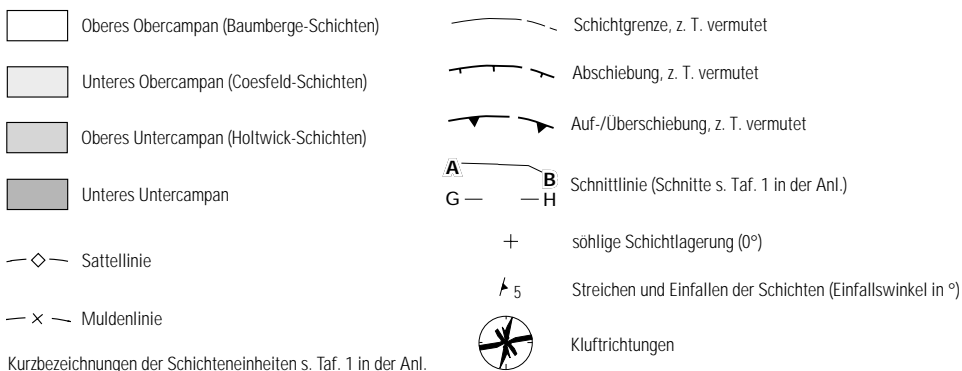
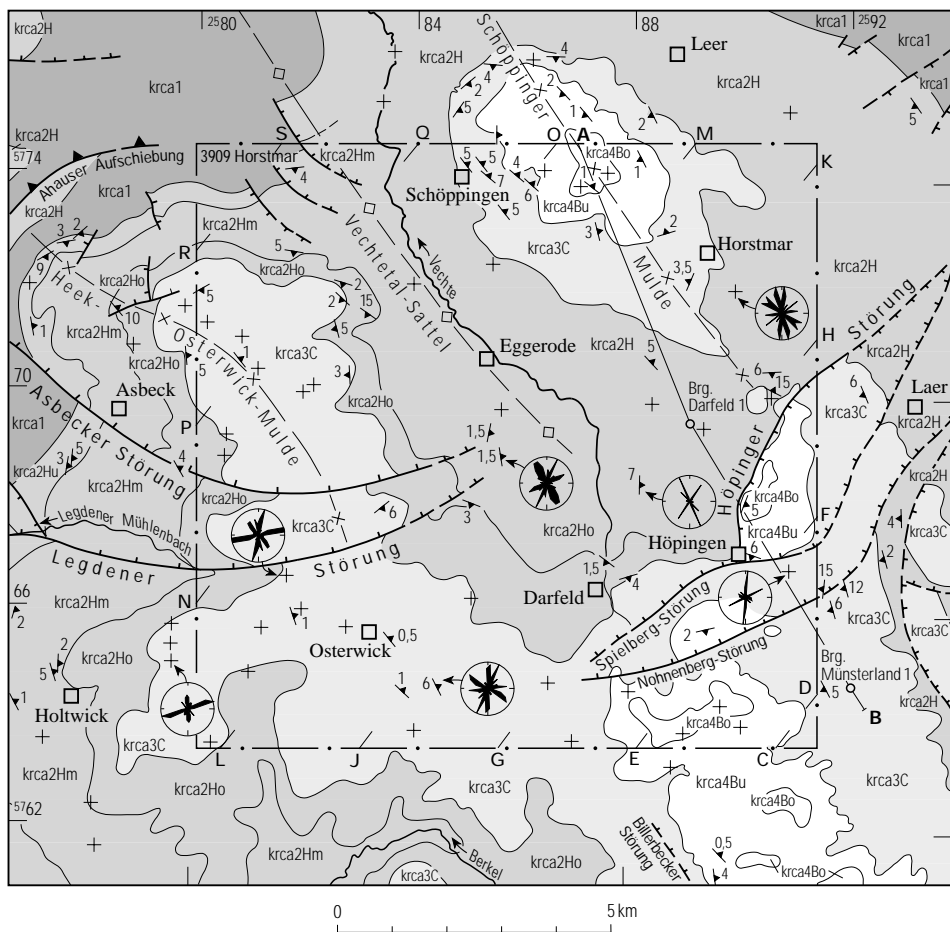


Abb. 11 Tektonischer Bau an der Oberfläche der Festgesteine (quartäre Schichten abgedeckt)

flächennahen Untergrunds zunächst das generelle leichte, auf das Zentrum des Münsterlands gerichtete Schichteinfallen auf (Abb. 11). Es ist die Folge des subsequents Einsinkens des Münsterländer Kreide-Beckens sowie einer spätoberkretazischen bis alt-tertiären Hebung der Beckenränder. Während in den Nachbargebieten westlich von Ahaus zum Teil Einfallswinkel von $10 - 15^\circ$ beobachtet werden, gehen diese mit Annäherung an das zentrale Münsterland mehr und mehr zurück und weisen im Blattgebiet nur noch ganz geringe Werte auf oder werden gebietsweise sogar von einer söhlig Lagerung abgelöst. Dadurch treten lokale oder regionale Strukturelemente, die den generellen Trend überlagern, deutlich in den Vordergrund. Sie gehen auf die Einflüsse eines flachwelligen Faltenbaus sowie der Bruchtektonik zurück, wodurch die örtlich wechselnden Einfallsrichtungen und Einfallswinkel bewirkt werden. Durch die flachwellige Faltung mit Nordwest – Südost verlaufenden Achsen ist die oberkretazische Schichtenfolge in schwach angedeutete, weitspannige Sättel und Mulden verformt. Von Westen nach Osten sind dies die Heek-Osterwick-Mulde, der Vechtetel-Sattel und die Schöppinger Mulde (Abb. 11).

Die Heek-Osterwick-Mulde lässt sich aus dem Raum Heek (TK 25: 3808 Heek) bis in den zentralen Teil des Osterwicker Hügellands im Gebiet nördlich von Osterwick verfolgen (vgl. Hiss 1995, 1997). Dort trifft sie auf die östliche Fortsetzung der weiter westlich aus den Blattgebieten 3907 Ottenstein und 3908 Ahaus bekannten Vredener Mulde. Beide Muldenstrukturen münden in das Gebiet mit söhlig Lagerung im Raum Holtwick und Osterwick ein und verlieren sich dort. Nach Nordwesten hebt sich die Heek-Osterwick-Mulde leicht heraus und ist daher besonders gut an umlaufendem Streichen in der Bauerschaft Gemen zu erkennen. Vechtetel-Sattel und Schöppinger Mulde sind ebenfalls im nördlichen Teil des Blattgebiets deutlich entwickelt und verflachen nach Süden. Die Schöppinger Mulde hebt sich sowohl nach Norden als auch nach Süden leicht heraus. Östlich der Höpinger Störung lässt sie sich nicht mehr erkennen.

Weitere Elemente der oberkretazischen bis tertiären Tektonik sind die im Kartenbild dargestellten Bruchstrukturen. Von Westen treten die Asbecker und die Legdener Störung in das Blattgebiet ein (Abb. 11). Ihr Verlauf folgt weitgehend den Tälern des Asbecker beziehungsweise des Legdener Mühlenbachs (überwiegend noch im Blattgebiet 3908 Ahaus) und setzt sich nach Osten quer durch das Osterwicker Hügelland bis an den Rand des Vechtetals fort, wo sich ihre Spur verliert. Sie streichen mit leicht bogenförmigem Verlauf annähernd West – Ost. Im Kartenbild stellen sie sich als nordfallende Abschiebungen mit einem vertikalen, nach Osten schwächer werdenden Versatz von $5 - 10$ m dar.

In der Bauerschaft Ramsberg macht sich eine kleine, Nordwest – Südost streichende Störungsstaffel durch den Versatz der Unteren Holtwick-Schichten und die starke Heraushebung dieser Schichten im Ramsberg bemerkbar. Es scheint sich hierbei aber nur um kleinere Störungen zu handeln, die sich vermutlich weder nach Süden, noch nach Norden weit fortsetzen. Ein Zusammenhang mit einer von ARNOLD (1964 a) vermuteten fraglichen Störung im Vechtetal als nördlicher Fortsetzung der Billerbecker Störung ist nicht belegt. Die Störungsstaffel am Ramsberg bewirkt eine unterschiedlich starke, pultartige Schollenverkipfung. Dadurch werden im Westen Sprunghöhen von $10 - 15$ m erreicht, die aber schon wenige hundert Meter südöstlich des Ramsbergs nicht mehr nachweisbar sind.

Ein weiteres Störungssystem findet sich im Südostteil des Blattgebiets. Es sind Verwerfungen, die zum zentralen Baumbergegebiet gehören, das nach den bisherigen Kenntnissen zum Teil grabenartig eingesunken ist und dabei in einzelne Teilschollen zerlegt wurde. Größere Bedeutung hat im Blattgebiet die ostfallende Höpinger Störung, die von Höpingen zunächst nach Norden verläuft, um dann nach Nordosten umzuschwenken. Sie läßt sich bis weit in das Blattgebiet 3910 Altenberge hinein verfolgen (STAUDE 1989). An der Höpinger Störung sind die höchsten Teile der Holtwick-Schichten gegen die tieferen Abschnitte der Baumberge-Schichten verworfen, was eine Sprunghöhe von mindestens 80 m bedeutet. Nach Süden wird die Höpinger Störung von der Spielberg-Störung, einer Nordwest – Südost verlaufenden Abschiebung mit nördlichem Einfallen, begrenzt, der in etwa 1 km Abstand südlich des Nohnenbergs eine zweite, die Nohnenberg-Störung folgt. Beide Störungen versetzen die Schichtenfolge mit einer leicht nach Süden gerichteten Verkipfung jeweils um etwa 30 m.

ARNOLD (1964 a) mißt der Billerbecker Störung als westlicher Begrenzung des Baumberge-Grabensystems eine große Bedeutung zu. Die Billerbecker Störung, die mit einem Nordwest-Südost-Verlauf und einer Sprunghöhe von bis zu 100 m im südlich anschließenden Blattgebiet 4009 Coesfeld vermutet wird, setzt sich nach Norden jedoch nicht in das Blattgebiet Horstmar hinein fort (vgl. ARNOLD 1964 a: 673). Neuere Kartierungen im Gebiet südlich von Billerbeck lassen auch dort Zweifel an der Bedeutung dieser Störung aufkommen.

Neben den beschriebenen und in der geologischen Karte sowie in Abbildung 11 dargestellten Bruchstrukturen können auch noch weitere Verwerfungen kleineren Ausmaßes vorhanden sein. Örtlich stark wechselndes oder stärkeres Einfallen deutet darauf hin. Solche Verwerfungen haben aber keine größere Bedeutung.

4.5 Klüftung, Verkarstung und Erdfälle

Aufgrund der relativen Aufschlußarmut liegen über das Klufthemuster der Oberkreide nur geringe Kenntnisse vor. Einige Daten zur Klüftung wurden bereits früher durch ARNOLD (1964 b) publiziert. Die wenigen neueren Aufschlüsse, in denen Klüfte beobachtet werden konnten, zeigten, daß diese in der Regel bis zu mehreren Metern auseinander liegen, überwiegend steil stehen, insgesamt jedoch sehr unregelmäßig ausgebildet sind, oftmals wellig verlaufen und meist nur über kurze Distanzen verfolgbar sind. Lediglich einige wenige Hauptklüfte halten länger durch. Eine oder mehrere Nebenklüfte stehen bei stärkerer Richtungsstreuung mehr oder weniger senkrecht dazu oder bilden spitzwinklige Scherkluffpaare (vgl. ARNOLD 1964 b). Einige Aufschlüsse erlaubten eine statistische Auswertung von Kluffmessungen; die Ergebnisse sind als Kluffrosen in Abbildung 11 dargestellt. Es zeigten sich bei insgesamt starker Streuung einige bevorzugte Kluffrichtungen, die zum Teil deutliche Parallelen zum Störungsmuster sowie zum Verlauf der schwachen Faltung erkennen lassen. ARNOLD (1964 b) vermutete im Campan des nordwestlichen Münsterlands einen Zusammenhang zwischen der Hauptkluffrichtung und dem Streichen der Schichten. Dieser Zusammenhang läßt sich im Blattgebiet jedoch nur teilweise bestätigen.

Ausgehend von den Klüften setzte in den kalkreichen Schichten des Obercampan mit ihrer postkretazischen Heraushebung eine Verkarstung ein. Die korrosive Tätigkeit des in

den Boden einsickernden Niederschlagswassers löste Carbonat, und die bereits vorhandenen Klüfte wurden zu mehr oder weniger schmalen Spalten erweitert. Es entstanden insbesondere am Schöppinger Berg, aber auch im Bergland südlich von Darfeld und – mit geringerer Intensität – im Osterwicker Hügelland ausgedehnte Spaltenkarstsysteme. Ähnliches beschreibt BEYER (1975) auch aus dem zentralen Teil der Baumberge. Die Verkarstung reicht mindestens bis in das Niveau der Quellen an der Basis der kalkreichen obercampanen Coesfeld- und Baumberge-Schichten hinunter. Hiervon zeugen neben den Karstquellen beispielsweise auch die zahlreichen Trockentäler und der hohe Flurabstand des Grundwassers in diesen Gebieten, aber auch einige wenige Erdfälle. Wenn auch im allgemeinen davon auszugehen ist, daß durch die Verkarstung kaum größere unterirdische Hohlräume entstanden sind, so gibt es doch vor allem vom Schöppinger Berg Berichte über vereinzelte Erdfälle, die sich vermutlich durch Nachsacken des Gesteins über Karsthohlräumen gebildet haben. So ist nach Unterlagen aus dem Archiv des Geologischen Landesamtes Nordrhein-Westfalen im Jahr 1978 unmittelbar am nördlichen Blattgebietsrand nahe dem Weg, der östlich der Scheitellinie verläuft, ein Erdfall aufgetreten. Dieser wurde mit 3 000 m³ Waschberge verfüllt. Nach vorangegangenen starken Niederschlägen folgten im Frühjahr 1980 an der gleichen Stelle weitere Setzungen mit kleineren, 0,5 m tiefen Einbrüchen. Die genaue Lokalität diese Erdfalls ist heute nicht mehr zu ermitteln, da die darüber vorliegenden Angaben widersprüchlich sind (vgl. BAUHAUS 1983 a). Weitere Erdfälle kleineren oder kleinsten Ausmaßes sind zu vermuten (BÖRGER 1996: 128). Da sie in der Regel jedoch gleich wieder verfüllt werden und nicht aktenkundig sind, ist darüber nichts Weiteres bekannt.

4.6 Alter und Ablauf der Gebirgsbewegungen

Die Faltung, die den paläozoischen Sockel des Blattgebiets erfaßt hat, gehört zur Spätphase der variscischen Orogenese. Sie erfolgte vermutlich im Verlauf der asturischen Phase im Oberkarbon an der Wende Westfal/Stefan.

In postvariscischer Zeit begannen epirogenetische Bewegungen, in deren Folge sich das Norddeutsche Becken (später das Niedersächsische Becken) sowie die Ems-Niederrhein-Senke eintiefen, während die Rheinische Masse, zu der das Blattgebiet gehört, eine weitgehend stabile Plattform blieb, die allenfalls von Bruchtektonik beeinflusst war. Über die zeitliche Abfolge von Bewegungen dieser Epoche ist aus dem Blattgebiet nichts bekannt. Analog zu den benachbarten Räumen, vor allem dem Nordwesten des Münsterländer Kreide-Beckens (vgl. z. B. THIERMANN 1968, HISS 1995), sind in mehreren Phasen bis in den Jura und die tiefere Unterkreide hinein Zerrungsbewegungen zu vermuten (alt-, mittel- und jungkimmerische Phasen).

In der Oberkreide und im Alttertiär (subherzyne und iaramische Phasen) folgte ein Zeitabschnitt mit einengenden Bewegungen. Die Inversion der ehemaligen Beckengebiete begann (Niedersächsisches Becken, Zentralniederländisches Becken u. a.; vgl. ZIEGLER 1982, 1987). Erste Hebungen am Südrand des Niedersächsischen Beckens (Niedersächsisches Tekto-gen) lassen sich im Raum Wettringen (TK 25: 3709 Ochtrup) durch Schichtflücken, Diskordanzen und Rutschungen im höchsten Cenoman, Unter- und tiefen Mittelturon nachweisen (HILBRECHT 1988). Weitere Hebungen in den nachfolgenden Epochen sind vom gesamten Nordwestrand des Münsterländer Kreide-Beckens bekannt

(vgl. BÄRTLING 1921, ARNOLD 1964 d, HISS 1995). Sie verstärkten sich während der Wernigeröder Phase im mittleren und oberen Santon. Es kam zur Aufwölbung und Heraushebung der Sattelstrukturen von Gronau und Ochtrup. Als Folge dieser Hebungen entstand ab dem Obersanton eine starke Gliederung des Sedimentationsraums in flache Becken und Schwellen, dokumentiert durch die unterschiedliche Fazies der abgelagerten Sedimente. Entlang der Ahauser Aufschiebung sind im Nachbarblattgebiet Ahaus darüber hinaus weitere Hebungsbewegungen im Unteren Unter campan nachweisbar (Hiss 1997).

An den im Blattgebiet an der Geländeoberfläche festgestellten Störungen haben nach Ablagerung der jüngsten überlieferten Schichten, also nach dem Oberen Ober campan, abschiebende Bewegungen stattgefunden. Ob die Störungen auch früher schon aktiv waren, ist nicht bekannt.

Über die zeitliche Abfolge von tektonischen Bewegungen während der höchsten Oberkreide, der Iaramischen Phase an der Wende Kreide/Tertiär, sowie im Verlauf des Tertiärs liegen keine unmittelbaren Beobachtungen vor. Analog zu anderen Gebieten kann aber auch für das Blattgebiet eine Fortsetzung der mit der Inversionstektonik einhergehenden Bewegungen bis in die Iaramische Phase angenommen werden (LÖGTERS 1951, BOIGK et al. 1960, STADLER & R. TEICHMÜLLER 1971, BOIGK 1968). Nach BETZ et al. (1987: 167) datiert die jüngste Inversionsbewegung in das frühe Oligozän.

5 Erd- und Landschaftsgeschichte

Die erdgeschichtliche Entwicklung läßt sich im Blattgebiet seit dem Devon nachvollziehen. Im Devon gehörte es zu einem Flachmeer, welches einem weiter nördlich gelegenen Festland, dem Old-Red-Kontinent, nach Süden vorgelagert war. Ab dem Unterkarbon machte sich die beginnende variscische Orogenese mit der allmählichen Hebung der Mitteldeutschen Schwelle bemerkbar. Aus dem ehemaligen Flachmeergebiet wurde eine rasch absinkende Vortiefe, in der sich zunächst mächtige, flieschartige Sedimente, später auch molasseartige Bildungen ablagerten. Im Wechselspiel von stetiger Absenkung und gleichzeitiger Auffüllung entwickelte sich daraus im Oberkarbon die subvariscische Vorlandmolasse (HEDEMANN & R. TEICHMÜLLER 1971). In dem weiterhin gleichmäßig absinkenden Becken entstanden unter limnisch-fluviatilen Bedingungen mit nur gelegentlichen marinen Ingressionen (paralisches Milieu) Ton-, Schluff- und Sandsteine und einzelne Kohlenflöze. Gegen Ende des Karbons wurden die bis dahin abgelagerten Sedimente in die variscische Gebirgsbildung einbezogen und gefaltet. Unmittelbar anschließend begann ihre Abtragung und Einebnung. Das variscisch gefaltete Paläozoikum bildete von nun an eine stabile Plattform, die Rheinische Masse, die in den nachfolgenden Epochen bis zum Beginn der Oberkreide immer nur mehr oder weniger randlich in das Ablagerungsgeschehen einbezogen war (vgl. ROSENFELD 1978).

Nach Abschluß der variscischen Gebirgsbildung gehörte das Blattgebiet bis in die höhere Unterkreide zum Gebiet der Rheinischen Masse. Die für das nordwestliche Münsterland wichtigen erdgeschichtlichen Ereignisse spielten sich westlich und nördlich in der Ems-Niederrhein-Senke, einem instabilen Senkungsraum am Rand der Rheinischen Masse, ab und beeinflussten das Blattgebiet nur zeitweise. So griff im Perm

und in der Trias die Sedimentation von Westen und Nordwesten auf das Blattgebiet über, in der übrigen Zeit lag es aber vermutlich weitgehend außerhalb des Ablagerungsraums.

Wahrscheinlich ab dem Oberrotliegend begann sich die Ems-Niederrhein-Senke einzutiefen. Aber erst im Zechstein weitete sie sich im deutsch-niederländischen Grenzgebiet nach Süden aus. Das Meer drang von Norden her in die Ems-Niederrhein-Senke vor und überflutete auch die Ränder der Rheinischen Masse und damit große Teile des Blattgebiets. Unter ariden Klimabedingungen und durch einen Abschluß des Meeresbeckens kam es während des Zechsteins schon bald zu Evaporationsvorgängen, die sich in mehreren Zyklen wiederholten. Es entstanden im Zentrum der Ems-Niederrhein-Senke zum Teil mächtige Salinarablagerungen, die nach Osten jedoch stark ausdünnen und im Blattgebiet nur unvollständig überliefert sind.

Zu Beginn der Trias, im Unteren Buntsandstein, hielt zunächst noch eine marin-lagunäre Sedimentation mit der Bildung von Tonsteinen an, ohne daß es zu Salzablagerungen kam. Im Mittleren Buntsandstein erfolgte ein Meeresrückzug und es herrschten kontinental-fluviatile Ablagerungen vor. Ton- und Sandsteine dieser Zeit sind in der Westhälfte des Blattgebiets im Untergrund vorhanden, während sie nach Osten, in Richtung auf den damaligen Rand des Ablagerungsraums, ausdünnen und schließlich vollständig fehlen (Abb. 4, S. 24). Im Oberen Buntsandstein kam es erneut zur Bildung evaporitischer Sedimente, die allerdings im Blattgebiet wahrscheinlich vollständig erodiert sind.

In der nun folgenden Epoche bis zur höheren Unterkreide lag das Blattgebiet immer am Rand oder außerhalb des Sedimentationsgeschehens. Sedimente dieser Zeit sind nicht überliefert beziehungsweise bisher nicht nachgewiesen. Vermutlich haben sich aber die in mehreren Zeitabschnitten aufgetretenen Gebirgsbewegungen (alt-, mittel- und jungkimmerische Phasen) im Blattgebiet durch bruchtektonische Verformungen ausgewirkt. Damit einhergehend wurden wahrscheinlich viele der zuvor abgelagerten Sedimente bereits wieder abgetragen.

Ein erd- und landschaftsgeschichtlich besonders wichtiger Zeitabschnitt begann in der höheren Unterkreide. Im Alb wurde die langandauernde festländische Epoche durch eine weitreichende Meerestransgression beendet. Diese erfaßte weit über das Blattgebiet hinaus das gesamte Münsterland (FRIEG & HISS & KAEVER 1990) und erreichte erst im Cenoman ihren Höhepunkt. Die Meeresbedeckung hielt bis zum Ende der Oberkreide an. Dabei wurde eine mächtige Sedimentserie gebildet – vorwiegend Kalk-, Mergel- und sandige Mergelsteine.

Mit der Meerestransgression begann in der mittleren Kreide-Zeit die Entwicklung des Münsterländer Kreide-Beckens. Im Verlauf der Oberkreide tiefte es sich immer weiter ein. Im Blattgebiet lagerten sich dabei bis zu etwa 1 800 m mächtige marine Sedimente ab. Gleichzeitig hoben sich die angrenzenden ehemaligen Beckengebiete, vor allem das im Norden gelegene Niedersächsische Becken, als Folge einer kompressiven Tektonik allmählich heraus (Beckeninversion). Der bei Gronau und Ochtrup verlaufende Südrand des Niedersächsischen Beckens schob sich dabei nach Süden über die Oberkreide-Ablagerungen. Hebungen in den nordwestlichen Randbereichen des Münsterländer Kreide-Beckens als Folge der Beckeninversionen sind seit dem Unterturon nachweisbar. Sie erreichten im Santon einen vorläufigen Höhepunkt (Wernigeröder Phase der subherzynen Bewegungen).

Gegen Ende der Kreide-Zeit zog sich das Meer aus dem Münsterland zurück. Im Alttertiär überflutete es möglicherweise kurzfristig nochmals Teile des Blattgebiets, es hinterließ dort jedoch keine Ablagerungen. Die Gebirgsbewegungen im Zuge der Beckeninversionen hielten auch im Alttertiär, vermutlich bis zum Oligozän, noch an (Iaramische Phase). Im Jungtertiär war das Blattgebiet wohl festländisch und unterlag der Abtragung.

Auch die erdgeschichtliche Entwicklung des Blattgebiets im frühen Quartär, dem Unterpleistozän, liegt weitgehend im Dunkeln, da zu dieser Zeit weiterhin Abtragungsprozesse überwogen. Im Verlauf des Pleistozäns kühlte sich das Klima allmählich ab. Es bildeten sich in Nordeuropa große Eiskappen, die sich in mehreren, von kurzen Wärmeperioden unterbrochenen Kaltzeiten nach Süden bis nach Mitteleuropa ausdehnten. Ein erster Eisvorstoß im frühen Mittelpleistozän (Elster) erreichte das Münsterland jedoch nicht (SKUPIN & SPEETZEN & ZANDSTRA 1993). Erst in der Saale-Zeit wurde mit einem erneuten Eisvorstoß während des Drenthes auch das Münsterland und somit das Blattgebiet vom Inlandeis überdeckt. Das Eis drang aus dem Emsland von Norden kommend sowie aus Nordosten über das Osnabrücker Bergland in das Münsterland vor (vgl. SPEETZEN 1986, SKUPIN & SPEETZEN & ZANDSTRA 1993). Grundmoräne, einige Großgeschiebe (Findlinge) und Schmelzwasserablagerungen geben von diesem Ereignis Zeugnis. Wahrscheinlich mit dem Abschmelzen des Eises, vielleicht aber auch schon früher, schnitten sich schmale, kerbenartige Abflußrinnen in den Festgesteinsuntergrund ein, die später mit fluviatilen Sedimenten aufgefüllt wurden. Aus dem Warthe, dem jüngsten Abschnitt der Saale-Zeit, stammen einige Reste von fluviatilen Ablagerungen der Jüngeren Mittelterrasse.

Im Oberpleistozän, vor allem in der Weichsel-Zeit, wechselten fluviatile Erosion und Akkumulation von Sedimenten einander ab. Unter den damals herrschenden periglazialen Klimabedingungen entstand durch ein verwildertes Abflußsystem die Ältere Niederterrasse der Vechte, die bei Schöppingen aus dem relativ engen, von Kreidehöhen eingerahmten Tal heraustritt und sich nach Norden allmählich zur Talsandebene ausweitete. Erst gegen Ende des Weichsels änderten sich die Abflußverhältnisse. Das verwilderte Flußsystem ging in ein Netz von mäandrierenden Bächen über, das im wesentlichen schon dem heutigen Entwässerungssystem entsprach. Die Bäche pendelten weitestgehend nur noch innerhalb ihrer heutigen Talauen. Episodische Hochwässer bewirkten im Alleröd und vermutlich auch noch im Jüngeren *Dryas* (Weichsel-Spätglazial) die Aufschüttung von Uferwällen beiderseits der Vechte. Anschließend tiefte sich die Vechte zunächst weiter ein, um dann die Jüngere Niederterrasse innerhalb des durch Uferwälle umgrenzten Bereichs aufzuschütten. Äolische Sandumlagerungen setzten mit der Bildung von Flugsandfeldern und kleinen Dünen ebenfalls im Weichsel-Spätglazial ein, hielten aber auch noch im Holozän bis in die jüngste Vergangenheit weiter an.

Mit einer allmählichen Klimaerwärmung im Holozän entwickelte sich langsam eine geschlossene Vegetationsdecke mit hohem Waldanteil. In dieser Zeit erfolgten auch die Ausformung der Talauen, die Ablagerung von Auesedimenten (Auenterrassen) sowie die Bildung von Anmooren. Die jüngste Phase der geologischen Geschichte wurde stark durch die Einwirkungen des Menschen geprägt. Er beeinflusst das geologische Geschehen seit frühgeschichtlicher Zeit beispielsweise durch seine Landnutzung und die damit verbundenen Eingriffe in die natürliche Vegetation (Rodungen, Plaggenhieb), die

Gewinnung von natürlichen Rohstoffen oder durch künstliche Änderungen der Oberflächengestalt und der Gewässer. Unter seinem Einfluß verwandelte sich die Landschaft von einer Natur- in eine Kulturlandschaft.

6 Nutzbare Lagerstätten

Die natürlichen geogenen Ressourcen des Blattgebiets haben heute als Lagerstätten praktisch keine Bedeutung. An manchen Stellen wurden zwar früher oberflächennah vorkommende Steine und Erden für verschiedene Zwecke gewonnen, alle Abbaubetriebe sind aber inzwischen eingestellt. Auch hat man versucht, die Naturasphaltvorkommen des Blattgebiets wirtschaftlich zu nutzen. Mit Ausnahme der Tone und Schluffe sind diese Lagerstätten jedoch nur noch von historischem Interesse. Zum Teil sind ihre Vorräte erschöpft. Zum Teil haben sich aber auch die Nutzungsansprüche oder Qualitätsanforderungen geändert, so daß aus wirtschaftlichen Gründen oder im Interesse des Natur- und Landschaftsschutzes ein Abbau nicht mehr erfolgt. Über die im tieferen Untergrund verborgenen Lagerstätten (fossile Brennstoffe, Steinsalz) ist nur wenig bekannt.

Abbildung 13 (s. S. 123) gibt eine zusammenfassende lithologische Übersicht über die Locker- und Festgesteine (Steine und Erden) des Blattgebiets, ohne deren technische Verwendbarkeit im einzelnen nachzuweisen und zu berücksichtigen. Geringmächtige Deckschichten bis maximal 2 m wurden vernachlässigt. Die Darstellung ist eine Bestandsaufnahme der Steine und Erden aus geologischer Sicht und gibt keine Auskunft über die tatsächlich wirtschaftlich gewinnbaren und nach landesplanungs- und abgrabungsrechtlichen Vorgaben nutzbaren Lagerstättenteile. Dementsprechend bleiben räumliche Nutzungseinschränkungen unberücksichtigt, die sich aus bereits bestehenden oder in Zukunft zu erwartenden landesplanerischen Vorgaben ergeben (z. B. Besiedlung, Natur- und Landschaftsschutz, wasserwirtschaftliche Schutzgebiete oder andere konkurrierende Nutzungen).

Eine weitere Übersicht über Lagerstätten im Bereich des Blattgebiets Horstmar geben der Deutsche Planungsatlas, Bd. 1 (Lagerstätten I und Lagerstätten II, 1973), die Karte der oberflächennahen Rohstoffe der Bundesrepublik Deutschland 1 : 200 000, Blatt CC 3902 Lingen (Ems), sowie BURGHARDT (1981), DOLEZALEK (1978) und VOGLER (1977).

6.1 Fossile Brennstoffe

Zu den fossilen Brennstoffen zählen Torfe, Kohlen und Kohlenwasserstoffe. Torfe sind nur kleinflächig, meist in geringer Mächtigkeit und in der Regel stark mit anorganischem Sedimentmaterial vermischt, in Anmoorflächen oder in einigen Bach- und Flußablagerungen zu finden. Sie waren zu keiner Zeit von wirtschaftlichem Interesse. Steinkohlen und Kohlenwasserstoffe sind durch verschiedene Explorationsmaßnahmen oder Abbauversuche nachgewiesen, sie haben derzeit aber keine nennenswerte wirtschaftliche Bedeutung.

6.1.1 Steinkohle

Unter den Schichten der Kreide, der Trias und des Perms lagern im tieferen Untergrund steinkohleführende Schichten des Westfals B und C. Sie beginnen in einer Tiefe unterhalb von –1 300 bis –2 000 m NN (s. Abb. 4, S. 24). Der Anteil der Kohlenflöze an der Gesamtmächtigkeit der Schichtenfolge beträgt etwa 2 – 3 % und nimmt nach Nordwesten allmählich ab (DROZDZEWSKI in Geologie im Münsterland 1995: 28). JUCH (1994) gibt eine Abschätzung des gesamten Steinkohleninhalts im Karbon des nordwestlichen Münsterlands. Demnach ist eine erhöhte Steinkohlenführung zwischen –1 600 und –3 000 m NN überwiegend in flacher Lagerung zu erwarten, das Maximum liegt etwa bei –2 200 m NN. Die einzelnen Flözmächtigkeiten schwanken zwischen wenigen Zentimetern und wenig mehr als 1 m. Nach TUNN (1963) sind etwa ein Drittel aller in der Bohrung Münsterland 1 angetroffenen Flöze mehr als 0,5 m, aber nur einzelne mehr als 1 m, maximal 1,2 m mächtig. Nach M. TEICHMÜLLER & R. TEICHMÜLLER & BARTENSTEIN (1984) sind im Blattgebiet in den nahe der Karbon-Oberfläche vorkommenden Steinkohlen relativ geringe Inkohlungswerte zu erwarten. Sie liegen in der Bohrung Darfeld 1 (vgl. Kap. 10: Brg. 5) bei 0,7 % R_m , in der Bohrung Münsterland 1 (TK 25: 3910 Altenberge) bei 1,1 % R_m . Dies entspricht nach M. TEICHMÜLLER & R. TEICHMÜLLER (1971) einer Flammkohle bis Gaskohle (vgl. Kap. 3.2.2.2). Eine wirtschaftliche Nutzung der Karbon-Kohlen erfolgt derzeit nicht.

6.1.2 Erdöl, Erdgas

Geophysikalische Messungen zur Suche nach Erdöl- und Erdgasvorkommen sind insbesondere in den 50er und 60er und nochmals in den 80er Jahren des 20. Jahrhunderts durchgeführt worden. Auch die in den Kriegsjahren 1944/1945 abgeteufte Tiefbohrung Darfeld 1 (vgl. Kap. 10: Brg. 5) diente der Suche nach Erdölvorkommen. Es wurden allerdings nur sehr geringe Erdöl- und Erdgasspuren gefunden. Insgesamt haben die bisherigen Untersuchungen keine Hinweise auf wirtschaftlich interessante Vorkommen erbracht, so daß derzeit keine weitergehende Prospektion erfolgt. Als Muttergesteine von Erdölen und Erdgasen kommen im Münsterland wohl überwiegend oberkarbonische Ablagerungen in Frage. Nach LOMMERZHEIM (1991 c) spielen die kohlenreichen Abschnitte des Oberen Westfals A und des Unteren Westfals B dabei eine besondere Rolle als Erdgas-muttergestein, während die gesamte Schichtenfolge des Westfals B auch als potentielles Erdölmuttergestein angesehen wird. Als Erdgasspeichergesteine kommen Sandsteine des Westfals B und C (HEDEMANN et al. 1984: 81, LOMMERZHEIM 1991 c) sowie im Westteil des Blattgebiets möglicherweise auch Dolomite des Zechsteins (BOIGK et al. 1960: 358) in Frage. Allerdings sind geologische Fangstrukturen, wie sie für eine potentielle Kohlenwasserstoffanreicherung notwendig sind, bisher nicht bekannt.

6.1.3 Naturasphalt

Vorkommen von Naturasphalt sind seit langem aus dem Südosten des Blattgebiets bekannt. Erstmals berichtete BECKS (1839) darüber, weitere Hinweise finden sich bei ROEMER (1854: 140), VON DECHEN (1884), WESTHOFF (gen. LONGINUS, 1896), WEGNER (1924, 1926), TAUSZ (1930), KUKUK (1938), GARWERS (1982) und LOMMERZHEIM (1988).

Kenntnisse über diese Vorkommen gehen auf die Zeit um 1770 zurück. Nachdem man in Steinbrüchen auf dem „Höpingerberge, Kirchspiel Darfeld (Bokel)“ (GARWERS 1982), nach einer anderen Lesart am „Stopinger Berg im Kirchspiel Darfeld“ (WEGNER 1924), schwarzes Wasser und etwas Erdpech gefunden hatte, veranlaßte der Darfelder Pfarrer Wiedenbrück Untersuchungen, die klären sollten, ob dort Steinkohlen vorhanden seien. Durch einen eigens dazu aus Clausthal im Harz herbestellten Bergknappen wurde ein 28 m tiefer Schacht gegraben, die erhoffte Steinkohle fand sich aber nicht. Die Lage der Steinbrüche und des Untersuchungsschachts ist nicht mehr bekannt. Ob es sich um den heutigen Bockler Berg oder das Gebiet um den Aulendorfer Berg oder eine andere Lokalität handelte, ist ungewiß.

Ein anderes, besser bekanntes Vorkommen befindet sich in der Bauerschaft Rockel, und zwar in dem Gebiet zwischen den Höfen Gövert, Palz und Voss nur wenige hundert Meter südlich von Haus Rockel (zentraler Punkt bei R 88 300, H 68 500). Dort hatte man in Gräben, vor allem im sogenannten „Pechgraben“, schon mehrfach Klumpen von Naturasphalt (Erdpech) gefunden. Auf Betreiben des „um das Gemeindewohl sehr verdienstlichen Herrn Gröninger, Bürgermeister von Darfeld,“ hat man dort im Jahr 1839 Untersuchungen angestellt (BECKS 1839). Unter der Leitung des Berggeschworenen Honigmann aus Essen wurden drei Schürfe angelegt, in denen etwa „680 Pfund“ Asphalt gewonnen wurde, der zwar durch anhaftenden Mergel zum Teil verunreinigt war, aber auch „ganz reine Stücke von 6 bis 13 Pfund“ enthielt. Eine größere Menge Rohasphalt wurde einer Firma nach Berlin geschickt, die daraus reinen Asphalt herstellte, mit dem ein Probestück Bürgersteig und Fahrbahn gegossen wurde. Es zeigte sich eine „dem amerikanischen Asphalt gleichkommende Verarbeitungsqualität“ (WEGNER 1924).

In den Jahren 1839 bis 1842 wurde dann unter der Leitung Gröningers durch die „Asphaltzeche Kronprinz Friedrich Wilhelm“ von Hand in langen, etwa 3 m breiten und meist etwa 4 m, vereinzelt auch bis zu 12 m tiefen Gräben nach Asphalt geschürft, insgesamt wohl auf einer Länge von rund 500 m. Größere Tiefen konnten wegen des rasch nachdringenden Wassers nicht erreicht werden (WEGNER 1924). Der mit Mergel verunreinigte Rohasphalt wurde in einem eigens dafür im Freien erbauten Ofen erhitzt und gereinigt. Gröninger gewann auf diese Weise nach den Angaben von WEGNER (1924) 45 955 Pfund reinen Asphalts. Der Zentner zu 110 Pfund wurde für 8 Mark verkauft. Obwohl der Absatz gut war, mußten die Arbeiten bald wieder eingestellt werden. Sie waren wohl zu mühsam und kostenaufwendig, zudem gab es Schwierigkeiten mit den Grundeigentümern und das Problem der Wasserhaltung war nicht gelöst.

In den folgenden Jahren geriet das Asphaltvorkommen in Vergessenheit. Erst im Jahr 1905 reichte die Firma Friedrich Heyder aus Dortmund beim Bergrevieramt Recklinghausen den Betriebsplan eines Versuchsschachts zur Gewinnung von Asphalt ein (GARWERS 1982). Dieser Schacht – vermutlich an der später beschriebenen, im Jahr 1989 erneut aufgeschürften Stelle – sollte eine Tiefe von 10 – 21 m erreichen, aber schon nach kurzer Zeit wurde der Betrieb aus unbekannten Gründen eingestellt. In den folgenden Jahren interessierte sich noch ein Hamburger Kaufmann für das Vorkommen. Er wollte den Asphalt in großem Stil gewinnen. Sein Vorhaben scheiterte aber an den langwierigen und letztendlich ergebnislosen Verhandlungen mit den Grundeigentümern. Abgesehen von einer weiteren Probenentnahme im Zuge der einsetzenden Erdölexploration im Jahr 1937 geriet der Darfelder Asphalt in Vergessenheit. Im Jahr 1989 wurde das Vorkommen



Abb. 12 Naturasphalt auf Klüften in Mergelsteinen der Mittleren Holtwick-Schichten. Schurf im Bereich der früheren Asphaltgruben in der Bauerschaft Rockel (auf dem Gelände der Gärtnerei Siemens; R 88 250, H 68 450)

im Rahmen der Arbeiten für die geologische Landesaufnahme an den alten Abbaustellen nochmals freigeschürft. Dieser Schurf befindet sich in einem kleinen Waldstück auf dem Gelände der Gärtnerei Siemens (Bauerschaft Rockel, R 88 250, H 68 450, s. Abb. 12). Die nachfolgend angegebenen petrographischen und geochemischen Eigenschaften der dort vorkommenden Bitumina beziehen sich – ergänzt durch Literaturangaben – auf Untersuchungen an dem erschürften Material.

Naturasphalt findet sich auf unregelmäßig verlaufenden, steilstehenden Klüften, die die Mergelsteine der Mittleren Holtwick-Schichten durchziehen. Im Schurf wurden bevorzugt Nordnordwest – Südsüdost (ca. $140 - 150^\circ$) sowie Nordnordost – Südsüdwest (ca. $35 - 40^\circ$) streichende

Klüfte (vgl. die Klufftrose in Abb. 11, S.110) mit millimeterdicken, zum Teil auch 1 – 3 cm mächtigen Asphaltfüllungen festgestellt. Mehrfach spalten sich die Klüfte fiederartig auf (Abb. 12). Nach VON DECHEN (1884) und WEGNER (1924) sollen die Klüfte insgesamt sehr unregelmäßig verlaufen, meist recht dünn, nur selten bis zu einem halben Fuß (etwa 15 cm) breit gewesen sein. Teilweise soll der Asphalt von Calcitbändern begleitet sein, teilweise waren die angrenzenden Mergelsteine gelblichbraun verfärbt. Nach den Literaturangaben war der Asphalt an der Oberfläche hart, so daß er mit dem Hammer zerschlagen werden konnte. Zur Tiefe hin wurde er jedoch zähflüssig und hatte die Konsistenz „wie steifer Honig“ (WEGNER 1924), so daß er mit Messern vom umgebenden Gestein abgetrennt wurde.

Der im Schurf vorgefundene Naturasphalt war äußerst zähplastisch bis fest, geruchlos, schwarz, mattglänzend und zeigte einen muscheligen, glasartigen Bruch. Teilweise bildete er lediglich dünne Beläge; wo mehrere Fiederklüfte zusammentrafen, kamen aber auch größere, reine Asphaltstücke vor. Zum Teil enthielten diese zentimetergroße Einschlüsse von Mergelsteinstücken. Eine geochemisch-petrographische Analyse (Bearbeiter A. VIETH-REDEMANN, Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.) erbrachte die in Tabelle 7 wiedergegebenen Ergebnisse. Weitere Analysendaten finden sich bei LOMMERZHEIM (1988). Entsprechend der Klassifikation von JACOB & HILTMANN (1988) ist der Darfelder Asphalt als Gilsonit einzustufen.

Die Herkunft des Naturasphalts von Darfeld ist, wie auch bei anderen aus dem Münsterland bekannten Bitumina und Erdölspuren, aus der Steinkohlenlagerstätte des Oberkarbons abzuleiten. Nach LOMMERZHEIM (1988, 1991 c) haben vor allem die Sedimente des Westfals B aufgrund ihrer Zusammensetzung und Inkohlung das höchste Potential zur Ölgenese und kommen als Erdölmuttergesteine in Frage (vgl. Kap. 6.1.2). Von dort sind die Kohlenwasserstoffe (Erdöle) zunächst in flüssiger Form in darüber lagernde Schichten migriert. Sie finden sich zum Teil in Sandsteinen des Karbons, zum Teil aber auch in den klüftigen Kalksteinen der tieferen Oberkreide. Vereinzelt sind sie auf Klufthahnen bis in Oberflächennähe aufgestiegen, wo sie durch das Entweichen der leichter flüchtigen Bestandteile ihre zähplastische bis feste Form angenommen haben. Die frühere Annahme, daß der „Asphalt in unserer Gegend aus Torf entstanden ist“ (LORSCH 1868), ist dagegen nur noch von wissenschaftsgeschichtlichem Interesse.

Tabelle 7
Geochemische Analyse des Darfelder Naturasphalts

Probenentnahmepunkt:	Schurf auf dem Gelände der Gärtnerei Siemens in der Bauerschaft Rockel (R 88 250, H 68 450)	
Analyse:	Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf. (Bearbeiterin A. VIETH-REDEMANN)	
Kurzanalyse		
Wassergehalt (im analysenfeuchten Zustand)		9,7%
Aschegehalt (im wasserfreien Zustand)		2,8%
Flüchtige Bestandteile (wasser- und aschefrei)		79,8%
Dichte		1,1 g/cm ³
Fließpunkt		108 – 136 °C
mittlere Reflexion (R _m)		0,1%
Fluoreszenzintensität		0,03%
Löslichkeit		
in Immersionsöl		löslich
in Petroleumbenzin		löslich
Elementarbestandteile		
Kohlenstoff (wasser- und aschefrei)		81 – 87%
Wasserstoff (wasser- und aschefrei)		8 – 9%
Stickstoff (wasser- und aschefrei)		ca. 0,7%
Sauerstoff (wasser- und aschefrei)		0,2 – 1%
Schwefel (wasserfrei)		0,9%
Zink*		8 ppm
Nickel*		83 ppm
Eisen*		9 800 ppm
Mangan*		800 ppm
Kupfer*		45 ppm
Strontium*		830 ppm

* nach Röntgenspektalanalyse, wichtige Elemente mit einer Ordnungszahl > 20

6.2 Steinsalz

Steinsalz ist möglicherweise in den Schichten des Zechsteins in der westlichen Blattgebietshälfte enthalten. Da die Zechstein-Ablagerungen dort aber weitgehend mit ihrer Randfazies zu erwarten sind, dürfte das Steinsalz, anders als in den weiter westlich und nordwestlich gelegenen Gebieten – insbesondere im Raum Gronau und Epe (vgl. Hiss 1995) – nur sehr geringmächtig sein oder sogar vollständig fehlen. Eine wirtschaftliche Nutzung ist daher sicher nicht lohnend.

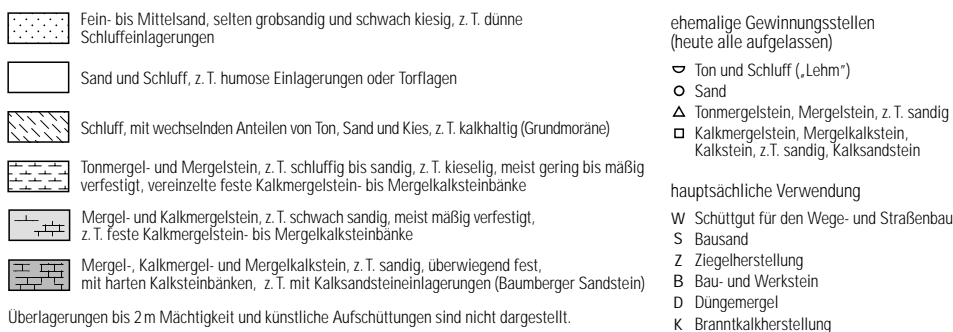
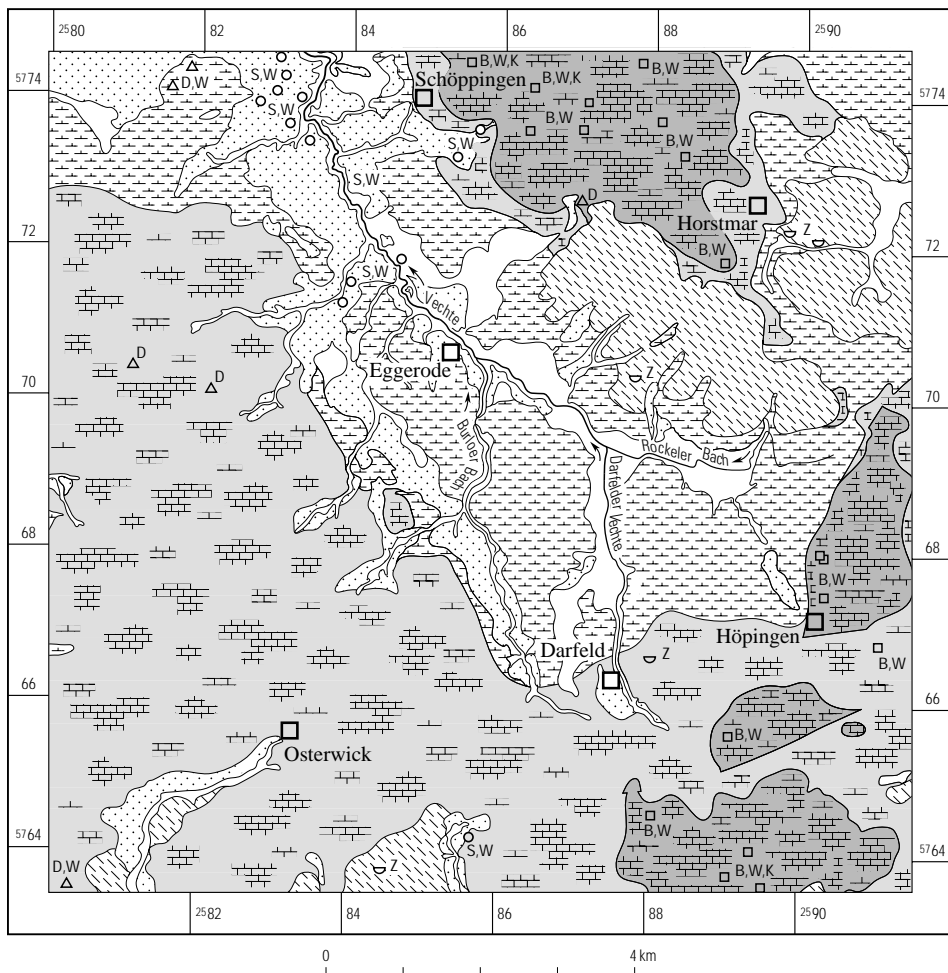


Abb. 13 Steine und Erden

6.3 Steine und Erden

Zu den Steine-und-Erden-Vorkommen zählen die Lagerstätten von Fest- und Lockergesteinen (s. Abb. 13). An der Geländeoberfläche treten nur Festgesteine der Kreide und Lockergesteine des Quartärs auf. Die Gesteine der Kreide sind allerdings teilweise nur schwach verfestigt oder in Oberflächennähe aufgelockert und verwittert, so daß eine scharfe Trennung zwischen Fest- und Lockergesteinen nicht immer möglich ist.

6.3.1 Mergelsteine

Mergelsteine wechselnder Zusammensetzung sind vor allem in den Schichten des Unterampans (Unteres Unterampan sowie Holtwick-Schichten des Oberen Unterampans) verbreitet (vgl. Abb. 5, S. 47, u. Abb. 13) und kommen untergeordnet zum Teil auch noch in jüngeren Schichten (Oberampan) vor. Hierunter ist ein breites Spektrum von Gesteinen zusammengefaßt, das in unterschiedlichen Mengenverhältnissen aus Carbonat (im wesentlichen Calcit), Quarz (in Sand- oder Schluffkorngröße) und Tonmineralen (hauptsächlich Illit, Montmorillonit, Glaukonit, wenig Kaolinit) besteht. Teilweise enthalten sie auch in geringen Mengen feinkristalline oder amorphe Kieselsäure (Tiefcrystalit, Opal). In den Schichten des Unterampans überwiegen Tonmergel- und Mergelsteine, die zum Teil schluffig bis sandig, zum Teil auch kieselig ausgebildet und im allgemeinen nur gering bis mäßig verfestigt sind. Nur vereinzelt enthalten sie feste bis harte Kalkmergelstein- oder Mergelkalksteinbänke.

Wirtschaftlich haben Mergelsteine derzeit keine Bedeutung. Der frühere Abbau als Düngemergel, der vielerorts in kleinen und kleinsten Gruben vorgenommen wurde, ist nur noch von historischem Interesse. Die Gruben sind meistens verfüllt, eingeebnet oder stehen unter Wasser. Ohne Anspruch auf Vollständigkeit sind einige der heute noch in der Landschaft erkennbaren Mergelgruben in Abbildung 13 eingetragen. Wie in Kapitel 6.3.4 näher erläutert wird, eignet sich der bis etwa 1 m mächtige, mehr oder weniger vollständig entkalkte Verwitterungshorizont der Mergelsteine zum Teil auch als Ziegelrohstoff und wurde ähnlich wie die Grundmoräne früher zur Ziegelherstellung in kleinen Feldbrandziegeleien, beispielsweise bei Darfeld, gewonnen.

6.3.2 Kalkmergelsteine, Kalksteine und Kalksandsteine

Kalkmergelsteine, Kalksteine und Kalksandsteine sind vor allem in den Coesfeld- und Baumberge-Schichten des Oberampans verbreitet, kommen untergeordnet aber auch schon im Unterampan vor (vgl. Kap. 6.3.1). Hierunter ist ein breites Spektrum von Gesteinen zusammengefaßt, das bei Carbonatgehalten (im wesentlichen Calcit) von durchschnittlich über 50 % CaCO_3 in unterschiedlichen Mengenanteilen Quarz (in Sand- oder Schluffkorngröße) und Tonminerale (hauptsächlich Illit, Montmorillonit, Glaukonit, wenig Kaolinit) enthält. Feinkristalline oder amorphe Kieselsäure (Tiefcrystalit, Opal) ist hingegen nur untergeordnet vorhanden. Die Schichten sind mehr oder weniger bankig aufgebaut, petrographische Zusammensetzung und Carbonatgehalte wechseln innerhalb eines Profils sehr stark. Festen Kalksteinbänken mit teilweise über 85 % CaCO_3 sind immer wieder Mergel- und Kalkmergelsteinlagen zwischengeschaltet.

Eine Besonderheit bilden die sogenannten Werksteinbänke in den Baumberge-Schichten, die hinlänglich als Baumberger Sandstein bekannt sind. Es handelt sich dabei um einen bis zu 2,5 m mächtigen, festen, bankig absondernden, hellgelblichgrauen, feinkörnigen, sandig-mergeligen Kalkstein (Kalksandstein) mit auffallend homogener Textur, der sich – wie in Kapitel 3.5.2.5.2 ausführlich dargelegt ist – in verschiedene Abschnitte mit unterschiedlicher Werkstoffqualität gliedern läßt und für Steinmetzarbeiten geeignet ist. Je nach Gesteinseigenschaften läßt er sich teilweise für Bruchsteinmauerwerk, Maßwerkverzierungen, Gewölbe, Skulpturen, Pfeiler, behauenen Außenbaustein oder Bodenplatten verwenden (vgl. WEGNER 1925, 1926; SCHMÖLE 1926; BEYER 1975, 1986; DRIESEN in DRIESEN et al. 1990; KAEVER & KETTELHACK 1992; DIRKS & SPEETZEN 1993; RIEGRAF 1995).

Kalkmergelsteine, Kalksteine und Kalksandsteine einschließlich dem Baumberger Sandstein haben im Blattgebiet derzeit keine wirtschaftliche Bedeutung. Kalkmergelsteine und Kalksteine wurden früher am Schöppinger Berg, bei Höpingen und südlich von Darfeld in zahlreichen kleinen Steinbrüchen (Abb. 14) gewonnen und als Bruchstein für den Hausbau, im Straßen- und Wegebau oder zur Branntkalkherstellung genutzt (Ge-

meindeverwaltung Schöppingen 1988: 393, WESTHOFF 1896, HÜER 1962). Kalkbrennereien gab es vor allem in Schöppingen und südlich von Darfeld in der Hämmermark.

Wie FRIEG (1976) darlegt, waren am Schöppinger Berg seit dem Mittelalter Steinbrüche in Betrieb, der letzte wurde 1946 stillgelegt. Je nach Bruchverhalten und Festigkeit wurden die Gesteine als „Plätters“, „Klippsteine“, „Bruchsteine“, „Sandsteine“ oder „Wilder Stein“ bezeichnet. Plätters und Klippsteine sind dünne, unregelmäßig geformte Kalksteinplatten, die vor allem im oberflächennahen Verwitterungsbereich zu finden sind und im Wegebau verwendet wurden. Bruchsteine sind unregelmäßig brechende, meist sandige Mergel- und Kalksteine, die sich bedingt für den Hausbau oder im Wegebau nutzen ließen. Die als Sandsteine bezeichneten



Abb. 14 Bruchsteingewinnung im ehemaligen Steinbruch Uhlenbrock auf dem Schöppinger Berg um 1930 (ca. R 87 050, H 74 000; Foto aus dem Gemeindebildarchiv Schöppingen)

Blöcke ließen sich besonders gut bearbeiten und wurden daher im Hausbau im Außenmauerwerk verarbeitet oder zu Ecksteinen gehauen. Der Wilde Stein konnte zum Teil wegen seiner geringen Festigkeit, zum Teil aufgrund des äußerst unregelmäßigen Bruchverhaltens nicht verwendet werden und wurde auf Halde gekippt. Große Abraummengen machten letztendlich die weitere Nutzung der festen Bänke unrentabel. Dadurch und durch den wachsenden Konkurrenzdruck von anderen Baumaterialien kam es schon bald nach dem Zweiten Weltkrieg zur Einstellung der Steinbrüche. Den ausschließlich in Handarbeit durchgeführten Abbau zeigt eindrucksvoll Abbildung 14.

Das Vorkommen von Baumberger Sandstein am Bockler Berg bei Höpingen ist seit dem 16. Jahrhundert bekannt. Bis Ende der 50er Jahre des 20. Jahrhunderts wurde dort der Werkstein abgebaut und im Hausbau sowie für Steinmetzarbeiten verwendet (Steinbruch Mühlenkamp, s. Abb. 8 in Kap. 3.5.2.5.2.2). Am Ende der Wiederaufbauphase nach dem Zweiten Weltkrieg brachte die allgemeine Rezession im Natursteinabbau den Betrieb zum Erliegen (vgl. BEYER 1986), der Steinbruch wurde verfüllt. Die Vorräte am Bockler Berg sind jedoch bei weitem noch nicht erschöpft.

6.3.3 Sand

Sand ist ein vor allem im Nordwesten des Blattgebiets weit verbreiteter Steine- und Erden-Rohstoff. Flugsand, Jüngere und Ältere Dünen, Jüngere und Ältere Niederterrasse, Uferwälle, Jüngere Mittelterrasse und Schmelzwassersand liefern einen großen Vorrat dieses Rohstoffs. Vorwiegend sind Fein- und Mittelsande verbreitet, nur selten enthalten sie grobsandig-kiesige oder schluffige Beimengungen. In der Regel weisen die Sande sehr enge Kornverteilungsspektren und gute Kornrundungen auf, wodurch ihre Verwendungsmöglichkeiten stark eingeschränkt werden (vgl. STEFFENS & LUDWIG & ZELLER 1995). Die Mächtigkeit der Sandvorkommen ist im Blattgebiet häufig jedoch gering und geht nur selten über 5 m hinaus, wie zum Beispiel in Teilen der Vechterinne bei Schöppingen.

Sand wurde vor allem als Bausand sowie als Schüttgut für den Straßen- und Wegebau genutzt. Während er früher vorzugsweise für den bäuerlichen Eigenbedarf in kleinen und kleinsten Gruben in nahezu allen Sandvorkommen des Blattgebiets gewonnen wurde, konzentrierte sich zuletzt der modernere Abbau auf den Raum westlich und südlich von Schöppingen. Dort wurden Flugsand, Uferwall und Ältere Niederterrasse, teilweise auch Schmelzwassersand in mehreren, teils ausgedehnten, flachen Gruben abgegraben. Zur Zeit sind alle Sandabgrabungen eingestellt.

6.3.4 Ton und Schluff

Ton und Schluff finden sich insbesondere in den Grundmoränenflächen östlich und westlich von Horstmar sowie südlich von Osterwick. Die Grundmoräne ist dort überwiegend in geringer, teilweise aber auch bis zu 8 m ansteigender Mächtigkeit verbreitet. Ihre Zusammensetzung kann lokal sehr unterschiedlich sein. Neben Schluff enthält sie wechselnde Anteile von Ton, Sand und Kies (vgl. Kap. 3.6.1.1.1). Oberflächennah ist sie entkalkt, ab etwa 1 – 2 m Tiefe ist sie durchgehend kalkhaltig. Meistens eignet sie sich gut zur Ziegelherstellung, da sie die ziegeltechnisch wesentlichen Minerale Quarz, Kaolinit und Illit enthält und die für eine gute Bildsamkeit erforderliche Feinkörnigkeit besitzt (vgl.

SPEETZEN 1990 b). Insbesondere der oberflächliche Entkalkungshorizont bietet zur Verziegelung gute Voraussetzungen, da dort nur sehr wenig Calcit vorhanden ist, der in größeren Mengen die Ziegelqualität ungünstig beeinflussen kann. Außerdem ist die Grundmoräne in hohem Maße plastisch verformbar und läßt sich mit nur geringem Aufwand aufbereiten. Ähnliche ziegeltechnische Eigenschaften bieten auch die oberflächennahen, verwitterten und weitgehend entkalkten Partien der Tonmergel- und Mergelsteine des Blattgebiets, vor allem die Gesteine der Mittleren Holtwick-Schichten. Ähnlich wie bei der Grundmoräne sind auch diese häufig bis zu etwa 1 m Tiefe entkalkt, entfestigt und dadurch plastisch verformbar.

Wirtschaftliche Bedeutung haben die aus der Grundmoräne beziehungsweise aus dem oberflächlichen Verwitterungshorizont der Kreide-Mergel hervorgegangenen Tone und Schluffe derzeit kaum noch. Früher wurden sie an einigen Stellen in flachen Abgrabungen zur Ziegelherstellung gewonnen, zuletzt noch bis zum Jahr 1992 östlich der Landesstraße L 577 etwa 2 km südlich von Osterwick (R 84 500, H 63 800) durch die Coesfelder Ziegelei Kuhfuss (vgl. Abb. 12). Vorräte an Ton und Schluff sind auch weiterhin in größeren Mengen vorhanden. Da aber nur der oberflächennahe, 1 – 2 m mächtige Entkalkungshorizont wirtschaftlich interessant ist, setzt ein Abbau einen großen Flächenbedarf voraus. Für die nicht entkalkte Grundmoräne oder den mehr oder weniger unverwitterten Tonmergelstein besteht derzeit kein Bedarf, da im Nordwestmünsterland in ausreichender Menge carbonatarmer, qualitativ deutlich bessere Ziegelrohstoffe zur Verfügung stehen (vgl. DOLEZALEK 1978).

Neben dem bereits zuvor erwähnten Abbaubetrieb der Ziegelei Kuhfuss gab es früher auch im Blattgebiet einige Ziegeleien, die den Ton und Schluff der Grundmoräne, untergeordnet auch den aus dem Verwitterungshorizont der Kreide-Mergel, verarbeitet haben. Inzwischen haben sie aber alle ihren Betrieb eingestellt. Es existierte bis zum Ende der 50er Jahre des 20. Jahrhunderts ein mittelgroßer Betrieb am südlichen Ortsrand von Horstmar (R 89 600, H 72 400). Die ausgedehnten Abbaustellen lagen unmittelbar südlich der Ziegelei sowie östlich der Landesstraße nach Laer (ca. R 90 200, H 72 200). Die Ur- und die Neuaufnahme der topographischen Karte 1 : 25 000 (letztere aus dem Jahr 1895) verzeichneten außerdem Ziegeleien an der Straße von Horstmar nach Darfeld (bei R 87 800, H 70 400) sowie östlich von Darfeld (bei R 87 900, H 66 600 u. R 88 800, H 66 800). Dabei handelte es sich wohl um kleine Feldbrandziegeleien, deren Betrieb schon in der ersten Hälfte des 20. Jahrhunderts eingestellt wurde. Die Gewinnungsstellen der genannten Ziegeleien waren ausschließlich sehr flache Gruben, deren Lage sich auch mit Hilfe von Luftbildern und alten topographischen Karten meist nicht mehr rekonstruieren läßt.

7 Hydrogeologie

(H. ELFERS)

Dieses Kapitel gibt einen allgemeinen Überblick über die hydrogeologischen Verhältnisse im Blattgebiet. Spezielle Untersuchungen im Rahmen der Planung wasserwirtschaftlich relevanter Projekte werden dadurch nicht ersetzt. Detaillierte Hinweise zur Hydrogeologie geben SCHNEIDER (1941) und BÖRGER (1995, 1996).

Das Blattgebiet ist Teil des Münsterländer Kreide-Beckens, das eine in sich geschlossene hydrogeologische Struktur darstellt, die unter anderen STRUCKMEIER (1990) eingehend beschreibt.

7.1 Hydrogeologischer Überblick

Zwei wichtige Grundwasserstockwerke bestimmen den hydrogeologischen Aufbau des Blattgebiets. Die Lockergesteine des Quartärs bilden das erste (obere), die Festgesteine der höheren Oberkreide (Campan) das zweite (untere) Grundwasserstockwerk. Beide können dort, wo sie aneinandergrenzen, in hydraulischem Kontakt zueinander stehen.

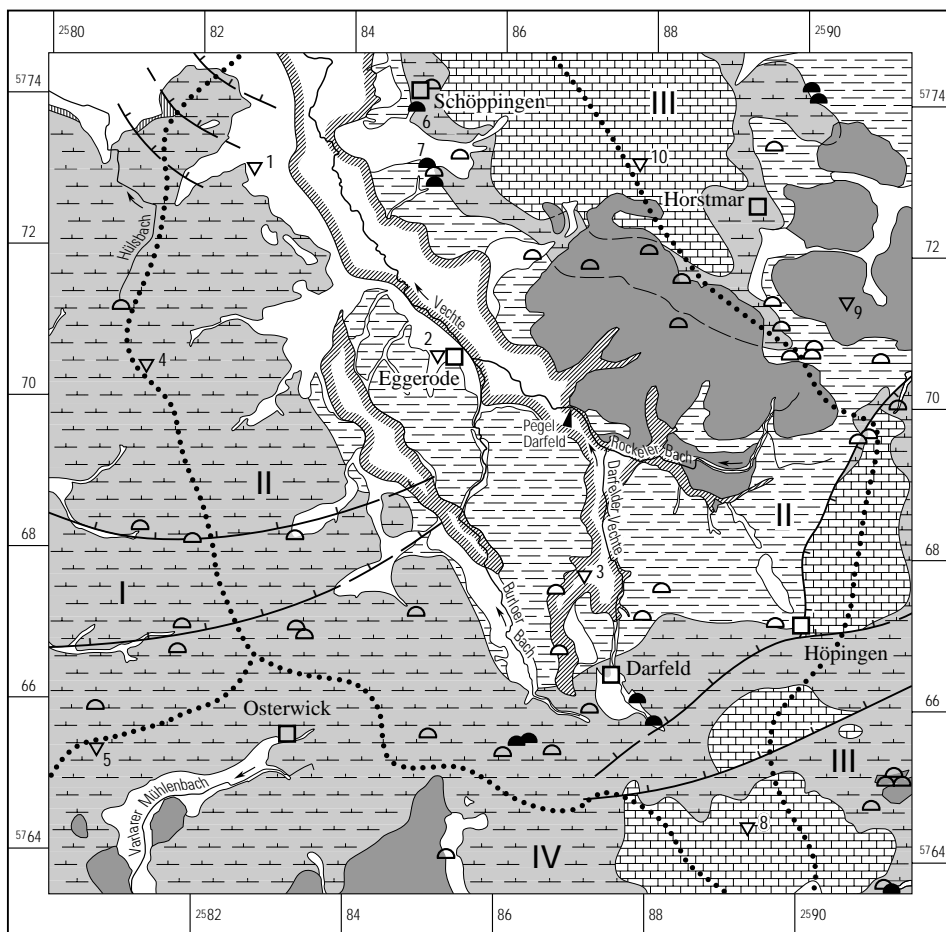
Die grundwasserführenden Horizonte des tieferen Untergrunds in den Schichten vom Karbon bis zur Basis der im gesamten Münsterländer Kreide-Becken verbreiteten Tonmergelsteine des Emscher-Mergels (Coniac bis Campan) sind hydrogeologisch von untergeordneter Bedeutung. Sie bilden ein tiefes Grundwasserstockwerk, das nach MICHEL (1963) stets versalzt ist (vgl. Kap. 7.4).

Hydrographisch gehört der Hauptanteil des Blattgebiets zum Einzugsgebiet der Vechte, die mit ihren Zuläufen Darfelder Vechte, Rockeler und Burloer Bach nach Norden zur IJssel hin entwässert. Einen detaillierten Überblick der hydrographischen Verhältnisse gibt Kap. 2.2.2.

Die das Einzugsgebiet der Vechte abgrenzenden Grundwasserscheiden zur Dinkel im Westen, zur Steinfurter Aa im Osten und Südosten sowie zur Berkel im Westen und Südwesten (vgl. Abb. 15) entsprechen in ihrem Verlauf etwa dem der oberirdischen Wasserscheiden (vgl. Kap. 2.2.2, Abb. 2). Die Grundwasserscheiden sind besonders im Südosten zwischen den einzelnen Flußsystemen nur sehr flach entwickelt, was bei Wasserstandsänderungen zu ihrer Verlagerung führen kann.

Die Grundwasserflurabstände liegen zwischen wenigen Dezimetern in der Niederung der Vechte und mehreren Zehnermetern im Bereich der Festgesteinhöhen. Infolge von Verkarstungserscheinungen können in den Festgesteinen die Grundwasserstände nach Regenereignissen kurzfristig um mehrere Meter schwanken. Am Schöppinger Berg ist nach BÖRGER (1995) mit Grundwasserspiegelaufhöhungen von 1 – 2 m nach kurzfristigen Starkregenereignissen und von bis zu 10 m über ein Winterhalbjahr zu rechnen. Je nach dem Grad der Verkarstung und der Niederschlagsmenge kann die langperiodische Grundwasserschwankung durchaus auch noch höhere Werte annehmen.

Der Schöppinger Berg – ein Ausläufer der Baumberge – bildet die markanteste hydrogeologische Struktur im Blattgebiet. In einer flachen tektonischen Mulde steht hier ein zur Verkarstung neigender Kluftgrundwasserleiter aus Kalk-, Kalksand- und Mergelkalksteinen des Obercampan über den Grundwassergeringleitern der untercampanen Ton- und Tonmergelsteine an, die den Berg allseitig umgeben. Dieser Aufbau wirkt wie ein natürliches Lysimeter. Das Grundwasser im Schöppinger Berg liegt nach Art einer uhrglasförmigen Kuppe als isoliertes Grundwasservorkommen auf dem Grundwassergeringleiter. Dieses Strukturmerkmal erweckte in den letzten Jahren wasserwirtschaftliches Interesse und machte den Berg zum Gegenstand intensiver hydrogeologischer Forschungen (BÖRGER 1995, 1996). Hier gesammelte Erkenntnisse zur Grundwasserbewegung,



Festgestein

- Grundwasssergeringleiter mit geringer bis sehr geringer Gebirgsdurchlässigkeit (Mergelstein- bis Tonmergelsteinfazies der Mittleren und Oberen Holtwick-Schichten krca2Hm - krca2Ho)
- Grundwasssergeringleiter mit geringer Gebirgsdurchlässigkeit (schluffiger Tonmergelstein des Unteren Untercompans krca1)
- Grundwasssergeringleiter bis Kluftgrundwasserleiter mit geringer bis mäßiger Gebirgsdurchlässigkeit (Mergelstein- bis Kalkmergelsteinfazies der Holtwick-Schichten krca2H und der Coesfeld-Schichten krca3C)
- Kluftgrundwasserleiter mit mittlerer bis hoher Gebirgsdurchlässigkeit (Coesfeld-Schichten krca3C und Baumberge-Schichten krca4B)

Lockergestein

- Grundwassserleiter mit mäßiger Porendurchlässigkeit (Fein- bis Mittelsande des Quartärs)
- Grundwasssergeringleiter mit geringer bis äußerst geringer Porendurchlässigkeit als Deckschicht über Locker- und Festgestein (Grundmoräne, Sand-Schluff-Wechselfolge/Schluff-Folge, schluffiger Talsand)

0 4 km

- Grundwasssergeringleiter mit geringer bis äußerst geringer Porendurchlässigkeit (Sand-Schluff-Wechselfolge/Schluff-Folge) im quartären Grundwasserstockwerk
- Verlauf der Grundwasssercheiden zwischen den unterirdischen Wassereinzugsgebieten von Dinkel, Veichte, Steinfurter Aa und Berkel (Bezugswasserstand April 1988)
- Quelle (intermittierend)
- Quelle (perennierend)
- Grundwasserentnahmestelle (Brunnen/Quelle) mit Nummer der Analyse nach Tabelle 9

unterirdisches Einzugsgebiet von

I Dinkel II Veichte III Steinfurter Aa IV Berkel

-erneuerung und -chemie (-verunreinigung) lassen sich im wesentlichen auch auf die südlich benachbarten Grundwasserleiter in den Baumbergen übertragen.

7.2 Grundwasserneubildung

Unter Grundwasserneubildung wird der „Zugang“ von in den Boden „infiltriertem“ Wasser zum Grundwasser“ verstanden (DIN 4049, Tl. 5). Die Höhe der Grundwasserneubildung ergibt sich größenordnungsmäßig aus der allgemeinen Wasserhaushaltsgleichung: $A_u = N - V - A_o$

Dabei bedeuten:

A_u	=	unterirdischer Abfluß
A_o	=	oberirdischer Abfluß
N	=	Niederschlag
V	=	Verdunstung

Die Grundwasserneubildung wird dabei dem unterirdischen Abfluß (A_u) gleichgesetzt. Die Größe der Komponenten wird im wesentlichen durch die Faktoren Klima, Relief, Lagerung und Ausbildung der Gesteine, durch das Vorkommen und die Ausbildung von Deckschichten, durch die Art der Vegetation sowie die Landnutzung gesteuert. Die Größenordnung der Grundwasserneubildung läßt sich aus meteorologischen und hydrologischen Meßreihen herleiten (vgl. auch Tab. 1, S. 19). STRUCKMEIER (1990) gibt für das Flußsystem Vechte/Dinkel auf der Grundlage der Verfahren nach JOSOPAIT & LILLICH (1975) sowie DÖRHÖFER & JOSOPAIT (1980) einen Mittelwert für die aktuelle Grundwasserneubildung von 252 mm/a an. Dies entspricht einer Grundwasserneubildungsspende von 8 l/s · km². Nach BÖRGER (1995) liegt die langfristige Grundwasserneubildungsspende zwischen 8,0 und 8,5 l/s · km².

7.3 Grundwasser in den Locker- und Festgesteinen

Die pleistozänen und holozänen Ablagerungen des Quartärs bilden zusammen das erste (obere) Grundwasserstockwerk. Hydrogeologisch bedeutsam sind die Grundmoräne, der Schmelzwassersand der Saale-Zeit sowie die Ältere Niederterrasse der Weichsel-Zeit. Der an den Talflanken in isolierten Flächen vorkommende Schlemmlehm und die Fließerde haben aufgrund ihrer heterogenen Ausbildung und geringen Mächtigkeit hydrogeologisch keine große Bedeutung. In schluffig-toniger Ausbildung bilden sie allerdings bereichsweise eine schlecht durchlässige Deckschicht. Auch die sich im nordwestlichen Blattgebiet an den Ramsberg anschmiegenden Flugsandflächen, die im Bereich des Vechtetals vorkommenden Uferwälle sowie die in Relikten erhaltenen Sedimente der Jüngeren Niederterrasse sind hydrogeologisch ohne eigenständige Bedeutung. Bei einer hydraulischen Verbindung zur Älteren Niederterrasse und zum Schmelzwassersand zählen sie jedoch zu den gut grundwasserleitenden Schichten.

Die Grundmoräne legt sich in einem wechselnd mächtigen Kranz um die Südspitze des Schöppinger Bergs. Sie bildet hier für den unterlagernden Kluftgrundwasserleiter eine schützende Grundwasserdeckschicht. Isolierte Grundmoränenablagerungen finden sich auch südlich von Osterwick.

Die Vorkommen von Schmelzwassersand und Älterer Niederterrasse sind an ein schmales Rinnensystem gebunden, das bei Darfeld beginnt und sich nach Nordnordwest in Richtung Metelen – Heek erstreckt (vgl. Kap. 3.6.1 u. Taf. 2 in der Anl.). Die heutigen Verläufe der Vechte und ihrer Zuflüsse entsprechen in etwa diesem Rinnensystem. Eine Ausnahme bildet ein Teilstück zwischen der Gemarkung Geitendorf im Süden und Eggerode, wo der Burloer Bach, wahrscheinlich in Folge künstlicher Veränderung, über die Mittleren Holtwick-Schichten fließt. Im Rinnensystem erreichen die quartären Ablagerungen eine Mächtigkeit von bis zu 20 m, wobei die größten Mächtigkeiten im nördlichen Teil des Blattgebiets auftreten. In sandiger Ausbildung (Fein- bis Mittelsande) sind sie ein Grundwasserleiter von mäßiger bis guter Porendurchlässigkeit. Jedoch ist die Grundwassernutzbarkeit durch die Einschaltung von tonig-schluffigen Sedimenten der Sand-Schluff-Wechselfolge, der Schluff-Folge sowie schluffiger Einlagerungen im Talsand nur bedingt möglich. Besonders in den südlichen und südöstlichen Rinnenabschnitten und im Oberlauf des Vechtesystems reduzieren diese schluffigen Sedimente die nutzbare Grundwassermächtigkeit auf nur wenige Meter.

Im Festgestein ist die Wasserwegsamkeit im allgemeinen an ein Netz von Trennfugen gebunden. Dieses ist generell in der oberflächennahen Auflockerungszone stärker entwickelt und nimmt zur Tiefe hin ab. Größe, Breite und Ausrichtung der Trennfugen sind abhängig von der tektonischen Beanspruchung und der Gesteinsausbildung. Kalkreiche, kompakte Gesteine wie Mergelsteine, Kalkmergelsteine und sandige Kalkmergelsteine bis Kalksandsteine neigen zur Bildung regelmäßiger Kluftmuster mit weiten Klüften. Solche Gesteine werden im allgemeinen als Kluftgrundwasserleiter bezeichnet.

Die tonig-schluffigen Gesteine wie Ton- und Tonmergelsteine zeigen nur ein latent vorhandenes Kluftmuster mit in der Regel nicht zusammenhängenden Klüften. Gesteine dieser Art werden als Grundwassergeringleiter eingestuft. Typisch hierfür sind die in Tonmergelsteinfazies ausgebildeten Gesteine des Unteren Untercampan.

Die Holtwick-Schichten (Oberes Untercampan) reichen von schluffig-mergeliger Ausbildung bis hin zu schwach kieseligen Mergel- bis Kalkmergelsteinen. Hydrogeologisch kann diese Schichtenfolge daher sowohl als Grundwassergeringleiter wie auch als Grundwasserleiter wirken. Im Westen bildet sie zusammen mit den hier eher mergeligen Coesfeld-Schichten einen Kluftgrundwasserleiter von mäßiger bis geringer Durchlässigkeit. Eine Zunahme des Tongehalts nach Osten (vgl. Abb. 5, S. 47), besonders in den Mittleren und Oberen Holtwick-Schichten, bewirkt die Änderung des hydraulischen Charakters in einen Grundwassergeringleiter von geringer bis sehr geringer Durchlässigkeit. Dieser bildet hier die Basis eines Grundwasserstockwerks, das sich in den Mergel- und Kalkmergelsteinen der Coesfeld-Schichten und in den sandigen bis stark sandigen Mergel-, Kalkmergel- und Kalksandsteinen der Baumberge-Schichten ausgebildet hat. Die Durchlässigkeiten in den Coesfeld-Schichten haben einen k_f -Wert (= Durchlässigkeitsbeiwert) von $1 \cdot 10^{-7}$ bis $1 \cdot 10^{-4}$ m/s. Die darüberliegenden Baumberge-Schichten zeigen eine mittlere bis hohe Trennfugendurchlässigkeit von $k_f = 1 \cdot 10^{-4}$ bis $1 \cdot 10^{-2}$ m/s.

Beide Schichteinheiten neigen zur Verkarstung (Kap. 4.5), wobei mit zunehmendem Kalkgehalt die Verkarstungsfähigkeit vom Liegenden zum Hangenden ansteigt. Diese kann wiederum zur Erhöhung der zuvor angegebenen Durchlässigkeit um ein Vielfaches führen. Hinweise auf Verkarstung geben Trockentäler, Dolinen sowie Karsttaschen und

-schlotten, wie sie in unveröffentlichten Kartierberichten aus dem Jahr 1955 von ARNOLD aus einigen Aufschlüssen beschrieben wurden. Auch BAUHHUS (1983 a) berichtet von kleineren Einsturzdolinen, die sich auf dem Plateau des Schöppinger Bergs bildeten und Durchmesser von 3 m und mehr aufwiesen (vgl. Kap. 4.5).

Das in den Coesfeld- und Baumberge-Schichten, im Westen auch in Teilbereichen der Holtwick-Schichten zirkulierende Wasser wird an der Faziesgrenze zu den tonig-mergelig ausgebildeten Holtwick-Schichten gestaut, wo es in zahlreichen perennierenden und intermittierenden Quellen zutage tritt. Der Quellhorizont liegt am Schöppinger Berg bei +85 m NN und am Darfelder Schloß sowie in Oberdarfeld zwischen +90 und +95 m NN. Ein geringfügig tonreicherer Mergelsteinhorizont nahe der Basis der Coesfeld-Schichten bewirkt bereichsweise die Ausbildung eines weiteren Quellenhorizonts mit hauptsächlich intermittierenden Quellen im Osterwicker Hügelland (Westteil des Blattgebiets).

Infolge rückschreitender Erosion reichen vor allem die Quellbäche der Vechte tief in die Festgesteinsgrundwasserleiter hinein. Den Ursprung der Vechte bilden die Quellen südlich von Oberdarfeld, während die Quellen am Darfelder Schloß den Burloer Bach speisen, der bei Eggerode in die Vechte mündet.

Der Pegel Darfeld (R 86 930, H 69 970) vermittelt einen Eindruck von der Größenordnung der aus dem Quellgebiet der Vechte zufließenden Wassermengen. Entsprechend der Lage des Pegels sind in den nachstehend aufgeführten Werten auch die Abflußmengen enthalten, die der Vechte über den Rockeler Bach zufließen. Der mittlere Abfluß (MQ) liegt nach Unterlagen des Staatlichen Umweltamtes Münster für die zehnjährige Zeitreihe von 1985 bis 1995 bei 303 l/s. Der mittlere Niedrigwasserabfluß (MNQ), dessen Wert nach gängigen Berechnungsverfahren dem unterirdischen Abfluß (A_u) gleichgesetzt wird (vgl. auch Kap. 7.2) liegt bei 21 l/s.

Bei den Quellen rund um den Schöppinger Berg handelt es sich um typische Überlaufquellen (BAUHHUS 1983 a). Nördlich von Horstmar, am Osthang des Schöppinger Bergs, entspringen knapp jenseits der Blattgrenze, auf Blatt 3809 Metelen, die Schwarthoff-Quellen (R 88 240, H 74 780) und die Leerbach- oder Jannings-Quellen (R 88 260, H 75 150). Sie sind perennierend, das heißt, sie schütten das ganze Jahr über. Im Bereich des Schöppinger Bergs sind die Leerbach-Quellen mit einem Hochwasserabfluß (HQ) von bis zu 140 l/s am ergiebigsten. Tabelle 8 zeigt eine Zusammenstellung der Abflußwerte der Schwarthoff- und der Leerbach-Quellen nach Unterlagen des Staatlichen Umweltamtes Münster für einen Zeitraum von 1977 bis 1991.

Tabelle 8

Abflußmessungen der Schwarthoff- und der Leerbach-Quellen von 1977 bis 1991
(zusammengestellt nach Unterlagen des StUA Münster)

Quelle	Winterhalbjahr			Sommerhalbjahr			Jahr
	NQ (l/s)	HQ (l/s)	MQ (l/s)	NQ (l/s)	HQ (l/s)	MQ (l/s)	JQ (Mio. m³)
Schwarthoff	2,5	19,0	8,99	3,85	11,9	6,26	0,240
Leerbach	0,005	140,0	47,02	1,48	69	25,82	1,146

NQ = Niedrigwasserabfluß HQ = Hochwasserabfluß MQ = mittlerer Abfluß JQ = durchschnittlicher Gesamtabfluß

Im Blattgebiet befinden sich am Westhang des Schöppinger Bergs die stark schütten- den Quellen Schöppinger Kirche (R 84 820, H 73 900) und Berning (R 84 960, H 73 130). Die Quelle Schöppinger Kirche hat einen gefaßten Austritt unterhalb der Kirche und einen Quellteich, der östlich neben der Kirche liegt. Basierend auf Unterlagen des Staatlichen Umweltamtes Münster gibt BAUHAUS (1983 b) für diese Quellgruppe im Abflußjahr 1982 einen Niedrigwasserabfluß (NQ) von 5,0 l/s, einen Hochwasserabfluß (HQ) von 40,2 l/s und einen mittleren Abfluß von 22,5 l/s an. Für die Quelle Berning liegen die Werte bei NQ = 1,0 l/s und HQ = 9,8 l/s.

7.4 Chemische Beschaffenheit des Grundwassers

Die chemische Beschaffenheit des Grundwassers wird von der Ausbildung der Deckschichten bestimmt, die bei der Grundwassererneuerung durchsickert werden, von der lithologischen Beschaffenheit der Grundwasserleiter, von der Länge des Fließwegs sowie von der Verweildauer des Wassers im Untergrund.

Die in einer Grundwasseranalyse gemessenen Inhaltsstoffe sind dabei das Ergebnis von chemisch-physikalischen und biologischen Prozessen, durch die sich im Laufe der Zeit ein chemisches Gleichgewicht zwischen dem Grundwasser und dem umgebenden Gestein einstellt. Dieser Gleichgewichtszustand kann jedoch durch den Einfluß geogener und anthropogener Faktoren gestört und verändert werden. Hierzu zählen sowohl aufsteigende Tiefengrundwässer und die Versickerung von Uferfiltrat aus Oberflächengewässern als auch Einträge aus der Landwirtschaft oder der Abwasserbehandlung.

Hauptinhaltsstoffe des Grundwassers sind die Ionen Natrium (Na^+), Calcium (Ca^{2+}), Chlorid (Cl^-), Sulfat (SO_4^{2-}) und Hydrogencarbonat (HCO_3^-). Kalium (K^+), Magnesium (Mg^{2+}), Eisen (Fe^{2+}), Mangan (Mn^{2+}) und Nitrat (NO_3^-) kommen in der Regel im Grundwasser nur als Nebenbestandteil vor. Erhöhte Konzentrationen dieser Stoffe deuten auf Besonderheiten im Grundwasserleiter oder auf anthropogene Verunreinigungen hin. Stickstoffverbindungen wie Nitrit (NO_2^{2-}) oder Ammonium (NH_4^+), erhöhte Konzentrationen von Bor (B^{3+}) oder Phosphat (PO_4^{3-}) sowie erhöhte Keimzahlen von Bakterien gelten bei oberflächennahen Grundwasserleitern als Indikatoren für anthropogene Verunreinigungen. Angaben zur Härte, zur elektrischen Leitfähigkeit und zum pH-Wert vervollständigen die Beschreibung eines Grundwassers. Die Gesamthärte bezeichnet die Summe der Erdalkalien ($\text{CaO} + \text{MgO}$), die Carbonathärte den Gehalt an Hydrogencarbonat in einer Lösung. Die Mengenangaben erfolgen in Grad deutscher Härte ($^\circ\text{d}$, $1^\circ\text{d} = 10 \text{ mg/l CaO} = 0,357 \text{ mmol/l Härteäquivalent}$). Für die Kennzeichnung eines Wassers hinsichtlich seiner Härte werden Härtestufen verwandt. Eine Einteilung in vier Härtestufen gibt das „Gesetz über die Umweltverträglichkeit von Wasch- und Reinigungsmitteln (Waschmittelgesetz)“ vom 20. August 1975 (zuletzt geändert durch Gesetz vom 19. Dezember 1986).

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

Da die Erdalkalien als Bildner schwer löslicher Verbindungen bei Erwärmung von Wasser zur Carbonatausfällung neigen, ist die Angabe der Härte von großer technischer Bedeutung. Eine hohe Wasserhärte bedeutet zum Beispiel einen erhöhten Waschmittelbedarf.

Die elektrische Leitfähigkeit ist ein Maß für die Menge der im Wasser gelösten Inhaltsstoffe. Sie wird in $\mu\text{S}/\text{cm}^{-1}$ angegeben. Gewöhnliches destilliertes Wasser besitzt zum Vergleich eine elektrische Leitfähigkeit zwischen 0,5 und 5 $\mu\text{S}/\text{cm}^{-1}$.

In Tabelle 9 sind ausgewählte Grundwasseranalysen zusammengestellt, die den Charakter typischer Grundwässer des Blattgebiets repräsentieren.

Tabelle 9
Grundwasseranalysen

Nr.*	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Entnahmestelle	Ramsberg	Eggerode	nördlich Darfeld	Gemarkung Brock	westlich Osterwick	Quelle Kirche Schöppingen	Berning	Hämmermark	Niedern	nördlich Horstmar
entnommen aus	Brunnen	Brunnen	Brunnen	Brunnen	Brunnen	Quelle	Quelle	Brunnen	Brunnen	Brunnen
Lage R H	82 690 73 050	85 195 70 610	87 140 67 730	81 300 70 420	80 725 65 340	84 820 73 900	84 960 73 130	89 360 64 430	90 550 71 400	87 780 73 180
Tiefe (m)	48		22	30	90			59	5,5	100
Geologie**	Q/ krca2Hm	Q/ krca2Hm	Q/ krca2Hm	krca3C	krca3C/ krca2H	krca3C	krca2H	krca4Bu/ krca3C	D,Mg/ krca2H	krca3C
Entnahmedatum	4.6.1987	5.9.1986	4.9.1986	5.9.1986	4.9.1986	5.3.1991	2.10.1990	4.9.1986	4.9.1986	5.9.1986
Temperatur (°C)	10,9	13,2	10,9	11,7	14,6	10,3		10,6	14,0	11,5
Leitfähigkeit ($\mu\text{S}/\text{cm}$)	694	747	777	704	807	741		710	739	790
pH	7,1	7,1	7,4	7,0	7,2	7,7		7,3	7,1	7,2
Gesamthärte (°d)	19,6	23,0	21,5	23,3	26,1	22,9	23,0	23,7	18,8	14,1
Härtebereich nach Waschmittelgesetz	3	4	4	4	4	4	4	4	3	3
Carbonathärte (°d)	17,4	16,8	16,0	18,5	16,3	16,0	16,0	16,6	15,2	19,4
Na ⁺ (mg/l)	6,41	10	29,1	5,33	13,4	5,42	4,27	5,68	15,4	88,4
K ⁺ (mg/l)	5,36	6,52	7,89	5,06	4,85	1,95	2,11	2,39	12,2	10,8
Mg ²⁺ (mg/l)	8,0	2,22	11,2	5,68	3,23	3,42	3,63	4,05	16,9	5,55
Ca ²⁺ (mg/l)	127	161	135	157	181	158	158	163	106	91,8
Mn ²⁺ (mg/l)	0,002	< 0,001	< 0,001	0,005	< 0,001	< 0,001	0,006	< 0,001	0,003	0,003
Fe ²⁺ (mg/l)	0,005	< 0,002	0,017	0,017	< 0,002	< 0,002	0,001	< 0,002	0,017	0,010
Cl ⁻ (mg/l)	30	23,9	50	20,3	36,6	27,6	31,1	21,6	45,8	36,5
HCO ₃ ⁻ (mg/l)	378	366	348	403	354	348	348	360	330	421
SO ₄ ²⁻ (mg/l)	30,9	72,2	89,2	31,5	67,8	57,6	66,2	62,7	45,0	34,8
NO ₃ ⁻ (mg/l)	2	12	8,0	52,0	8	40,2	27,8	58,0	4,0	28,3
gelöste feste Bestandteile (mg/l)	587,68	653,84	678,51	679,89	668,88	642,19	641,12	677,42	575,32	717,16

* ausführendes Inst.: Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf., Krefeld ** Erl. der Symbole s. geologische Karte ohne Angaben: nicht untersucht

Die Analysen 1 – 8 zeigen einen ähnlichen chemischen Charakter. Diese Wässer sind hart bis sehr hart. Die vorherrschenden Lösungsgenossen sind Calcium und Hydrogencarbonat. Kalium, Natrium, Sulfat und Chlorid kommen untergeordnet vor. Eisen und Mangan sind nur in geringen Mengen vorhanden.

Die Nitratkonzentrationen in den Analysen 4, 6 und 8 weisen auf den Eintrag anthropogener Verunreinigungen hin. Monatliche Wasseruntersuchungen von 1990 bis 1991 ergaben Konzentrationen von Nitrat zwischen 23,1 und 46,1 mg/l für die Quelle Berning (R 84 960, H 73 130; Anal. 7) und 27,5 – 45,2 mg/l für die Quelle Kirche Schöppingen (R 84 820, H 73 900; Anal. 6). BÖRGER (1995) stellte für den Schöppinger Berg nach Auswertung einer zehnjährigen Beobachtungsreihe einen derzeit noch progressiv verlaufenden Trend der Belastung des Grundwassers mit Nitrat fest, dessen Kulminationspunkt noch nicht absehbar ist. Die Belastung ist Folge einer langfristigen und intensiven Stickstoffzufuhr aus der landwirtschaftlichen Nutzung. Diese führte zu einer Entstabilisierung des Stickstoffhaushalts im Boden und letztlich zur Auswaschung des Stickstoffs.

Die Quelle Kirche Schöppingen (Anal. 6) ist in das landesweite Überwachungsprogramm der Grundwasserbeschaffenheit von Nordrhein-Westfalen einbezogen, in dessen Rahmen sie zweimal jährlich auf ihre Inhaltsstoffe hin untersucht wird. Im Beobachtungszeitraum von 1984 bis 1992 wurden nach Unterlagen des Staatlichen Umweltamtes Münster bei 35 Untersuchungen 31 Überschreitungen des Grenzwerts für den Parameter DOC (Dissolved Organic Content) festgestellt. Der DOC-Gehalt beschreibt den Anteil der organischen Stoffe im Grundwasser und ist ein weiterer Parameter zur Erkennung von anthropogenen Verunreinigungen.

Die Quellen und Brunnen um den Schöppinger Berg zeigen nach BÖRGER (1995) darüber hinaus eine überdurchschnittliche Belastung mit Pflanzenbehandlungs- und Schädlingsbekämpfungsmitteln (PBSM).

Die zuvor genannten Ergebnisse belegen die hohe Durchlässigkeit und das geringe Retentionsvermögen des kretazischen Aquifers. Anhand der anorganischen Inhaltsstoffe ist eine Unterscheidung zwischen pleistozänen und kretazischen Wässern nicht möglich. Dies liegt zum einen daran, daß die meisten Brunnen bis in die Kreide verfiltert sind, also ein sogenanntes Mischwasser ziehen, zum anderen belegt es die hydraulische Verbindung des quartären Grundwasserleiters mit dem Kluftgrundwasserleiter der Kreide.

Die Analyse 9 (Brunnen Niedern) zeigt für diesen Raum außergewöhnliche Anteile von Kalium und Magnesium. Die Wasserprobe stammt aus einem 5,5 m tiefen Brunnen, der in der Grundmoräne und den Holtwick-Schichten verfiltert ist. Die Gehalte beider Ionen sind wahrscheinlich das Ergebnis von Diffusionsvorgängen zwischen den Tonmineralien und dem versickernden Wasser. Ein Kalium/Natrium-Verhältnis von 0,47, umgerechnet nach mmol(eq)/l, deutet auf Stau- oder Sickerwasser hin, welches durch die grundwasserhemmende Wirkung der Deckschichten (vgl. Kap. 3.6.1.1.1) nur stark verzögert am Wasserkreislauf teilnimmt.

Analyse 10 beschreibt ein typisches Austauschwasser. Es repräsentiert den Übergang zwischen dem oberflächennahen Süßwasser und chlorid- und sulfatreichem Tiefengrundwasser. Dieses kann an Störungen in den oberen Kluftgrundwasserleiter

übertreten. Typisch für dieses Austauschwasser sind der erhöhte Natriumgehalt bei einem relativ geringen Gehalt an Calcium sowie eine Carbonathärte, die höher ist als die Gesamthärte. Das Wasser entstammt einem 100 m tiefen Brunnen nordwestlich von Horstmar (vgl. Abb. 15).

Wasseranalysen von Austauschwässern sind auch aus tief verfilterten Brunnen außerhalb des Blattgebiets bekannt (ELFERS in HISS 1995, MASLOWSKI in THIERMANN 1999). Die Grenze zwischen Süß- und Salzwasser ist nicht scharf, sondern ein dynamischer, durch Grundwasserzirkulation beeinflusster Übergangsbereich (WEDEWARDT 1995). MICHEL (1963) gibt für die betrachtete Region die Lage der Grenzzone zwischen Süß- und Salzwasser zwischen 100 und 300 m unter Gelände an.

7.5 Grundwassernutzung und Wasserversorgung

Im Blattgebiet ist derzeit keine öffentliche Wasserversorgungsanlage in Betrieb. Die Brunnen der Wasserversorgungsanlage Horstmar stellten Anfang der 80er Jahre des 20. Jahrhunderts aufgrund eines fehlenden Schutzgebiets sowie festgestellter bakteriologischer Verunreinigungen ihren Betrieb ein. Auch in Darfeld existieren noch einige alte Brunnen einer mittlerweile stillgelegten Wasserversorgungsanlage.

Das in das Blattgebiet hineinragende Stadtgebiet von Billerbeck gehört zum Versorgungsgebiet der Gelsenwasser AG, die ein Wasserwerk in Billerbeck-Holthausen, südlich des Blattgebiets, betreibt. Die Gemeinden Rosendahl und Legden beziehen ihr Wasser von den Stadtwerken Coesfeld, die Gemeinden Horstmar, Laer und Schöppingen von den Stadtwerken Emsdetten.

In und um Schöppingen existieren darüber hinaus zahlreiche private und industriell genutzte Wasserversorgungsanlagen mit Entnahmerechten von zum Teil bis zu 70 000 m³/a. Genauere Angaben sind der Hydrogeologischen Karte von Nordrhein-Westfalen 1 : 50 000, Blatt L 3908 Ahaus (1981), zu entnehmen.

Bis vor kurzem galt der Schöppinger Berg noch als Grundwasserreservegebiet für die öffentliche Wasserversorgung. Aufgrund hydrogeologischer Voruntersuchungen wurde eine mögliche gewinnbare Grundwassermenge von 900 000 m³/a erwartet. Eine Beeinflussung der Schüttungen der den Berg umgebenden Quellen war jedoch besonders in Zeiten geringer Grundwassererneuerung nicht ausgeschlossen. Aufgrund der am Schöppinger Berg fehlenden Deckschichten und der hohen vertikalen Durchlässigkeit der hier anstehenden Schichten (vgl. Kap. 7.3) und der damit verbundenen Gefahr der Verunreinigung (vgl. Kap. 7.4) wird das Projekt Schöppinger Berg als Reservegebiet für die öffentliche Trinkwasserversorgung nicht weiter verfolgt.

8 Ingenieurgeologie

(K. H. SUCHAN)

Für die ingenieurgeologische Beurteilung der Gesteine sind Entstehungsart, geologisches Alter, Vorbelastung sowie die Grundwasserverhältnisse maßgebend. Aus der geologischen Karte, in der Verbreitung, Mächtigkeit, Zusammensetzung und Lagerungsverhältnisse der Gesteinsschichten und deren stratigraphische Gliederung dargestellt sind, können erste Folgerungen über das Verhalten des Untergrunds als Baugrund gezogen werden. In die folgende Beschreibung sind auch Erfahrungen aus anderen Gebieten, die einen ähnlichen Untergrundaufbau aufweisen, sowie Beobachtungen aus Einzelobjekten und die Ergebnisse geotechnischer Untersuchungen von einzelnen Proben eingeflossen. Die Angaben können bei der Planung von Baumaßnahmen herangezogen werden. Für konkrete Objekte sind allerdings auf das Bauwerk abgestimmte Untersuchungen vorzunehmen. Weitere Anhaltspunkte für den Entwurf von Bauwerken und die hiermit verbundenen Baugrunduntersuchungen können in Verbindung mit der DIN 1054 „Zulässige Belastung des Baugrunds“ ermittelt werden.

Die ingenieurgeologische Beschreibung erfolgt entsprechend der vorgegebenen stratigraphischen Abfolge von den älteren zu den jüngeren Gesteinen. Einheiten mit ähnlichen geotechnischen Eigenschaften werden unabhängig von der stratigraphischen Stellung zusammengefaßt und ingenieurgeologisch beurteilt.

8.1 Ingenieurgeologische Beurteilung der Schichten

8.1.1 Gesteine der Oberkreide

An der Geländeoberfläche im Blattgebiet stehen ausschließlich Gesteine der höheren Oberkreide (Campan) an, die von einer geringmächtigen Verwitterungsschicht bedeckt sind. Die Gesteine der tieferen Oberkreide und der Unterkreide sind überall von mächtigen Deckschichten überlagert und daher für Ingenieurvorhaben kaum von Interesse.

Die Schichtenfolge des Unteren Unterampans besteht aus meist schluffigen, teilweise schwach feinsandigen Tonmergel- bis Mergelsteinen, die nur eine geringe Festigkeit aufweisen. Im Oberen Unterampans treten kieselige Mergelsteine mit einem wechselnden Anteil von Sand, Ton und Carbonat auf, wodurch Härteunterschiede vorkommen, die sich im Geländere Relief auswirken. Ein sehr großer Teil des Blattgebiets wird von Schichten des Unteren Oberampans, den Coesfeld-Schichten, eingenommen. Diese Ablagerungen bestehen aus Mergel-, Kalkmergel- und untergeordnet Tonmergelsteinen, die teilweise schluffig bis feinsandig sind. Zu den jüngsten Ablagerungen der Kreide-Zeit gehören im Blattgebiet die Baumberge-Schichten. Sie bestehen aus feinsandigen Mergel- und Kalkmergelsteinen mit einzelnen Kalkstein- und Kalksandsteineinlagerungen. Im Südosten des Blattgebiets bilden die sogenannten Werksteine den Abschluß der Unteren Baumberge-Schichten. Es handelt sich um feinkörnige, sandig-mergelige Kalksandsteine. Diese Gesteine – bekannt auch als Baumberger Sandstein – wurden früher bei Höpingsen gewonnen und vorwiegend für den Bau von Kirchen im Münsterland und in den Niederlanden verwendet.

Die Verwitterung ist in den kalkig-mergeligen Gesteinen auch in Oberflächennähe nur sehr gering – die Auflockerung reicht meist nur bis ca. 2 m unter Geländeoberfläche. Die Tonmergelsteine dagegen sind durch die Verwitterung oberflächennah stark entfestigt. In den kalkreichen Schichten des Obercampans kann durch einsickerndes Niederschlagswasser Carbonat gelöst werden, und vorhandene Klüfte können sich zu offenen Spalten erweitern. Diese Spaltenkarstsysteme, die teilweise viele Meter unter das Gelände reichen können, sind vorwiegend am Schöppinger Berg, im Bergland südlich von Darfeld und im Osterwicker Hügelland vorhanden. Durch die Verkarstung können auch in größeren Tiefen Hohlräume entstehen, in die darüber liegendes Gestein nachbrechen kann, so daß an der Oberfläche Erdfälle entstehen (vgl. Kap. 4.5).

Die Gebirgsfestigkeiten werden von der Gesteinsausbildung und dem Trennflächengefüge bestimmt. Die Elastizitätsmoduln (E-Werte) liegen im unverwitterten Kalkmergelstein bei 700 – 3 000 MN/m², in den Tonmergelsteinen bei 200 – 400 MN/m². In verwitterungsanfälligen Gesteinen und in der oberflächennahen Verwitterungszone gehen die E-Werte auf 60 – 100 MN/m² zurück. Nach DIN 18 300 werden die Kalkmergel- und Mergelsteine überwiegend der Bodenklasse 7 (schwer lösbarer Fels), die Tonmergelsteine sowie die oberflächennahe Auflockerungszone der Bodenklasse 6 (leicht lösbarer Fels und vergleichbare Bodenarten) zugeordnet. Die Tragfähigkeit der Gesteine nimmt zur Tiefe hin zu, wobei das unverwitterte Gestein im allgemeinen sehr gut tragfähig und daher für Bauwerksgründungen generell gut geeignet ist. Bei Gründungen – auch am Hang – sollte die Gründungssohle möglichst einheitlich im Fels liegen. Dies ist besonders bei setzungsempfindlichen Bauwerken und bei hoher Belastung zu beachten. In der oberflächennahen Auflockerungszone weisen die Tonmergelsteine Eigenschaften von bindigen Lockergesteinen auf. Auch dies ist bei Gründungen zu berücksichtigen. Bedingt durch die geringe Wasserdurchlässigkeit kann es in diesen Gesteinen zu Staunässebildung kommen, der durch geeignete Drainagemaßnahmen entgegenzuwirken ist. Die Bemessung der Fundamente und die zulässige Bodenpressung können entsprechend den Vorgaben und Bedingungen der DIN 1054 ermittelt werden. Für die Anlage von Drainagen wird auf DIN 4095 und für die Herstellung von Baugruben auf DIN 4124 hingewiesen. Die Kalkmergel- und Mergelkalksteine können für den lagenweisen Einbau im Damm- und Straßenbau genutzt werden. Tonmergelsteine dagegen sind nur bedingt einbaufähig, da mit zunehmendem Tonanteil die Verwitterungsanfälligkeit zunimmt.

In den Kalkmergel- und Mergelkalksteinen besteht eine gute bis teilweise sehr gute Wasserwegsamkeit, die bedingt ist durch die ausgeprägte Klüftigkeit und insbesondere durch stellenweise vorhandene Spaltenkarstsysteme.

8.1.2 Lockergesteine des Quartärs

Die Grundmoräne ist im Blattgebiet weit verbreitet. Die Mächtigkeit liegt überwiegend zwischen 2 und 5 m. Bei Horstmar wurden in Sondierbohrungen 5,5 m und am Varlarer Mühlenbach bei Midlich 7,2 m nachgewiesen, wobei die maximale Mächtigkeit 8 m nicht überschreiten dürfte. Die Grundmoräne besteht vorwiegend aus Schluff mit wechselnden Anteilen von Ton, Sand und Kies sowie einzelnen Steinen und Blöcken. Sie ist durch das Inlandeis vorbelastet, daher meist gut konsolidiert und wenig kompressibel. Die E-Moduln liegen zwischen 10 und 30 MN/m², wobei sie örtlich auch höher sein können. Aufgrund

der Kornzusammensetzung (Schluff, Ton) ist die Grundmoräne frost- und feuchtigkeitsempfindlich. Die Gründungstiefe sollte wegen der Frostgefährdung mindestens 1,20 m unter Gelände liegen. Wegen der geringen Durchlässigkeit dieses bindigen Materials ist bei der Anlage von Tiefgründungen auf eine gute Baugrubenentwässerung zu achten. Zur Beurteilung der Standsicherheit von Baugrubenböschungen wird auf DIN 4124 hingewiesen. Nach DIN 18 300 gehört die Grundmoräne der Bodenklasse 4 (mittelschwer lösbare Bodenarten) an.

Schmelzwassersand (Vorschütt- und Nachschüttsand) kommt im gesamten Blattgebiet meist in isolierten Körpern vor. Die Mächtigkeit dieser Sande wechselt stark, von wenigen Metern bis etwa 14 m. Schmelzwassersand besteht überwiegend aus Fein- und Mittelsanden mit Grobsandlagen und wechselndem Fein- bis Kiessandanteil. Er ist mitteldicht gelagert und für Gründungen mit Einzel-, Streifen- und Plattenfundamenten gut geeignet. Die E-Moduln liegen zwischen 50 und 70 MN/m². Nach DIN 18 300 gehört der Schmelzwassersand der Bodenklasse 3 (leicht lösbare Bodenarten) an.

Die Bach- und Flußablagerungen der Älteren Niederterrasse (Weichsel-Zeit) bestimmen das Landschaftsbild im Bereich des Vechtetals. In der südlichen Blattgebietshälfte ist die Ältere Niederterrasse entlang den Vechtequellbächen nur wenige hundert Meter breit, mit einer maximalen Mächtigkeit von 20 m. Erst am nördlichen Blattgebietsrand geht sie in eine weite Sandebene (Talsandebene) über. Die Ablagerungen der Älteren Niederterrasse im Blattgebiet beginnen im tieferen Teil der Vechterinne mit der Sand-Schluff-Wechselfolge, die von der Schluff-Folge überlagert wird. Beide treten nur sehr kleinräumig an der Geländeoberfläche auf und sind daher für ingenieurgeologische Vorhaben kaum von Bedeutung. Diese Sedimente werden meist durch Talsand überdeckt, der eine Mächtigkeit von 10 m erreichen kann.

Die Ältesten *Dryas*-Schichten, der Talsand, der Uferwall und die Jüngere Niederterrasse bestehen vorwiegend aus Fein- und Mittelsand mit zum Teil wechselnden Anteilen von Grobsand und Kies sowie dünnen Lagen aus Grobschluff. Diese Ablagerungen zeigen aus bodenmechanischer Sicht ähnliche Eigenschaften und können daher ingenieurgeologisch zusammengefaßt werden. Die Schichten sind mitteldicht gelagert und für Gründungen mit Einzel-, Streifen- und Plattenfundamenten geeignet. Die E-Moduln liegen zwischen 30 und 50 MN/m², in den schluffigeren Lagen zwischen 10 und 30 MN/m². Nach DIN 18 300 gehört der sandige Anteil der Bodenklasse 3 (leicht lösbare Bodenarten), der mit einem Schluffanteil von mehr als 15 % der Bodenklasse 4 (mittelschwer lösbare Bodenarten) an. Im Bereich der Täler ist mit hohen Grundwasserständen zu rechnen. Es muß daher geprüft werden, inwieweit der Baugrund zeitweise oder auch ständig unterhalb des Grundwasserspiegels liegt beziehungsweise sich der Grundwasserabstand zur Gründungssohle durch Grundwasseranstieg verringern kann. Bei Gründungen unterhalb des Grundwasserspiegels sind Grundwasserabsenkungen durch entsprechende Brunnen erforderlich, bei Unterkellerung ist die Gründung mit einer wasserdichten Wanne notwendig. Die Kellersohle ist in diesem Fall gegen Auftrieb zu bewahren. Bei bindigen Einschaltungen, wie in den Ältesten *Dryas*-Schichten, kann durch Baugrundersatz mit lagenweise einzubauendem und zu verdichtendem Kiessand die Tragfähigkeit erheblich verbessert werden.

Die unter periglazialen Bedingungen eines kaltzeitlichen Klimas entstandene Fließerde tritt in Hangfußbereichen des gesamten Blattgebiets auf. Der durch eine flächenhafte

Abschwemmung im Holozän entstandene Schwemmlehm ähnelt sowohl in der Petrographie als auch in der Genese der Fließerde. Schwemmlehm findet man im Blattgebiet im Bereich trockener Talmulden und Talrinnen im Osterwicker Hügelland, im Bergland südlich von Darfeld, am Fuß der Kreide-Höhen bei Höpingen und am Schöppinger Berg. Sowohl die Fließerde als auch der Schwemmlehm besitzen meist eine geringe Mächtigkeit von 1 – 2 m. Als Baugrund spielen diese Gesteine kaum eine Rolle und werden daher zusammengefaßt beurteilt. Diese heterogen aufgebauten Ablagerungen bestehen aus meist ungeschichteten Fein- und Mittelsanden mit stark wechselnden Anteilen von Ton, Schluff, Kies und Steinen. Die Zusammensetzung kann sich auf kurzer Entfernung stark ändern. Die Gesteine sind nur mäßig konsolidiert und sehr frostempfindlich. Die E-Moduln liegen bei der Fließerde zwischen 10 und 30 MN/m² und beim Schwemmlehm zwischen 8 und 15 MN/m². Gründungen sollten in den darunterliegenden, besser tragfähigen Schichten durchgeführt werden, bei geringer Mächtigkeit kann auch Bodenaustausch erfolgen. Die Standsicherheit von Böschungen in Fließerde und Schwemmlehm ist weitgehend vom Ton- und Schluffanteil sowie von der Wasserführung abhängig. Rutschungen im Bereich dieser Ablagerungen können zum Beispiel durch Änderungen des Bewuchses oder der Wasserführung, aber auch durch menschliche Eingriffe ausgelöst werden. Bei Bauvorhaben an Hängen ist darauf zu achten, daß die Gründung in einem einheitlichen Baugrund erfolgt. Nach DIN 18 300 gehören sowohl die Fließerde als auch der Schwemmlehm der Bodenklasse 4 (mittelschwer lösbarer Bodenarten) an.

Im Nordwesten des Blattgebiets und in kleineren Flächen zwischen Eggerode und Darfeld treten Windablagerungen des Pleistozäns und des Holozäns – Flugsand, Ältere und Jüngere Dünen – auf. Die maximale Mächtigkeit dieser Ablagerungen beträgt 3 m, wobei sie aber sehr oft nur als dünne lückenhafte Schleier das Blattgebiet bedecken. Sie bestehen aus Feinsand mit einem geringen Mittelsandgehalt und lagenweise vereinzelt Grobsandkörnern. Diese Sande sind locker, in tieferen Abschnitten auch mitteldicht gelagert, so daß bei der Anlage von Bauwerken eine Verdichtung der Gründungssohle in der Regel erforderlich ist. Aufgrund von Erfahrungen ist bei diesen Ablagerungen mit Steifemoduln von 25 – 30 MN/m² zu rechnen. Nach DIN 18 300 gehören diese Böden der Bodenklasse 3 (leicht lösbarer Bodenarten) an.

Auenablagerungen treten in den Varietäten von „reinem Auensand“ und „lehmigem Auensand“ in fast allen Bachtälern des Blattgebiets auf. Die Mächtigkeit dieser Ablagerungen beträgt an der Vechte etwa 4,5 m, am Varlarer Mühlenbach 7 m und in den kleineren Tälern zwischen wenigen Dezimetern und höchstens 2 m. Der „reine Auensand“ besteht aus Feinsand mit mehr oder weniger starkem Mittelsandanteil, gelegentlich auch grobsandigen bis kiesigen Lagen und selten auch geringen schluffigen Einlagerungen. Dünne Torflagen, Pflanzen- und Holzreste können ebenfalls eingeschaltet sein. Der „lehmige Auensand“ enthält schwach humose Fein- bis Mittelsande, die lagenweise stark schluffig, stellenweise auch schwach tonig sein können. Häufig treten auch Lagen von stark humosen Sanden und Schluffen sowie Torfhorizonte auf, die eine Mächtigkeit von mehreren Dezimetern erreichen können.

Der „reine Auensand“ ist mitteldicht gelagert und muß daher bei der Verwendung als Baugrund dynamisch verdichtet werden. Als Erdbaustoff und für den Einbau unter Verkehrswegen ist er bei entsprechender Verdichtung im allgemeinen gut geeignet. Der

„lehmige Auensand“ weist im Bereich mit hohem Grundwasserstand nur geringe Konsolidierung auf und besitzt dann eine weiche bis steife Konsistenz. Aufgrund der Kornzusammensetzung ist er frost- und feuchtigkeitsempfindlich und daher als Erdbaustoff für den Einbau unter Verkehrswegen nur bedingt geeignet. Auensand ist im allgemeinen geringer tragfähig als ältere Sande und Kiese und kann nur geringe bis mäßige Belastungen durch Bauwerke aufnehmen. Bei dynamischer Beanspruchung im feuchten oder vernässten Zustand kann sich seine Konsistenz ändern und er wird weich und breiig. Bei setzungsempfindlichen Bauwerken sind besondere Gründungsmaßnahmen (z. B. Plattenfundamente) erforderlich. Sofern Torfhorizonte auftreten, ist entweder ein Bodenaustausch oder eine Gründung in unterlagernden, tragfähigeren Schichten erforderlich. Nach DIN 18 300 gehören die Auenablagerungen der Bodenklasse 3 (leicht lösbare Bodenarten), bei einem Schluffanteil von über 15 % der Klasse 4 (mittelschwer lösbare Bodenarten) an. In Talauen, in der Nähe von Quellen und Mulden treten im Blattgebiet an wenigen Stellen Anmoorflächen auf. Es sind dunkelbraune bis schwarzgraue, humose bis torfige Ablagerungen, die neben stark zersetzten Pflanzenresten auch einen hohen Anteil an Schluff, feinsandigem Schluff oder Fein- und Mittelsand enthalten. Die Mächtigkeit dieser Moorbildungen liegt zwischen 0,3 und etwa 1 m. Alle Anmoorflächen sind trockengelegt und werden landwirtschaftlich genutzt. Die Moorböden besitzen aufgrund des hohen Gehaltes an organischer Substanz eine große Kompressibilität und sind wasser- und frostempfindlich. Als Baugrund sind sie nicht geeignet. Bei Gründungen sind sie daher auszuräumen und beispielsweise durch Sand und Kies zu ersetzen. Bei einer Überschüttung, wie zum Beispiel im Straßenbau, ist mit ungleichmäßigen Setzungen zu rechnen. Nach DIN 18 300 gehören sie der Bodenklasse 2 (fließende Bodenarten) an.

Künstliche Aufschüttungen sind im Blattgebiet wenig verbreitet. Es handelt sich hier um Bodenaushub und Bauschutt, die in Steinbrüchen, Sand- oder Tongruben abgelagert worden sind, oder auch um Aufschüttungen, die zur Erstellung von Flächen für die Ansiedlung von Gewerbebetrieben vorgesehen sind. Desweiteren sind es Deponien, auf denen Erdaushub, Bauschutt und Siedlungsabfälle abgelagert wurden. Die meisten Aufschüttungen sind heute mit kulturfähigem Bodenmaterial überdeckt und werden forst- oder landwirtschaftlich genutzt. Diese Aufschüttungen sind aufgrund der sehr großen Unterschiede in der Materialzusammensetzung, einer hohlraumreichen Lagerung und der Materialzersetzung für die Aufnahme von Bauwerken oder zur Verwendung als Erdbaustoff nicht geeignet. Spezielle Baugrunduntersuchungen, zum Teil aber auch chemische Untersuchungen, müssen auf jeden Fall bei Bauvorhaben im Bereich der Auffüllungen durchgeführt werden. In Abhängigkeit von dem Auffüllungsmaterial könnte eine Tiefgründung, eine künstliche Tiefenverdichtung oder aber Baugrundersatz erforderlich sein.

8.2 Allgemeine Hinweise

Die ingenieurgeologischen Hinweise im vorliegenden Kapitel geben nur eine allgemeine Übersicht über die bodenmechanischen Eigenschaften der Bodenschichten und den Bodenaufbau. Für Bauwerksplanungen sind spezielle Untersuchungen des Baugrundes erforderlich. Zu erkunden sind die Bodenkennwerte der für die Gründung in Frage kommenden Schichten und deren Schichtenaufbau. Zusammen mit der Kenntnis des höchsten Grundwasserstandes und der anfallenden Belastung sind Bauwerks-

gründungen entsprechend den Bedingungen und Vorgaben der DIN 1054 „Zulässige Belastung des Baugrunds“ vorzunehmen. Angaben über Grundwasserstände und Grundwasserstandsganglinien können bei den zuständigen Staatlichen Umweltämtern (StUÄ) Herten oder Münster eingeholt werden.

In Schluffen können Bauwerke mit untereinander verbundenen und konstruktiv leicht bewehrten Streifenfundamenten, eventuell aber auch mit Plattenfundamenten gegründet werden. Wegen der erforderlichen Frostsicherheit sollte die Gründungssohle von Bauwerken mindestens 1,20 m unter Gelände liegen. Bei Flachgründungen ist der unterste Teil des Fundamentgrubenaushubs vorsichtig von Hand oder mit zahnfreier Baggerschaufel vorzunehmen und die Gründungssohle ist sofort mit ca. 5 cm Magerbeton als Sauberkeitsschicht abzudecken. Sofern der Boden in der Gründungssohle vernäßt ist, sollten ein Mehraushub von 20 cm vorgenommen und eine Drainschicht aus Sand zur Vermeidung eines Porenwasserüberdrucks eingebaut werden.

Bei Gründungen von Bauwerken in Schluffen unterhalb des Grundwasserspiegels sind Grundwasserabsenkungen nach dem Unterdruckverfahren oder nach dem Kies-Andeckverfahren kombiniert mit Drainageleitungen und Pumpensämpfen erforderlich. Für die Abdichtung von Bauwerken gegen Feuchtigkeit und Wasser wird auf DIN 18 195, Tl. 4 (1983) „Bauwerksabdichtungen, Abdichtungen gegen Bodenfeuchtigkeit, Ausführung und Bemessung“, DIN 18 195, Tl. 5 (1984) „Bauwerksabdichtungen, Abdichtungen gegen nicht drückendes Wasser, Ausführung und Bemessung“ und DIN 18 195, Tl. 6 (1983) „Bauwerksabdichtungen, Abdichtungen gegen von außen drückendes Wasser, Ausführung und Bemessung“ verwiesen. Sofern Bauwerke zeitweise oder dauernd mit dem Grundwasser in Berührung kommen, ist eine Untersuchung des Grundwassers auf betonangreifende Stoffe nach DIN 4030, Tl. 1 „Beurteilung betonangreifender Wässer, Böden und Gase – Grundlagen und Grenzwerte“, vorzunehmen. In Bereichen mit künstlicher Aufschüttung sind Bauwerksgründungen nur dann ratsam, wenn die Zusammensetzung der eingebrachten Aufschüttung zuverlässig bekannt ist und aus einem durchgehend tragfähigen, verdichteten Material besteht. Ansonsten müßten Gründungen unter den Aufschüttungen, im Bereich der natürlich abgelagerten Schichten, erfolgen. Für derartige Gründungen bestehen folgende Möglichkeiten:

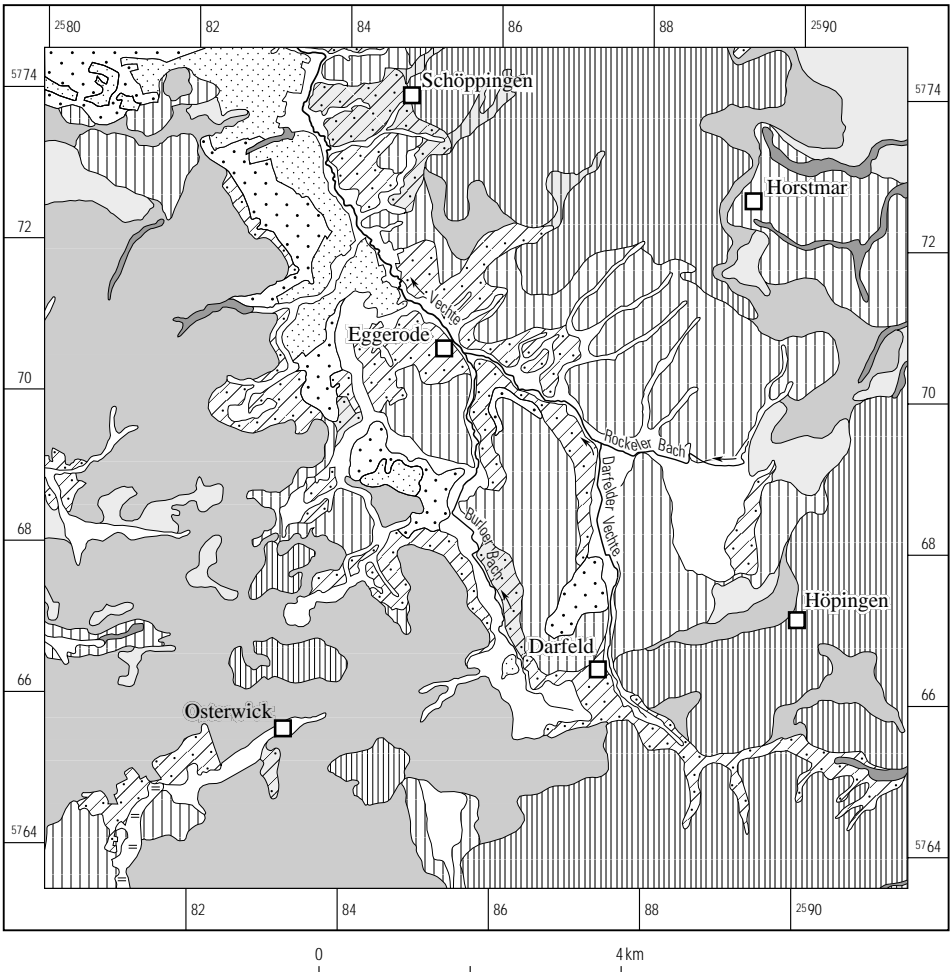
Mehraushub und Ersatz durch Magerbeton oder lagenweise einzubauendes und zu verdichtendes Sand-Kies-Gemisch. Leichte Bauwerke können mit Fundamentrost oder Plattenfundamenten auf Bodenersatz gegründet werden. Eventuell können auch Tiefenverdichtungen vorgenommen werden, oder es kann eine Tiefengründung mit Pfählen in den darunterliegenden Schichten erfolgen. Im Bereich von Altlasten oder Auffüllungen sind Untersuchungen, inwieweit im Grundwasser Schadstoffe auftreten, auf jeden Fall durchzuführen.

Nach der Karte der Erdbebenzone in DIN 4149 (Bauten in deutschen Erdbebengebieten) liegt das Blattgebiet in der Erdbebenzone 0. Maßnahmen gegen Erdbeben sind daher nicht notwendig.

9 Böden

(W. G. SCHRAPS)

Die Bodenverhältnisse des Blattgebiets sind ausführlich auf der Bodenkarte von Nordrhein-Westfalen 1 : 50 000, Blatt L 3908 Ahaus (1974), dargestellt. Abbildung 16 zeigt diese Darstellung in generalisierter Form. Die vorkommenden Böden sind dazu in zwölf Bodeneinheiten zusammengefaßt worden. In der folgenden Beschreibung lassen sich die jeweils genannten Bodentypen über die in Klammern nachgestellten Nummern den entsprechenden Bodeneinheiten in Abbildung 16 zuordnen. Als Kriterien zur Abgrenzung dieser Einheiten dienen vorrangig das geologische Ausgangssubstrat, der Bodentyp, die Bodenart sowie die Wasserverhältnisse; jedoch wurden auch bodenphysikalische und bodenchemische Parameter einbezogen.















Für die Entwicklung der Böden ist das geologische Ausgangssubstrat von wesentlicher Bedeutung. Die starke Differenzierung der quartären Sedimente des Blattgebiets nach ihrer Genese ist jedoch bodenkundlich nur von untergeordneter Relevanz. Die Böden lassen sich daher hier nach den übergeordneten geologischen Einheiten nur zwei Bodenlandschaften zuordnen.

Gesteine der Kreide-Zeit spielen im Blattgebiet aus bodenkundlicher Sicht eine wichtige Rolle (Kap. 9.1); sie beeinflussen die Bodenentwicklung durch ihre Nährstoffgehalte und ihre Stauwirkung für das Sickerwasser. Auch dort, wo sie oberflächennah anstehen, werden diese Gesteine häufig von geringmächtigen Deckschichten des Pleistozäns und des Holozäns überlagert, die dann an der Bodenbildung beteiligt sind. Da geringmächtige Deckschichten in der geologischen Karte häufig nicht dargestellt sind (vgl. Kap. 3.6), können bei der Beschreibung der bodenbildenden Sedimente Abweichungen gegenüber der Darstellung in der geologischen Karte auftreten.

Neben Böden aus Kreide-Sedimenten treten im Blattgebiet auch solche aus quartären Sedimenten auf (Kap. 9.2). Die größte Verbreitung besitzen Grundmoräne und Schmelzwassersand (Saale-Zeit), Fließerde, Bach- und Flußablagerungen (Weichsel-

◀ Abb. 16 Bodenkundliche Übersicht

	Braunerde, Rendzina-Braunerde und Rendzina, z. T. Pseudogley-Braunerde (1) aus Zersatzmaterial der Oberkreide-Sedimente, z. T. aus Geschiebelehm (Pleistozän) über Kalkmergel- bis Tonmergelstein (Oberkreide)		Pseudogley (7) aus Geschiebelehm (Pleistozän) oder Zersatzmaterial der Oberkreide-Sedimente über Mergel- bis Tonmergelstein (Oberkreide)
	Braunerde (2) aus Verschwemmungsablagerungen (Holozän) und Fließerde (Pleistozän)		Gley, z. T. Pseudogley-Gley und Pseudogley (8) aus lehmigen Bach- und Verschwemmungsablagerungen (Holozän), z. T. über Talsand (Pleistozän), über sandig-toniger Fließerde (Pleistozän)
	Gley-Braunerde, z. T. Braunerde-Gley, Pseudogley-Braunerde, Braunerde oder Plaggenesch (3) aus Verschwemmungsablagerungen und Fließerde (Pleistozän/Holozän) über Tal-, Nachschütt- und Uferwallsand (Pleistozän) über Kalkmergel- bis Tonmergelstein (Oberkreide)		Gley, Naßgley und Anmoorgley (9) aus Bach-, Fluß- und Verschwemmungsablagerungen (Holozän), z. T. über Talsand (Pleistozän)
	Gley-Podsol, z. T. Podsol, Podsol-Gley oder Plaggenesch (4) aus Flugsand (Pleistozän/Holozän) oder Tal- und Uferwall-sand (Pleistozän), z. T. über Geschiebelehm (Pleistozän), über Tonmergel- und Kalkmergelstein (Oberkreide)		Braunerde-Gley, z. T. Plaggenesch oder Gley (10) aus Bach- und Flußablagerungen (Holozän) über Schmelzwasser-, Tal- oder Uferwallsand (Pleistozän), z. T. über Tonmergel- und Kalkmergelstein (Oberkreide)
	Pseudogley, Braunerde-Pseudogley und Pseudogley-Braunerde, z. T. Plaggenesch (5) aus Geschiebelehm (Pleistozän), z. T. aus Zersatzmaterial der Oberkreide-Sedimente, über Kalkmergel- bis Tonmergelstein (Oberkreide)		Podsol-Gley, z. T. Gley, Gley-Podsol oder Podsol-Pseudogley (11) aus Flug- und Talsand (Pleistozän/Holozän) über Geschiebelehm (Pleistozän), z. T. über Tonmergel- bis Kalkmergelstein (Oberkreide)
	Braunerde-Pseudogley, z. T. Pseudogley-Braunerde und Pseudogley (6) aus Geschiebelehm (Pleistozän) oder Zersatzmaterial der Oberkreide-Sedimente über Kalkmergel- bis Tonmergelstein (Oberkreide)		Niedermoor, z. T. Moorgley (12) aus Niedermoorortorf (Holozän) über Bach- und Flußablagerungen (Holozän)

Zeit), durch äolische Umlagerungen entstandener Flugsand und Dünen (Pleistozän bis Holozän) sowie Verschwemmungsablagerungen (Holozän). Daneben kommen auch junge holozäne Bach- und Flußablagerungen sowie Moore vor.

9.1 Böden aus Sedimenten der Oberkreide

Gesteine der Oberkreide kommen, abgesehen vom weiteren Tal der Vechte und ihrer Nebengewässer, oberflächennah im gesamten Blattgebiet vor. Sie bestehen aus schluffigem Tonmergelstein, Mergelstein oder Kalkmergelstein, die teilweise Feinsandgehalte aufweisen. In vielen Fällen werden sie von Sedimenten des Pleistozäns, die die Bodenentwicklung stark beeinflussen, in unterschiedlicher Mächtigkeit überlagert. Bei der bodenkundlichen Kartierung ist häufig nicht eindeutig zu trennen, ob es sich bei dem Ausgangssubstrat der Bodenbildung um Zersatzmaterial des Kreide-Gesteins oder um bodenartlich ähnliche pleistozäne Ablagerungen (Grundmoräne) handelt.

Aus sandigem Lehm der Grundmoräne, zum Teil auch aus lehmigem Ton als Zersatzmaterial der Baumberge- und der Coesfeld-Schichten haben sich auf Rücken und an steilen Hängen bei Mächtigkeiten von 3 – 6 dm (z. T. 6 – 10 dm) Braunerde, Rendzina-Braunerde, Rendzina und zum Teil Pseudogley-Braunerde (1) mit unterschiedlichen Carbontgehalten entwickelt. Die Böden zeigen hohe Sorptionsfähigkeit für Nähr- und Schadstoffe. Sie besitzen eine geringe bis mittlere nutzbare Wasserkapazität bei meist mittleren bis geringen Durchlässigkeiten, so daß kurzfristig Staunässe auftreten kann (AG Boden 1996). Die Böden trocknen jedoch schnell ab und müssen daher als dürr empfindliche Pflanzenstandorte angesprochen werden, die aber sehr nährstoffreich sind. In der Regel erfolgt eine ackerbauliche oder forstliche Nutzung.

An flachen Hängen haben sich aus lehmig-tonigen Deckschichten (Grundmoräne oder Verwitterungslehm der Oberkreide-Sedimente) über Mergelstein, Kalkmergelstein und Tonmergelstein (Holtwick-Schichten) Braunerde-Pseudogley, zum Teil auch Pseudogley-Braunerde und Pseudogley (6) mit hoher Sorptionsfähigkeit und mittlerer bis geringer nutzbarer Wasserkapazität entwickelt. Die Böden besitzen meist nur eine geringe Durchlässigkeit und zeigen eine mittlere Staunässe bis in den Oberboden. Sie werden als Grünland oder Acker genutzt, sind aber meist meliorationsbedürftig. Hier treten auch verbreitet Beetkulturen mit mächtigeren humosen Oberböden und vernähten Zwischengräben auf (SCHRAPS 1984). In flachen Senken sind diese Böden meist stark vernäht und zeigen dann die Horizontierung von Pseudogley (7). Die Böden besitzen hohe Sorptionsfähigkeit für Nähr- und Schadstoffe, eine mittlere bis geringe nutzbare Wasserkapazität und eine sehr geringe Durchlässigkeit. Es sind überwiegend Grünlandstandorte, die auch nach Melioration nicht trittfest sind, aber hohe Nährstoffgehalte aufweisen.

9.2 Böden aus Sedimenten des Quartärs

Größere Verbreitung besitzen im Blattgebiet die Grundmoräne mit Geschiebemergel und Geschiebelehm (z. T. umgelagert), der Schmelzwassersand, die Bach- und Flußablagerungen und die sandige Fließerde sowie die Wind- und Verschwemmungs-

ablagerungen, die stratigraphisch dem Pleistozän sowie auch dem Holozän zuzuordnen sind. Eine klare Trennung dieser Sedimente ist bei der bodenkundlichen Kartierung jedoch häufig nicht möglich.

In schmalen Trockentälern des Schöppinger Bergs kommt Braunerde (2) aus Verschwemmungsablagerungen und Fließerde mit geringer Sorptionsfähigkeit, geringer bis mittlerer nutzbarer Wasserkapazität und hoher Wasserdurchlässigkeit vor. Aus lehmig-sandiger Fließerde und lehmigem Talsand haben sich bei höheren Grundwasserständen dagegen Gley-Braunerde (Grundwasser selten höher als 8 dm unter Flur), zum Teil Braunerde-Gley, Pseudogley-Braunerde oder Braunerde (3) entwickelt. Sie treten besonders im Bereich der Vechte und ihrer Zuflüsse auf und besitzen meist eine mittlere bis hohe Sorptionsfähigkeit für Nähr- und Schadstoffe und eine mittlere bis hohe nutzbare Wasserkapazität sowie eine mittlere bis hohe Durchlässigkeit. Ihre Nutzung erfolgte überwiegend als Ackerstandorte.

Häufig sind diese Böden mit Plaggeneschen vergesellschaftet. Eine besondere Rolle spielen dabei die Uferwälle der Vechte, die mit Flugsandaufwehungen verzahnt sind. Auf diesen höher gelegenen Bereichen wurde sehr früh intensive Plaggenwirtschaft betrieben. Sie boten sich in den relativ feuchten Talsandgebieten als Ackerstandorte an. Seit dem 8. Jahrhundert ist im Münsterland Plaggendüngung nachgewiesen. Dabei sind Gras- und Heideplaggen, die zunächst als Einstreumaterial in den Ställen verwendet und teilweise auch kompostiert wurden, als Dünger auf die Felder gefahren worden. Die niedrigen pH-Werte des aufgebrachten Materials ließen eine rasche Zersetzung nicht zu, so daß im Laufe der Jahrhunderte mächtige humose Auflagen auf den ursprünglichen Böden entstanden. Durch diese Düngung konnten jedoch die Wasser- und Sorptionskapazität sowie die Nährstoffversorgung der Standorte erheblich verbessert werden (SCHRAPS 1984). Die Uferwälle der Vechte bilden häufig geschlossene Züge von Plaggeneschen (4) mit humosen Oberböden von 8 – 12 dm Mächtigkeit. Sie sind noch heute bevorzugte Ackerstandorte.

Grundmoräne, meist in der Form von Geschiebelehm, tritt im Blattgebiet in unterschiedlicher Mächtigkeit und Korngrößenzusammensetzung auf. Böden, die sich aus einer geringmächtigen Geschiebelehmdecke (< 1 m) entwickelt haben, wurden in Kapitel 9.1 beschrieben. Bei größerer Mächtigkeit bildeten sich je nach Staunässegrad Pseudogley, Braunerde-Pseudogley oder Pseudogley-Braunerde (5). Die Böden besitzen eine mittlere bis hohe Sorptionsfähigkeit und nutzbare Wasserkapazität bei mittlerer Wasserdurchlässigkeit. Meist tritt mittlere, teilweise starke Staunässe bis in den Oberboden auf. Diese Böden werden überwiegend forstlich oder als Grünlandstandort genutzt; nach Melioration ist meist Ackernutzung möglich. Vereinzelt wurden auch sie durch Plaggendüngung verbessert, so daß dann mächtige humose Oberböden vorhanden sind.

Im Tal der Vechte, besonders im nordwestlichen Blattbereich, sind Flug- und Talsand verbreitet. Aus ihnen hat sich Gley-Podsol, z. T. Podsol oder Podsol-Gley (4) mit mittlerem Grundwasserschwankungsbereich (einschl. Kapillarraum) von 8 – 13 und 13 – 20 dm unter Flur während der Vegetationsperiode gebildet. Häufig sind die Böden durch Plaggendüngung in Plaggeneschen (4) umgewandelt. Ursache der Plaggendüngung war hier neben Düngungseffekten auch die Absicht, den Grundwasserflurabstand zu vergrößern und damit Grünlandflächen in Ackerstandorte umzuwandeln.

Bei höheren Grundwasserständen (mittlerer Grundwasserschwankungsbereich einschl. Kapillarraum 6 – 10 dm unter Flur während der Vegetationsperiode) haben sich Podsol-Gley, teilweise auch Gley, Gley-Podsol oder Podsol-Pseudogley (11) entwickelt. Sie sind häufig mit Braunerde-Gley und Braunem Plaggenesch oder Gley (10) vergesellschaftet. Durch die Plaggendüngung wurde besonders die Absicht verfolgt, den Grundwasserflurabstand zu vergrößern, um diese natürlichen Grünlandstandorte ackerbaulich zu nutzen. Böden aus Sand sind überwiegend durch geringe Sorptionsfähigkeit für Nähr- und Schadstoffe, geringe nutzbare Wasserkapazität und hohe Durchlässigkeit gekennzeichnet. Sie besitzen meist geringe Nährstoffgehalte.

Junge Bach- und Flußablagerungen (Holozän) kommen im Tal der Vechte und ihrer Nebenflüsse vor. Häufig tritt hier auch in randlichen Bereichen Schwemmlehm auf. Im allgemeinen handelt es sich um schwach lehmige bis lehmige Sande in unterschiedlicher Mächtigkeit. Vereinzelt kommen auch stark sandige Verschwemmungsablagerungen vor. Je nach Grundwasserstand haben sich aus diesen Substraten Gley (9) (mittlerer Grundwasserschwankungsbereich 4 – 8 dm unter Flur), Naßgley (9) oder – bei Anreicherung von organischer Substanz im Oberboden – Anmoorgley (9) (mittlerer Grundwasserschwankungsbereich 0 – 4 dm unter Flur) entwickelt. Die Böden besitzen eine geringe bis mittlere Sorptionsfähigkeit für Nähr- und Schadstoffe und eine mittlere bis hohe Durchlässigkeit. Aufgrund der hohen Wasserstände handelt es sich um Grünlandstandorte.

Im Bereich der oberen Abschnitte von Tälern, die ihren Ursprung in den Erhebungen der Oberkreide haben (Horstmar, Darfeld), entwickelten sich aus tonigen Bachablagerungen und Schwemmlehm Gley, z. T. Pseudogley-Gley und Pseudogley (8) mit meist hoher Sorptionsfähigkeit und nutzbarer Wasserkapazität sowie geringer bis mittlerer Durchlässigkeit. Die mittleren Grundwasserschwankungsbereiche (einschl. Kapillarraum) liegen zwischen 4 und 8 dm; stellenweise tritt mittlere Staunässe auf. Die Böden werden ausschließlich als Grünland genutzt.

Südwestlich von Osterwick kommt Niedermoor, teilweise auch Moorgley (12) vor. Die Mächtigkeit der Torfe liegt zwischen 4 und 12 dm bei einem mittleren Grundwasserschwankungsbereich von 0 – 4 dm unter Flur.

10 Bohrungen

Im Bohrarchiv des Geologischen Landesamtes Nordrhein-Westfalen sind für das Blattgebiet Horstmar 381 Schichtenverzeichnisse von Bohrungen und Sondierungen vorhanden (Stand Mai 1999), die meist nur eine geringe Teufe von einigen Metern bis Dekametern erreicht haben; nur wenige sind zwischen 50 und 100 m tief. Die einzige Tiefbohrung des Blattgebiets, die Bohrung Darfeld 1 (Brg. 5 in diesem Kap.) hat eine Teufe von 1 411,4 m erreicht. Einige Bohrungen enden bereits in Schichten des Quartärs, überwiegend reichen sie jedoch bis in die oberflächennahen Kreide-Schichten. Ein großer Teil der Bohrungen und Sondierungen dient der Grundwassererschließung oder -erkundung oder wurde für ingenieurgeologische Fragestellungen (Baugrunduntersuchungen) abgeteuft. Die in Kapitel 1 bereits erwähnten kartierbegleitenden Bohrungen und Sondie-

rungen des Geologischen Landesamtes Nordrhein-Westfalen, mit Ausnahme der Handsondierungen bis 2 m Tiefe, sind in der genannten Zahl enthalten.

Nachstehend sind die Schichtenverzeichnisse einiger Bohrungen in teilweise gekürzter Form aufgeführt, um einen Einblick in Abfolge, Ausbildung und Verbreitung der Schichten zu geben, die nicht an der Geländeoberfläche anstehen oder nur unvollkommen durch Aufschlüsse zugänglich sind. Die Lage und die entsprechenden Nummern der Bohrungen sind in der geologischen Karte angegeben.

Bohrung 1

Name: Sondierbohrung 3414, Schöppingen-Vechtetal

Lage: Schöppingen, Bauerschaft Ebbinghoff, Vechtetal;
R 84 100, H 72 880; +75,5 m NN

Auftraggeber: Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen

Zweck: geologische Landesaufnahme

Bohrverfahren: Sondierung (Kleinbohrung)

Bearbeiter: M. HISS, H. WESTERMANN

Bohrzeit: 5.9.1989

–	0,80 m	Feinsand, schwach mittelsandig, einzelne Grobsandkörner, braun	Flugsand
–	1,50 m	Feinsand, mittelsandig, einzelne Grobsandkörner, hellgelbbraun	"
–	2,50 m	Feinsand, Mittelsand, schwach grobsandig, hellgelbbraun	Talsand
–	4,10 m	Mittelsand, schwach feinsandig, hellgelbbraun	"
–	5,90 m	Feinsand, schwach mittelsandig, gelbbraun; wechsellagernd mit Feinsand, hellgelbgrau; insgesamt kalkhaltig	"
–	6,10 m	Grobschluff, kalkhaltig, hellbraungrau	Schluff-Folge
–	7,30 m	Feinsand, schwach mittelsandig, hellgelbgrau; mit Einlagerungen von Grobschluff, hellgrau; insgesamt kalkhaltig	"
–	8,10 m	Schluff mit dünnen Einlagerungen von Mittelsand, feinsandig, hellbraun, insgesamt kalkhaltig	"
–	8,50 m	Mergelstein, schluffig, hellgrau	Holtwick-Schichten

Bohrung 2

Name:	Sondierbohrung 3048, Niedern		
Lage:	Horstmar, Bauerschaft Niedern; R 90 800, H 72 130; +79,5 m NN		
Auftraggeber:	Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen		
Zweck:	geologische Landesaufnahme		
Bohrverfahren:	Sondierung (Kleinbohrung)		
Bearbeiter:	M. HISS, H. WESTERMANN		
Bohrzeit:	10.5.1987		
– 0,60 m	Schluff, sandig, schwach humos, kalkfrei, dunkelbraun		Grundmoräne
– 1,40 m	Schluff, sandig, schwach tonig, kalkfrei, hellbraun, z. T. braungrau		"
– 5,50 m	Schluff, sandig, schwach tonig, schwach feinkiesig, schwach kalkhaltig, dunkelgrau		"
– 6,00 m	Tonmergel, halbfest bis fest, übergehend in Tonmergelstein, grau		Holtwick-Schichten

Bohrung/Aufschluß 3

Name:	Schurf in ehemaliger Sandgrube in Schöppingen-Heven und Sondierbohrung 3190 (Schurf bis 5 m Tiefe, darunter durch die Bohrung erschlossen)		
Lage:	Schöppingen-Heven, 300 m südlich von Schulze-Niehoff; R 83 890, H 71 360; +77,0 m NN		
Auftraggeber:	Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen		
Zweck:	geologische Landesaufnahme		
Aufschlußverfahren:	Schurf und Sondierung (Kleinbohrung)		
Bearbeiter:	M. HISS, H. WESTERMANN		
Bohrzeit:	September 1988		
– 0,60 m	Feinsand, schwach mittelsandig, humos, dunkelbraun, im unteren Abschnitt z. T. gebleicht (Podsol mit Auflagerung von Plaggenesch)		Flugsand
– 0,70 m	Feinsand, schwach mittelsandig, schwach humos, Farbe wechselnd von Dunkel- nach Hellbraun		"
– 2,00 m	Feinsand, schwach mittelsandig, in einzelnen dünnen Bändern vereinzelte Grobsandkörner, hellgelbbraun, in Abständen von 5 – 10 cm dünne braune Bänder		"

– 2,60 m	Feinsand, mittelsandig, z. T. schwach grobsandig, hellgelbbraun; wechsellagernd mit Feinsand, schwach schluffig, graubraun, z. T. schwach eisenschüssig und braun; geschichtet im cm-Bereich; im oberen Teil vereinzelte humose Einsprenglinge (Alleröd-Horizont?)	Talsand
– 3,30 m	Feinsand, schwach mittelsandig, nach unten zunehmend Einlagerungen von Fein- bis Mittelkies aus Kreide-Gesteinen, weitgehend entkalkt, hellgelbbraun, z. T. deutlich schräggeschichtet sowie Rinnenbildungen (Kiesanteil wechselt lateral innerhalb des Aufschlußbereichs stark)	”
– 4,50 m	Mittelsand, stark grobsandig, schwach feinsandig, oben teilweise fein- bis mittelkiesig (Kiese aus Kreide-Gesteinen, überwiegend entkalkt, z. T. zersetzt), hellgelbgrau, stark kryoturbat: taschenartig eingelagerter Mittelkies aus Kreide-Gesteinen (meist nicht entkalkt) und einzelnen nordischen Komponenten	Schmelzwassersand
– 5,90 m	Mittelsand, feinsandig, wechsellagernd mit Feinsand, mittelsandig, z. T. schwach schluffig, schwach kalkhaltig, hellgraubraun, laminar geschichtet	”
– 6,50 m	Grobschluff, schwach feinsandig, mit Einlagerungen von Feinsand, schwach kalkhaltig, hellgrau	”
– 8,40 m	Mittelsand, feinsandig, wechsellagernd mit Feinsand, mittelsandig, schwach kalkhaltig, hellbraungrau, hellgelbgrau	”
– 9,30 m	Mittelsand, grobsandig, mit Einlagerungen von Schluff, tonig, kalkhaltig, hellgrau, gelbbraun (Schluff aus umgelagertem und zersetztem Kreide-Material)	”
– 10,20 m	Grobsand, mittelsandig, mit Einlagerungen von Schluff, sandig, schwach kiesig, kalkhaltig, hellgelbgrau	”
10,50 m	Mergelstein, hellgrau	Mittlere Holtwick-Schichten

Bohrung 4

Name: Kartierbohrung 10214, Schulze-Oeing, Eggerode
Lage: Vechtetal nördlich Eggerode, beim Hof Schulze-Oeing;
R 84 970, H 71 190; +75,5 m NN
Auftraggeber: Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen
Zweck: geologische Landesaufnahme
Bohrverfahren: Rammkernbohrung
Bearbeiter: M. HISS, H. WESTERMANN (Profilaufnahme und Stratigraphie);
H. GRÜNHAGEN (Mineralogie); K. RESCHER (Mikrofauna);
R. STRITZKE (Mikroflora); U. WEFELS (Schwerminerale);
M. A. GEYH, Hannover (¹⁴C-Datierung); H. SCHÜTT, Düsseldorf
(Schneckenfauna)

Bohrzeit: 29.9.1988

– 1,30 m	Schluff, feinsandig, schwach tonig bis tonig, Pflanzenreste, braungrau, z. T. rostfleckig	Auensand (lehmiger Auensand)
– 1,90 m	Feinsand, z. T. mittelsandig, z. T. humos, braun, dunkelbraun	”
– 2,00 m	Schluff, teilweise stark humos, braungrau, dunkelbraun	”
– 3,40 m	Feinsand, teilweise mittelsandig, braungrau; teilweise dünne Einlagerungen von Schluff, humos, graubraun; mehrere bis zu 10 cm mächtige Torflagen, schwarzbraun	”
– 4,40 m	Fein- und Mittelsand, teilweise schwach grobsandig bis feinkiesig, schwach kalkhaltig, hellgrau	Talsand
– 5,60 m	Feinsand, mittelsandig, lagenweise Mittelsand, schwach feinsandig, stark grobsandig bis feinkiesig, schwach kalkhaltig, hellgrau, in dünnen Bändchen schwach humos, z. T. undeutlich feinschichtig	Älteste <i>Dryas</i> -Schichten
– 6,10 m	Schluff, schwach glimmerführend, schwach kalkhaltig, z. T. stark humos, z. T. mit Schneckenschalen, grau, dunkelgraubraun	Schluff-Folge
– 6,50 m	Feinsand, feinschichtig wechsellagernd mit Schluff, schwach kalkhaltig, grau	”
– 8,50 m	Schluff, schwach glimmerführend, schwach kalkhaltig, z. T. mit Schneckenschalen, grau; einzelne dünne Torflagen oder stark humose Lagen, braun, graubraun; vereinzelt dünne Lagen aus Schluff, kiesig, mit Kiesen aus Kreide-Material	”

– 10,10 m	Schluff mit Einlagerungen von Feinsand, schwach kalkhaltig, z. T. schwach kiesführend, mit Kiesen aus Kreide-Material, grau	Schluff-Folge
– 10,90 m	Schluff, kalkhaltig, grau, lagenweise humos, graubraun	”
– 11,30 m	Feinsand, schwach schluffig, schwach grobsandig, kalkhaltig, grau	Sand-Schluff-Wechselfolge
– 11,60 m	Schluff, wechsellagernd mit Feinsand, schwach kalkhaltig, feinschichtig, z. T. schwach humos, braungrau	”
– 11,80 m	Schluff, schwach kalkhaltig, grau, z. T. humos, graubraun	”
– 13,10 m	Feinsand, schwach mittelsandig, z. T. schwach kiesig, kalkhaltig, grau; mit Einlagerungen von Schluff, z. T. humos, grau, graubraun	”
– 13,70 m	Schluff, kalkhaltig, grau, lagenweise humos, braungrau	”
– 14,50 m	Sand, schluffig, feinkiesig, teilweise schwach mittelkiesig, kalkhaltig, grau; einzelne Lagen von Schluff, kalkhaltig, grau, z. T. stark humos, graubraun	
– 16,00 m	Mergel, schluffig, halbfest; übergehend in Mergelstein, schluffig; hellgrau	Holtwick-Schichten

Bohrung 5

Name: Tiefbohrung Darfeld 1 (Reichsbohrung 81/44)
 Lage: Rosendahl-Darfeld, Bauerschaft Rockel;
 R 89 130, H 69 500; +88 m NN
 Auftraggeber: Konsortium Deutag, Elwerath, Vacuum
 Zweck: Erdölaufschlußbohrung (nicht fündig)
 Bohrverfahren: Meißelbohrung mit gekernten Abschnitten
 Bearbeiter: MIDDENDORF (Kernbeschreibungen);
 LÖGTERS, SEITZ, STAESCHE, WICK (Mikro- und Makrofauna);
 BOIGK (Schichtenverzeichnis); M. TEICHMÜLLER (Inkohlung);
 GREBE, HARTKOPF-FRÖDER (Karbon-Mikroflora);
 HISS (Überarbeitung und stratigraphische Neugliederung
 des Kreide-Profiles)
 Bohrzeit: 8.5.1944 – 24.1.1945

Im Zusammenhang mit der geologischen Landesaufnahme wurde auch das Kreide-Profil der Tiefbohrung Darfeld 1 überarbeitet. Eine lückenlose, detaillierte Gliederung des Profils ist nicht möglich. Das Schichtenverzeichnis basiert lediglich auf den Beschrei-

bungen von kurzen Kernabschnitten und wenigen biostratigraphischen Angaben. Bis etwa 1 100 m Tiefe wurden nur kurze Bohrkern in sehr großen Abständen (zwischen 100 und 200 m) gezogen, darunter ist die Probennahme dichter, obwohl auch hier noch große Lücken vorhanden sind (so ist z. B. das gesamte Unterturon überbohrt). Spülprobenbeschreibungen, durch die sich die Lücken zwischen den gekernteten Abschnitten überbrücken ließen, liegen nicht vor. An Bohrlochmessungen existiert lediglich für den Teufenabschnitt von 227 – 1 163 m eine einfache, gering auflösende Eigenpotential- und Widerstandsmessung („elektrisches Kernen“), die nur in ihrem unteren Abschnitt (Coniac und Turon) eine sinnvolle stratigraphische Auswertung ermöglicht.

Aufgrund neuerer regionalgeologischer Kenntnisse läßt sich das Bohrprofil jedoch heute aus den spärlichen Angaben in den Kernbeschreibungen, mit Hilfe der Bohrlochmessung, durch den Vergleich mit Kartielergebnissen und den Profilen der benachbarten Bohrungen Münsterland 1 (TK 25: 3910 Altenberge; vgl. STAUDE 1989) und Metelen 1001 (TK 25: 3809 Metelen; vgl. HISS 1991) stratigraphisch neu interpretieren und die nachfolgende Gliederung vornehmen. Einige Grenzen sind analog zum Profil der Bohrung Münsterland 1 geschätzt.

- | | | |
|---------------|---|----------------------------|
| – ca. 130 m | Holtwick-Schichten: vorwiegend Kalkmergelstein, hellgrau, und Mergelstein, grau; die Liegendgrenze fällt in eine Probenlücke; Teufe geschätzt | Oberes
Untercampan |
| – ca. 195 m | Schichten des Unteren Untercampan (überbohrt, die Kernprobe 198 – 202 m datiert nach faunistischem Befund vermutlich schon in das Obersanton) | Unteres
Untercampan |
| – ca. 270 m | Schichten des Obersantons: Mergelstein, z. T. feinsandig, grau; die Liegendgrenze fällt in eine Probenlücke; Teufe geschätzt | Obersanton |
| – ca. 720 m | Emscher-Mergel: Mergelstein, grau | Unter- und
Mittelsanton |
| – ca. 990 m | Emscher-Mergel: Mergelstein, grau (die Kernprobe 993 – 999 m umfaßt bereits den Bereich der Kalkig-mergeligen Übergangsschichten an der Grenze Mittel-/Unterconiac im Sinne von FRIEG & HISS & MÜLLER 1989) | Mittel- und
Oberconiac |
| – ca. 1 065 m | <i>schloenbachi</i> -Schichten: Kalkmergelstein und mergeliger Kalkstein (weitestgehend überbohrt); die Liegendgrenze fällt in eine Probenlücke; Teufe geschätzt | Unterconiac |
| – ca. 1 100 m | <i>striatoconcentricus</i> -Schichten: mergeliger Kalkstein, hellgrau, mit Mergelsteinzwischenlagen, grau, dunkelgrau | Oberturon |

– ca. 1 210 m	<i>lamarcki</i> -Schichten: mergeliger Kalkstein, hellgrau, grau, mit Mergelsteinzwischenlagen, grau, dunkelgrau (die Grenze Unter-/Mittelturon sowie das gesamte Unterturon fallen in die Probenlücke zwischen 1 197 und 1 228,5 m)	Mittelturon
– ca. 1 228 m	<i>labiatus</i> -Schichten (überbohrt)	Unterturon
– ca. 1 350 m	Schichten des Cenomans (genaue Abgrenzungen sind nicht möglich): in Probe 1 228,5 – 1 232,5 m Mergelstein, hellgrau und blauschwarz, mit <i>Chondrites</i> -Bauten = <i>plenus</i> -Schichten mit <i>Chondrites</i> -Event und Schwarzschieferlage; bis Probe 1 282,5 m Kalkstein, hellgrau; mergeliger Kalkstein, hellgrau, grau, z. T. Mergelstein, grau = Cenoman-Kalk und Cenoman-Pläner; die Grenze zum Cenoman-Mergel liegt in der Probenlücke zwischen 1 282,5 und 1 309,9 m; ab 1 309,9 m Mergelstein, grau, dunkelgrau, im oberen Abschnitt z. T. Kalkmergelstein und mergeliger Kalkstein, hellgrau = Cenoman-Mergel; die Grenze Alb/Cenoman ist nach Vergleich mit der Bohrung Münsterland 1 geschätzt	Cenoman
– 1 380 m	Flammenmergel: Tonmergel- und Mergelstein, grau, dunkelgrau; untergeordnet Kalkmergelstein, grau (die Grenze des oberen Teils – mit Aucellinen – zum unteren Teil – ohne Aucellinen – liegt in der Probenlücke zwischen 1 357,5 und 1 374 m)	Oberalb
– 1 389 m	<i>minimus</i> -Grünsand: Tonmergelstein, sandig, glaukonitisch, dunkelgrau; übergehend in Feinsandstein, tonig, kalkhaltig, glaukonitisch, z. T. mit Tonsteingeröllen, dunkelgrau	Mittelialb
– 1 411,4 m	Westfal B: Sandstein, mittelkörnig, bräunlichgrau, z. T. mit einzelnen Quarzkiesen und kohligen Holzresten; Tonstein, dunkelgrau	Oberkarbon

Bohrung 6

Name:	Kartierbohrung 10233, Rockel		
Lage:	Rosendahl-Darfeld, Bauerschaft Rockel, bei Haus Rockel; R 87 930, H 69 460; +81,80 m NN		
Auftraggeber:	Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen		
Zweck:	geologische Landesaufnahme		
Bohrverfahren:	Rammkernbohrung		
Bearbeiter:	M. HISS, H. WESTERMANN		
Bohrzeit:	16.4.1992		
– 1,00 m	Probenlücke (z. T. künstlich veränderter Boden)		
– 1,50 m	Grobschluff, z. T. sehr schwach feinsandig, kalkfrei, hellbraun, grau, steif	Schluff-Folge	
– 2,50 m	Feinsand, mittelsandig, Einlagerungen von Mittelsand, feinsandig, gelbgrau, geschichtet im cm-Bereich, teilweise mit flacher Schrägschichtung	”	
– 3,40 m	Grobschluff, schwach kalkhaltig, steif, grau, z. T. bräunlichgrau; wenige dünne Einlagerungen von Feinsand oder Schluff, schwach tonig, graubraun; einzelne Lagen aus Schluff, humos, z. T. torfig, graubraun bis dunkelbraun	”	
– 3,80 m	Feinsand, mittelsandig, wechsellagernd mit Feinsand, gelbgrau	”	
– 5,40 m	Schluff mit einzelnen dünnen Feinsandeinlagerungen, kalkhaltig, grau, lagenweise schwach humos, graubraun	”	
– 5,80 m	Grobschluff, feingeschichtet, grau, mit einzelnen humosen Bändchen; wechsellagernd mit Sand, kiesig (Kiese aus Kreide-Material), kalkhaltig, hellgrau	”	
– 6,50 m	Grobschluff, teilweise schwach glimmerführend, kalkhaltig, schwach humos, lagenweise stark humos, braungrau, dunkelbraun, Reste von Schneckenschalen	”	
– 7,40 m	Schluff, grusig, mit zahlreichen Kalkkonkretionen (Kalkmudde), stark humos, dunkelbraun, mit zahlreichen Schneckenschalen	”	
– 11,60 m	Grobschluff, einzelne dünne Einlagerungen aus Feinsand, mittelsandig, teilweise kiesig (Kiese aus Kreide-Material), kalkhaltig, grau, lagenweise schwach bis stark humos, braungrau bis graubraun; teilweise mit einzelnen Schneckenschalen	”	

– 12,10 m	Schluff, schwach tonig, stark kalkhaltig, mit Mergelsteinbröckchen, hellgrau, weich bis steif (Bodenbildung)	Holtwick-Schichten
– 13,00 m	Tonmergel, schluffig, halbfest, übergehend in Tonmergelstein, grau	”

Bohrung 7

Name: Kartierbohrung 10223, Darfeld-Vechtetal
Lage: Vechtetal, 2 km nördlich von Rosendahl-Darfeld;
R 87 350, H 68 400; +83,5 m NN
Auftraggeber: Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen
Zweck: geologische Landesaufnahme
Bohrverfahren: Rammkernbohrung
Bearbeiter: M. HISS, H. WESTERMANN (Profilaufnahme und Stratigraphie);
K. RESCHER (Mikrofauna)
Bohrzeit: 19.6.1989

– 1,10 m	Feinsand, schwach mittelsandig, hellgelb-braun; im oberen Teil schwach humos, braun	Talsand, schluffig
– 1,60 m	Feinsand, schwach mittelsandig, mit Einlagerungen von Grobschluff, feinsandig, hellgrau-braun	”
– 3,50 m	Feinsand, schwach mittelsandig, lagenweise Fein- und Mittelsand, dünne Einlagerungen von Grobschluff, hellgrau, hellbraungrau	”
– 3,80 m	Grobschluff, schwach glimmerführend, grau; wechsellagernd mit Feinsand, mittelsandig, hellbraungrau	”
– 5,30 m	Feinsand, schwach mittelsandig, lagenweise mittelsandig, hellbraungrau, deutlich geschichtet	”
– 6,20 m	Grobschluff, teilweise schwach humos und mit Pflanzenresten, schwach kalkhaltig, grau, braungrau	Schluff-Folge
– 6,90 m	Grobschluff, schwach feinsandig, kalkhaltig, grau, feinschichtig	”
– 7,90 m	Grobschluff, teilweise schwach feinsandig, kalkhaltig, glimmerführend, teilweise mit Schneckenschalen, teilweise schwach humos, grau	”
– 8,30 m	Schluff, schwach tonig, kalkhaltig, lagenweise humos und mit Schneckenschalen, grau, grau-braun	”

– 9,20 m	Schluff, schwach tonig, lagenweise schwach sandig und schwach feinkiesig (Kies und Sand aus aufgearbeitetem Kreide-Material), kalkhaltig, grau, grünlichgrau	Schluff-Folge
– 10,10 m	Schluff, schwach kiesführend (Kies aus aufgearbeitetem Kreide-Material und einzelnen nordischen Komponenten), kalkhaltig, grünlichgrau, braungrau	”
– 11,00 m	Schluff, teilweise tonig, schwach grobsandig bis schwach steinig, kalkhaltig, grau, hellbraungrau, z. T. deutlich geschichtet (Grobsand bis Steine aus aufgearbeitetem Kreide-Material und einzelnen nordischen Komponenten)	”
– 12,00 m	Schluff, stark tonig, kalkhaltig, steif bis halbfest, übergehend in Tonmergel, schluffig, halbfest bis fest, hellgraubraun (Verwitterungsbereich der Kreide)	Mittlere Holtwick-Schichten
– 14,00 m	Tonmergelstein, schwach schluffig, hellgelbgrau	”

Bohrung 8

Name: Kartierbohrung 10129, Bockler Berg
 Lage: Rosendahl-Höpingen, auf dem Bockler Berg;
 R 90 240, H 68 000; +131,0 m NN
 Auftraggeber: Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen
 Zweck: geologische Landesaufnahme
 Bohrverfahren: Kernbohrung
 Bearbeiter: M. HISS, H. WESTERMANN (Profilaufnahme und Stratigraphie);
 H. GRÜNHAGEN (Mineralogie); K. RESCHER (Mikrofauna)
 Bohrzeit: Oktober 1987

– 2,00 m	Schluff, stark steinig (Verwitterungslehm, teilweise künstlich verändert)	Obere Baumberge-Schichten
– 2,40 m	Mergelstein, Kalkmergelstein, schwach feinsandig, schwach glaukonitisch, körnig (detritisch), hellbraun	”
– 2,60 m	Mergelkalkstein, arenitisch, einzelne Glaukonite, splittrig hart, hellgelbgrau	”
– 7,20 m	Mergelstein bis Kalkmergelstein, schwach feinsandig, einzelne Glaukonite bis schwach glaukonitisch, körnig (detritisch), z. T. mürbe, z. T. fest, hellgelbgrau, z. T. hellbraungrau; lagenweise Kalkmergelstein bis Mergelkalkstein, fest, z. T. hart, hellgelbgrau bis weißgrau	”
– 7,45 m	Mergelstein, grau, pelitisch („Flammenmergel“)	”

– 9,10 m	sandig-mergeliger Kalkstein, feinkörnig, dicht, fest bis hart, hellgelbbraun (Werksteinbank)	Untere Baumberge-Schichten
– 10,50 m	Kalkmergelstein bis Mergelkalkstein, schwach feinsandig, arenitisch, mäßig fest, hellgelbbraun	”
– 10,90 m	sandig-mergeliger Kalkstein, feinkörnig, stark glaukonitisch, fest bis hart, mit Kalkmergelsteinzwischenlagen, mäßig fest, hellgelbbraun	”
– 11,10 m	Mergelstein bis Kalkmergelstein, feinkörnig, fest, hellgrau und gelbgrau gefleckt, zahlreiche Fischschuppen, Schwammreste und einzelne Schwammnadeln	”
– 12,00 m	Mergelstein bis Kalkmergelstein, feinkörnig, z. T. schwach glaukonitisch, bioturbat, hellgrau und gelbgrau gefleckt	”

Bohrung 9

Name: Kartierbohrung 10222, Midlich
 Lage: Rosendahl-Osterwick, Bauerschaft Midlich, Tal des Varlarer Mühlenbachs; R 81 430, H 64 430; +96,5 m NN
 Auftraggeber: Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen
 Zweck: geologische Landesaufnahme
 Bohrverfahren: Rammkernbohrung
 Bearbeiter: M. HISS, H. WESTERMANN (Profilaufnahme und Stratigraphie);
 H. GRÜNHAGEN (Mineralogie); K. RESCHER (Mikrofauna);
 R. STRITZKE (Mikroflora)

Bohrzeit: 28.6.1989

– 0,20 m	Feinsand, schluffig, schwach mittelsandig, stark humos, graubraun (künstlich verändert)	Anmoor
– 0,40 m	Schluff, schwach sandig, sehr stark humos bis torfig, einzelne Holz- und Pflanzenreste, dunkelgraubraun	”
– 0,70 m	Ton, schluffig, mit Einlagerungen von Feinsand, mittelsandig, und Schluff, feinsandig, z. T. sehr stark humos, braungrau, braun (0 – 0,7 m: palynologische Altersdatierung: Zone XII nach OVERBECK (1975) = jüngerer Subatlantikum)	”

– 1,10 m	Feinsand, mittelsandig, hellbraungrau; übergehend in Schluff, schwach tonig, braungrau, z. T. stark humos	Auensand (lehmiger Auensand)
– 2,20 m	Torf, dunkelbraun; Einlagerungen von Ton, stark schluffig, z. T. humos, dunkelgraubraun, sowie Feinsand, mittelsandig, hellbraungrau	”
– 2,40 m	Mittelsand, grobsandig, übergehend in Feinsand, schwach mittelsandig, teilweise mit humosen Einlagerungen, hellgraubraun, braungrau (0,7 – 2,4 m: palynologische Altersdatierung: Zone XI nach OVERBECK (1975) = mittleres Subatlantikum, Buchenzeit)	Auensand (reiner Auensand)
– 3,20 m	Feinsand, schwach mittelsandig bis mittelsandig, hellbraungrau; Einlagerungen von Torf, z. T. sandig, schwarzbraun	”
– 3,70 m	Feinsand, schwach mittelsandig bis mittelsandig, lagenweise schwach humos, hellbraungrau	”
– 5,40 m	Feinsand, Mittelsand, lagenweise z. T. schwach feinkiesig (z. T. nordisches Material), hellgelbgrau	”
– 6,10 m	Feinsand, mittelsandig, hellgelb, hellgelbgrau	”
– 6,40 m	Grobsand, mittelsandig, schwach feinkiesig (z. T. nordisches Material), hellgelbbraun	”
– 7,00 m	Feinsand, mittelsandig, lagenweise Mittelsand, feinsandig, hellgraubraun	”
– 7,20 m	Mittelsand, schwach feinsandig, z. T. humos, schwarzgrau (2,4 – 7,2 m: palynologische Altersdatierung: Zone X nach OVERBECK (1975) = tieferes Subatlantikum, Eichen-Buchen-Zeit)	”
– 7,70 m	Feinsand, mittelsandig bis stark mittelsandig, z. T. kiesig, bräunlichgrau	”
– 8,30 m	Schluff, tonig, schwach feinsandig, schwach kiesig (Kies aus Kreide-Material mit wenigen nordischen Anteilen), hellgrau	Grundmoräne
– 10,00 m	Kalkmergel, entfestigt, übergehend in Kalkmergelstein, schwach glaukonitisch, hellgrau	Obere Holtwick-Schichten

Bohrung 10

Name:	Kartierbohrung 10205, Bockelsdorf	
Lage:	Billerbeck-Bockelsdorf; R 91 000, H 64 160; +156,5 m NN	
Auftraggeber:	Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen	
Zweck:	geologische Landesaufnahme	
Bohrverfahren:	Kernbohrung	
Bearbeiter:	M. HISS, H. WESTERMANN (Profilaufnahme und Stratigraphie); H. GRÜNHAGEN (Mineralogie); K. RESCHER (Mikrofauna)	
Bohrzeit:	16.5.1988	
– 3,00 m	Schluff, tonig, steinig (Kalksandsteinbrocken), gelbbraun (verwitterte und entfestigte Kreide)	Untere Baumberge-Schichten
– 3,20 m	Kalksandstein, fein- bis mittelkörnig, stark glaukonitisch, bioturbat, hart, hellgrau, hellgraubraun, z. T. blaßrötliche Matrix	"
– 5,60 m	Mergelstein bis Kalkmergelstein, sandig, einzelne Glaukonite bis schwach glaukonitisch, teilweise mürbe, teilweise fest, lagenweise deutlich feinschichtig bis flaserig, hellbraungrau, hellgrau	"
– 5,85 m	Tonmergelstein, feinkörnig, grau, fest, mit Inoceramenschalenresten	"
– 6,30 m	Kalkmergelstein, körnig, schwach glaukonitisch, hellgrau; übergehend in Kalksandstein, glaukonitisch bis stark glaukonitisch, hellgrau, hart, unregelmäßig geschichtet, z. T. bioturbat	"
– 9,50 m	Mergelstein bis Kalkmergelstein, sandig, mit wechselnder Glaukonitführung, fest, einzelne harte Kalksandstein- oder sandige Mergelkalksteineinlagerungen, hellgrau, grau	"
– 10,85 m	Mergelstein, sandig, übergehend in Kalksandstein, stark glaukonitisch, unregelmäßig flaserig, hellgelbgrau („Billerbecker Grünsand“)	"
– 11,25 m	Tonmergelstein, körnig, schwach glaukonitisch bis glaukonitisch	"
– 12,30 m	Kalksandstein, fest bis hart, übergehend in Kalkmergelstein, fest, stark glaukonitisch, undeutlich flaserig, hellgelblichgrau, braungrau (Billerbecker Grünsand)	"
– 12,50 m	Tonmergelstein, schwach glaukonitisch, flaserig, grau, mit <i>Inoceramus (Endocostea) balticus</i> BÖHM	Coesfeld-Schichten
– 12,65 m	Kalkstein, vereinzelte Glaukonite, hart, splittig, weißgrau	"

- 14,75 m Mergelstein, sandig, z. T. glaukonitisch, z. T. undeutlich flaserig, fest, in einzelnen Knollen auch hart, braungrau, grau ”
- 15,00 m Kalkstein, splittig hart, weißgrau ”
- 20,00 m Mergel- bis Kalkmergelstein, körnig, schwach feinsandig, z. T. schwach glaukonitisch, teils tonflaserig, bioturbat, hellgrau, grau; einzelne dünne Kalksteineinlagerungen, hellgrau, weißgrau ”

Bohrung 11

Name: Oberdarfeld 1 (1989)

Lage: Rosendahl-Darfeld, Bauerschaft Oberdarfeld (Hämmermark);
R 89 265, H 63 940; +166,6 m NN

Auftraggeber: Landesgrundwasserdienst, Staatliches Umweltamt Münster

Zweck: Errichtung einer Grundwassermeßstelle sowie geologische Erkundung der Campan-Schichtenfolge

Bohrverfahren: Kernbohrung

Bearbeiter: U. HAMBACH, Köln (Magnetostratigraphie);
R. HINDEL, Hannover (Geochemie);
M. HISS, Krefeld (Profilaufnahme, Bohrkernbeschreibung und Stratigraphie); M. KAEVER, A. LOMMERZHEIM (Fauna, Fazies);
K. RESCHER, Krefeld (Mikrofauna); L. SVABENICKA, Prag (Nannoplankton);
A. Vieth-Redemann, Krefeld (Inkohlung); T. WONIG, Hannover (Bohrlochgeophysik)

Bohrzeit: Dezember 1989

(gekürztes und stark zusammengefaßtes Schichtenverzeichnis;
vgl. Abb. 6 in Kap. 3.5.2.5.2.1)

- 0,80 m Schluff, Schotter, Steine, grau und graubraun; übergehend in Schluff, schwach feinsandig, schwach kiesig, schwach steinig, schwach humos, sehr schwach kalkhaltig, braungrau (künstlich veränderter Boden) künstliche Aufschüttung
- 1,90 m Schluff, schwach feinsandig, sehr schwach tonig, schwach kiesig, mit sehr geringem Kalkgehalt, steif, braun (Verwitterungslehm) Obere Baumberge-Schichten
- 3,80 m Mergelstein, feinsandig, glaukonitisch, mit dünnen Kalksteinbänken, hellgelbgrau ”
- 4,55 m Tonmergel, schluffig, sehr schwach glaukonitisch (feinglaukonitisch), halbfest bis fest, hellgrau bis hellgelbgrau; mit einzelnen zentimeterdicken Einlagerungen von Mergelstein; bei 4,10 m *Bostrychoceras polyplacum* (ROEMER) ”

–	4,70 m	Kalkstein, spätig, schwach glaukonitisch, hart, hellgelbgrau bis weißgrau	Obere Baumberge-Schichten
–	4,90 m	Tonmergel, schluffig, Spur Feinglaukonit, fest, hellgrau und braungrau geflammt („Flammenmergel“)	”
–	5,95 m	Mergelstein, feinsandig, schwach glaukonitisch, mit Einlagerungen von Kalkstein, spätig, hart, hellgelbgrau	Untere Baumberge-Schichten
–	27,40 m	Mergelstein bis Kalkmergelstein, feinsandig, glaukonitisch bis stark glaukonitisch, hellgelbgrau; wenige geringmächtige Einlagerungen von Tonmergelstein, schluffig, schwach glaukonitisch, hellgrau, sowie Kalkstein, spätig, sehr schwach glaukonitisch, hellgrau bis weißgrau („Billerbecker Grünsand“); bei 20,90 m <i>Bostrychoceras polyplacum</i> (ROEMER)	”
–	29,55 m	Tonmergel, halbfest, und Tonmergelstein, schluffig, z. T. wenig Glaukonit, hellgelbgrau, grau	Coesfeld-Schichten
–	45,05 m	Kalkmergelstein und z. T. Mergelstein, feinsandig, überwiegend nur schwach glaukonitisch (äußerst feinkörnige Glaukonitpellets), hellgelbgrau; einzelne dünne Tonmergelsteineinlagen und Kalksteinbänke sowie knollige Kalksteineinlagerungen	”
–	52,50 m	Mergelstein, feinsandig, z. T. stark feinsandig, glaukonitisch, lagenweise stark glaukonitisch, hellgelbgrau, grau; mit wenigen schluffigen Tonmergelsteinlagen und knolligen Kalkstein-einlagerungen; bei 46,5 m <i>Bostrychoceras polyplacum</i> (ROEMER)	”
–	68,60 m	flaserig-schichtige Wechselfolge aus Tonmergelstein, grau, und Kalkmergelstein, teilweise schluffig, hellgrau, mit wenigen dünnen Kalksteinbänken, spätig, hellgrau bis weißgrau	”
–	69,40 m	Kalkmergelstein, stark feinsandig, stark glaukonitisch, hellgelbgrau	”
–	80,00 m	flaserig-schichtige Wechselfolge aus Tonmergelstein, grau, und Kalkmergelstein, hellgrau, teilweise schluffig; unterhalb von 71,60 m mit einzelnen knolligen Kalksteineinlagerungen	”

11 Verzeichnis der Schriften und Karten

Schriften

- ADRICHEM BOOGAERT, H. A. VAN; BURGERS, W. F. J. (1983): The development of the Zechstein in the Netherlands. – Geol. en Mijnb., **62**: 83 – 92, 13 Abb., 1 Tab., 1 Taf.; 's-Gravenhage.
- 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.
- AG Boden (1996): Bodenkundliche Kartieranleitung, 4. Aufl. – 392 S., 33 Abb., 91 Tab.; Hannover (B.-Anst. Geowiss. u. Rohstoffe u. Geol. L.-Ämter B.-Rep. Dtl.). – [Nachdr.]
- ARENS, H. (1964): Zur Altersdatierung der Flugsande am Westrand des Münsterschen Kreidebeckens. – Decheniana, **117**: 133 – 140, 2 Abb., 1 Tab.; Bonn.
- ARNOLD, H. (1955): Zur Stratigraphie des Westmünsterländer Santons und Campans. – Z. dt. geol. Ges., **105**: 554 S., 1 Tab.; Hannover.
- ARNOLD, H. (1963): Das Oberkreideprofil der Bohrung Münsterland 1. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **11**: 33 – 44, 3 Abb., 3 Tab.; Krefeld.
- ARNOLD, H. (1964 a): Die höhere Oberkreide im nordwestlichen Münsterland. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **7**: 649 – 678, 6 Abb., 3 Tab.; Krefeld.
- ARNOLD, H. (1964 b): Zur Klüftung der Münsterländer Oberkreide. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **7**: 611 – 619, 6 Abb.; Krefeld.
- ARNOLD, H. (1964 c): Die Erforschung der westfälischen Kreide und zur Definition der Oberkreidestufen und -zonen. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **7**: 1 – 14, 1 Abb., 1 Tab.; Krefeld.
- ARNOLD, H. (1964 d): Die jungkretazische Formung des Weseker Sattels westlich Coesfeld nach dem reflexionsseismischen Bild. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **7**: 627 – 633, 5 Abb.; Krefeld.
- ARNOLD, H. (1966): Das Quartär im Landkreis Coesfeld. – In: Kreisverwaltung Coesfeld [Hrsg.]: Der Landkreis Coesfeld 1816 – 1966. Beiträge zur Geschichte und Landeskunde: 211 – 216, 1 Abb., 1 Tab., 1 Kt.; Coesfeld.
- ARNOLD, H. (1967): Der Untergrund des Coesfelder Raumes besonders nach den Ergebnissen der Tiefbohrung Münsterland 1. – Beitr. Landes- u. Volkskd. Kr. Coesfeld, **7**: 47 S., 24 Abb.; Coesfeld.
- ARNOLD, H. (1977), mit Beitr. von HOYER, P.; VOGLER, H.: Erläuterungen zu Blatt C 4314 Gütersloh. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. <1 : 100 000>, Erl., **C 4314**: 156 S., 31 Abb., 10 Tab., 1 Taf.; Krefeld.
- ARNOLD, H.; BODE, H.; WORTMANN, H. (1960), mit Beitr. von KARRENBERG, H.; TEICHMÜLLER, R.: Erläuterungen zu Blatt C 4310 Münster, A. Geologische Karte, B. Bodenkarte, C. Hydrogeologische Karte. – Übers.-Kt. Nordrh.-Westf. <1 : 100 000>, Erl., **C 4310**: 324 S., 29 Abb., 10 Tab., 4 Taf.; Krefeld.

- ARNOLD, H.; WOLANSKY, D. (1964), mit Beitr. von HILTERMANN, H.; KOCH, W.: Litho- und Biofazies der Oberkreide im südwestlichen Münsterland nach neuen Kernbohrungen. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **7**: 421 – 477, 13 Abb., 5 Tab.; Krefeld.
- BAECKER, P. (1963): Über altpleistozäne Flußrinnen und einige andere Probleme des Pleistozäns im Münsterland. – N. Jb. Geol. u. Paläont., Abh., **117**: 59 – 88, 10 Abb., 2 Taf.; Stuttgart.
- BÄRTLING, R. (1913): Das Diluvium des Niederrheinisch-Westfälischen Industriebezirks und seine Beziehungen zum Glazialdiluvium. – Z. dt. geol. Ges., **64** (3): 155 – 177, 3 Abb., 1 Taf.; Berlin.
- BÄRTLING, R. (1921): Transgressionen, Regressionen und Faziesverteilung in der Mittleren und Oberen Kreide des Beckens von Münster. – Z. dt. geol. Ges., **72** (Abh.): 161 – 217, 3 Tab., 3 Taf.; Berlin.
- BÄRTLING, R. (1925): Über den Gebirgsbau des preußisch-holländischen Grenzgebietes. – Z. dt. geol. Ges., **76** (Mber.): 52 – 62, 1 Taf.; Berlin.
- BAUHAUS, W. (1983 a): Verkarstungserscheinungen im Bereich des Schöppinger Berges (nordwestliches Münsterland) und deren Auswirkungen auf die hydrogeologischen Verhältnisse. – Karst u. Höhle, **1982/83**: 205 – 210, 4 Abb., 1 Tab; München.
- BAUHAUS, W. (1983 b): Die hydrogeologischen Verhältnisse im Gebiet des Schöppinger Berges (nordwestliche Ausläufer der Baumberge). – Dipl.-Arb. Univ. Münster: 112 S.; Münster/Westf. – [Unveröff.]
- BECKS, F. C. (1835): Geognostische Bemerkungen über einige Theile des Münsterlandes, mit besonderer Rücksicht auf das Steinsalzlager, welches die westphälischen Soolen erzeugt. – Arch. Mineral., Geogn., Bergb. u. Hüttenkde. (Karsten's Arch., 2. R.), **8**: 275 – 389; Berlin.
- BECKS, F. C. (1839): Vorläufige Notiz über ein neues Vorkommen von Asphalt in Westfalen; mitgetheilt vom Professor Dr. Beck in Münster. – Poggendorfs Ann., **49**: 397 – 400. – [weitere Ausstatt. nicht zu ermitteln]
- BENTZ, A. (1927): Über das Mesozoikum und den Gebirgsbau im preussisch-holländischen Grenzgebiet. – Z. dt. geol. Ges., **78** (Abh.): 381 – 500, 6 Abb., 1 Taf.; Berlin.
- BENTZ, A. (1930), mit Beitr. von GÖRZ, G.: Erläuterungen zu Blatt Ottenstein. – Geol. Kt. Preußen u. benachb. dt. Länder <1 : 25 000>, Erl., **3907**: 93 S., 1 Abb.; Berlin.
- BENTZ, A. (1933), mit Beitr. von GÖRZ, G.: Erläuterungen zu Blatt Alstätte. – Geol. Kt. Preußen u. benachb. dt. Länder <1 : 25 000>, Erl., **3807**: 84 S., 1 Abb., 5 Tab.; Berlin.
- BEST, G. (1989): Die Grenze Zechstein/Buntsandstein in Nordwest-Deutschland nach Bohrlochmessungen. – Z. dt. geol. Ges., **140**: 73 – 85, 5 Abb., 1 Tab., 1 Taf.; Hannover.
- BETZ, D.; FÜHRER, F.; GREINER, G.; PLEIN, E. (1987): Evolution of the Lower Saxony Basin. – Tectonophysics, **137**: 127 – 170, 17 Abb.; Amsterdam.
- BEYENBURG, E. (1934): Älteste Diluvialschotter, Endmoränen und Talsande im Preußisch-Holländischen Grenzgebiet. – Jb. preuß. geol. L.-Anst., **54**: 602 – 627, 1 Abb., 1 Taf.; Berlin.

- BEYER, L. (1975): Die Baumberge. – Landschaftsführer westf. Heimatbund, **8**: 104 S., 57 Abb.; Münster/Westf. (Aschendorff).
- BEYER, L. (1986): Der Baumberger Sandstein : Steinbrüche, Steinhauer, Steinverwendung. – Westf. geogr. Stud., **42**: 291 – 303, 4 Abb., 1 Tab.; Münster/Westf.
- BÖMER, A. (1894): Die Moore Westfalens, **3**, Der Kreis Coesfeld. – 34 S., 23 Tab., 1 Kt.; Berlin (Die Post).
- BÖRGER, R. (1995): Erfassung, Modellierung und Interpretation der Kontaminationsverteilung in einem karbonatischen Kluftaquifer. – Diss. Univ. Münster: 128 S., 35 Abb., 2 Anl.; Münster/Westf.
- BÖRGER, R. (1996): Erfassung, Modellierung und Interpretation der Kontaminationsverteilung in einem karbonatischen Kluftaquifer. Eine Trendanalyse unter dem Aspekt hydrogeologischer Charakterisierung und Bilanzierung anthropogener Einträge in das Natur-Lysimeter „Schöppinger Berg“ (Nordwestliches Münsterland). – Münstersche Forsch. Geol. u. Paläont., **78**: 117 – 229, 35 Abb., 23 Tab., 2 Anl.; Münster/Westf.
- BOIGK, H. (1959): Zur Gliederung und Fazies des Buntsandsteins zwischen Harz und Emsland. – Geol. Jb., **76**: 597 – 636, 6 Abb.; Hannover.
- BOIGK, H. (1968): Gedanken zur Entwicklung des Niedersächsischen Tektogens. – Geol. Jb., **85**: 861 – 900, 11 Abb., 1 Taf.; Hannover.
- BOIGK, H.; DIETZ, C.; GRAHLE, H.-O.; HOFFMANN, K.; HOLLSTEIN, W.; KÜHNE, F.; RICHTER, W.; SCHNEEKLOTH, H.; WAGER, R. (1960), mit Beitr. von HILTERMANN, H.; MÜHLEN, W. VON ZUR: Zur Geologie des Emslandes. – Beih. geol. Jb., **37**: 419 S., 51 Abb., 43 Tab., 5 Taf., 5 Kt.; Hannover.
- BURGER, K.; HESS, J. C.; LIPPOLT, H. J. (1997): Tephrochronologie mit Kaolin-Kohlentonsteinen: Mittel zur Korrelation paralischer und limnischer Ablagerungen des Oberkarbons. – Geol. Jb., **A 147**: 3 – 39, 8 Abb., 5 Tab., 2 Taf.; Stuttgart (Schweizerbart).
- BURGHARDT, O. (1981): Die wichtigsten Geopotentiale in Nordrhein-Westfalen. – 72 S., 1 Abb., 1 Kt.; Krefeld (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.).
- BREUING, R.; MENGELS, K.-L. (1971), unter Mitarb. von GÖCKELER, R.; SCHMIDT, E.: Der grüne Kreis. Führer durch den Kreis Steinfurt. – 301 S., 21 Abb., 28 Taf., 1 Kt.; Emsdetten (Kreis Steinfurt).
- CARTER, D. J.; HART, M. B. (1977): Aspects of Mid-Cretaceous Stratigraphical Micropalaeontology. – Bull. brit. Mus. natur. Hist., **29** (1): 1 – 135, 53 Abb.; London.
- CHRISTENSEN, W. K. (1990): Upper Cretaceous belemnite stratigraphy of Europe. – Cretaceous Res., **11**: 371 – 386, 8 Abb.; London.
- CHRISTENSEN, W. K. (1995): *Belemnites* from the Upper Campanian and Lower Maastrichtian Chalk of Norfolk, England. – Spec. Pap. Palaeont., **51**: 84 S., 22 Abb., 12 Tab., 9 Taf.; London (Palaeont. Ass.).
- DAHM-ARENS, H. (1970): Die quartären Sande im nördlichen Westfalen und ihre Bodenbildungen. – Mitt. dt. bodenkdl. Ges., **10**: 318 – 322; Göttingen.

- DECHEN, H. VON (1884): Geologische und paläontologische Uebersicht der Rheinprovinz und der Provinz Westfalen, sowie einiger angrenzender Gegenden. – Erl. geol. Kt. Rheinprov. u. Prov. Westf., **2**: 933 S.; Bonn (Henry).
- DIN 1054 (1976): Baugrund. Zulässige Belastung des Baugrunds, mit Beibl.; Berlin, Wien, Zürich (Beuth).
- DIN 4030, Tl. 1 (1991): Beurteilung betonangreifender Wässer, Böden und Gase. Grundlagen und Grenzwerte; Berlin, Wien, Zürich (Beuth).
- DIN 4049, Tl. 5 (1989): Hydrogeologie. Begriffe, Unterirdisches Wasser. – [DIN-Entwurf]
- DIN 4095 (1990): Baugrund. Dränung zum Schutz baulicher Anlagen. Planung, Bemessung und Ausführung; Berlin, Wien, Zürich (Beuth).
- DIN 4124 (1981): Baugruben und Gräben. Böschungen, Arbeitsraumbreiten, Verbau; Berlin, Wien, Zürich (Beuth).
- DIN 4149, Tl. 1 (1981): Bauten in deutschen Erdbebengebieten. Lastannahmen, Bemessung und Ausführung üblicher Hochbauten, mit Beibl.; Berlin, Wien, Zürich (Beuth).
- DIN 18 195, Tl. 4 (1983): Bauwerksabdichtungen. Abdichtungen gegen Bodenfeuchtigkeit, Ausführung und Bemessung; Berlin, Wien, Zürich (Beuth).
- DIN 18 195, Tl. 5 (1984): Bauwerksabdichtungen. Abdichtungen gegen nicht drückendes Wasser, Ausführung und Bemessung; Berlin, Wien, Zürich (Beuth).
- DIN 18 195, Tl. 6 (1983): Bauwerksabdichtungen. Abdichtungen gegen von außen drückendes Wasser, Ausführung und Bemessung; Berlin, Wien, Zürich (Beuth).
- DIN 18 300 (1990): VOB – Verdingungsordnung für Bauleistungen, Tl. C, Allgemeine Technische Vertragsbedingungen für Bauleistungen (ATV), Erdarbeiten; Berlin, Wien, Zürich (Beuth).
- DIRKS, M.; SPEETZEN E. (1993): Baumberger Sandstein – ein tausendjähriger Naturwerkstein des Münsterlandes. – In: SPEETZEN, E. [Hrsg.]: Rohstoffe und Umwelt : Die Steine- und Erden-Industrie Nordrhein-Westfalens im Spannungsfeld zwischen Rohstoffgewinnung und Umweltschutz: 117 – 129, 9 Abb., 2 Tab.; Berlin (Ernst). – [Geol. u. Ökol. im Kontext]
- DÖRHÖFER, G.; JOSOPAIT, V. (1980): Eine Methode zur flächendifferenzierten Ermittlung der Grundwasserneubildungsrate. – Geol. Jb., **C 27**: 45 – 65, 13 Abb., 1 Tab; Hannover.
- DOLEZALEK, B. (1978): Nutzbare Lockergesteine in Nordrhein-Westfalen. – 96 S., 11 Abb., 1 Tab., 1 Taf.; Krefeld (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.).
- DRIESEN, B.; KOCH, M.; MICHEL, G.; STEHN, O.; WREDE, V. (1990): Erläuterungen zu Blatt C 4310 Münster, 2. Aufl. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. <1 : 100 000>, Erl., **C 4310**: 64 S., 15 Abb., 5 Tab.; Krefeld.
- DROZDZEWSKI, G. (1988): Die Wurzel der Osning-Überschiebung und der Mechanismus herzynischer Inversionsstörungen in Mitteleuropa. – Geol. Rdsch., **77** (1): 127 – 141, 9 Abb.; Stuttgart.
- DROZDZEWSKI, G.; WREDE, V. (1994): Faltung und Bruchtektonik – Analyse der Tektonik im Subvariskikum. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **38**: 7 – 187, 101 Abb., 2 Tab., 2 Taf.; Krefeld.

- ECKELMANN, W. (1980): Plaggenesche aus Sanden, Schluffen und Lehmen sowie Oberflächenveränderungen als Folge der Plaggenwirtschaft in den Landschaften des Landkreises Osnabrück. – Geol. Jb., **F 10**: 3 – 93, 27 Abb., 3 Tab., 10 Taf.; Hannover.
- EHLERS, J. (1994): Allgemeine und historische Quartärgeologie. – 358 S., 176 Abb., 16 Tab.; Stuttgart (Enke).
- EISSMANN, L. (1981): Periglaziäre Prozesse und Permafroststrukturen aus sechs Kaltzeiten des Quartärs : Ein Beitrag zur Periglazialgeologie aus der Sicht des Saale-Elbe-Gebietes. – Altenburger naturwiss. Forsch., **1**: 171 S., 67 Abb., 4 Tab., 42 Taf.; Altenburg.
- ELLERMANN, C. (1962): Neue Alb-Vorkommen in der Münsterschen Kreidebucht und ihre Mikrofauna. – N. Jb. Geol. u. Paläont., Mh., **1962**: 385 – 408, 21 Abb.; Stuttgart.
- ELSTNER, F.; KEMPER, E. (1989): Die Gliederung der Schichtenfolge Ober-Apt/Unter-Cenoman in Bohrungen des Emslandes. – Geol. Jb., **A 113**: 51 – 71, 6 Abb., 4 Taf.; Hannover.
- ERNST, G. (1963): Stratigraphische und gesteinschemische Untersuchungen im Santon und Campan von Lägerdorf (SW-Holstein). – Mitt. geol. Staatsinst. Hamburg, **32**: 71 – 127, 8 Abb., 2 Taf.; Hamburg.
- ERNST, G. (1964): Ontogenie, Phylogenie und Stratigraphie der BelemnitenGattung *Gonio-teuthis* BAYLE aus dem nordwestdeutschen Santon/Campan. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **7**: 113 – 174, 24 Abb., 4 Tab., 4 Taf.; Krefeld.
- ERNST, G. (1967): Über Fossilnester in *Pachydiscus*-Gehäusen und das Lager-vorkommen von Echiniden in der Oberkreide NW-Deutschlands. – Paläont. Z., **41** (3/4): 211 – 229, 4 Abb., 2 Taf.; Stuttgart.
- ERNST, G. (1990), unter Mitarb. von SEIBERTZ, E.; WOOD, C. J.: Kalkbruch Hollekamp in Wüllen bei Ahaus: Ober-Cenoman bis Turon/Coniac-Grenzbereich, Schlüsselpprofil für den Westrand des Münsterlandes. – In: KAEVER, M.; GASSE, W. [Hrsg.]: Geländetag. Münsterland Subkomm. Kreide-Stratigr., 30. September bis 3. Oktober 1990: 68 – 76, 4 Abb.; Münster/Westf. – [Unveröff.]
- ERNST, G.; SCHMID, F. (1979), unter Mitarb. von KLISCHIES, G.: Multistratigraphische Untersuchungen in der Oberkreide des Raumes Braunschweig – Hannover. – In: WIEDMANN, J. [Hrsg.]: Aspekte der Kreide Europas. – Internat. Union geol. Sci., (A) **6**: 11 – 46, 15 Abb.; Stuttgart.
- ERNST, G.; SCHMID, F.; SEIBERTZ, E. (1983), unter Mitarb. von KELLER, S.; WOOD, C. J.: Event-Stratigraphie im Cenoman und Turon von NW-Deutschland. – Zitteliana, **10**: 531 – 554, 7 Abb.; München.
- ERNST, G.; SCHULZ, M.-G. (1974), mit Beitr. von KOCH, W.: Stratigraphie und Fauna des Coniac und Santon im Schreibkreide-Richtprofil von Lägerdorf (Holstein). – Mitt. geol.-paläont. Inst. Univ. Hamburg, **43**: 5 – 60, 15 Abb., 5 Taf.; Hamburg.
- ERNST, G.; WOOD, C. J. (1992), unter Mitarb. von SEIBERTZ, E.: Limestone quarry Hollekamp, Wüllen near Ahaus. Upper Cenomanian to Turonian/Coniacian boundary. Key section of the western margin of the Münster Basin. – In: ERNST, G.; HARRIES, P.;

- HISS, M.; KAEVER, M.; KAPLAN, U.; KETTELHACK, C.; SKUPIN, K.; WOLF, E.-O.; WOOD, C. J.: Die mittlere und obere Kreide des Münsterlandes (Westfalen). – 4. internat. Kreide-Symp., Exk. **A-1**: 27 – 37, 6 Abb.; Hamburg. – [Kreide-Symp. <4. internat., 1992, Hamburg>]
- FINKE, W. (1990): Ausgrabungen in Heek. – In: HELLENKEMPER, H.; HORN, H. G.; KOSCHIK, H.; TRIER, B. [Hrsg.]: Geschichte im Herzen Europas. Archäologie in Nordrhein-Westfalen: 149 – 153, 5 Abb.; Köln (Römisch-Germanisches Mus.).
- FINKE, W. (1993): Reliefänderungen durch natürliche und anthropogene Prozesse – Dargestellt an Beispielen aus dem Münsterland. – Spieker, **36**: 43 – 50, 8 Abb., 1 Beil.; Münster/Westf.
- FINKE, W.; HÖMBERG, P.; MÜLLER, H.-M.; SPEETZEN, E.; THIERMANN, A. (1980): Exkursion A 1, Quartärgeologie und Vorgeschichte in der Umgebung von Münster. – Westf. geogr. Stud., **36**: 161 – 175, 7 Abb., 1 Tab.; Münster/Westf.
- FLÜGEL, E. (1963): Oberdevonische Stromatoporen aus der Bohrung Münsterland 1. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **11**: 329 – 341, 2 Tab., 2 Taf.; Krefeld.
- FRANKE, D. (1990): Der präpermische Untergrund der Mitteleuropäischen Senke. Fakten und Hypothesen. – Veröff. niedersächs. Akad. Geowiss., **4**: 19 – 75, 22 Abb.; Hannover.
- FRIEG, C. (1976): Lithostratigraphie und Biostratigraphie des Campans am Schöppinger Berg (Nordwestliche Baumberge). – Dipl.-Arb. Univ. Münster: 90 S., 23 Abb., 2 Tab., 1 Taf., 2 Anl.; Münster/Westf. – [Unveröff.]
- FRIEG, C. (1977): Lithostratigraphie und Biostratigraphie des Campans am Schöppinger Berg. – Münstersche Forsch. Geol. u. Paläont., **43**: 19 – 45, 3 Abb.; Münster/Westf.
- FRIEG, C.; HISS, M.; KAEVER, M. (1990): Alb und Cenoman im zentralen und südlichen Münsterland (NW-Deutschland) – Stratigraphie, Fazies, Paläogeographie. – N. Jb. Geol. u. Paläont., Abh., **181** (1 – 3): 325 – 363, 9 Abb.; Stuttgart.
- FRIEG, C.; HISS, M.; MÜLLER, W. (1989): Stratigraphie im Turon und Unterconiac des südlichen und zentralen Münsterlandes. – Münstersche Forsch. Geol. u. Paläont., **69**: 161 – 186, 5 Abb.; Münster/Westf.
- FRIEG, C.; KEMPER, E. (1989), mit Beitr. von BALDSCHUHN, R.: Mikropaläontologische Gliederung und Abgrenzung von Ober-Alb und Unter-Cenoman in Nordwestdeutschland. – Geol. Jb., **A 113**: 73 – 193, 16 Abb., 24 Taf.; Hannover.
- FRIEG, C.; KEMPER, E.; OWEN, H. G. (1989): Die stratigraphische Gliederung des Alb und Cenoman im südwestlichen Münsterland nach Ammoniten, Foraminiferen, Ostrakoden und Bohrlochmessungen. – Geol. Jb., **A 113**: 7 – 49, 8 Abb., 5 Taf.; Hannover.
- FROHNE, L. (1966): Versuche zu einer Siedlungsgeschichte des Kreises Coesfeld. – In: Kreisverwaltung Coesfeld [Hrsg.]: Der Landkreis Coesfeld 1816 – 1966. Beiträge zur Geschichte und Landeskunde: 30 – 37, 1 Abb.; Coesfeld.
- FÜCHTBAUER, H. (1963): Petrographische Untersuchungen des Unterkarbons und Devons der Bohrung Münsterland 1. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **11**: 353 – 364, 1 Abb., 3 Tab., 5 Taf.; Krefeld.

- FÜCHTBAUER, H. [Hrsg.] (1988): Sediment-Petrologie, **2**, Sedimente und Sedimentgesteine, 4. Aufl. – 1 141 S., 660 Abb., 113 Tab.; Stuttgart (Schweizerbart).
- GABBE, J.-D. (1984): EUREGIO – Begriff und Auftrag, Organisation und Leistung. – Spieker, landeskundl. Beitr. u. Ber., **30**: 49 – 64, 1 Tab., 1 Kt.; Münster/Westf.
- GARWERS, B. G. (1982): Chronik der Gemeinde Darfeld. – 314 S., zahlr. Abb.; Coesfeld (Fließig). – [aus d. Nachlaß hrsg. von HOMERING, C., Ortsheimatpfleger Darfeld]
- GASSE, W.; GÖCKE, R.; HILPERT, K.-H. (1988): Oberkretazische Spongien des NW-Münsterlandes – ein Überblick. – Beitr. elektronenmikroskop. Direktabb. Oberfl., **21**: 385 – 396, 32 Abb., 1 Kt.; Münster/Westf.
- GASSE, W.; GÖCKE, R.; HILPERT, K.-H. (1989): Die oberkretazische hexactinellide Kieselchwamm-Familie *Coeloptychidae* ZITTEL, 1877. – Münstersche Forsch. Geol. u. Paläont., **69**: 199 – 231, 3 Tab., 7 Taf.; Münster/Westf.
- GASSE, W.; GÖCKE, R.; HILPERT, K.-H. (1991): The Hexactinellid Sponge Genus *Becksia* SCHLÜTER, 1868 from the Campanian of the NW Münsterland (Upper Cretaceous, NW Germany). – In: REITNER, J.; KEUPP, H. [Hrsg.]: Fossil and recent sponges: 21 bis 35, 5 Abb., 3 Tab.; Berlin, Heidelberg (Springer).
- GEBHARDT, U.; PLEIN, E. (1995): Neue Gliederung. – In: Norddeutsches Rotliegendbecken. Rotliegend-Monographie, Tl. 2. – Cour. Forsch.-Inst. Senckenb., **183**: 18 – 23, 2 Tab.; Frankfurt/Main.
- Gemeindeverwaltung Schöppingen [Hrsg.] (1988): Schöppingen 833 – 1988, Eine Geschichte der Gemeinden Schöppingen und Eggerode. – 792 S., 498 Abb.; Schöppingen.
- Geologie im Münsterland (1995). – 195 S., 50 Abb., 6 Tab., 1 Taf.; Krefeld (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.)
- GRADSTEIN, F. M.; AGTERBERG, F. P.; OGG, J. G.; HARDENBOL, J.; VEEN, P. VAN; THIERRY, J.; HUANG, Z. (1994): A mesozoic time scale. – J. geophys. Res., **99** (B12): 24,051 bis 24,074, 10 Abb., 4 Tab.; Washington D. C.
- GRALLA, P. (1988): Das Oberrotliegende in NW-Deutschland – Lithostratigraphie und Faziesanalyse. – Geol. Jb., **A 106**: 3 – 59, 34 Abb., 3 Taf.; Hannover.
- GUNDLACH, J.; SPEETZEN, E. (1990): Untersuchungen zur Petrographie und Genese der drenthestadialen Grundmoräne im Westmünsterland (Westfälische Bucht, NW-Deutschland). – N. Jb. Geol. u. Paläont., Abh., **181** (1 – 3): 471 – 499, 13 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.
- HAHNE, C.; SCHMIDT, R. (1982), mit Beitr. von MÜLLER, W.: Die Geologie des Niederrheinisch-Westfälischen Steinkohlengebietes. – 106 S., 88 Abb., 11 Tab., 1 Taf.; Essen (Glückauf).
- HAMBACH, U. (1992): Magnetostratigraphie in der borealen Kreide. Paläomagnetische Untersuchungen an Profilen des Barrême bis Maastricht aus England, NW-Deutschland und Polen. – Uni Press Hochschulschr., **38**: 135 S., 68 Abb., 1 Tab.; Münster/Westf., Hamburg (Lit-Verlag).

- HAMBACH, U.; HISS, M.; PERYT, D. (1995): Magnetostratigraphy of Santonian to Maastrichtian strata from NW Germany and Poland. – In: Abstracts / 2. internat. Symp. Cretaceous Stage Boundaries, **51**; Bruxelles. – [Symp. Cretaceous Stage Boundaries <2. internat., 1995, Bruxelles>]
- HAMBACH, U.; KRUMSIEK, K. (1991): Magnetostratigraphie im Santon und Campan des Münsterländer Kreidebeckens. – Facies, **24**: 113 – 124, 8 Abb., 1 Tab.; Erlangen.
- HANCOCK, J. M. (1991): Ammonite scales for the Cretaceous System. – Cretaceous Res., **12**: 259 – 291, 12 Tab.; London.
- HARLAND, W.; ARMSTRONG, R. L.; COX, A. V.; CRAIG, L. E.; SMITH, A. G.; SMITH, D. G. (1990): A geologic time scale 1989. – 263 S., 210 Abb., 26 Tab.; Cambridge, New York, Port Chester, Melbourne, Sydney (Cambridge Univ. Press).
- HAUSCHKE, N. (1991): Die Schwammfauna des westfälischen Campan. – In: HENDRICKS, A. [Hrsg.], mit Beitr. von HAUSCHKE, N.; LANSE, P.; SCHÖLLMANN, L.: Zeugen der Kreidezeit, Leben und Umwelt am Ende des Erdmittelalters. – 58 S., zahlr. Abb.; Münster/Westf. (Landschaftsverb. Westf.-Lippe).
- HAUSCHKE, N. (1994): Temporäre Aufschlüsse im Campan des nordwestlichen Münsterlandes in den Jahren 1990 – 1992, unter besonderer Berücksichtigung der Fossilfunde. – Geol. u. Paläont. Westf., **32**: 41 – 111, 6 Abb., 24 Taf; Münster/Westf.
- HAUSCHKE, N. (1995 a): *Troegerella stenseni* n. sp., ein hexactinellider Kieselschwamm (Lychniscosa, Coeloptychidae) aus dem Untercampan des nordwestlichen Münsterlandes (Nordwestdeutschland). – Geol. u. Paläont. Westf., **38**: 5 – 41, 4 Abb., 2 Tab., 11 Taf; Münster/Westf.
- HAUSCHKE, N. (1995 b): Kieselschwämme aus der westfälischen Oberkreide. – Westf. im Bild, Paläont. Westf., **8**: 65 S., 16 Abb.; Münster/Westf.
- HAUSCHKE, N.; HISS, M.; WIPPICH, M. G. E. (1999): Untercampan und tieferes Obercampan im Westteil der Baumberge (Münsterland, Nordwestdeutschland). – scriptum, **4**: 35 – 69, 2 Abb., 2 Tab., 5 Taf.; Krefeld.
- HEDEMANN, H.-A.; SCHUSTER, A.; STANCU-KRISTOFF, G.; LÖSCH, J. (1984): Die Verbreitung der Kohlenflöze des Oberkarbons in Nordwestdeutschland und ihre stratigraphische Einstufung. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **32**: 39 – 88, 16 Abb.; Krefeld.
- HEDEMANN, H.-A.; TEICHMÜLLER, R. (1971): Die paläogeographische Entwicklung des Oberkarbons. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **19**: 129 – 141, 6 Abb., 2 Tab.; Krefeld.
- HESEMANN, J. (1965): Die Ergebnisse der Bohrung Münsterland 1. – Forsch.-Ber. Nordrh.-Westf., **1468**: 70 S., 2 Abb., 18 Tab; Köln, Opladen.
- HESEMANN, J. (1967): Das Münsterland zur Triaszeit. – Sonderveröff. geol. Inst. Univ. Köln, **13**: 15 – 18, 2 Abb.; Köln.
- HESEMANN, J. (1975): Geologie Nordrhein-Westfalens. – 416 S., 255 Abb., 122 Tab., 11 Taf.; Paderborn (Schöningh). – [Zugl. in: Bochumer geogr. Arb., Sonderr., **2**]
- HILBRECHT, H. (1988): Hangfazies in pelagischen Kalken und synsedimentäre Tektonik in Beispielen aus dem Mittel-Turon (Oberkreide) von NW-Deutschland. – Z. dt. geol. Ges., **139**: 83 – 109, 15 Abb., 4 Tab.; Hannover.

- HILDEN, H. D.; HISS, M.; JUCH, D.; KAMP, H. VON; KÖWING, K.; MEYER, B.; MICHEL, G.; THIERMANN, A.; ZELLER, M. (1993): Erläuterungen zu Blatt C 3906 Gronau (Westf.). – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. <1 : 100 000>, Erl., **C 3906**: 76 S., 15 Abb., 2 Tab.; Krefeld.
- HILTERMANN, H.; KOCH, W. (1962): Oberkreide des nördlichen Mitteleuropa. – In: Arbeitskreis deutscher Mikropaläontologen [Hrsg.]: Leitfossilien der Mikropaläontologie: 299 – 338, 1 Abb., 1 Tab., 10 Taf.; Berlin (Borntraeger).
- HINDEL, R. (1991): Geochemische Untersuchungen im Santon und Campan des Münsterlandes (NW-Deutschland). – Facies, **24**: 255 – 265, 6 Abb., 2 Tab.; Erlangen.
- HINZE, C. (1988), mit Beitr. von FRÖHLICH, S.; GEISSLER, H.; GRAMANN, F.; IMAMOGLU, A. E.; KOCKEL, F.; LEBKÜCHNER, H.; OTTER, C. DEN; STANCU-KRISTOFF, G.; STEFFENS, P.; TÜXEN, J.: Erläuterungen zu Blatt 3608 Bad Bentheim. – Geol. Kt. Niedersachs. <1 : 25 000>, Erl., **3608**: 120 S., 16 Abb., 4 Tab., 8 Kt.; Hannover.
- HINZE, C.; JERZ, H.; MENKE, B.; STAUDE, H. (1989): Geogenetische Definitionen quartärer Lockergesteine für die Geologische Karte 1 : 25 000 (GK 25). – Geol. Jb., **A 112**: 243 S., 3 Tab.; Hannover.
- HISS, M. (1989), mit Beitr. von ERKWOH, F.-D.; JÄGER, B.; MICHEL, G.; VIETH-REDEMANN, A.: Erläuterungen zu Blatt 4417 Büren. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. <1 : 25 000>, Erl., **4417**: 152 S., 15 Abb., 11 Tab., 1 Taf.; Krefeld.
- HISS, M. (1991): Bohrung Metelen 1001 – eine Forschungsbohrung zur Erkundung des Campans im nordwestlichen Münsterland (NW-Deutschland). – Facies, **24**: 87 – 98, 3 Abb., 1 Tab.; Erlangen.
- HISS, M. (1995), mit Beitr. von ELFERS, H.; GROSS-DOHME, B.; SCHRAPS, W.-G.: Erläuterungen zu Blatt 3808 Heek. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. <1 : 25 000>, Erl., **3808**: 180 S., 13 Abb., 10 Tab., 2 Taf.; Krefeld.
- HISS, M. (1997), mit Beitr. von ELFERS, H.; LANGER, V.; SCHRAPS, W. G.: Erläuterungen zu Blatt 3908 Ahaus. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. <1 : 25 000>, Erl., **3908**: 199 S., 12 Abb., 10 Tab., 2 Taf.; Krefeld.
- HISS, M.; LOMMERZHEIM, A. (1991): Stratigraphische Interpretation der Makrofauna im Santon/Campan-Profil der Bohrung Metelen 1001 im nordwestlichen Münsterland (NW-Deutschland). – Facies, **24**: 125 – 128, 1 Abb., 1 Tab.; Erlangen.
- HOSIUS, A. (1860): Beiträge zur Geognosie Westphalens. – Verh. naturhist. Ver. preuß. Rheinlde. u. Westf., **17**: 274 – 326, 1 Taf.; Bonn.
- HOSIUS, A. (1869 a): Beiträge zur Geognosie Westphalens. Die in der Westphälischen Kreideformation vorkommenden Pflanzenreste. – 34 S.; Münster/Westf. (Aschendorff).
- HOSIUS, A. (1869 b): Ueber einige Dictyledonen der westphälischen Kreideformation. – Palaeontographica, **17**: 89 – 104, 6 Taf.; Kassel.
- HÜER, H. (1962): Handbuch des Kreises Coesfeld. – 72 S., zahlr. Abb.; Dülmen (Lauermann). – [Hrsg. Kreisverw. Coesfeld]
- JACOB, H.; HILTMANN, W. (1988): Disperse, feste Erdölbitumina als Maturitäts-Indikatoren im Rahmen der Erdöl-/Erdgas-Prospektion. – Geol. Jb., **D 89**: 37 S., 14 Abb., 1 Tab.; Hannover.

- JANSEN, F. (1991), mit Beitr. von KALTERHERBERG, J.; KAMP, H. VON; KÖWING, K.; PAAS, W.; PIEPER, B.; REHAGEN, H.-W.; VIETH-REDEMANN, A.; WOLF, R.; ZELLER, M.: Erläuterungen zu Blatt 4506 Duisburg, 2. Aufl. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. <1 : 25 000>, Erl., **4506**: 179 S., 13 Abb., 17 Tab., 5 Taf.; Krefeld.
- JELETZKY, J. A. (1951): Die Stratigraphie und Belemnitenfauna des Obercampan und Maastricht Westfalens, Nordwestdeutschlands und Dänemarks sowie einige allgemeine Gliederungs-Probleme der jüngeren borealen Oberkreide Eurasiens. – Beih. Geol. Jb., **1**: 142 S., 3 Tab., 7 Taf.; Hannover.
- JOSOPAIT, V.; LILICH, W. (1975): Die Ermittlung der Grundwasserneubildung sowie ihre Kartendarstellung im Maßstab 1 : 200 000 unter Verwendung von geologischen und bodenkundlichen Karten. – Dt. gewässerkd. Mitt., **19**: 132 – 136, 3 Abb.; Koblenz.
- JUCH, D. (1994), mit Beitr. von ROOS, W.-F.; WOLFF, M.: Kohleninhaltsfassung in den westdeutschen Steinkohlenlagerstätten. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **38**: 189 – 307, 55 Abb., 7 Tab., 2 Taf.; Krefeld.
- KAEVER, M.; KETTELHACK, C. (1992): Baumberge Hills on the eastern slope of the Westerberg, central Münsterland. – In: ERNST, G.; HARRIES, P.; HISS, M.; KAEVER, M.; KAPLAN, U.; KETTELHACK, C.; SKUPIN, K.; WOLF, E.-O.; WOOD, C. J.: Die mittlere und obere Kreide des Münsterlandes (Westfalen). – 4. internat. Kreide-Symp., Exk. **A-1**: 39 – 44, 1 Abb. 1 Tab; Hamburg. – [Kreide-Symp. <4. internat., 1992, Hamburg>]
- KAEVER, M.; LOMMERZHEIM, A. (1991): Die Bohrung Metelen 1001 : Stratigraphie, Paläökologie und Fazies zyklischer Sedimente des Campans im nordwestlichen Münsterland (NW-Deutschland). – Facies, **24**: 267 – 284, 9 Abb.; Erlangen.
- KAEVER, M.; LOMMERZHEIM, A. (1995): The highest Campanian in the transitional area between the boreal and the Tethyan realms in NW-Germany: Implications for stratigraphy, facies, palaeoceanography and palaeoclimatology. – Münstersche Forsch. Geol. u. Paläont., **77**: 293 – 327, 10 Abb., 1 Tab., 3 Taf.; Münster/Westf.
- KAPLAN, U. (1991): Zur Stratigraphie der tiefen Oberkreide im Teutoburger Wald (NW-Deutschland), **2**, Turon und Coniac im Steinbruch des Kalkwerkes Foerth, Halle/Westfalen. – Ber. naturwiss. Ver. Bielefeld, **32**: 125 – 159, 11 Abb., 6 Taf.; Bielefeld.
- KAPLAN, U. (1992): Die Oberkreide-Aufschlüsse im Raum Lengerich/Westfalen. – Geol. u. Paläont. Westf., **21**: 7 – 37, 9 Abb., 3 Taf.; Münster/Westf.
- KAPLAN, U.; BEST, M. (1985): Zur Stratigraphie der tiefen Oberkreide im Teutoburger Wald (NW-Deutschland), **1**, Cenoman. – Ber. naturwiss. Ver. Bielefeld, **27**: 81 – 103, 4 Abb.; Bielefeld.
- KAPLAN, U.; KELLER, S.; WIEDMANN, J. (1985): Ammoniten- und Inoceramen-Gliederung des norddeutschen Cenomans. – Schr.-R. erdwiss. Komm. österr. Akad. Wiss., **7**: 307 bis 347, 6 Abb., 1 Tab., 8 Taf.; Wien, New York (Springer).
- KAPLAN, U.; KENNEDY, W. J. (1994): Ammoniten des westfälischen Coniac. – Geol. u. Paläont. Westf., **31**: 155 S., 7 Abb., 43 Taf.; Münster/Westf.
- KAPLAN, U.; KENNEDY, W. J., ERNST, G. (1996): Stratigraphie und Ammonitenfaunen des Campan im südöstlichen Münsterland. – Geol. u. Paläont. Westf. **43**: 133 S., 3 Abb., 41 Taf.; Münster/Westf.

- KAPLAN, U.; SCHMID, F. (1983): Der Großammonit *Pachydesmoceras denisonianum* (STOLICZKA) und die Feinstratigraphie des hohen Ober-Cenoman im Hesseltal bei Halle in Westfalen (NW-Deutschland). – Veröff. Naturkde.-Mus. Bielefeld, **5**: 20 S., 19 Abb., 1 Tab.; Bielefeld.
- KELCH, H.-J. (1963 a) Beschreibung der Spülproben der Kreide der Bohrung Münsterland 1. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **11**: 19 – 22; Krefeld.
- KELCH, H.-J. (1963 b) Beschreibung der Spülproben und Kerne des Oberkarbons der Bohrung Münsterland 1. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **11**: 57 – 94; Krefeld.
- KELCH, H.-J. (1963 c) Beschreibung der Spülproben und Kerne des Unterkarbons und Devons der Bohrung Münsterland 1. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **11**: 313 bis 318; Krefeld.
- KEMPER, E. (1984): Ober-Alb und Unter-Cenoman in Nordwestdeutschland. – Geol. Jb., **A 75**: 465 – 487, 7 Abb.; Hannover.
- KEMPER, E. (1987): Das Klima der Kreide-Zeit. – Geol. Jb., **A 96**: 5 – 185, 38 Abb., 20 Taf.; Hannover.
- KEMPER, E.; ERNST, G.; THIERMANN, A. (1978): Fauna, Fazies und Gliederung der Unterkreide im Wiehengebirgsvorland, Osning und im deutsch-niederländischen Grenzgebiet. – In: Exkursionsführer / Deutsches Kreide-Symposium, Exk. A: 84 S., 33 Abb., 3 Tab., 2 Taf.; Münster/Westf. – [Symp. dt. Kreide <1978, Münster>]
- KENNEDY, W. J. (1984): Ammonite faunas and the 'standard zones' of the Cenomanian to Maastrichtian Stages in their type areas, with some proposals for the definition of the stage boundaries by ammonites. – Bull. geol. Soc. Denm., **33**: 147 – 161, 6 Tab.; Copenhagen.
- KENNEDY, W. J.; KAPLAN, U. (1995): *Parapuzosia* (*Parapuzosia*) *seppenradensis* (LANDOIS) und die Ammonitenfauna der Dülmener Schichten, unteres Unter-Campan, Westfalen. – Geol. u. Paläont. Westf., **33**: 127 S., 7 Abb., 43 Taf.; Münster/Westf.
- KETTELHACK, CH. (1991): Mikrofazies sandiger Kalkmergelsteine im Obercampan der Bohrung Metelen 1001 (Münsterland, NW-Deutschland). – Facies, **24**: 147 – 157, 1 Abb., 2 Taf.; Erlangen.
- KLASSEN, H. [Hrsg.] (1984), mit Beitr. von DUCHROW, H.; FIEDLER, K.; GAERTNER, H.; GROETZNER, J.-P.; HARMS, F.-J.; HILTMANN, H.; HINZE, C.; JOSTEN, K.-H.; KLASSEN, H.; KÖWING, K.; MEYER, K.-D.; RABITZ, A.; ROSE, K.-H.; THIERMANN, A.; WEITSCHAT, W.: Geologie des Osnabrücker Berglandes: XVI + 672 S., 127 Abb., 24 Tab., 10 Taf., 30 Anl., 1 Kt.; Osnabrück (Naturwiss. Mus.). – [Text. u. Anl.-Bd.]
- 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. (1992): Das Quartär der Niederrheinischen Bucht : Ablagerungen der letzten Eiszeit am Niederrhein. – 200 S., 30 Abb., 8 Tab., 2 Taf.; Krefeld (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.).
- KLOSTERMANN, J. (1995): Nordrhein-Westfalen. – In: BENDA, L. [Hrsg.]: Das Quartär Deutschlands: 59 – 94, 6 Abb., 8 Tab.; Berlin, Stuttgart (Borntraeger). – [Kongr. Quartär-Vereinig. <14. internat., 1995, Berlin>]

- KLOSTERMANN, J. (1999): Das Klima im Eiszeitalter. – X + 284 S., 90 Abb., 7 Tab.; Stuttgart (Schweizerbart).
- KOCH, W. (1977): Stratigraphie der Oberkreide in Nordwestdeutschland (Pompeckjsche Scholle), Tl. 2, Biostratigraphie in der Oberkreide und Taxonomie von Foraminiferen. – Geol. Jb., **A 38**: 11 – 123, 2 Abb., 1 Tab., 17 Taf.; Hannover.
- KÖPLITZ, W. (1920): Über die Fauna des oberen Untersenon im Seppenrade-Dülmener Höhenzug. – Diss. Univ. Münster: 78 S., 1 Tab., 8 Taf.; Münster/Westf.
- KRONBERG, P. (1984): Photogeologie, eine Einführung in die Grundlagen und Methoden der geologischen Auswertung von Luftbildern. – 268 S., 238 Abb.; Stuttgart (Enke).
- KÜRTE, W. VON (1977): Die naturräumlichen Einheiten auf Blatt 95/96 Kleve/Wesel. – Geogr. Landesaufn. 1 : 200 000, naturräuml. Gliederung Dtl., **95/96**: 75 S., 2 Abb., 1 Kt.; Bonn-Bad Godesberg (B.-Anst. Landeskd. u. Raumforsch.).
- KUKUK, P. (1938): Geologie des Niederrheinisch-Westfälischen Steinkohlengebietes. – 706 S., 743 Abb., 48 Tab., 14 Taf.; Berlin (Springer).
- Landesamt für Wasser und Abfall Nordrhein-Westfalen [Hrsg.] (1986): Gebietsbezeichnungen und Verzeichnis der Gewässer in Nordrhein-Westfalen, 2. Aufl. – 289 S., 1 Kt.; Düsseldorf.
- Landesplanungsgemeinschaft Westfalen, Münster, und Kreisverwaltung Landkreis Steinfurt (1951): Planungsgrundlagen für den Landkreis Steinfurt (Westf.). – 82 S., 2 Tab., 60 Kt.; Münster/Westf. (Kreisverwalt. Steinfurt).
- LÖGTERS, H. (1951): Paläogeographie, Tektonik und Erdölvorkommen im Emsland. – Z. dt. geol. Ges., **102**: 8 – 42, 11 Abb., 1 Taf.; Hannover.
- LÖSCHER, W. (1910): Die westfälischen Galeritenschichten mit besonderer Berücksichtigung ihrer Seeigelfauna. – N. Jb. Mineral., Geol. u. Paläont., Beil.-Bd., **30**: 269 bis 312, 10 Abb.; Stuttgart.
- LÖSCHER, W. (1913): Die westfälischen Galeritenschichten als Seichtwasserbildung. – Z. dt. geol. Ges., **64** (Mber.): 341 – 344; Berlin.
- LÖSCHER, W. (1925): Zur Frage der westfälischen Galeritenbildungen. – Sitz.-Ber. nieder-rhein. geol. Ver., **1924**: 25 – 28; Bonn.
- LOMMERZHEIM, A. (1988): Die Genese und Migration von Kohlenwasserstoffen im Münsterländer Becken. – Diss. Univ. Münster: VI + 260 S., 129 Abb., 28 Tab., 50 Taf., 6 Kt.; Münster/Westf.
- LOMMERZHEIM, A. (1991 a): Mikropaläontologische Indikatoren für Paläoklima und Paläobathymetrie in der borealen Oberkreide: Bohrung Metelen 1001 (Münsterland, NW-Deutschland; Obersanton bis Obercampan). – Facies, **24**: 183 – 253, 23 Abb., 3 Tab., 8 Taf.; Erlangen.
- LOMMERZHEIM, A. (1991 b): Biofazielle Analyse des Makrobenthos der Bohrung Metelen 1001 (Santon/Campan; Münsterland, NW-Deutschland). – Facies, **24**: 135 – 146, 5 Abb.; Erlangen.

- LOMMERZHEIM, A. (1991 c): Die geothermische Entwicklung des Münsterländer Beckens (NW-Deutschland) und ihre Bedeutung für die Kohlenwasserstoffgenese in diesem Raum. – DGMK-Ber., **468**: 319 – 372, 13 Abb.; Hamburg.
- LOMMERZHEIM, A. (1995): Stratigraphie und Ammonitenfaunen des Santons und Campans im Münsterländer Becken (NW-Deutschland). – Geol. u. Paläont. Westf., **40**: 97 S., 19 Abb., 8 Taf.; Münster/Westf.
- LORSCHIED, J. (1868): Der mittlere Theil des westfälischen Kreidebeckens. – 26 S.; Münster/Westf. (Aschendorff).
- LUCAS, O. (1956): Planungsgrundlagen für den Landkreis Coesfeld/Westfalen. Natur, Bevölkerung und Wirtschaft in Karten und Zahlen. – 20 S., 5 Abb., 2 Tab., 51 Kt.; Coesfeld, Münster/Westf. (Kreisverwalt. Coesfeld).
- LUCAS, O. (1967): Planungsgrundlagen für den Landkreis Ahaus. Natur, Bevölkerung und Wirtschaft in Karten, Bildern und Zahlen. – 134 S., zahlr. Abb., Tab. u. Kt.; Ahaus, Münster/Westf. (Kreisverwalt. Ahaus).
- LÜTTIG, G. (1960): Zur Gliederung des Auelehms im Flußgebiet der Weser. – Eiszeitalter u. Gegenwart, **11**: 39 – 50, 4 Abb.; Öhringen/Württ.
- MAAS, H. (1952): Die geologische Geschichte der westfälischen Dünen auf Grund der Bodenbildungen. – Diss. Univ. Münster: 79 S., 10 Abb., 7 Anl.; Münster/Westf.
- MAAS, H. (1955): Die geologische Geschichte der westfälischen Dünen auf Grund der Bodenbildungen. – Z. dt. geol. Ges., **105**: 137 – 138; Hannover.
- MARCK, W. VON DER (1858): Ueber einige Wirbelthiere, Kruster und Cephalopoden der Westfälischen Kreide. – Z. dt. geol. Ges., **10**: 231 – 272, 2 Taf.; Berlin.
- MEISEL, S. (1961): Die naturräumlichen Einheiten auf Blatt 83/84 Osnabrück/Bentheim. – Geogr. Landesaufn. 1 : 200 000, naturräuml. Gliederung Dtl., **83/84**: 66 S., 1 Abb., 1 Kt.; Bad Godesberg (B.-Anst. Landeskde. u. Raumforsch.).
- MENNING, M. (1994): A Numerical Time Scale for the Permian and Triassic Periods: An Integrated Time Analysis. – In: SCHOLLE, P. A.; PERYT, T. M.; ULMER-SCHOLLE, D. S. [Hrsg.]: The Permian of Northern Pangea, **1**, Palaeogeography, Palaeoclimates, Stratigraphy: 77 – 97, 5 Abb.; Berlin, Heidelberg, New York, London, Paris, Tokyo, Hong Kong, Barcelona, Budapest (Springer).
- MERKT, J.; BÖKER, F. (1993): Erkundung von quartärgeologischen Bildungen mit saisonalen Luftbildern. – Geol. Jb., **A 142**: 65 – 88, 14 Abb.; Hannover.
- MICHEL, G. (1963): Untersuchungen über die Tiefenlage der Grenze Süßwasser/Salz- wasser im nördlichen Rheinland und anschließenden Teilen Westfalens, zugleich ein Beitrag zur Hydrogeologie und Chemie des tiefen Grundwassers. – Forsch.-Ber. Land Nordrh.-Westf., **1239**: 131 S., 12 Abb., 10 Tab., 8 Anl.; Köln, Opladen.
- MÜHLEN, F. (1966): Landkreis Ahaus, Land an der Grenze. – 52 S., zahlr. Taf.; Münster/Westf.
- MÜLLER, A. (1991): Fische aus dem Campan (Oberkreide) der Bohrung Metelen 1001 (Münsterland, NW-Deutschland). – Facies, **24**: 129 – 134, 2 Abb.; Erlangen.
- MÜLLER-WILLE, W. (1966): Bodenplastik und Naturräume Westfalens. – Spieker, **14** (Festband): XI + 302 S., 17 Tab., 1 Kt.-Bd.; Münster/Westf. – [32 Abb. im Kt.-Bd.]

- MUTTERLOSE, J.; BORNEMANN, A.; RAUER, ST.; SPAETH, CH.; WOOD, C. J. [Hrsg.] (1998): Key Localities of the Northwest European Cretaceous. – Bochumer geol. u. geotechn. Arb., **48**: VI + 231 S., 169 Abb. u. Tab.; Bochum.
- OVERBECK, F. (1950): Moore, 2. Aufl. – Schr. wirtschaftswiss. Ges. Stud. Niedersachs., N. F., **3** (4): 112 S., 56 Abb., 2 Tab., 2 Taf.; Bremen-Horn. – [Zugl. Veröff. niedersächs. Amt Landesplan. u. Statist., (A 1) **3** (4)]
- OVERBECK, F. (1975): Botanisch-geologische Moorkunde unter besonderer Berücksichtigung der Moore Nordwestdeutschlands als Quellen zur Vegetations-, Klima- und Siedlungsgeschichte. – 719 S., 263 Abb., 38 Tab.; Neumünster (Wachholtz).
- PAPROTH, E. (1960): Der Kulm und die flözleere Fazies des Namurs : Stand der Untersuchungen und offene Fragen. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **3** (1): 385 bis 422, 7 Abb., 1 Tab., 1 Taf.; Krefeld.
- PIOTROWSKI, J. (1992 a): Was ist ein Till? Faziesstudien an glazialen Sedimenten. – Die Geowissenschaften, **10** (4): 100 – 108, 10 Abb., 1 Tab.; Weinheim.
- PIOTROWSKI, J. (1992 b): Zur genetischen Gliederung der Tillfazies. – In: Kurzfassungen und Exkursionsführer / 59. Tagung der Arbeitsgemeinschaft Nordwestdeutscher Geologen: 12 – 13, 1 Tab; Essen. – [Tag. Arbeitsgem. Nordwestdt. Geologen <59., 1992, Essen>]
- PLEIN, E. (1978): Rotliegend-Ablagerungen im Norddeutschen Becken. – Z. dt. geol. Ges., **129**: 71 – 97, 10 Abb., 6 Taf.; Hannover.
- PYRITZ, E. (1972): Binnendünen und Flugsandebenen im Niedersächsischen Tiefland. – Göttinger geogr. Abh., **61**: 153 S., 27 Abb., 16 Tab., 3 Kt.; Göttingen.
- RABER, C.; SPEETZEN E. (1992): Flugsand, Sandlöß und Löß im zentralen Münsterland (Westfälische Bucht). – Natur- u. Landschaftskde., **28** (2): 40 – 47, 4 Abb.; Möhnesee-Körbecke.
- RATHJENS, C. (1979): Die Formung der Erdoberfläche unter dem Einfluß des Menschen. – 160 S., 29 Abb.; Stuttgart (Teubner).
- RESCHER, K. (1991): Biostratigraphische Gliederung der höheren Oberkreide mit benthischen Foraminiferen im nordwestlichen Münsterland (Bohrung Metelen 1001). – Facies, **24**: 99 – 106, 2 Abb., 1 Taf.; Erlangen.
- RICHTER-BERNBURG, G. (1955): Stratigraphische Gliederung des deutschen Zechsteins. – Z. dt. geol. Ges., **105**: 843 – 854, 1 Abb., 1 Taf.; Hannover.
- RICHTER-BERNBURG, G. (1972): Saline deposits in Germany: a review and general introduction to the excursions. – In: RICHTER-BERNBURG, G. [Hrsg.]: Geology of saline deposits: 275 – 287, 13 Abb., 1 Tab.; Paris (Unesco). – [Symp. <1968, Hannover>, Proc.]
- RICHTER-BERNBURG, G. (1987): Das sogenannte Zechsteinkonglomerat und die Grenze Rotliegendes/Zechstein. – Geol. Jb. Hessen, **115**: 117 – 129, 7 Abb.; Wiesbaden.
- RICHWIEN, J.; SCHUSTER, A.; TEICHMÜLLER, R.; WOLBURG, J. (1963): Überblick über das Profil der Bohrung Münsterland 1. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **11**: 9 – 18, 3 Abb., 4 Taf.; Krefeld.

- RIEGRAF, W. (1995): Radiolarien, Diatomeen, Cephalopoden und Stratigraphie im pelagischen Campanium Westfalens (Oberkreide, NW-Deutschland). – N. Jb. Geol. u. Paläont., Abh., **197** (2): 129 – 200, 22 Abb., 2 Tab.; Stuttgart.
- ROBASZYNSKI, F.; CARON, M. (1979): Atlas de foraminifères planktoniques du Crétacé moyen (mer boréal et téthys). – Cah. Micropaléont., **1**: 185 S., 7 Abb., 4 Tab., 39 Taf., Paris.
- RÖHLING, H.-G. (1991): A Lithostratigraphic Subdivision of the Lower Triassic in the North-west German Lowlands and the German Sector of the North Sea, Based on Gamma-Ray and Sonic Logs. – Geol. Jb., **A 119**: 3 – 24, 1 Abb., 12 Taf.; Hannover.
- ROEMER, F. (1854): Die Kreidebildungen Westphalens. – Verh. naturhist. Ver. preuß. Rheinlde. u. Westf., **11**: 29 – 180, 1 Kt.; Bonn.
- ROSENFELD, U. (1978): Beitrag zur Paläogeographie des Mesozoikums in Westfalen. – N. Jb. Geol. u. Paläont., Abh., **156**: 132 – 155, 9 Abb.; Stuttgart.
- SCHÄFER, R. (1997): Das sedimentäre Großgeschiebe in Horstmar (Westfalen). – Geschiebekde. akt., **13** (3): 93 – 104, 4 Abb., 3 Tab.; Hamburg.
- SCHALLREUTER, R. (1987): Geschiebekunde in Westfalen. – Geol. u. Paläont. Westf., **7**: 5 – 13, 1 Abb., 1 Taf.; Münster/Westf.
- SCHLÜTER, C. (1860): Geognostische Aphorismen aus Westphalen. – Verh. naturhist. Ver. preuß. Rheinlde. u. Westf., **17**: 13 – 39, 1 Taf.; Bonn.
- SCHLÜTER, C. (1867): Beitrag zur Kenntnis der jüngsten Ammonoiten Norddeutschlands. – 36 S., 6 Taf.; Bonn (Henry).
- SCHLÜTER, C. (1872): Ueber die Spongitarienbänke der oberen Quadraten- und unteren Mäonatschichten des Münsterlandes. – In: Festschr. 20. Hauptversammlung der Deutschen Geologischen Gesellschaft: 38 S., 1 Taf.; Bonn. – [Hauptvers. Dt. Geol. Ges. <20., Bonn>]
- SCHLÜTER, C. (1874): Der Emscher Mergel. Vorläufige Notiz über ein zwischen Cuvier-Plänen und Quadraten-Kreide lagerndes mächtiges Gebirgs-glied. – Z. dt. geol. Ges., **26**: 775 – 782; Berlin.
- SCHLÜTER, C. (1876 a): Die Cephalopoden der oberen deutschen Kreide, **2**. – Palaeontographica, **24**: 1 – 144, 20 Taf.; Kassel.
- SCHLÜTER, C. (1876 b): Verbreitung der Cephalopoden in der oberen Kreide Norddeutschlands. – Z. dt. geol. Ges., **28**: 457 – 518, 1 Tab.; Berlin.
- SCHMÖLE, R. (1926): Der Baumberger Sandstein und seine Verwitterung. – Steinbruch u. Sandgrube, **25** (15): 345 – 418, 4 Abb.; Halle/Saale.
- SCHNEIDER, H. (1941) Die geo-hydrologischen Verhältnisse des Gebietes der Baumberge. – Decheniana, **100 A**: 187 – 228, 17 Taf.; Bonn.
- SCHÖNFELD, J. (1990): Zur Stratigraphie und Ökologie benthischer Foraminiferen im Schreibkreide-Richtprofil von Lägerdorf/Holstein. – Geol. Jb., **A 117**: 3 – 151, 23 Abb., 10 Tab., 6 Taf.; Hannover.

- SCHÖNFELD, J.; SCHULZ, M.-G.; McARTHUR, J. M.; BURNETT, J.; GALE, A.; HAMBACH, U.; HANSEN, H. J.; KENNEDY, W. J.; RASMUSSEN, K. L.; THIRWALL, M. F.; WRAY, D. S. (1996): New results on biostratigraphy, palaeomagnetism, geochemistry and correlation from the standard section for the Upper Cretaceous White Chalk of northern Germany (Lägerdorf – Krons Moor – Hemmoor). – Mitt. geol.-paläont. Inst. Univ. Hamburg, **77**: 545 – 575, 11 Abb., 1 Taf.; Hamburg.
- SCHOTT, W.; JARITZ, W.; KOCKEL, F.; SAMES, C. W.; STACKELBERG, U. VON; STETS, J.; STOPPEL, D. (1969), unter Mitarb. von BALDSCHUHN, R.; KRAMPE, K.-D.: Paläogeographischer Atlas der Unterkreide von Nordwestdeutschland, mit einer Übersichtsdarstellung des nördlichen Mitteleuropa, Erläuterungen. – 315 S., 18 Abb.; Hannover (B.-Anst. Bodenforsch.).
- SCHRAPS, W. G. (1972): Braungelbe Bänderungen in oberkretazischen und pleistozänen Sanden. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **21**: 143 – 150, 1 Abb., 1 Tab., 3 Taf.; Krefeld.
- SCHRAPS, W. G. (1984): Kultsole im westlichen Münsterland. – Decheniana, **137**: 259 bis 266, 6 Abb., 1 Tab.; Bonn.
- SCHULZ, M.-G. (1985): Die Evolution der Echiniden-Gattung *Galerites* im Campan und Maastricht Norddeutschlands. – Geol. Jb., **A 80**: 3 – 93, 14 Abb., 15 Taf.; Hannover.
- SCHULZ, M.-G.; ERNST, G.; ERNST, H.; SCHMID, F. (1984): Coniacian to Maastrichtian stage boundaries in the standard section for the Upper Cretaceous white chalk of NW Germany (Lägerdorf – Krons Moor – Hemmoor): Definitions and proposals. – Bull. geol. Soc. Denmark, **33**: 203 – 215, 4 Abb.; Copenhagen.
- SCHUSTER, A.; WOLBURG, J. (1962): Alb in den Bohrungen des Münsterlandes. – N. Jb. Geol. u. Paläont., Mh., **1962**: 409 – 422, 4 Abb., Stuttgart.
- SCHUSTER, A.; WOLBURG, J. (1963): Das Alb in der Bohrung Münsterland 1 und benachbarten Bohrungen. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **11**: 45 – 55, 2 Abb., 1 Tab.; Krefeld.
- SCHWARZKOPF, J. (1991): Palökologie der Ostracoden-Faunen des Santons und Campans der Bohrung Metelen 1001 (NW-Deutschland). – Facies, **24**: 159 – 181, 5 Abb., 2 Taf.; Erlangen.
- SERAPHIM, E. TH. (1979): Zur Inlandvereisung der Westfälischen Bucht im Saale-(Riß-) Glazial. – Münstersche Forsch. Geol. u. Paläont., **47**: 1 – 51, 1 Abb., 2 Tab.; Münster/Westf.
- SERAPHIM, E. TH. (1986): Spätglazial und Dünenforschung : Eine kritische Erörterung des spätglazialen Luftdruck-Wind-Systems H. POSERS. – Westf. geogr. Stud., **42**: 119 bis 136, 2 Abb.; Münster/Westf.
- SKUPIN, K. (1982 a), mit Beitr. von MERTENS, H.; MICHEL, G.; SEIBERTZ, E.; WEBER, P.: Erläuterungen zu Blatt 4218 Paderborn. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. <1 : 25 000>, Erl., **4218**: 140 S., 19 Abb., 15 Tab., 2 Taf.; Krefeld.
- SKUPIN, K. (1982 b): Weichselzeitliche und frühholozäne Bodenbildungen im östlichen Münsterland. – Geol. Jb., **F 14**: 217 – 219, 1 Abb.; Hannover.
- SKUPIN, K. (1983), mit Beitr. von DAHM-ARENS, H.; MICHEL, G.; REHAGEN, H.-W.; VÖGLER, H.: Erläuterungen zu Blatt 4217 Delbrück. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. <1 : 25 000>, Erl., **4217**: 120 S., 20 Abb., 6 Tab., 2 Taf.; Krefeld.

- SKUPIN, K. (1985), mit Beitr. von DAHM-ARENS, H.; MICHEL, G.; WEBER, P.: Erläuterungen zu Blatt 4317 Geseke. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. <1 : 25 000>, Erl., **4317**: 155 S., 16 Abb., 12 Tab., 2 Taf.; Krefeld.
- SKUPIN, K. (1991): Der Löß des Hellwegs. Beobachtungen zur Altersstellung. – Spieker, **35**: 55 – 63, 1 Abb., 1 Tab., 4 Prof.; Münster/Westf.
- SKUPIN, K. (1992): Spuren der Eisbewegung („Glazitektonik“) in der Westfälischen Bucht. – Kurzfassung und Exkursionsführer / 59. Tagung der Arbeitsgemeinschaft Nordwestdeutscher Geologen: S. 9, 1 Tab.; Essen. – [Tag. Arbeitsgem. Nordwestdt. Geologen <59., 1992, Essen>]
- SKUPIN, K. (1994): Aufbau, Zusammensetzung und Alter der Flugsand- und Dünenbildungen im Bereich der Senne (Östliches Münsterland). – Geol. u. Paläont. Westf., **28**: 41 – 72, 14 Abb., 6 Tab.; Münster/Westf.
- SKUPIN, K. (1996), mit Beitr. von MASLOWSKI, H.; MICHEL, G.; MILBERT, G.; PAHLKE, U.: Erläuterungen zu Blatt 4216 Mastholte. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. <1 : 25 000>, Erl., **4216**: 153 S., 16 Abb., 12 Tab., 2 Taf.; Krefeld.
- SKUPIN, K.; SPEETZEN, E.; ZANDSTRA, J. G. (1993): Die Eiszeit in Nordwestdeutschland : Zur Vereisungsgeschichte der Westfälischen Bucht und angrenzender Gebiete. – 143 S., 49 Abb., 24 Tab., 2 Taf., 2 Kt.; Krefeld (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.).
- SMELROR, M.; VERDENIUS, J. G.; EEM, J. VAN DEN; RIEGRAF, W. (1995): Palynomorphe und Nannofossilien aus den Baumberger Schichten des westfälischen Oberen Campanium (Oberkreide, NW-Deutschland). – N. Jb. Geol. u. Paläont., Abh., **197**: 201 – 224, 6 Abb., 2 Tab.; Stuttgart.
- SPEETZEN, E. (1986): Das Eiszeitalter in Westfalen. – In: Alt- und mittelsteinzeitliche Fundplätze in Westfalen, Tl. 1. – Einführ. Vor- u. Frühgesch. Westf., **6**: 64 S., 19 Abb., 1 Tab., 1 Kt.; Münster/Westf. (Westf. Mus. Archäol.).
- SPEETZEN, E. (1990 a): Die Entwicklung der Flußsysteme in der Westfälischen Bucht (NW-Deutschland) während des Känozoikums. – Geol. u. Paläont. Westf., **16**: 7 – 25, 16 Abb., 1 Tab.; Münster/Westf.
- SPEETZEN, E. (1990 b): Ziegelrohstoffe und Ziegeleien im zentralen Münsterland (Westfalen, NW-Deutschland). – Geol. u. Paläont. Westf., **16**: 35 – 61, 17 Abb., 4 Tab., 2 Taf.; Münster/Westf.
- SPEETZEN, E. (1998): Findlinge in Nordrhein-Westfalen und angrenzenden Gebieten. – 172 S., 43 Abb., 9 Tab., Anh. mit 111 Kurzbeschr. u. Fotos, 1 Anl.-Taf.; Krefeld (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.).
- STADLER, G.; TEICHMÜLLER, R. (1971): Zusammenfassender Überblick über die Entwicklung des Bramscher Massivs und des Niedersächsischen Tektogens. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **18**: 547 – 564, 3 Abb., 1 Tab.; Krefeld.
- STAUDE, H. (1982), mit Beitr. von KALTERHERBERG, J.; KOCH, M.; WILL, K.-H.: Erläuterungen zu Blatt 3812 Ladbergen. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. <1 : 25 000>, Erl., **3812**: 84 S., 8 Abb., 6 Tab., 3 Taf.; Krefeld.
- STAUDE, H. (1984), mit Beitr. von KOCH, M.; VÖGLER, H.; WILL, K.-H.: Erläuterungen zu Blatt 3912 Westbevern. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. <1 : 25 000>, Erl., **3912**: 91 S., 6 Abb., 7 Tab., 2 Taf.; Krefeld.

- STAUDE, H. (1986), mit Beitr. von ADAMS, U.; DUBBER, H.-J.; KOCH, M.; REHAGEN, H.-W.; VOGLER, H.: Erläuterungen zu Blatt 3911 Greven. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. <1 : 25 000>, Erl., **3911**: 137 S., 15 Abb., 8 Tab., 2 Taf.; Krefeld.
- STAUDE, H. (1989), mit Beitr. von ADAMS, U.; DUBBER, H.-J.; KOCH, M.; VOGLER, H.: Erläuterungen zu Blatt 3910 Altenberge. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. <1 : 25 000>, Erl., **3910**: 123 S., 12 Abb., 7 Tab., 2 Taf.; Krefeld.
- STEFFENS, P.; LUDWIG, G.; ZELLER, M. (1995), unter Mitarb. von MÜNCHEBERG, C.: Erläuterungen zu Blatt CC 3902 Lingen. – Karte der oberflächennahen Rohstoffe <1 : 200 000>, Erl., **CC 3902**: 38 S., 3 Tab., 1 Kt.; Hannover.
- STETS, J. (1984): Geologie und Luftbild, eine Einführung in die geologische Luftbildinterpretation. – Clausthaler tect. H., **21**: 199 S., 70 Abb., 6 Taf.; Clausthal-Zellerfeld.
- STEOSLOFF, U. (1952): Periglazialer „Tropfen“- und Taschenboden im südlichen Münsterlande bei Haltern. – Geol. Jb., **66**: 305 – 312, 5 Abb.; Hannover.
- STRUCKMEIER, W. (1990): Wasserhaushalt und Hydrologische Systemanalyse des Münsterländer Beckens. – LWA-Schr.-R., **45**: 72 S., 21 Abb., 13 Tab., 5 Kt.; Düsseldorf.
- STRUVE, W. (1963): Devonische Schaltiere aus der Bohrung Münsterland 1. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **11**: 343 – 351, 3 Abb., 3 Taf.; Krefeld.
- Subkommission Perm-Trias (1993): Beschlüsse zur Festlegung der lithostratigraphischen Grenzen Zechstein/Buntsandstein/Muschelkalk und zu Neubenenennungen im Unteren Buntsandstein in der Bundesrepublik Deutschland. – Nachr. dt. geol. Ges., **49**: 76 – 81; Hannover.
- SVABENICKA, L. (1991): Coccolithen-Stratigraphie der höheren Oberkreide der Bohrung Metelen 1001 (Münsterland, NW-Deutschland). – Facies, **24**: 107 – 111, 2 Abb., 1 Taf.; Erlangen.
- TAUSZ, J. [Hrsg.] (1930): Das Erdöl, seine Physik, Chemie, Geologie, Technologie und sein Wirtschaftsbetrieb, **2** (Tl. 2), Spezielle Geologie des Erdöls in Europa ausschließlich Rußland, 2. Aufl. – 454 S., 121 Abb., 25 Taf.; Leipzig.
- TEICHMÜLLER, M. (1963): Die Kohlenflöze der Bohrung Münsterland 1 (Inkohlung, Petrographie, Verkokungsverhalten). – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **11**: 129 – 177, 7 Abb., 12 Tab., 4 Taf.; Krefeld.
- TEICHMÜLLER, M.; TEICHMÜLLER, R. (1971): Inkohlung. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **19**: 47 – 56, 7 Abb.; Krefeld.
- TEICHMÜLLER, M.; TEICHMÜLLER, R.; BARTENSTEIN, H. (1984): Inkohlung und Erdgas – eine neue Inkohlungskarte der Karbon-Oberfläche in Nordwestdeutschland. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **32**: 11 – 34, 3 Abb., 3 Tab., 1 Taf.; Krefeld.
- THIERMANN, A. (1968), mit Beitr. von REHAGEN, H.-W.; SCHRAPS, W.-G.: Erläuterungen zu den Blättern 3707 Glanerbrücke/3708 Gronau und 3709 Ochtrup. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. <1 : 25 000>, Erl., **3707/3708** u. **3709**: 177 S., 3 Abb., 12 Tab., 4 Taf.; Krefeld.
- THIERMANN, A. (1970 a), mit Beitr. von DAHM-ARENS, H.: Erläuterungen zu Blatt 3712 Tecklenburg. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. <1 : 25 000>, Erl., **3712**: 243 S., 22 Abb., 10 Tab., 7 Taf.; Krefeld.

- THIERMANN, A. (1970 b), mit Beitr. von KOCH, M.; WILL, K.-H.: Erläuterungen zu Blatt 3711 Bevergern. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. <1 : 25 000>, Erl., **3711**: 120 S., 9 Abb., 6 Tab., 5 Taf.; Krefeld.
- THIERMANN, A. (1973), mit Beitr. von DUBBER, H.-J.; KALTERHERBERG, J.; KOCH, M.; REHAGEN, H.-W.: Erläuterungen zu Blatt 3710 Rheine. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. <1 : 25 000>, Erl., **3710**: 174 S., 16 Abb., 12 Tab., 5 Taf.; Krefeld.
- THIERMANN, A. (1974): Zur Flußgeschichte der Ems/Nordwestdeutschland. – In: L'évolution quaternaire des bassins fluviaux de la mer du Nord méridionale. – Centen. Soc. géol. Belg.: 35 – 51, 8 Abb.; Liège (Soc. géol. Belg.).
- THIERMANN, A. (1985), mit Beitr. von DUBBER, H.-J.; KOCH, M.; VÖGLER, H.: Erläuterungen zu Blatt 3811 Emsdetten. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. <1 : 25 000>, Erl., **3811**: 90 S., 3 Abb., 5 Tab., 2 Taf.; Krefeld.
- THIERMANN, A. (1999), mit Beitr. von DUBBER, H.-J.; MASLOWSKI, H.; STANCU-KRISTOFF, G.; WEBER, P.: Erläuterungen zu Blatt 3810 Steinfurt. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. <1 : 25 000>, Erl., **3810**: 119 S., 4 Abb., 7 Tab., 2 Taf.; Krefeld.
- TIETZE, O. (1907): Über das Alter des Emstalsandes. – Z. dt. geol. Ges., **59** (Mber.): 132 – 134; Stuttgart.
- TRÖGER, K.-A. (1989): Problems of Upper Cretaceous Inoceramid Biostratigraphy and Palaeobiogeography in Europe and Western Asia. – In: WIEDMANN, J. [Hrsg.]: Cretaceous of the Western Tethys: 911 – 930, 8 Abb.; Stuttgart (Schweizerbart). – [Kreide-Symp. <3. internat., 1987, Tübingen>, Proc.]
- TUNN, W. (1963): Auswertung der Bohrlochsmessungen der Bohrung Münsterland 1 hinsichtlich der Kohlenflöze. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **11**: 123 – 128, 2 Abb., 4 Tab.; Krefeld.
- VÖGLER, H. (1977): Nutzbare Festgesteine in Nordrhein-Westfalen. – 65 S., 11 Abb., 1 Tab., 1 Taf.; Krefeld (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.).
- VOIGT, E. (1963): Über Randtröge von Schollenrändern und ihre Bedeutung im Gebiet der Mitteleuropäischen Senke und angrenzender Gebiete. – Z. dt. geol. Ges., **114**: 378 – 418, 15 Abb.; Hannover.
- WEDEWARDT, M. (1995): Hydrochemie und Genese der Tiefenwässer im Ruhr-Revier. – DMT-Ber. Forsch. u. Entwickl., **39**: 250 S., 60 Abb., 10 Tab., 2 Anl.; Bochum.
- WEGMANN, H. (1949): Die Baumberge als Schichtstufenlandschaft. – Diss. Univ. Münster: 56 S., 9 Abb.; Münster/Westf. – [Unveröff.]
- WEGNER, TH. (1924): Das Auftreten von Kohlenwasserstoffen im Bereich des westfälischen Karbons. – Glückauf, **1924** (30): 631 – 642, 4 Abb.; Essen.
- WEGNER, TH. (1925): Die Mukronaten Kreide der Baumberge. – Schr. Ges. Förd. westf. Wilhelms-Univ. Münster, **7 a**: 71 – 82, 7 Abb.; Münster/Westf. – [Exk.-Führer Hauptversamml. dt. geol. Ges. <1925, Münster>]
- WEGNER, TH. (1926): Geologie Westfalens und der angrenzenden Gebiete, 2. Aufl. – 500 S., 244 Abb., 1 Taf.; Paderborn (Schöningh).

- WERLAND, W. (1971): Die Baumberge. – 120 S., zahlr. Abb.; Münster/Westf. (Baumberge-Ver.).
- WERNER, J. (1986): Der Wind als Geofaktor in Westfalen. – Westf. geogr. Stud., **42**: 107 – 118, 8 Abb., 2 Tab.; Münster/Westf.
- WESTHOFF, F. (gen. LONGINUS) (1896): Führer durch die Baumberge (161 Spaziergänge) nebst einer naturgeschichtlichen Einleitung und zwei Anhängen. – XXXI + ca.155 S., 2 Kt.; Münster/Westf. (Aschendorff).
- WIEDMANN, J.; KAPLAN, U.; LEHMANN, J.; MARCINOWSKI, R. (1989): Biostratigraphy of the Cenomanian of NW Germany. – In: WIEDMANN, J. [Hrsg.]: Cretaceous of the Western Tethys: 931 – 948, 4 Abb., 2 Taf.; Stuttgart (Schweizerbart). – [Kreide-Symp. <3. internat., 1987, Tübingen>, Proc.]
- WIEGEL, E. (1973): Die Entwicklung der staatlichen geologischen Kartierung in Nordrhein-Westfalen vor 1873. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **23**: 11 – 54, 3 Abb., 1 Taf.; Krefeld.
- WIJHE, D. H. VAN (1987): Structural evolution of inverted basins in the Dutch offshore. – Tectonophysics, **137**: 171 – 219, 11 Abb.; Amsterdam.
- WIJHE, D. H. VAN; LUTZ, M.; KAASSCHIETER, J. P. H. (1980): The Rotliegend in the Netherlands and its Gas Accumulations. – Geol. en Mijnb., **59**: 3 – 24, 18 Abb.; 's-Gravenhage.
- WILL, K.-H. (1982): Paläoböden in Sanden des Münsterlandes. – Geol. Jb., **F 14**: 221 bis 225, 1 Abb.; Hannover.
- WIPPICH, M. (1995): Ammoniten aus dem Untercampan des nordwestlichen Münsterlandes (Nordwestdeutschland). – Geol. u. Paläont. Westf., **38**: 43 – 87, 8 Abb., 11 Taf.; Münster/Westf.
- WOLBURG, J. (1953): Der Nordrand der Rheinischen Masse. – Geol. Jb., **67**: 83 – 114, 15 Abb.; Hannover.
- WOLBURG, J. (1957): Das Profil der Trias im Raum zwischen Ems und Niederrhein. – N. Jb. Geol. u. Paläont., Mh., **1956**: 305 – 330, 5 Abb.; Stuttgart.
- WOLBURG, J. (1963): Das Unterkarbon- und Devonprofil der Bohrung Münsterland 1. – Fortschr. Geol. Rheinld. Westf., **11**: 517 – 538, 5 Abb., 2 Tab.; Krefeld.
- WOLBURG, J. (1968): Vom zyklischen Aufbau des Buntsandsteins. – N. Jb. Geol. u. Paläont., Mh., **1968** (9): 535 – 559, 12 Abb.; Stuttgart.
- WOLBURG, J. (1969): Die epirogenetischen Phasen der Muschelkalk- und Keuper-Entwicklung Nordwest-Deutschlands, mit einem Rückblick auf den Buntsandstein. – Geotekt. Forsch., **32**: 1 – 65, 32 Abb., 7 Taf.; Stuttgart.
- ZANDSTRA, J. G. (1992): Geschiebezählungen und Vereisungsgeschichte der Westfälischen Bucht im Quartär. – Kurzfassung und Exkursionsführer / 59. Tagung der Arbeitsgemeinschaft Nordwestdeutscher Geologen: 6 – 7, 1 Tab.; Essen. – [Tag. Arbeitsgem. Nordwestdt. Geologen <59., 1992, Essen>]
- ZIEGLER, P. A. (1982): Geological Atlas of Western and Central Europe, 1. Aufl. – 130 S., 29 Abb., 40 Taf.; Amsterdam (Elsevier). – [Text- u. Taf.-Bd.]

ZIEGLER, P. A. (1987): Late Cretaceous and Cenozoic intra-plate compressional deformations in the Alpine foreland – a geodynamic model. – Tectonophysics, **137**: 389 – 420, 11 Abb.; Amsterdam.

Karten

Bodenkarte von Nordrhein-Westfalen <1 : 50 000>. – Hrsg. Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.; Krefeld.

Blatt L 3908 Ahaus (1974), Bearb. SCHRAPS, W.-G.

Geologie (1976). – Dt. Planungsatlas, **1** (8): 2 Kt. <1 : 500 000>, mit Erl. u. Textbeil. – Hrsg. Akad. Raumforsch. u. Landesplan., Bearb. DAHM, H.-D.; DEUTLOFF, O.; HERBST, G.; KNAPP, G.; THOME, K. N., mit Beitr. von BACHMANN, M.; BRAUN, F. J.; DROZDZEWSKI, G.; GLIESE, J.; GRABERT, H.; HAGER, H.; HILDEN, H. D.; HOYER, P.; LUSZNAT, M.; THIERMANN, A.; Hannover (Schroedel).

Geologische Karte der Rheinprovinz und der Provinz Westfalen <1 : 80 000>, mit Erl. – Hrsg. i. A. Kgl. Minist. Handel, Gewerbe u. öffentl. Arb., Berlin durch DECHEN, H. VON; Bonn.

Section Coesfeld (1858), Bearb. BECKS, F. C.; DECHEN, H. VON, HOSIUS, A.; ROEMER, F.

Geologische Karte von Nordrhein-Westfalen <1 : 100 000>, mit Erl. – Hrsg. Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.; Krefeld.

Blatt C 3906 Gronau (Westf.) (1993), Bearb. MEYER, B.; HISS, M.

Geologische Karte von Nordrhein-Westfalen <1 : 25 000>, mit Erl. – Hrsg. Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.; Krefeld.

Blatt 3707/3708 Glanerbrücke/Gronau (1968), Bearb. THIERMANN, A.

Blatt 3709 Ochtrup (1968), Bearb. THIERMANN, A.

Blatt 3808 Heek (1995), Bearb. HISS, M.

Blatt 3908 Ahaus (1997), Bearb. HISS, M.

Blatt 3910 Altenberge (1989), Bearb. STAUDE, H.

Geologische Übersichtskarte von Nordwestdeutschland <1 : 300 000> (1951). – Hrsg. Amt Bodenforsch., Bearb. MARTINI, H. J.; WOLDSTEDT, P., unter Mitarb. von FRICKE, W.; GAERTNER, H. R. VON; HERRMANN, R.; HOLLSTEIN, W.; JACOBSEN, W.; MIXIUS, F. K.; RICHTER, K.; SCHNEIDER, H.; Hannover.

Geologische Übersichtskarte <1 : 200 000>. – Hrsg. B.-Anst. Geowiss. u. Rohstoffe u. Geol. L.-Ämter B.-Rep. Dtlid.; Hannover.

Blatt CC 3902 Lingen (1984), Bearb. BRANDES, H.; HINZE, C.; HÖFLE, H.-C.; MENGELING, H.; MERKT, J.; MEYER, K.-D.; TÜXEN, J.; VOSS, H.-H.; BERG, M. W. VAN DEN; TER WEE, M. W.; ZITZMAN, A.

Geotektonischer Atlas von Nordwest-Deutschland <1 : 100 000>. – Hrsg. B.-Anst. Geowiss. u. Rohstoffe; Hannover. – [Unveröff.]

Blatt C 3906 Gronau (1986), Bearb. KOCKEL, F.

Geotektonischer Atlas von NW-Deutschland <1 : 300 000>, mit Erl. – Hrsg. B.-Anst. Geowiss. u. Rohstoffe; Hannover.

Tl. 1, Abgedeckte geol. Kt. Unterkreidebasis (1994), 4 Bl., 5 S. Erl., Bearb. BALDSCHUHN, R.; KOCKEL, F.

- Geotektonische Übersichtskarte von Nordwestdeutschland <1 : 100 000>, mit Erl. – Hrsg. Amt Bodenforsch.; Hannover.
Blatt 70 Vreden – Ahaus – Bocholt – Coesfeld (1948), Bearb. LÖGTERS, H.; REICH, H.
- 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.
- Hydrogeologische Karte von Nordrhein-Westfalen <1 : 50 000>. – Hrsg. Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.; Krefeld.
Blatt L 3908 Ahaus (1981), Bearb. KOCH, M.
- Karte der oberflächennahen Rohstoffe der Bundesrepublik Deutschland <1 : 200 000>, mit Erl. – Hrsg. Geol. L.-Ämter B.-Rep. Dtl. und B.-Anst. Geowiss. u. Rohstoffe; Hannover.
Blatt CC 3902 Lingen (1995), Bearb. STEFFENS, P.; LUDWIG, G., ZELLER, M.; MUNCHEBERG, C.
- 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 (1976). – In: Klimadaten I – III. – Dt. Planungsatlas, 1 (7): 3 Kt. <1 : 100 000>, mit Erl. – Hrsg. Akad. Raumforsch. u. Landesplan., Bearb. SCHIRMER, H.; CASPAR, W.; SCHNELL, F.; WITTERSTEIN, F.; BECKER, R. F.; Hannover (Schroedel).
- Lagerstätten I – Steine und Erden – (1973). – Dt. Planungsatlas, 1 (5): 1 Kt. <1 : 500 000>, mit Textteil. – Hrsg. Akad. Raumforsch. u. Landesplan., Bearb. PIEPER, B.; Hannover (Jänecke).
- Lagerstätten II – Kohlen, Erdöl und Erdgas, Salze, Erze und Minerale – (1973). – Dt. Planungsatlas, 1 (6): 1 Kt. <1 : 500 000>, mit Textteil. – Hrsg. Akad. Raumforsch. u. Landesplan., Bearb. STORK, G.-H.; BACHMANN, M.; QUITZOW, H.-W.; STADLER, G.; HOYER, P.; Hannover (Jänecke).
- Paläogeographischer Atlas der Unterkreide von Nordwestdeutschland, mit einer Übersichtsdarstellung des nördlichen Mitteleuropa (1967), mit Erl. – Hrsg. B.-Anst. Bodenforsch., Bearb. SCHOTT, W.; JARITZ, W.; KOCKEL, F.; SAMES, C.-W.; STACKELBERG, U. VON; STETS, J.; STOPPEL, D.: 225 Kt., 1 Tab.; Hannover.
- Umwelt Kreis Borken, Umweltatlas (1990). – Hrsg. Kreis Borken, Der Oberkreisdirektor: zahlr. Kt. u. Tab.; Borken.
- Vegetation (potentielle natürliche Vegetation) (1983) – Dt. Planungsatlas, 1

