

# Geologischer Dienst Nordrhein-Westfalen



## Geologische Karte von Nordrhein-Westfalen 1 : 25 000

Erläuterungen  
4210 Lüdinghausen



Geologische Karte von Nordrhein-Westfalen 1 : 25 000

Erläuterungen  
zu Blatt  
**4210 Lüdinghausen**

Von

URSULA PABSCH-ROTHER

Mit Beiträgen von HEINZ GRÜNHAGE und HEINRICH HEUSER

Geologischer Dienst Nordrhein-Westfalen

Krefeld 2006

Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1 : 25 000	Erl.	<b>4210</b>	162 S.	14 Abb.	9 Tab.	3 Taf.	Krefeld 2006
-------------------------------------------	------	-------------	--------	---------	--------	--------	-----------------

Alle Rechte vorbehalten

© 2006 Geologischer Dienst Nordrhein-Westfalen – Landesbetrieb –  
Postfach 10 07 63 · D-47707 Krefeld

Bearbeiter: Dipl.-Geol.'in U. PABSCH-ROTHER  
Dipl.-Geol. H. GRÜNHAGE  
Dipl.-Geol. Dr. H. HEUSER

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

Redaktion: Dipl.-Geol.'in Dr. Bettina Dölling

Druck: Joh. van Acken GmbH u. Co. KG · Krefeld

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

ISBN 3-86029-087-8  
978-3-86029-087-3

# INHALTSVERZEICHNIS

	Seite
<b>1 Vorbemerkungen</b> .....	9
<b>2 Überblick</b> .....	11
2.1 Geologischer Überblick .....	11
2.2 Geografischer Überblick .....	15
2.2.1 Geländegestalt und naturräumliche Gliederung .....	16
2.2.2 Gewässernetz .....	18
2.2.3 Klima .....	19
<b>3 Schichtenfolge</b> .....	19
Paläozoikum .....	19
3.1 Unter- und Oberkarbon (Dinantium, Silesium) .....	19
3.1.1 Namur C und Westfal A .....	22
3.1.1.1 Oberes Namur C (Sprockhövel-Schichten cnSo) und Unteres Westfal A (Witten-Schichten cwWu; cwWo) .....	22
3.1.1.2 Oberes Westfal A (Bochum-Schichten cwBu; cwBm; cwBo) .....	25
3.1.2 Westfal B .....	27
3.1.2.1 Unteres Westfal B (Essen-Schichten cwEu; cwEm; cwEo) .....	27
3.1.2.2 Oberes Westfal B (Horst-Schichten cwHu; cwHo) .....	30
3.1.3 Westfal C .....	32
3.1.3.1 Unteres Westfal C (Untere Dorsten-Schichten cwDu) .....	32
Mesozoikum .....	33
3.2 Kreide .....	33
3.2.1 Unterkreide .....	36
3.2.1.1 Alb .....	36
3.2.1.1.1 Basiskonglomerat .....	36
3.2.1.1.2 <i>minimus</i> -Schichten (krlm) .....	37
3.2.1.1.3 Flammenmergel (krlo) .....	38
3.2.2 Oberkreide .....	40
3.2.2.1 Cenoman (krc1-4) .....	40
3.2.2.1.1 Essen-Grünsand und Cenoman-Pläner (krc1-2) .....	41
3.2.2.1.2 Cenoman-Kalk (krc3-4) .....	42
3.2.2.2 Turon (krt1-3) .....	44
3.2.2.2.1 Rotpläner und <i>labiatus</i> -Schichten (krt1) .....	44
3.2.2.2.2 <i>lamarcki</i> -Schichten (krt2) .....	45
3.2.2.2.3 <i>striatoconcentricus</i> -Schichten (krt3) .....	46
3.2.2.3 Coniac .....	47
3.2.2.3.1 <i>schloenbachi</i> -Schichten (krcc1) .....	47
3.2.2.3.2 Emscher-Mergel (krcc2-3) .....	48
3.2.2.4 Santon .....	50
3.2.2.4.1 Emscher-Mergel (krsa1-4E) .....	50

	Seite
3.2.2.4.2 Recklinghausen-Schichten (krca3-4R)	51
3.2.2.5 Campan (krca)	54
3.2.2.5.1 Unteres Untercampan (krca1)	54
3.2.2.5.1.1 Haltern-Schichten (krca1H)	56
3.2.2.5.1.2 Sande von Netteberge (krca1N)	59
3.2.2.5.1.3 Dülmen-Schichten (krca1D)	60
3.2.2.5.1.4 Emscher-Mergel (krca1E)	63
3.2.2.5.2 Oberes Untercampan (krca2)	65
3.2.2.5.2.1 Holtwick-Schichten (krca2Hu+m; krca2Ho)	65
Känozoikum	67
3.3 Quartär	67
3.3.1 Pleistozän	68
3.3.1.1 Elster bis Saale	69
3.3.1.1.1 Rinnenablagerung („R)	70
3.3.1.2 Saale	72
3.3.1.2.1 Vorschüttsand (D,S,gf(1))	72
3.3.1.2.2 Beckenablagerung (D,,b)	73
3.3.1.2.3 Grundmoräne (D,Mg)	74
3.3.1.2.4 Nachschüttsand (D,S,gf(2))	76
3.3.1.3 Eem	77
3.3.1.4 Weichsel	78
3.3.1.4.1 Ältere Niederterrasse	79
3.3.1.4.1.1 Knochenkies (w,Kn)	79
3.3.1.4.1.2 Sand-Schluff-Wechselfolge (w,S,f)	82
3.3.1.4.1.3 Schluff-Folge (w,U,f)	83
3.3.1.4.1.4 Talsand (w,S,ta)	84
3.3.1.4.2 Uferwall (w,Sl,sw; w,S,sw)	86
3.3.1.4.3 Fließerde („fl)	88
3.3.2 Pleistozän bis Holozän	89
3.3.2.1 Flugsand („S,a)	89
3.3.2.2 Ältere Dünen („d(1))	91
3.3.3 Holozän	92
3.3.3.1 Abschwemmmasse (Schwemmlehm) („u)	93
3.3.3.2 Jüngere Dünen („d(2))	94
3.3.3.3 Auenterrassen	95
3.3.3.3.1 Auensand („S,ta; „Sl,ta)	95
3.3.3.3.2 Auenlehm („L,ta)	97
3.3.3.4 Anmoor („Hm)	98
3.3.3.5 Künstliche Aufschüttung („y)	99
<b>4 Gebirgsbau</b>	<b>100</b>
4.1 Tektonik des variszischen Grundgebirges	100
4.1.1 Falten	103
4.1.2 Überschiebungen	104
4.1.3 Stockwerktektonik	104

	Seite
4.1.4 Bruchschollentektonik .....	105
4.2 Tektonik des kretazischen Deckgebirges .....	106
4.2.1 Bruchtektonik .....	106
4.2.2 Deckgebirgsfalten .....	108
4.3 Alter und Ablauf der Gebirgsbewegungen .....	108
 <b>5 Nutzbare Lagerstätten</b> .....	 110
5.1 Fossile Brennstoffe .....	110
5.1.1 Steinkohle .....	110
5.1.2 Erdöl und Erdgas .....	112
5.2 Steine und Erden .....	113
5.2.1 Mergelsteine .....	113
5.2.2 Sand .....	113
5.2.3 Ton und Schluff .....	114
 <b>6 Hydrogeologie (H. HEUSER)</b> .....	 114
6.1 Allgemeines .....	115
6.2 Grundwasservorkommen .....	116
6.3 Grundwasserbeschaffenheit .....	119
6.4 Grundwassernutzung .....	119
 <b>7 Ingenieurgeologie (H. GRÜNHAGE)</b> .....	 120
 <b>8 Bohrungen</b> .....	 121
 <b>9 Verzeichnis der Schriften und Karten</b> .....	 122
 <b>Anhang</b>	
Beschreibung der Bohrungen .....	151

**Verzeichnis der Abbildungen**

Abb. 1	Lage des Blattgebiets	12
Abb. 2	Naturräumliche und morphologische Gliederung	17
Abb. 3	Zyclothem im flözführenden Oberkarbon	21
Abb. 4	Lithofaziesbereiche des Santons und Campans, dargestellt an der Kreide-Oberfläche	55
Abb. 5	Knolliger Kalksandstein in den Haltern-Schichten	57
Abb. 6	<i>Parapuzosia (Parapuzosia) seppenradensis</i> (LANDOIS)	61
Abb. 7	Emscher-Mergel (Untercampan) in der Ziegeleigrube Pilgrim	64
Abb. 8	Talsand überlagert von Auensand und Auenlehm	85
Abb. 9	Von Flugsand überlagerter Uferwall über Talsand	87
Abb. 10	Podsolierter Flugsand	90
Abb. 11	Tektonische Übersicht über die Strukturen des Oberkarbons	101
Abb. 12	Tiefenlage und Strukturen des Oberkarbons dargestellt an der Karbon-Oberfläche	102
Abb. 13	Tektonischer Bau an der Oberfläche der Kreide-Gesteine	107
Abb. 14	Hydrogeologische Karte	118

**Verzeichnis der Tabellen**

Tab. 1	Mittlere Jahreswerte ausgewählter Klimaelemente	19
Tab. 2	Gliederung und Mächtigkeit des flözführenden Oberkarbons	20
Tab. 3	Gliederung des Westfals A (Witten- und Bochum-Schichten)	24
Tab. 4	Gliederung des Westfals B (Essen- und Horst-Schichten) und C (Dorsten-Schichten)	28
Tab. 5	Gliederung der Unter- und Oberkreide	34/35
Tab. 6	Gliederung des Quartärs	68/69
Tab. 7	Flüchtige Bestandteile in den Steinkohlenflözen des Oberkarbons	111
Tab. 8	Hydrogeologische Einstufung der Gesteine	116
Tab. 9	Geotechnische Hinweise	120/121

**Tafeln in der Anlage**

Taf. 1	Geologische Schnitte
Taf. 2	Geologische Tiefenschnitte
Taf. 3	Karte der Quartär-Basis



# 1 Vorbemerkungen

Das Blattgebiet 4210 Lüdinghausen gehört zum westlichen Kernmünsterland. Sein Erscheinungsbild wird sowohl von quartärzeitlichen als auch von kreidezeitlichen Ablagerungen geprägt. Der Höhenzug westlich von Seppenrade – im Folgenden Seppenrader Höhenzug genannt – wird aus Locker- und Festgesteinen der Kreide-Zeit aufgebaut. Der Ost- und Südteil des Blattgebiets wird durch Flussablagerungen der Stever geprägt, die in der Quartär-Zeit entstanden sind.

Das Gebiet um Lüdinghausen – Seppenrade wurde schon 1887 und 1895 durch die Funde von Riesenammoniten der Gattung *Parapuzosia* bekannt. Die Ammoniten, die in einem Steinbruch nordwestlich der Ortschaft Seppenrade gefunden wurden, stammen aus der Oberkreide.

Geologische Untersuchungen begannen im Blattgebiet schon Mitte des 18. Jahrhunderts. Zu den wichtigsten zählen die Arbeiten von ROEMER (1854), HOSIUS (1860, 1869), SCHLÜTER (1860, 1872), VON DECHEN (1884), WEGNER (1905, 1926) und BÄRTLING (1908, 1913 a, 1925). Alle Autoren beschrieben vorwiegend die Kreide-Schichten und fassten die quartären Ablagerungen ganz allgemein als Diluvium zusammen.

Das Blatt 4210 Lüdinghausen wurde zum ersten Mal von ARNOLD (1950) im Maßstab 1 : 25 000 geologisch kartiert. Die Kartiierungsergebnisse wurden später in der geologischen Karte (1959) und den Erläuterungen (ARNOLD & BODE & WORTMANN 1960) zu Blatt Münster C 4310 der Übersichtskarte von Nordrhein-Westfalen 1 : 100 000 dargestellt.

Das vorliegende geologische Kartenblatt wurde auf Grundlage der Topografischen Karte 1 : 25 000 (TK 25) Blatt 4210 Lüdinghausen im Maßstab 1 : 10 000 kartiert.

Neben dem Blatt L 4310 Lünen der Bodenkarte von Nordrhein-Westfalen 1 : 50 000 (1984) wurden insbesondere die Bodenkarten von verschiedenen landwirtschaftlichen Standorterkundungen des Geologischen Dienstes Nordrhein-Westfalen<sup>\*)</sup> im Maßstab 1 : 5 000 ausgewertet. Die Bodenkarten eignen sich vor allem zur Abgrenzung von Grundmoräne- und Flugsandvorkommen. Die Hydrogeologische Karte von Nordrhein-Westfalen 1 : 100 000 Blatt C 4310 Münster (1960) vervollständigt die Kartenwerke.

Weiterhin standen zahlreiche Unterlagen aus dem Archiv des Geologischen Dienstes Nordrhein-Westfalen zur Auswertung zur Verfügung. Hierzu gehören Bohrunterlagen, geophysikalische Untersuchungen (z. B. Seismikprofile) sowie Gutachten, Untersuchungsberichte und Stellungnahmen zu geologischen, hydrogeologischen und lagerstättenkundlichen Fragen des Blattgebiets.

Die im Archiv des Geologischen Dienstes Nordrhein-Westfalen vorhandenen Schichtenverzeichnisse von Bohrungen im Bereich des Blattgebiets Lüdinghausen stammen überwiegend aus den Zeiträumen von 1900 – 1955 und 1970 – 1985. Nur wenige Bohrungen sind neueren Datums. Die vorhandenen Bohrdaten wurden vom Geologischen Dienst Nordrhein-Westfalen durch Handbohrungen, Spülbohrungen, Rammkernbohrungen, Kleinbohrungen und eine Kernbohrung ergänzt (vgl. Anhang). Das Kleinbohr-

---

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

programm betreute H. WESTERMANN, die technische Durchführung lag bei P. FABRICIUS und G. MEISE (alle Geol. Dienst NRW). Außerdem wurden Baugruben und natürliche Aufschlüsse untersucht sowie Aufgrabungen vorgenommen. Geoelektrische Sondierungen und Gamma-Ray-Vermessungen einiger Bohrlöcher (Bearbeiter W. BOGDANSKI, Geol. Dienst NRW) sowie magnetostratigrafische Untersuchungen an Bohrkernen (Bearbeiter C. ROLF, Nieders. L.-Amt f. Bodenforsch. Hannover) vervollständigen die Kartielergebnisse.

Zur Rekonstruktion der ursprünglichen Auen sowie der Verbreitung von Feuchtgebieten, Gewässerverläufen und Dünen wurden die topografischen Karten der Preußischen Kartenaufnahme 1 : 25 000 aus dem Jahre 1841 (Urmesstischblatt) und die Neuaufnahme der Königlich Preußischen Landes-Aufnahme aus dem Jahr 1894 verwendet.

Mithilfe der stereoskopischen Luftbildauswertung auf Grundlage von Falschfarben-Infrarotluftbildern erfolgte an vielen Stellen eine Überarbeitung und Differenzierung der im Gelände kartierten Grenzlinien. Ausgewertet wurden das Geländekleinrelief, das Vegetationsmuster und die Feuchteunterschiede im Oberboden (KRONBERG 1984, STETS 1984, MERKT & BÖKER 1993). Aus den Luftbildern ließen sich auch Hinweise auf die Ausbildung und Verbreitung von Festgesteinen und vor allem auf die Lagerungsverhältnisse und tektonischen Strukturen in den Festgesteinsgebieten ableiten. Die technischen Vorbereitungen zur Luftbildauswertung und die Überarbeitung von Karten- und Schnittentwürfen sowie deren Reinzeichnungen erfolgten durch B. DOERR (Geol. Dienst NRW).

Weiterhin wurden in den Laboratorien des Geologischen Dienstes Nordrhein-Westfalen Schwermineralanalysen (Bearbeiterin U. WEFELS), Pollenanalysen (Bearbeiter R. STRITZKE), mineralogische (Bearbeiter H. GRÜNHAGEN) und mikropaläozoologische Untersuchungen (Bearbeiter K. RESCHER u. M. HISS) durchgeführt. Zur Abgrenzung von Faziesbereichen wurden unter anderem auch Sieb- und Schlämmanalysen (Bearbeiter H. MÖNKS u. H. SPARKUHLE, alle Geol. Dienst NRW) herangezogen.

Zu den wichtigsten Kartielergebnissen zählen:

- Die stratigrafische Abfolge, die Lagerungsverhältnisse und die tektonischen Strukturen der Oberkreide-Ablagerungen konnten aufgrund umfangreicher Untersuchungen erstmalig erfasst und dargestellt werden. Die Verbreitung und die stratigrafischen Einstufungen der Kreide-Schichten basieren auf mikropaläontologischen Untersuchungen, da eine Untergliederung auf der Basis von Makrofossilien aufgrund fehlender Aufschlüsse im Blattgebiet nicht möglich ist.
- Das Untere Unterampcan konnte faziell in Sande, Sandmergelsteine, sandige Mergelsteine und schluffige Tonmergelsteine gegliedert werden (Sande von Netteberge, Haltern- u. Dülmen-Schichten u. Emscher-Mergel).
- Das Verbreitungsgebiet der Haltern-Schichten konnte nach Osten hin abgegrenzt und die laterale Verzahnung mit den zeitgleichen Dülmen-Schichten nachgewiesen werden.
- Für die bislang im Blattgebiet ohne eigenen Schichtnamen geführte oder nur als „Graue Mergel“ bezeichnete Schluffmergelsteinfazies des Unteren Unterampcans wurde die Schichtenbezeichnung „Emscher-Mergel“ eingeführt, da sich die Emscher-Mergel-Fazies im Osten des Blattgebiets ohne signifikante lithologische Änderungen vom Coniac über das Santon bis in das Unterampcan fortsetzt. Diese Fazies ist in der Zie-

geleigrube Pilgrim westlich von Lüdinghausen (R 98 000, H 37 600) aufgeschlossen. Es wurde nachgewiesen, dass dort das Faziesäquivalent der weiter westlich gelegenen Dülmen-Schichten aufgeschlossen ist und sich der Faziesübergang von den sandigen zu den tonig-schluffigen Mergelsteinen auf kurze Entfernung vollzieht.

- Für die Schichten des Oberen Unterampans wurde die von Hiss (1997) eingeführte Bezeichnung „Holtwick-Schichten“ übernommen. Es bestehen zwar fazielle Unterschiede zu den weiter nördlich im Raum Ahaus verbreiteten Ablagerungen, die Schichtenfolge als solche lässt sich jedoch mikrofaunistisch abgrenzen und von Ahaus über Coesfeld und Senden bis Lüdinghausen und in den Raum Ascheberg verfolgen.
- Durch Bohrungen und geoelektrische Messungen wurde an der Westgrenze des Blattgebiets im Stevertal ein ca. 30 bis 35 m tief in die Kreide-Oberfläche eingeschnittener Rinnenabschnitt festgestellt, dessen Anlage und die darin befindlichen Ablagerungen möglicherweise in das ältere Pleistozän (Mittelpleistozän) zu stellen sind.
- Die schluffig-sandigen Ablagerungen aus der Quartär-Zeit konnten erstmals differenziert aufgenommen werden. Die Untergliederung der Niederterrassen-Ablagerungen erfolgte in Anlehnung an Staude (1984).

## **2 Überblick**

### **2.1 Geologischer Überblick**

Das Blattgebiet Lüdinghausen liegt im Kern des Münsterländer Kreide-Beckens (Abb. 1). An der Geländeoberfläche treten Schichten des Quartärs und der höheren Oberkreide (Santon und Campan) auf. Im tieferen Untergrund sind Schichten der tieferen Oberkreide, der Unterkreide, des Karbons und des Devons verbreitet.

Der Untergrund des Blattgebiets lässt sich in zwei geologische Baueinheiten untergliedern. Das untere Stockwerk besteht aus paläozoischen Sedimentgesteinen des Devons und Karbons, die nach der variszischen Gebirgsbildung teilweise abgetragen und eingeebnet wurden. Die Oberfläche dieses Stockwerks (Karbon-Oberfläche) liegt im Süden des Blattgebiets in einer Tiefe von ca. 800 m unter NN und fällt im Norden bis ca. 1 175 m unter NN ab.

Das zweite, bis an die Oberfläche reichende und für die Morphologie des Blattgebiets maßgebliche Stockwerk besteht aus kreide- und quartärzeitlichen Ablagerungen. Die kreidezeitliche Schichtenfolge beginnt mit Sedimenten der höheren Unterkreide (Alb) und endet mit Ablagerungen des Unterampans. Bei einem generellen Schichteinfallen nach Nordosten bilden die oberkretazischen Gesteine eine flachwellige Landschaft mit flacher, leicht welliger Schichtlagerung und vereinzelter Verwerfungen. Im Seppnader Höhenzug, der sich in der Westhälfte des Blattgebiets von Nordwesten nach Südosten erstreckt, treten die Kreide-Ablagerungen morphologisch deutlich hervor. Die Ablagerungen des Quartärs setzen sich aus glazigenen, fluviatilen und äolischen Lockersedimenten zusammen, die in wechselnden Mächtigkeiten die Gesteine der Kreide weitflächig überdecken.

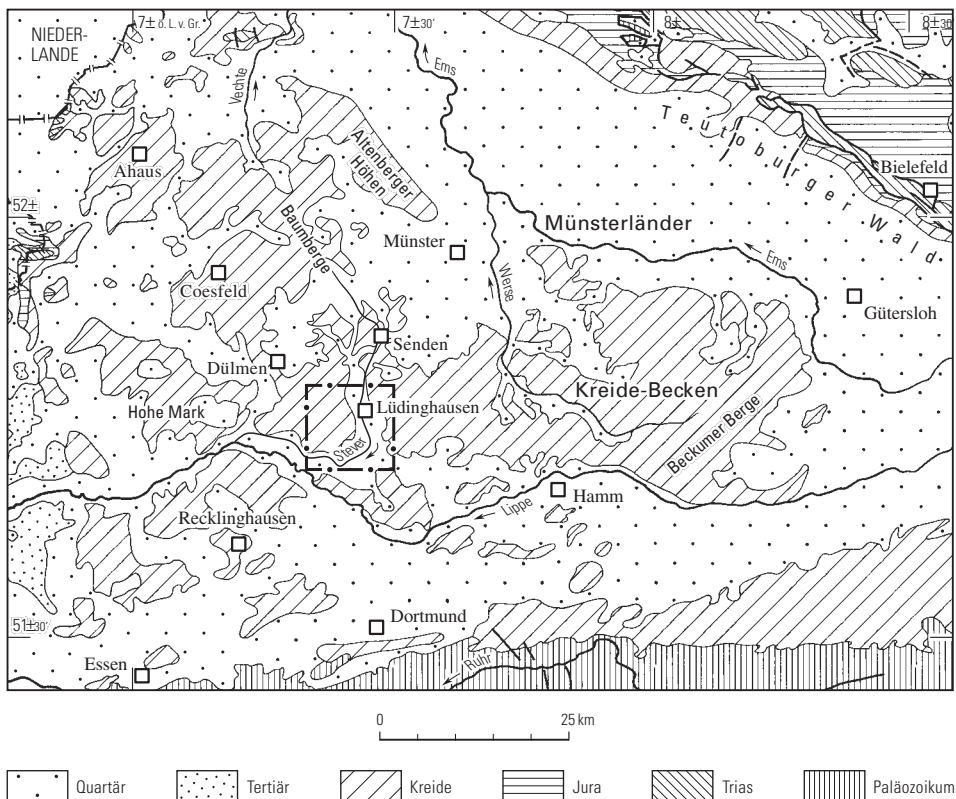


Abb. 1 Lage des Blattgebiets

Die erdgeschichtliche Entwicklung der Ablagerungen im Blattgebiet ist aus der Schichtenfolge der 5 956 m tiefen Bohrung Münsterland 1 abzuleiten, die in den Jahren 1961 bis 1962 nördlich des Blattgebiets, auf Blatt 3910 Altenberge (s. STAUDE 1989) zu Forschungszwecken niedergebracht wurde und die die Schichtenfolge bis in das Mitteldevon erschloss. Weitere Informationen lieferten im Blattgebiet zahlreiche Explorations- und Mutungsbohrungen des Steinkohlenbergbaus, die überwiegend bis in die flözführenden Schichten des Oberkarbons abgeteuft wurden.

Ab dem Mitteldevon bis in das Karbon war das Blattgebiet Teil eines Meeresraums, der im Norden bis zum Old-Red-Kontinent (Skandinavien, Dänemark) und im Süden bis zur Fränkisch-Alemannischen Insel (Mittelfrankreich, Vogesen, Schwarzwald, Böhmen) reichte. Im Mitteldevon entwickelten sich am Nordrand des heutigen Rheinischen Schiefergebirges an den Rändern von Inseln und Untiefen mächtige Riffe. Im Blattgebiet bildeten sich in einem küstennahen, lagunären Flachmeerbereich dunkle Kalksteine in „back-reef“-Fazies. Im Oberdevon wurden schluffig-kalkige Sedimente eines wenig durchströmten Schelfmeeres abgelagert. Aus dem fein- bis grobklastischen Verwitterungsschutt

des Old-Red-Kontinents bildeten sich im höheren Oberdevon in einem Bewegtwasserbereich Sandablagerungen, die vermutlich dem Condroz-Sandstein entsprechen (DRIESEN et al. 1990: 8 – 9). Im Vorfeld der variszischen Gebirgsbildung kam es anschließend zu einer Verlagerung des Beckentiefsten von Süden nach Norden hin.

Im Unterkarbon (Dinantium) vertiefte sich der Meeresraum und es bildete sich im westlichen und nördlichen Münsterland im Tournai (Unteres Unterkarbon) die klastisch-karbonatische Kohlenkalkfazies. Im Visé (Oberes Unterkarbon) entstanden in tiefem, sauerstoffarmen Wasser, teilweise unter reduzierenden Bedingungen, schwarze bituminöse Tonschiefer, Alaun- und Kieselschiefer sowie zum Teil auch Kalksteine, die so genannte Kulmfazies (DROZDZEWSKI & WREDE 1994: 23). Diese Sedimentation schloss zu Beginn des Oberkarbons (Silesium) mit den Hangenden Alaunschiefern des Namurs A ab (DROZDZEWSKI in Geologie im Münsterland 1995: 22 – 24).

An der Wende vom Unter- zum Oberkarbon kam es durch die Bewegungen der sudetischen Phase der variszischen Gebirgsbildung zur Heraushebung weiterer Gebiete Mitteleuropas. Das Blattgebiet wurde Teil der Vorland-Molasse, die sich als nördliche Saumsenke von Devonshire (Südengland) über Belgien nach Norddeutschland erstreckte. In dieser Saumsenke sammelten sich im Namur von Süden her die Abtragungsmassen des aufsteigenden Gebirges. Es bildeten sich quarzitisches Sandsteine, Grauwacken und Tonsteine. Im Namur C kam es zu einer von Süden nach Norden hin zunehmenden Verflachung des Sedimentationsraums und es entstand ein von mächtigen Strömen durchzogenes, flaches Schwemmland, das von England bis zur russischen Plattform reichte (DROZDZEWSKI in Geologie im Münsterland 1995: 24). Dort bildeten sich bei feuchtwarmen Klimabedingungen während des Namurs C und des Westfals in einem ständig absinkenden Küstenbereich ausgedehnte Waldmoore und Moorseen mit mächtigen Torflagern. In diesem Senkungsraum wurden durch Meeresvorstöße marine Sedimente abgelagert. Insgesamt sind im Ruhrkarbon ca. 350 Zyklen von Verlandungsphasen mit Moorbildung und darauf folgenden marinen Ingressionen nachgewiesen (DRIESEN et al. 1990: 9). Es entstanden Ton-, Schluff- und Sandsteine sowie Steinkohlenflöze, die im Blattgebiet etwa 2 % Anteil an der Gesamtmächtigkeit der flözführenden Schichtenfolge haben. Im Blattgebiet endet die überlieferte paläozoische Schichtenfolge im Westfal C. Während der asturischen Phase der variszischen Gebirgsbildung an der Wende Westfal/Stefan wurden die Schichten gefaltet, das entstandene Gebirge herausgehoben und während des Rotliegend (Perm) unter ariden Klimabedingungen bis auf ein in der Folgezeit stabiles Rumpfgebirge, die Rheinische Masse, eingeebnet. Hierbei wurden auch eventuell abgelagerte Sedimente aus dem Westfal D wieder abgetragen (DROZDZEWSKI in Geologie im Münsterland 1995: 28).

Eine Änderung der paläogeografischen Verhältnisse begann für das zentrale Münsterland erst in der höheren Unterkreide, im Mittelalb. Das Meer stieß in südwestlicher Richtung transgressiv auf die Rheinische Masse vor, und das Gebiet blieb Meeresraum bis zum Ende des Campans (FRIEG & HISS & KAEVER 1990). Die Sedimente des vordringenden Kreide-Meeres sind im Mittel- und Oberalb gering mächtig, oft lückenhaft verbreitet und in küstennaher, sandig-konglomeratischer Fazies ausgebildet (Hiss in Geologie im Münsterland 1995: 52).

Zu Beginn der Oberkreide, im Cenoman, erreichte die Meerestransgression durch die Öffnung des Oberkreide-Meeres zur südeuropäischen Tethys ihren höchsten Stand

und weitete sich nach Süden auf die Rheinische Masse bis in den Bereich des heutigen Sauerlands aus. Das gesamte heutige Münsterland wurde zu einem nach Nordosten hin sich stetig vertiefenden Meeresraum, und es kamen in einem landferneren Flachmeer karbonatische Sedimente zur Ablagerungen aus denen sich Kalkmergelsteine und Kalksteine bildeten. An der Basis des Cenomans kommen im Blattgebiet glaukonitische, kalkhaltige Schluff- und Feinsandsteine als Randfazies des Essen-Grünsands vor, deren Sedimentmaterial aus Süden, vom Rheinischen Schiefergebirge her geschüttet wurde. Nachfolgend wurden bis zum Unterconiac vorwiegend Kalksteine und Kalkmergelsteine mit Tonmergelsteineinschaltungen gebildet. Mit dem starken Einsinken der Vorosning-Senke als Ausgleichsbewegung zur beginnenden Heraushebung der Nordwestfälisch-Lippischen Schwelle setzte im Mittelconiac die lang andauernde, für die höhere Oberkreide des Münsterländer Kreide-Beckens typische, gleichförmige Sedimentation von schluffigen Tonmergelsteinen des Emscher-Mergels ein. Diese Stillwasser-Ablagerungsbedingungen eines tieferen Meeresbeckens hielten im Osten des Blattgebiets bis in die Untercampan-Zeit an. Durch Krustenbewegungen der subherzynen Phasen der alpidischen Gebirgsbildung änderten sich ab dem Mittelsanton teilweise die bis dahin faziell einheitlichen geologischen Verhältnisse. Bis in die Campan-Zeit bildeten sich lokal Becken und Schwellen mit stark wechselnden Sedimentmächtigkeiten und unterschiedlichen Faziesausbildungen. Im Santon verzahnen sich die tonig-schluffigen Gesteine des Emscher-Mergels mit den sandig-mergeligen Recklinghausen-Schichten („Recklinghäuser Sandmergel“). Im Unteren Untercampan treten die sandigen Haltern- und die sandig-mergeligen Dülmen-Schichten, die Sande von Netteberge sowie die schluffigen und sandigen Faziesvarianten des Emscher-Mergels mit unterschiedlicher Verbreitung im Blattgebiet auf. Im Oberen Untercampan sind im Blattgebiet nur tonig-schluffige Mergelsteine verbreitet.

Am Ende der Kreide-Zeit kam es infolge von Gebirgsbewegungen (subherzyne und laramische Phasen) zum Rückzug des Meeres und das heutige Münsterland wurde Festland. Im Zuge dieser tektonischen Bewegungen wurde das gesamte Münsterland herausgehoben, die Kreide-Schichten schwach eingemuldet und örtlich wieder abgetragen. So wurden auch im Blattgebiet die dort sehr wahrscheinlich abgelagerten Schichten des Obercampan's erodiert. Am Nord- und am Ostrand des Münsterländer Kreide-Beckens wurden die Schichten im Verlauf der alpidischen Gebirgsbildung durch transpressive Vorgänge steil aufgerichtet und zum Teil überkippt. Am Südrand des Münsterlands kam es demgegenüber nur zu schwachen Aufbiegungen am Rand der stabilen Rheinischen Masse (Hiss in Geologie im Münsterland 1995). Im Blattgebiet entstanden weitspannige faltenartige Strukturen und Bruchschollen.

Im Tertiär (Paläogen u. Neogen) war das Blattgebiet Festland und die Kreide-Gesteine verwitterten bei vermutlich tropischem Klima tiefgründig. Durch die vorherrschende Verwitterung und Abtragung wurde die Landoberfläche eingeebnet und die Erosion jüngerer Kreide-Ablagerungen setzte sich fort (SKUPIN in Geologie im Münsterland 1995: 66 – 70). Ablagerungen aus dieser Zeit sind im Blattgebiet nicht bekannt.

Das bereits im Pliozän (Neogen) deutlich kältere Klima kühlte sich im Verlauf des Pleistozäns (Quartär) allmählich weiter ab. In Nordeuropa bildeten sich im Verlauf der Kaltzeiten große Eismassen, die sich mehrfach nach Süden bis nach Mitteleuropa ausdehnten. In Klimaerwärmungsphasen verkleinerte sich der nordische Inlandseissschild

und eine teilweise dichte Vegetation breitete sich aus. In diesen wärmeren Klimaphasen schnitten sich die Flüsse infolge größerer Wasserführung stärker in die Talungen ein. Demgegenüber wurden in den kälteren Klimaphasen bei fehlender oder geringer Wasserführung mit entsprechend großer Sedimentfracht in den Flüssen und Bächen Terrassen aufgeschottert. Im Münsterland kam es in den älteren Abschnitten des Pleistozäns zur Anlage von Flusssystemen mit tief in den Kreide-Untergrund eingeschnittenen Rinnen. Ein erster Eisvorstoß im frühen Mittelpleistozän (Elster) erreichte das Münsterland nicht (SKUPIN & SPEETZEN & ZANDSTRA 1993). Erst während des Drenthes (Saale) folgte ein Eisvorstoß, durch den das Münsterland und auch das Blattgebiet vom Inlandeis überdeckt wurde. Das Eis drang von Norden kommend aus dem Emsland sowie aus Nordosten über das Osnabrücker Bergland in das Münsterland vor (vgl. SPEETZEN 1986, SKUPIN & SPEETZEN & ZANDSTRA 1993). In mehreren Gletscherschüben der nordischen Inlandvereisung wurden glazigene Ablagerungen wie Grundmoräne und Schmelzwassersande gebildet. Durch das Abschmelzen des Eises und die noch tief liegende Vorflut vertieften sich die Abflussrinnen im Festgesteinsuntergrund und wurden später mit fluviatilen Sedimenten aufgefüllt. Im Weichsel (Oberpleistozän) kam es zu einem Wechsel von fluviatiler Erosion und Akkumulation von Sedimenten. Unter periglaziären Klimabedingungen entstand schließlich durch breitflächige, verwilderte Flusssysteme und durch äolische Sand- und Staubverwehungen die weite Talsandebene der Älteren Niederterrasse. Gegen Ende des Weichsel-Spätglazials änderten sich die Abflussverhältnisse. Die Bäche und Flüsse begannen zu mäandrieren und das heutige Gewässersystem wurde angelegt. Episodische Hochwässer führten im Blattgebiet im Weichsel-Spätglazial zur Aufschüttung des Uferwalls beiderseits der Stever. Weiterhin wurden im Weichsel-Spätglazial durch äolische Sandumlagerungen Flugsand- und Dünenfelder gebildet. Durch Solifluktionvorgänge kam es während der kalten Klimaabschnitte zur Bildung von Fließerde.

Gegen Ende des Pleistozäns und im Holozän erfolgte bei zunehmender Erwärmung eine flächenhafte Abschwemmung der oberen Bodenschichten durch Niederschlagswässer (Schwemmlehm). Die Ausformung der Talauen, die Ablagerung von Auensedimenten (Auenterrassen) sowie die Bildung von Anmoor erfolgten in diesem Zeitabschnitt. Auch die im Spätglazial verbreitete Ausblasung und Umlagerung von schluffigem und feinsandigem Material setzte sich weiter fort. Die jüngste Phase der Erdgeschichte wurde stark durch die Einwirkungen des Menschen auf die Landschaft geprägt. Seit frühgeschichtlicher Zeit beeinflusst er beispielsweise durch seine Landnutzung und die damit verbundenen Eingriffe in die natürliche Vegetation (Rodungen, Plaggenhieb), durch die Gewinnung von Rohstoffen oder durch künstliche Veränderungen der Gewässer die Oberflächengestalt und wandelt die natürliche Landschaft in eine Kulturlandschaft um.

## **2.2 Geografischer Überblick**

Das Blattgebiet 4210 Lüdinghausen umfasst den Bereich zwischen 7°20' und 7°30' östlicher Länge sowie zwischen 51°42' und 51°48' nördlicher Breite und gehört zu den Regierungsbezirken Münster und Arnsberg. Die Städte und Gemeinden sind dem Kreis Coesfeld, dem Kreis Recklinghausen und dem Kreis Unna zuzuordnen.

## 2.2.1 Geländegehalt und naturräumliche Gliederung

Das Blattgebiet Lüdinghausen liegt nach der naturräumlichen Gliederung Deutschlands im Westen des Kernmünsterlands, einer Teillandschaft der Westfälischen Tieflandsbucht (MEISEL 1960, MÜLLER-WILLE 1966). Lediglich ein schmaler Bereich im Westen des Blattgebiets gehört bereits zur Teillandschaft des Westmünsterlands. Abbildung 2 gibt einen Überblick über die naturräumliche Gliederung nach MEISEL (1960) sowie über die allgemeine Geländegehalt und das Gewässernetz.

Morphologisch gesehen ist das Blattgebiet flachwellig, teilweise eben und entspricht vom Aufbau- und Formenschema her den benachbarten Naturräumen des zentralen Kernmünsterlands. Südlich von Seppenrade im Bereich des Seppenrader Höhenzugs erreicht die Geländeoberfläche mit +109,8 m NN die größte Höhe im Blattgebiet. Diese Erhebung ist Teil des aus kreidezeitlichen Sandmergeln aufgebauten und teilweise mit Grundmoräne überdeckten Hügellands der Seppenrader Hügel (s. Abb. 2). Dieser landschaftsprägende Höhenrücken verläuft etwa in nordnordwest-südsüdöstlicher Richtung durch den Ort Seppenrade und hat eine Längenerstreckung von ca. 6 km.

Von den Seppenrader Hügeln aus senkt sich die Geländeoberfläche nach Westen und Norden mit geringer Neigung auf Geländehöhen von ca. +70 bis +60 m NN ab und es schließt sich das Gebiet der Emkumer Platte, die von einigen nach Südwesten entwässernden Tälern gegliedert wird, sowie die vorwiegend ebene Bulderner Platte an. In beiden Gebieten sind Sandmergel der Oberkreide, sowie quartärzeitliche Grundmoräne und glazigene Sande verbreitet. Teilweise podsolierte Böden sind kennzeichnend für diese Landschaftsabschnitte. Die Emkumer Platte leitet bereits zu dem westlich angrenzenden, vorwiegend sandigen Westmünsterland über. Selten erhalten ist die natürliche Vegetation der Buchen-Traubeneichen und, auf besonders basenarmen Standorten, die der Stieleichen-Birkenwälder, da dort gegenwärtig Ackernutzung vorherrscht.

An der westlichen Blattgrenze schließen sich landschaftlich die östlichsten Ausläufer der Borkenberge des Westmünsterlands an. Sie bestehen aus sandigen Kreide- und Quartär-Ablagerungen. Es kommen podsolierte Sandböden vor, die gegenwärtig fast ausschließlich mit Nadelholzforsten bestockt sind.

Südlich der Borkenberge liegt das Hullerner Tal. Dieser Landschaftsraum wird durch die Talaue und die von Flugsand und Dünen bedeckte Niederterrasse der Stever geprägt. Mit Ausnahme weniger, grundwasserbeeinflusster Böden im Bereich der Talauen sind dort überwiegend Podsolböden mit ausgedehnten Kiefernforsten verbreitet.

Im Südwesten des Blattgebiets greifen zwei Mäander der Lippe randlich auf das Blattgebiet über. Sie sind charakteristischer Teil des Ahsener Lippetals, eines Landschaftsraums, in dem die Lippe in weiten Bögen hin und her pendelt. Podsolböden und Heidepodsole treten außerhalb der schmalen Talaue im Verbreitungsgebiet der quartärzeitlichen fluviatilen und äolischen Sandablagerungen auf. Das ehemalige Heideland ist heute mit ausgedehnten Kiefernforsten bestockt.

Das Niederungsgebiet der Stever gehört naturräumlich zur Lüdinghausen-Olfener Flachmulde, die sich östlich der Seppenrader Hügel anschließt. Im Raum Lüdinghausen ist das Flusstal der Stever, das von flachen Uferwallerhebungen begleitet wird, selten mehr als 200 m breit und nur wenige Meter in die Talsandebene eingetieft. Es wird erst



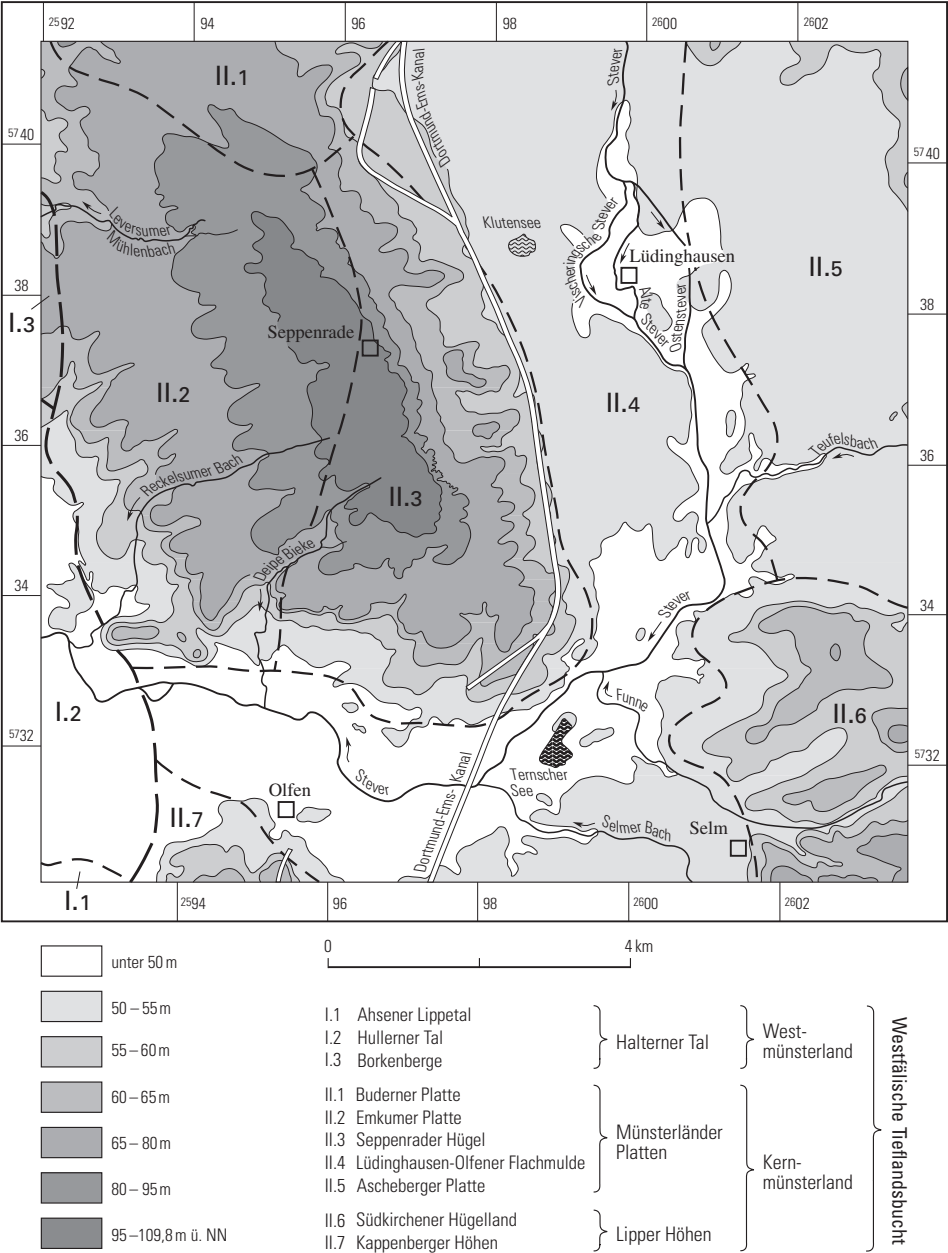


Abb. 2 Naturräumliche und morphologische Gliederung (Naturräumliche Einheiten nach MEISEL 1960)

nach Süden und Südwesten hin zunehmend breiter. Im Bereich der Lüdinghausen-Olfener Flachmulde, in dem die Städte Lüdinghausen und Olfen liegen, kommen Böden mit Grundwassereinfluss vor, auf denen vereinzelt Eichen-Birkenwälder verbreitet sind und heute eine intensive Grünlandnutzung stattfindet.

Südlich von Olfen befinden sich die nordwestlichsten Ausläufer der Kappenberger Höhen. Die sie überwiegend aufbauenden Sandmergelsteine des Santons werden im Blattgebiet von Grundmoräne und Niederterrassen-Ablagerungen bedeckt.

Der Osten des Blattgebiets, der im Nordosten zur Ascheberger Platte und im Südosten zum Südkirchener Hügelland gehört, ist morphologisch gleichförmig aufgebaut. Die auf einer Höhe von ca. +50 bis +60 m NN verlaufende, weite Verebnungsfläche wird aus tonig-schluffigen Mergelsteinen des Untercampans mit meist nur gering mächtiger Grundmoräneüberdeckung aufgebaut und unterliegt überwiegend landwirtschaftlicher Nutzung.

### **2.2.2 Gewässernetz**

Die Bäche im Blattgebiet gehören, bis auf wenige Ausnahmen im Nordwesten, zum Einzugsgebiet der Stever. Sie entspringt etwa 20 km nördlich von Lüdinghausen in den Baumbergen bei Nottuln und durchquert das Blattgebiet von Norden nach Süden bis in den Raum Selm. Nördlich von Selm biegt sie in einen Ost – West gerichteten Verlauf zur Lippe hin um. Die Nebenbäche treffen überwiegend direkt auf den Hauptvorfluter. Lediglich im Südosten des Blattgebiets treten die Funne und der Selmer Bach als Vorfluter für den Schlobach und den Hüttenbach auf, um dann in die Stever zu entwässern.

Im Nordwesten des Blattgebiets fließen die Bäche in westlicher und nordwestlicher Richtung über den im Blattgebiet 4209 Haltern verlaufenden Sandbach und den Halterner Stausee zur Lippe hin.

Die Bachläufe im Westen des Blattgebiets entwässern überwiegend in südwestlicher Richtung zur Stever hin. Diese Gewässer mit kleinen Einzugsgebieten haben ihre Ursprünge im östlich anschließenden Seppenrader Höhenzug in einem Niveau von etwa +90 bis +100 m NN.

Am Osthang des Seppenrader Höhenzugs treten mehrere kleine Bäche auf, aus denen keine größeren Bachsysteme entstehen und die nach kurzer Fließstrecke in Vernässungszonen enden.

Heute sind alle Bäche in ihren Quellgebieten verrohrt, sodass die ursprünglichen Quellen nicht mehr bestehen. Die Gewässerläufe sind überwiegend im Zuge von Meliorationsmaßnahmen künstlich verändert worden und werden in ihren Einzugsgebieten aus weit verzweigten Systemen von Entwässerungsgräben gespeist. Zur Verbesserung der Vorflut und aus Gründen des Hochwasserschutzes wurde auch die Stever reguliert und begradigt.

Als Schifffahrtsverbindung durchzieht der Dortmund-Ems-Kanal das Blattgebiet von Süden nach Norden. Teilweise ist die Alte Fahrt noch erhalten geblieben, die heute als Freizeiteinrichtung (Bootsverleih, Angeln) genutzt wird.

Die bei Bad Lippspringe aus dem Eggegebirge entspringende Lippe verläuft vorherrschend in westöstlicher Richtung wenige Kilometer südlich des Blattgebiets und mündet bei Wesel in den Hauptvorfluter Rhein. Am südwestlichen Blatttrand greifen zwei Mäander der Lippe auf das Blattgebiet über.

### 2.2.3 Klima

Das Blattgebiet liegt im Klimabezirk der Westfälischen Tieflandsbucht (Münsterland) und ist stark maritim geprägt. Atlantische Luftmassen aus vorherrschend westlichen bis südwestlichen Richtungen bringen

feuchte Meeresluft heran und sorgen für kühle Sommer und milde Winter. Einige Mittelwerte wichtiger Klimaelemente sind in Tabelle 1 wiedergegeben.

**Tabelle 1**  
Mittlere Werte ausgewählter Klimaelemente\*

Klimaelement	Wert	Beobachtungszeitraum
Jahresniederschlag (mm)	700 – 800	1951 – 1980
Sommerniederschlag (mm) (Mai bis Oktober)	350 – 400	1951 – 1980
Lufttemperatur im Jahr ( $\pm$ C)	9,0 – 9,5	1931 – 1960
Lufttemperatur im Juli ( $\pm$ C)	17 – 18	1931 – 1960
Lufttemperatur im Januar ( $\pm$ C)	1 – 2	1931 – 1960
Sommertage (Höchstwert der Lufttemperatur mindestens 25 °C)	22	1951 – 1980
Frosttage (Tiefstwert der Lufttemperatur über dem Boden unter 0 °C)	63	1951 – 1980
Jahresverdunstung (mm)	350 – 400	1931 – 1950

\* nach: Gewässerkundliche Karten von Nordrhein-Westfalen 1955;  
Klima-Atlas von Nordrhein-Westfalen 1960, 1989; Klimadaten I 1976

## 3 Schichtenfolge

Die im Blattgebiet durch Bohrungen nachgewiesene und im Folgenden beschriebene Schichtenfolge beginnt mit dem höheren Abschnitt der Sprockhövel-Schichten im Namur C (Unterkarbon) und reicht bis zum Quartär. Angaben über ältere paläozoische Ablagerungen sind den Ausführungen von DROZDZEWSKI & WREDE (1994) zu entnehmen.

### Paläozoikum

#### 3.1 Unter- und Oberkarbon

Im tieferen Untergrund des Blattgebiets sind flächendeckend Schichten des Unter- und Oberkarbons verbreitet, die von einem von Süden nach Norden zunehmend mächtigeren Deckgebirge aus kreide- und gering mächtigen quartärzeitlichen Gesteinen überlagert werden.

Aufgrund der wirtschaftlichen Bedeutung der in den oberkarbonischen Schichten vorkommenden Steinkohlen ist die Abfolge im Blattgebiet ab dem Flöz Sarnsbänksgen (Grenzbereich Namur C/Westfal A) bis zu den Sandsteinen im Hangenden der Flözgruppe X/Y 1/2 (Grenzbereich Westfal B/C) durch zahlreiche Explorationsbohrungen bekannt. Über die jüngeren oberkarbonischen Schichten (Westfal C) lassen sich keine gesicherten Angaben machen, da diese nur durch wenige Mutungsbohrungen unzureichend erfasst sind.

OBERSTE-BRINK & BÄRTLING (1930 a, 1930 b) wählten Bezugsprofile für die einheitliche Flözbezeichnung im Ruhrgebiet aus, die früher Normalprofile genannt wurden und heute als Richtschichtenschnitte bezeichnet werden. Den Publikationen von HAHNE (1955), JESSEN & MICHELAU & RABITZ (1962), BACHMANN (1967), FIEBIG (1969) und HEDEMANN et al. (1972) entstammen die neueren einheitlichen Flözbenennungen im Ruhrrevier. Für den Explorationsraum „Haard/Olfen“ hat unter anderem STRACK (1989) eine Flözkorrelation durchgeführt.

Eine erste zusammenfassende Arbeit über die „Geologie des Niederrheinisch-Westfälischen Steinkohlengebietes“ stammt von KUKUK (1938). Vom Geologischen Dienst (damals Geologisches Landesamt) Nordrhein-Westfalen wurde das Karbon ab 1960 in mehreren Themenbänden der Reihe „Fortschritte in der Geologie von Rheinland und Westfalen“ (Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen 1960, 1962 a, 1962 b, 1966/67, 1971 a, 1971 b, 1982, 1984, 1985) eingehend dargestellt. Großräumige Übersichten über die Entwicklung von Schichtmächtigkeiten, Kohleninhalten und faziellen Verhältnissen vor allem des Westfals geben HAHNE & SCHLOMS (1967), HAHNE & SCHMIDT (1982), STRACK & FREUDENBERG (1984) sowie BELLSTÄDT (1987). Neuere sedimentologische Untersuchungen wurden von FÜCHTBAUER et al. (1991), JANKOWSKI (1991) und FÜCHTBAUER (1992) durchgeführt. SÜSS & DROZDZEWSKI & SCHÄFER (2000) führten sequenzstratigrafische Untersuchungen durch. Die Floren des Karbons wurden von JOSTEN (1983, 1991) eingehend dargestellt.

Die oberkarbonische Schichtenfolge reicht im Blattgebiet vom Namur A bis in das Obere Westfal C. Von der im Blattgebiet insgesamt ca. 3 800 m mächtigen Folge entfallen

Tabelle 2  
Gliederung und Mächtigkeit  
des flözführenden Oberkarbons

	stratigrafische Gliederung	Grenzflöze	Mächtigkeit (m)	Bemerkungen
Westfal C	Unteres	Dorsten-Schichten	ca. 200	
		Ägir		
Westfal B	Oberes	Horst-Schichten	ca. 310	
	Unteres	L		
		Essen-Schichten	ca. 510	
Westfal A	Oberes	Katharina		
		Bochum-Schichten	ca. 690	
	Unteres	Plaßhofsbank		
		Witten-Schichten	ca. 570	
Namur C	Sprockhövel-Schichten	Sarnsbank 2		
			ca. 300	ab dem Liegend-sandstein von Flöz Sarnsbänkggn aufgeschlossen (ca. 25 m)

etwa 1 500 m auf das Namur (vgl. DROZDZEWSKI & WREDE 1994). Das Westfal erreicht Schichtmächtigkeiten von knapp 2 300 m (Tab. 2). In die Schichtenfolge sind ca. 160 regional unterschiedlich ausgebildete Steinkohlenflöze eingeschaltet (als aufsummierter Maximalwert übereinander liegender Flöze mit Mächtigkeiten größer 30 cm, ohne Berücksichtigung lateraler Flözveränderungen; JUCH 1994: 231 – 232). Sie machen im Blattgebiet ca. 2 % der Gesamtmächtigkeit des flözführenden Oberkarbons aus (DROZDZEWSKI & WREDE 1994: 27).

Die klastischen oberkarbonischen Schichten bestehen aus sandigen und tonigen Schluffsteinen sowie Tonsteinen, Sandsteinen und konglomeratischen

Sandsteinen. Hauptsächlich setzen sich die Gesteine aus Quarz, Feldspat und Tonmineralen zusammen. Untergeordnet kommen Karbonate wie Dolomit, Siderit und Ankerit sowie in Sandsteinen auch Gesteinsbruchstücke vor. Siderit und Ankerit können in Form von Toneisensteinknollen oder Kohleneisensteinflözen angereichert sein.

Die Schichtenfolge des flözführenden Oberkarbons ist durch einen zyklischen Wechsel der Gesteinsabfolge charakterisiert (JESSEN 1956, SÜSS 1996). In Abbildung 3 ist die lithologische Abfolge eines ideal aufgebauten, durchschnittlich 7 – 10 m mächtigen Zyclothems schematisch dargestellt. Diese Abfolge ist aber in der Schichtenfolge nicht immer vollständig ausgebildet.

In die Schichtenfolge eingeschaltet sind marine Horizonte mit Übergängen von nichtmariner zu mariner Fauna. Vertreter von schwachmariner Fauna sind zum Beispiel Linguliden, während die marine Fauna vor allem durch Goniatiten, die zum Teil als Leitfossilien auftreten, taxodonten und pectinide Muscheln sowie durch articulate Brachiopoden charakterisiert ist.

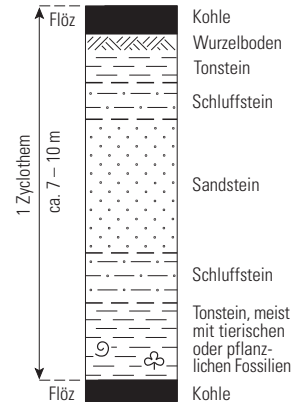


Abb. 3  
Zyclothem im flözführenden Oberkarbon, schematisch (aus RABITZ & HEWIG 1987)

Die Anzahl der marinen Horizonte nimmt im produktiven Oberkarbon von den älteren zu den jüngeren Schichten deutlich ab. Entsprechend häufiger sind die Fossilagen mit nichtmarinen Muscheln und Pflanzen in den jüngeren Schichten. Die Pflanzen- und nichtmarinen Muschelhorizonte haben im Allgemeinen keine große laterale Verbreitung. Sie dienen mehr der Charakterisierung von Schichtenabschnitten als der stratigrafischen Identifizierung bestimmter Horizonte oder Flöze. Zur Unterteilung des flözführenden Karbons werden neben den marinen Horizonten vor allem markante Flöze herangezogen, wobei die jeweilige Grenze an die Oberkante des Flözes gelegt wird, über dem sich der marine Horizont befindet (vgl. FIEBIG & GROSCURTH 1984).

Als stratigrafische Leithorizonte sind wegen ihrer weiten Verbreitung und Horizontbeständigkeit Kaolin-Kohlentonsteine vor allem in den Mittleren Bochum-, Mittleren Essen- und Unteren Horst-Schichten von Bedeutung. Des Weiteren haben mächtige, meist konglomeratische Sandsteine, bestimmte Tonsteinhorizonte sowie Flöze mit kohlenpetrografischen Besonderheiten einen zumindest örtlichen Leitwert.

Während der Namur-Zeit entstand im nördlichen Vorland des aufsteigenden variszischen Gebirges ein trogförmiges, Ost – West streichendes Becken, dessen Achse vom heutigen Ostwestfalen über das Ruhrgebiet bis hinein in den Niederländischen Zentralgraben reichte. An der Wende Namur B/C vollzog sich der Wechsel von der marinen Fazies des Flözleeren zur paralischen Fazies des Flözführenden. Im Zusammenhang mit der von Südosten nach Nordwesten fortschreitenden Faltung des variszischen Gebirges verlagerte sich der Ablagerungsraum stetig nach Norden, sodass die Grenze Flözleeres/Flözführendes infolgedessen im Süden stratigrafisch tiefer liegt als im Norden. So bildeten sich im Ruhrkarbon die ersten Flöze am Südrand des Ruhrreviers bereits während des Namurs C. Ihr Maximum erreichte die Kohlenbildung im Ruhrrevier während des Westfals A und B (DROZDZEWSKI & WREDE 1994: 27).

Die paralischen, molasseartigen Sedimente des flözführenden Oberkarbons wurden in einem deltaisichen Milieu abgelagert (FÜCHTBAUER et al. 1991, JANKOWSKI 1991, FÜCHTBAUER 1992). In die klastischen Ablagerungen aus Ton-, Schluff- und Sandsteinen sind eine Vielzahl von Steinkohlenflözen eingeschaltet. Bei hohem Grundwasserstand und einer kontinuierlichen Absenkung des Untergrundes entstanden großflächige Torfmoore in denen sich während der Karbon-Zeit mächtige Torfmengen ansammelten. Voraussetzung für die Entstehung dieser Torfmoore waren insbesondere feuchtwarme Klimabedingungen, die infolge der damaligen äquaturnahen Lage von Europa gegeben waren. Durch zu hohe oder zu niedrige Absenkungsraten des Untergrundes wurde die Torfbildung unterbrochen und die Moore ertranken oder verlandeten (BLESS & PAPROTH & WOLF 1981). Durch spätere Überdeckung mit mächtigen jüngeren Schichten entwickelten sich unter steigenden Druck- und Temperaturverhältnissen die heutigen Steinkohlen.

In dem äußerst flachen Schwemmland wurden von mäandrierenden und miteinander verflochtenen Flüssen sandige Deltasedimente abgesetzt, deren Liefergebiete vorwiegend im südlich anschließenden variszischen Gebirge lagen. Die fluviatil geschütteten Sande wurden zeitweise durch Meeresingressionen beeinflusst. Es kam zu häufigen Sedimentumlagerungen und es entstanden mächtige Sandsteinpakete, die heute in der Karbon-Stratigrafie teilweise als Leithorizonte dienen. Bei stärkeren Hebungen im Hinterland kam es zur Ablagerung von Schuttmassen, den heutigen Konglomeraten (WENDT 1965, MALMSHEIMER 1968).

Die in die Schichtenfolge eingeschalteten Ton- und Schluffsteine des Westfals sind auf marine Transgressionen zurückzuführen. Bei dem Sedimentmaterial handelt es sich wahrscheinlich um Erosionsprodukte paläozoischer Gesteine aus südlich angrenzenden Gebieten (BLESS & PAPROTH & WOLF 1981).

Die in der Abfolge vorkommenden Kaolin-Kohlentonsteine sind diagenetisch veränderte vulkanische Aschen, die charakteristische Lagen von einigen Millimetern bis zu einigen Dezimetern Mächtigkeit bilden (BURGER 1982, BURGER & STADLER 1984). Sie sind hervorragende, isochrone Leithorizonte (BURGER & HESS & LIPPOLT 1997).

### **3.1.1 Namur C und Westfal A**

#### **3.1.1.1 Oberes Namur C (Sprockhövel-Schichten cnSo) und Unteres Westfal A (Witten-Schichten cwWu; cwWo)**

Im Blattgebiet beginnt die durch Bohrungen erschlossene karbonische Schichtenfolge mit dem Liegendsandstein von Flöz Sarnsbänksgen (Bohrung Alte Fahrt 1, vgl. Anhang: Brg. 8). Die Schichtenfolge gehört zu den Oberen Sprockhövel-Schichten (Namur C) nahe der Grenze zu den Unteren Witten-Schichten (Westfal A).

Die Sprockhövel-Schichten wurden früher als Magerkohlen-Schichten bezeichnet und werden in Untere und Obere Sprockhövel-Schichten gegliedert. Da nur der höchste Abschnitt der Oberen Sprockhövel-Schichten im Blattgebiet durch Bohrungen aufgeschlossen ist, wurde auf ihre Darstellung in Tabelle 3 verzichtet.

Die Witten-Schichten wurden früher als Esskohlen-Schichten bezeichnet und werden in Untere und Obere Witten-Schichten gegliedert (Tab. 3). Das Normalprofil wurde durch

OBERSTE-BRINK & BÄRTLING (1930 a, 1930 b) in Aufschlüssen der ehemaligen Zeche Prinz Regent (Bochum) festgelegt und von FIEBIG (1954) in Aufschlüssen der ehemaligen Zechen Engelsburg (Bochum) und Dorstfeld 5/6 (Dortmund) ergänzt.

**Gesteine:** Die Oberen Sprockhövel-Schichten (cnSo) bestehen im Liegenden von Flöz Sarnsbänkggen aus einem grauen Sandstein und im Hangenden von Flöz Sarnsbänkggen aus grauen bis grauschwarzen, sandigen Ton- und Schluffsteinen.

Die Unteren Witten-Schichten (cwWu) setzen sich an der Basis aus einer Wechselfolge von grauen bis grauschwarzen Ton-, Schluff- und zum Teil konglomeratischen, grauen Sandsteinen zusammen. Das gering mächtige Flöz Fink ist das erste über Flöz Sarnsbank ausgebildete Flöz. Charakteristisch für die Schichtenfolge sind mächtige, zum Teil konglomeratische Sandsteine wie zum Beispiel der Mausegatt-Sandstein im Liegenden von Flöz Mausegatt. Der Sandstein ist weißgrau bis grau und mittel- bis feinkörnig, selten auch grobkörnig ausgebildet. In den grobkörnigen Partien kommen häufiger Konglomeratlagen mit bis zu 1 cm großen Geröllen aus gut gerundeten Toneisensteinen, eckigen Quarzen und untergeordnet Lyditen vor (MALMSHEIMER 1968). Als weiterer Leit- horizonz tritt im oberen Teil der Unteren Witten-Schichten der mehrere Zehnermeter mächtige, teilweise konglomeratische Finefrau-Sandstein auf, in dem Gerölle aus dem Devon vorkommen können (WENDT 1965).

Die Oberen Witten-Schichten (cwWo) bestehen bis zum Liegenden von Flöz Plaßhofsbank überwiegend aus grauen bis grauschwarzen Schluffsteinen und untergeordnet aus Tonsteinen, einzelnen grauen, zum Teil konglomeratischen Sandsteinhorizonten sowie mehreren gering mächtigen Flözen.

**Flöze:** In den Sprockhövel-Schichten ist nur das nichtabbauwürdige Flöz Sarnsbänkggen aufgeschlossen. Die Steinkohlen in den Witten-Schichten sind als Magerkohlen ausgebildet (vgl. Tab. 7, S. 111). Als bauwürdig sind die Flöze Mausegatt (bis zu 2 m mächtig), Kreftenscheer 1 und 2 (örtlich geschart), Geitling 1 (lokal in bauwürdiger Mächtigkeit), Finefrau (lokal in bauwürdiger Mächtigkeit von bis zu 2,2 m, sehr rein ausgebildet) sowie Girondelle 4 und 5 (lokal bauwürdig in gescharten Bereichen) einzustufen (HAHNE & SCHLOMS 1967, STRACK 1989: 101 – 102).

**Fossilien:** Im höheren Teil der Oberen Sprockhövel-Schichten und in den Unteren Witten-Schichten treten *Gastrioceras subcrenatum* (FRECH), *Homoceratoides* und *Anthracceras* auf. Weitere häufige Fossilien sind Linguliden, Pterinopectiniden, Posidoniellen, Posidonien, Myalinen, Orthoceren, Bellerophonitiden sowie articulate Brachiopoden und Krinoiden (RABITZ 1966 a).

In den Oberen Witten-Schichten sind *Gastrioceras circumnodosum* FOORD, Anthracoceraten, Posidoniellen, Pterinopectiniden, Linguliden und *Planolites ophthalmoides* JESSEN verbreitet. Über den Flözen sind in den Witten-Schichten häufig *Lingula*-Horizonte ausgebildet (BACHMANN & MICHELAU & RABITZ 1971).

Bei den Floren setzt sich mit dem Hervortreten von *Calamites (Stylocalamites) suckowi* BRONGNIART die Entwicklung der Calamiten fort. Auch die Sigillarien entwickeln eine größere Artenvielfalt. *Lonchopteris eschweileriana* ANDRAE tritt als erste Pflanze mit Maschenaderung auf. Die Gattung *Neuraethopteris* kommt unter den Pteridophyten sehr häufig vor und bildet eine eigene Pflanzengemeinschaft (JOSTEN 1991).

Tabelle 3

**Gliederung des Westfals A (Witten- und Bochum-Schichten)**  
(nach BACHMANN & MICHELAU & RABITZ 1971 und JOSTEN 1983,1991)

	wichtige Fossilien und Biozonen		Flöze	Schichten-schnitt (schematisch)	Faunen-leithorizonte	petrografische Leitschichten
	Fauna marin	Flora nicht-marin				
Oberes Westfal A Bochum-Schichten	Gastrioceras amaliae	modiolaris-Zone	Radizonates alligerens Schulzospira rara	Katharina 1 2	Katharina-Horizont	Albert-4-Sandstein Karl-1-Tonstein Karl-2-Tonstein  Wilhelm-1-Tonstein ? „Präsidenten“-Sandstein
				Hermann 1 2		
				Gustav 1 2		
				Gretchen 1 2		
				Anna 1 2		
				Matthias 1 2 3		
				Mathilde 1 2 3		
				Hugo 1 2 Robert		
				Albert 1 2 3		
				Wellington 4 1 2	Albert-4-Horizont	
Unteres Westfal A Witten-Schichten	Gastrioceras lenisulcata-Zone	communis-Zone	Neuraethopteris schlehani Mariopteris acuta Sphenopteris hoeninghausi	Karl 1 2		Girondelle-5-Tonstein
				Blücher 1 2		
				Ida 1 2		
				Ernestine 1 2	Ernestine-Horizont	
				Röttgersbank 1 2		
				Wilhelm 1 2		
				Johann 1 2		
				Jakob 1 2		
				Präsident Helene	Luiße-Horizont	
				Karoline		
Unteres Westfal A Witten-Schichten	Gastrioceras subrenatum	lenisulcata-Zone	Sigillaria elegans	Angelika 1 2		Girondelle-5-Tonstein
				Dickebank 1 2		
				Dünnebank		
				Wasserfall 1 2	Wasserfall-Horizont	
				Sonnenschein 1 2	Schöttelchen-Horizont	
				Schöttelchen-Gruppe		
				Platzhofsbank	Platzhofsbank-Horizont	
				Girondelle 9	Girondelle-9-Horizont	
				8 (Niveau)	Girondelle-8-Horizont	
				7 (Niveau)	Girondelle-6-Horizont	
Unteres Westfal A Witten-Schichten	Gastrioceras subrenatum	lenisulcata-Zone	Sigillaria elegans	6		Girondelle-5-Tonstein
				5		
				4		
				3		
				2		
				1		
				Finefrau-Nebenbank	Finefrau-Nebenbank-Horizont	
				Finefrau		
				Mentor		
				Geitling 2 1	Geitling-2-Horizont	
Unteres Westfal A Witten-Schichten	Gastrioceras subrenatum	lenisulcata-Zone	Sigillaria elegans	Kreftenscheer 3 2 1		Girondelle-5-Tonstein
				Mausegatt		
				Fink		
				Sarnsbank 2		

Da von den Sprockhövel-Schichten (Namur C) nur die obersten 25 m im Blattgebiet aufgeschlossen sind, wurde auf ihre Darstellung verzichtet.



**Abgrenzung:** Die Untergrenze der Witten-Schichten, die zugleich die Obergrenze der Oberen Sprockhövel-Schichten ist, wird an die Basis des marinen Horizonts über Flöz Sarnsbank 2 gelegt, der aufgrund seiner marinen Fauna ein guter Leithorizont ist (BÖGER 1966). Die Obergrenze der Witten-Schichten wird an der Basis des marinen Horizonts über Flöz Plaßhofsbank gezogen. Die Grenze von den Unteren zu den Oberen Witten-Schichten liegt an der Basis des marinen Horizonts über Flöz Finefrau-Nebenbank (DAHM 1966: 48 – 50). Über die zur stratigrafischen Einstufung wichtigen Leithorizonte geben die Tabelle 3 und der Abschnitt „Gesteine“ Auskunft.

**Verbreitung und Mächtigkeit:** Die Oberen Sprockhövel-Schichten und die Witten-Schichten sind im Untergrund des Blattgebiets flächendeckend verbreitet. Sie streichen im Blattgebiet jedoch nicht an der Karbon-Oberfläche aus.

Die Oberen Sprockhövel-Schichten werden ca. 300 m mächtig. Durch Bohrungen erschlossen sind davon die oberen 25 m (vgl. Anhang: Brg. 8). Die durchschnittliche Mächtigkeit der Witten-Schichten liegt im Blattgebiet Lüdinghausen bei ca. 550 – 570 m (s. Tab. 2), wobei auf die Oberen Witten-Schichten bis zu 260 m und auf die Unteren Witten-Schichten bis zu 310 m entfallen. Dabei nehmen die Schichtmächtigkeiten von Südosten nach Nordwesten kontinuierlich zu (STRACK 1989: 101, DROZDZEWSKI 1992: Abb. 1).












**Paläogeografie und Genese:** In den Witten-Schichten nimmt der marine Einfluss im Vergleich zu den Sprockhövel-Schichten des Namurs C ab. Die Witten-Schichten sind in einem paralischen Deltamilieu mit vereinzelt marinen Ingressionen entstanden. Dabei sind die Oberen Witten-Schichten zunehmend brackisch beeinflusst.

### 3.1.1.2 Oberes Westfal A (Bochum-Schichten cwBu; cwBm; cwBo)

Die Bochum-Schichten wurden früher als Fettkohlen-Schichten bezeichnet und werden in Untere, Mittlere und Obere Bochum-Schichten gegliedert (Tab. 3). Das Normalprofil für die Bochum-Schichten wurde von OBERSTE-BRINK & BÄRTLING (1930 a, 1930 b) in Aufschlüssen der ehemaligen Zeche Bonifatius (Essen) festgelegt und von FIEBIG (1957), ebenfalls in Aufschlüssen der ehemaligen Zeche Bonifatius, ergänzt.

**Gesteine:** Die Unteren Bochum-Schichten (cwBu) sind an der Basis durch mächtige, graue, zum Teil konglomeratische Sandsteine gekennzeichnet. In der durch graue bis grauschwarze, sandfreie bis stark sandige Ton- und Schluffsteine gekennzeichnete Schichtenfolge kommen wenige Horizonte mit mariner Makrofauna, vornehmlich des *Lingula*-Faziestypus (RABITZ 1966 a), vor. Der üblicherweise im Ruhrkarbon in diesem Schichtenabschnitt ausgebildete brackische Schöttelchen-Horizont ist im Blattgebiet nicht nachgewiesen. Der Sandstein der Schöttelchen-Flözgruppe ist in seinem hangenden Teil

Tabelle 3 (Legende)

	Steinkohlenflöz		Goniatiten		Conchostracen
	Tonsteine, Schluffsteine, sandfrei bis sandig/sandstreifig, und weniger bedeutende Sandsteine		articulate Brachiopoden		<i>Planolites ophthalmoides</i> JESSEN
	bedeutende Sandsteine und konglomeratische Sandsteine		Linguliden		Kaolin-Kohlentonstein
			marine Mikrofauna		vermutet, im Blattgebiet jedoch nicht nachgewiesen

konglomeratisch. Die Schichten sind bis zur Sonnenschein-Flözgruppe kohlenarm, und es kommen lediglich einige dünne Flöze der Schöttelchen-Gruppe vor. Über der Sonnenschein-Flözgruppe beginnt ein kohlenreicher Abschnitt, der bis zum Flöz Präsident reicht und der in den Explorationsbohrungen am häufigsten aufgeschlossen wurde. Zu einem der beständigsten Leithorizonte gehören der brackisch-marine Wasserfall-Horizont sowie der ähnlich ausgebildete Luise-Horizont. Über dem Wasserfall-Horizont folgt ein sandsteinreicher Abschnitt.

Die aus sandfreien bis stark sandigen, grauen bis grauschwarzen Ton- und Schluffsteinen bestehende Schichtenfolge der Mittleren Bochum-Schichten (cwBm) beginnt mit dem „Präsidenten“ Sandstein, der in weiten Teilen des östlichen und mittleren Ruhrgebiets auftritt. In der hangenden Schichtenfolge werden die grauen Sandsteine feinkörniger, ihre Mächtigkeit nimmt ab und sie treten seltener auf. Demgegenüber nimmt die Flözhäufigkeit zu und es kommt zu einem raschen Wechsel von Scharungen und Aufspaltungen der Flöze. An petrografischen Leitschichten treten vielfach Kaolin-Kohlentonsteine auf (s. Tab. 3). Faunenleithorizonte sind bis auf den Ernestine- und den Albert-4-Horizont (KNAUFF & PIEPER 1985), der der oberste Leithorizont mit brackischem Milieu ist, nicht ausgebildet.

In den Oberen Bochum-Schichten (cwBo) setzen sich die raschen Fazieswechsel mit den damit einhergehenden Mächtigkeitsschwankungen weiter fort. Die grauen bis grauschwarzen, sandfreien bis sandigen Ton- und Schluffsteine enthalten eine ähnlich dichte Flözfolge wie die Mittleren Bochum-Schichten. Die auftretenden Flözscharungen sind zum Teil so stark ausgeprägt, dass nur noch Flözgruppen wie zum Beispiel die Hugo/Robert/Albert-Gruppe oder die Matthias/Mathilde/Hugo-Gruppe stratigrafisch sicher einzustufen sind.

Flöze: Die Bochum-Schichten sind die flözreichste Folge des produktiven Oberkarbons (HAHNE & SCHLOMS 1967). Im Explorationsgebiet „Haard/Olfen“ sind die Flöze der Unteren und Mittleren Bochum-Schichten in Ess- bis Fettkohlenausbildung (vgl. Tab. 7, S. 111), vor allem an den bergmännisch gut zu erreichenden Sattelflanken, in technisch gewinnbaren Teufen anzutreffen.

In den Unteren Bochum-Schichten sind im Blattgebiet die Flöze Sonnenschein und Wasserfall (geschart, bergarm und durchschnittlich 1,3 m mächtig), das Flöz Dickebank 2 (bergarm, aber mit deutlicher Mächtigkeitsabnahme nach Nordwesten hin) und die Präsident-Helene-Johann-Flözgruppe (zum Teil geschart) als bauwürdig einzustufen.

In den Mittleren Bochum-Schichten sind die Flöze Wilhelm, Röttgersbank und Ernestine sowie die Flöze Albert 4/Wellington mit einer Oberbank von Flöz Karl 1 (je nach Scharung zwischen 1 – 3 m mächtig, mit zum Teil starken lokalen Schwankungen) bauwürdig (STRACK 1989: 116).

Zu den in den Oberen Bochum-Schichten abbauwürdigen Flözen zählen die Flöze Robert/Albert 1/2 (teilweise geschart, mit Mächtigkeiten bis zu 2,5 m), die Flöze Katharina/Hermann 1/2, gebietsweise die Flöze Matthias 1/2/3 (geschart, mit Mächtigkeiten von 1,2 – 2 m), die Flöze Anna 1/2/Gustav und einige Flöze aus der Mathilde/Hugo-Gruppe (bis zu 1,5 m mächtig). Flöz Gustav weist im Blattgebiet eine konstante Mächtigkeit von 0,6 – 0,8 m auf. Geschart mit dem Flöz Katharina konnten Mächtigkeiten bis über 3 m nachgewiesen werden (STRACK 1989: 121).

**Fossilien:** In den feinklastischen Hangendschichten mehrerer Flöze tritt als Anzeichen eines brackischen Bildungsmilieus *Planolites ophthalmoides* JESSEN, oft in Vergesellschaftung mit einer Mikrofauna vorwiegend aus Foraminiferen und Ostrakoden auf. In den Unteren Bochum-Schichten ist *Gastrioceras amaliae* H. SCHMIDT häufig vertreten. Weiterhin sind Linguliden in zwei marin beeinflussten Horizonten innerhalb der Schöttelchen-Gruppe beschrieben worden (BACHMANN & MICHELAU & RABITZ 1971).

Im höheren Westfal A zeigen die Florengemeinschaften deutliche Veränderungen. Bei den Schachtelhalmgewächsen haben *Stylocalamites* und *Diplocalamites* die Untergattung *Mesocalamites* verdrängt. Bei den Siegelbäumen und den Bärlappgewächsen kommt es zu weiteren Differenzierungen und deutlichen Weiterentwicklungen. Formenreich sind in den Bochum-Schichten auch die Pteridophyllen wie *Sphenopteris*, *Eusphenopteris*, *Mariopteris* und *Neuropteris* entwickelt. Demgegenüber sterben farnlaubige Pflanzen wie die Gattungen *Lyginopteris* und *Neuraethopteris* aus (JOSTEN 1991).

**Abgrenzung:** Die Unteren Bochum-Schichten beginnen an der Basis des marinen Horizonts im Hangenden von Flöz Plaßhofsbank und reichen bis zum Hangenden von Flöz Präsident. Die darüber folgenden Mittleren Bochum-Schichten reichen bis zum Hangenden von Flöz Hugo und die Oberen Bochum-Schichten reichen daran anschließend bis zum Hangenden von Flöz Katharina. Über die zur stratigrafischen Einstufung wichtigen Leithorizonte geben die Tabelle 3 und der Abschnitt „Gesteine“ Auskunft.

**Verbreitung und Mächtigkeit:** Die Bochum-Schichten sind im Untergrund des gesamten Blattgebiets verbreitet und streichen an den Flanken des Auguste-Victoria-Hauptsattels im Nordwesten und an den Flanken des Blumenthal-Hauptsattels sowie des Emscher-Sattels im Südosten des Blattgebiets an der Karbon-Oberfläche aus (vgl. Abb. 11, S. 101 u. Abb. 12, S. 102). Sie erreichen Mächtigkeiten bis ca. 690 m (s. Tab. 2). Davon entfallen ca. 280 m auf die Unteren Bochum-Schichten, ca. 280 m auf die Mittleren und ca. 130 m auf die Oberen Bochum-Schichten.

**Paläogeografie und Genese:** Die Bochum-Schichten sind in einem paralischen Deltamilieu mit wenigen marinen Ingressionen entstanden. Mit der Entstehung von Flöz Johann 1 setzt eine Veränderung der Sedimentationsbedingungen ein. Der marin-brackische Einfluss geht zurück, die Sandsteine werden feinkörniger und treten in ihrer Verbreitung allmählich zurück. Mit der Bildung von Flöz Katharina endet die Phase des intensiven Moorwachstums und es kommt zu einem abrupten Fazieswechsel, der von einer marinen Ingression eingeleitet wird (STRACK 1989: 121).

### **3.1.2 Westfal B**

#### **3.1.2.1 Unteres Westfal B (Essen-Schichten cwEu; cwEm; cwEo)**

Die Essen-Schichten wurden früher als Gaskohlen-Schichten bezeichnet und werden in Untere, Mittlere und Obere Essen-Schichten gegliedert (Tab. 4). Der Richtschichtenschnitt für die Unteren und Mittleren Essen-Schichten wurde in Aufschlüssen der ehemaligen Schachanlage Zollverein (Essen-Katernberg) festgelegt, während der für die Oberen Essen-Schichten in Aufschlüssen der ehemaligen Schachanlage Graf Moltke (Bottrop) aufgenommen wurde (OBERSTE-BRINK & BÄRTLING 1930 a, 1930 b). Der von FIEBIG (1960)

Tabelle 4

Gliederung des Westfals B (Essen- und Horst-Schichten) und C (Untere Dorsten-Schichten)  
(nach BACHMANN & MICHELAU & RABITZ 1971 und JOSTEN 1983, 1991)

	wichtige Fossilien und Biozonen				Flöze	Schichten- schnitt (schematisch)	Faunen- leithorizonte	petro- grafische Leitschichten
	Fauna		Flora					
	marin	nicht- marin	Megaflora	Mikro- flora				
Unteres Westfal C Dorsten-Schichten Untere	<i>Anthracoeras aegiranum</i> <i>Tolmatchoffia demaneti</i> <i>Dictyoclostus aegiranus</i> <i>Schizophoria juresanensis</i>	Obere <i>similis-pulchra</i> -Zone	<i>Neuropteris tenuifolia</i> , <i>N. attenuata</i> , <i>Neuropteris semireticulata</i> <i>Mariopteris sauveuri</i> , <i>M. latifolia</i> <i>Sphenophyllum emarginatum</i>	<i>Radizonates-faunas-Maximum</i>	Hagen-Gruppe		Ägir-Horizont	Erda-Tonstein
					Gudrun			
					Freya-Gruppe } Erda } Donar-Gruppe }			
					Chriemhilt-Gruppe }			
					Baldur			
					Ägir Z			
					Y-Gruppe } X-Gruppe }			
					W-Gruppe }			
					V-Gruppe }			
					U T			
Oberes Westfal B Horst-Schichten Untere	<i>Lingula mytiloides</i>	Untere <i>similis-pulchra</i> -Zone	<i>Neuropteris tenuifolia</i> <i>Mariopteris muricata</i> <i>Mariopteris sauveuri</i>	<i>Dictyotrites bireticulatus</i> , <i>D. densireticulatus</i> <i>Converrucosporites triquetus</i>	R-Gruppe }		Domina-Horizont	X-1/2-Tonstein W1-Tonstein
					Q			
					P-Gruppe }			
					O-Gruppe }			
					N M			
					L			
					K			
					J			
					H 12 G 12 F 12			
					D 12 C 12 B 12 A 12			
Unteres Westfal B Essen-Schichten Mittlere	<i>Gastrioceras catharinae</i> <i>Anthracoeras vanderbecki</i>	modiolaris-Zone	<i>Mariopteris muricata</i> <i>Lonchopteris rugosa</i> <i>Neuropteris heterophylla</i> <i>Neuropteris tenuifolia</i>	<i>Dictyotrites bireticulatus</i>	Zollverein 1 2 3 4		Katharina-Horizont	Zollverein-2-Tonsteine Zollverein-3-Tonsteine
					5			
					6			
					7			
					8 1/2 8 3/4			
					Grimberg 1 2 (Niveau)			
					Laura 1 2 3			
					Viktoria 1 2 3 4			
					Katharina			

Legende s. Tab. 3

bearbeitete Ersatz-Richtschichtenschnitt für die Essen-Schichten wurde anhand von Aufschlüssen der Zeche Westerholt (Marl) erstellt.

**Gesteine:** Die Unteren Essen-Schichten (cwEu) setzen sich aus grauen bis grauschwarzen, zum Teil sandigen Ton- und Schluffsteinen zusammen. Beim marinen Katharina-Horizont handelt es sich um einen fast reinen, nahezu sandfreien Tonstein mit deutlicher Pyritführung. Im Blattgebiet befindet sich die Schicht mit den marinen Fossilien meist unmittelbar im Hangenden von Flöz Katharina und ist nur wenige Zentimeter mächtig. In den darüber folgenden grauen bis grauschwarzen Sand-, Schluff- und Tonsteinen treten starke Schwankungen der jeweiligen Mächtigkeiten und der lateralen Verbreitung auf. Die Sandsteinbänke haben infolgedessen keinen leitenden Charakter. In der Schichtenfolge sind die Flöze meist gering mächtig oder können auch fehlen. Im Flöz Laura 3 treten meist zwei Kaolin-Kohlentonsteine mit Leitwert auf (Laura-3-Tonstein). Von diesen konnte jedoch nur einer und dieser nur in der Bohrung Stever 2 (westlich anschließendes Blattgebiet 4209 Haltern: R 91 262, H 33 294) nachgewiesen werden. Einen Leitwert haben im Blattgebiet außerdem das Flöz Laura 1 und der fossilreiche Laura-1-Tonstein.

Im Hangenden von Flöz Grimberg beginnen die Mittleren Essen-Schichten (cwEm) als Sedimentfolge von grau bis grauschwarzen, zum Teil sandigen Ton- und Schluffsteinen mit Sandsteinen und einer Vielzahl von Flözen und Leithorizonten. Der kohlenreichere Abschnitt beginnt mit den Flözen Zollverein 8 und 7. Die in den Flözen Zollverein 8, 6, 3 und 2 vorkommenden Kaolin-Kohlentonsteine haben Leitwert (BURGER & STADLER 1971).

Die Oberen Essen-Schichten (cwEo) bestehen aus grauen bis grauschwarzen, sandfreien bis sandigen Ton- und Schluffsteinen. In dieser überwiegend feinkörnigen Sedimentfolge nimmt die Anzahl der Flöze weiter zu. Als petrografische Leitschicht tritt im Ruhrkarbon der Kaolin-Kohlentonstein im Flöz H auf, der im Blattgebiet jedoch nicht nachgewiesen werden konnte.

**Flöze:** Der untere Abschnitt der Essen-Schichten ist flözarm, der mittlere und obere dagegen flözreich ausgebildet (BACHMANN & MICHELAU & RABITZ 1971). Die Kohlen sind als Gaskohlen einzustufen (vgl. Tab. 7, S. 111).

Bauwürdige Mächtigkeiten erreichen die Flöze der Zollverein-Gruppe (bis zu 9 bauwürdige Flöze; Flöz Zollverein 8 bis 1,3 m mächtig, oft geschart mit Flöz Zollverein 7; Flöz Zollverein 6 bis 2 m mächtig, zum Teil geschart mit Flöz Zollverein 5; Zollverein 5 Unterbank im Raum Olfener-Heide-Sprung ca. 1 m mächtig).

In den Oberen Essen-Schichten erreicht lediglich die H/G-Flözgruppe (oft geschart, bis 1,2 m mächtig) eine bauwürdige Mächtigkeit.

**Fossilien:** In den unteren und mittleren Abschnitten der Schichtenfolge ist eine individuenreiche nichtmarine Muschelfauna verbreitet. In den Ton- und Schluffsteinen kommen in den Mittleren Essen-Schichten einzelne nichtmarine Muscheln und wenige Foraminiferen vor (BACHMANN & MICHELAU & RABITZ 1971). Der Fossilinhalt der höheren Teile der Essen-Schichten beschränkt sich auf Süßwassermuscheln und Wurmgrabgänge.

Die Entwicklung der Flora verlief während des Unteren Westfals B langsam und das Vegetationsbild blieb insgesamt fast unverändert. Häufig kommen *Mariopteris muricata*

(VON SCHLOTHEIM) ZEILER, *Neuropteris heterophylla* BRONGNIART, *Neuropteris obliqua* (BRONGNIART) ZEILER und *Paripteris gigantea* (STERNBERG) GOTHAN sowie *Lonchopteris rugosa* BRONGNIART vor (JOSTEN 1991).

**Abgrenzung:** Die Unteren Essen-Schichten beginnen an der Basis des marinen Katharina-Horizonts über dem Flöz Katharina (RABITZ 1966 b) und reichen bis zum Hangenden von Flöz Grimberg 1. Die darüber folgenden Mittleren Essen-Schichten reichen bis zum Hangenden von Flöz Zollverein 1 und die Oberen Essen-Schichten reichen daran anschließend bis einschließlich Flöz L. Über die zur stratigrafischen Einstufung wichtigen Leithorizonte geben die Tabelle 4 und der Abschnitt „Gesteine“ Auskunft.

**Verbreitung und Mächtigkeit:** Die Essen-Schichten des Westfals B sind im zentralen Teil des Blattgebiets sowie in den Muldenbereichen im Südosten des Blattgebiets verbreitet (vgl. Abb. 11, S. 101 u. Abb. 12, S. 102). Sie erreichen im Blattgebiet Mächtigkeiten bis ca. 510 m (s. Tab. 2). Davon entfallen auf die Unteren Essen-Schichten ca. 185 m, auf die Mittleren Essen-Schichten ca. 135 m und auf die Oberen Essen-Schichten ca. 190 m.

**Paläogeografie und Genese:** Die Essen-Schichten sind mit Ausnahme der beiden Grenzhorizonte im Hangenden und Liegenden der Schichtenfolge vorwiegend unter nichtmarinen Ablagerungsbedingungen entstanden. Die limnisch entstandene Abfolge ist deutlich sandsteinärmer und teilweise auch kohlenärmer ausgebildet als die Bochum-Schichten des Westfals A.

### **3.1.2.2 Oberes Westfal B (Horst-Schichten cwHu; cwHo)**

Die Horst-Schichten wurden früher als Gasflammkohlen-Schichten bezeichnet und werden in Obere und Untere Horst-Schichten gegliedert. Der Richtschichtenschnitt für die Horst-Schichten schließt für den Abschnitt bis Flöz S1 an den der Oberen Essen-Schichten in Aufschlüssen der ehemaligen Zeche Graf Moltke (Bottrop) an (OBERSTE-BRINK & BÄRTLING 1930 a, 1930 b). Für den höheren Teil der Horst-Schichten wurde aus einem Aufschluss der ehemaligen Zeche Nordstern (Gelsenkirchen-Horst) ein Normalprofil aufgenommen. Ein Ersatz-Richtschichtenschnitt von FIEBIG (1961) stammt aus einem Aufschluss der ehemaligen Zeche Scholven (Gelsenkirchen-Buer).

Mit dem Sandstein über der Flözgruppe X/Y in den Bohrungen Ripsheide 2 (vgl. Anhang: Brg. 4) und Hagen 3 (R 95 520, H 33 429) endet im Blattgebiet wenige Meter unterhalb der Westfal B/C-Grenze die durch die Explorationsbohrungen aufgeschlossene Schichtenfolge.

**Gesteine:** Die Horst-Schichten sind durch extreme laterale Fazieswechsel gekennzeichnet. Es sind zahlreiche zum Teil auch mächtige Flöze und Sandsteine ausgebildet. Die raschen Fazieswechsel sowie die geringe Aufschlussdichte in den Horst-Schichten lassen eine gesicherte Flözkorrelation oft nicht zu.

Die Unteren Horst-Schichten (cwHu) bestehen im Liegenden aus grauen bis grauschwarzen Tonsteinen und teilweise aus sandigen Schluffsteinen mit vereinzelt Linguliden und stellenweise *Planolites ophthalmoides* JESSEN (mariner Domina-Horizont über Flöz L). Allerdings konnte im Blattgebiet der Lingula-Horizont nicht in allen Bohrungen sicher nachgewiesen werden. Zum Hangenden hin folgen über dem meist relativ

mächtig entwickelten Flöz N oder dem Doppelflöz N/M und dem sehr uneinheitlich ausgebildeten Flöz O mächtige, graue Sandsteinhorizonte vor allem im Bereich der Flözgruppen P/Q. Oberhalb der O- und der P-Flözgruppe sind in den Schichten Erosionsrinnen ausgebildet (STRACK 1989: 137).

Die graue bis grauschwarze, sandfreie bis stark sandige Ton- und Schluffsteinfolge der Oberen Horst-Schichten (cwHo) enthält graue Sandsteine, die aber wegen ihrer stark schwankenden Mächtigkeiten und ihrer zum Teil geringen lateralen Verbreitung als Leithorizonte nicht geeignet sind. Sie sind meist konglomeratisch und entsprechen faziell bereits den Sandsteinen des Westfals C.

Da innerhalb der Horst-Schichten nur der Domina-Horizont an der Basis der Abfolge als Faunenleithorizont auftritt, stützt sich die Stratigrafie vorwiegend auf Kaolin-Kohlentonsteine, die in einigen Flözen vorkommen, meist aber nur gering mächtig ausgebildet sind. Im Blattgebiet treten Kaolin-Kohlentonsteine in den Flözen O 1, P 4 und P 2/3 sowie in T, W 1 und X 1/2 auf (BURGER & FIEBIG & STADLER 1984, STRACK 1989: 141). Der Liegendsandstein von Flöz Ägir ist ebenfalls ein guter Leithorizont (s. Tab. 4).

Flöze: Die Kohlen der Horst-Schichten sind als Gasflammkohlen zu bezeichnen (vgl. Tab. 7, S. 111). Zu den bauwürdigen Flözen zählen das Flöz Q 1/2 (lokal geschart mit Flöz P1, ca. 1 m mächtig), die Flöze R 1/2 und R 3/4 (1 – 2 m mächtig), die Flöze U, T, V 1/2 (bis ca. 1,5 m mächtig) sowie das Flöz X 1/2 (bis ca. 1,35 m mächtig). Die Angaben sind allerdings mit Unsicherheiten behaftet, da sie sich zum Teil nur auf Befunde aus zwei oder drei Bohrungen stützen.

Fossilien: Als Fossilien treten im Domina-Horizont örtlich vermehrt Linguliden (*Lingula mytiloides* Sow.) auf. Der weitere Fossilinhalt besteht aus Foraminiferen, pectiniden Muscheln und Spuren von *Planolites ophthalmoides* JESSEN. Faunenhorizonte mit nicht-marinen Muscheln und Wurmgrabgängen sind örtlich über den Flözen N, O, Q 1 und R zu beobachten.

Im Oberen Westfal B erscheinen die ersten Vorläufer typischer Pflanzen des Westfals C. Mehrere Arten, vor allem der Gattungen *Eusphenopteris* und *Nariopteris*, sterben aus. Das Gesamtbild der Articulaten- (Schachtelhalmgewächse) und Lycopsiden-Floren (Bärlappgewächse) entspricht weitgehend dem des Unteren Westfals B. Auch bei den bärlappartigen Pflanzen und bei den Pteridophyllen erfolgt keine neue Entwicklung. Mit *Palaeopteridium sessilis* (VON ROEHL) LEGGIEWIE stirbt eine Pflanze mit fächerförmiger Äderung aus (JOSTEN 1991).

Abgrenzung: Die Unteren Horst-Schichten reichen von der Basis des marinen Domina-Horizonts über Flöz L bis zum Hangenden von Flöz T. Die Oberen Horst-Schichten reichen bis zur Basis des marinen Ägir-Horizonts über Flöz Ägir. Über die zur stratigrafischen Einstufung wichtigen Leithorizonte geben die Tabelle 4 und der Abschnitt „Gesteine“ Auskunft.

Verbreitung und Mächtigkeit: Die Horst-Schichten sind im zentralen Teil des Blattgebiets an der Karbon-Oberfläche verbreitet (vgl. Abb. 11, S. 101 u. Abb. 12, S. 102). Die Gesamtmächtigkeit der Horst-Schichten beträgt im Blattgebiet bis ca. 310 m (s. Tab. 2). Die Mächtigkeit der Unteren Horst-Schichten beträgt bis ca. 200 m und die Oberen Horst-Schichten sind bis ca. 110 m mächtig.

Paläogeografie und Genese: Die Horst-Schichten sind in einem paralischen Deltamilieu entstanden. Sie sind mit Ausnahme des marinen Domina-Horizonts und einigen Lagen mit schwach mariner Beeinflussung nichtmarin.

### 3.1.3 Westfal C

#### 3.1.3.1 Unteres Westfal C (Untere Dorsten-Schichten cwDu)

Die Dorsten-Schichten wurden früher als Flammkohlen-Schichten bezeichnet und werden in Untere und Obere Dorsten-Schichten gegliedert. Im Blattgebiet sind nur die Unteren Dorsten-Schichten ausgebildet (Tab. 4). Der Richtschichtenschnitt stammt von OBERSTE-BRINK & BÄRTLING (1930 a, 1930 b) aus einem Aufschluss der ehemaligen Schachtanlage Friedrich Thyssen 2/5 (Dinslaken) und aus der Bohrung Lippermulde 1 (Kirchhelten). Er wurde von FIEBIG (in HEDEMANN et al. 1972) und FIEBIG & GROSCURTH (1984) neu bearbeitet.

Gesteine: Die Schichtenfolge besteht aus grauen bis grauschwarzen Ton- und Schluffsteinen. In die Schichtenfolge eingeschaltet sind mehrere, meist unreine Flöze und mächtige, vorwiegend konglomeratische, graue Sandsteine mit zum Teil weit reichender Verbreitung. Als stratigrafischer Leithorizont tritt lediglich der Erda-Tonstein auf.

Flöze: Die Kohlen der Dorsten-Schichten sind in der Regel als Flammkohlen einzustufen (vgl. Tab. 7, S. 111). Da die Schichtenfolge außerhalb der derzeitigen Explorationszone des Bergbaus liegt und nur in älteren Mutungsbohrungen angetroffen wurde, können über die Ausbildung und Bauwürdigkeit der Flöze im Blattgebiet keine Aussagen gemacht werden. Im Allgemeinen sind die Flöze sehr ungleichförmig ausgebildet, unrein und starken lateralen Faziesveränderungen unterworfen.

Fossilien: Nach FIEBIG (1966) handelt es sich beim Ägir-Horizont um das artenreichste marine Niveau des westdeutschen flözföhrnden Oberkarbons. Er kann aus bis zu drei einzelnen Faunenbändern bestehen, deren unterstes unmittelbar über dem Flöz Ägir einsetzt, während das oberste bis mehrere Zehnermeter darüber liegt. Die einzelnen Faunenbänder weisen unter anderem Foraminiferen, Ostrakoden, Conodonten, Wurmgrabgänge (*Planolites ophthalmoides* JESSEN), Linguliden, Productiden, taxodonte Muscheln, Goniatiten und Fischreste auf.

Bei den Florengemeinschaften verändern sich im Westfal C einige Articulaten (Schachtelhalmgewächse). Bei den Lycopside (Bärlappgewächse) ist der Höhepunkt der Entwicklung der Pflanzengruppe überschritten und es kommt zu keinen weiteren Veränderungen. Die Sigillarien sterben langsam aus. Demgegenüber entwickeln die farnlaubigen Pflanzen eine größere Artenvielfalt (JOSTEN 1991).

Abgrenzung: Die Liegendgrenze der Unteren Dorsten-Schichten wird an die Basis des marinen Ägir-Horizonts über Flöz Ägir gelegt. Die Hangendgrenze liegt im Hangenden von Flöz Hagen 1. Über die zur stratigrafischen Einstufung wichtigen Leithorizonte geben die Tabelle 4 und der Abschnitt „Gesteine“ Auskunft.

Verbreitung und Mächtigkeit: Die Dorsten-Schichten streichen im Nordosten des Blattgebiets, im Kern der Lenkerbecker Mulde an der Karbon-Oberfläche aus (vgl. Abb. 11, S. 101 u. Abb. 12, S. 102) und erreichen eine Mächtigkeit von ca. 200 m (s. Tab. 2).



Die Mächtigkeit wurde konstruktiv ermittelt, da ausführliche Schichtenbeschreibungen in den Mutungsbohrungen fehlen. Die Hangendgrenze der Unteren Dorsten-Schichten wurde in der Mutungsbohrung Lüdinghausen 2 unmittelbar nördlich der Blattgrenze (TK 25: 4110 Senden, R 99 860, H 41 630) angetroffen.

**Paläogeografie und Genese:** Die Schichten sind mit Ausnahme des marinen Ägir-Horizonts ausschließlich fluvio-lakusträr entstanden (s. SÜSS & DROZDZEWSKI & SCHÄFER 2000).

## **Mesozoikum**

Im Blattgebiet lagern über dem paläozoischen Grundgebirge der Rheinischen Masse diskordant die Schichten der Kreide-Zeit. Ablagerungen des älteren und mittleren Mesozoikums sind nicht ausgebildet, da der zentrale Teil des Münsterländer Kreide-Beckens während der Trias- und Jura-Zeit hauptsächlich Abtragungsgebiet war, die Gesteine allenfalls lückenhaft oder gering mächtig abgelagert worden sind und vor der Transgression des Kreide-Meeres in der höheren Unterkreide wieder abgetragen wurden (HESEMANN 1967, ROSENFELD 1978).

### **3.2 Kreide**

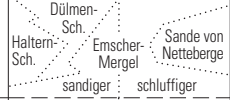



Im Untergrund des Blattgebiets sind unter- und oberkretazische Gesteine verbreitet. Während die Ablagerungen aus der Unterkreide und der tieferen Oberkreide nur aus Tiefbohrungen bekannt sind, stehen die Gesteine der höheren Oberkreide im Blattgebiet teilweise direkt an der Geländeoberfläche an oder streichen unter quartärzeitlichen Schichten aus. Die Mächtigkeit der Kreide-Ablagerungen beträgt im Blattgebiet nach Bohrungsergebnissen ca. 850 m im Süden und ca. 1 250 m im Norden (s. Schnitt A – B, Taf. 2 in der Anl.). Die aufaddierte Kreide-Höchstmächtigkeit liegt bei 1 310 m (s. Mächtigkeitschnitt, Taf. 2 in der Anl.).

In den Schichtenverzeichnissen der Explorationsbohrungen wurde das Deckgebirge lithologisch beschrieben. Die dort angegebenen stratigrafischen Einstufungen, besonders im Grenzbereich Turon/Coniac, decken sich nicht mit der modernen Chronostratigrafie. Mithilfe der Log-Aufzeichnungen der geophysikalischen Bohrlochmessungen und aus Analogieschlüssen zu benachbarten Gebieten wurde die Schichtenfolge neu eingestuft (vgl. Anhang: Brg. 3, 4, 6 u. 8). Die im Folgenden beschriebenen Schichten und die jeweils angegebenen Mächtigkeiten basieren auf diesen neuen stratigrafischen Einstufungen.

Die Gliederung der Kreide-Schichten im Blattgebiet sowie deren biostratigrafische Grundlagen sind in Tabelle 5 dargestellt. Sie zeigt eine Auswahl von Zonenfossilien der Cephalopoden- und Inoceramenstratigrafie. Weiterhin sind in Tabelle 5 die wichtigsten Foraminiferen und deren stratigrafischen Reichweiten dargestellt (HILTERMANN & KOCH 1962, KOCH 1977, FRIEG & KEMPER 1989). Die Korrelation mikrofaunistischer mit makrofaunistischen Altersdaten ist derzeit im Münsterländer Kreide-Becken aufgrund der Seltenheit von Makrofossilien noch nicht überall zufrieden stellend gelöst (ARNOLD & WOLANSKY 1964, KAEVER & LOMMERZHEIM 1991, HISS 1995: 53). Zusammenfassende Darstellungen biostratigrafischer Grundlagen enthalten die Arbeiten von SCHÖNFELD

(1990) und SCHÖNFELD et al. (1996). Die derzeit im Nordwestdeutschen Raum gebräuchlichen Zonengliederungen sind unter anderem aus Stratigraphische Kommission Deutschlands (2000) ersichtlich.

Tabelle 5  
Gliederung der Unter- und Oberkreide

	Stufe	Alter (Mio. Jahre) (nach GRADSTEIN et al. 1999)	Blattgebiet Lüdinghausen		wichtige Leitfossilien der nordwestdeutschen Kreide (Auswahl)	
Oberkreide	Campan	Unter-	krca2Ho	Obere Holtwick-Schichten	<i>Belemnitella mucronata</i> (VON SCHLOTHEIM)	<i>Cataceramus balticus</i> BÖHM
			krca2 Hu+m	Untere u. Mittlere Holtwick-Schichten	<i>Gonioteuthis quadrata</i> (BLAINVILLE)	<i>Sphenoceramus</i> ex gr. <i>lingua/patootensis</i> formis
			krca1			
	Santon	Ober-	krca3-4R		<i>Gonioteuthis granulata</i> (BLAINVILLE)	<i>Sphenoceramus pinniformis</i> WILLET
		Mittel-			<i>Gonioteuthis westfalica</i> (SCHLÜTER)	<i>Cordiceramus cordiformis</i> SOWERBY
		Unter-	krca1-4E	Emscher-Mergel	<i>Texanites texanum</i> (ROEMER)	<i>Cladoceramus undulatopticatus</i> ROEMER
	Coniac	Ober-	krcc2-3		<i>Gonioteuthis westfalica praewestfalica</i> ERNST & SCHULZ	<i>Magadiceramus subquadratus</i> SCHLÜTER
		Mittel-			<i>Gauthiericeras margae</i> (SCHLÜTER)	<i>Volviceras involutus</i> SOWERBY
		Unter-	krcc1	<i>schloenbachi</i> -Schichten	<i>Peroniceras tridorsatus</i> (SCHLÜTER)	<i>Cremnoceras deformis</i> MEEK
	Turon	Ober-	krt3	<i>striatoconcentricus</i> -Schichten	<i>Subprionocyclus neptuni</i> (GEINITZ)	<i>Inoceramus costellatus</i> WOODS
		Mittel-	krt2	<i>lamarcki</i> -Schichten	<i>Collignoniceras woollgari</i> (MANTELL)	<i>Inoceramus lamarcki</i> PARKINSON
		Unter-	krt1	<i>labiatus</i> -Schichten Rotpläner	<i>Mammites nodosoides</i> (SCHLÜTER)	<i>Mytiloides labiatus</i> (VON SCHLOTHEIM)
	Cenoman	Ober-	krc3-4	Cenoman-Kalk	<i>Praeactinocamax plenus</i> (BLAINVILLE)	<i>Inoceramus pictus bohemicus</i> LEONHARD
		Mittel-			<i>Eucalycoceras pentagonum</i> (JUKES-BROWNE)	<i>Inoceramus schoendorfi</i> HEINZ
		Unter-	krc1-2	Cenoman-Pläner Essen-Grünsand	<i>Mantelliceras dixonii</i> SPATH	
Unterkreide	Alb	Ober-	krlo	Flammenmergel	<i>Stoliczkaia dispar</i> (D'ORBIGNY)	<i>Birostrina sulcata</i> PARKINSON
		Mittel-	krlm		<i>Euhoplites lautus</i> (SOWERBY) <i>Euhoplites loricatus</i> SPATH <i>Hoplites (Hoplites) dentatus</i> (SOWERBY) <i>Neoholites minimus</i> (MILLER)	<i>Birostrina concentrica</i> PARKINSON

Mikrofauna (stratigrafische Reichweiten nach HILTMANN & KOCH 1962 und KOCH 1977)*									
<i>Arenbulimina (Pasternakia) macfadyeni</i> CUSHMAN									
<i>Arenbulimina (Pasternakia) chapmani</i> CUSHMAN									
<i>Voloshinoides anglicus</i> (CUSHMAN)									
<i>Arenbulimina (Arenbulimina) preslii</i> (REUSS)									
<i>Dorothia gradata</i> (BERTHELIN)									
<i>Gavelinella cenomanica</i> (BROTZEN)									
<i>Gavelinella baltica</i> BROTZEN									
<i>Rotalipora cushmani</i> (MORROW)									
<i>Praeglobotruncana delrioensis delrioensis</i> (PLUMMER)									
<i>Praeglobotruncana delrioensis turbinata</i> (REICHEL)									
<i>Globotruncana marginata</i> (REUSS)									
<i>Stensioeina pokomyi</i> SCHEINEROVA									
<i>Globotruncana paraventricosa</i> (HÖRNER)									
<i>Globotruncana lapparenti</i> BROTZEN									
<i>Stensioeina granulata levis</i> KOCH									
<i>Stensioeina granulata granulata</i> (OLBERTZ)									
<i>Stensioeina exsculpta exsculpta</i> (REUSS)									
<i>Neoflabellina suturalis praerugosa</i> HILTMANN									
<i>Neoflabellina suturalis suturalis</i> (CUSHMAN)									
<i>Cymbalopora martini</i> (BROTZEN)									
<i>Neoflabellina gibbera</i> (WEDEKIND)									
<i>Stensioeina granulata polonica</i> WITWICKA									
<i>Neoflabellina santonica</i> KOCH									
<i>Gavelinella pseudexcolata</i> (KALININ)									
<i>Stensioeina granulata inconstita</i> KOCH									
<i>Stensioeina exsculpta gracilis</i> BROTZEN									
<i>Bolivinoidea strigillatus</i> (CHAPMAN)									
<i>Neoflabellina rugosa</i> (D'ORBIGNY)									
<i>Gavelinella clementiana</i> (D'ORBIGNY)									
<i>Bolivinoidea granulata</i> HÖRNER									
<i>Bolivinoidea decoratus decoratus</i> (JONES)									
<i>Bolivinoidea laevigatus</i> MARIE									

\* Ergänzungen nach FRIEG & KEMPER 1989

### 3.2.1 Unterkreide

Während der Unterkreide-Zeit wurde die Rheinische Masse, vom Niedersächsischen Becken nach Süden fortschreitend, von einem epikontinentalen Flachmeer überflutet. Mit dem Alb begann die eigentliche Entwicklung des Münsterländer Kreide-Beckens (ARNOLD 1964 a, 1964 b; KAEVER 1983). Das Blattgebiet wurde nach langer Festlandszeit im Verlauf des Mittelalbs wieder in den marinen Ablagerungsraum mit einbezogen (vgl. FRIEG & HISS & KAEVER 1990).

#### 3.2.1.1 Alb

Sedimente des Mittel- bis Oberalbs sind die ältesten Kreide-Schichten im Blattgebiet (vgl. SCHUSTER & WOLBURG 1962, 1963; SCHOTT et al. 1969). Sie entstanden als Ablagerungen des transgredierenden Kreide-Meeres, das auf eine Fastebene (Peneplain) mit Reliefunterschieden von nur wenigen bis maximal etwa 20 m vorstieß (FRIEG & HISS & KAEVER 1990).

Die Schichtenfolge beginnt mit einem Basiskonglomerat und setzt sich mit dem *minus*-Ton und dem *minus*-Grünsand des Mittel- bis Oberalbs sowie mit dem Flammenmergel des Oberalbs fort. Die Schichten sind nur lückenhaft und in geringer Mächtigkeit verbreitet. Die Schichten des Albs erreichen im Blattgebiet eine Gesamtmächtigkeit von ca. 15 m (Brg. Haferkamp 1: R 96 718, H 33 007 u. Brg. Hagen 2: R 95 805, H 32 670).

##### 3.2.1.1.1 Basiskonglomerat

**Gesteine:** Das Basiskonglomerat besteht überwiegend aus Geröllen und Klasten karbonischer Ton-, Schluff- und Sandsteine in Feinkiesfraktion in einer Matrix aus grünlich grauem, schluffigem Tonstein und schwach glaukonitischen, schwach kalkhaltigen Fein- und Mittelsandsteinen. Die Sand- und Schluffsteingerölle und -klasten sind zum Teil glaukonitisch und limonitisch imprägniert. Weitere Bestandteile sind Steinkohlenbrocken, Phosphoritknollen und Toneisensteine. Die Gerölle und Klasten umfassen ein Korngrößenspektrum vom Grobsand bis hin zu Steinen von mehr als 10 cm Durchmesser.

**Fossilien und Altersstellung:** Fossilien sind nicht nachgewiesen. Das Basiskonglomerat wurde in Abhängigkeit vom Transgressionsfortschritt diachron abgelagert und ist als kreidezeitlicher Aufarbeitungshorizont in das Mittel- bis Oberalb zu stellen (vgl. NORDHAUS 1985).

**Abgrenzung:** Die Abgrenzung von den liegenden paläozoischen und den hangenden unterkretazischen Gesteinen erfolgt rein lithologisch aufgrund der konglomeratischen bis brekziösen Gesteinsausbildung des Basiskonglomerats.

**Verbreitung und Mächtigkeit:** Das Basiskonglomerat ist nur lückenhaft und in stark schwankenden Mächtigkeiten auf der Karbon-Oberfläche verbreitet. Die Mächtigkeit der konglomeratisch-brekziösen Schichten beträgt oft nur wenige Zentimeter bis Dezimeter, erreicht aber lokal bis zu 2 m (z. B. Brg. Olfener Heide 2: R 94 179, H 31 381). In einigen Bohrungen tritt das Basiskonglomerat fast ganz zurück und wird durch grobkörnige Lagen an der Basis der hangenden Schichtglieder ersetzt. Seine größte Mächtigkeit

keit erreicht es dort, wo schon prätransgressiv Ausräumungszonen bestanden haben, in denen sich Abtragungsmaterial sammeln konnte wie zum Beispiel im Raum Köckelsum (NORDHAUS 1984).

**Paläogeografie und Genese:** Das Basiskonglomerat ist ein typisches Transgressionskonglomerat, das beim Vorstoß des Kreide-Meeres auf den paläozoischen Untergrund als Aufarbeitungshorizont entstanden ist. Das Kreide-Meer überflutete dabei ein nahezu ebenes Gebiet (Fastebene) mit vorwiegend geringen Reliefunterschieden (FRIEG & HISS & KAEVER 1990).

### 3.2.1.1.2 *minus*-Schichten (**kr1m**)

Neben dem Basiskonglomerat (s. oben) stellen im Blattgebiet die *minus*-Schichten die älteste mesozoische Kartiereinheit dar. Sie umfassen mit dem *minus*-Grünsand und dem *minus*-Ton zwei unterschiedliche Faziestypen, die sich lateral vertreten oder überlagern und deshalb in einer Kartiereinheit zusammengefasst werden.

**Gesteine:** Der *minus*-Grünsand besteht überwiegend aus dunkelgrün-grauen, tonig-schluffigen, schwach kalkhaltigen, glaukonitischen Fein- und Mittelsandsteinen und untergeordnet aus feinsandigen Schluffsteinen. Das oft flaserschichtige und teilweise nur schwach verfestigte Gestein enthält gelb- und blaugüne Glaukonitkörner vorwiegend in der Feinsandfraktion (NORDHAUS 1985). Vereinzelt treten braune, schwach kalkhaltige Phosphoritknollen auf, die insbesondere im Hangenden der Schichtenfolge lokal zu Phosphoritknollenlagen angereichert sein können. Nach JORDAN (1982) handelt es sich bei diesen Phosphoritknollen um phosphoritierte, schwach glaukonitische Feinsandsteingerölle.

Beim *minus*-Ton, der den *minus*-Grünsand lokal vertritt (z. B. Brg. Geistfeld 1: R 93 305, H 32 002, Brg. Geistfeld 2: R 93 986, H 32 561 u. Brg. Olfener Heide 3: R 94 443, H 32 004), oder ihn unterlagert, handelt es sich um einen dunkelgrauen, schwach kalkhaltigen, schluffigen Tonstein, vereinzelt mit blaugrünen Glaukoniten in Schluff- und Feinsandgröße. In dem fein geschichteten Sediment kommen zum Teil schichtparallele pyritisierte Grabgänge vor.

**Fossilien und Altersstellung:** In den *minus*-Schichten tritt das charakteristische, Leitfossil *Neohibolites minus* (MILLER) häufig auf (s. Tab. 5). Typisch sind weiterhin Bruchstücke von zerfallenen Inoceramenschalen wie von *Birostrina concentrica* PARKINSON (vgl. FRIEG & KEMPER & OWEN 1989). In der Mikrofauna treten neben Foraminiferen wie *Dorothia gradata* (BERTHELIN), *Pleurostomella obtusa* BERTHELIN, *Sigmollina antiqua* (FRANKE), *Gavelinella intermedia* (BERTHELIN), *Globotruncana infracretacea* GLAESSNER und *Arenobulimina* sp. auch Radiolarien wie *Dicolocapsa* sp. und *Dictyomitra* sp. auf.

Der *minus*-Grünsand wird auf Grundlage der Belemniten, Inoceramen und sand-schaligen Foraminiferen in das Mittel- bis Oberalb eingestuft. Er reicht im Raum Haltern nach mikropaläontologischen Befunden im Hangenden bis in die *Mortonicerias* (*Mortonicerias*) *inflatum*-Zone des untersten Oberalbs (vgl. Tab. 5 u. FRIEG & KEMPER & OWEN 1989: 28).

**Abgrenzung:** Die Abgrenzung der *minus*-Schichten zu den unterlagernden oberkarbonischen Ton-, Schluff- und Sandsteinen oder dem Basiskonglomerat des Albs ist lithologisch deutlich erkennbar. Aufgrund der nur geringen petrografischen Unterschiede zu den hangenden Schichten des Flammenmergels und der damit verbundenen Schwierigkeit bei der Abgrenzung mithilfe geophysikalischer Bohrlochmessungen ist die Hangendgrenze oft nur über faunistische Belege zu ermitteln. Die Phosphoritknollen im unteren und oberen Abschnitt der *minus*-Schichten sind in geophysikalischen Bohrlochmessungen an ihrer stärkeren Strahlung im Gamma-Ray-Log und an einer Abnahme der Schalllaufzeit im Sonic-Log zu erkennen und sind deshalb eine weitere Hilfestellung bei der Abgrenzung (FRIEG & KEMPER & OWEN 1989).

**Verbreitung und Mächtigkeit:** Die *minus*-Schichten sind nicht in allen Bohrungen nachgewiesen und liegen im Blattgebiet nur lückenhaft vor. In Karbon-Hochlagen wie zum Beispiel östlich von Ofen und von dort nach Norden bis Seppnrad fehlen sie. Dort beginnt die Kreide-Abfolge mit dem Flammenmergel oder mit den Schichten des Cenomans. Die Mächtigkeit des *minus*-Grünsands liegt im Blattgebiet zwischen 1 und 5 m. Der *minus*-Ton wird 0,30 – 1 m mächtig, sodass die *minus*-Schichten insgesamt bis 6 m mächtig sind.

**Paläogeografie und Genese:** Bei den *minus*-Schichten handelt es sich um Flachmeerablagerungen in stark wechselnder, küstennaher Fazies. Der Transgressionsfortschritt stand im unmittelbaren Zusammenhang mit der Morphologie der Transgressionsfläche, in der sich häufig die variszischen Strukturen widerspiegeln. Während der Ablagerung der *minus*-Schichten drang das Meer in den an der Karbon-Oberfläche verbreiteten Senken der karbonischen Mulden nach Süden vor, während die Sattellbereiche als Hochlagen zum Teil als Sedimentliefergebiete dienten. Im Bereich von Einmündungen konnten sich Zonen ruhigeren Wassers ausbilden, in denen es zur Ablagerung von Schluffen und Tonen kam (NORDHAUS 1984).

### 3.2.1.1.3 Flammenmergel (krlo)

Flammenmergel (BÄRTLING 1908, BENTZ 1930, THIERMANN 1968, HISS 1995)

**Gesteine:** Der Flammenmergel besteht im Blattgebiet vorwiegend aus grüngrauen, kalkhaltigen, kieseligen, teilweise spiculitischen, glaukonitischen bis stark glaukonitischen, tonigen, feinsandigen Schluffsteinen, die zahlreiche dunkle Fläsern enthalten. Im unteren Teil der Abfolge sind grüngraue, kalkig-schluffige, glaukonitische Fein- und Mittelsandsteine (Grünsandsteine) verbreitet.

In die Schichten sind unregelmäßig im Abstand von einigen Dezimetern Kalkknollen oder Kalksteinbänke (z. B. Brg. Bigkamp: R 97 444, H 34 992) eingelagert, die eine flaserig-schlierige, teilweise bioturbate Textur aufweisen. Sie sind hellgrau, oft verkieselt und enthalten vielfach Schwammreste (Spiculite).

An der Basis und im oberen Abschnitt der Abfolge können außerdem lagenweise Phosphoritknollen angereichert sein. Sie bestehen aus phosphoritisierten Kieselschwammfragmenten oder aus phosphoritisierten, schluffigen, schwach glaukonitischen Kalk- und kalkhaltigen Schluffsteingeröllen (JORDAN 1982).

**Fossilien und Altersstellung:** Charakteristische Fossilien des Flammenmergels sind *Birostrina sulcata* PARKINSON sowie die gewöhnlich in großer Zahl vorkommende *Auster Aucellina gryphaeoides* (SOWERBY) (ELSTNER & KEMPER 1989, FRIEG & KEMPER 1989). Diese treten aber im „Spiculitgürtel“ des Flammenmergels („Faziesgürtel 2“ nach FRIEG & HISS & KAEVER 1990) aus faziellen Gründen oft nur vereinzelt auf. Stratigrafische Gliederungsmöglichkeiten ergeben sich mikrofaunistisch durch sandschalige Foraminiferen (s. Tab. 5 und Kap. 3.2.1.1.2).

Der Flammenmergel ist durch das Auftreten der genannten Leitfossilien biostratigrafisch ins Oberalb zu stellen.

**Abgrenzung:** Die Bezeichnung Flammenmergel wird lithostratigrafisch verwandt. Die liegenden *minimus*-Schichten und der Flammenmergel sind vielfach als mäßig verfestigte Grünsandsteine ausgebildet und lithologisch in den Schichtenbeschreibungen der Explorationsbohrungen des Blattgebiets nur schwer voneinander zu trennen.

Im Hangenden folgt mit dem Essen-Grünsand des Cenomans eine weitere überwiegend sandige Schichtenfolge, die in Bohrungen lithologisch ebenfalls nur undeutlich vom Flammenmergel abgrenzbar ist. Eine exakte stratigrafische Abgrenzung zum Cenoman ist daher nur faunistisch, insbesondere mit Mikrofaunen, möglich (s. FRIEG & KEMPER 1989 u. Tab. 5).

In Bohrlochmessungen ist der Flammenmergel an einem geringfügigen Rückgang der Gammastrahlung zu erkennen. Die Liegend- und Hangendgrenze wird durch das Auftreten von Phosphoritknollen gekennzeichnet, die an ihrer stärkeren Gammastrahlung im Bohrlog zu erkennen sind (FRIEG & KEMPER & OWEN 1989, KEMPER 1989).

**Verbreitung und Mächtigkeit:** Die Schichten des Flammenmergels sind im tieferen Untergrund nur lückenhaft vorhanden und können östlich von Ofen und von dort aus nach Norden bis Seppenrade auch fehlen. Durch die Ablagerungen des Flammenmergels wurden noch vorhandene Reliefunterschiede in der Karbon-Oberfläche weitgehend ausgeglichen, sodass die Mächtigkeiten in Abhängigkeit von den Untergrundverhältnissen stark schwanken können. Sie liegen zwischen 2 und 9 m.

**Paläogeografie und Genese:** Der Sedimentationsraum der Flammenmergel-fazies im Blattgebiet gehört zum Bereich des Faziesgürtels 2 (Spiculite), an den sich ganz im Süden der Faziesgürtel 3a (Glaukonitische Sandsteine mit Phosphoriten) anschließt (FRIEG & HISS & KAEVER 1990). Wie bei den zuvor beschriebenen Schichten des Albs handelt es sich auch beim Flammenmergel um Flachmeerablagerungen in küstennaher Ausbildung. Zur Zeit der Sedimentation des Flammenmergels stagnierte der Meeresvorstoß, und aufgrund längerer Transportwege lagerte sich überwiegend feinkörniges Material ab (NORDHAUS 1984). Außerdem wurden alle noch bestehenden Hochgebiete in den Sedimentationsraum mit einbezogen und die variszischen Reliefstrukturen fast vollständig ausgeglichen.

### 3.2.2 Oberkreide

Die Schichtenfolge der Oberkreide umfasst Ablagerungen der Stufen Cenoman bis Campan (Tab. 5). Während die Gesteine des Cenomans, Turons und Coniacs den tieferen Untergrund bilden, kommen die Schichten des Santons und Campans oberflächennah vor oder stehen unmittelbar an der Geländeoberfläche an. Die Schichten fallen generell flach nach Nordosten ein. Daher streichen die Schichten des Santons im Südwesten und die Schichten des Unterampans im Nordosten des Blattgebiets aus.

Mit Beginn der Oberkreide-Zeit transgredierte das Meer über die Strandlinie des Albs nach Süden hinaus (Cenoman-Transgression) und überflutete den nördlichen Teil des heutigen Rheinischen Schiefergebirges. Ursache war die Absenkung des Münsterländer Kreide-Beckens durch die beginnende Inversion des Niedersächsischen Beckens (BOIGK 1968, BETZ et al. 1987) und die Herausbildung eines subsequents Randtrogs am Nordrand der Rheinischen Masse (VOIGT 1963), der die oberkreidazische Sedimentserie aufnahm.

Während der tieferen Oberkreide (Cenoman, Turon und Unterconiac) wurde das Gebiet des Münsterländer Kreide-Beckens zu einem zunehmend tieferen Meeresraum, in dem sich überwiegend Kalksteine, Ton- und Schluffmergelsteine bildeten. Im Südwesten des Blattgebiets kam es in der höheren Oberkreide (Santon u. Campan) zu Hebungen und es bildete sich eine flache, in sich reich gegliederte Schelfplattform aus, auf der vorwiegend sandig-mergelige Sedimente abgelagert wurden.

Die unterschiedliche lithologische Ausbildung der älteren Oberkreide-Schichten (Cenoman bis Unterconiac) ermöglicht eine Gliederung, die mit der Biozonengliederung nach der jeweils enthaltenen Makrofauna wie Inoceramen, Echinodermen, Belemniten und Ammoniten nahezu übereinstimmt. Die hangende Tonmergelsteinsfolge des Mittelconiacs bis zum Unterampans lässt sich dagegen lithologisch wenig gliedern. Aufschlüsse sind im Blattgebiet ausgesprochen selten und oft nur temporär zugänglich. Makrofossilien, die eine biostratigraphische Datierung der Oberkreide-Ablagerungen ermöglichen, sind nur aus der Ziegeleigrube Pilgrim (R 98 000, H 37 600) und aus einigen Baugruben im Raum Seppenrade sowie aus der kartierbegleitenden Kernbohrung KBB 1067 (vgl. Anhang: Brg. 7) bestimmt worden. Sie umfassen jedoch nur den Zeitabschnitt vom Obersanton bis zum Unterampans. Die stratigraphische Gliederung der Kreide-Schichtenfolge erfolgte daher anhand von Leitformen überwiegend benthischer Foraminiferen nach der Foraminiferen-Gliederung von HILTERMANN & KOCH (1962) und KOCH (1977). Dabei wurde auch auf Informationen aus Bohrungen und Aufschlüssen in benachbarten Blattgebieten zurückgegriffen. In den vorwiegend sandigen Schichtenfolgen der Oberkreide ist die mikropaläontologische Datierung der Ablagerungen mittels Foraminiferen allerdings problematisch, da in dieser Fazies Leitformen zumeist nicht vorkommen.

#### 3.2.2.1 Cenoman (krc1-4)

Cenoman (THIERMANN 1968, HISS 1989)

Die klassische, dreigliederte Cenoman-Schichtenfolge der Beckenfazies aus Cenoman-Mergel, Cenoman-Pläner (*varians*-Pläner) und Cenoman-Kalk (*rhodomagense*-Kalk) ist im Blattgebiet nur unvollständig entwickelt. Das Gebiet gehörte im Cenoman dem küstennahen Faziesbereich an, in dem nach einer vorangegangenen Regression im höheren



Oberalb mit deutlicher Schichtlücke und einer erneuten Transgression zu Beginn des Cenomans zunächst glaukonitisch-feinsandige Sedimente (Essen-Grünsand) abgelagert wurden, die faziell den Cenoman-Mergel und teilweise den Cenoman-Pläner vertreten (vgl. FRIEG & HISS & KAEVER 1990).

Die lithologischen Einheiten Cenoman-Mergel, Cenoman-Pläner (*varians*-Pläner) und Cenoman-Kalk (*rotomagensen*-Kalk) wurden früher mit dem Unter-, Mittel- und Obercenoman gleichgesetzt (z. B. bei THIERMANN 1968). Nach neueren bio- und event-stratigrafischen Untersuchungen (vgl. KENNEDY 1984, ERNST & SCHMID & SEIBERTZ 1983, KAPLAN & BEST 1985, KAPLAN & KELLER & WIEDMANN 1985, WIEDMANN et al. 1989) gehört der Cenoman-Mergel in das Untercenoman, der Cenoman-Pläner vertritt das höhere Untercenoman und den tiefsten Abschnitt des Mittelcenomans, während der Cenoman-Kalk nahezu das gesamte Mittel- und Obercenoman umfasst.

Die Schichten des Cenomans beginnen im Blattgebiet in glaukonitischer, diachron verlaufender Fazies mit dem Essen-Grünsand und setzen sich mit dem Cenoman-Pläner und dem Cenoman-Kalk fort (Tab. 5). Das Cenoman erreicht im Blattgebiet eine Gesamtmächtigkeit von ca. 80 m.

#### 3.2.2.1.1 Essen-Grünsand und Cenoman-Pläner (**krc1-2**)

**Gesteine:** Der Essen-Grünsand setzt sich an der Basis aus gering verfestigten, grün-grauen, glaukonitischen bis stark glaukonitischen, schwach kalkhaltigen, mittelsandigen Schluffsteinen und tonig-schluffigen Feinsandsteinen mit einer undeutlich ausgebildeten Flaserschichtung zusammen. Höhere Glaukonitgehalte sind immer an mehr sandige Gesteine gebunden. Die hangenden, stärker verfestigten Schichten sind intensiv bioturbat, mit Wühlgängen, die oft mit glaukonitischem Kalkstein erfüllt sind. In der Schichtenfolge treten teilweise in mehreren Lagen Phosphoritknollen auf. Sie sind mittelbraun, kalkhaltig, schwach glaukonitisch und fest.

Über dem Essen-Grünsand folgt bei allmählich ansteigendem Karbonatgehalt eine Wechselfolge aus hellgrauen Kalkmergelsteinen, Mergelkalksteinen und Kalksteinen mit Einlagerungen von grauen Tonmergelsteinen (Cenoman-Pläner, *varians*-Pläner bei BENTZ 1927, 1930). Gleichzeitig nimmt der Glaukonitgehalt zum Hangenden hin stark ab (NORDHAUS 1985).

**Fossilien und Altersstellung:** Typische Foraminiferen des Untercenomans sind unter anderem *Dorothyia gradata* (BERTHELIN), *Gavelinella cenomanica* (BROTZEN), *Gavelinella baltica* (BROTZEN) und *Voloshinoides anglicus* (CUSHMAN) mit jedoch teilweise größerer stratigrafischer Reichweite. JANSEN (1995) beschreibt aus dem Essen-Grünsand verschiedene Muscheln wie *Pecten* sp., *Terebratula* sp. und *Arca* sp. sowie Ammoniten (z. B. *Acanthoceras* sp.). Über die stratigrafischen Reichweiten der Makro- und Mikrofauna gibt Tabelle 5 Auskunft. Weitere Angaben zur Fauna liefern FRIEG & HISS & KAEVER (1990).

Unter Berücksichtigung einer Schichtlücke zwischen Alb und Cenoman vertritt der Essen-Grünsand den Cenoman-Mergel (krc1) und zu einem Teil den Cenoman-Pläner (krc2). Die darüber auftretende Wechselfolge aus hellgrauen Kalkmergelsteinen, Mergelkalksteinen und Kalksteinen entspricht dem Cenoman-Pläner. Der Essen-Grünsand und

der überwiegende Teil des Cenoman-Pläners sind in das Untercentoman einzustufen. Dabei reicht der Cenoman-Pläner bis in den tiefsten Teil des Mittelcentomans hinein.

**Abgrenzung:** Die Liegendgrenze des Cenomans ist in Hochlagen gegen die unterlagernden Ton-, Schluff- und Sandsteine des Oberkarbons lithologisch eindeutig festzulegen. Gegen die Schichten des Albs ist die Abgrenzung allerdings aufgrund der sehr ähnlichen lithologischen Ausbildung nur schwer möglich. Dort ist sie mikrofaunistisch, insbesondere durch sandschalige Foraminiferenfaunen, festzulegen (FRIEG & KEMPER 1989, s. Tab. 5). Die Hangendgrenze wird mit dem Einsetzen von reinen, glaukonitfreien Kalksteinen gezogen, jedoch ist auch hier der petrografische Unterschied nicht sehr deutlich ausgeprägt.

Der Essen-Grünsand ist im Gammalog meist durch einen im Liegenden relativ scharf abgegrenzten Bereich mit erhöhter Gammastrahlung, hervorgerufen durch Phosphoritknollen, zu erkennen (vgl. Kap. 3.2.1.1.3 Abgrenzung). Der Übergang vom Essen-Grünsand zum Cenoman-Pläner ist meist durch eine Zunahme der Gammastrahlung und einen Rückgang der Schalllaufzeit gekennzeichnet (FRIEG & KEMPER & OWEN 1989).

**Verbreitung und Mächtigkeit:** Die Schichten des Essen-Grünsands und des Cenoman-Pläners treten nur im Untergrund des Blattgebiets auf. Insbesondere dort, wo die Ablagerungen des Cenomans direkt den Oberkarbon-Schichten aufliegen, ist die Mächtigkeit der Schichten größeren Schwankungen unterworfen. Die unterschiedlichen Mächtigkeiten spiegeln dabei das Relief der Karbon-Oberfläche wider. Die Mächtigkeit des Essen-Grünsands beträgt im Blattgebiet durchschnittlich etwa 1 – 4 m, wobei der Essen-Grünsand nicht immer flächendeckend vorhanden ist. Im Raum Lüdinghausen – Seppenrade treten auch Mächtigkeiten bis ca. 15 m auf. Die Mächtigkeit des Cenoman-Pläners liegt bei ca. 20 – 35 m.

**Paläogeografie und Genese:** Nach FRIEG & HISS & KAEVER (1990) lag das Blattgebiet Lüdinghausen während des tieferen Cenomans etwa im Grenzbereich der Faziesgürtel 2b (im Süden des Blattgebiets: tonige Kalksteine ohne Hornsteine) und 1 (im Norden des Blattgebiets: Tonmergelsteine und im oberen Abschnitt Kalkmergelsteine). Nach den Kartielergebnissen tritt allerdings der Faziesgürtel 1 im Blattgebiet nicht auf, sondern nur der Faziesgürtel 2b. Die Sedimentationsbedingungen sind durch einen flachen küstennahen Meeresraum charakterisiert, der nach Nordosten allmählich in die Beckenfazies überleitet. Zur Ablagerungszeit des Essen-Grünsands erfolgte ein Antransport größerer Sedimentmassen, sodass alle noch im küstennahen Bereich vorhandenen Reliefunterschiede ausgeglichen wurden. Im weiteren Verlauf verlagerte sich die Küstenlinie weiter südwärts, wodurch die klastische Sedimentation allmählich aussetzte und durch feinkörnige Karbonatschlämme abgelöst wurde (NORDHAUS 1984).

#### 3.2.2.1.2 Cenoman-Kalk (**krc3-4**)

**Gesteine:** Die Abfolge beginnt mit hell- bis weißgrauen Kalksteinen mit dünnen, hellgrauen Tonmergelsteinlagen und Tonbestegen. Im unteren Teil sind die Schichten noch stärker Ton führend und arenitisch („raue Bank“) sowie plänerartig gebankt (Flaserkalkstein-Folge). Zum Hangenden hin gehen die Gesteine allmählich in reine, schreibkreideartige Kalksteine über (Coccolithenkalksteine; vgl. Hiss 1989, TK 25: 4417 Büren). Es han-

delt sich dabei überwiegend um hell- bis weißgraue, äußerst feinkörnige, splittrig oder muschelig brechende Kalksteine. Die kalkreichen Schichten enthalten bis zu 95 %  $\text{CaCO}_3$  (Coccolithenkalkstein-Folge).

Im Blattgebiet schließt die Schichtenfolge mit gering mächtigen, dunklen Mergelsteinen mit einzelnen Mergelkalksteinbänken ab, die als *plenus*-Schichten oder im Bereich des Teutoburger Waldes auch als Schwarzschiefer oder Schwarzbunte Wechselfolge (vgl. KAPLAN & SCHMID 1983, KAPLAN 1992) bezeichnet werden. Diese kennzeichnen den Übergang von der reinen Kalksteinfazies des Obercenomans zu den Mergelstein-Kalkstein-Folgen des Unterturons.

**Fossilien und Altersstellung:** Ab dem Mittelcenoman dominieren planktische Foraminiferen (vgl. FRIEG & HISS & KAEVER 1990; s. Tab. 5). Die Foraminiferenart *Rotalipora cushmani* (MORROW) ist charakteristisch für das gesamte höhere Cenoman und setzt überwiegend im Mittelcenoman ein (vgl. CARTER & HART 1977, ROBASZYNSKI & CARON 1979). In den *plenus*-Schichten tritt sie letztmalig auf und kennzeichnet mikropaläontologisch die Grenze zum Unterturon. Weitere Angaben zur Makro- und Mikrofauna enthält Tabelle 5.

Der Cenoman-Kalk umfasst biostratigrafisch den größten Teil des Mittel- und Obercenomans, wobei die Flaserkalkstein-Folge etwa das Mittel- und die Coccolithenkalkstein-Folge sowie der größte Teil der *plenus*-Schichten das Obercenoman repräsentieren. Die biostratigrafische Grenze Cenoman/Turon liegt in den *plenus*-Schichten (Hiss 1989, KAPLAN 1991).

**Abgrenzung:** Die Abgrenzung des Cenoman-Kalks wird in Bohrungen meist rein lithologisch vorgenommen. Sie wird aber, da die petrografische Grenze oft nicht eindeutig ist, durch geophysikalische Bohrlochmessungen (FRIEG & HISS & MÜLLER 1989, FRIEG & KEMPER & OWEN 1989) und mikrofaunistische Untersuchungen ergänzt. Die Liegendgrenze zum Cenoman-Pläner ist petrografisch nicht sehr deutlich und wird im Blattgebiet mit dem Einsetzen der reinen, glaukonitfreien Kalksteine gezogen. Die Hangendgrenze des Cenomans ist lithologisch durch den Übergang von den reinen Kalksteinen des Cenoman-Kalks zu den dunkleren Kalkstein/Mergelstein-Wechsellagen der *labiatus*-Schichten (SEIBERTZ 1979 a) einschließlich des Rotpläners des Unterturons gekennzeichnet.

**Verbreitung und Mächtigkeit:** Der Cenoman-Kalk ist im Untergrund des gesamten Blattgebiets mit konstanten Mächtigkeiten von ca. 25 – 30 m vorhanden, davon entfallen auf die *plenus*-Schichten ca. 1 – 3 m.

**Paläogeografie und Genese:** Nach FRIEG & HISS & KAEVER (1990) lag das Blattgebiet während des Höchststands der Cenoman-Transgression im vollmarinen Beckenbereich ohne unmittelbaren Küsteneinfluss. Die *plenus*-Schichten sind in ihrer Ausbildung als Wechselfolge von dunklen Mergel- und Mergelkalksteinen ein gut zu erkennender Leithorizont und repräsentieren ein „ocean anoxic event“ von überregionaler Bedeutung (ERNST & SCHMID & SEIBERTZ 1983).

### 3.2.2.2 Turon (krt1-3)

Turon (SCHLÜTER 1872, 1876; STAUDE 1989; HISS 1989)

Die Schichtenfolge umfasst im südöstlichen Münsterland vom Liegenden zum Hangenden die drei Abschnitte *labiatus*-, *lamarcki*- und *striatoconcentricus*- (früher *Scaphiten*-) Schichten, die in etwa dem Unter-, Mittel- und Oberturon gleichzusetzen sind. Vor allem der obere Teil des Turons wurde durch die Angleichung an das internationale Turon/Coniac-Gliederungsschema sowie neuere biostratigrafische Untersuchungsergebnisse modifiziert. Demnach werden der höhere Teil der *striatoconcentricus*- und die *schloenbachii*-Schichten dem Unterconiac zugerechnet (vgl. ERNST & SCHMID 1979; SEIBERTZ 1979 a, 1979 b; TRÖGER 1981; ERNST & SCHMID & SEIBERTZ 1983; BIRKELUND et al. 1984). In Tabelle 5 und in den Bohrungen (s. Anhang: Brg. 3, 4, 6 u. 8) wird jedoch zur Vereinfachung der Begriff *striatoconcentricus*-Schichten auf die Schichtenfolge des Oberturons begrenzt.

Neben der bio- und lithostratigrafischen Gliederung (KAPLAN 1986, 1991) wird im südlichen und zentralen Münsterland auch die Bohrlochgeophysik zur Abgrenzung erfolgreich eingesetzt. Die entsprechende Log-Stratigrafie mit den dazugehörigen lithologischen Einheiten erarbeiteten FRIEG & HISS & MÜLLER (1989). Weitere Ausführungen sind der Arbeit von FRIEG & KEMPER & OWEN (1989) zu entnehmen. Die Gesamtmächtigkeit des Turons beträgt im Blattgebiet ca. 150 m.

#### 3.2.2.2.1 Rotpläner und *labiatus*-Schichten (krt1)

Mytiloidesmergel (STILLE 1904)

Labiatusmergel (SCHULTE 1937)

*labiatus*-Schichten (SKUPIN 1982 a, 1985, 1995)

Grüngraue Wechselfolge (FRIEG & HISS & MÜLLER 1989)

**Gesteine:** Die Schichtenfolge besteht aus grauen bis grünlich grauen Kalksteinen, Kalk- und Tonmergelsteinen (Grüngraue Wechselfolge), die an der Basis stellenweise rot bis rotbraun gefärbt sind und dann als Rotpläner bezeichnet werden. Die für den Rotpläner (ERNST & SCHMID & SEIBERTZ 1983, KAPLAN & SCHMID 1983) typische Rotfärbung ist auf unterschiedlich hohe Hämatitgehalte ( $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ) zurückzuführen.

Zum Hangenden hin sind Kalkknollenlagen eingeschaltet, die in knollige, teilweise tonschlierige Kalksteine übergehen. Derartige Ablagerungen sind als äquivalente westliche Randfazies der vor allem im südlichen Niedersachsen und im Teutoburger Wald weit verbreiteten bunten oder schwarzen Wechselfolge (KAPLAN & SCHMID 1983, HILBRECHT 1986) einzustufen.

**Fossilien und Altersstellung:** Die *labiatus*-Schichten sind sehr fossilreich. Der Namen gebende Inocerame *Mytiloides labiatus* (VON SCHLOTHEIM) setzt häufig erst über dem Rotpläner ein. Einen ausführlichen Überblick über die Fossilführung des Turons in der normalen Plänerfazies gibt KAPLAN (1991, 1992).

Die Mikrofauna enthält *Praeglobotruncana delrioensis delrioensis* (PLUMMER), *Praeglobotruncana delrioensis turbinata* (REICHEL), *Globotruncana marginata* (REUSS), *Hedbergella trocoidea* (GANDOLFI) und *Stensioeina pokorny* SCHEIBNEROVA. Die genannten Arten sind teilweise auf das Turon oder auf einzelne Unterstufen beschränkt. Einige haben aber auch eine weiterreichende biostratigrafische Verbreitung (s. Tab. 5)

Die *labiatus*-Schichten sind dem Unterturon zuzuordnen.

**Abgrenzung:** Die biostratigrafische Cenoman/Turon-Grenze liegt in den *plenus*-Schichten. Zur Grenzziehung wird im Blattgebiet im Allgemeinen der Rotpläner (ocean oxid event; ERNST & SCHMID & SEIBERTZ 1983, SKUPIN 1995) herangezogen. Wenn er fehlt, ist die Grenzziehung auch mithilfe der Bohrlochgeophysik möglich (FRIEG & KEMPER & OWEN 1989, FRIEG & HISS & MÜLLER 1989). Im Allgemeinen ist die Turon-Basis im Bohr-logdiagramm durch eine Abnahme der Gammastrahlung und eine Zunahme der Schalllaufzeit zu erkennen.

Als Obergrenze der Grüngrauen Wechselfolge als unterste lithologische Einheit des Turons wurde in der Log-Stratigrafie von MÜLLER & SCHUSTER (1978) ein Peak angenommen, der mit einer Bank korreliert, in deren Bereich die Gesteinsfarbe von grüngrau nach hellgrau wechselt, die letzten *Mytiloides*-Exemplare auftreten und das Gestein allgemein kalkreicher wird (FRIEG & HISS & MÜLLER 1989). Eine genaue Grenzziehung zum Mittel-turon ist nur biostratigrafisch möglich und wird mit dem ersten Auftreten des Ammoniten *Collignonicerias woollgari* (MANTELL) gezogen (vgl. Tab. 5 u. KAPLAN 1986, 1991).

**Verbreitung und Mächtigkeit:** Die *labiatus*-Schichten sind im Untergrund des gesamten Blattgebiets in Mächtigkeiten von 8 – 10 m verbreitet. Der Rotpläner kann dabei bis zu 4 m mächtig werden.

**Paläogeografie und Genese:** Bei den *labiatus*-Schichten handelt es sich um Ablagerungen im vollmarinen Beckenbereich eines epikontinentalen Flachmeeres (SEIBERTZ 1978, 1979 b).

#### 3.2.2.2 *lamarcki*-Schichten (krt2)

Brongniartpläner (STILLE 1904)

Lamarcki-Pläner (SCHULTE 1937)

*lamarcki*-Schichten (SKUPIN 1982 a, 1985)

Untere Plänerkalkstein-Einheit (FRIEG & HISS & MÜLLER 1989)

**Gesteine:** Die Schichtenfolge besteht aus hell- bis weißgrauen, zum Teil dickbankigen, plänerartigen Kalksteinen mit Karbonatgehalten von 60 – 70 %, die mit gering mächtigen, dunkelgrauen, flaserig-knolligen Kalkmergel- und Tonmergelsteinbänken oder Tonmergelsteinschlieren wechsellagern. Teilweise tritt eine hell- bis dunkelgraue Gesteinsfleckung durch Grabgänge einer Ichnofauna auf.

In den Mutungsbohrungen werden oft raue, feinsandige Partien beschrieben. Sie werden ganz allgemein als „graugrüne Wechselfolge“ oder „oberer Grünsand“ bezeichnet, allerdings ohne eine eindeutige stratigrafische Zuordnung. Diese Horizonte, die im unteren und oberen Abschnitt der Schichtenfolge auftreten, können als zeitliche Äquivalente des Bochum-Grünsands und des Soest-Grünsands aufgefasst werden, ohne dass jedoch eine Grünsandfazies ausgebildet ist.

**Fossilien und Altersstellung:** Die Lamellibranchiatenfauna mit dem Namen gebenden *Inoceramus lamarcki* PARKINSON sowie den Formen *Inoceramus apicalis* WOODS und *Inoceramus cuvierii* SOWERBY ist im Mittelturon relativ häufig. Über die stratigrafischen Reichweiten der Makro- und Mikrofauna gibt Tabelle 5 Auskunft.

Die *lamarcki*-Schichten (= Untere Plänerkalkstein-Einheit) umfassen das gesamte Mitteluron und reichen nach der Gliederung von FRIEG & HISS & MÜLLER (1989) in das Oberururon (vgl. KAPLAN 1986, SEIBERTZ 1979 c) hinein.

**Abgrenzung:** Die lithologische Abgrenzung der *lamarcki*-Schichten gegen das Liegende und das Hangende ist meist aufgrund der sehr ähnlichen Gesteinsausbildung schwierig. Eine genaue Grenzziehung ist nur faunistisch möglich. Die Grenze Mittel-/Oberururon wird hierbei mit dem ersten Auftreten von *Subprionocyclus neptuni* (GEINITZ) definiert (KAPLAN 1986 u. Tab. 5).

**Verbreitung und Mächtigkeit:** Die *lamarcki*-Schichten sind im Untergrund des gesamten Blattgebiets vorhanden und erreichen eine Mächtigkeit von ca. 40 m.

**Paläogeografie und Genese:** Die Ablagerungen sind im vollmarinen Beckenbereich eines epikontinentalen Flachmeeres entstanden.

### 3.2.2.2.3 *striatoconcentricus*-Schichten (krt3)

Scaphitenschichten (STILLE 1904, 1908)

ScaphitenSchichten (SCHULTE 1937)

*striatoconcentricus*-Schichten (SEIBERTZ 1979 a, 1979 c; SKUPIN 1982 a, 1985)

Weißgrauer Kalkstein und Grauweiße Wechselfolge (teilweise) (FRIEG & HISS & MÜLLER 1989)

**Gesteine:** Die Schichtenfolge beginnt mit festen, teilweise dickbankigen, hell- bis weißgrauen Kalksteinen mit geringen Tonanteilen, die nach oben hin tonschlierig werden und die Karbonatgehalte von 60 – 70 % aufweisen (Weißgrauer Kalkstein nach FRIEG & HISS & MÜLLER 1989). Im Hangenden folgen in Wechsellagerung tonarme, helle, bankige Kalksteine und dunkle tonschlierige Kalksteine (Grauweiße Wechselfolge – teilweise – nach FRIEG & HISS & MÜLLER 1989).

**Fossilien und Altersstellung:** Die Fauna ist artenreich und besteht aus Muscheln, Ammoniten und Seeigeln. Eine Auswahl der entsprechenden Makro- und Mikrofauna für das Oberururon enthält Tabelle 5.

Der untere Teil der *striatoconcentricus*-Schichten wird dem Oberururon zugeordnet. Die höheren Abschnitte werden nach der Gliederung von FRIEG & HISS & MÜLLER (1989) bereits in das Unterconiac gestellt. In Tabelle 5 und in den Bohrungen (s. Anhang: Brg. 3, 4, 6 u. 8) wird jedoch zur Vereinfachung der Begriff *striatoconcentricus*-Schichten auf die Schichtenfolge des Oberururons begrenzt.

**Abgrenzung:** Die Basis der *striatoconcentricus*-Schichten wird am Beckenrand durch das Einsetzen der Grünsandsteinfazies (Soest-Grünsand) festgelegt, die im Blattgebiet aber nicht ausgebildet ist. In der Bohrung Südkirchen 1 (R <sup>33</sup>99 005, H <sup>57</sup>30 484) des südöstlich anschließenden Blattgebiets 4311 Lünen und in einigen Mutungsbohrungen (z. B. Brg. Reckelsumer Heide 2: R 95 040, H 35 524) sind feinglaukonitische Partien am Top des unteren Drittels der dort ca. 130 m mächtigen Kalksteinfolge des Turons festgestellt worden, die als Äquivalente des Soest-Grünsands angesehen werden können. In diesem Fall ist eine lithostratigrafische Grenzziehung (Grauweiße Wechselfolge) im Sinne von FRIEG & HISS & MÜLLER (1989) möglich.

Die Turon/Coniac-Grenze lässt sich biostratigrafisch mithilfe von Inoceramen ermitteln und liegt nach FRIEG & HISS & MÜLLER (1989) im tieferen Teil der Grauweißen Wechselfolge. Analog zu den niedersächsischen Profilen wird die Grenze Turon/Coniac gegenwärtig durch das Einsetzen von *Cremnoceramus rotundatus* (sensu TRÖGER non FIEGE) definiert (Stratigraphische Kommission Deutschlands 2000: 31). Die Hangendgrenze der *striatoconcentricus*-Schichten wird etwa mit dem ersten häufigeren Auftreten von Inoceramen der *schloenbachi*-/*deformis*-Gruppe (*deformis*-Event) gezogen (FRIEG & HISS & MÜLLER 1989) und liegt wenige Meter über der durch das Auftreten von *Cremnoceramus rotundatus* (sensu TRÖGER non FIEGE) definierten Turon/Coniac-Grenze.

**Verbreitung und Mächtigkeit:** Die *striatoconcentricus*-Schichten sind im Untergrund des gesamten Blattgebiets verbreitet. Für die *striatoconcentricus*-Schichten (= Weißgrauer Kalkstein und Grauweiße Wechselfolge – überwiegend) sind nach den Bohrbefunden in der Bohrung Südkirchen 1 (s. Abschnitt „Abgrenzung“) und in Analogie zu FRIEG & HISS & MÜLLER (1989) Mächtigkeiten von bis zu 100 m anzunehmen.

**Paläogeografie und Genese:** Bei den *striatoconcentricus*-Schichten des Blattgebiets handelt es sich um Ablagerungen im vollmarinen Beckenbereich eines epikontinentalen Flachmeeres.

### 3.2.2.3 Coniac

Coniac (STAUDE 1989, HISS 1995)

Entsprechend der modernen Gliederung der Oberkreide ergibt sich für das Coniac durch Einbeziehung der früher in das Oberturon eingestuft *schloenbachi*-Schichten (vgl. TRÖGER 1981) eine lithostratigrafische Zweigliederung in die karbonatreichen *schloenbachi*-Schichten (Unterconiac) und den tonreichen Emscher-Mergel (Mittel- und Oberconiac). Die Schichtenfolge des Coniacs erreicht im Blattgebiet eine Mächtigkeit von bis zu 210 m.

#### 3.2.2.3.1 *schloenbachi*-Schichten (krcc1)

Cuvieripläner (STILLE 1903)

*schloenbachi*-Schichten (ARNOLD 1977, SKUPIN 1982 a, 1995)

Kalkig-mergelige Übergangsschichten (teilweise) (FRIEG & HISS & MÜLLER 1989)

Obere Plänerkalkstein-Einheit (FRIEG & HISS & MÜLLER 1989)

Grauweiße Wechselfolge (teilweise) (FRIEG & HISS & MÜLLER 1989)

**Gesteine:** Die sehr einheitliche Schichtenfolge beginnt mit hellgrauen, gebankten Kalksteinen, Mergelkalksteinen oder Kalkmergelsteinen in Wechsellagerung mit dunkelgrauen, tonigen Kalksteinen mit eingelagerten Tonmergelsteinbänken (obere Partien der Grauweißen Wechselfolge nach FRIEG & HISS & MÜLLER 1989). Zum Hangenden hin folgen graue, gebankte Kalksteine mit Einlagerungen von unregelmäßigen Tonmergelsteinbänken (Obere Plänerkalkstein-Einheit nach FRIEG & HISS & MÜLLER 1989).

**Fossilien und Altersstellung:** Die Makrofauna des Unterconiacs ist durch Inoceramen mit der Leitform *Cremnoceramus deformis* (MEEK), Ammoniten, Seeigel und Brachiopoden sowie durch großwüchsige Muscheln gekennzeichnet.

Mikrofaunistisch (s. Tab. 5) ist das Unterconiac durch die Zunahme von *Globotruncana paraventricosa* (HOFKER) und *Globotruncana lapparenti* BROTZEN und das Einsetzen von *Stensioeina granulata levis* KOCH vom Oberturon abzugrenzen (HILTERMANN & KOCH 1962, KOCH 1977, SEIBERTZ 1979 a, FRIEG & HISS & MÜLLER 1989)

Entsprechend dem internationalen Gliederungsschema sind die *schloenbachi*-Schichten in das Unterconiac (s. Tab. 5) einzustufen (SEIBERTZ 1979 b, 1979 c).

**Abgrenzung:** Die Untergrenze der *schloenbachi*-Schichten liegt innerhalb der Plänerfazies und ist im Wesentlichen nur biostratigrafisch zu ziehen. Lithologisch ist eine Festlegung mithilfe der bohrlochgeophysikalischen Auswertungen möglich. Einzelheiten darüber sind der Arbeit von FRIEG & HISS & MÜLLER (1989) zu entnehmen. Die Basis der Kalkig-mergeligen Übergangsschichten wird mit der ersten deutlichen Tonmergelsteinlage im Hangenden der Oberen Plänerkalkstein-Einheit festgelegt. Die Hangendgrenze wird mit dem Einsetzen einer Mergelsteinfazies (Emscher-Mergel) gezogen, die auch im Bohrlogdiagramm (Abnahme der Gammastrahlung, Zunahme der Schalllaufzeit) deutlich zu erkennen ist. Für das Blattgebiet ist der Fazieswechsel mit Beginn des Mittelconiacs anzunehmen und liegt in den Kalkig-mergeligen Übergangsschichten (FRIEG & HISS & MÜLLER 1989).

**Verbreitung und Mächtigkeit:** Die *schloenbachi*-Schichten sind im Untergrund des gesamten Blattgebiets vorhanden und erreichen eine Mächtigkeit von bis zu 25 m (= Grauweiße Wechselfolge – teilweise, Obere Plänerkalkstein-Einheit, Kalkig-mergelige Übergangsschichten – teilweise; vgl. FRIEG & HISS & MÜLLER 1989).

**Paläogeografie und Genese:** Die *schloenbachi*-Schichten sind aus kalkhaltigen Ablagerungen eines epikontinentalen Flachmeeres entstanden.

### 3.2.2.3.2 Emscher-Mergel (**krcc2-3**)

Kalkig-mergelige Übergangsschichten (teilweise) (FRIEG & HISS & MÜLLER 1989)  
Emscher Stufe, Emscher-Mergel, Emscher Fazies (SCHLÜTER 1874, 1876; BENTZ 1930)  
Emscher-Mergel (JANSEN 1991, 1995; WREDE 2000)

Die im Münsterländer Kreide-Becken weit verbreiteten Schichten des „Emscher-Mergels“ im engeren Sinne (SCHLÜTER 1876) umfassen den Zeitabschnitt vom höheren Unterconiac bis einschließlich zum unteren Mittelsanton. Im zentralen und östlichen Münsterland sowie auch im Blattgebiet reicht die Emscher-Mergel-Fazies als eintönige Folge von grauen Tonmergelsteinen allerdings bis in die Schichtenfolge des Untercampans hinein (vgl. HISS 1992, 1995, 2001 a, 2001 b; KAPLAN & KENNEDY 2000). Von der im zentralen Münsterland fast 100 m mächtigen Schichtenfolge des Emscher-Mergels ist im Blattgebiet mit ca. 915 m fast die gesamte Abfolge ausgebildet.

**Gesteine:** Die Schichtenfolge des Emscher-Mergels beginnt im Blattgebiet mit einem Übergangsbereich aus grauen, schluffigen Kalkmergelsteinen, denen Kalkstein- und auch einzelne Tonmergelsteinhorizonte zyklisch zwischengeschaltet sind (Kalkig-mergelige Übergangsschichten im Sinne von FRIEG & HISS & MÜLLER 1989). Darüber folgt eine monotone Serie von Tonmergelsteinen, die außer einem rhythmischen Wechsel von etwas festeren, karbonatreicheren und etwas weicheren, tonreicheren Mergelsteinen keine Schichtung oder Bankung erkennen lässt (ARNOLD 1963, HISS & JANSEN & SKUPIN 1996).



Die Tonmergelsteine sind zum Teil schwach schluffig und weisen örtlich einen geringen Feinsandgehalt oder Feinsandlinsen auf. Das Gestein ist homogen, schichtungslos und zerbricht in unregelmäßige, dünnplattige Scherben. Der Karbonatgehalt variiert generell zwischen ca. 20 und 30 %, beträgt mitunter aber auch bis zu 50 %. Mineralogische Untersuchungen (GASSE 1987) ergaben, dass neben Kalziumkarbonat vor allem Quarz, Montmorillonit, Illit und Kaolinit die Gesteinsbestandteile sind. Daneben kommen Spuren von Feldspat, Apatit und Pyrit vor.

**Fossilien und Altersstellung:** Das Mittelconiac wird nach ERNST & SCHMID (1979) durch die Inoceramen *Volviceras koeneni* MÜLLER und *Volviceras involutus* SOWERBY gekennzeichnet. Bei den Ammoniten ist *Gauthiericeras margae* (SCHLÜTER) leitend (vgl. KAPLAN & KENNEDY 1994: 26). Dem Oberconiac entspricht makrofaunistisch die *subquadratus*- beziehungsweise *praewestfalica*-Zone nach *Magadiceramus subquadratus* SCHLÜTER beziehungsweise *Gonioteuthis westfalica praewestfalica* ERNST & SCHULZ. Eine zusammenfassende Darstellung der Ammoniten des Coniacs stammt von KAPLAN & KENNEDY (1994).

Die Mikrofauna enthält insbesondere Foraminiferen, deren stratigrafische Reichweiten in Tabelle 5 angegeben sind. Zur Grenzziehung gegenüber dem Unterconiac kann das häufige Auftreten von *Stensioeina granulata granulata* (OLBERTZ) beziehungsweise das Aussetzen von *Stensioeina granulata levis* KOCH verwandt werden.

Im Blattgebiet beginnt die Schichtenfolge des Emscher-Mergels im Mittelconiac und umfasst den Zeitraum bis zum Unteren Unteracampan (s. Kap. 3.2.2.4.1 u. 3.2.2.5.1.4).

**Abgrenzung:** Die Liegendgrenze zu den *schloenbachi*-Schichten befindet sich in den Kalkig-mergeligen Übergangsschichten nach FRIEG & HISS & MÜLLER (1989), die unter Berücksichtigung einer Übergangszone lithologisch anhand der Bohrlochgeophysik abzugrenzen ist (vgl. Kap. 3.2.2.3.1). Die Fazies des Emscher-Mergels beginnt im Allgemeinen mit dem Mittelconiac (FRIEG & HISS & MÜLLER 1989), örtlich beginnt die Emscher-Mergel-Fazies auch schon im Unterconiac (vgl. SKUPIN 1982 a, JANSEN 1991, 1995). Im Hangenden geht der Emscher-Mergel des Coniacs ohne lithologischen Wechsel in das Santon über. Eine sichere Grenzziehung ist dort nur biostratigrafisch möglich (ERNST & SCHULZ 1974, JORDAN & GASSE 1986).

**Verbreitung und Mächtigkeit:** Die Mächtigkeit des Emscher-Mergels liegt im Coniac bei ca. 185 m. Davon entfallen auf die liegenden Kalkig-mergeligen Übergangsschichten gemäß FRIEG & HISS & MÜLLER (1989) ca. 10 m.

**Paläogeografie und Genese:** Die mächtige, eintönige Tonmergelsteinserie des Emscher-Mergels ist als eine Stillwasserablagerung in einem sich absenkenden Meeresraum entstanden. Der lithologische Kalk-Mergel-Rhythmus der Kalkig-mergeligen Übergangsschichten (FRIEG & HISS & MÜLLER 1989) und die Schwankungen im Karbonatgehalt des Emscher-Mergels sind vermutlich sowohl auf primäre Faktoren, wie eine oszillierende Tonzufuhr infolge Klimaschwankungen, als auch auf sekundäre Faktoren, wie unterschiedliche Kompaktion und Drucklösung der Gesteine zurückzuführen (PIECHACZEK 1986). Als Auslöser solcher zyklischer Klimaschwankungen werden die so genannten MILANKOVITCH-Zyklen (orbitale Zyklen, hervorgerufen durch periodische Schwankungen der Erdumlauf-Parameter) angesehen (vgl. KAPLAN & KENNEDY & ERNST 1996).

### 3.2.2.4 Santon

Im Santon setzen sich zunächst die Ablagerungen der Emscher-Mergel-Fazies ohne markante lithologische Veränderungen fort. In der Osthälfte des Blattgebiets umfassen sie stratigrafisch das gesamte Santon. Im Westen des Blattgebiets treten jedoch ab dem Oberen Mittelsanton (krsa3) schluffige Sandmergelsteine der Recklinghausen-Schichten („Recklinghäuser Sandmergel“) auf, die sich mit dem östlich anschließenden Emscher-Mergel verzahnen. Die Ablagerungen des Santons erreichen im Blattgebiet Mächtigkeiten von bis zu 570 m.

#### 3.2.2.4.1 Emscher-Mergel (krsa1-4E)

Emscher Stufe, Emscher-Mergel, Emscher Fazies (SCHLÜTER 1874, 1876)

Untersanton bis Oberes Mittelsanton, Santon 1 bis Santon 3 (ARNOLD 1955, 1964 a; ARNOLD & WOLANSKY 1964)

Untersanton krsa(1) bis Oberes Mittelsanton krsa(3) (STAUDE 1988)

Emscher-Mergel (JANSEN 1991, 1995; WREDE 2000)

**Gesteine:** Die Abfolge besteht aus grauen, selten dunkelgrauen, schluffigen Tonmergelsteinen. In der Regel bricht das Gestein unregelmäßig muschelig bis bröckelig. Der Karbonatgehalt beträgt im Durchschnitt ca. 40 % und nimmt zum Hangenden hin auf 35 bis 30 % ab. Die Mineralzusammensetzung ähnelt weitgehend der der Coniac-Schichten und umfasst neben Quarz die Tonminerale Illit, Montmorillonit und untergeordnet Chlorit sowie Kaolinit (vgl. GASSE 1987). Mit der Abnahme des Karbonatgehalts erfolgt meist ab dem Mittelsanton auch eine Zunahme des Schluff- und Sandgehalts, sodass ab dem Oberen Mittelsanton graue, stark schluffige, schwach feinsandige und schwach glaukonitische Tonmergelsteinlagen in die Schichtenfolge eingeschaltet sind.

**Fossilien und Altersstellung:** Die biostratigrafische Gliederung des Santons basiert auf Makrofossilien wie Ammoniten, Belemniten und Inoceramen (SCHLÜTER 1874; SEITZ 1952, 1956, 1961; ARNOLD & WOLANSKY 1964; ERNST & SCHMID 1979; BIRKELUND et al. 1984; TRÖGER 1989; LAMOLDA & HANCOCK 1996; KAPLAN & KENNEDY 2000). Als Leitfossil für das Untersanton ist zum Beispiel die Muschel *Cladoceras undulatoplicatus* ROEMER, für das Mittelsanton *Cordiceras cordiformis* SOWERBY und für das Obersanton *Sphenoceras pinniformis* WILLET zu nennen (SEITZ 1961, 1965, 1967, 1970; ARNOLD & WOLANSKY 1964). Weitere Zusammenstellungen leitender Makrofaunen finden sich bei JANSEN & DROZDZEWSKI (1986), JANSEN (1991, 1995) und WREDE (2000). Der Emscher-Mergel enthält generell eine reiche Mikrofauna aus Foraminiferen, Ostrakoden und einigen Radiolarien (vgl. GASSE 1987). Die im Untersanton, teilweise schon im Turon auftretenden Leitforaminiferen sind in Tabelle 5 aufgeführt.

Lithologisch gehören die Schichten der Fazies des Emscher-Mergels an, der im Blattgebiet stratigrafisch den Zeitraum vom Mittelconiac bis zum Unter campan umfasst (s. Kap. 3.2.2.3.2 u. 3.2.2.5.1.4).

**Abgrenzung:** Die Gesteine des Santons zeigen gegenüber den unterlagernden Ablagerungen des Coniacs keine nennenswerten lithologischen Unterschiede, sodass eine Abgrenzung der Kartiereinheiten und eine Festlegung der Coniac/Santon-Grenze nur biostratigrafisch nach Mikrofaunen erfolgen kann (SEITZ 1956, 1961; TRÖGER 1989; LAMOLDA & HANCOCK 1996; KAPLAN & KENNEDY 2000).

Im Osten des Blattgebiets umfasst der Emscher-Mergel zeitlich das gesamte Santon. Im Westen des Blattgebiets geht der Emscher-Mergel zum Hangenden hin in die Recklinghausen-Schichten über, die durch das Auftreten von Kalksandsteinbänken gekennzeichnet sind. Allerdings vollzieht sich dieser Übergang, der im Oberen Mittelsanton beginnt, allmählich und ist lithologisch nicht eindeutig fassbar.

**Verbreitung und Mächtigkeit:** Der Emscher-Mergel des Santons steht oberflächennah nicht an und ist nur aus Bohrungen bekannt. Im Blattgebiet kommen die Ablagerungen jedoch flächendeckend im Untergrund vor. Im Osten des Blattgebiets erreicht der Emscher-Mergel im Santon eine Mächtigkeit bis ca. 570 m. Im Westen des Blattgebiets wird er dagegen nur etwa 380 m mächtig, da dort ab dem Oberen Mittelsanton die sandig-mergeligen Recklinghausen-Schichten faziell den Emscher-Mergel ersetzen.

**Paläogeografie und Genese:** Im Untersanton setzte sich die Sedimentation des Emscher-Mergels im Bereich eines tieferen Meerestages ohne lithologische Veränderungen weiter fort. Im Mittelsanton verflachte das Meeresbecken, sodass teilweise küstennahe, sandige Ton- und Schluffmergelsteine abgelagert wurden (Recklinghausen-Schichten). Östlich einer Linie Hamm – Lüdinghausen liegt der Emscher-Mergel als nahezu sandfreier grauer Mergel vor, während er westlich davon durch Sandeinlagerungen gekennzeichnet ist (WOLANSKY in KUKUK 1938). Die monotone tonig-mergelige Fazies im Osten entstand dabei in den tieferen und ruhigeren Teilen des Meeresbeckens, während sich die sandige Fazies im Westen in flacheren Sedimentationsräumen entwickelte (GASSE 1987). Die Faziesseinheiten sind zum Teil engräumig miteinander verzahnt.

#### 3.2.2.4.2 Recklinghausen-Schichten (**krsa3-4R**)

Untersanton, untere Quadraten-Schichten (teilweise) (SCHLÜTER 1876)

Granulatenkreide (teilweise) (WEGNER 1905)

Obersanton, Santon 4 (ARNOLD 1964 c, ARNOLD & WOLANSKY 1964)

Obersanton krsa(4) (STAUDE 1989)

Recklinghausen-Schichten (JANSEN 1995, WREDE 2000)

**Gesteine:** Lithologisch handelt es sich bei den im Blattgebiet ausgebildeten Recklinghausen-Schichten im Liegenden (Mittelsanton) um graue oder grünlich graue, schluffige Tonmergelsteine oder um graue bis grünlich graue, feinsandige, schluffige Tonmergelsteine mit einzelnen hellgrauen Kalkmergelsteinschlieren oder -lagen.

Zum Hangenden (Obersanton) nimmt der Feinsandanteil in den Gesteinen deutlich zu und es treten schwach schluffige, schwach glaukonitische Feinsandmergelsteine und feinsandige Schluffmergelsteine auf. Eingelagert sind stärker verfestigte Kalksandsteinbänke, die in der Abfolge bis zu 85-mal auftreten können (ARNOLD & WOLANSKY 1964).

Das Gefüge ist meist flaserig oder schlierig, mehr oder weniger schichtungslos und durch intensive Bioturbation geprägt. Das Gestein zerbricht im frischen Zustand scherbzig mit muscheligen Bruchflächen. Nach Austrocknung zerfällt es zu feinscherbig-grusigen Bröckchen.

Die Schluff- und Sandkomponenten bestehen aus detritischem Quarz und Fossilfragmenten. Außerdem kommen in den Sedimentgesteinen vereinzelt Kieselschwammnadeln vor. Mineralogisch setzen sich die Mergelsteine aus Quarz, Kalzit sowie den Tonmineralen

Montmorillonit, Illit (Glimmer und Glaukonit) und Kaolinit zusammen (Untersuchung H. GRÜNHAGEN, Geol. Dienst NRW). Der Karbonatgehalt liegt zwischen 10 und 15 %. Akzessorisch treten Spuren von Feldspat, Pyrit und teilweise von Apatit auf. In Horizonten mit Schwammnadeln tritt Tief-Cristobalit (Opal-CT) auf. Nach FÜCHTBAUER (1988) entsteht Tief-Cristobalit durch diagenetische Umwandlung von amorphem Opal (Opal-A), der vermutlich aus Kiesel Schwammnadeln stammt.

In der kartierbegleitenden Bohrung KBB 1067 (vgl. Anhang: Brg. 7) ist unter einer 12 m mächtigen Deckschicht aus quartären und verwitterten kreidezeitlichen Sedimenten ein 40 m mächtiges, petrografisch weitgehend einheitliches Kreide-Profil aus mergeligen Schluff- und Feinsandsteinen bis feinsandigen, teils schluffigen Mergelsteinen erschlossen worden. Die Karbonatgehalte betragen ca. 8 – 26 %. Bis zu einer Tiefe von ca. 31 m weisen die Ablagerungen einen vergleichsweise hohen Feinsandanteil auf, der bis ca. 38 m Tiefe allmählich zurückgeht und ab ca. 47 m Tiefe rasch abnimmt.

**Fossilien und Alterstellung:** Eine Liste von Makrofossilien aus Aufschlüssen im Verbreitungsgebiet der Recklinghausen-Schichten findet sich bei WEGNER (1905).

In der kartierbegleitenden Kernbohrung KBB 1067 (vgl. Anhang: Brg. 7) trat eine mehr oder weniger individuen- und artenreiche Mikrofauna auf (Bestimmung M. Hiss, Geol. Dienst NRW). Neben Foraminiferen kommen Radiolarien, Ostrakoden und Schwammnadeln sowie gelegentlich Seeigelstacheln, Austernreste, Fischzähne und Bryozoen vor.

Von stratigrafischem Leitwert sind die Foraminiferenarten *Saracenaria trilobota* (D'ORBIGNY), *Saracenaria jarvesi* (BROTZEN), *Neoflabellina suturalis suturalis* (CUSHMAN), *Gavelinella thalmanni* (BROTZEN), *Gavelinella pseudoexcolata* (KALININ), *Bolivinooides strigillatus* (CHAPMAN) und *Cibicides excavatus* BROTZEN. Diese Arten können sowohl im Santon, als auch im Untercampan auftreten (vgl. Tab. 5). Mit Ausnahme von *Bolivinooides strigillatus* (CHAPMAN) und *Neoflabellina suturalis suturalis* (CUSHMAN) sind alle anderen Leitarten faziesabhängig (vgl. HOFKER 1957, HILTERMANN & KOCH 1962, KOCH 1977). Mit zunehmendem Sandgehalt verarmt in der Sandmergelsteinfazies die Mikrofauna, sodass dort häufig nur untypische, individuenarme Faunenvergesellschaftungen mit eingeschränktem stratigrafischem Leitwert auftreten.

Die Ammonitenfauna (Bestimmung U. KAPLAN, Gütersloh) zeigt eindeutig Obersanton an. Leitend ist vor allem *Hauericeras (Hauericeras) pseudogardeni* (SCHLÜTER) und *Boehmoceras cf. arculus* (MORTON). Weiterhin kommen die santonen Arten *Scaphites fischeri* RIEDEL sowie *Tetragonites epigonus* (KOSSMAT) vor.

In der Inoceramenfauna (Bestimmungen U. KAPLAN, Gütersloh u. M. HISS, Geol. Dienst NRW) tritt mit *Sphenoceramus ex gr. lingua/patootensiformis* eine Artengruppe auf, die für das höhere Santon und tiefe Untercampan charakteristisch ist.

Die Recklinghausen-Schichten beginnen im Blattgebiet im Oberen Mittelsanton und umfassen den Zeitraum bis zum Obersanton. Die in der geologischen Karte oberflächennah auftretenden Recklinghausen-Schichten sind dem Obersanton zuzuordnen, während die älteren, mittelsantonen Abschnitte der Recklinghausen-Schichten nur im tieferen Untergrund des Blattgebiets vorkommen.

**Abgrenzung:** Die Liegendgrenze zum Emscher-Mergel ist fließend und durch das Auftreten von Kalksandsteinbänken gekennzeichnet, die im Emscher-Mergel nicht vor-

kommen. Die Grenze Santon/Campan (Recklinghausen-Schichten gegen Dülmen-Schichten, s. Kap. 3.2.2.5.1.3) lässt sich lithologisch nicht eindeutig bestimmen. Sie kann nur faunistisch festgelegt werden.

Zur weiteren Abgrenzung des Santons vom Campan können magnetostratigrafische Daten herangezogen werden. Im Rahmen der Geowissenschaftlichen Gemeinschaftsaufgaben wurden an Bohrkernen der Kernbohrung KBB 1067 (vgl. Anhang: Brg. 7) Messungen der Paläomagnetik durchgeführt (Bearbeiter C. ROLF, Nieders. L.-Amt Bodenforsch., Hannover). Die Auswertung ergab für alle untersuchten Kerne eine normale Magnetisierungsrichtung, sodass die untersuchten Schichten in das Santon zu stellen sind. Aus Untersuchungen zum Beispiel an Gesteinen der Bohrung Metelen 1001 ist bekannt, dass an der Grenze Santon/Campan oder im tiefsten Untercampan ein Wechsel zu inverser Magnetisierung (Wechsel von Chron 34 N zu Chron 33 R) vorliegt (HAMBACH & KRUMSIEK 1991, HAMBACH 1992, HAMBACH & HISS & PERYT 1995). Nach Untersuchungen in England liegt dieser Wechsel sogar schon in den dort in das Obersanton datierten Schichtenfolgen (HANCOCK & GALE 1996).

Die faunistische Datierung stimmt mit dem paläomagnetischen Befund überein. Aufgrund der Bohrergebnisse sind zumindest große Teile des Obersantons normal magnetisiert. Es scheint sich damit die von HAMBACH (1992) vertretene Auffassung zu bestätigen, nach der die Magnetfeldumkehr von normaler zu inverser Polarität an der Basis des Untercampan oder im allertiefsten Untercampan erfolgte.

**Verbreitung und Mächtigkeit:** Die nur in der Westhälfte des Blattgebiets vorkommenden sandig-mergeligen Recklinghausen-Schichten streichen im Südwesten des Blattgebiets westlich von Olfen aus. Sie werden dort teilweise von ca. 10 – 15 m mächtigen quartären Deckschichten überlagert und treten morphologisch nicht in Erscheinung. Die Recklinghausen-Schichten werden im Blattgebiet bis ca. 230 m mächtig.

**Paläogeografie und Genese:** Im Unter- und Mittelsanton setzt sich die Fazies des Emscher-Mergels weiter fort. Im Verlauf der Wernigeröder Phase der subherzynen Gebirgsbildungen („Wernigerode tecto-eustatic event“ im Sinne von G. ERNST et al. 1996) führten die tektonischen Bewegungen zu einer starken morphologischen Gliederung des Münsterländer Kreide-Beckens. Während der Osten des Münsterländer Kreide-Beckens stark einsank und dort weiterhin eine reine Tonmergelsteinsedimentation anhielt, bildete sich im Westen eine flache, in sich stark gegliederte Schelfplattform aus, auf der neben tonig-mergeligen auch sandig-mergelige und sandige Sedimente abgelagert wurden (vgl. ANDERSON et al. 1987).

Im Blattgebiet treten ab dem Oberen Mittelsanton zwei unterschiedliche Lithofaziesbereiche auf. Im Westen ist die Fazies der Recklinghausen-Schichten („Recklinghäuser Sandmergel“) ausgebildet. Im Norden und Osten sind die Gesteine schluffig-tonig ausgebildet (Emscher-Mergel-Fazies) und leiten allmählich in die weiter beckenwärts vorkommende Tonmergelsteinfazies über (ARNOLD 1964 a). Diese Fazies ist zum Beispiel auch in den Bohrungen Metelen 1001 (TK 25: 3809 Metelen, HISS 2001 b) und Münsterland 1 (TK 25: 3910 Altenberge, STAUDE 1989; vgl. KELCH 1963, ARNOLD 1963, RICHWIEN et al. 1963) ausgebildet.

Die Mikro- und Makrofaunen sprechen insgesamt für Ablagerungen in einem flachen, gut durchlüfteten und durchlichteten Schelfmeer. Typisch für diesen Faziesbereich ist

unter anderem die Foraminiferenart *Cibicides excavatus* BROTZEN, die an Algen (Tang) angeheftet lebt.

Aufschlüsse existieren im Blattgebiet nicht. Die Schichtenfolge der Recklinghausen-Schichten wurde insbesondere durch die kartierbegleitende Kernbohrung KBB 1067 westlich von Olfen (vgl. Anhang: Brg. 7) aufgeschlossen.

### 3.2.2.5 Campan (krca)

Das Münsterländer Kreide-Becken ist auch im Campan ein Randbecken des Nordseebeckens (KAEVER & LOMMERZHEIM 1991) und wird im Süden vom terrestrischen Teil der Rheinischen Masse begrenzt. Im Osten und Westen wird der Ablagerungsraum von submarinen Schwellen umgeben und lässt sich in eine westliche sandig-kalkhaltige Fazies und in eine östliche, nahezu sandfreie Tonmergelsteinfazies gliedern (KENNEDY & KAPLAN 1995).

Im Blattgebiet kommen Ablagerungen des Unteren und Oberen Unterampans als jüngste überlieferte Kreide-Gesteine vor. Sie nehmen fast den gesamten oberflächennahen Untergrund des Blattgebiets ein und treten vielfach direkt an der Geländeoberfläche zu Tage. Örtlich werden sie jedoch durch bis zu 45 m mächtige quartäre Schichten bedeckt. Die Schichtenfolge des Campans erreicht eine Gesamtmächtigkeit von bis zu 215 m.

#### 3.2.2.5.1 Unteres Unterampan (krca1)

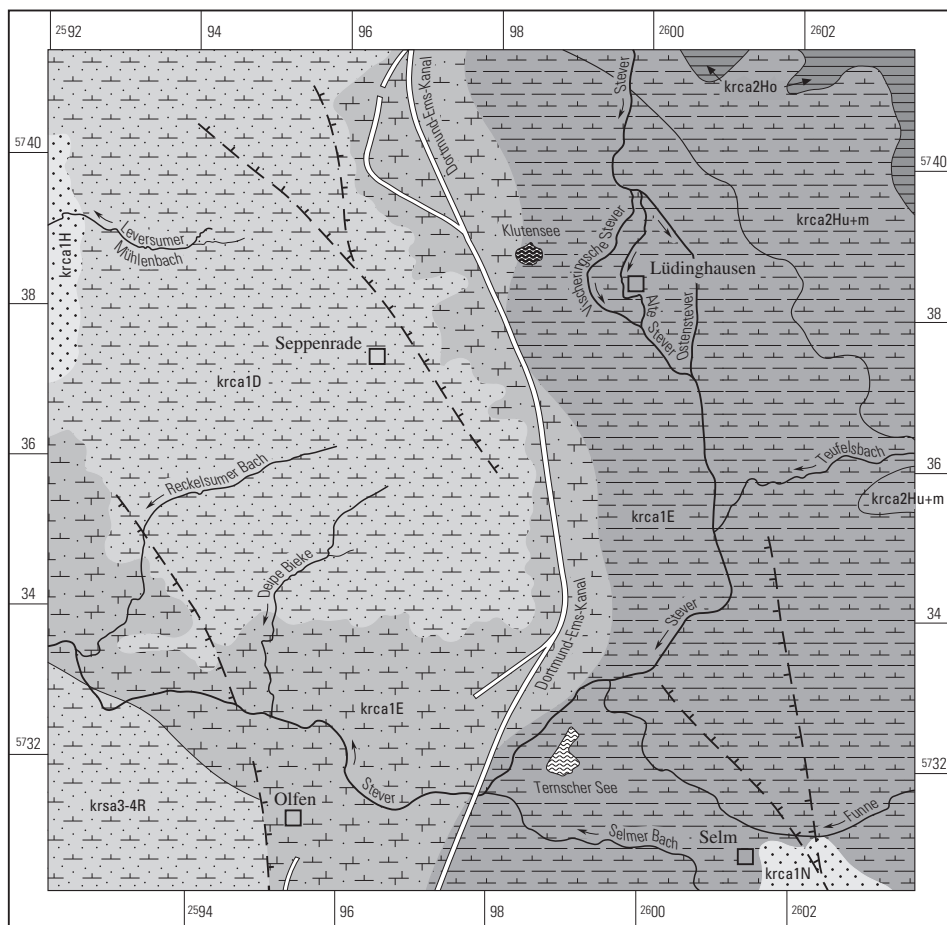
Dülmener Sandkalk, Obere Quadratenkreide und unterer Teil der Unteren Mukronatenkreide (SCHLÜTER 1876)

Quadratensenon (STOLLY 1906)

Unteres Unterampan (HISS 2001 a, 2001 b)

Im Unterampan lag das Blattgebiet weiterhin im Grenzbereich zwischen dem flachen Schelfgebiet im Westen und der Beckenregion im Osten. So sind im östlichen Münsterland weiterhin hauptsächlich tonige Schluffmergelsteine vorhanden, während im westlichen Münsterland sehr unterschiedliche Sedimente verschiedener Faziestypen von unterschiedlicher lateraler Erstreckung zur Ablagerung kamen. Die Sande und Sandmergel im Nordwesten des Blattgebiets sind den Haltern-Schichten zuzuordnen und entsprechen der „Halterner Sandfazies“. Ähnliche Sande liegen im Südosten im Raum Selm als „Sande von Netteberge“ vor. An das Verbreitungsgebiet der Haltern-Schichten schließen sich östlich Sandmergel und Sandmergelsteine an, die als Dülmener-Schichten („Dülmener Sandkalke“) zu bezeichnen sind. Die Osthälfte des Blattgebiets wird aus Schluffsteinen, Tonmergel- und Schluffmergelsteinen aufgebaut, die in der Fazies des Emscher-Mergels (sandiger und schluffiger Emscher-Mergel) vorliegen und die bislang keine eigene Schichtenbezeichnung im Blattgebiet führten. Für sie wird die Schichtenbezeichnung „Emscher-Mergel“ als lithostratigraphische Einheit übernommen. In dieser Tonmergelsteinfazies liegen als isolierte Sandvorkommen die „Sande von Netteberge“. Die Ablagerungen des Unteren Unterampans erreicht eine maximale Mächtigkeit von bis zu 140 m.

Abbildung 4 zeigt die Gebiete mit den verschiedenen Lithofaziesbereichen an der Kreide-Oberfläche. Die Darstellung basiert auf visuellen Bohrprobenansprachen sowie auf mikrofauistischen (K. RESCHER), petrografischen (H. SPARKUHL und H. MÖNKS; Korn-



0 4 km

**Sandfazies:** Fein- und Mittelsand, z. T. kalkhaltig und Sandmergel, z. T. grobsandig, z. T. kiesig, gelb selten hellgelb bis weiß (Quarzsand), in Wechsellagerung mit Feinsand, mergelig, schluffig, mit Einlagerungen aus Sandmergelstein, graubraun, z. T. rostbraun bis braun durch Eisenauffällung, mit Kalksandsteininseln und -bänken, braungelb (Haltern-Schichten krca1H)

Fein- und Mittelsand, Quarzsand, z. T. kalkhaltig, gelb, selten hellgelb bis weiß, z. T. rostbraun durch Eisenauffällung, mit Kalksandsteininseln und -bänken, braungelb (Sande von Netteberge krca1N)

**Sandmergel- und Sandmergelsteinfazies:** Sandmergel und Sandmergelstein oder Mergelsand und Mergelsandstein, schwach schluffig, schwach glaukonitisch, grau bis grüngrau, mit einzelnen Kalksandsteinbänken, hellgrau bis grau (Dülmen-Schichten krca1D) Feinsandmergelstein, schwach schluffig, schwach glaukonitisch, grau oder grünlich grau und Schluffmergelstein, feinsandig mit Einlagerungen von Kalksandsteinbänken, hellgrau (Recklinghausen-Schichten krca3-4R)

**Mischfazies aus Ton-, Schluff- und Sandmergelstein:** Feinsandmergelstein, schluffig, mittelgrau, z. T. mit wenigen Kalksandsteinbänken und Ton- und Schluffmergelstein, stark feinsandig, mittelgrau (sandiger Emscher-Mergel krca1E)

**Ton- und Schluffmergelsteinfazies, feinsandig:** Schluffstein, tonig, z. T. schwach feinsandig, kalkhaltig, grau bis dunkelgrau und Schluffmergelstein, tonig, schwach feinsandig, grau bis dunkelgrau (schluffiger Emscher-Mergel krca1E)

Tonmergelstein, schwach schluffig bis schluffig, z. T. feinsandig, grau und Schluffmergelstein, z. T. feinsandig, grau, vereinzelt Kalkmergelsteinbänke, geringmächtig, hellgrau (Untere und Mittlere Holtwick-Schichten krca2Hu+m)

**Ton- und Schluffmergelsteinfazies:** Tonmergelstein, schwach schluffig bis schluffig, grau und Schluffmergelstein, grau (Obere Holtwick-Schichten krca2Ho)

Schichtgrenze Verwerfung Kurzbezeichnungen der Schichten-einheiten s. geologische Karte

Abb. 4 Lithofaziesbereiche des Santons und Campans, dargestellt an der Kreide-Oberfläche

größenanalysen) und mineralogischen Untersuchungen (H. GRÜNHAGEN; alle Geol. Dienst NRW). Die Faziesabgrenzungen geben nur ein generelles Bild über die Verbreitung der Lithofaziesseinheiten, da fließende laterale und vertikale Faziesübergänge ausgebildet sind. Nach Osten und Nordosten hin, im Bereich der Schluff- und Tonmergelsteinfazies, wird die Gesteinsausbildung einheitlicher und leitet allmählich in die weiter beckenwärts vorkommende, reine Ton- und Schluffmergelsteinfazies über (ARNOLD 1964 d).

Weitere moderne Beschreibungen über die Campan-Schichtenfolge und die stratigrafisch-faziellen Zusammenhänge finden sich in den Arbeiten von FRIEG (1977), HINDEL (1991), HISS (1991, 1995, 1997, 2001 a, 2001 b), HISS & LOMMERZHEIM (1991), KAEVER & LOMMERZHEIM (1991, 1995), KAPLAN & KENNEDY & ERNST (1996), A. MÜLLER (1991), RESCHER (1991), SCHWARZKOPF (1991), KENNEDY & KAPLAN (1995), LOMMERZHEIM (1995), RIEGRAF (1995, 1998), HANCOCK & GALE (1996) und HAUSCHKE & HISS & WIPPICH (1999).

#### 3.2.2.5.1.1 Haltern-Schichten (**krca1H**)

Halterner Sande (HOSIUS 1860, ROEMER 1854)

Halterner Sandfazies, Haltern-Schichten (ARNOLD 1964 c + d)

**Gesteine:** Die Haltern-Schichten bestehen aus zumeist unverfestigten, braungelben Fein- und Mittelsanden, die zum Teil auch Grobsande bis Kiese enthalten. Die überwiegend gut gerundeten Sande sind eisenschüssig und oft rostbraun bis braun verfärbt. Teilweise sind die Sande aber auch hellgelb bis fast weiß und liegen dann als reine Quarzsande vor, die im Blattgebiet jedoch nur untergeordnet verbreitet sind. Überwiegend sind die Haltern-Schichten als locker gelagerte Sande bis leicht verkittete, kalkhaltige Sandmergel oder als Sandmergelsteine ausgebildet, wobei die Sandfraktion dabei zu 90 – 95 Gew.-% aus Fein- und Mittelsand besteht (vgl. Anhang: Brg. 2 u. KBB 3192: R 92 210, H 39 580). Die Fein- und Mittelsande wechsellagern im Millimeter- bis Zentimeterbereich mit gelben, schluffig-mergeligen Feinsanden. In der Sandfolge kommen zum Teil lagenweise angeordnete, knollig verkittete, braungelbe Kalksandsteinlinsen und -bänke vor, in denen sich die Schichtung der unverfestigten Sande teilweise fortsetzt. Die Abbildung 5 zeigt eine solch knollige Kalksandsteinlinse von beträchtlicher Größe. Die Aufnahme entstand in einem ehemaligen Aufschluss wenig außerhalb des nordwestlichen Blatttrands (TK 25: 4209 Haltern).

Die petrografischen Untersuchungen (Bearbeiter H. GRÜNHAGEN, Geol. Dienst NRW) ergaben Karbonatgehalte von 4 – 14,5 %. Weitere Bestandteile sind Quarz, Spuren von Feldspat und Pyrit. Als Tonminerale kommen Montmorillonit, Illit und in Spuren Kaolinit vor.

Schwermineralanalysen (Bearbeitung U. WEFELS, Geol. Dienst NRW) ergaben eine Dominanz stabiler Schwerminerale wie Zirkon (65 – 70 %) und Turmalin (20 – 25 %) in den Haltern-Schichten. Rutil (ca. 3 %), Staurolith (ca. 3 %), Epidot (2 – 3 %), Granat (1 – 2 %) und Disthen (1 %) kommen dagegen nur untergeordnet vor und umfassen insgesamt nur etwa 10 % der Schwerminerale (vgl. Anhang: Brg. 2 u. Absatz „Abgrenzung“, alle Angaben in Korn-%).

**Fossilien und Altersstellung:** Erste Fossiluntersuchungen wurden von SCHLÜTER (1876), WEGNER (1905) und KÖPLITZ (1920) durchgeführt. Weitere Faunenlisten und Zusammenstellungen lieferten BEYENBURG (1937), BÖHM (1918, 1922), RIEDEL (1931)



und ARNOLD (1964 c). Danach besteht die Makrofauna überwiegend aus Muscheln, Schnecken, Ammoniten, Kri-  
noiden und Bryozoen (GASSE & HILPERT 1985). Im Blatt-  
gebiet kommen Fossilien selten vor. Meist handelt es sich  
um unbestimmbare Schalen-  
reste von *Inoceramen*, *Pecten*  
sp., *Ostrea* sp. und *Exogyra*  
sp. oder um Wurmröhren.

An Mikrofossilien wurde eine  
Mischfauna an santonen und  
überwiegend untercampanen  
Foraminiferen bestimmt (Be-  
stimmung K. RESCHER, Geol.  
Dienst NRW), die sich aus  
*Globotruncana paraventricosa*  
(HOFKER), *Globotruncana lap-  
parenti* BROTZEN, *Bolivinoidea*  
*strigillatus* (CHAPMAN), *Neofla-  
bellina rugosa* (D'ORBIGNY),  
*Gavelinella clementiana* (D'OR-  
BIGNY), *Stensioeina granulata*  
*perfecta* KOCH und *Stensioeina*  
*granulata incondita* KOCH zu-  
sammensetzt. Das Unter-  
campan wird durch das Einsetzen  
von *Neoflabellina rugosa*  
(D'ORBIGNY) und *Gavelinella*  
*clementiana* (D'ORBIGNY) be-  
legt, während die anderen Fo-  
raminiferen sowohl im Santon  
als auch im Campan verbreitet  
sind (s. Tab. 5).



Abb. 5 Knolliger Kalksandstein in den Haltern-Schichten  
(TK 25: 4209 Haltern, R 91 110, H 37 805)

Stratigrafisch reichen die Haltern-Schichten im Münsterland vom Oberen Mittelsanton  
(krca3) bis zum Unteren Unter-  
campan (krca1). Die im Blattgebiet vorkommenden Ablage-  
rungen setzen nach mikropaläontologischen Befunden erst im Unteren Unter-  
campan ein.

Abgrenzung: Die in Bohrungen erfassten Liegend- und Hangendgrenzen sind litho-  
logisch nicht markant, sondern durch eine allmähliche Ab- bzw. Zunahme von schluffigen  
Sandmergeln und Sandmergelsteinen hin zu fast reinen Sanden und Sandmergeln der  
Halter-Schichten gekennzeichnet. Im Nordwesten des Blattgebiets werden sie von san-  
digem Emscher-Mergel des Unteren Unter-  
campan (krca1E, s. Kap. 3.2.2.5.1.4) unter-  
lagert. Im Verzahnungsbereich zu den östlich anschließenden Dülmen-Schichten werden

die Haltern-Schichten stellenweise von den Sandmergeln und Sandmergelsteinen der Dülmen-Schichten unter- und auch überlagert. Die jeweilige Liegend- oder Hangendgrenze zu den lithologisch sehr ähnlich ausgebildeten Dülmen-Schichten ist lediglich durch eine allmähliche Zunahme von schluffigen Sandmergeln und Sandmergelsteinen sowie stellenweise durch das Auftreten von einzelnen Kalksandsteinbänken in den Dülmen-Schichten gekennzeichnet.

In den Haltern-Schichten ist darüber hinaus auch die mikropaläontologische Abgrenzung mit Unsicherheiten behaftet, da typische Leitarten zum Teil nicht auftreten oder nur schlecht erhalten sind.

Von den quartären Sanden lassen sich die Haltern-Schichten durch das Fehlen nordischer Komponenten abgrenzen. Ein weiteres wichtiges Kriterium liefert die Schwermineralanalyse, da die kreidezeitlichen Sande durch eine Vormacht an stabilen Schwermineralen gekennzeichnet sind (s. Abschnitt „Gesteine“).

**Verbreitung und Mächtigkeit:** Die Haltern-Schichten stellen einen über 300 m mächtigen Sedimentkörper dar, der auf einer Fläche von ca. 900 km<sup>2</sup> zwischen Dorsten, Haltern, Coesfeld und Borken verbreitet ist (Hiss in Geologie im Münsterland 1995: 59) und dessen östlichste Ausläufer bis in das Blattgebiet Lüdinghausen reichen. Die Haltern-Schichten sind nur am Westrand des Blattgebiets westlich des Seppenrader Höhenzugs verbreitet und verzahnen sich auf kurze Entfernung mit den östlich anschließenden, zeitgleichen Dülmen-Schichten. Im Bereich des Seppenrader Höhenzugs sind sie im Liegenden der Dülmen-Schichten bereits nicht mehr ausgebildet. Im Blattgebiet erreichen die Haltern-Schichten eine Mächtigkeit von ca. 25 – 30 m.

**Paläogeografie und Genese:** Mit den faziellen Unterschieden in den Haltern-Schichten haben sich WEGNER (1905, 1910), BÄRTLING (1909, 1913 a, 1921, 1925) und BREDDIN (in KUKUK 1938) beschäftigt. Eine paläogeografische Analyse der Faziesverhältnisse erfolgte erstmals durch WOLANSKY (in KUKUK 1938).

Die Frage der Herkunft der großen Sandmassen ist bislang nicht abschließend geklärt. Die beträchtliche Mächtigkeit des Sandkörpers von bis zu 300 m im Westmünsterland könnte auf einen langen Sedimentationszeitraum hinweisen. Es ist jedoch davon auszugehen, dass die Sande in sehr kurzen Zeiträumen zur Ablagerung kamen (ARNOLD 1964 c). Die Vermutung, dass es sich um Dünenande (HESEMANN 1950 a) handeln könnte, kann heute weitgehend ausgeschlossen werden. Die artenreiche, teilweise in Lebensstellung eingebettete Fauna sowie charakteristische Sedimentstrukturen weisen darauf hin, dass es sich bei den Haltern-Schichten um großräumige, ufernahe Sandfächer handelt, die der südwestmünsterländischen Küste vorgelagert waren (ARNOLD 1964 c, KALTERHERBERG 1964, Hiss in Geologie im Münsterland 1995).

**Aufschlüsse:** Die Haltern-Schichten stehen am Westrand des Blattgebiets (R 92 050, H 38 050) im Liegenden der dort an der Geländeoberfläche verbreiteten Dünen und Flugsande an. Einen umfassenden Einblick in die Schichtenfolge gibt die kartierbegleitende Bohrung KBB 1055 (vgl. Anhang: Brg. 2).

### 3.2.2.5.1.2 Sande von Netteberge (krca1N)

Sande von Netteberge (BÄRTLING 1909, 1925; BODE & UDLUFT 1939; BEYENBURG 1941)

Im Raum Selm kommen die nördlichen Ausläufer der so genannten „Sande von Netteberge“ vor, deren Typlokalität in den Nettebergen auf Blatt 4310 Datteln (vormals: Waltrop) liegt (BODE & UDLUFT 1939).

**Gesteine:** Die Sande von Netteberge bestehen aus fein- und mittelkörnigen, fast reinen Quarzsanden. Sie sind intensiv gelb, selten hellgelb bis weiß und durch rostbraune Krusten und Streifen aus Brauneisen verfärbt. Teilweise sind in den überwiegend unverfestigten und locker gelagerten Sanden kieselig oder karbonatisch verfestigte Sandlagen zu beobachten. Sie sind als knollige Kalksandsteinlinsen oder -bänke ausgebildet und in den Sanden durchaus lagenweise, jedoch lateral auskeilend und nicht als durchgehende Horizonte angeordnet. Die Sande sind im Millimeter- bis Zentimeterbereich horizontal, untergeordnet auch schräg geschichtet. Die jeweilige Schichtung setzt sich von den lockeren, kalkfreien Sanden in die verfestigten Kalksandsteine fort. Die Kalksandsteine sind überwiegend an der Basis und am Top der Sandfolge verbreitet. Sie sind grau gefärbt und verwittern meist braungelb. In den Kalksandsteinkörpern sind oftmals noch lockere Sandmassen vorhanden, die nach Herauswitterung dem Gestein eine löchrig-unregelmäßige Struktur geben. Während die Sandsteine kalkhaltig sind, weisen die unverfestigten Sande keinen Karbonatgehalt auf.

**Fossilien und Altersstellung:** Die Sande sind fossilarm bis fossil leer. Die Kalksandsteine enthalten dagegen Makrofossilien wie Inoceramen, darunter *Sphenoceras patootensis* (nach BEYENBURG 1941, heute *Sphenoceras patootensisformis* nach SEITZ 1965), Austern, Pecten und andere Muscheln sowie Schnecken, aber auch Ammoniten, darunter *Scaphites (Scaphites) binodosus* (RÖMER) und Belemniten, die als *Gonioteuthis cf. quadrata* bestimmt wurden (BEYENBURG 1941). Die Fundpunkte liegen im Blattgebiet 4310 Datteln. Weitere Angaben zu Fossilfunden finden sich bei FRANKE (1910).

In den liegenden und hangenden Schluffmergelsteinen bestimmte K. RESCHER (Geol. Dienst NRW) bei der Mikrofauna *Stensioeina granulata incondita* KOCH, *Stensioeina exsculpta gracilis* BROTZEN, *Neoflabellina rugosa* (D'ORBIGNY), *Bolivinoidea strigillatus* (CHAPMAN), *Neoflabellina suturalis suturalis* (CUSHMAN), *Gavelinella clementiana* (D'ORBIGNY), *Globotruncana lapparenti* BROTZEN und *Globotruncana paraventricosa* HOFKER (vgl. Tab. 5).

Nach den mikropaläontologischen Untersuchungen und den Makrofossilbestimmungen von BEYENBURG (1941) sind die Sande von Netteberge und die sie unter- und überlagernden Schluffmergelsteine in das Untere Unterocampe einzuordnen.

**Abgrenzung:** Die Sande werden jeweils im Liegenden und im Hangenden von Schluffmergelsteinen (Emscher-Mergel) begrenzt. Die Liegend- und Hangendgrenze ist deutlich und vollzieht sich scharf und ohne Übergangshorizont. Allerdings greifen Sande und Mergel an den Schichtgrenzen taschenförmig ineinander (BODE & UDLUFT 1939). Die Sande werden jeweils von grauen bis hellgrauen, meist sandfreien Ton- und Schluffmergelsteinen überlagert, sodass der Faziesbereich der Sande von Netteberge lithologisch gut abzugrenzen ist. Von den quartären Sanden lassen sich die Sande von Netteberge durch das Fehlen nordischer Komponenten abgrenzen.

**Verbreitung und Mächtigkeit:** Die Sande von Netteberge sind östlich von Selm verbreitet. Im Westen ist das Vorkommen durch Niederterrassen-Ablagerungen abgeschnitten und erreicht dort auch seine maximale Mächtigkeit. Nach Osten und nach Norden in Richtung Funnetal werden die Sande immer gering mächtiger, keilen rasch aus und sind im östlich angrenzenden Blattgebiet 4211 Ascheberg bereits nicht mehr vorhanden. Die Mächtigkeit der Sande liegt im Blattgebiet zwischen 10 und 12 m.

**Paläogeografie und Genese:** Die Sande von Netteberge ähneln weitgehend der Fazies der „Halterner Sande“ (Haltern-Schichten, s. Kap. 3.2.2.5.1.1). Sie stehen aber mit diesen nicht in direktem räumlichen Zusammenhang, da zwischen beiden Vorkommen größere Gebiete mit faziell anders entwickelten untercampanen Ablagerungen eingeschaltet sind (WEGNER 1910). Dennoch sind die beiden Sandfaziestypen zeitlich und genetisch gleichzustellen (BÄRTLING 1909).

Die Bildung der Brauneisenkrusten und der quarzitisch-kalkhaltigen Sandsteineinlagerungen der Schichtenfolge ist auf feuchtwarmes Klima im Tertiär (Paläogen und Neogen) zurückzuführen (BODE & UDLUFT 1939). Eisen und Kieselsäure gingen in Lösung und wurden an anderer Stelle wieder ausgefällt. Zur Verfestigung des gesamten Sandkörpers reichten die Lösungen jedoch nicht aus und es entstanden nur einzelne verfestigte Bereiche oder Horizonte.

**Aufschlüsse:** Die Sande liegen im Blattgebiet unter einer 1 – 3 m mächtigen Grundmoräne und sind durch mehrere kleine, heute nicht mehr in Betrieb befindliche Abgrabungen (R 02 250, H 30 900; R 02 450, H 30 900) bekannt. Alle Gruben sind heute verfüllt und im Gelände morphologisch kaum noch zu erkennen.

### 3.2.2.5.1.3 Dülmen-Schichten (**krca1D**)

Dülmener Sandkalk (SCHLÜTER 1872; BÄRTLING 1909, 1925; ARNOLD 1964 a)  
Kalkig sandige Gesteine von Dülmen mit *Scaphites binodosus* (SCHLÜTER 1876)  
Dülmener Schichten (ARNOLD 1964 d, STAUDE 1989)

Als Dülmen-Schichten oder „Dülmener Schichten“ werden sandig-kalkhaltige Ablagerungen („Dülmener Sandkalk“) des Unteren Untercampan im Raum Seppenrade – Dülmen – Coesfeld bezeichnet (vgl. SCHLÜTER 1876, KÖPLITZ 1920, ARNOLD in ARNOLD & BODE & WORTMANN 1960, KENNEDY & KAPLAN 1995, HISS 1997, HAUSCHKE & HISS & WIPPICH 1999).

**Gesteine:** Die Dülmen-Schichten sind im Blattgebiet als eine Abfolge von grauen bis grüngrauen, schwach schluffigen, schwach glaukonitischen, verfestigten Sandmergeln und Sandmergelsteinen oder Mergelsanden und -sandsteinen mit einzelnen festeren, 20 bis 40 cm mächtigen, hellgrauen bis grauen Kalksandsteinbänken ausgebildet.

An der Basis der Dülmen-Schichten befinden sich meist feste, massige Kalksandsteinbänke. Darüber folgen mergelige Sande und Sandmergelsteine. Die in die Schichtenfolge eingelagerten Kalksandsteinbänke sind oft sehr unregelmäßig und teilweise knollig-wulstig begrenzt. Sie sind lagenweise in verschiedenen Niveaus angeordnet, bilden aber keine durchgehenden Horizonte. Die Schichten sind teilweise unregelmäßig und undeutlich feingeschichtet sowie bioturbat.

Die Kalkpartikel bestehen überwiegend aus Fossildetritus von Echinodermen und Inoceramen. Häufig sind Kieselchwammnadeln im Sediment enthalten. Die petrographischen Untersuchungen des Gesteins ergaben Karbonatgehalte von 15 – 20 %. Weitere Bestandteile sind Quarz und Spuren von Feldspat sowie Kaolinit, Montmorillonit, Illit und sehr untergeordnet Chlorit (Untersuchung H. GRÜNHAGEN, Geol. Dienst NRW).

**Fossilien und Altersstellung:** Die Makrofauna in den Dülmen-Schichten besteht aus Schnecken, Muscheln, Schwämmen, Ammoniten, Belemniten und Brachiopoden (ROEMER 1840 – 1841; SCHLÜTER 1872; SEITZ 1965, 1967; ARNOLD in ARNOLD & BODE & WORTMANN 1960) sowie Krebsen und Seeigeln (Hiss in Geologie im Münsterland 1995). Eine Übersicht über die leitenden Ammoniten und Inoceramen des westfälischen Unteren Unterampans geben KENNEDY & KAPLAN (1995). Dabei besitzen die Ammoniten überregionale biostratigraphische Bedeutung. Zu den wichtigsten Leitarten des Unteren Unterampans zählen die Ammoniten *Scaphites binodosus* (ROEMER) und *Placenticerias bidorsatum* (ROEMER), die Belemniten *Goniot euthis granulataquadrata* (BLAINVILLE) und *Goniot euthis quadrata* (BLAINVILLE) sowie Muscheln der Gruppe um *Sphenoceras* ex gr. *lingua/patootensisformis*.

Die Dülmen-Schichten gelangten in den Jahren 1887 und 1895 durch die Funde der bislang weltweit größten Ammoniten, *Parapuzosia* (*Parapuzosia*) *seppenradensis* (LANDOIS), im Raum Seppenrade, zu internationaler Bedeutung (Abb. 6). Das größte Ammonitengehäuse hat einen Durchmesser von ca. 1,77 m. Der rekonstruierte Durchmesser des Ammoniten beträgt ca. 2,55 m (LANDOIS 1887, 1888, 1892, 1895 a, 1895 b; WESTHOFF (gen. LONGINUS) 1896 a).

An Makrofossilien wurden im Bereich der Ortschaft Seppenrade zudem einige Inoceramenbruchstücke, Schnecken, Schwammreste und Muscheln unter anderem *Modiola* cf.

*typica* FORBES (Baugebiet Seppenrade: R 95 900, H 36 700; Bestimmung M. Hiss, Geol. Dienst NRW) gefunden.

Eine umfassende Bearbeitung der Fauna der Dülmen-Schichten führte KÖPLITZ (1920) durch. Er beschrieb die Faunen von Fundpunkten aus dem Raum Olfen und Seppenrade. Eine weitere Zusammenfassung findet



Abb. 6

*Parapuzosia* (*Parapuzosia*) *seppenradensis* (LANDOIS), Fundort: ehemaliger Steinbruch „Kortmann“, nordwestlich von Seppenrade

(R 95 360, H 38 270, s. Geologie im Münsterland 1995: Abb. 18)

sich bei ARNOLD (in ARNOLD & BODE & WORTMANN 1960). Ehemalige Aufschlüsse in den Dülmen-Schichten mit entsprechenden Faunenlisten stellten KENNEDY & KAPLAN (1995) zusammen.

In der Mikrofauna treten im Blattgebiet *Neoflabellina suturalis suturalis* (CHUSMAN), *Neoflabellina rugosa* (D'ORBIGNY), *Gavelinella clementiana* (D'ORBIGNY), *Globotruncana paraventricosa* (HOFKER), *Globotruncana lapparenti* BROTZEN, *Bolivinoidea strigillatus* (CHAPMAN), *Stensioeina exsculpta gracilis* BROTZEN und *Stensioeina granulata incondita* KOCH auf. Die meisten der aufgeführten Foraminiferenarten haben eine über das Untere Untercampan hinausreichende stratigrafische Verbreitung. Sie sind auch schon im Oberanton oder früher, zum Teil aber auch in jüngeren Schichten nachgewiesen (s. Tab. 5).

Die präzise Korrelation der Dülmen-Schichten mit der Standardgliederung des norddeutschen Campans ist nicht eindeutig geklärt, da man auf ältere Fossilfunde zurückgreifen muss. Die Dülmen-Schichten werden üblicherweise mit der Zone des *Scaphites binodosus* von SCHLÜTER (1876) und diese mit den aufeinander folgenden Zonen von SCHULZ et al. (1984) (Zone 1) *granulataquadrata*, (Zone 2) *lingula/quadrata* und (Zone 3) *pilula* korreliert (vgl. ARNOLD 1964 a, 1964 e; KOCH 1977; SCHÖNFELD 1990; HANCOCK 1991; HISS 1991; KENNEDY & KAPLAN 1995; HAUSCHKE & HISS & WIPPICH 1999). Nach den vor kommenden Inoceramen sind die Dülmen-Schichten der oberen Inoceramen-Zone 29 von TRÖGER (1989) zuzuordnen, die bis zur *pilula*-Zone der Gliederung von SCHULZ et al. (1984) reicht. Im Raum Dülmen bilden die Dülmen-Schichten die Basis des Unteren Untercampans und umfassen diesen Zeitabschnitt dort mehr oder weniger vollständig (vgl. KENNEDY & KAPLAN 1995: 8). Im Blattgebiet umfassen die Dülmen-Schichten jedoch nur den oberen Abschnitt des Unteren Untercampans, da sie von sandigem Emscher-Mergel des Unteren Untercampans (krca1E, s. Kap. 3.2.2.5.1.4) unterlagert werden.

**Abgrenzung:** In der typischen Ausbildung als Sandmergel und Sandmergelsteine mit Sand- und Kalksandsteinbänken treten die Dülmen-Schichten nur zwischen Seppenrade, Dülmen und Coesfeld auf. Die Dülmen-Schichten sind im Blattgebiet durch Geländekanten, hervorgerufen durch härtere Kalksandsteinbänke, morphologisch gut abgrenzbar.

Im Bereich des Seppenrader Höhenzugs werden die Dülmen-Schichten von mittelgrauen, schluffigen Feinsandmergelsteinen mit wenigen Kalksandsteinbänken unterlagert, die zeitlich in das Untere Untercampan zu stellen sind und zum Liegenden in die santonen Sandmergelsteine der Recklinghausen-Schichten übergehen. Diese Mischfazies ist auch südlich des Seppenrader Höhenzugs im Raum Olfen verbreitet (s. Abb. 4: Mischfazies, sandiger Emscher-Mergel).

Nach Osten hin tritt ein rascher Fazieswechsel auf. Dabei werden die sandigen Lagen immer gering mächtiger und keilen schließlich aus. Nach Westen hin verzahnen sich die Dülmen-Schichten auf kurze Entfernung mit den Haltern-Schichten und werden durch diese ersetzt.

Weitere Abgrenzungen lassen sich anhand von mikropaläontologischen Untersuchungen vornehmen. Da jedoch in der sandigen Fazies einige Leitformen nur schlecht oder gar nicht erhalten sind, lässt sich die Santon/Campan-Grenze oft nur näherungsweise ermitteln.

**Verbreitung und Mächtigkeit:** Die Dülmen-Schichten beginnen im Blattgebiet bei ca. +65 bis +70 m NN mit einer deutlichen Geländekante und bauen den gesamten

Seppenrader Höhenzug auf. Die Fazies lässt sich nach Norden über Dülmen bis nach Ahaus verfolgen (Hiss 1997). Im Blattgebiet beträgt die Mächtigkeit der Dülmen-Schichten bis zu 50 m.

**Paläogeografie und Genese:** Paläogeografisch entsprechen die Dülmen-Schichten den Ablagerungen eines flachen Schelfs. Die Dülmen-Schichten stellen ein küstenferneres Faziesäquivalent der zeitgleichen Haltern-Schichten und der „Sande von Netteberge“ dar (WEGNER 1905, 1910). Sie dokumentieren einen Bereich mit Mangelsedimentation, Hartgrundbildungen und intensiver biogener Besiedlung in einem hoch energetischen Milieu und sind paläogeografisch als eine den Sandfächern der Haltern-Schichten beckenwärts vorgelagerte Barre einzustufen.

**Aufschlüsse:** Dauerhafte Aufschlüsse bestehen nicht mehr. Temporäre Aufschlüsse durch Baugruben waren im Bereich der Ortschaft Seppenrade gegeben. Allerdings boten die Aufschlüsse keinen umfassenden Einblick in die Schichtenfolge. In den Baugruben waren ca. 2 – 2,5 m mächtige, pleistozäne Schmelzwassersande mit gering mächtiger Flugsandauflage über mergeligen, bioturbaten, Fossil führenden Kalksandsteinen und Mergelsanden aufgeschlossen. Der ehemalige Steinbruch Kortmann (R 95 360, H 38 270), in dem der Großammonit gefunden wurde, ist seit langem verfüllt und die Lokalität heute im Gelände nur noch durch ein unregelmäßiges Bodenrelief zu erkennen. Dies gilt auch für die bei KÖPLITZ (1920) beschriebenen Aufschlüsse.

#### 3.2.2.5.1.4 Emscher-Mergel (**krca1E**)

Graue Mergel (Untersenon) (BÄRTLING 1909, 1921)

Teile der Mergelsteinfazies ohne speziellen Schichtnamen (WEGNER 1926)

**Gesteine:** Bei den Ablagerungen handelt es sich um graue bis dunkelgraue, tonige, zum Teil schwach feinsandige, kalkhaltige Schluffsteine und um tonige, schwach feinsandige Schluffmergel und Schluffmergelsteine von geringer Festigkeit (s. Abb. 4, schluffiger Emscher-Mergel). Die Sedimente sind sehr homogen und monoton ausgebildet. Teilweise ist das Gestein feinschichtig oder flaserschichtig und weist ein bioturbates Gefüge auf. Das Gestein zerfällt unregelmäßig stückig oder scherbzig. Es ist verwitterungsunbeständig und die Gesteinsoberfläche weicht unter dem Einfluss von Niederschlagswasser breiig auf. Der Karbonatgehalt liegt meist zwischen 25 und 30 %. Neben Quarz, akzessorisch auftretendem Feldspat und Spuren von Pyrit kommen die Tonminerale Montmorillonit, Illit und Kaolinit vor (Untersuchung H. GRÜNHAGEN, Geol. Dienst NRW).

Im Westen des Blattgebiets kommen graue, schluffige Feinsandmergelsteine mit wenigen Kalksandstein-Bänken und stark feinsandigen Ton- und Schluffmergelsteinen vor (s. Abb. 4: Mischfazies: sandiger Emscher-Mergel).

**Fossilien und Altersstellung:** Die Makrofauna besteht überwiegend aus Muscheln (Inoceramen, Pecten, Austern), Schnecken, Belemniten und Ammoniten sowie Krioidenstielgliedern. Als typische Leitfossilien für das Untere Untercampan (vgl. KENNEDY 1986, HISS & LOMMERZHEIM 1991, KENNEDY & KAPLAN 1995) kommen der Ammonit *Scaphites binodosus* (ROEMER), der Belemnit *Gonioteuthis quadrata quadrata* (BLAINVILLE) und Inoceramen der Gruppe um *Sphenoceras* ex gr. *lingua/patootensiformis* vor.

Aus der Ziegeleigrube Pilgrim (etwa Mittelpunkt: R 98 000, H 37 600) konnten Muscheln der Arten *Sphenoceras* ex gr. *lingua/patootensiformis*, *Cordiceramus muelleri* PETRASCHKE, *Pinna quadrangularis* GOLDFUSS, einige Exemplare der Schnecke *Turritella* sp. und mehrere Exemplare der Belemnitenart *Goniot euthis quadrata quadrata* (BLAINVILLE) mit den Riedel-Quotienten (= Verhältnis von Rostrenlänge zu Alveolentiefe) von 3,7; 3,8; 4,1 und 4,5 bestimmt werden (Bestimmung M. Hiss, Geol. Dienst NRW).

Die Fossilfunde datieren den Aufschluss in den höheren Teil des Unteren Unterampans, in die *lingua/quadrata*- bis *pilula*-Zone. Damit ist erwiesen, dass dort ein schluffig-mergeliges Schichtenäquivalent der eigentlichen Dülmen-Schichten aufgeschlossen ist. Die Dülmen-Schichten bilden im Raum Dülmen die Basis des Unteren Unterampans und umfassen diesen Zeitabschnitt dort mehr oder weniger vollständig (vgl. KENNEDY & KAPLAN 1995: 8). Im Blattgebiet umfassen die Dülmen-Schichten jedoch nur den oberen Abschnitt des Unteren Unterampans, da sie von sandigem Emscher-Mergel des Unteren Unterampans unterlagert werden. Umfassende Faunenlisten aus der heute noch in Betrieb befindlichen Ziegeleigrube Pilgrim wurden von WEGNER (1905) und BÖHM (1918) zusammengestellt.

An Mikrofossilien (Bearbeiter K. RESCHER, Geol. Dienst NRW) treten in der Schichtenfolge *Neoflabellina suturalis suturalis* (CUSHMAN), *Neoflabellina rugosa* (D'ORBIGNY), *Gavelinella clementiana* (D'ORBIGNY), *Globotruncana paraventricosa* (HOFKER), *Globotruncana lapparenti* BROTZEN, *Bolivinooides strigillatus* (CHAPMAN), *Stensioeina exsculpta gracilis* BROTZEN und *Stensioeina granulata incondita* KOCH auf (vgl. Tab. 5).

**Abgrenzung:** Die Ablagerungen des Unteren Unterampans in Emscher-Mergel-Fazies gleichen lithologisch denen des Santons, sodass eine genaue Abgrenzung nur biostratigrafisch, mithilfe von mikropaläontologischen Untersuchungen erfolgen kann. Lediglich

im Bereich des sandigen Emscher-Mergels lassen sich geringe lithologische Unterschiede feststellen. So nimmt der Sandgehalt in den Gesteinen dieser Mischfazies sowohl von den hangenden Dülmen-Schichten als auch von den liegenden Recklinghausen-Schichten leicht ab und die härteren Kalksandsteinbänke treten gar nicht oder nur vereinzelt und gering mächtig in den Ablagerungen auf.



Abb. 7

Emscher-Mergel (Unterampans) in der Ziegeleigrube Pilgrim, westlich von Lüdinghausen (R 98 095, H 37 605)



**Verbreitung und Mächtigkeit:** Der sandige Emscher-Mergel des Unteren Unter-campans unterlagert im Westen des Blattgebiets die Dülmen-Schichten, sowie im Nord-westen des Blattgebiets die Haltern-Schichten und streicht nördlich von Olfen aus. Nach Osten schließt sich der schluffige Emscher-Mergel an, der fast vollständig von den im Stevertal verbreiteten quartären Ablagerungen bedeckt ist. Die Schichtenfolge erreicht eine Mächtigkeit von ca. 60 – 70 m im Nordwesten und maximal 130 m im Osten des Blattgebiets.

**Paläogeografie und Genese:** Die Ton- und Schluffmergelsteine sind in tieferen Meeresbereichen des Schelfs abgelagert worden und leiten in die im östlichen Münsterland verbreitete Beckenfazies aus reinen Tonmergelsteinen über. In der Ziegeleigrube Pilgrim ist der obere Teil des Unteren Unter-campans bereits als schwach sandiger Schluffmergelstein entwickelt. Somit findet der fazielle Übergang von der Flachwasserfazies der Dülmen-Schichten im Westen zu den in tieferem Wasser abgelagerten Tonmergelsteinen im Osten des Blattgebiets auf kurze Entfernung statt.

**Aufschlüsse:** Einen umfassenden Einblick in die Schichtenfolge gibt die oben genannte Ziegeleigrube Pilgrim, die schon seit Beginn des 19. Jahrhunderts in Betrieb ist. Unter gering mächtiger Grundmoräne sind dort homogene, schichtungslose, schwach feinsandige Schluffmergel und Schluffmergelsteine bis zu einer Tiefe von ca. 15 m aufgeschlossen (Abb. 7).

### 3.2.2.5.2 Oberes Unter-campan (**krca2**)

#### 3.2.2.5.2.1 Holtwick-Schichten (**krca2Hu+m; krca2Ho**)

Graue Mergel (BÄRTLING 1909, 1921)

Untere und Obere Osterwicker Schichten (ARNOLD 1964 a)

Holtwick-Schichten (HISS 1997, 2001 a, 2001 b)

Die Bezeichnung „Holtwick-Schichten“ ersetzt die frühere Bezeichnung „Osterwicker Schichten“ im Sinne von ARNOLD (1964 a). Die Holtwick-Schichten in der von HISS (1997) vorgeschlagenen Abgrenzung sind nicht nur im Bereich Ahaus und Horstmar ausgebildet, sondern treten auch am Fuß der Baumberge (TK 25: 4009 Coesfeld) auf. Sie sind, wenn auch teilweise in anderer Faziesausbildung, bis nach Senden, Lüdinghausen und Ascheberg zu verfolgen. Die Ablagerungen des Oberen Unter-campans erreichen im Blattgebiet eine Mächtigkeit bis ca. 75 m.

Die Ausbildung, Verbreitung und stratigrafische Stellung der Holtwick-Schichten sowie ausführliche Darstellungen ihres Faunen- und Floreninhalts finden sich bei VON DECHEN (1884), HOSIUS (1869), ROEMER (1854), SCHLÜTER (1867, 1872, 1876), WEGNER (1926), WESTHOFF (gen. LONGINUS) (1896 b), ARNOLD (1964 a), GASSE & GÖCKE & HILPERT (1988, 1989, 1991), HAUSCHKE (1991, 1994, 1995 a, 1995 b), WIPPICH (1995) und HAUSCHKE & HISS & WIPPICH (1999).

**Gesteine:** Die Unteren und Mittleren Holtwick-Schichten (krca2Hu+m) bestehen aus grauen Tonmergelsteinen. Die Gesteine sind meist schwach schluffig bis schluffig, gelegentlich auch sehr schwach feinsandig und zum Teil als reine Schluffmergelsteine ausgebildet. Teilweise tritt der im Unteren Unter-campan in den Gesteinen vorhandene Feinsandanteil fast völlig zurück. Die Sedimente sind homogen, ungeschichtet, häufig stark bioturbat und zerfallen scherbzig und stückig. In die Schichtenfolge eingelagert sind verein-

zelt stärker verfestigte, gering mächtige, hellgraue Kalkmergelsteinbänke. Turbiditische Lagen, wie sie im Raum Beckum in den Stromberg-Schichten des Oberen Unterampans vorkommen, treten in der Sedimentabfolge nicht auf. Die petrografischen Gesteinsuntersuchungen (Untersuchung H. GRÜNHAGEN, Geol. Dienst NRW) ergaben hohe Karbonatgehalte von 42 – 49 %. Die Proben enthielten neben Kalzit hauptsächlich Quarz. Die Tonminerale bestehen aus Montmorillonit, Illit, Kaolinit und Illit-Montmorillonit-Mixedlayer.

In den Oberen Holtwick-Schichten (krca2Ho) nimmt der Ton- und Karbonatgehalt weiter zu. Demgegenüber nimmt der Feinsandgehalt weiter ab und es sind graue, schwach schluffige bis schluffige Tonmergelsteine sowie reine Schluffmergelsteine ausgebildet.

Fossilien und Altersstellung: Makrofossilien wurden aufgrund fehlender Aufschlüsse nicht gefunden. Zusammenstellungen von Fossilien in den Holtwick-Schichten finden sich bei HISS (1997) und HAUSCHKE & HISS & WIPPICH (1999).

In der Mikrofauna (Bestimmung K. RESCHER, Geol. Dienst NRW) treten *Neoflabellina rugosa* (D'ORBIGNY), *Gavelinella clementiana* (D'ORBIGNY), *Globotruncana paraventricosa* (HOFKER), *Bolivinoides granulatus* HOFKER, *Bolivinoides decoratus decoratus* (JONES), *Bolivinoides laevigatus* MARIE und *Stensioeina exsculpta gracilis* BROTZEN auf (vgl. Tab. 5).

Nach der Foraminiferenvergesellschaftung sind die Ton- und Schluffmergelsteine in das Obere Unterampan zu stellen. Auffällig ist das Auftreten von *Bolivinoides laevigatus* MARIE in den Oberen Holtwick-Schichten, die nach HILTERMANN & KOCH (1962) erst nahe der Grenze zum Oberampan einsetzt. Die Oberen Holtwick-Schichten lassen sich demnach stratigrafisch in den Bereich der „overlap-Zone“ (*gracilis/senior*-Zone, vgl. CHRISTENSEN 1990, HAUSCHKE & HISS & WIPPICH 1999) stellen.

Biostratigrafisch beginnen die Holtwick-Schichten in der *pilula/senonensis*-Zone. Den hangenden Abschnitt (Obere Holtwick-Schichten) bildet die so genannte „overlap-Zone“ (*gracilis/senior*-Zone), in der die Belemniten *Goniot euthis quadrata quadrata* (BLAINVILLE) und *Goniot euthis quadrata gracilis* (STOLLEY) zusammen mit *Belemnitella mucronata* (VON SCHLOTHEIM) vorkommen (vgl. GIERS 1958, 1964; CHRISTENSEN 1990). Nach der Makrofossilstratigrafie von ERNST & SCHMID (1979) enden die Holtwick-Schichten an der Grenze Unter-/Oberampan. Sie entsprechen damit den lithologischen Einheiten 2 – 4 der Forschungsbohrung Metelen 1001 (Hiss 1991).

Abgrenzung: Die Liegendgrenze der Holtwick-Schichten ist petrografisch nicht markant. Gegenüber dem Emscher-Mergel des Unteren Unterampans (krca1 E) lassen sie sich nur biostratigrafisch mithilfe von Mikrofaunen abgrenzen. Dabei ist vor allem das Einsetzen von *Bolivinoides granulatus* HOFKER und *Bolivinoides decoratus decoratus* (JONES) von Bedeutung. Die Grenze von den Mittleren zu den Oberen Holtwick-Schichten ist im Blattgebiet durch eine Schichtstufe morphologisch ausgeprägt und deutlich zu erfassen. Die Hangendgrenze zum Unteren Oberampan ist im Blattgebiet nicht überliefert, da mit den Ablagerungen des Oberen Unterampans im Blattgebiet die oberkretazische Schichtenfolge endet.

Verbreitung und Mächtigkeit: Die Ablagerungen des Oberen Unterampans sind lediglich im Nordosten des Blattgebiets nordöstlich von Lüdinghausen verbreitet. Die Unteren und Mittleren Holtwick-Schichten erreichen eine Mächtigkeit von bis ca. 60 m. Die Oberen Holtwick-Schichten sind bis ca. 15 m mächtig.

**Paläogeografie und Genese:** Mit den Holtwick-Schichten setzt sich im Blattgebiet im Oberen Untercampan die Ton- und Schluffmergelsteinfazies des Emscher-Mergels fort, die nach Nordosten in die turbiditische Tonmergelsteinfazies des Beckens, die Stromberg-Schichten, überleitet. Die Sedimente wurden vermutlich in einem relativ ruhigen Sedimentationsraum abgelagert, der zeitweise von schwachen Strömungen beeinflusst war.

## **Känozoikum**

### **3.3 Quartär**

Ablagerungen des Quartärs sind im Blattgebiet weitflächig an der Geländeoberfläche verbreitet und bedecken diskordant die mesozoischen Schichten. Im Bereich von rinnenartigen Eintiefungen in den Festgesteinsuntergrund treten Schichtmächtigkeiten von bis zu 45 – 50 m auf. Demgegenüber sind in Bereichen von Festgesteinsanhebungen oft nur wenige Dezimeter mächtige quartäre Ablagerungen ausgebildet. Überwiegend ist das Quartär im Blattgebiet 5 – 10 m mächtig.

Bis auf die gering mächtigen holozänen Abschnitte der Schichtenfolge sind die quartären Ablagerungen des Blattgebiets im älteren Quartär, dem Pleistozän, entstanden (s. Tab. 6). Mehrfache klimatische Wechsel zwischen kälteren und wärmeren Klimaabschnitten und der Vorstoß des drenthezeitlichen Inlandeises bis in die Westfälische Tieflandsbucht haben die Sedimententstehung geprägt. Die Lockergesteine bestehen überwiegend aus Fein- und Mittelsanden mit Einlagerungen von Grobsanden und Kiesen. Daneben kommen Schluffe, tonig-sandige Schluffe oder schluffig-sandige Tone sowie anmoorige und humose Bildungen vor. Diese vielfältigen Ablagerungen spiegeln die fluviatilen, glazigenen, glazifluvialen, periglaziären, solifluidalen und äolischen Prozesse im Pleistozän wider.

Im Holozän, dem jüngsten Abschnitt des Quartärs, der bis in die heutige Zeit andauert, sind keine kaltzeitlichen Klimaeinflüsse bekannt. Vor allem im jüngeren Holozän sind die Eingriffe des Menschen in die natürliche Landschaft von großer Bedeutung. So führten Drainagemassnahmen und künstliche Bodenverbesserungen durch Plaggenauftrag oder die Regulierung von Bächen und Flüssen sowie die künstlichen Veränderungen des Reliefs durch Aufschüttungen oder Abgrabungen zu beträchtlichen Sedimentverlagerungen.

Die geologische Karte zeigt die oberflächennahe Gesteinsabfolge bis zu einer Tiefe von 2 m als Zweischichtendarstellung. Auf eine Darstellung von Schichtmächtigkeiten unter 50 cm wurde in der Regel verzichtet. Ausnahmen bilden die holozänen Bach- und Flussablagerungen sowie die anmoorigen Bildungen, die auch bei geringen Mächtigkeiten dargestellt wurden, um ihre Ausdehnung und ihren Verlauf zu verdeutlichen. Die Abfolge und Verbreitung der Quartär-Ablagerungen im Untergrund ergeben sich aus den geologischen Schnitten (Taf. 1 in der Anl.) und der Höhenlage der Quartär-Basis, welche zugleich die Höhenlage der Festgesteinsoberfläche darstellt (Taf. 3 in der Anl.). Die stratigrafische Gliederung des Quartärs zeigt Tabelle 6.

### 3.3.1 Pleistozän

Extrem kalte Klimaabschnitte mit mächtigen Inlandvereisungen und Eisrückschmelzphasen kennzeichnen das Pleistozän. In wärmeren Zeitabschnitten entstanden Ablagerungen mit reichhaltiger Flora und Fauna. Nach dem heutigen Kenntnisstand hat das Inlandeis des Elsters (Mittelpleistozän, s. Tab. 6) die Westfälische Tieflandsbucht nicht erreicht (SKUPIN & SPEETZEN & ZANDSTRA 1993).

Während des Saales dehnte sich das Inlandeis, von Nordeuropa kommend, in mehreren aufeinander folgenden Eisvorstößen bis nach Norddeutschland aus und überdeckte das Blattgebiet im Drenthe vollständig (SKUPIN & SPEETZEN & ZANDSTRA 1993). In dieser Zeit wurden die ältesten sicher datierbaren quartären Schichten des Blattgebiets abgelagert.

Ein letzter Vorstoß skandinavisches Inlandeises im Warthe kam über Norddeutschland nicht hinaus (SERAPHIM 1979, 1980; KLOSTERMANN 1985, 1992; SPEETZEN 1986; SKUPIN & SPEETZEN & ZANDSTRA 1993). Unter den in dieser Zeit im Münsterland herrschenden periglaziären Klimaverhältnissen kam es wahrscheinlich schon stellenweise zur Abtragung der drenthezeitlichen Bildungen. Die möglicherweise vorhandenen Ablagerungen des Warthes wurden während des frühen Weichsels bereits wieder abgetragen.

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		Spätglazial	Jüngeres <i>Dryas</i>
			Alleröd
			Älteres <i>Dryas</i>
			Bölling
			Ältestes <i>Dryas</i>
		Weichsel	Hochglazial
			Denekamp
			Hengelo
			Moershoofd
			Odderade
		Frühglazial	Brörup
	115 000		Eem
	127 000		Warthe
			Vorselaer
		Saale	Drenthe
			Bantega (Niederlande)
			Hoogeveen (Niederlande)
			Holstein
	330 000	Elster	

\* nach KLOSTERMANN (1992, 1999)

 Kaltphasen

Ablagerungen des Eems konnten nicht nachgewiesen werden, da auch in der Eem-Zeit Erosionsprozesse überwogen. Für die untersten Lagen der Älteren (früher Oberen) Niederterrasse wird jedoch eine teilweise eemzeitliche Entstehung vermutet (STEUSLOFF 1938, 1951).

Tabelle 6  
(Fortsetzung)

Blattgebiet Lüdinghausen	
?	Rinnenablagerung („Ff)
—	?
—	Vorschüttssand (D,S,gff(1))
—	Beckenablagerung (D.,b.)
—	Grundmoräne (D,Mg)
—	Nachschüttssand (D,S,gff(2))
Ältere Niederterrasse	
—	Knochenkies (w,Kn)
—	Sand-Schluff-Wechselfolge (w,S,f)
—	Schluff-Folge (w,U,f)
—	Talsand (w,S,ta)
—	Uferwall (w,S,sw; w,S,sw)
—	Fließgeräte („ff)
—	?
—	Flugsand („Sa)
—	Ältere Dünen („d)
—	Abschwemmmasse (Schwemmlehm) („u)
—	Jüngere Dünen („d(2))
—	Auensand („S,ta; „S,ta)
—	Auenlehm („L,ta)
—	Anmoor („Hm)
—	Künstliche Aufschüttung („y)

Die Aufschüttung der Älteren Niederterrasse, die bis in das Weichsel-Spätglazial andauerte und die mit der periglazial überformten Talsandebene abschloss, führte zu einer weitgehenden Verebnung der Landschaft. Durch Solifluktionsvorgänge kam es während der kalten Klimabschnitte zur Bildung von Fließerde. Während des Alleröds erfolgte die Aufschüttung von Uferwällen und die Gewässer nahmen ihren heutigen Verlauf ein. Fluviale Erosion und Akkumulation von Sedimenten beschränkten sich nachfolgend weitgehend auf die vom Uferwall begrenzten Bereiche. Als jüngstes fluviatiles Schichtglied wurde in der Jüngeren Dryas-Zeit die Jüngere (früher Untere) Niederterrasse gebildet, deren Ablagerungen im Blattgebiet jedoch nicht erhalten geblieben sind. Ebenfalls weichsel-spätglazialen bis holozänen Alters ist die äolische Sedimentation von Flugsand und Dünen auf den weiten Flächen der Talsandebene.

### 3.3.1.1 Elster bis Saale

Im Blattgebiet Lüdinghausen konnten Ablagerungen des älteren Mittelpleistozäns nicht eindeutig nachgewiesen werden. Im Rinnentiefsten der Stever (Urstever) kommen allerdings Sedimente vor, bei denen es sich möglicherweise um Ablagerungen des älteren Mittelpleistozäns handeln könnte. Ähnliche Ablagerungen sind zum Teil auch aus anderen Gebieten im

Münsterland beschrieben worden (vgl. WEHRLI 1941; MAAS & MÜLLER 1954; BAECKER 1963; THIEMANN 1970 a; STAUE 1982; HISS 1995, 1997; HERGET 1997).

Zu den ältesten im Blattgebiet vorhandenen, sicher datierbaren Ablagerungen zählen die Bildungen des Saales. Zunächst lagerte sich Vorschüttssand vor dem Rand des heranrückenden Eises als glazifluviale Ablagerung ab. Anschließend entstanden Beckenabla-

gerungen und die Grundmoräne (engl. Till, vgl. PIOTROWSKI 1992) als glazigene Bildungen während der Eisbedeckung. Glazifluvialer Nachschüttungsand ist das charakteristische Sediment für die Phase der rückschmelzenden Gletscher.

Ein letzter Vorstoß des skandinavischen Inlandeises, der nach einer Rückschmelzphase – Vorselaer genannt – (KLOSTERMANN 1985, 1992; SPEETZEN 1986; SKUPIN & SPEETZEN & ZANDSTRA 1993) im Warthe erfolgte, reichte nach Süden nur bis in den Raum der norddeutschen Tiefebene. Im Blattgebiet herrschten zu dieser Zeit Abtragung und Sedimentumlagerungen vor.

#### 3.3.1.1.1 Rinnenablagerung („R)

Westlich von Olfen kommen zwischen Stever und Lippe in einem tief in den Kreide-Untergrund eingeschnittenen, lokal übertieften Rinnenabschnitt sandig-schluffige und teilweise auch sandig-kiesige Ablagerungen vor, die von Sedimenten der Älteren Niederterrasse überlagert werden. Der Rinnenabschnitt ist Teil der Urstever (BOLSENKÖTTER & HILDEN 1969) und liegt im heutigen Verlauf des Stevertals. Er ist vollständig unter den Quartär-Ablagerungen verborgen und an der Geländeoberfläche nicht sichtbar. Die Ausbildung der Rinnenablagerung und der Verlauf der Rinne ist jedoch durch Bohrungen und geoelektrische Vermessungen bekannt.

**Gesteine:** Die Rinnenablagerung besteht aus graubraunen, schluffigen Feinsanden mit Schlufflagen in Wechsellagerung mit Sanden verschiedener Körnungen und mit Kiesen. Die gröberen Komponenten setzen sich aus Kreide-Material, Feuersteinen und nordischen Geröllen zusammen. Untergeordnet kommen in der Schichtenfolge dunkelgraue, schwach schluffige Tone vor und vereinzelt enthalten die Sedimente Schalenreste von Mollusken. Die Abfolge ist im Millimeter- bis Zentimeterbereich fein geschichtet und durchgehend kalkhaltig.

**Altersstellung und Abgrenzung:** Die Altersstellung der Rinnenablagerung und die Entstehung des Rinnenabschnitts sind nicht eindeutig geklärt. Aufgrund der vorkommenden nordischen Gerölle und Feuersteine sind die Sedimente nicht älter als drenthezeitlich einzustufen, es sei denn, das Münsterland war während der Elster-Zeit vereist oder es bestand eine fluviale Verbindung zu den nördlich des Münsterlands gelegenen Verbreitungsgebieten von elsterzeitlicher Grundmoräne. Eine elsterzeitliche Eisbedeckung, die etwa der saalezeitlichen Inlandeisausdehnung entsprechen haben soll, wird allerdings sehr gegensätzlich diskutiert und bis heute konnten keine eindeutigen Beweise für eine Eisbedeckung des Münsterlands im Elster erbracht werden (WEGNER 1926; HESE-MANN 1956, 1975 a; BAECKER 1963; THOME 1980, 1983; KLOSTERMANN 1985, 1995; SPEETZEN 1986; GUNDLACH & SPEETZEN 1990; HILDEN et al. 1993). Nach ZANDSTRA (1992) und SKUPIN & SPEETZEN & ZANDSTRA (1993) ist anzunehmen, dass die elsterzeitliche Eisbedeckung auf das Gebiet nördlich des Münsterlands beschränkt war. Die Sedimente im tieferen Rinnenabschnitt setzen sich eventuell aus Resten der Jüngeren Mittelterrasse oder saalezeitlicher Schmelzwasserablagerungen (Vor- oder Nachschüttungsand) zusammen.

Die Bildung dieses Rinnenabschnitts kann während des späten Elsters oder des Holsteins erfolgt sein, denn aus dem späten Elster ist im Münsterland eine verstärkte Tiefenerosion bekannt (SPEETZEN 1990 a: 10).

Die Rinnenablagerung wird in den höheren Profilabschnitten von weichselzeitlichen fluviatilen Sedimenten der Älteren Niederterrasse überlagert. Eine Zugehörigkeit zu dieser kann weitgehend ausgeschlossen werden, da das Schwermineralspektrum (Untersuchung U. WEFELS, Geol. Dienst NRW) der kartierbegleitenden Bohrung KBB 1054 (R 92 130, H 33 650, vgl. Anhang: Brg. 5) deutlich von dem der darüber liegenden Sedimente abweicht. So geht der Gehalt an stabilen Schwermineralen Turmalin und Zirkon von ca. 20 – 30 % in den Rinnenablagerungen auf 5 – 10 % in den überlagernden Ablagerungen der Ältern Niederterrasse zurück. Bei den metamorphen Schwermineralen Staurolith, Disthen, Andalusit und Sillimanit ist ein Anstieg von 1 – 3 % in den Rinnenablagerungen auf 3 – 6 % in der Älteren Niederterrasse zu verzeichnen. Grüne Hornblende (25 bis 45 %) und Klinopyroxen (10 – 17 %) sind in den Rinnenablagerungen wesentlich stärker vertreten als in den Ablagerungen der Älteren Niederterrasse (15 – 20 % grüne Hornblende, 2 – 5 % Klinopyroxen). Die Werte für Epidot, grüne Hornblende und Klinopyroxen können dabei allerdings in einzelnen Horizontabschnitten stark schwanken. In den Rinnenablagerungen ist der Wert für Granat mit 30 – 40 % erheblich höher als in den Ablagerungen der Älteren Niederterrasse (bis 25 %). Die Befunde lassen sich schwermineralogisch mit denen aus der Oberen Mittelterrasse des Niederrheins vergleichen (KLOSTERMANN 1992).

Die verschiedenen Schwermineralspektren können möglicherweise auf eine Änderung des Liefergebietes hindeuten und ein Hinweis dafür sein, dass Stever und Lippe im Mittelpleistozän einen gemeinsamen Stromverlauf hatten und erst mit dem Rückzug des Eises die Stever und Lippe eigenständige Abflusssysteme entwickelten (BOLSENKÖTTER & HILDEN 1969).

Aus der Pollenanalyse der kartierbegleitende Bohrung KBB 1054 (vgl. Anhang: Brg. 5) ließen sich keine Angaben für eine Altersdatierung ableiten. Die Pollenführung war durchweg schlecht und das Pollenbild zeigte eine nicht signifikante Pollenvergesellschaftung von Kiefer und Fichte (Untersuchung R. STRITZKE, Geol. Dienst NRW).

**Verbreitung und Mächtigkeit:** Prä-weichselzeitliche Rinnenablagerungen treten im Blattgebiet nur in einem Rinnenabschnitt oder einem möglicherweise vorhandenen Rinnensystem im Südwesten auf (vgl. Taf. 3 in der Anl.) und setzen sich im Blattgebiet 4209 Haltern fort. Die Rinne liegt westlich von Olfen zwischen Stever und Lippe, ist nur wenige 100 m breit und hat sich ca. 30 – 35 m tief in die Kreide-Schichten eingeschnitten.

In der kartierbegleitenden Bohrung KBB 1054 (vgl. Anhang: Brg. 5) ergab sich eine Mächtigkeit der Rinnenablagerung von 15,5 m. Möglicherweise erreicht die Rinnenablagerung aber eine noch größere Mächtigkeit. So wurde in der in unmittelbarer Nähe abgeteufte kartierbegleitende Bohrung KBB 1068 (R 93 260, H 33 560) eine mögliche Mächtigkeit von ca. 20 m angetroffen. Bei dieser Spülbohrung konnte die Quartär/Kreide-Grenze jedoch nicht eindeutig festgelegt werden, da wegen starken Nachfalls bis zur Endteufe der Bohrung hauptsächlich kiesiges Material gefördert wurde.

**Paläogeografie und Genese:** Der übertiefte Rinnenabschnitt ist sehr wahrscheinlich durch Eisschmelzwässer oder eventuell durch das Eis selbst geschaffen worden sein. Große Vertiefungen mit steil abfallenden Flanken, wie im Bereich der Stever, können ein Hinweis auf eine subglaziale Rinnenentstehung sein oder als Strudellöcher gedeutet werden, wobei Einzelkolke auch aneinander gereiht vorkommen können

(BAECKER 1963: 67). Anschließend erfolgte die Auffüllung des übertieften Rinnenabschnitts mit Sedimentmaterial. Nach den vorliegenden Befunden handelt es sich wahrscheinlich um eine subglaziale (drenthezeitliche) Erosionsform mit drenthe- bzw. post-drenthezeitlichen Sedimenten.

### **3.3.1.2 Saale**

#### **3.3.1.2.1 Vorschüttssand (D,S,gf(1))**

**Gesteine:** Der Vorschüttssand umfasst eine Abfolge von braungrauen bis gelbbraunen, schwach grobsandigen, teilweise kiesigen Fein- und Mittelsanden mit einzelnen Einlagerungen von schluffigem Mittelsand. Einschaltungen von gering mächtigen, tonigen Schluffen sind häufig. Stellenweise sind die Sande durch Eisenoxidation und -ausfällung rostbraun verfärbt. Insgesamt ist die Sedimentfolge im Zentimeterbereich parallel-, selten schräg geschichtet und dicht gelagert. Teilweise sind die Schichten durch umgelagertes und fein zerriebenes Kreide-Material schwach kalkhaltig. Ein hoher Anteil eckiger Kreide-Gesteinsbruchstücke weist ebenfalls auf eine Aufarbeitung des nahen Festgesteinuntergrundes hin. Nordische Komponenten treten demgegenüber mengenmäßig stark zurück.

**Altersstellung und Abgrenzung:** Als Vorschüttssand sind Schmelzwasserablagerungen zu bezeichnen, die im Vorfeld des heranrückenden Inlandeises abgelagert worden sind. Da die Grundmoräne die Schmelzwassersande überlagert, ist sie zeitlich in das Drenthe zu stellen.

Von den Kreide-Ablagerungen lässt sich der Vorschüttssand im Allgemeinen gut durch das Vorhandensein von nordischen Komponenten abgrenzen. Vom Flugsand ist der Vorschüttssand durch die meist deutlich gröbere Sandfraktion, das Fehlen organischer Beimengungen und durch dunkelbraune Farbtöne zu unterscheiden. Gegenüber den Niederterrassen-Ablagerungen lässt sich der Vorschüttssand bei fehlender Grundmoräne zum Teil nur schwer abgrenzen.

Das Vorschüttssandvorkommen im Raum Selm nimmt eine Sonderstellung ein. Mit einer Mächtigkeit zwischen 1 und 2,5 m lagern dort Sande im Einzugsbereich des Schlodbachs und der Funne nordöstlich von Selm direkt auf den tonig-schluffigen Kreide-Ablagerungen. ARNOLD (1950) deutete die Sandvorkommen im Raum Selm als eventuelle Jüngere Mittelterrassen-Ablagerungen, ohne dies jedoch im Einzelnen nachweisen zu können. Da die Sande in ihren Randbereichen von Grundmoräne überlagert werden, sind sie als Vorschüttssand einzustufen. Die gelben bis graubraunen Sande sind meist fein- und mittelkörnig. Stellenweise treten auch Grobsand- und Feinkieslagen mit nordischen Komponenten auf, während Schlufflagen nur selten beobachtet wurden.

**Verbreitung und Mächtigkeit:** Ursprünglich hat der Vorschüttssand im Vorfeld des drenthezeitlichen Eisvorstoßes das Blattgebiet vermutlich weitflächig überdeckt. Durch das vorrückende Inlandeis und die Erosionswirkung der Schmelzwässer beim anschließenden Eisrückzug wurde er jedoch weitgehend wieder abgetragen.

Vorschüttssand ist im Blattgebiet auf dem Seppenrader Höhenzug in zusammenhängenden Vorkommen oberflächennah verbreitet oder lagert unter der Grundmoräne in flachen



Rinnen und Einmündungen des kretazischen Reliefs, in denen er vor der Erosion durch das Inlandeis geschützt war.

Im Bereich der Stever ist der Vorschüttssand bei stark wechselnden Mächtigkeiten sehr lückenhaft und auf wenige, engräumige Vorkommen begrenzt. Es ist jedoch zu vermuten, dass in Randbereichen der Steverrinne noch weitere Vorschüttssandvorkommen verbreitet sind, die aber durch Bohrungen nicht erfasst wurden. Auf dem Seppenrader Höhenzug wird der Vorschüttssand bis zu 2,5 m mächtig. Im Blattgebiet konnte Vorschüttssand weiterhin an den Rändern der Grundmoränenvorkommen, zum Beispiel im Waldgebiet Große Holt südlich von Lüdinghausen, nördlich von Selm und südlich des Ermener Holzes in wenigen Bohrungen nachgewiesen werden. Gelegentlich sind an der Grundmoränebasis in einzelnen Bohrungen wenige Dezimeter mächtige Sande ausgebildet, die ebenfalls als Vorschüttssand zu bezeichnen sind, wegen ihrer geringen Mächtigkeit aber nicht dargestellt werden konnten. Der Vorschüttssand kann im Blattgebiet bis ca. 9 m mächtig werden.

**Paläogeografie und Genese:** Der Vorschüttssand ist aus Schmelzwässern entstanden, die aus Gletschertoren und -spalten des vorrückenden Drenthe-Eises abfließen und dabei weitflächig den ursprünglich im Eis enthaltenen Gesteinsdetritus sedimentierten.

Der Vorschüttssand ist im Blattgebiet in für das Münsterland charakteristischer Weise ausgebildet. Im Vorland der Gletscher wurde einheimisches Sedimentmaterial aufgearbeitet und umgelagert. Die vom Gletscherstrom herbeigeführten nordischen Gesteine treten dabei mengenmäßig stark zurück (THIERMANN 1970 a). Die gröberkörnigen Sande dürften unter größerer Fließgeschwindigkeit direkt vor der Eisfront entstanden sein. Schlufflagen weisen auf ruhige Sedimentationsbedingungen in größerer Entfernung zur Eisfront, in wassergefüllten Senken und Staubecken oder in Randströmen hin.

**Aufschlüsse:** Der Vorschüttssand war in einigen Baugruben im Bereich des Seppenrader Höhenzugs aufgeschlossen. Eine ehemalige kleine Abgrabung befindet sich in der Gemarkung Emkum (R 92 700, H 36 980).

#### 3.3.1.2.2 Beckenablagerung (D,,b)

**Gesteine:** Die Beckenablagerung besteht aus einer durchgehend kalkhaltigen, feinschichtigen Wechselfolge aus schwach tonigen Schluffen, schwach bis stark schluffigen Tonen und schwach tonigen, schwach mittelsandigen Feinsanden mit wenigen nordischen Komponenten. Die schluffigen Schichten sind vorwiegend grau oder braungrau mit Zwischenlagen aus gelben bis gelbbraunen Fein- und Mittelsanden ohne humose Einlagerungen. Teilweise sind graue, schwach tonige, stark feinsandige Schluffe mit Einlagerungen von Holzresten, Pflanzenfasern und Schwemmhumus mit teilweise undeutlicher Feinschichtung ausgebildet. Stellenweise ist eine Warvenschichtung zu erkennen.

**Altersstellung und Abgrenzung:** Die Beckenablagerung ist dem Inlandeisvorstoß des Drenthes zuzuordnen. Die Abgrenzung der Beckenablagerung erfolgt petrographisch. Das Liegende ist durch unterlagernde Ton- und Schluffmergelsteine der Kreide (Emscher-Mergel) eindeutig abzugrenzen. Im Hangenden der Beckenablagerung folgen Schluffe und Sande der Sand-Schluff-Wechselfolge in denen keine Warvenschichtung ausgebildet ist und in denen nordische Komponenten häufiger auftreten.

**Verbreitung und Mächtigkeit:** Die Beckenablagerung kommt oberflächennah nicht vor, sondern wird von Sedimenten der Älteren Niederterrasse überlagert. Das Vorkommen erstreckt sich lokal an der Ostflanke des Seppenrader Höhenzugs (nordwestlich von Lüdinghausen am Kluten See) und wurde in verschiedenen kartierbegleitenden Bohrungen in Mächtigkeiten von 1 – 6 m angetroffen.

**Paläogeografie und Genese:** Die Ablagerungen sind in abflussarmen Hohlformen durch die Sedimentation von Gletschertrübe des heranrückenden Inlandeises entstanden. Gewässer mit höherer Strömungsenergie lieferten hierbei zeitweise grobkörnigere Sedimente in die ansonsten gering strömenden oder stehenden Gewässer, in denen es zur Ablagerung von Schluff- und Tontrübe kam. Dabei wurden Beckensedimente in abflussarmen Eisstauseen abgesetzt oder auch Schmelzwasserrinnen verfüllt. Es kann sich auch um Gletscherzungenbecken handeln, die während eines kurzzeitigen Rückschmelzens der Gletscherfront wieder aufgefüllt worden sind. Die Ablagerungen entstanden vor allem in Gletscherrückschmelzphasen, in denen je nach Schmelzwasserdargebot gröbere oder feinere Sedimente abgelagert wurden. Die stellenweise ausgebildete Warvenschichtung spiegelt die jahreszeitlich wechselnde Wasser- und Sedimentzufuhr in den Ablagerungen wider, wobei während der Schneeschmelze im Frühjahr und Sommer hellere, grobkörnigere Sedimente abgelagert wurden und bei abnehmender Wassermenge im Spätsommer bis Frühwinter dunklere und feinkörnigere Sedimente abgesetzt wurden.

**Aufschlüsse:** Beckenablagerungen wurden in den kartierbegleitenden Bohrungen KBB 1056 (vgl. Anhang: Brg. 1), KBB 3165 (R 97 840, H 38 670) und KBB 3108 (R 98 130, H 38 800) angetroffen.

### 3.3.1.2.3 Grundmoräne (D,Mg)

**Gesteine:** Die schichtungslose und unsortierte, gelbbraune bis graubraune, teilweise graue Grundmoräne weist ein breites Korngrößenspektrum auf. Die Sedimente bestehen überwiegend aus Schluff mit wechselnden Anteilen von Ton, Sand und Kies und enthalten zum Teil Steine und Blöcke bis zu mehreren Dezimetern Größe. Die größeren Komponenten sind unregelmäßig geformt und unterschiedlich stark gerundet. Sie zeigen vielfach ungeordnete oder parallel zueinander verlaufende Schrammen, Kratzer und Schleifspuren, die durch den Transport im Eis entstanden sind. Neben einem hohen Anteil an einheimischen Geschieben enthält die Grundmoräne Feuersteine aus der Schreibkreide Norddeutschlands und des Ostseeraums. Daneben kommen kristalline nordische Geschiebe aus Skandinavien wie Granite, Gneise und Porphyre sowie untergeordnet nordische Sedimentgesteine vor (vgl. HESEMANN 1975 b). Die einheimischen Geschiebe stammen meist aus der unmittelbaren Umgebung oder aus nur einige hundert Meter bis wenige Kilometer weit entfernt anstehenden Gesteinsvorkommen. Im Raum Selm ist die Grundmoräne tonig-schluffig ausgebildet und als Lokalmoräne anzusprechen. Die dunkelgraue bis dunkelblaugraue Farbe deutet dort auf einen hohen Anteil an aufgearbeiteten und vollständig zerriebenen Kreide-Schluffsteinen hin.

Unregelmäßige Sandeinschaltungen in der Grundmoräne gehen stellenweise in Sandlinsen bis Dezimetergröße über. Im Blattgebiet ist der obere Teil der Schichtenfolge meist stärker von Sandlinsen durchsetzt als der tiefere Abschnitt.

Unter dem Einfluss von Sickerwässern entkalkte Grundmoräne wird als Geschiebelehm bezeichnet, kalkhaltige Grundmoräne als Geschiebemergel. Liegt die Mächtigkeit der Grundmoräne bei über 2 m, ist meist nur der höhere Teil entkalkt. Der Grenzbereich zwischen Geschiebelehm und Geschiebemergel liegt durchschnittlich in 0,5 – 1,8 m Tiefe. Dieser Übergang vollzieht sich in den einzelnen Profilschnitten meist relativ scharf.

Bei der Verwitterung der Grundmoräne entstand in den oberen Partien durch Auswaschung der Feinkornbestandteile eine wenige Dezimeter mächtige Schicht eines schlecht sortierten, gelegentlich schluffigen, kiesigen Sands, der als Geschiebesand oder Geschiebedecksand (GRIMMEL 1973, HINZE et al. 1989) bezeichnet wird. Als Relikt der ehemals vorhandenen Grundmoräne ist teilweise auch nur eine dünne Steinsohle, zum Beispiel zwischen Vorschütt sand und auflagerndem Flugsand vorhanden.

**Altersstellung und Abgrenzung:** Der Vorstoß des Drenthe-Eises in die Westfälische Tieflandsbucht erfolgte vornehmlich aus nordwestlicher Richtung mit mehrfach vorrückenden Teilgletschern (vgl. SERAPHIM 1979, 1980; SPEETZEN 1986; ZANDSTRA 1992; SKUPIN 1992; SKUPIN & SPEETZEN & ZANDSTRA 1993). Aufgrund von Leitgeschiebezählungen aus der Grundmoräne in benachbarten Blattgebieten wies ZANDSTRA (in SKUPIN & SPEETZEN & ZANDSTRA 1993) drei bis vier zeitlich kurz aufeinander folgende Eisschübe nach, die den östlichen Teil der Westfälischen Tieflandsbucht während des Drenthes erreicht haben. Die Eisbedeckung war dabei mehr oder weniger kontinuierlich, sodass sich teilweise die jüngeren Eismassen über die stagnierenden Eiskörper des jeweils älteren Vorstoßes schoben und sich heute verschiedene Grundmoränebildungen überlagern können (GUNDLACH & SPEETZEN 1990). Zur Entstehung eindeutig verfolgbarer Schmelzwassersedimenthorizonte zwischen den einzelnen Grundmoränen kam es dabei offenbar nicht. Je nach Herkunft und Häufigkeit der in der Matrix enthaltenen Geschiebe lassen sich Fern- und Lokalmoräne unterscheiden. Diese Unterscheidungen konnten im Gelände allerdings nur lokal durchgeführt werden. Eine flächenhafte Differenzierung und Darstellung in der geologischen Karte war nicht möglich.

In den tieferen Bohrungen ist meist mit Annäherung an die Kreide-Schichten eine deutliche Zunahme einheimischer Geschiebe zu verzeichnen. Der Übergang Grundmoräne – verwitterte Kreide – unverwitterte Kreide ist teilweise fließend und eine genaue Abgrenzung oft schwierig. Zum liegenden Vorschütt sand ist nicht immer eine deutliche Grenze ausgebildet. Vielfach ist ein Übergangshorizont mit allmählicher Zunahme von sandigen Lagen entwickelt. Im Bereich des Seppenrader Höhenzugs gab es aus diesem Grund Abgrenzungsprobleme. Ein wichtiges Unterscheidungsmerkmal war dort das gehäufte Auftreten nördischer Komponenten in der Grundmoräne. Vom Flugsand konnte die sandige Grundmoräne aufgrund ihres Schluffgehalts und ihrer größeren Lagerungsdichte unterschieden werden. Im Allgemeinen kann die Grundmoräne von den älteren und jüngeren Ablagerungen aufgrund ihrer schlechten Sortierung gut abgegrenzt werden.

**Verbreitung und Mächtigkeit:** Die Grundmoräne ist im Blattgebiet weit verbreitet. Die zahlreichen Geschiebe, die auch im Bereich des Seppenrader Höhenzugs vorkommen, zeigen, dass ehemals das gesamte Blattgebiet mehr oder weniger flächenhaft von Grundmoräne bedeckt war. Grundmoräne in großer, flächiger Verbreitung ist nördlich und südlich von Olfen sowie östlich und nordöstlich von Selm erhalten geblieben. Kleinere, zumeist gering mächtige Vorkommen sind in den Festgesteinerhebungen des Seppenrader Höhenzugs nachgewiesen. In meist nur geringer Mächtigkeit bedeckt die

Grundmoräne große Flächen mit unterlagernden Holtwick-Schichten östlich und nord-östlich von Lüdinghausen. Im Verbreitungsgebiet der Niederterrasse ist die Grundmoräne überwiegend erodiert. Nur vereinzelt wurden kleinflächige Grundmoränereeste an den Flanken der Steverrinne unter den Terrassenablagerungen angetroffen.

Steinsohlen und Geschiebedecksand als Grundmoränerelekte finden sich besonders auf dem Seppenrader Höhenzug, überwiegend in unmittelbarer Nähe von anstehender Grundmoräne. Sie überlagern dort als dünner Schleier die Kreide-Ablagerungen.

Ein weiteres Merkmal ehemaliger Eisbedeckung sind Geschiebe von Blockgröße, die so genannten Findlinge (SPEETZEN 1998). Derartige Geschiebe treten in den Grundmoränenvorkommen und vereinzelt im Verbreitungsgebiet der Kreide auf. An Ackerränder und andere Orte transportierte Findlinge stammen aus Absammlungen von Äckern, da sie deren Bewirtschaftung beeinträchtigen.

Die Grundmoräne erreicht im Blattgebiet eine Mächtigkeit bis ca. 15,5 m. Die durchschnittliche Mächtigkeit beträgt 5 – 10 m. Gering mächtige Grundmoräne von 1 – 2 m Mächtigkeit ist hauptsächlich im Nordosten des Blattgebiets verbreitet. Gelegentlich sind in Bohrungen auf Flächen mit anstehender Kreide auch noch wenige Dezimeter mächtige Grundmoränereeste angetroffen worden, die aber nicht sicher von Verwitterungslehmen der darunter lagernden Festgesteine zu unterscheiden sind und aufgrund ihrer Geringmächtigkeit sowie ihrer lückenhaften Verbreitung nicht dargestellt wurden.

**Paläogeografie und Genese:** Beim Vorrücken des Drenthe-Eises lagerte sich infolge der durch den Auflastdruck hervorgerufenen Temperaturerhöhung an der Basis der Gletscher Moränenmaterial ab. Anschließend wurde die Hauptmasse der Grundmoräne beim Abschmelzen des Eises als Ausschmelzprodukt sedimentiert (HINZE et al.1989).

Häufig weist die Grundmoräne, aufgrund verschiedener Bildungsbedingungen, eine lithologische Zweiteilung auf. Der untere Teil der Ablagerung, der aus ton- und schluffreichen Sedimenten aufgebaut wird und eine unsortierte Gletscherfracht darstellt, wird als „Basismoräne“, „Satzgrundmoräne“ oder „Setztill“ bezeichnet. Solche Sedimente wurden durch das Druckschmelzen an der Basis von aktiven Gletschern abgesetzt. Im oberen Teil treten oft sandreichere Schichten auf, die beim Abschmelzen der Gletscher während einer Stagnationsphase entstanden sind, und als „Abschmelzmoräne“, „Ablationsmoräne“ oder „Ablationstill“ bezeichnet werden (SPEETZEN 1986, HINZE et al. 1989, PIOTROWSKI 1992).

**Aufschlüsse:** Von den ehemals zahlreichen kleineren Abgrabungen sind heute keine mehr vorhanden. Die Gruben sind zum Teil verkippt und zugewachsen. Aufgeschlossen ist die Grundmoräne lediglich in der Ziegeleigrube Pilgrim (R 98 000, H 37 600) westlich von Lüdinghausen. Die gering mächtige Grundmoräne überdeckt dort Schluffmergesteine des Campans. Aufgrund der Abbautätigkeit ist die Grundmoräne dort aber meist mit Abraum bedeckt und nicht zugänglich.

#### 3.3.1.2.4 Nachschüttsand (D,S,gf(2))

**Gesteine:** Der Nachschüttsand besteht mit wechselnder Korngrößenverteilung aus gelbgrauen bis braunen Fein- und Mittelsanden mit einzelnen Grobsandlagen und feinkiesigen Partien. In der Grobsand- und Feinkiesfraktion enthaltene, zahlreiche nordische

Komponenten, die auch noch in der Feinsandfraktion als bunte Körner auftreten, sind charakteristisch für den Nachschüttssand. Gelegentlich ist auch ein schwacher Kalkgehalt vorhanden. Die für glazifluviale Ablagerungen charakteristische intensive Schrägschichtung (THIERMANN 1973, HINZE et al. 1989) ist in den Bohrungen und mangels Aufschlüssen im Blattgebiet nicht zu beobachten.

**Altersstellung und Abgrenzung:** Der Nachschüttssand ist während der Rückzugsphase des Eisvorstoßes gegen Ende des Drenthes entstanden. Als Nachschüttablagerungen werden glazifluviale Sande eingestuft, die im Blattgebiet meist über der Grundmoräne angetroffen wurden und einen deutlichen Anteil nordischer Komponenten aufweisen. Vom ungeschichteten Geschiebedecksand, vom Talsand oder vom meist gleichkörnigeren Flugsand unterscheidet sich der Nachschüttssand durch gröbere Zwischenlagen. Allerdings ist eine Schichtung in Bohrungen oft nicht zu erkennen.

**Verbreitung und Mächtigkeit:** Nachschüttssand ist im Blattgebiet teilweise auf der Grundmoräne zu beobachten. Er ist in Seppenrade, westlich von Seppenrade (Emkum) und nordwestlich von Köckelsum (R 92 700, H 33 600) kleinflächig verbreitet und erreicht Mächtigkeiten von bis zu 2 m.

**Paläogeografie und Genese:** Als Nachschüttssand werden Schmelzwasserablagerungen des abschmelzenden Inlandeises bezeichnet. Sie entstehen durch abfließende Schmelzwässer in teilweise größerer Entfernung zum Eisrand und sind als Ablagerungen glazifluviatiler Abflusssysteme anzusprechen. Durch unmittelbar nach dem Eisrückzug einsetzende Erosion, die während des Weichsels besonders ausgeprägt war, ist der Nachschüttssand größtenteils aufgearbeitet, transportiert und resedimentiert worden (LOTZE 1954, THIERMANN 1985). Bei den heutigen Vorkommen handelt es sich deshalb nur um Relikte ehemals weit verbreiteter Ablagerungen.

### 3.3.1.3 Eem

Als Äquivalent des ausgehenden Eems bis frühen Weichsels wird teilweise der im unteren Teil der Älteren Niederterrasse vorkommende Knochenkies angesehen. Eine Abtrennung der eemzeitlichen- von den frühweichselzeitlichen Ablagerungen ist nur in günstigen Fällen durch die Datierung torfiger Einlagerungen möglich, die aber meist fehlen.

Eemzeitliche Sedimente waren ursprünglich mit großer Wahrscheinlichkeit in Form von Bach- und Flussablagerungen und als humose bis torfige Bildungen in abflusslosen Senken verbreitet. Unter humidem Klima sind die Ablagerungen zusammen mit denen des späten Saales während des frühen Weichsels überwiegend wieder erodiert worden (THIERMANN 1985, STAUDE 1986, SPEETZEN 1990 a).

Aus den Terrassenablagerungen der Urrinnen von Emscher, Lippe und Stever haben bereits ANDREE (1927), BÄRTLING (1913 b) und MENZEL (1913) Knochenfunde von Großsäugetieren beschrieben und ordneten diese als Knochenkies bezeichnete Abfolge teilweise dem Eem zu. STEUSLOFF (1951) fand im Knochenkies der Steverrinne Torfgerölle mit einem Laubbaumpollenspektrum aus dem Eem.

Ablagerungen des Eems, sofern überhaupt vorhanden, konnten im Blattgebiet aufgrund fehlender tieferer Aufschlüsse nicht nachgewiesen werden. Auch in anderen Gebieten im Münsterland sind eemzeitliche Bildungen bisher nur an wenigen Stellen beobachtet worden.

### 3.3.1.4 Weichsel

Im Weichsel stieß die nordeuropäische Inlandeismasse mit mehrmaligen Unterbrechungen durch kurzzeitige Rückschmelzphasen erneut nach Süden bis in den norddeutschen Raum vor, erreichte jedoch das Münsterland nicht. Dort herrschten in den Vorstoßphasen periglaziäre Klimaverhältnisse mit langen kalten Wintern und kurzen kühlen Sommern vor, die das Erosions- und Sedimentationsgeschehen steuerten.

In einem zeitweise verwilderten Flusssystem wurden große Sedimentmengen transportiert und zu ausgedehnten Terrassenflächen aufgeschüttet (HERGET 1997). Bei nur spärlicher Vegetation wurden aus diesen Schluffe und Sande ausgeblasen. Während die Schluffe weiter entfernt als Löss abgelagert wurden, sind die Sande im Blattgebiet zu Dünen und Flugsandfeldern aufgeweht worden. Der zeitweise vorhandene Dauerfrostboden, der allenfalls eine tundrenartige Vegetation aufwies, taute im Sommer oberflächennah auf, wodurch Fließvorgänge im Boden ausgelöst wurden. Es entstanden Fließerden und Frostbodenstrukturen in Form von Eiskeilen und Taschenböden.

Während der wärmeren Zeitabschnitte (Interstadiale) breitete sich die Vegetation unter günstigeren Temperaturbedingungen zeitweise wieder aus. Als Folge dieser Klimaschwankungen kam es zu einem Wechsel von Erosions- und Akkumulationsvorgängen.

Das Weichsel untergliedert sich in Früh-, Hoch- und Spätglazial (s. Tab. 6). Zu Beginn des Frühglazials wurden ältere Ablagerungen durch die vorherrschende, kräftige Erosion abgetragen. Bedingt durch das periglaziäre Klima fielen in den Einzugsgebieten der Gewässer durch physikalische Verwitterung große Gesteinsmassen an. Bei gefrorenem Untergrund erfolgte der Abfluss oberirdisch. Aufgrund der Klima-Abkühlung und des geringen Wasserdargebots ließ die Transportkraft der Flüsse allmählich nach und der Terrassenkörper der Älteren Niederterrasse wurde aufgeschüttet.

In den zuvor ausgeräumten Rinnen lagerten sich zunächst vorwiegend grobe Sande und teilweise Kiese ab („Knochenkies“, BÄRTLING 1913 b). Infolge weiter zurückgehender Temperaturen und abnehmender Wasserführung der Flüsse wurde anschließend eine sandig-schluffige Serie abgelagert, die so genannte Sand-Schluff-Wechselfolge. Nachfolgend treten nahezu rein schluffige Schichten auf, die so genannte Schluff-Folge (STAUDE 1984, 1986; SPEETZEN 1986, 1990 a).

Im Hochglazial, dem trockenkältesten Klimaabschnitt des Weichsels, wurde die fluviatile Sedimentation weitgehend unterbrochen. Äolische Erosions- und Sedimentationsprozesse waren typisch für die vegetationsarme, hochglaziale Landschaft. Gebietsweise kam es zu mächtigen Löss- und Sandlössablagerungen, die jedoch außerhalb des Blattgebiets liegen. Mögliche in diesem Zeitabschnitt im Blattgebiet abgelagerte Lössschichten wurden infolge von spätglazialen fluviatilen Umlagerungen wieder abgetragen.

Im Spätglazial setzte die fluviatile Sedimentation nach der extrem trockenen und kalten Klimaperiode des Hochglazials wieder ein und die zuvor abgelagerten Schichten wurden teilweise erodiert. Sedimentfolgen des Spätglazials können daher teilweise diskordant auf älteren Schichten lagern. Der obere, sandige Teil der Älteren Niederterrasse wurde dabei durch ein weitflächig verzweigtes, verwildertes Flusssystem gebildet (Älteste *Dryas*-Schichten – im Blattgebiet nicht nachgewiesen – und Talsand). Die Sedimentation der Älteren Niederterrasse dauerte bis in das Ältere *Dryas* an (STAUDE 1986). Gegen Ende des

Spätglazials bildeten sich aus dem verwilderten Flusssystem aufgrund sich ändernder Abflussverhältnisse allmählich Flussläufe aus, die in einem eng umgrenzten Talbereich mäandrierten.

Im Alleröd wurde durch Hochwässer beiderseits der Stromlinien der Uferwall aufgeschüttet, der zur Begrenzung und zur Stabilisierung der Flussläufe beitrug. Dadurch entstand in Grundzügen das heutige Gewässernetz (SPEETZEN 1990 a, HERGET 1997). Durch Tiefenerosion schnitten sich die Flüsse anschließend innerhalb der eng begrenzten Talbereiche erneut ein.

Das Spätglazial endete mit einer nochmaligen Sedimentaufschüttung in der letzten Kälteperiode, dem Jüngeren *Dryas*. Es entstand die Jüngere Niederterrasse, die im Holozän größtenteils wieder erodiert wurde und im Blattgebiet nicht erhalten ist.

#### 3.3.1.4.1 Ältere Niederterrasse

Ältere Niederterrasse (ARNOLD 1977, KLOSTERMANN 1992)

Obere Niederterrasse (SPEETZEN 1980, 1986, 1990 a; STAUDE 1984; SKUPIN 1987, 1996)

Die Ablagerungen der Älteren Niederterrasse, die dem Flusssystem der Stever zuzuordnen sind, bestimmen das geologische Bild in weiten Teilen des Blattgebiets. Ihr oberer Teil wird als Talsand bezeichnet (GRAHLE in BOIGK et al. 1960, THIERMANN 1968, STAUDE 1982). Er bildet im Blattgebiet eine weitflächige Sandebene mit äolischer Überprägung. Die im nördlichen und zentralen Münsterland (vgl. z. B. STAUDE 1984; HISS 1995, 1997, 2001 a, 2001 b) häufig anzutreffende lithologische Niederterrassen-Gliederung in einen unteren mehr kiesigen (Knochenkies; w,Kn), einen mittleren, sandig-schluffigen bis schluffigen (Sand-Schluff-Wechselfolge; w,S,f und Schluff-Folge; w,U,f) und einen oberen, sandigen Abschnitt (Talsand; w,S,ta) lässt sich auf das Blattgebiet Lüdinghausen übertragen. Die durch STAUDE (1984) eingeführten Bezeichnungen der Kartiereinheiten werden daher übernommen.

Die Gliederung der Älteren Niederterrasse basiert auf Untersuchungen von Bohrungen und Aufschlüssen im Rahmen von Kanalbauten aus Bereichen der Ems, Lippe, Emscher und Stever (BÄRTLING 1913 b, STEUSLOFF 1951). Die Ablagerungen werden als mehrphasiger Schüttungskörper angesehen, dessen Sedimentation teilweise schon im ausgehenden Eem begann und sich bis ins Spätglazial fortsetzte. Weitergehende Ausführungen zur Erforschungsgeschichte der Niederterrassen-Ablagerungen im Münsterland finden sich bei HESEMANN (1950 b, 1975 a), KELLER (1950), HEMPEL (1963), THIERMANN (1970 a, 1974, 1985), KRAMM & MÜLLER (1978), H.-M. MÜLLER (1978), SPEETZEN (1980, 1986, 1990 a), STAUDE (1982, 1984, 1986, 1988, 1989), SKUPIN (1983, 1985, 1987), HISS (1995, 1997, 2001 a, 2001 b), HERGET (1997) und LENZ (1997).

##### 3.3.1.4.1.1 Knochenkies (w,Kn)

Knochenkies (BÄRTLING 1913 b; MENZEL 1913; ANDREE 1927; STEUSLOFF 1938, 1951; STAUDE 1984)

Im Blattgebiet werden die Sedimentfüllungen der tieferen Teile der Steverrinne als „Knochenkies“ bezeichnet. Wie in anderen Rinnensystemen des Münsterlands wird unter diesem Begriff der gesamte, schluffarme Abschnitt der Älteren Niederterrasse unterhalb

der Sand-Schluff-Wechselfolge zusammengefasst (vgl. STAUDE 1984, THIERMANN 1985). Dieses älteste Schichtglied der Älteren Niederterrasse ist im Blattgebiet durch Bohrungen erschlossen und wird in Analogie zur Älteren Niederterrasse der Ems, Dinkel und Vechte (STAUDE 1986; HISS 1995, 1997, 2001 a, 2001 b) auch hier als „Knochenkies“ bezeichnet, obwohl im Blattgebiet nur selten ein reiner Kies ausgebildet ist und fossile Knochen im Rahmen der Kartierung nicht gefunden wurden. Knochenfunde aus dem Bereich der Stever sind jedoch aus der Literatur bekannt (WEHRLI 1956, HEINRICH 1989: 11).

**Gesteine:** Der Knochenkies ist sehr unterschiedlich aufgebaut. Neben mittelsandigen Feinsanden mit teilweise geringen Grobschluffanteilen treten auch reine Kieslagen auf. Teilweise sind reine Mittelsande oder humose Schlufflagen eingeschaltet. Oft sind auch Grobsande mit unterschiedlichen Gehalten an Mittelsanden und geringen Fein- und Mittkiesanteilen verbreitet. Die grobkörnigeren Abschnitte sind überwiegend im basalen Teil des Knochenkieses anzutreffen. Die Sedimentfarbe ist in den feinkörnigeren Abschnitten grüngrau und in den gröberen grau gelb.

Der Geröllbestand ist durch einen deutlichen Anteil aufgearbeiteter nordischer Geschiebe und Feuersteine charakterisiert, die aus der Grundmoräne stammen. Daneben kommen kreidezeitliche Kalksandstein- und Tonmergelsteingerölle vor, aus deren Verwitterungsrückständen ein hoher Schluffanteil in der Matrix resultiert. Insbesondere in Abschnitten mit Kreide-Geröllen sind die Ablagerungen kalkhaltig.

Das Schwermineralspektrum (repräsentative Werte mehrerer Bohrungen, Untersuchung U. WEFELS, Geol. Dienst NRW) setzt sich aus ca. 20 % stabilen, ca. 2 % metamorphen Schwermineralen, ca. 20 % Granat, ca. 18 % Epidot und ca. 40 % grüner Hornblende zusammen. Alterit, Klinopyroxene, braune Hornblende und weitere, meist instabile Schwerminerale fehlen oder sind nur sehr untergeordnet vorhanden.

**Fossilien:** Zahlreiche Fossilfunde bei Kanalarbeiten oder Auskiesungen waren für die Schichtenfolge namensgebend. Aus der ehemaligen Sandgrube Ternsche, jetzt Ternscher See, westlich von Olfen (auf den Mittelpunkt bezogen: R 99 000, H 32 150) sind unter anderem Knochen und Zähne vom Mammut (*Mammuthus primigenius* (BLUMENBACH)), Fellnashorn (*Coelodonta antiquitatis* (BLUMENBACH)), Ren (*Rangifer tarandus* (LINNE)), Steppenwisent (*Bison priscus* BOJANUS), Wildpferd (*Equus germanicus* (NEHRING)), Riesenhirsch (*Mageceros giganteus* BLUMENBACH), Rothirsch (*Cervus elaphus* LINNE), Ur- oder Auerochse (*Bos primigenius* BOJANUS), Wolf (*Canis lupus* LINNE), Höhlenlöwe (*Panthera leo spelaea* LINNE) und von der Höhlenhyäne (*Crocota spelaea* (GOLDFUSS)) gefunden worden (WEHRLI 1956). Weitere Zusammenstellungen von Fossilfunden finden sich bei O. ERNST (1935), STEUSLOFF (1938, 1951) und WEHRLI (1956).

**Altersstellung und Abgrenzung:** Der Entstehungszeitraum des Knochenkieses an Emscher, Lippe und Ems wird seit Jahrzehnten kontrovers diskutiert. Als Sedimentationszeiten werden die Zeiträume zwischen dem ausgehenden Saale (KAHRS 1912), dem Warthe (SCHMITZ 1990), dem Übergangsbereich Saale/Eem (BÄRTLING 1913 b), dem frühen Eem (MENZEL 1913), dem späten Eem bis frühen Weichsel (STEUSLOFF 1934) und dem frühen Weichsel (ANDREE 1927) angenommen. Nach datierten Befunden aus dem östlichen Münsterland (SKUPIN 1983) kann eine stratigrafische Reichweite des Knochenkieses im Ems-Gebiet während des Weichsel-Frühglazials bis einschließlich Moershoofd angenommen werden (vgl. SPEETZEN 1986, STAUDE 1986, KLOSTERMANN 1992).



Im Blattgebiet konnte die stratigrafische Stellung des Knochenkieses nicht belegt werden, da auch pollenanalytische Befunde keine eindeutigen Ergebnisse erbrachten. Das Pollenbild entsprechender Abschnitte mehrerer Bohrungen (Untersuchung R. STRITZKE, Geol. Dienst NRW) setzt sich vor allem aus Kiefernpollen (*Pinus*) mit bis zu 56 % der Pollensumme zusammen. Daneben kommen Fichten- (*Picea*) und Birken- (*Betula*) sowie vereinzelt Tannen- (*Abies*) und Erlenpollen (*Alnus*) vor. Ebenfalls nachweisbar sind Süß- und Sauergräser. Insgesamt ergibt sich eine Pollenkombination einer offenen Kältsteppe. Das Vegetationsbild entspricht damit durchaus dem Beginn eines kälteren Klimaabschnitts, dem Weichsel-Frühglazial (vgl. URBAN et al. 1991, KLOSTERMANN 1992). Darüber hinaus fanden sich keine akzessorischen Pollen, Sporen oder Dinoflagellaten, die eine genaue Identifizierung eines kälteren Klimaabschnitts oder einen Hinweis auf eine Aufarbeitung und Umlagerung der Sedimente zuließen. Der Nachweis von Hasel- und Eichenmischwaldpollen in den kartierbegleitenden Bohrungen KBB 1061 (R 92 420, H 32 290) und KBB 1064 (R 92 690, H 32 640) westlich von Olfen im Bereich tieferer Rinnenabschnitte könnte aber auch auf einen älteren, wärmeren Klimaabschnitt hindeuten.

Nach WEHRLI (1956) ist der Knochenkies in der Sandgrube Ternsche, den dort gefundenen Mollusken entsprechend, dem frühen Weichsel zuzuordnen. Seine Untersuchungen decken sich mit den Angaben von ANDREE (1927) und STEUSLOFF (1938). Ein Vergleich der Fossilien belegt, dass die Ablagerung des Knochenkieses nicht überall zur gleichen Zeit einsetzte (STEUSLOFF 1933). Die Aufschotterung basisnaher Abschnitte hat vermutlich bereits teilweise im ausgehenden Eem begonnen, da im tiefsten Teil der Steverrinne Torfgerölle mit einer Vormacht von Laubbaumpollen nachgewiesen wurden (STEUSLOFF 1951).

In der Regel lagert der Knochenkies den Kreide-Ablagerungen unmittelbar auf und ist aufgrund seiner sandig-kiesigen Ausbildung vom Liegenden gut abzugrenzen. Die Hangendgrenze der Schichtenfolge zu jüngeren weichselzeitlichen Flussablagerungen wird mit dem Aussetzen des Kiesanteils gezogen.

**Verbreitung und Mächtigkeit:** Der Knochenkies ist an die tieferen Rinnenabschnitte der Stever gebunden und kommt oberflächennah nicht vor. Die Mächtigkeiten variieren in Abhängigkeit vom ausgebildeten Kreide-Relief zwischen 1 und 8,5 m.

**Paläogeografie und Genese:** Die Schichtenfolge entstand fluvial, wobei das mitgeführte Material nach kurzem Transport mit teilweise hoher Strömungsenergie wieder abgesetzt wurde. Eingeschaltete feinkörnige Horizonte weisen auf Verlagerungen des Stromstrichs mit ruhigeren Sedimentationsbedingungen hin. Abschnittsweise können die Sedimente auch kurzzeitig wärmere Klimaabschnitte mit stärkerer Vegetation und Bodenbildung repräsentieren.

**Aufschlüsse:** Wegen der Überdeckung durch jüngere Schichtglieder der Älteren Niederterrasse ist der Knochenkies im Blattgebiet nur aus Bohrungen bekannt. Früher war der Knochenkies in der Sandgrube Ternsche, heute Ternscher See, bei Selm (R 99 000, H 32 150) aufgeschlossen. Aufschlussbeschreibungen finden sich bei STEUSLOFF (1951) und WEHRLI (1956).

#### 3.3.1.4.1.2 Sand-Schluff-Wechselfolge (w,S,f)

Schneckensande (BÄRTLING 1913 b)

Schneckensande und Schichten der periglazialen Talaue (STEUSLOFF 1933)

Sand-Schluff-Wechselfolge (STAUDE 1984)

**Gesteine:** Die Abfolge besteht überwiegend aus grauen bis grüngrauen oder braunen Feinsanden mit teilweise geringen Anteilen von Mittelsanden. Stellenweise sind geringe Kiesgehalte vorhanden. Nordische Gerölle sind in allen Abschnitten anzutreffen. Die Feinsandhorizonte wechsellagern mit stellenweise feinsandigen Grobschlufflagen. Die schluffigen Partien weisen teilweise geringe Gehalte an Schwemmhumpartikeln auf und sind meist schwach Glimmer führend. Die Sedimentabfolge ist durchgängig kalkhaltig und enthält vorwiegend in den Schlufflagen Molluskenschalen- und Pflanzenreste, die abschnittsweise auch angereichert vorkommen können. Außerdem kommen in der Schichtenfolge vereinzelt bis wenige Zentimeter mächtige Torflagen vor.

Das Schwermineralspektrum (repräsentative Werte mehrerer Bohrungen, Untersuchung U. WEFELS, Geol. Dienst NRW) setzt sich aus ca. 20 – 35 % stabilen, ca. 2 % metamorphen Schwermineralen, ca. 10 % Granat, ca. 35 % Epidot sowie aus ca. 15 – 20 % grüner Hornblende zusammen und weist damit deutliche Unterschiede zum Knochenkies auf (vgl. Kap. 3.3.1.4.1.1).

**Altersstellung und Abgrenzung:** Datierungen aus der Sand-Schluff-Wechselfolge liegen für das Blattgebiet nicht vor, da die Pollenanalysen keine eindeutigen Ergebnisse erbrachten. Innerhalb der Älteren Niederterrasse wurde als Hauptsedimentationszeitraum für die Sand-Schluff-Wechselfolge und für die im nachfolgenden Kapitel beschriebene Schluff-Folge der Zeitraum vom Hengelo bis einschließlich Denekamp des späten Weichsel-Frühglazials, entsprechend den Datierungsergebnissen an schluffig-humosen und torfigen Lagen des zentralen und nördlichen Münsterlands, als Sedimentationszeit angenommen (vgl. SKUPIN 1983; STAUDE 1984, 1986; HISS 1995, 1997, 2001 a, 2001 b; LENZ 1997). Nach palynologischen Befunden und <sup>14</sup>C-Altersbestimmungen an einer Torfprobe aus der kartierbegleitenden Bohrung 1008 (TK 25: 4110 Senden; R 97 551, H 46 381) liegt der Sedimentationsbeginn jedoch schon im Moershoofd (vgl. DÖLLING 2004). Eine Fortsetzung der Sedimentation im Weichsel-Hochglazial ist nicht belegt (SKUPIN 1991).

Die Liegendgrenze der Sand-Schluff-Wechselfolge zum unterlagernden Knochenkies wird mit dem Einsetzen der kiesigen Lagen gezogen. Die Abgrenzung der Sand-Schluff-Wechselfolge gegenüber der hangenden Schluff-Folge ist undeutlicher und wird kartiertechnisch dort vorgenommen, wo im Profil die Mächtigkeit und Häufigkeit der Schlufflagen die der Feinsandlagen überschreitet.

**Verbreitung und Mächtigkeit:** Die Sand-Schluff-Wechselfolge ist im Rinnensystem der Stever und ihrer Nebenbäche im südlichen und östlichen Blattgebiet verbreitet. Sie tritt an der Geländeoberfläche nicht auf, sondern wird von jüngeren Quartär-Ablagerungen überlagert. Die Mächtigkeit der Sand-Schluff-Wechselfolge beträgt überwiegend 6 – 8 m bei maximalen Mächtigkeiten von bis zu 14 m.

**Paläogeografie und Genese:** Die Sand-Schluff-Wechselfolge, die im Hangenden des Knochenkieses folgt, stellt faziell den Übergang zwischen den sandig-kiesigen

Ablagerungen im Liegenden und der überwiegend aus Schluffen bestehenden Schluff-Folge im Hangenden dar.

Die Genese der Schichten und die Herkunft des schluffigen Sedimentmaterials werden unterschiedlich gedeutet. STAUDE (1982, 1986) und THIERMANN (1985) nehmen an, dass es sich um Hochflutsedimente und Verschwemmungsablagerungen handelt, deren Ausgangsmaterial Verwitterungsreste der kretazischen Festgesteine und der Grundmoräne sind. SPEETZEN (1990 a: 15) vertritt die Auffassung, dass es sich im Wesentlichen um äolisch abgesetzten Löss handelt, der teilweise auch fluvial verschwemmt oder durch Solifluktion umgelagert wurde. Als Bildungsmechanismus kann auch eine Kombination aus beiden Deutungen angenommen werden (s. DÖLLING 2004: 93). Die Ablagerungen der frühglazialen Steier wurden wahrscheinlich in einem weitflächigen stark mäandrierenden Flusssystem mit wechselnder Wasserführung abgesetzt, in das auch äolisch transportiertes Material eingetragen wurde. Dabei wurden teilweise versumpfte Hohlformen und Einmündungen verfüllt und das Relief ausgeglichen. In den Ablagerungen spiegelt sich die allmählich nachlassende Transportkraft der Flüsse wider, die mit sinkenden Temperaturen immer weniger Wasser führten (SKUPIN 1996).

#### 3.3.1.4.1.3 Schluff-Folge (w,U,f)

Schneckensande und Schichten der periglazialen Talauen (BÄRTLING 1913 b, STEUSLOFF 1933)  
Schluff-Folge (SKUPIN 1983, STAUDE 1984)

**Gesteine:** Die Schichten bestehen überwiegend aus grauen, grüngrauen oder braungrauen, kalkhaltigen Schluffen in dezimetermächtigen Lagen. Sie sind schwach feinsandig bis feinsandig, teilweise auch tonig mit Zwischenlagen von Fein- und Mittelsanden. Teilweise sind auch über 50 cm mächtige, reine Schlufflagen ausgebildet. Häufig sind geringe Schwemmhumus- sowie geringe Glimmergehalte vorhanden. Weiterhin sind meist nur wenige Zentimeter mächtige Torf- und stark humose Schlufflagen ausgebildet. Vereinzelt kommen Molluskenschalen vor. Die wenigen Feinsandlagen gehen fließend, verbunden mit einer dünnsschichtigen Sand-Schluff-Wechselagerung, aus den laminar feingeschichteten Schluffbänken hervor. Die Schwermineralführung entspricht der der Sand-Schluff-Wechselfolge.

**Altersstellung und Abgrenzung:** Analog zu anderen Flusssystemen des Münsterlands wird für die Schichtenfolge – so wie für die Sand-Schluff-Wechselfolge (vgl. Kap. 3.3.1.4.1.2 „Altersstellung und Abgrenzung“) – eine Datierung in das Wechsel-Frühglazial vom Moershoofd bis einschließlich Denekamp vorgenommen (vgl. SKUPIN 1983; STAUDE 1984, 1986; HISS 1995, 1997, 2001 a, 2001 b; LENZ 1997; DÖLLING 2004).

Die feinklastische Sedimentation des späten Weichsel-Frühglazials setzte sich mit der Ablagerung der Schluff-Folge fort. Die Schichtenfolge aus Schluff- und Feinsandlagen ähnelt der liegenden Sand-Schluff-Wechselfolge und geht ohne deutliche Liegendgrenze mit fließendem Übergang aus der Sand-Schluff-Wechselfolge hervor. Es ist auch nicht auszuschließen, dass Sand-Schluff-Wechselfolge und Schluff-Folge randlich ineinander übergehen (LENZ 1997, DÖLLING 2004). Daher konnte in einigen Gebieten keine Differenzierung erfolgen. Die Grenzziehung erfolgt im Profil dort, wo die Schlufflagen gegenüber den Sandlagen überwiegen. Die Hangendgrenze ist dagegen deutlich und wird mit dem Einsetzen der Sande des Talsands gezogen.

**Verbreitung und Mächtigkeit:** Die Schluff-Folge ist im Bereich der Steverrinne und ihrer Nebenbäche ausgebildet und kommt oberflächennah nicht vor. Sie kann teilweise in den Rinnen auch fehlen und wird dann durch die Sand-Schluff-Wechselfolge ersetzt. Die Mächtigkeit der Schluff-Folge beträgt bis ca. 8,5 m.

**Paläogeografie und Genese:** Die Paläogeografie und die Genese entsprechen der der Sand-Schluff-Wechselfolge. Die Ablagerungen der frühglazialen Stever und ihrer Nebenbäche wurden wahrscheinlich in einem weitflächigen, stark mäandrierenden Flusssystem mit wechselnder Wasserführung gebildet, in das auch äolisch transportiertes Material eingetragen wurde.

#### 3.3.1.4.1.4 Talsand (w,S,ta)

Talsand (der Ems) (TIETZE 1907)

Jungdiluviale Talsande (BÄRTLING 1913 b)

Kreuzgeschichtete Sande (STEUSLOFF 1933)

Talsand (BEYENBURG 1934, THIERMANN 1973, STAUDE 1982)

Talsand (der Lippe) (SKUPIN 1983)

**Gesteine:** Der Talsand besteht aus braungrauen Fein- und Mittelsanden, die im Grundwasserbereich meist hellgrau gefärbt sind. Untergeordnet kommen auch gering mächtige grobsandige oder schwach feinkiesige Lagen vor, die wenige Molluskenschalen oder Schalenbruchstücke enthalten. Schluffige Lagen und humose Partikel sind selten. Vereinzelt sind nordische Geschiebe oder kleine Plänergerölle enthalten. Daneben kommen auch einzelne entkalkte Mergelbröckchen in Grobsand- und Feinkiesgröße vor, die gelegentlich lagenweise angereichert sind. Der Talsand ist überwiegend im Millimeter- bis Zentimeterbereich laminar fein geschichtet. Daneben sind flache Schrägschichtungen sowie kleine, linsen- und rinnenartige Sedimentkörper ausgebildet (s. Abb. 8). Die oberen Abschnitte der Schichtenfolge sind kalkfrei, während zur Tiefe hin, insbesondere in feinkörnigeren Partien, ein geringer Kalkgehalt vorhanden ist. Die Schwermineralführung unterscheidet sich nicht von der der Sand-Schluff-Wechselfolge und der Schluff-Folge.

**Altersstellung und Abgrenzung:** Die Schichtenfolge der Älteren Niederterrasse schließt mit dem Talsand ab. Der Begriff „Talsand“ wurde früher überwiegend für die gesamte sandige Schichtenfolge im Hangenden der Grundmoräne verwandt (z. B. TIETZE 1907, BEYENBURG 1934). Entsprechend der modernen Gliederung im Münsterland umfasst die Schichtenfolge des Talsands aber nur den spätglazialen Anteil der Älteren Niederterrasse (STAUDE 1982, 1984).

Eine zeitliche Einstufung des Talsands auf der Basis biostratigrafischer Daten liegt für das Blattgebiet nicht vor. Die pollenanalytisch untersuchten Profile zeigten aus diesem Schichtenabschnitt ausschließlich individuenarme, stratigrafisch nicht auswertbare Pollenspektren mit Floren eines kälteren Klimas. Analog zur Schichtenfolge des Emssystems kann jedoch angenommen werden, dass die Ablagerung des Talsands gegen Ende des Ältesten *Dryas* begann und vor der Überlagerung durch den in das Alleröd datierten Uferwall abgeschlossen war (STAUDE 1986, 1989).

Die im nördlichen und zentralen Münsterland zwischen Schluff-Folge und Talsand ausgebildeten Ältesten *Dryas*-Schichten, die durch eine Häufung von Schalenresten von



Auenlehm

Auensand

Eisenausfällung

Talsand

Abb. 8

Talsand überlagert von Auen-  
sand und Auenlehm, Baugrube  
neue Kläranlage Lüdinghausen  
(R 00 800, H 36 750)

Landschnecken und Süßwassermuscheln gekennzeichnet sind (STAUE 1982, 1986), konnten im Blattgebiet nicht nachgewiesen werden.

Eine Abgrenzung der eintönigen Talsandserie, die kaum Schluffeinlagerungen, wenige humose Bestandteile und nur vereinzelt Schneckenschalen enthält, ist gegenüber den älteren Quartär-Sedimenten petrografisch gut möglich. Die Grenzziehung gegenüber den auflagernden jüngeren Schichten, insbesondere zum Uferwall und zum Flugsand, ist teilweise schwierig, da die Lockergesteine petrografisch sehr ähnlich ausgebildet sind.

**Verbreitung und Mächtigkeit:** Der Talsand ist weitflächig in der Ost- und Süd-  
hälfte des Blattgebiets an der Geländeoberfläche und auch unter jüngeren Deckschichten verbreitet. Die Schichtenfolge überdeckt die älteren Sedimente der Älteren Niederterrasse und bildet die so genannte Talsandebene, eine weit ausgedehnte, ebene Sandfläche, teilweise mit äolischer Überprägung und lokal mit Verschwemmungsablagerungen. Die Mächtigkeit der Schichten beträgt je nach Relief des Untergrundes bis maximal 12 m, bei mittleren Mächtigkeiten zwischen 5 und 10 m.

**Paläogeografie und Genese:** Die Sedimente entstanden unter periglaziären Klimabedingungen als fluviatile Ablagerungen in einem verwilderten Flusssystem. Solifluidale Umlagerungsprozesse und lokale Verschwemmungsvorgänge, die kleinste Reliefunterschiede nivellierten, trugen dabei zur Entstehung der Abfolge, insbesondere aber zur abschließenden Verebnung bei (vgl. GRAHLE in BOIGK et al. 1960, THIERMANN 1974, STAUDE 1984).

**Aufschlüsse:** Dauerhafte Aufschlüsse bestehen im Talsand nicht. Bis ca. 3 m tiefe Aufschlüsse waren während der geologischen Aufnahme durch Baumaßnahmen im gesamten Bereich der Talsandebene in den Städten Lüdinghausen, Selm und Olfen häufig vorhanden. Früher war der Talsand in der Sandgrube Ternsche, heute Ternscher See, nordwestlich von Selm (R 99 000, H 32 150) und in der Sandgrube Kluten, heute Kluten See, nordwestlich von Lüdinghausen (R 98 400, H 38 780), aufgeschlossen.

#### 3.3.1.4.2 Uferwall (**w,Sl,sw; w,S,sw**)

Uferwall (THIERMANN 1968)

**Gesteine:** Die Schichtenfolge kommt in zwei Faziestypen vor. Es lässt sich ein überwiegend schluffiger von einem überwiegend sandigen Uferwall unterscheiden. Der schluffige Uferwall (**w,Sl,sw**) besteht aus graubraunen bis gelbbraunen, schluffigen Fein- und Mittelsanden mit Einlagerungen von schluffigen Horizonten. Beim sandigen Uferwall (**w,S,sw**) treten schluffige Einlagerungen stark zurück und die Schichten bestehen aus graubraunen bis gelbbraunen, grobsandigen, vereinzelt sogar feinkiesigen Fein- und Mittelsanden. Flache, rinnenartige Schrägschichtungskörper mit häufigen Korngrößenwechseln, teilweise aber auch laminare Gefüge sind für beide Faziesausbildungen charakteristisch. Teilweise wurden Grobsand- oder Schlufflagen und einzelne feinkiesige Streifen in den Sondierbohrungen angetroffen.

In einem Aufschluss beim Hof Schulze-Althoff (R 97 020, H 31 570) waren Flugsand und Uferwallablagerungen über Talsand aufgeschlossen. Die Uferwallablagerungen zeichnen sich durch intensive Schicht- und Korngrößenwechsel mit deutlichen Schrägschichtungen aus. Gelegentlich sind Grobsand- und Feinkiesbänder eingelagert. Unter dem Uferwall folgen bis zur Basis des Aufschlusses mittelsandige Feinsande des Talsands mit vorwiegend laminarer Feinschichtung und untergeordneter Schrägschichtung (Abb. 9).

**Altersstellung und Abgrenzung:** Der Uferwall ist ein im Münsterland und den angrenzenden Gebieten weit verbreitetes fluviatiles Schichtglied. Aufgrund einer an der Basis gelegentlich angetroffenen Bodenbildung, dem so genannten Usselo-Horizont, wird die Schichtenfolge ins Alleröd datiert (THIERMANN 1973, SKUPIN 1987: 59).

Uferwälle wurden zum Teil nach morphologischen Gesichtspunkten und im Rahmen der stereoskopischen Luftbildauswertung als flussbegleitende längliche Flachrücken abgegrenzt. Heute nicht mehr zusammenhängende Einzelkuppen, als Erosionsreste größerer Flachrücken, werden zusammengefasst dargestellt. Die Grenzziehung zwischen Uferwall-sedimenten und ausschließlich äolischen Ablagerungen (Flugsand, Dünen) wurde überwiegend durch Bohrungen vorgenommen. Grobsand- oder Schlufflagen und einzelne feinkiesige Streifen sind für eine fluviatile Entstehung charakteristisch. In solchen Fällen war eine Unterscheidung zwischen Flugsand und Uferwall möglich. Generell ist aber von einer äolischen Sedimentkomponente und einer äolischen Überprägung bei der Bildung

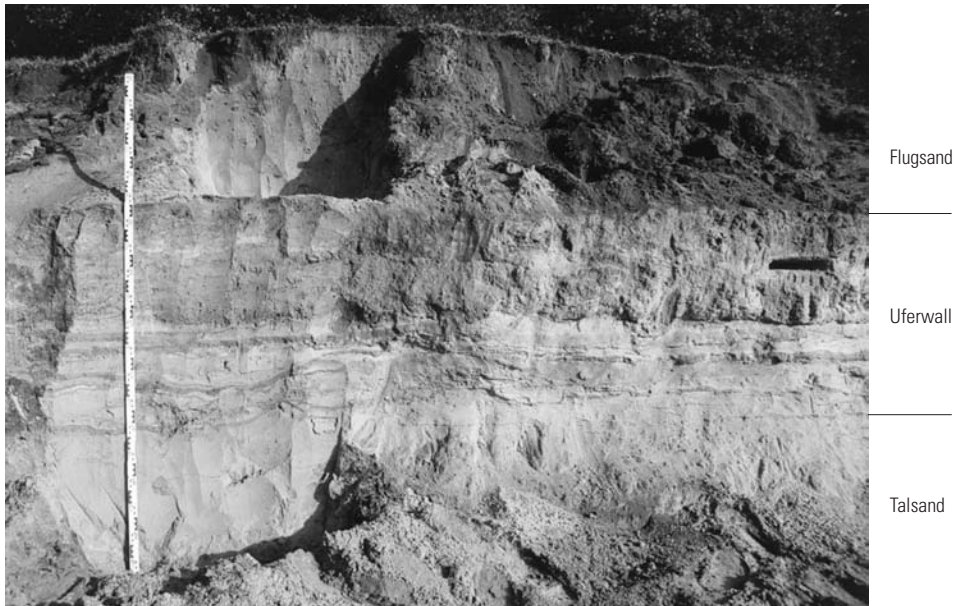


Abb. 9 Von Flugsand überlagerter Uferwall über Talsand, Aufschluss am Hof Schulze-Althoff (R 97 020, H 31 570)

des Uferwalls auszugehen. Der Uferwall ist durch Plaggenauftrag und andere anthropogene Einflüsse teilweise überformt.

**Verbreitung und Mächtigkeit:** Entlang der Stever, im Verbreitungsgebiet der Älteren Niederterrasse, sind Uferwälle als lang gestreckte, flache Erhebungen, die teilweise durch alte Bachschlingen oder -durchbrüche unterbrochen sind, weit verbreitet. Der schluffige Uferwall (w,Sl,sw) kommt südlich von Lüdinghausen und nördlich von Selm vor, während der überwiegend sandige Uferwall (w,S,sw) nördlich von Olfen verbreitet ist.

Die Mächtigkeit des Uferwalls ist wegen der äolischen Überprägung oft nicht genau festzulegen. Die durch Sondierbohrungen und durch Aufschlüsse ermittelten Mächtigkeiten betragen beim schluffigen Uferwall bis ca. 3 m und beim sandigen Uferwall bis ca. 3,5 m.

**Paläogeografie und Genese:** Uferwallbildungen an Flüssen des Münsterlands und deren Genese wurden erstmals von THIERMANN (1968) aus den Blattgebieten 3708 Gronau und 3709 Ochtrup sowie aus dem Gebiet der Ems im Raum Rheine beschrieben (THIERMANN 1970 b, 1974).

Gegen Ende des Spätglazials stabilisierten sich die Abflussverhältnisse und mit abnehmender Wasserführung bildete sich aus dem verwilderten, breitflächigen Abflusssystem ein mäandrierendes Flusssystem mit festliegender Stromlinie. Die Stever und die kleineren Nebenflüsse tieften sich in die zuvor aufgeschüttete Talsandebene ein und es entstanden Talführungen, die im Wesentlichen bereits den heutigen Talauen entsprachen. Bei Hochwässern überfluteten die Fließgewässer ihre inzwischen ausgeprägten Talrinnen

und lagerten beidseitig des Stromstrichs Sedimente ab. Der Uferwall weist eine typische asymmetrische Form mit deutlicher Böschung zur Talseite und sanfter Abdachung zum Hinterland (Talsandebene) auf, die aus einer mit größerer Entfernung zum Stromstrich abnehmenden Sedimentfracht resultiert. Die charakteristische asymmetrische Morphologie des Uferwalls ist im Blattgebiet Lüdinghausen nur teilweise vorhanden, da durch holozäne Erosion, äolische Umformung und vor allem Ackerbewirtschaftung sowie Plaggenauftrag die ursprüngliche Morphologie stark verändert worden ist.

Der überwiegend sandig aufgebaute Uferwall nördlich von Olfen, in dem auch Feinkiese vorkommen, lässt aufgrund seiner deutlich von den übrigen Uferwällen der Stever abweichenden Lithologie darauf schließen, dass an seiner Entstehung möglicherweise die nur wenig weiter südlich verlaufende Lippe Anteil hatte.

**Aufschlüsse:** Es existieren keine dauerhaften Aufschlüsse im Blattgebiet. Während der Kartierarbeiten ermöglichten eine Aufgrabung und ein temporärer Aufschluss (Hof Schulze-Althoff: R 97 020, H 31 570) Einblicke in den Aufbau der Uferwallablagerungen (vgl. Abb. 9).

#### 3.3.1.4.3 Fließerde („fl)

**Gesteine:** Die Zusammensetzung der Fließerde variiert in Abhängigkeit von der Ausbildung der hangaufwärts anstehenden Gesteine. Meist besteht sie aus grauen, tonigen Schluffen mit stark wechselnden Anteilen an groben, meist gelbbraunen bis braunen Sanden und an Kies. Die Fließerde im Raum Kökelsum und östlich von Seppenrade ist überwiegend aus graubraunen, meist kalkhaltigen, schwach schluffigen Feinsanden aufgebaut. Dort überlagert sie sandige Grundmoräne und Sandmergel der Oberkreide.

Im Raum Selm und südlich von Olfen ist dagegen stark schluffige Fließerde verbreitet. Sie setzt sich aus braungrauen, feinsandigen Schluffen in Wechsellagerung mit stark schluffigen Fein- und Mittelsanden mit vereinzelt Kiesen zusammen. Als Ausgangsgesteine sind umgelagerte Schluffmergel der Oberkreide und Grundmoränematerial anzunehmen. Je nach Verwitterungsintensität ist die Fließerde durch Eisenaussfällungen rot bis rotbraun gefärbt. Der Schichtenaufbau weist lokal lagige Strukturen auf, deutliche Schichtungsmerkmale sind jedoch nicht zu erkennen.

**Altersstellung und Abgrenzung:** Der Entstehungszeitraum der Fließerde lässt sich für das Blattgebiet nicht genau eingrenzen. Wahrscheinlich sind die Ablagerungen im Verlauf des Weichsels entstanden und teilweise jünger als die Bildung der Talsandebene der Älteren Niederterrasse, da zum Beispiel die Fließerde nordöstlich von Olfen und im Süden von Olfen den Talsand überdeckt (vgl. Abschnitt „Paläogeografie und Genese“).

Fließerde wurde nur dort kartiert, wo sie sich durch petrologische Unterschiede von ihrem Untergrund abhebt. Sie unterscheidet sich durch ihre oft heterogene Zusammensetzung meist deutlich von den Ablagerungen der Kreide und der Älteren Niederterrasse (vgl. Absatz „Gesteine“). Von der Grundmoräne ist sie durch geringere Anteile nordischer Geschiebe abzugrenzen.

**Verbreitung und Mächtigkeit:** Die Fließerde kommt im Blattgebiet vor allem als Hangablagerung im Unterhangbereich der Erhebungen oder als Talfüllung in den Tal-



kerben und -sohlen vor. Sie ist an den Flanken des Seppenrader Höhenzugs östlich von Seppenrade, in der Gemarkung Leversum (R 93 500, H 38 300), im Raum Olfen sowie nördlich von Selm verbreitet. Die Mächtigkeit der Fließerde beträgt lokal meist nur ca. 1 m, teilweise aber auch bis zu 4 m.

**Paläogeografie und Genese:** Fließerde ist unter den periglaziären Bedingungen eines kälteren Klimas entstanden (BÜDEL 1959). Während des Weichsels gerieten die wassergesättigten oberen Bodenschichten über Dauerfrostdböden durch Solifluktionssvorgänge in kurzen wärmeren Auftauphasen meist großflächig ins Fließen. Voraussetzungen für das Auslösen von Fließbewegungen sind neben hohen Wassergehalten, hohe Schluffanteile in den Böden und Hangneigungen von mindestens 2° (BÜDEL 1959). Gegen Ende des Pleistozäns und im Holozän ging das Bodenfließen mit zunehmender Klimaerwärmung allmählich in eine flächenhafte Abschwemmung der an der Oberfläche verbreiteten Lockersedimente durch Niederschlagswässer über. Im Holozän kam es dabei zur Ablagerung von Schwemmlehm. Aus diesem Grund ist nicht auszuschließen, dass die Fließerde auch Anteile von holozänem Schwemmlehm enthält.

### **3.3.2 Pleistozän bis Holozän**

Die Aufwehung von Flugsand (Kap. 3.3.2.1) sowie die Bildung der Älteren Dünen (Kap. 3.3.2.2) haben im Pleistozän begonnen, setzten sich zum Teil jedoch auch noch im Holozän fort. Insbesondere die Flugsandaufwehung dauerte bis in die jüngste historische Vergangenheit an.

#### **3.3.2.1 Flugsand (S,a)**

**Gesteine:** Der Flugsand besteht aus gelbweißen bis gelbgrauen, teilweise gelbbraunen, gut sortierten Feinsanden. Im Sediment sind geringe Mittelsandanteile und lagenweise vereinzelt Grobsandkörner enthalten. Im Bereich des Seppenrader Höhenzugs handelt es sich überwiegend um weißgelben bis gelbbraunen schluffigen Feinsand mit zahlreichen dünnen Lagen aus Fein- und Mittelsand. In Aufschlüssen ist eine überwiegend im Millimeter- bis Zentimeterbereich horizontal geschichtete Sedimentfolge mit flachen, teilweise undeutlichen Rippeln oder dünnen, linsenartigen Sandkörpern ausgebildet, die in den Sondierbohrungen meist nicht zu erkennen ist. In stärker angewitterten Profilen ist teilweise eine deutliche Schrägschichtung im Zentimeterbereich mit geringfügigen Materialunterschieden zu beobachten.

Der Flugsand ist unterschiedlich stark podsoliert. Unterhalb des Auswaschungs- und Bleichungshorizonts ist er durch Eisenanreicherung rostbraun verfärbt (Abb. 10). Durch die Eisenausfällungen ist der Sand häufig zu Orterde- oder Ortsteinbändern verkittet.

**Altersstellung und Abgrenzung:** Da der Flugsand der Älteren Niederterrasse oder dem Uferwall auflagert, ist er in das Weichsel-Spätglazial zu datieren. Der Alleröd-Horizont, der im östlichen und nördlichen Münsterland häufig die Basis des Flugsands bildet (vgl. SKUPIN 1982 b, 1987, 1994; WILL 1982), wurde im Blattgebiet Lüdinghausen nicht angetroffen. Die Sandausblasung und -ablagerung dauerte bis in das Holozän an. Während der Rodungsperioden im Zuge der Landnahme sind feinkörnige Lockergesteine



Abb. 10 Podsolierter Flugsand (R 98 520, H 40 710)

immer wieder durch die einhergehende Zerstörung der natürlichen Vegetationsdecke dem Windangriff ausgesetzt worden, sodass es zu Sandauswehungen bis in die jüngste Vergangenheit kam (RABER & SPEETZEN 1992).

Im Allgemeinen lässt sich eine ältere, überwiegend spätglaziale, von einer jüngeren, holozänen Generation der Windablagerungen unterscheiden. Die älteren Windablagerungen zeichnen sich durch deutliche Podsolierung aus, während die jüngeren Windablagerungen nur Ansätze einer Bodenbildung mit Podsolierung aufweisen (vgl. GRABERT 1952; MAAS 1952, 1955; HAMBLOCH 1958; DAHM-ARENS 1970; THIERMANN 1970 a; SKUPIN 1982 b; WILL 1982; HISS 1995, 1997).

Bei den meisten Flugsandvorkommen sind die Bodenprofile durch anthropogene Eingriffe jedoch stark verändert worden, sodass eine sichere Alterseinstufung und damit eine Unterscheidung in Älteren und Jüngeren Flugsand nicht erfolgen kann. Sie werden daher ohne weitere Differenzierung als Flugsand („S,a) dargestellt.

Flugsand überlagert in weiten Bereichen und meist ohne scharfe Grenze die Niederterrasen-Sedimente. Er unterscheidet sich aber durch ein flachwelliges bis kuppiges Relief von den ebenen Talsandflächen und durch eine geringere Lagerungsdichte vom Talsand. Ein weiteres Abgrenzungsmerkmal ist die überwiegende Gleichkörnigkeit des Flugsands. Dünen setzen sich vom Flugsand morphologisch deutlich als Hügel ab (vgl. Kap. 3.3.2.2 „Altersstellung und Abgrenzung“). Die morphologische Abgrenzung der Flugsandgebiete erfolgte unter Berücksichtigung von Geländebefunden und Bodenkarten sowie durch die stereoskopische Luftbildauswertung. Flugsand ist teilweise großflächig verbreitet, dabei

sind die Flächen oft unregelmäßig begrenzt und die Grenzen zum Teil stark durch Ackerbewirtschaftung sowie durch Abgrabungen verändert.

**Verbreitung und Mächtigkeit:** Das Blattgebiet ist weitflächig durch Windablagerungen überprägt, die als gering mächtige Decken oder als morphologisch deutlich abgesetzte Hügel im Bereich des Stevertals und auf dem Seppenrader Höhenzug verbreitet sind. Flugsand ist im Bereich des Stevertals als dünner Flugsandschleier mehr oder weniger flächenhaft verbreitet und überdeckt dort häufig den Uferwall. Östlich und westlich von Olfen kommen weite Flächen mit Flugsandbedeckung vor, ebenso auf dem Seppenrader Höhenzug, wo Flugsand über der Grundmoräne und den Gesteinen der Oberkreide lagert.

Grundsätzlich ist davon auszugehen, dass Flugsand in weiten Teilen des Blattgebiets als gering mächtige Deckschicht vorkommt. Dargestellt werden aber nur solche Vorkommen, die mächtiger als 0,5 m sind und die morphologisch hervortreten. Der Flugsand ist in weiten Gebieten oft mächtiger als 2 m. Die maximale Mächtigkeit wurde im Raum Olfen mit 4 m erbohrt.

**Paläogeografie und Genese:** Der Flugsand entstand, als feinkörniges Material aus trockengefallenen Bachbetten und der vegetationsarmen Talsandebene sowie aus Schmelzwassersanden ausgeblasen und an morphologisch exponierten Kanten oder Hängen sowie in Bereichen mit Bewuchs wieder abgelagert wurde. Auswaschungs- und Umlagerungsvorgänge im Zuge der Bodenbildung führten in den Flugsandprofilen zu Ort-erde- und Ortsteinbildungen (vgl. SCHRAPS 1972).

**Aufschlüsse:** Flugsand ist häufig in kleineren Abgrabungen oder in Weganschnitten und Böschungen sowie im Ortsbereich Seppenrade in Baugruben aufgeschlossen gewesen.

- Böschungsaufschluss: Flugsand (Leversum: R 92 420, H 39 430), gelbbrauner, mittelsandiger Feinsand, stark podsoliert
- Abgrabung nordwestlich Hof Varnskühler: Flugsand und Dünen (Leversum: R 92 000, H 38 200), hellgelber bis weißer Feinsand
- Wochenendpark Eversum: Flugsand und Dünen (R 92 480, H 30 735), hellgrauer bis gelbbrauner, schwach mittelsandiger Feinsand
- Böschung Hof Schulze-Althoff: Flugsand über Uferwall (Olfen: R 97 020, H 31 570), gelbbrauner Feinsand (s. Abb. 9 u. Kap. 3.3.1.4.2)

Einige ehemalige flache Sandgruben nordwestlich von Olfen sind inzwischen zugewachsen und nicht mehr zugänglich.

### **3.3.2.2 Ältere Dünen („d(1))**

**Gesteine:** Die Älteren Dünen sind aus gut sortierten, horizontal geschichteten, zum Teil aber auch schräg geschichteten, gelben bis weißgelben Feinsanden mit geringen Anteilen von Mittelsand und einzelnen Grobsandkörnern aufgebaut, sodass lithologisch kaum Unterschiede zwischen den Älteren Dünen und dem Flugsand bestehen. Sie sind durch Eisenanreicherungen rostbraun bis braun gefärbt und horizontweise zu Orterde oder Ortstein verkittet.

**Altersstellung und Abgrenzung:** Als Hauptaufwehungszeit der Älteren Dünen ist das Weichsel-Spätglazial anzunehmen und wahrscheinlich reicht die Entstehungszeit bis in das frühe Holozän hinein (POSER 1948; SERAPHIM 1985, 1986; SKUPIN 1982 b, 1994). Die Älteren Dünen weisen meist deutlich ausgeprägte Podsole auf, die ihr relativ hohes Alter belegen und ein wichtiges Kriterium zur Abgrenzung gegenüber den Jüngeren Dünen sind (s. Kap. 3.3.3.2 „Altersstellung und Abgrenzung“).

Dünen setzen sich morphologisch als hügelartige Flugsandanhäufungen von rundlich-kuppiger oder länglicher, stellenweise auch bogenartiger Form deutlich von ihrer Umgebung ab (vgl. PYRITZ 1972, SERAPHIM 1985). Neben großen, sich über mehrere hundert Meter erstreckenden Einzeldünen können in Dünenfeldern auch zahlreiche kleinere Dünen nebeneinander vorkommen. Anthropogen veränderte Dünenformen, die oft an Waldrändern im Übergangsbereich zu den landwirtschaftlich genutzten Flächen ausgebildet sind, wurden in der geologischen Karte als Flugsandflächen („S,a) dargestellt.

Ebenso werden Dünen, deren Ablagerung vermutlich überwiegend im Spätglazial stattfand, bei denen aber ein holozänzeitlicher Anteil oder möglicherweise auch eine vollständig holozänzeitliche Entstehung nicht eindeutig nachgewiesen werden konnte, als Ältere Dünen („d(1)) dargestellt.

**Verbreitung und Mächtigkeit:** Dünenfelder Älterer Dünen sind nördlich der Lippe im Bereich des Wochenendparks Eversum verbreitet. Ältere Dünen kommen weiterhin am westlichen Blattrand in der Gemarkung Leversum (R 92 300, H 38 200) vor. Im Blattgebiet erreichen die Älteren Dünen Mächtigkeiten von bis zu 5 m.

**Paläogeografie und Genese:** Die Älteren Dünen entstanden durch Ausblasung von feinkörnigem Material, das an zum Teil bewachsenen morphologischen Hindernissen wieder abgelagert wurde. Die meist West – Ost oder Südwest – Nordost ausgerichteten Dünen weisen auf vorherrschend westliche oder südwestliche Windrichtungen während der Sedimentationszeit hin. Häufig sind, durch eine oder mehrere Bodenbildungen voneinander getrennt, verschiedene Dünengenerationen übereinander ausgebildet. Natürliche Dünenformen sind nur in den bewaldeten Gebieten erhalten geblieben.

#### **Aufschlüsse:**

- Wochenendpark Eversum: kleinkuppige Dünenfelder (R 92 375, H 30 420), hellgrauer bis gelbbrauner, schwach mittelsandiger Feinsand

### **3.3.3 Holozän**

Mit dem Ende des Weichsels vollzog sich vor rund 10 000 Jahren durch eine allmähliche Klimaerwärmung der Übergang vom Pleistozän zum Holozän (vgl. KLOSTERMANN 1999). Das Holozän ist ein wärmerer Klimaabschnitt, der bis heute andauert. Der Temperaturanstieg und die daraus resultierenden geologischen Veränderungen vollzogen sich fließend, sodass an der Wende Pleistozän/Holozän in den Ablagerungen meist keine deutlichen Schichtgrenzen ausgebildet sind.

Durch das Abschmelzen des Eises stieg der Meeresspiegel im Holozän um ca. 65 m an (KLOSTERMANN 1997). Dies führte aufgrund der höheren Vorflut zu einer Abnahme der Fließgefälle von Flüssen und Bächen. So ist das Holozän hauptsächlich durch das nur

geringfügige Einschneiden der Flüsse und Bäche sowie die Ausgestaltung der Talauen gekennzeichnet. Dabei wurden in den Talsohlen und -kerben Sand, Schluff und Ton abgelagert. In Senken und Mulden kam es bei hohen Grundwasserständen in feuchtkühlen Klimaabschnitten zur Ausbildung von Torfen und anmoorigen Sedimenten. Im Verlauf des Holozäns nahmen die Eingriffe des Menschen auf die Landschaft zu (RATHJENS 1979). Da er durch Rodungen und Ackerbau die natürliche Vegetation aktiv zurückdrängte, setzte sich im Holozän unter anderem die Aufwehung von Flugsand und Dünen fort.

### **3.3.3.1 Abschwemmmasse (Schwemmlehm) („u“)**

**Gesteine:** Die Abschwemmmasse umfasst sehr heterogene und lokal unterschiedlich zusammengesetzte Ablagerungen. Sie besteht nördlich und südlich von Lüdinghausen vorwiegend aus feinsandigen Schluffen mit Einlagerungen von stark schluffigen Feinsanden und tonigen Schluffen. Die graubraune bis graue Abfolge ist meist geschichtet und nur lokal schichtungslos ausgebildet. Gelegentlich sind geringe Grobsandanteile und vereinzelt auch Kiese, meist nordischer Herkunft, enthalten. Der Kalkgehalt ist sehr unterschiedlich und bei gering mächtigen Vorkommen ist die Abschwemmmasse meist oberflächennah entkalkt.

Im Ermener Holz, südöstlich von Lüdinghausen (R 02 500, H 34 950) wurden ungeschichtete, hellgraue bis graubraune, kalkhaltige Tone und untergeordnet Schluffe erbohrt und aufgegraben (vgl. Abschnitt „Aufschlüsse“). Das Material ist nahezu homogen und im feuchten Zustand eine strukturlose bindige Masse, während es in trockenem Zustand bröckelig zerfällt.

**Altersstellung und Abgrenzung:** Der Entstehungszeitraum der Abschwemmmasse ist nicht genau festzulegen. Die Ablagerung der Sedimente könnte bereits am Ende des Spätglazials begonnen haben. Als Hauptentstehungszeitraum ist jedoch das Holozän anzusehen. Im Gebiet um Tüllinghoff, südlich von Lüdinghausen, sind holozäne Auenablagerungen flach in die Abschwemmmasse eingetieft.

Die Abschwemmmasse unterscheidet sich petrografisch deutlich von den unterlagernden Schichten. Sie überlagert zum Teil Kreide-, Grundmoräne- oder Talsand-Sedimente (vgl. Abschnitt „Gesteine“).

**Verbreitung und Mächtigkeit:** Im Blattgebiet sind Abschwemmmassen nordwestlich vom Kluten See (R 98 000, H 38 900) und südlich von Lüdinghausen (Tüllinghoff Heide: R 99 500, H 36 500) sowie im Ermener Holz (R 02 500, H 34 800) in flachen Einmündungen ausgebildet. Die Mächtigkeit beträgt 0,5 – 2,5 m.

**Paläogeografie und Genese:** Im Holozän setzte sich die Sedimentverlagerung an den Hängen durch Verwitterungs- und Abtragungsvorgänge fort. Für den Materialtransport waren im Holozän Niederschlagswässer maßgebend. Als ein auslösender Faktor ist die seit dem ausgehenden Atlantikum durch den Menschen intensiv betriebene Landwirtschaft anzusehen, die zu einer Erosionsanfälligkeit des Bodens geführt hat. Den Bohrungsbefunden ist zu entnehmen, dass es sich bei den bindigen Komponenten der Abschwemmmasse um Kreide- und Grundmoränematerial handelt, während für die Sandanteile Talsand der Älteren Niederterrasse und verschwemmte Flugsandpartikel anzunehmen sind.

Aufschlüsse sind bis auf eine ca. 1,50 m tiefe Aufgrabung im Ermener Holz (R 02 550, H 34 860) nicht vorhanden (vgl. Abschnitt „Gesteine“).

### 3.3.3.2 Jüngere Dünen („d(2))

**Gesteine:** Die Jüngeren Dünen setzen sich überwiegend aus locker gelagerten, gelbweißen bis gelbgrauen Feinsanden mit Mittelsandanteilen und einzelnen Grobsandkörnern zusammen. Die Ablagerungen, die nur teilweise erkennbare Schichtungsmerkmale zeigen, sind durch Eisenausfällungen lokal rostbraun verfärbt. Teilweise treten Ortserde- und Ortsteinbänder auf. Humose Lagen und Bänder, die oft in eng ständiger Wechsellagerung mit reinen Sanden vorkommen, sind typisch.

**Altersstellung und Abgrenzung:** Die Jüngeren Dünen sind im Holozän entstanden und gehen oft morphologisch mehr oder weniger übergangslos aus älteren, vermutlich pleistozänen Windablagerungen hervor. Ein enger Zusammenhang der Flugsand- und Dünenaufwehungen besteht mit der Plaggenwirtschaft, die nach PYRITZ (1972) zwischen 800 und 1 200 n. Chr. einsetzte und im 18. und 19. Jahrhundert ihren Höhepunkt hatte. Die Flugsand- und Dünenfelder westlich von Olfen weisen aufgrund ihrer kleinräumigen Reliefunterschiede und ihrer wenig ausgeprägten Bodenbildung auf eine holozäne Überprägung hin, da die Böden oft erst das Stadium eines Podsol-Regosols erreicht haben.

Jüngere Dünen („d(2)) sind von den Älteren Dünen (vgl. Kap. 3.3.2.2) in der vorliegenden Karte unterschieden worden, wenn aufgrund der Geländebefunde, der Luftbildauswertung und in historischen Karten eindeutige Abgrenzungskriterien vorlagen. Die Jüngeren Dünen haben unruhige, kuppige Oberflächen mit häufig steilen Böschungsfanken. Sie sind fast ausschließlich bewaldet und anthropogen wenig verändert.

**Verbreitung und Mächtigkeit:** Im Blattgebiet kommen Jüngere Dünen unmittelbar nördlich der Lippe vor. Meist lagern in den Flugsand- und Dünengebieten mehrere Aufwehungsgenerationen übereinander, sodass die Jüngeren Dünen oft nur einen kleinen Teil der Vorkommen ausmachen. Charakteristisch für derartige Dünen sind ihre ausgeprägten Kuppenformen mit bis zu 2,5 m hohen Einzelerhebungen, die der maximalen Mächtigkeit der Jüngeren Dünen entsprechen.

**Paläogeografie und Genese:** Im Holozän kam es bei zurückgehender Vegetation zur flächenhaften Überwehung älterer Ablagerungen und zur Aufwehung von Dünen. Durch Ackerbau, Plaggenhieb und Beweidung wirkte der Mensch maßgeblich an der Zurückdrängung und Zerstörung der natürlichen Vegetation mit, sodass aus den vegetationslosen Flächen die feinkörnigen Komponenten ausgeblasen werden konnten. Dabei wurden auch Humuspartikel ausgeblasen und resedimentiert. In Phasen geringerer äolischer Transportkraft, vor allem aber in Zeiten nachlassender landwirtschaftlicher Nutzung breitete sich die Vegetation wieder aus und es kam zu Bodenbildungen in den Verbreitungsgebieten von Flugsand und Dünen.

### 3.3.3.3 Auenterrassen

Im Holozän haben sich die Bäche und Flüsse nur geringfügig in ihre Talniederungen eingeschnitten. Dabei verlagerten sie im Wechsel von Hochfluten und Zeiten geringerer Wasserführung häufig ihre Bach- und Flussläufe, und die älteren Rinnen wurden später durch Auenablagerungen wieder aufgefüllt. Durch den nacheiszeitlichen Anstieg des Meeresspiegels erhöhte sich die Erosionsbasis des Gewässernetzes. Dies führte zu einer Verfüllung der Aurinnen durch zunächst überwiegend sandige Ablagerungen (THIERMANN 1974). Die Bäche durchbrachen bei Hochfluten häufig den begleitenden Uferwall und es kam in flachen Senken auf der Niederterrasse und in den Auen zum Absatz von gering mächtigem schluffigem Auensand oder von Auenlehm. Im Gegensatz dazu führen Flussbegradigungen und Entwässerungsmaßnahmen heute wieder zu verstärkter Tiefenerosion (SPEETZEN 1990 a).

Im Blattgebiet ist die Aue der Stever ein beherrschendes morphologisches Element. Während die Steveraue durch eine deutliche Geländekante zur Niederterrasse auffällt, die allerdings zum Teil anthropogen erheblich verändert wurde, sind die Auen der Nebenbäche meist nur durch flache Einmündungen gekennzeichnet und für die Ausgestaltung des Reliefs nur von untergeordneter Bedeutung.

Die Ausbildung der Bach- und Flussablagerungen steht im engen Zusammenhang mit der Lithologie des Untergrundes ihrer Liefergebiete. In Gebieten mit tonigen Kreide-Ablagerungen oder Grundmoräne ist meist toniger bis schluffiger, schwach sandiger Auenlehm ausgebildet. In Gebieten mit ausgedehnten Flugsand- oder Dünenvorkommen sind demgegenüber in den Auen schluffige Sande oder Sande verbreitet. Daneben sind Mischformen aus Schluffen und Sanden (Lehm) zu beobachten.

Mithilfe der Luftbildauswertung, bei der auch kleine morphologische Differenzierungen und Bodenfeuchteunterschiede zu erkennen sind, sowie mittels zahlreicher Flachbohrungen und der Auswertung alter topografischer Karten wurden die Auenbereiche rekonstruiert. Um die holozänen Ablagerungen möglichst umfassend und vollständig darzustellen, sind in der geologischen Karte auch Auenablagerungen eingetragen, deren Mächtigkeiten unter 0,5 m betragen.

Entsprechend der petrografischen Zusammensetzung der Auenablagerungen werden Auensand (,S,ta; ,Sl,ta) und Auenlehm (,L,ta) unterschieden.

#### 3.3.3.3.1 Auensand (,S,ta; ,Sl,ta)

**Gesteine:** Die sandigen Auenablagerungen lassen sich in einen Auensand (,S,ta), der überwiegend aus Sanden besteht, und einen schluffigen Auensand (,Sl,ta) unterscheiden.

Der Auensand (,S,ta) setzt sich aus gelbbraunen bis grauen Fein- und Mittelsanden mit geringen Schluffanteilen zusammen. Die Auenablagerungen der Bäche nordwestlich von Olfen weisen lokal hohe Mittelsandanteile auf, die aus den in unmittelbarer Umgebung vorkommenden Kreide-Ablagerungen und Schmelzwassersanden stammen. Im Auensand lassen sich humose Bestandteile und stellenweise sogar dünne Torflagen, Pflanzenreste und Holzstücke beobachten. Diese können lagenweise oder in Nestern auftreten. Oft ist eine kleinräumige Schrägschichtung ausgebildet.

Der schluffige Auensand (,Sl,ta) nimmt eine petrografische Übergangsstellung zum Auenlehm ein, der im nachfolgenden Kapitel beschrieben wird. Der schluffige Auensand setzt sich aus graubraunen bis dunkelbraunen, schluffigen bis stark schluffigen, teilweise mittelsandigen Feinsanden zusammen, die stellenweise auch tonig sein können. Auch in der schluffigen Ausprägung des Auensands lassen sich humose Bestandteile und stellenweise sogar dünne Torflagen, Pflanzenreste und Holzstücke beobachten.

Einen umfassenden Einblick in den Aufbau der Schichtenfolge bot die Baugrube zum Bau der neuen Kläranlage in Lüdinghausen (R 00 800, H 36 750). Dort war Auenlehm über Auensand und Talsand der Älteren Niederterrasse aufgeschlossen (s. Abb. 8). Der unregelmäßig geschichtete, humose, dunkelbraune Auensand ist durch eine relativ scharfe Erosionsgrenze in 3,5 m Tiefe deutlich von dem liegenden Talsand der Älteren Niederterrasse abgesetzt.

**Altersstellung und Abgrenzung:** Während des Holozäns sind Auensedimente im Wechsel zwischen Akkumulations- und Erosionsphasen mehr oder weniger kontinuierlich abgelagert worden. Pollenanalytische Untersuchungen liegen aus dem Blattgebiet nicht vor. Die mächtigeren Auenablagerungen der Stever dürften aber zum größten Teil bereits im Präboreal bis ins Boreal hinein entstanden sein. Der höhere, meist gering mächtigere und vorwiegend schluffige Abschnitt ist überwiegend erst im Atlantikum sedimentiert worden (vgl. Hiss 1995, 1997; LENZ 1997).

Der Auensand (,S,ta; ,Sl,ta) lässt sich durch die häufigen humosen Einlagerungen, den Gehalt an organischen Substanzen und die gelegentlich gröbere Körnung von den liegenden pleistozänen Sedimenten gut abgrenzen. Auch hebt sich die graubraune Sedimentfarbe meist deutlich von älteren fluviatilen Ablagerungen ab. Ein weiteres wichtiges Abgrenzungsmerkmal von Auensand ist der morphologische Verlauf der Talrinnen. Lediglich bei kleineren Bachläufen wie im Ermener Holz, dem Selmer Bach und dem Hüttenbach, in denen nur gering mächtige Auenablagerungen ausgebildet sind und deren Talauen morphologisch nur wenig ausgeprägt sind, bestehen Abgrenzungsprobleme. Die morphologische Abgrenzung wird auch dort erschwert, wo es infolge starker Sedimentfracht im jüngsten Holozän zur Aufhöhung bis Überhöhung der Bachbetten kam. In solchen Bereichen wurden die Auen bis zu den ehemals vorhandenen Terrassenkanten aufgefüllt oder die jungen Sedimentschüttungen gingen noch darüber hinaus. Die starken anthropogenen Veränderungen des Talbodens durch die Begradigung und Regulierung der Stever und die teilweise landwirtschaftliche Nutzung der Auen haben zu vielfachen Umlagerungen und Vermischungen geführt, sodass eine Abgrenzung oft erschwert ist.

**Verbreitung und Mächtigkeit:** Auensand (,S,ta) ist nördlich von Olfen, im Raum Selm und in den Auen kleinerer Bachläufe wie dem Selmer Bach und dem Teufelsbach verbreitet. Der schluffige Auensand (,Sl,ta) kommt überwiegend nordöstlich von Olfen und im Raum Lüdinghausen vor.

Die Mächtigkeit der Auenablagerungen liegt im Durchschnitt bei 1,5 – 2,5 m. Die Mächtigkeit des Auensands (,S,ta) beträgt im Stevertal bis zu 4,5 m, im Bereich der Bäche oft nur wenige Dezimeter, selten bis zu 2 m. Der schluffige Auensand (,Sl,ta) erreicht eine Mächtigkeit bis ca. 3 m.

**Paläogeografie und Genese:** In den Talauen sind holozänzeitliche, teilweise schluffige Sande verbreitet, die in den Abflussrinnen sedimentiert wurden. Bedingt durch



unterschiedliche Strömungsverhältnisse kam es dabei zeitgleich zu lokal unterschiedlichen Ablagerungen. So wurden in rinnennahen Bereichen Sande, in bachferneren, weitflächigen Auenbereichen vorwiegend schluffige Sande oder der im folgenden Kapitel beschriebene Auenlehm abgelagert.

**Aufschlüsse:** Aufgrund von Uferbefestigungen und den zum Teil hohen Grundwasserständen gibt es keine großen Aufschlüsse. Allerdings ermöglichen temporäre Aufschlüsse innerhalb der Auen, wie zum Beispiel ausgeräumte Entwässerungsgräben gute Einblicke in den Schichtenaufbau. An einigen natürlichen Böschungsprofilen entlang wenig regulierter Bäche ist der Auensand aufgeschlossen:

- Aufschluss am Selmer Bach (R 98 685, H 31 050)
- Aufschluss am Schlobdach (R 02 880, H 30 670 und R 03 040, H 30 660).

#### 3.3.3.3.2 Auenlehm (**L,ta**)

**Gesteine:** Der Auenlehm ist eine stark schluffige Variante der Auenablagerungen und besteht im Blattgebiet aus graubraunen bis dunkelgrauen, tonigen, feinsandigen Schluffen. In kleineren Talauen ist der Auenlehm lokal auch gelbbraun bis braun und stark feinsandig. Der Auenlehm ist teilweise eisenschüssig und enthält humose bis torfige Einlagerungen. Meist ist der Auenlehm petrografisch durch die in unmittelbarer Umgebung der Gewässer anstehenden Kreide-Gesteine geprägt. Er zeichnet sich dann durch einen relativ hohen Ton- und gelegentlichen Kalkgehalt aus.

**Altersstellung und Abgrenzung:** Je nach Strömungs- und Abflussverhältnissen stellen der Auenlehm, der Auensand und der schluffige Auensand verschiedene Fazieskörper dar, die zumindest im jüngeren Holozän zeitgleich entstanden sein können. Der Auenlehm ist dabei allerdings meist die jüngste Auenablagerung.

Im Boreal waren die Talauen weitgehend trockengefallen oder wurden lediglich von langsam fließenden Wässern durchströmt. Die Bildung des Auenlehms begann wahrscheinlich im Atlantikum. Mit der Zunahme der landwirtschaftlichen Bodennutzung (mittelalterliche Rodungen) wurde die Bodenerosion verstärkt und es kam zur Sedimentation von meist gering mächtigen, schluffigen bis tonigen Deckschichten (vgl. LÜTTIG 1960, LÜTTIG & MEYER 1980).

Als Auenlehm werden in der Karte Flächen dargestellt, in denen tonige Schluffe von dunkelgrauer Farbe, teilweise mit eisenschüssigen, rostbraunen Horizonten und humosen Einlagerungen überwiegen.

**Verbreitung und Mächtigkeit:** Der Auenlehm ist nördlich von Olfen und nördlich des Ternscher Sees sowie südöstlich von Lüdinghausen weit verbreitet und erreicht Mächtigkeiten von bis zu 2,5 m. Oft liegt der Auenlehm in kleineren Tälern über tonig schluffigen Kreide-Ablagerungen vor und ist häufig in geringer Mächtigkeit (bis 0,5 m) über Auensand zu finden. Aufgrund der geringen Mächtigkeit wurden diese Überlagerungsfälle in der geologischen Karte nicht dargestellt.

**Paläogeografie und Genese:** Der überwiegend aus Hochwässern sedimentierte Auenlehm kommt bevorzugt am Rand der Talauen vor und kann möglicherweise auf ehemalige Stillwasserbereiche oder verlandete Altwässer hinweisen.

Aufschlüsse: Auenlehm war in der Baugrube zum Bau der neuen Kläranlage in Lüdinghausen (R 00 800, H 36 750) aufgeschlossen. Er überlagert dort in 2,5 m Mächtigkeit den Auensand (vgl. Kap. 3.3.3.3.1; s. Abb. 8).

#### **3.3.3.4 Anmoor (,Hm)**

Moorbildungen kommen im Blattgebiet Lüdinghausen als anmoorige Sedimente in flachen, vernässten Senken und in der Nähe von Bachläufen sowie innerhalb der holozänen Bachauen vor.

Gesteine: Unter dem Begriff Anmoor sind meist gering mächtige, schwarzgraue, humose bis torfige Fein- und Mittelsande, gelegentlich auch Schluffe zusammengefasst, die einen hohen Anteil an stark zersetzten Pflanzenresten enthalten. Dabei können die humosen bis torfigen Bestandteile sowohl als unregelmäßig verteilte Beimengungen, als auch in Form zentimeterdünner, reiner Torflagen innerhalb sonst mehr oder weniger humusreicher Fein- und Mittelsande vorkommen.

Altersstellung und Abgrenzung: Der Beginn der Torfbildung setzte bereits im Präboreal ein. Die Hauptphase der Anmoorbildung war ähnlich der Niedermoorbildung im jüngeren Holozän (vgl. OVERBECK 1950, 1975). Der Mindestgehalt an organischer Substanz in der mineralischen Grundmasse beträgt definitionsgemäß in anmoorigen Ablagerungen 15 Gew. % (vgl. MENKE in HINZE et al. 1989: 154), sodass diese Sedimente aufgrund ihrer dunklen Farbe und des hohen Anteils an zersetzten Pflanzenresten gut abgegrenzt werden können.

Verbreitung und Mächtigkeit: Einige der bei BÖMER (1895) aus dem Blattgebiet beschriebenen Niedermoorflächen sind dieser Kartiereinheit zuzurechnen. Anmoor kommt in Bereichen mit dauerhafter Vernässung in der Steverau nordwestlich von Olfen (R 93 380, H 32 080), östlich von Olfen (R 97 900, H 31 260) und nördlich von Selm (R 00 560, H 34 420) vor. Weitere Vorkommen befinden sich auf dem Seppenrader Höhenzug westlich des Mühlenbachs (R 92 200, H 37 450) und nördlich der Flaesbecke (R 92 420, H 39 850 u. R 92 200, H 39 540). Die Vorkommen sind kleinflächig mit Mächtigkeiten von bis zu 1 m.

Im Bereich der Dünengebiete an der Westflanke des Seppenrader Höhenzugs und nördlich von Olfen gibt es in kleineren Senken und Mulden weitere Vorkommen von anmoorigen Bildungen. Diese konnten aber aufgrund ihrer kleinflächigen Verbreitung und ihrer geringen Mächtigkeit von wenigen Dezimetern nicht in der geologischen Karte dargestellt werden.

Paläogeografie und Genese: Anmoor entsteht durch unvollständigen Abbau insbesondere von Wurzelsubstanz und Ansammlung von Humusstoffen in den obersten mineralischen Bodenschichten flacher Senken infolge Sauerstoffmangels bei dauerhaft hohen Grundwasserständen. Es stellt eine Vorstufe der Torfbildung dar und kann auch in flachen Einmuldungen ohne Grundwasseranschluss bei Staunässe angetroffen werden, wie zum Beispiel in den Dünengebieten auf dem Seppenrader Höhenzug.

### 3.3.3.5 Künstliche Aufschüttung („y“)

Anthropogene, zum Teil landschaftsverändernde Eingriffe des Menschen finden sich nahezu überall im Blattgebiet. Unter dem Einfluss des Menschen hat sich die ehemalige Naturlandschaft in eine Kulturlandschaft gewandelt.

Zu künstlichen Veränderungen, die auch erheblichen Einfluss auf die Geländegestaltung haben, führten unter anderem die Bodenbewegungen im Zuge des Kanalbaus (Dortmund-Ems-Kanal), des Eisenbahn- und des Straßenbaus, aber auch des Siedlungsbaus und bei Gewässerregulierungen. Daraus resultierende künstliche Böschungen oder Straßendämme sind teilweise in der topografischen Kartengrundlage der geologischen Karte durch Signaturen gekennzeichnet.

Als weitere Eingriffe sind die zahlreichen Flachentsandungen im Raum Olfen zu nennen. Die Flächen, die durch 1 – 2 m tiefe, nicht wieder aufgefüllte Abbauf Flächen in der Landschaft deutlich zu erkennen sind, wurden mit entsprechender Signatur in die geologische Karte eingezeichnet. Die Abgrabungen entlang der Steverau sind nicht mehr flächenhaft zu rekonstruieren. Dort konnten lediglich einige Abgrabungskanten kartiert werden. Der Ternscher See und der Kluten See zählen zu den Nassabgrabungen, die zu einer Freilegung des Grundwasserspiegels geführt haben. Der Ternscher See wird heute als Badensee genutzt.

Erhebliche Veränderungen des Landschaftsbilds resultieren aus landwirtschaftlichen Flurbereinigungs- und Bodenverbesserungsmaßnahmen. So wurden Dünen und Flugsandgebiete eingeebnet oder Sandgebiete durch Plaggendüngung aufgehöhht. Flächen ausgedehnter Plaggendüngung, auf denen sich bis zu 1,5 m mächtige Plaggenesche gebildet haben können, sind im Blatt L 4310 Lünen (1984) der Bodenkarte von Nordrhein-Westfalen 1 : 50 000 dargestellt.

Gewässerbegradigungen haben dazu geführt, dass einige Bäche nicht mehr in ihren natürlichen Auen verlaufen. Teilweise wurden Bachläufe zugeschüttet und durch kanalartige Gräben entlang der Ackergrenzen ersetzt. Ein Beispiel dafür ist der Verlauf des Gronenbachs nördlich von Lüdinghausen (R 98 450, H 40 750).

Künstlich entstanden sind Ablagerungen von Abraum, Erdaushub, Bauschutt oder Müll, die entweder in künstliche oder natürliche Hohlformen eingebracht wurden oder der Geländeoberfläche aufgesetzt sind. In der Karte sind nur solche Vorkommen dargestellt, die sich bei der Geländeaufnahme und aus den vorhandenen Unterlagen eindeutig als anthropogen festlegen ließen.

Aufschüttungen aus Bodenmaterial und Bauschutt kommen östlich und nordöstlich von Olfen, westlich des Ternscher Sees, nordöstlich von Selm, im Ermener Holz, auf dem Seppenrader Höhenzug und nordwestlich von Lüdinghausen vor.

## 4 Gebirgsbau

Die tektonische Ausgestaltung des Festgesteinsuntergrundes erfolgte im Blattgebiet Lüdinghausen in mehreren, zeitlich voneinander getrennten Phasen. An der Wende Westfal/Stefan wurde das heutige Ruhrgebiet in die variszische Gebirgsbildung einbezogen und die paläozoischen Schichten durch die vorherrschende Einengungstektonik gefaltet und überschoben. Es entstand das variszische Grundgebirge, das heute in einer Tiefe von 760 bis 1190 m unter der Geländeoberfläche liegt.

Vom Perm bis einschließlich der Unterkreide gehörte das heutige Münsterland dem stabilen Sockel der Rheinischen Masse an. Im Norden schloss sich das Norddeutsche Becken an (WOLBURG 1952). Ablagerungen aus möglichen Meeresüberflutungen, die während der unteren und mittleren Trias-Zeit von Norden nach Süden auf die Rheinische Masse übergegriffen haben, sind im Blattgebiet nicht erhalten geblieben (ROSENFELD 1978). Im Jura entwickelte sich durch Dehnungstektonik und die damit verbundene Absenkung aus dem Südtail des Norddeutschen Beckens das Niedersächsische Becken (BETZ et al. 1987).

Im Verlauf der Oberkreide wurde das Niedersächsische Becken im Norden sowie das im Westen an die Rheinische Masse anschließende Zentralniederländische Becken durch Inversionsbewegungen herausgehoben (BOIGK 1968, STADLER & TEICHMÜLLER 1971, BETZ et al. 1987, VAN WIJHE 1987, BALDSCHUHN & KOCKEL 1999). Das Münsterländer Kreide-Becken begann nun als synsedimentärer oder subsequenter Randtrog auf der bis zu diesem Zeitpunkt stabilen Rheinischen Masse einzusinken (VOIGT 1963, BOIGK 1968). Zur gleichen Zeit entwickelte sich der Südrand des niedersächsischen Beckens zum niedersächsischen Tektogen und wurde entlang des Osning-Lineaments nach Süden auf das Münsterländer Kreide-Becken aufgeschoben (vgl. DROZDZEWSKI 1988). Die einengende Tektonik führte im Münsterländer Kreide-Becken zu Hebungen und zur Ausbildung flachwelliger Faltenstrukturen sowie zu kleineren Aufschiebungen innerhalb des Kreide-Deckgebirges (vgl. HISS 1997, DÖLLING 2004).

### 4.1 Tektonik des variszischen Grundgebirges

Abbildung 11 zeigt eine Übersicht der Strukturen des Oberkarbons im Blattgebiet und der Umgebung. In Abbildung 12 sind die tektonischen Verhältnisse des variszischen Untergrundes an der Karbon-Oberfläche im Blattgebiet wiedergegeben. Neben den Faltenstrukturen sind auch der Bruchschollenbau des Karbon-Gebirges sowie die Tiefenlage der Karbon-Oberfläche dargestellt.

Die Karbon-Oberfläche taucht im Blattgebiet Lüdinghausen generell nach Norden ab, sodass von Süden nach Norden ein Teufenunterschied von ca. 350 – 400 m besteht. Lokal betrachtet ist die Neigung der Karbon-Oberfläche jedoch nicht gleichmäßig, sondern durch die Lage der Hauptfaltenstrukturen des Karbons und durch die Bruchtektonik beeinflusst. Normalerweise liegt die Karbon-Oberfläche in den tektonischen Gräben tiefer als auf den Horsten, da an den begrenzenden Sprüngen nach Ablagerung des kreidezeitlichen Deckgebirges überwiegend abschiebende Bewegungen stattfanden. Eine Ausnahme davon liegt am Olfener Sprung vor, der ein so genannter Umkehrverwerfer ist. Hierbei wurde die Grabenscholle bei jüngeren tektonischen Bewegungen nicht weiter abgesenkt, sondern angehoben (vgl. Schnitt C – D, Taf. 2 in der Anl. u. Kap. 4.3).

Als Grundlagen für die strukturgeologischen Auswertungen dienten die reflexionsseismischen Messungen „3D-Olfen Ost“ der Ruhrkohle Westfalen AG (1996), die Flächen-seismik „Nordkirchen“ (1984), die Seismik „Münsterland Mitte“ (1970/71), die Seismik „Darfeld“ (1943/44) sowie die tektonischen Einzelauswertungen der Explorationsbohrungen, die Arbeit von STEUERWALD & WOLFF (1985), die im Rahmen der Forschungsvor-

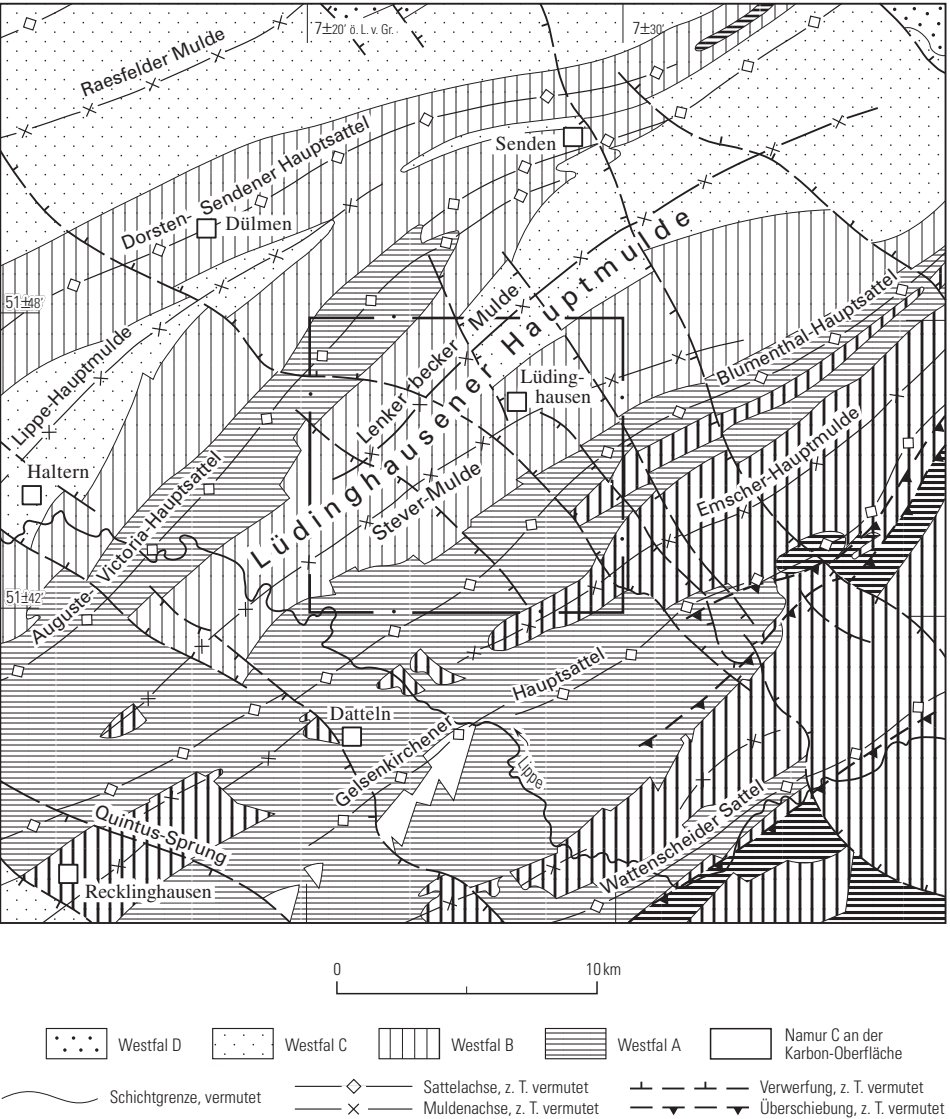


Abb. 11 Tektonische Übersicht über die Strukturen des Oberkarbons (nach JUCH 1994)

haben „Kohlenvorratsberechnungen“ und „Aufbau eines geologischen Informationssystems für die Steinkohlenlagerstätten Nordrhein-Westfalens und des Saarlandes“ erarbeiteten Ergebnisse (JUCH & Arbeitsgruppe GIS 1988) sowie die Geologische Karte des

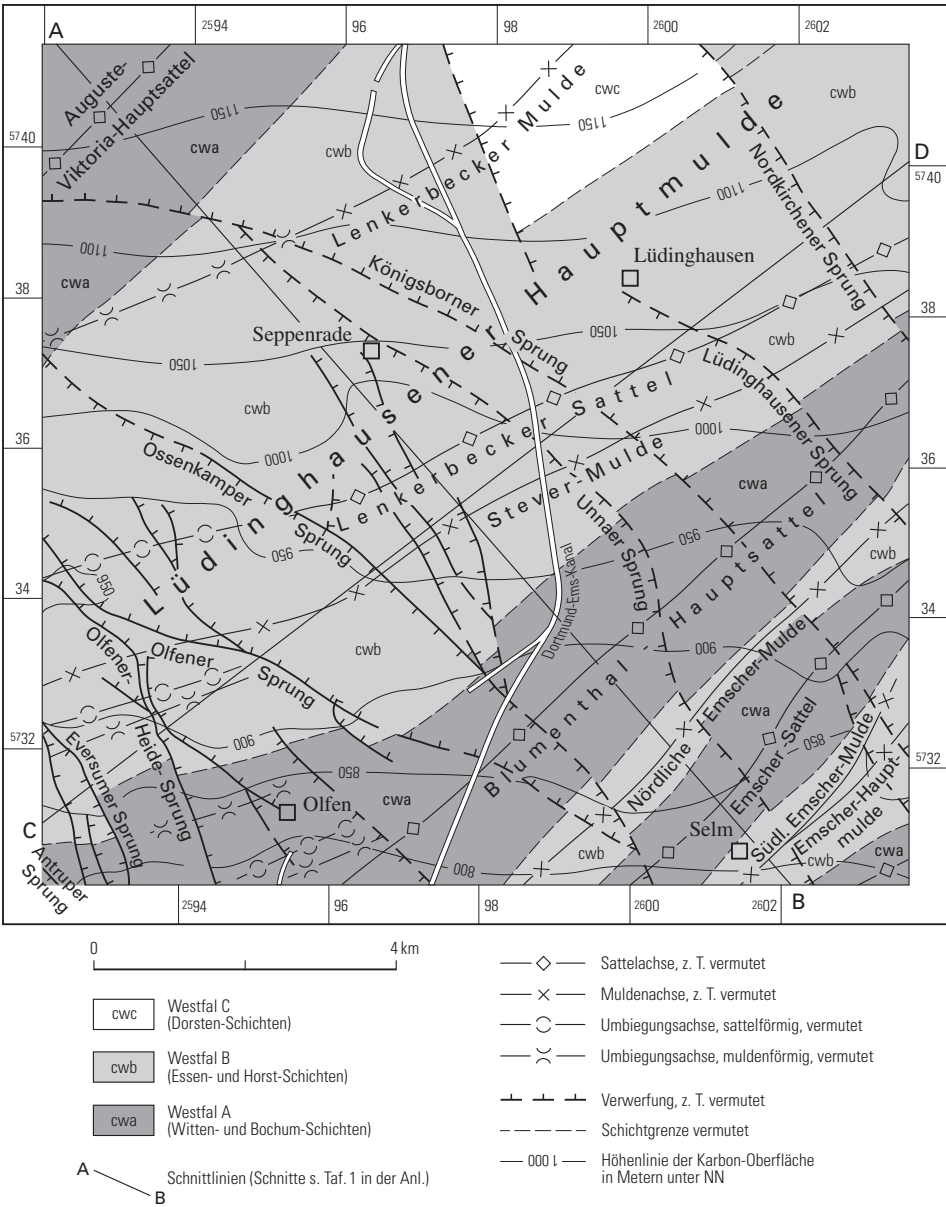


Abb. 12 Tiefenlage und Strukturen des Oberkarbons, dargestellt an der Karbon-Oberfläche

Ruhrkarbons 1 : 100 000 (1982). Darüber hinausgehende Ausführungen sind den Arbeiten von BELLSTÄDT (1987), DROZDZEWSKI et al. (1980), DROZDZEWSKI & WREDE (1994) und JUCH (1994) zu entnehmen.

### 4.1.1 Falten

Die Faltenstrukturen des Oberkarbons streichen im Blattgebiet Südwest – Nordost (s. Abb. 11). Der zentrale Teil des Blattgebiets wird von der weitgespannten Lüdinghausener Hauptmulde eingenommen. Im Norden schließt sich der Auguste-Victoria-Hauptsattel an, der sich südlich von Münster nach Nordosten hin mit dem Dorsten-Sendener Hauptsattel zusammenschließt. Im Süden des Blattgebiets liegen der Blumenthal-Hauptsattel und die Emscher-Hauptmulde (JUCH & Arbeitsgruppe GIS 1988, DROZDZEWSKI & WREDE 1994).

Der Faltungsgrad im Blattgebiet liegt bei bis ca. 20 % orogener Einengung. Das Blattgebiet weist damit eine geringe bis mittlere Faltungsintensität auf (WREDE 1987, DROZDZEWSKI & WREDE 1994: 107). Generell verringert sich die Faltungsintensität im Ruhrkarbon nach Nordwesten hin und spiegelt die Abnahme der Spezialfaltung und die Verbreiterung der Hauptmulden zu Trogmulden wider (BRIX et al. 1988).

Die Lüdinghausener Hauptmulde, die im Blattgebiet als Trogmulde ausgebildet ist und keine eigenständige Muldenachse besitzt, besteht aus mehreren Einzelfalten, die sich zu einer Hauptmulde (Synklinorium) zusammenfassen lassen. In ihrem südlichen Teil wird sie westlich des Blattgebiets im tieferen Untergrund durch die Nördliche Westerholter Mulde, den Stever-Sattel und die Stever-Mulde aufgebaut. Zum Hangenden und nach Nordosten hin, in Richtung auf das Blattgebiet zu, verlieren diese Strukturen an Bedeutung und sind zum Teil an der Karbon-Oberfläche nicht mehr oder lediglich als Umbiegungsachsen ausgebildet (s. Abb. 12; vgl. STEUERWALD & WOLFF 1985: Schnitte). Nach Norden hin folgt der Lenkerbecker Sattel und die Lenkerbecker Mulde. Die generelle Streichrichtung der Faltenachsen liegt bei ca. 70 – 80° und die Schichten fallen im zentralen Teil meist mit weniger als 10° zu den jeweiligen Falten- und Umbiegungsachsen hin ein. Bei einem durchschnittlichen Achsengefälle von 2 – 4° verbreitert sich die Lüdinghausener Hauptmulde nach Nordosten (TK 25: 4110 Senden, 4111 Ottmarsbocholt u. 4211 Ascheberg).

Im Kern der Lenkerbecker Mulde im Norden des Blattgebiets stehen die jüngsten karbonischen Schichten (Dorsten-Schichten, Westfal C) an. Im Nordwesten liegt der Auguste-Victoria-Hauptsattel, der die Lüdinghausener Hauptmulde von der Lippe-Hauptmulde trennt (s. Abb. 11). Die Streichrichtung der Faltenachse des Auguste-Victoria-Hauptsattels liegt im Blattgebiet bei ca. 45°, und die Sattelflanken werden von Westen nach Osten vermutlich zunehmend flacher. Hierdurch verliert der Auguste-Victoria-Hauptsattel immer mehr seinen Hauptsattelcharakter und klingt nach Nordosten allmählich aus.

Der mit 40 – 50° steil Nordost – Südwest streichende Blumenthal-Hauptsattel ist im Südosten des Blattgebiets ein beherrschendes Faltenelement mit steilen Flanken. Zur südlich anschließenden Emscher-Hauptmulde leiten nach Südosten hin die Nördliche Emscher-Mulde und der Emscher-Sattel über (s. Abb. 12).

Der Emscher-Sattel und gliedert sich nach Nordosten in den Blumenthal-Hauptsattel ein, der im Blattgebiet 4211 Ascheberg als Doppelsattel ausgebildet ist (s. PABSCH-ROTHER in Vorber.: Abb. 5). Demgegenüber geht der Nördliche Emscher-Lippe-Sattel, der südlich der Südlichen Emscher-Mulde in den Blattgebieten 4310 Datteln und 4311 Lünen liegt, in den Gelsenkirchener Hauptsattel über. Zwischen diesen beiden divergierenden Sätteln weitet sich die Südliche Emscher-Mulde nach Osten zur Emscher-Hauptmulde aus und erreicht Trogmuldencharakter (JUCH 1994).

#### **4.1.2 Überschiebungen**

Im Blattgebiet treten teilweise im Bereich der Faltenumbiegungszonen Überschiebungen auf, die sowohl zum Hangenden als auch zum Liegenden hin auslaufen und eine begrenzte Erstreckung haben. Sie erreichen bankrechte Verwürfe in der Größenordnung einiger Dekameter und laufen etwa im stratigrafischen Bereich der Essen-Schichten zum Hangenden hin zugunsten flacher, ungestörter Schichtlagerung aus.

Mit den Hauptüberschiebungen verbunden sind gegenfallende Überschiebungen, die als Scherflächenpaare mit den Hauptüberschiebungen „Fischschwanzstrukturen“ bilden (DROZDZEWSKI 1979). Eine Fischschwanzstruktur bildet sich dort, wo eine Überschiebung zum Hangenden hin ausläuft und eine oder mehrere gegenfallende Überschiebungen neu einsetzen. Hierdurch wird zwar der querschlägige Einengungseffekt, den die Überschiebung bewirkt, fortgesetzt, es kommt aber zu keinem umfangreichen Materialtransport innerhalb der Hangendscholle.

Die im Blattgebiet vorkommenden Überschiebungen treten jeweils nur im tieferen Untergrund auf und streichen nicht an der Karbon-Oberfläche aus. Zu den nach Nordwesten einfallenden Überschiebungen zählen die Stever- und die Dillermark-Überschiebung, die im Südwesten des Blattgebiets im tieferen Untergrund vorkommen. Dabei ist die Stever-Überschiebung eine antithetische Begleitstörung der nach Südwesten einfallenden, nordwestvergenten, mitgefalteten Auguste-Victoria- und St. Johannes-Überschiebung, die im Westen des Blattgebiets bis zum Olfener-Heide-Sprung nachweisbar sind (BORNEMANN in DROZDZEWSKI et al. 1980). Die Haard-Überschiebung im Blumenthal-Hauptsattel ist hingegen südvergent und an das Sattelhöchste gebunden. Da alle Überschiebungen jeweils nur am West- bzw. Südrand des Blattgebiets nachgewiesen sind erfolgte keine Darstellung in den Schnitten A – B und C – D (vgl. Taf. 2 in der Anl. u. STEUERWALD & WOLFF 1985: Schnitte). Über ihren weiteren Verlauf im Blattgebiet liegen keine gesicherten Daten vor.

#### **4.1.3 Stockwerktektonik**

Falten und Überschiebungen, die sich im Streichen ablösen können, sind Elemente der variszischen Einengungstektonik und bewirken eine Verkürzung des Profils quer zum Generalstreichen des Gebirges. Deutlich werden diese Beziehungen bei einer Betrachtung des Gebirges in vertikaler Richtung. So lässt sich das Gebirge vertikal zониert in drei unterschiedliche tektonische Stockwerke untergliedern (DROZDZEWSKI 1973, 1982; DROZDZEWSKI et al. 1980; DROZDZEWSKI & WREDE 1994: 82).



Unter einer weitspannig gefalteten, kaum von Überschiebungen erfassten Schichtenfolge im oberen Stockwerk folgt das mittlere Stockwerk als ein Bereich mit durch Überschiebungen verknüpfter, jedoch ohne Überschiebungen, ist durch die Explorationsbohrungen im Blattgebiet nicht mehr vollständig erfasst (STEUERWALD & WOLFF 1985). Die hangende Schichtenfolge, Dorsten-, Horst- sowie Obere Essen-Schichten, zeigt eine schwache weitspannige Faltung und ist kaum von Überschiebungen gekennzeichnet. Die darunter liegende Abfolge, Mittlere Essen-, Untere Essen- sowie Obere Bochum-Schichten, wird durch mehrere Überschiebungen wie zum Beispiel die Stever- und Dillmark-Überschiebung geprägt, die im stratigrafischen Niveau der Mittleren Bochum-Schichten nach unten auslaufen. Mit deren Ausklingen setzt in den Mittleren Bochum-Schichten zur Tiefe hin die intensive Spezialfaltung ein. Auch der Übergang von Überschiebungs- zu Faltentektonik nach Nordwesten hin, kombiniert mit der axialen Querwellung (Achsenkulationen im Westen, -depressionen im Osten) ist teilweise ein Effekt vertikaler Stockwerktektonik.

#### **4.1.4 Bruchschollentektonik**

Neben den im Ruhrkarbon überwiegend Westnordwest – Ostsüdost (herzynisch) streichenden Abschiebungen (DROZDZEWSKI & WREDE 1994: 69) treten auch Nordwest – Südost, sowie Nord – Süd streichende Abschiebungen auf, die zum Teil Begleitstörungen in Form von Abspaltungen von den Hauptstörungen sind. Oftmals haben an den Westnordwest – Ostsüdost und den Nord – Süd gerichteten Abschiebungen auch Seitenverschiebungen stattgefunden (DROZDZEWSKI & WREDE 1994: 129 – 132). Da jedoch kein messbarer Seitenverschiebungsbetrag vorliegt, wie zum Beispiel am Olfener Sprung, ist der Blattverschiebungscharakter oft nicht eindeutig nachweisbar.

Von Südwesten nach Nordosten lassen sich Bruchschollenbereiche unterscheiden, die wiederum durch kleinere Störungen untergliedert sind. Im Einzelnen sind dies die „Eversumer-“ und „Olfener Staffel“ (s. unten) sowie die von Südwesten nach Nordosten anschließenden Horst- und Grabenstrukturen, begrenzt durch den Ossenkamper-, den Unnaer-, den Königsborner- sowie die bislang unbenannten, hier als Lüdinghausener- und Nordkirchener Sprung bezeichneten Sprünge (s. Abb. 12).

Im Südwesten des Blattgebiets zwischen dem Antruper- und dem Eversumer Sprung liegt die so genannte „Eversumer Staffel“. Für den Eversumer Sprung ergibt sich nach der Flözkonstruktion von STEUERWALD & WOLFF (1985: Taf. 1) ein maximaler Verwurfsbetrag von 150 m im Süden. Nordwärts nimmt der Verwurfsbetrag des Eversumer Sprungs mit der Abzweigung der ersten Aufspaltungen zunächst stufenweise auf 50 m ab, anschließend wird der Verwurf im Zentralteil der Lüdinghausener Hauptmulde (TK 25: 4209 Haltern) wieder größer.

Östlich der Eversumer Staffel schließt sich eine ca. 1,5 km breite, ungestörte Horstscholle an, die im Osten durch den Olfener-Heide-Sprung begrenzt wird. Im Osten der Horstscholle treten zwischen dem Olfener Sprung und dem Olfener-Heide-Sprung mehrere Verwerfungen auf. In dieser als „Olfener Staffel“ bezeichneten Zone sind die Bruchschollen leicht nach Osten hin abgesunken. Der Hauptast des Olfener-Heide-Sprungs, dessen Verwurf im Nordflügel der Lüdinghausener Hauptmulde zwischen 50 und 70 m beträgt, erreicht im Zentralteil der Lüdinghausener Hauptmulde einen Betrag von ca. 150 m.

Sein Verwurf beträgt in der Bohrung Olfener Heide 2 (R 94 179, H 31 381) etwa 20 m und in der Bohrung Kökelsum 1 (R 93 432, H 33 355) etwa 150 m, was dem Maximalverwurf entspricht.

Ein beherrschendes quertektonisches Element des südwestlichen Blattgebiets ist der Olfener Sprung, der ein den Blattverschiebungen entsprechendes Westnordwest – Ost-südost gerichtetes Streichen hat. Sein Verwurf beträgt im Süden (Brg. Ossenkamp 1: R 97 129, H 32 300) etwa 220 m, steigt nach Norden auf den Maximalwert von ca. 430 m an und sinkt dann zum Auguste-Victoria-Hauptsattel hin auf bis ca. 75 m ab. Der Olfener Sprung ist durch absplattende Begleitstörungen mit sehr unterschiedlichen Einfallsrichtungen geprägt.

Östlich des Olfener Sprungs ist der Ossenkamper Sprung das nächste bedeutende quertektonische Element. Sein Verwurfsbetrag nimmt von 210 – 230 m im Süden allmählich ca. 60 m nach Norden ab.

Als weitere quertektonische Elemente treten im Blattgebiet der Bigkamper Sprung und seine Begleitstörungen auf. Der Bigkamper Sprung ist in der Bohrung Oberkamp 1 A (R 96 738, H 35 932) mit ca. 120 m Verwurf als nach Nordosten einfallende Abschiebung aufgeschlossen. Dieser Betrag nimmt nach Norden zu. Von der Bohrung Oberkamp 1A nach Süden nimmt der Verwurfsbetrag ab und der Bigkamper Sprung und seine Begleitstörungen gliedern sich dem Ossenkamper Sprung an.

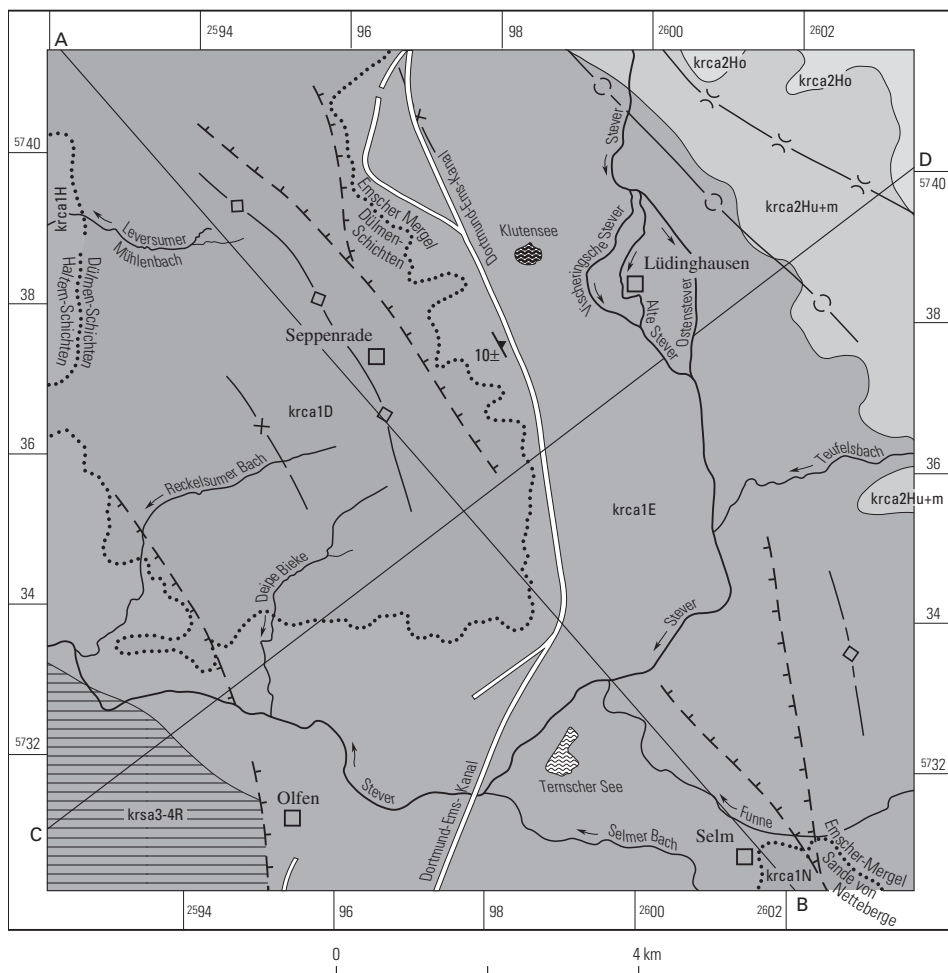
Nach dem derzeitigen Kenntnisstand sind die Horst- und Grabenstrukturen im Nordosten des Blattgebiets (s. Abb. 12), begrenzt durch Unnaer-, Königsborner-, Lüdinghausener- und Fliericher Sprung, als vergleichbar intensiv gestörte Bereiche einzustufen, wie die zuvor beschriebenen Schollenbereiche (vgl. WREDE 1987). Da in diesem Bereich nur ältere Mutungsbohrungen vorliegen und das Gebiet derzeit nicht zur Explorationszone gerechnet wird, können der Verlauf und die Größe der Sprünge nur vermutet werden und über die Begleittektonik keine Angaben gemacht werden.

## **4.2 Tektonik des kretazischen Deckgebirges**

Als Folge von tektonischen Vorgängen, die nach der variszischen Gebirgsbildung im Zusammenhang mit der alpidischen Gebirgsbildung abliefen, kommen im Blattgebiet sowohl Bruchstrukturen als auch weitspannige, flachwellige Schichtenverbiegungen und Flexuren vor (Abb. 13).

### **4.2.1 Bruchtektonik**

Im Blattgebiet Lüdinghausen sind für fast alle größeren Sprünge post-variszische Bewegungen unterschiedlichen Ausmaßes anzunehmen, die sich im Detail aber nicht belegen lassen. Im Südwesten des Blattgebiets lassen sich die Sprünge im Deckgebirge der Eversumer- und Olfener Staffel angliedern, während die Störungen an der Ostflanke des Seppenrader Höhenzugs dem Königsborner Sprungssystem entsprechen (s. Kap. 4.1.4). Die Sprünge weisen dabei im Deckgebirge nur geringe Verwurfsbeträge von einigen Metern bis Zehnermetern auf. Eine direkte Zuordnung zu einzelnen Sprüngen lässt sich jedoch nicht vornehmen (vgl. Abb. 12 u. 13).



- |           |                                       |                        |
|-----------|---------------------------------------|------------------------|
| krca2Ho   | Obere Holwick-Schichten               | } Oberes Unteracampan  |
| krca2Hu+m | Untere und Mittlere Holwick-Schichten |                        |
| krca1     | Emscher-Mergel (krca1E)               | } Unterer Unteracampan |
|           | Dülmen-Schichten (krca1D)             |                        |
|           | Sande von Netteberge (krca1N)         |                        |
|           | Halterm-Schichten (krca1H)            |                        |
| krca3-4R  | Recklinghausen-Schichten              | Santon                 |

Kurzbezeichnung der Schichteneinheiten s. geologische Karte

- |       |                                                             |
|-------|-------------------------------------------------------------|
| —◇—   | sattelartige Schichtaufwölbung                              |
| —x—   | muldenartige Schichtaufwölbung                              |
| —○—   | Flexur, Umbiegungsachse, sattelförmig                       |
| —x—   | Flexur, Umbiegungsachse, muldenförmig                       |
| ↗ 10  | Streichen und Einfallen der Schichten (Einfallswinkel in ±) |
| —+—+— | Abschiebung (vermutet)                                      |
| —     | Schichtgrenze                                               |
| ..... | Faziesgrenze                                                |
| A — B | Schnittlinien (Schnitte s. Taf. 1 in der Anl.)              |

Abb. 13 Tektonischer Bau an der Oberfläche der Kreide-Gesteine (quartäre Schichten abgedeckt)

## 4.2.2 Deckgebirgsfalten

Die oberkretazische Inversionstektonik war nicht ausschließlich bruchhaft. Die Nord – Süd gerichteten (DROZDZEWSKI & WREDE 1994: 26), schräg angreifenden, einengenden Kräfte (Transpression) bewirkten, dass es über den Störungssystemen im Untergrund zu Seitenverschiebungen und meist bruchlosen Schichtenaufwölbungen kam. Dadurch haben sich im kretazischen Deckgebirge des Münsterländer Kreide-Beckens weitspannige Falten ausgebildet (BREDDIN 1929, WIEGEL 1956, DROZDZEWSKI 1987), deren generelles Streichen von Nordwest – Südost über West – Ost bis Westsüdwest – Ostnordost reicht (s. Geologie im Münsterland 1995: Abb. 4). Die Sättel dieses Faltenbaus stellen offenbar Fiederelemente zu Bruchstrukturen des Untergrundes dar, die im Sinne dieser Inversionstektonik aktiv waren (DROZDZEWSKI 1988, DROZDZEWSKI & WREDE 1994).

Falten im engeren Sinne kommen im Deckgebirge des Blattgebiets nicht vor. Es handelt sich eher um weitspannige, faltenartige Schichtenverbiegungen oder Flexuren (s. Abb. 13). Im Blattgebiet sind die Dülmen-Schichten (Unteres Unter campan) im Bereich des Seppenrader Höhenzugs sattelartig aufgewölbt und können mit Bewegungsvorgängen am Unnaer- und Königsborner Sprungsystem in Verbindung gebracht werden. Weitere flache Schichtwellungen konnten im Raum Selm und Lüdinghausen aus den geoelektrisch vermessenen Profilen ermittelt werden. Sie haben jedoch keine größere Erstreckung und sind nicht unmittelbar mit tektonischen Vorgängen zu verknüpfen. Das gilt auch für die Flexurzone am nördlichen Blattrand. Aus diesem Grund fällt auch die Basis der Unteren und Mittleren Holtwick-Schichten im Schnitt P – Q (s. Taf. 1 in der Anl.) steiler ein als die nahezu söglich liegende Obergrenze.

In der Ziegeleigrube Pilgrim (R 98 000, H 37 600) fallen die Kreide-Ablagerungen unter bis zu 10° nach Nordosten ein. Im übrigen Blattgebiet lässt sich aufgrund der geophysikalischen Vermessungen generell eine flache Lagerung mit Einfallswerten bis ca. 5° nach Nordosten bzw. Osten hin annehmen.

## 4.3 Alter und Ablauf der Gebirgsbewegungen

Das Ruhrkarbon wurde an der Wende Westfal/Stefan, in der asturischen Phase der variszischen Gebirgsbildung, gefaltet und dem variszischen Gebirge angegliedert (DROZDZEWSKI & WREDE 1994: 24). Dieser Gebirgsbildungsprozess war im Wesentlichen bereits in der Rotliegend-Zeit abgeschlossen.

Im Vorfeld der eigentlichen Faltungsphase traten vermutlich bereits Schichtenverbiegungen auf und wahrscheinlich sind im Zuge der Bewegungsvorgänge während der Faltung auch die Überschiebungen und die im Ruhrkarbon vorkommenden Achsenwellungen (Achsenkulminationen und -depressionen) entstanden.

Gleichzeitig mit der variszischen Gebirgsbildung lief der Inkohlungsprozess ab. Er begann in einem frühen Stadium – präorogen – mit der Beckenabsenkung und setzte sich – synorogen – während der Faltung fort. Die synorogene Inkohlungskomponente („bergmännische Teufe“ nach TEICHMÜLLER 1962), die gemessen wird als Zunahme der Inkohlung eines Flözes mit der Tiefe, beträgt im östlichen und mittleren Ruhrkarbon nur etwa ein Viertel der gesamten Inkohlungszunahme eines Schichtenpaketes mit der Tiefe. Nach den Angaben von BELLSTÄDT (1987: Abb. 8) umfasst sie mit ca. 0,04 %  $R_m$  pro 100 m im

Blattgebiet jedoch rund die Hälfte der gesamten Inkohlungs Zunahme. Auch zur Bruchtektonik besteht offensichtlich eine Beziehung (BELLSTÄDT 1987: 128). Danach sind in den Horstschollen die Steinkohlen etwas geringer inkohlt als in den Grabenschollen. Eine Ausnahme davon liegt am Olfener Sprung vor.

Die eigentliche Ausgestaltung der Bruchtektonik erfolgte maßgeblich erst postvariszisch. Während die Rheinische Masse eine weitgehend stabile Plattform blieb, die allenfalls von Dehnungstektonik und kleineren Seitenverschiebungen beeinflusst war, tieften sich das Norddeutsche Becken sowie die Ems-Niederrhein-Senke ein. Die damit verbundenen und bis in das Jura-Zeitalter und die tiefere Unterkreide hinein auftretenden Zerrungsbewegungen, die zur Anlage der charakteristischen Querstörungen des Ruhrkarbons geführt haben, können den alt-, mittel- und jungkimmerischen Phasen zugeordnet werden (BELLSTÄDT 1987, DROZDZEWSKI & WREDE 1994).

Der Zeitabschnitt von der Oberkreide bis zum Alttertiär (subherzynen und Iaramische Phasen) ist durch einengende Bewegungen gekennzeichnet. Gleichzeitig begann die Inversion der ehemaligen Beckengebiete (vgl. LÖGTERS 1951, BOIGK et al. 1960, BOIGK 1968, STADLER & TEICHMÜLLER 1971, ZIEGLER 1982). Hebungen lassen sich im höchsten Cenoman, Unter- und Mittelturon sowie in den nachfolgenden Zeiten im Münsterland nachweisen (vgl. BÄRTLING 1921; HILBRECHT 1988; HISS 1995, 1997). Die Bewegungen verstärkten sich im Obersanton während der Wernigeröder Phase, dem „Wernigerode tectoeustatic event“ (G. ERNST et al. 1996). Als Folge dieser Hebungen wurde der Sedimentationsraum in flache Becken und Schwellen gegliedert, und es lagerten sich in unterschiedlichen Faziesbereichen verschiedenartige Sedimente ab.

Während bei den älteren Bewegungen an den Störungen ein einheitlicher Bewegungssinn im Sinne einer Dehnung des Gebirges in Südwest – Nordost-Richtung und damit einer Abschiebung der jeweiligen Hangendscholle zu erkennen ist, erfolgte während der subherzynen Phasen in der höheren Oberkreide eine Änderung des Kräfteplans. Nordwest – Südost bis Nord – Süd angreifende Kräfte bewirkten an vielen der bereits vorhandenen Störungen eine mit horizontalen Verschiebungen verbundene Kompression (DROZDZEWSKI 1987, 1988). In der Folge ereigneten sich an einigen Abschiebungen des Ruhrkarbons aufschiebende Bewegungen (Inversionsbewegungen), durch die zumindest ein Teil des ursprünglichen Verwurfs wieder rückgängig gemacht wurde, so genannte „Rückaufschiebungen“ oder „Umkehrverwerfer“. Zu diesen ist auch der Olfener Sprung zu zählen, dessen Bewegungsabfolgen sich folgendermaßen darstellen:

Da in der nördlichen abgesunkenen Scholle die Inkohlung niedriger ist, als zu erwarten wäre, kann für die heutige Tiefscholle zur Zeit der Inkohlung eine Hochlage zu den südlich und westlich anschließenden Gebieten angenommen werden (JUCH 1991). Der Olfener Sprung muss spät-variszisch einen um 100 – 200 m nach Südsüdwesten abschiebenden Bewegungssinn gehabt haben. Danach – im Mesozoikum – wurde die nördliche Scholle um mindestens 500 m nach Norden abgesenkt. Gegen Ende der Kreide wiederum erfolgte eine Inversion dieser Bewegung um einige Zehnermeter, deren Betrag an dem Versatz der Karbon-Oberfläche abzulesen ist (s. Schnitt C – D, Taf. 2 in der Anl.). Das herzynische Westnordwest – Ostsüdost-Streichen weist zudem auf die Zugehörigkeit des Olfener Sprungs zu den großen Blattverschiebungszonen des Ruhrkarbons hin (vgl. LOOS & JUCH & ERHARDT 1999).

Tektonische Bewegungen mit rückläufigen Kippungen sind auch aus dem südwestlichen Münsterland bekannt und haben dort ein postoligozänes, möglicherweise untermiozänes Alter (DROZDZEWSKI 1987; WOLF 1985, 1988; WREDE 1990). Teilweise dauerten die Bewegungen auch noch im Altquartär an (WREDE & JANSEN 1993, WREDE 2000).

## **5 Nutzbare Lagerstätten**

Die oberflächennahen Gesteine (Kreide, Quartär) haben gegenwärtig als Lagerstätten nur eine geringe Bedeutung. Früher gab es an mehreren Stellen kleine Gewinnungsstellen von Steinen und Erden für bautechnische Zwecke. Die meisten dieser Lagerstätten sind heute nur noch von historischem Interesse. In der Regel sind die Abbaue verfüllt und in der Landschaft kaum noch sichtbar. Derzeit ist im Blattgebiet nur eine Schluffmergelsteingrube zur Ziegelherstellung westlich von Lüdinghausen in Betrieb (Zgl. Pilgrim: R 98 000, H 37 600).

Das kretazische Deckgebirge wird von flözführenden Schichten des Oberkarbons unterlagert. Die Steinkohlenflöze stellen einen wichtigen Rohstoff dar, der im Blattgebiet jedoch zurzeit nicht genutzt wird.

Die Karten Lagerstätten I und II (1973) des Deutschen Planungsatlas, Band 1, das Blatt CC 4710 Münster (1995) der Karte der oberflächennahen Rohstoffe der Bundesrepublik Deutschland 1 : 200 000 und die Arbeiten von VÖGLER (1977), DOLEZALEK (1978), BURGHARDT (1981) sowie die digitale Karte der oberflächennahen nichtenergetischen Rohstoffe in Nordrhein-Westfalen 1 : 100 000 des Geologischen Landesamtes Nordrhein-Westfalen (1998) enthalten weitere Informationen über Lagerstätten und Vorkommen im Blattgebiet Lüdinghausen.

### **5.1 Fossile Brennstoffe**

Als fossile Brennstoffe kommen Kohlen und Kohlenwasserstoffe vor, die durch verschiedene Tiefbohrungen im Rahmen von Explorationsmaßnahmen nachgewiesen sind.

#### **5.1.1 Steinkohle**

Im Bereich des südlich anschließenden Blattgebiets 4310 Datteln (Waltrop) wurde schon um die Jahrhundertwende Bergbau betrieben. Im Untergrund der Stadt Selm liegen, auf das Blattgebiet Lüdinghausen übergreifend, die nördlichsten Ausläufer der ehemaligen Zeche Hermann V (Selm-Beifang), die 1906 in Betrieb ging und die 1926 aufgrund von Wassereintrüben und hohen Temperaturen in den Stollen stillgelegt wurde. Der Schacht 1 zählte 1910 mit einer Teufe von 975 m zu den tiefsten des Ruhrreviers.

Im Blattgebiet Lüdinghausen liegt die derzeitige Explorationszone des Steinkohlenbergbaus im Planungsgebiet „Haard/Olfen“ des Bergwerks Auguste-Viktoria/Blumenthal der Deutschen Steinkohle AG, einem Tochterunternehmen der RAG Aktiengesellschaft (früher Ruhrkohle AG).

Unter dem kretazischen Deckgebirge lagern in Tiefen von ca. 800 m unter NN im Süden und ca. 1 175 m unter NN im Norden des Blattgebiets Steinkohlen führende Schichten des Westfal A, B und C, deren Kohlenflözanteil ca. 2 % an der Gesamtmächtigkeit des flözführenden Oberkarbons ausmacht (JUCH 1994: 232; DROZDZEWSKI in Geologie im Münsterland 1995: 128). Eine Mengenabschätzung des Steinkohleninhalts der gesamten Karbonfolge des Ruhrgebiets und des Münsterlands stammt von JUCH (1994).

Für den Kohlenabbau sind Muldenstrukturen wie die den größten Teil des Blattgebiets einnehmende Lüdinghausener Hauptmulde mit flacher Lagerung von Bedeutung. Nach WREDE (1987) sowie aufgrund von Abbau und Exploration ist allerdings bekannt, dass das Ruhrkarbon im Norden erheblich mehr Querstörungen bzw. Dehnungstektonik aufweist als ursprünglich vermutet worden sind.

Die Grenze bergmännischer Kohlegewinnung liegt derzeit bei maximal 1 500 m Teufe. Bauwürdig sind Flöze ab einer Mächtigkeit von ca. 1 – 1,2 m mit geringen Schwefel- und Aschegehalten. Im Blattgebiet sind in den Witten-Schichten überwiegend Magerkohlen, in den Bochum-Schichten überwiegend Ess- bis Fettkohlen, in den Essen-Schichten Gaskohlen und in den Horst-Schichten Gasflammkohlen ausgebildet (Tab. 7).

Das allgemeine Inkohlungsbild des Ruhrkarbons ist bei JUCH (1991) wiedergegeben. Für das Blattgebiet liegen spezielle Inkohlungsdaten durch die Explorationsbohrungen vor. Einzelheiten über die Rohstoffeigenschaften der Steinkohlenflöze in der Explorationszone sind der Arbeit von BELLSTÄDT (1987) zu entnehmen. Die Bauwürdigkeit der einzelnen Flöze ist in Kapitel 3.1.1 und 3.1.2 beschrieben. Nach überschlägigen Berechnungen betragen die Kohleninhalte bei einer Bauwürdigkeit der Flöze von ca. 1 m Mächtigkeit im Blattgebiet Lüdinghausen bis zu einer Tiefe von 1 200 m unter NN ca. 373 Mio. m³. Bei einer Abbautiefe bis zu 1 500 m unter NN würden sich die Kohleninhalte auf 955 Mio. m³ erhöhen (frdl. mündl. Mitt. D. JUCH, Geol. Dienst NRW). Davon ist jedoch erfahrungsgemäß nur ein Bruchteil tatsächlich gewinnbar.

Zurzeit erfolgt keine Nutzung der Lagerstätte. Allerdings wäre eine kurzfristige Erschließung über die schon bestehende Schachtanlage „An der Haard 1“ der Zeche Auguste-Viktoria/Blumenthal möglich. Die Planung zur Errichtung eines Schachts nordwestlich von Olfen ist inzwischen vom Bergbautreibenden verworfen worden.

**Tabelle 7**  
**Flüchtige Bestandteile**  
**in den Steinkohlenflözen des Oberkarbons**

flözführende Schichten	Flüchtige Bestandteile (Gew.-%)
* Untere Dorsten-Schichten	—
Obere Horst-Schichten	37 – 40
Untere Horst-Schichten	36 – 37
Obere Essen-Schichten	32 – 35
Mittlere Essen-Schichten	30 – 34
Untere Essen-Schichten	30 – 31
Obere Bochum-Schichten	24 – 26
Mittlere Bochum-Schichten	18 – 22
Untere Bochum-Schichten	14 – 16
Obere Witten-Schichten	12 – 13
* Die aufgeführten Daten stammen aus den Bohrunterlagen der Explorationsbohrungen im Blattgebiet.	
Zuordnung zu den Kohlenarten nach dem Anteil der Flüchtigen Bestandteile in Gew.-%	
Gasflammkohlen > 35	
Gaskohlen 30 – 35	
Fettkohlen 20 – 30	
Esskohlen 14 – 20	
Magerkohlen 10 – 14	
Anthrazit < 10	

## 5.1.2 Erdöl und Erdgas

Im Raum Lüdinghausen – Ascheberg sind seit langem Erdgasaustritte aus Tiefbohrungen zur Untersuchung der Steinkohlenlagerstätte bekannt. Das Gas besteht aus ca. 90 % Methan und untergeordnet aus Stickstoff sowie anderen Gasen. Die Mehrzahl der Gasaustritte erschöpfte sich allerdings nach wenigen Tagen oder Wochen. WEGNER (1924), KUKUK (1938) und RIEDEL (1942) haben die wenigen Funde von Kohlenwasserstoffen im Ruhrgebiet und im südlichen Münsterland beschrieben. Neuere Darstellungen über Gasführung und Gasgenese stammen von LOMMERZHEIM (1994) und GASCHNITZ (2001).

Als potenzielle Muttergesteine von Erdölen und Erdgasen sind im Münsterland die oberkarbonischen Schichten, für Erdgas insbesondere die kohlenreichen Abschnitte des Oberen Westfals A und Unteren Westfals B, für Erdöl die bitumenreiche Abfolge des gesamten Westfals B einzustufen (LOMMERZHEIM 1991). Die wichtigsten Speichergesteine des Münsterländer Kreide-Beckens sind die Sandsteine des Westfals C, die klüftigen Kalksteine des Cenomans und Turons sowie die Kalksandsteinlagen in den Ablagerungen des Unterampans. Die Karbon-Sandsteine, die man aufgrund der Nähe zu den Muttergesteinen, ihrer zum Teil großen Mächtigkeit und ihrer Verbreitung als bedeutende Speichergesteine erwarten könnte, sind jedoch aufgrund zu geringer Permeabilität bislang von ebenso untergeordneter Bedeutung wie die teilweise recht gashöffigen Flöze selbst (LOMMERZHEIM 1994).

In den Jahren 1935 bis 1939 wurden sechs Bohrungen zur Untersuchung der Erdelhöflichkeit niedergebracht, die so genannten Vingerhoets-Bohrungen. Zu ihnen zählt die im Blattgebiet bei Seppenrade liegende Bohrung Vingerhoets 95 (V 95: R 96 280, H 38 170). Die Bohrungen erbrachten in verschiedenen Horizonten der Oberkreide und des Karbons Öl- und Gasanzeichen, zum Beispiel in Klüften des Turon-Kalks, gelegentlich im Essen-Grünsand und in den Oberkarbon-Sandsteinen. Es konnten jedoch keine Lagerstätten im engeren Sinne nachgewiesen werden und eine wirtschaftliche Erdöl- und Erdgasförderung wurde demzufolge ausgeschlossen.

Das während der Bildung der Steinkohlenflöze entstandene Methangas ist an die innere Oberfläche der Kohle gebunden und kommt in den Poren und anderen Hohlräumen der Steinkohle und des Nebengesteins als freies Gas vor. Methangasabsaugung von über Tage aus wird in größerem Umfang vor allem in den USA – jedoch unter anderen geologischen Bedingungen – durchgeführt. Nach dem Niederbringen der Erkundungsbohrungen bis in rund 1 800 m Tiefe wird eine mit Sand beladene Flüssigkeit in die Lagerstätte gepresst (Frac-Verfahren). In die so aufgebrochenen feinen Risse und Spalten dringt der Sand ein und schafft so die erforderlichen Gaswegsamkeiten.

Zur Aufsuchung von Methangas in Kohlenflözen im Münsterland wurde in den 90er Jahren einem Konsortium (CONOCO Mineraloel GmbH, Ruhrkohle AG und Ruhrgas AG) eine Erlaubnis nach dem Bundesberggesetz erteilt. Das Erlaubnisfeld mit dem Namen „Sigillaria“ lag zwischen den Städten Münster, Ibbenbüren, Gütersloh, Hamm und Haltern und überdeckt eine Fläche von rund 2 420 km<sup>2</sup>. Als Ergebnis der abgeschlossenen Explorations- und Pilotphase blieb jedoch festzustellen, dass zwar Erdgas in erwarteter Menge vorhanden, es aber mit den derzeitigen technischen Mitteln nicht zu gewinnen ist.



## **5.2 Steine und Erden**

Oberflächennah auftretende Fest- und Lockergesteine der Oberkreide und Lockergesteine des Quartärs wurden im Blattgebiet in früheren Jahren vielfach abgebaut. Derzeit werden im Blattgebiet die Steine- und Erden-Vorkommen nur noch an einer Stelle (vgl. Pilgrim, s. unten) wirtschaftlich genutzt.

### **5.2.1 Mergelstein**

Die Schichten des Obersantons und Untercampans bestehen unter anderem aus Mergelsteinen verschiedener Zusammensetzung. Meist handelt es sich um tonige Schluffmergel oder Schluffmergelsteine, teilweise mit Übergängen zu sandigen Mergelsteinen, vereinzelt auch mit Einlagerungen von Kalkmergel-, Kalkstein- oder Kalksandsteinbänken. Die Sedimente sind geschichtet und zum Teil, besonders im oberflächennahen Bereich, nur gering verfestigt. Je nach ihrem Gehalt an dem zur Ziegelherstellung benötigten Mineralbestand an Quarz, Kaolinit und Illit und der erforderlichen Feinkörnigkeit eignen sie sich in unterschiedlichem Maße zur Ziegelherstellung (vgl. SPEETZEN 1990 b).

Gute Voraussetzungen zur Verziegelung bietet insbesondere der nur etwa 1 – 2 m mächtige oberflächennah entkalkte Verwitterungshorizont der Kreide-Mergel.

Wirtschaftlich haben Mergelsteine derzeit nur eine sehr untergeordnete Bedeutung. Lediglich die Ziegeleigrube Pilgrim westlich von Lüdinghausen (R 98 000, H 37 600) ist zurzeit in Betrieb. Dort werden schwach sandige Schluffmergelsteine des Untercampans bis zu einer Tiefe von ca. 15 m abgebaut.

### **5.2.2 Sand**

Die Ältere Niederterrasse, der Uferwall, der Flugsand und der Vorschüttssand beinhalten im Blattgebiet einen großen Vorrat des Rohstoffs Sand. Es handelt sich überwiegend um Fein- und Mittelsande mit geringen grobsandig-kiesigen oder schluffigen Anteilen.

Die Sandvorkommen im Blattgebiet weisen sehr unterschiedliche Mächtigkeiten auf. Sie betragen im Bereich der Talsandebene zwischen 5 und 10 m, teilweise auch bis zu 15 m. Im Bereich der Kreide-Höhen oder als Auflagerung auf den Schichten der Grundmoräne sind sie oft gering mächtig und erreichen nur Schichtmächtigkeiten von bis zu 3 m.

Sand wird als Bausand sowie vor allem als Verfüllstoff für den Straßen- und Wegebau genutzt. Früher wurden die Sandvorkommen im Blattgebiet, meist Flugsande, häufig in kleinen Gruben für den bäuerlichen Eigenbedarf gewonnen.

Zu den größeren Sandgewinnungsstellen im Bereich der Niederterrasse zählten die Sandgrube Kluten, heute Kluten See, nordwestlich von Lüdinghausen (R 98 400, H 38 780) und die Sandgrube Ternsche, heute Ternscher See, nordwestlich von Selm (R 99 000, H 32 150). Zurzeit sind alle Sandabgrabungen eingestellt.

### 5.2.3 Ton und Schluff

Aus Tonen und Schluffen sowie in wechselnden Anteilen aus Sanden, Kiesen und Steinen besteht im Blattgebiet vor allem die Grundmoräne. Grundmoräne ist insbesondere nordöstlich von Olfen und nördlich von Selm verbreitet. Sie ist lokal sehr unterschiedlich ausgebildet und bis zu 15 m mächtig.

Besonders der oberflächennahe Entkalkungshorizont bis etwa 1 – 2 m Tiefe eignet sich gut zur Ziegelherstellung, da er die ziegeltechnisch notwendigen Minerale Quarz, Kaolinit und Illit und die für eine gute Bildsamkeit erforderliche Feinkörnigkeit aufweist, während gleichzeitig der Karbonatgehalt des Rohstoffs gering ist (vgl. SPEETZEN 1990 b). Außerdem ist das Grundmoränematerial plastisch verformbar und lässt sich ohne größeren Aufwand aufbereiten.

Ähnliche ziegeltechnische Eigenschaften bieten auch die oberflächennahen, verwitterten und weitgehend entkalkten Partien der Tonmergel- und Mergelsteine des Blattgebiets. Wie bei der Grundmoräne sind auch diese häufig bis zu etwa 1 – 2 m Tiefe entkalkt, entfestigt und dadurch plastisch formbar (vgl. Kap. 5.2.1).

Tone und Schluffe der Grundmoräne sowie aus dem Verwitterungshorizont der Kreide-Mergel haben im Blattgebiet keine wirtschaftliche Bedeutung. Früher wurden sie an einigen Stellen in flachen Abgrabungen zur Ziegelherstellung gewonnen. Eine Gewinnung in größerem Umfang hat im Blattgebiet Lüdinghausen jedoch nicht stattgefunden.

## 6 Hydrogeologie (H. HEUSER)

In den Erläuterungen einer Geologischen Karte kann das Kapitel Hydrogeologie nur einen Überblick über die Grundwasserverhältnisse vermitteln. Es ersetzt keinesfalls projektbezogene Spezialuntersuchungen.

Das Blattgebiet liegt im Südwesten des Münsterländer Kreide-Beckens. Diese asymmetrisch eingemuldete Struktur ist mit ca. 150 km Länge, 90 km Breite und mehr als 2 km Tiefe eine der größten hydrogeologischen Baueinheiten Nordrhein-Westfalens (STRUCK-MEIER 1990). Für großräumige Betrachtungen sei auf folgende Karten verwiesen:

- Hydrogeologie, Deutscher Planungsatlas 1 : 500 000, Band 1, Nordrhein-Westfalen (1978)
- Karte der Grundwasserlandschaften in Nordrhein-Westfalen 1 : 500 000 (1980)
- Karte der Verschmutzungsgefährdung der Grundwasservorkommen in Nordrhein-Westfalen 1 : 500 000 (1980; Neuauflage in Vorbereitung)
- Übersichtskarte von Nordrhein-Westfalen 1 : 100 000, mit Erl., Blatt Münster C 4310, C. Hydrogeologische Karte (1960)

Einen Überblick über die Grundwasserstände vermittelt die Karte der Grundwassergleichen in Nordrhein-Westfalen 1 : 50 000, und zwar für einen vergleichsweise niedrigen Grundwasserstand im Jahre 1973 und einen hohen Grundwasserstand im Jahre 1988.

Die Hydrologische Karte des Rheinisch-Westfälischen und des Ibbenbürener Steinkohlenbezirks enthält Grundriss- und Schnittseriendarstellungen im Maßstab 1 : 10 000 vom überwiegenden Teil des Blattgebiets.

Im Blattgebiet streichen Gesteine der höheren Oberkreide (Obersanton bis Unter-campan) aus. Sie werden von quartären Lockergesteinen überdeckt, die nur im Bereich der Steverinne größere Mächtigkeiten erreichen. Sowohl die Festgesteine der Oberkreide als auch die Lockergesteine des Quartärs sind hinsichtlich der Grundwasserführung von geringer bis mäßiger Ergiebigkeit. Eine Ausnahme stellen die am nordwestlichen Rand des Blattgebiets austreichenden Sande der Haltern-Schichten dar. Sie sind ein ergiebiger Porengrundwasserleiter von überregionaler Bedeutung. Das Grundwasser in den örtlich verkarsteten Kalk- und Kalkmergelsteinen der tieferen Oberkreide ist versalzt.

## 6.1 Allgemeines

Grundwasser füllt die Hohlräume der Erdkruste zusammenhängend aus. Seine Bewegung folgt ausschließlich der Schwerkraft (DIN 4049). Es entsteht überwiegend aus Niederschlagswasser, zum Teil auch aus dem Uferfiltrat von Vorflutern.

Die Grundwasserneubildung hängt im Wesentlichen von klimatischen, geologisch-bodenkundlichen und geografischen Faktoren ab. Bei den klimatischen Einflüssen sind Niederschlag und Verdunstung am wichtigsten. Bei den geologisch-bodenkundlichen Faktoren spielen die Gesteins- oder Bodenart, deren Durchlässigkeit und der Flurabstand des Grundwassers eine Rolle. Bei den geografischen Faktoren sind insbesondere Morphologie und Nutzungsart des Geländes zu nennen.

Die Auswertung „Sickerwasserrate“ der digitalen Bodenkarte von Nordrhein-Westfalen 1 : 50 000 berücksichtigt die genannten Faktoren und berechnet daraus die Höhe der Grundwasserneubildung. Dabei ergeben sich unter verschiedenen Nutzungsarten folgende Mittelwerte:

Nadelwald	97 mm/a
Mischwald	196 mm/a
Laubwald	281 mm/a
Grünland	224 mm/a
Ackerland	251 mm/a

Die Berechnung eines Mittelwerts für das gesamte Blattgebiet durch flächendifferenzierte Berücksichtigung der einzelnen Nutzungsarten ist derzeit noch nicht möglich. Über gering durchlässigem Untergrund kann ein Teil des Sickerwassers als Zwischenabfluss den Vorflutern zufließen. In solchen Fällen ist die Grundwasserneubildungsrate geringer als die Sickerwasserrate. STRUCKMEIER (1990) geht für das Blattgebiet von einer mittleren Grundwasserneubildungsrate in Höhe von ca. 195 mm/a aus.

## 6.2 Grundwasservorkommen

Grundwasser zirkuliert in den Porenräumen von Lockergesteinen und in den Klüften oder Karsthohlräumen von Festgesteinen. Innerhalb des Blattgebiets treten bis zu drei Grundwasserstockwerke auf, die sowohl Porengrundwasserleiter als auch Kluft- und Karstgrundwasserleiter umfassen. Die verschiedenen hydrogeologischen Einheiten sind in Tabelle 8 aufgeführt.

**Tabelle 8**  
**Hydrogeologische Einstufung der Gesteine**  
(Bearbeiter: H. HEUSER)

<b>Quartär</b>	überwiegend schluffige oder tonige Ablagerungen: Auenlehm, Abschwemmmasse, Fließerde (Schluff), Uferwall (schluffig), Schluff-Folge, Sand-Schluff-Wechselfolge (überwiegend schluffig), Grundmoräne, Beckenablagerung	Grundwassergeringleiter; Durchlässigkeit $< 10^{-5}$ m/s
	überwiegend sandige oder kiesige Ablagerungen: Auensand, Jüngere und Ältere Dünen, Flugsand, Uferwall (sandig), Talsand, Sand-Schluff-Wechselfolge (überwiegend sandig), Knochenkies, Nachschüttungssand, Vorschüttungssand, Rinnenablagerung	Porengrundwasserleiter; Durchlässigkeit $< 10^{-5}$ bis $5 \cdot 10^{-4}$ m/s; geringe bis mäßige Ergiebigkeit; Ca-HCO <sub>3</sub> -Typ, örtlich Fe, Mn, Cl, SO <sub>4</sub> und NO <sub>3</sub> erhöht
<b>Oberkreide</b>	Obere Holtwick-Schichten (Ton- und Schluffmergelstein)	Grundwassergeringleiter; in Störungszonen und im oberflächennahen Auflockerungsbereich z. T. erhöhte Trennfugendurchlässigkeit bis $5 \cdot 10^{-6}$ m/s, sonst $5 \cdot 10^{-9}$ m/s bis $10^{-7}$ m/s*), zur Tiefe hin abnehmend; Ca-HCO <sub>3</sub> -Typ (oberflächennah), sonst Ca-Na-HCO <sub>3</sub> - bis Na-Ca-HCO <sub>3</sub> -Typ (Austauschwasser), Fe, Mn und SO <sub>4</sub> oft erhöht; in der Nähe von Störungszonen auch Cl erhöht, örtlich F erhöht
	Untere und Mittlere Holtwick-Schichten (Ton- und Schluffmergelstein, z. T. Kalkmergelsteinbänke)	
	Emscher-Mergel, östliches Blattgebiet (Ton- und Schluffmergelstein, z. T. Schluffstein, kalkhaltig)	
	Emscher-Mergel, westliches Blattgebiet (Feinsandmergelstein, Ton- und Schluffmergelstein)	Kluftgrundwasserleiter, örtlich mit Porendurchlässigkeit; Durchlässigkeit $10^{-5}$ m/s*), zur Tiefe hin abnehmend; geringe bis mäßige Ergiebigkeit; Ca-HCO <sub>3</sub> -Typ; SO <sub>4</sub> oft erhöht, örtlich Fe und Mn erhöht, in der Nähe von Störungszonen auch Cl erhöht
	Dülmen-Schichten (Sandmergel, Sandmergelstein, Mergelsand, Mergelsandstein)	Porengrundwasserleiter; je nach Mächtigkeit geringe bis hohe Ergiebigkeit, Durchlässigkeit $10^{-5}$ bis $10^{-3}$ m/s; Ca-HCO <sub>3</sub> -Typ, örtlich Mn, Fe und SO <sub>4</sub> erhöht
	Sande von Netteberge (Fein- und Mittelsand mit Kalksandsteinlinsen)	
	Haltern-Schichten (Fein- und Mittelsand, Sandmergel und Sandmergelstein mit Kalksandsteinlinsen)	
	Recklinghausen-Schichten (Feinsandmergelstein und Schluffmergelstein mit Kalksandsteinbänken, zum Liegenden feinkörniger)	Kluftgrundwasserleiter; mäßige Ergiebigkeit; Durchlässigkeit je nach Gesteinsbeschaffenheit wechselnd; Ca-HCO <sub>3</sub> -Typ, örtlich Fe und Mn erhöht
	<i>schloenbachi</i> -, <i>striatoconcentricus</i> -, <i>lamarcki</i> - und <i>labiatus</i> -Schichten, Cenoman-Kalk, Cenoman-Pläner (Kalkstein, Mergelkalkstein und Kalkmergelstein, z. T. Tonmergelstein)	Karstgrundwasserleiter; Durchlässigkeit je nach Verkarstungsgrad stark wechselnd; Na-Cl-Typ, Thermalsole
	Essen-Grünsand (Schluffstein, Feinsandstein)	Grundwassergeringleiter; in Störungszonen erhöhte Trennfugendurchlässigkeit
<b>Unterkreide</b>	Flammenmergel (Schluffstein, z. T. Kalksteinbänke, Fein- und Mittelsandstein)	
	<i>minus</i> -Schichten (Fein- und Mittelsandstein, Schluffstein)	
<b>Karbon</b>	Oberkarbon (Ton-, Schluff- und Sandstein)	

\*) nach Untersuchungen der Deutschen Montan Technologie im Auftrag der Deutschen Steinkohle AG

Die Ton-, Schluff- und Sandsteine des Karbons enthalten keine wasserwirtschaftlich bedeutenden Grundwasservorkommen. Die im tieferen Untergrund zirkulierende Sole wird allenfalls auf Störungen in nennenswerten Mengen anzutreffen sein. Entsprechendes gilt für die sandig-mergeligen Schichten der Unterkreide (Alb).

Die örtlich verkarsteten Kalk- und Kalkmergelsteine des Cenomans bis Unterconiacs bilden den tiefsten Grundwasserleiter. Infolge der Tiefenlage des Aquifers handelt es sich um Thermalsole, die entweder gespannt ist oder sogar unter artesischem Druck steht. Die Neubildung dieses Grundwassers vollzieht sich größtenteils in den Ausstrichbereichen des Karstaquifers im Randbereich des Münsterländer Kreide-Beckens, also im Haarstrang, im Egge-Gebirge und im Teutoburger Wald.

Ein weiteres Grundwasserstockwerk ist in den sandigen Gesteinen der höheren Oberkreide (Recklinghausen-Schichten, sandige Fazies des „Emscher Mergels“, Haltern-Schichten, Dülmen-Schichten, Sande von Netteberge) ausgebildet. Der Sandgehalt nimmt dabei nach Osten zugunsten vorwiegend tonig-schluffiger Gesteine ab. Entsprechend ändert sich die Grundwasserführung. Die Haltern-Schichten sind ein Porengrundwasserleiter mit überwiegend hoher Ergiebigkeit. Die Recklinghausen-Schichten, die sandige Fazies des „Emscher-Mergels“ und die Dülmen-Schichten stellen einen zusammenhängenden Kluftgrundwasserleiter mit geringer bis mäßiger, zur Tiefe hin abnehmender Ergiebigkeit dar. In den Dülmen-Schichten kann örtlich Porendurchlässigkeit vorhanden sein.

Die im Osten ausstreichenden Tonmergelsteine des Emscher-Mergels sind als Grundwassergeringleiter einzustrufen. Im oberflächennahen Auflockerungsbereich kann eine geringe Trennfugendurchlässigkeit vorhanden sein. In einem kleinen Areal im Südosten des Blattgebiets werden die Tonmergelsteine faziell durch die Sande von Netteberge vertreten. Diese sind je nach Mächtigkeit von geringer bis mäßiger Ergiebigkeit. Im Tal der Funne kann das Grundwasser artesisch gespannt sein.

Die kreidezeitlichen Schichten werden im Bereich der Steverrinne von einem quartärzeitlichen Porengrundwasserleiter mit geringer bis mäßiger Ergiebigkeit überlagert. Er bildet das höchste Grundwasserstockwerk. Die sandigen und schluffigen Sedimente der Niederterrasse können bis 15 m, am westlichen Rand des Blattgebiets zusammen mit älteren Rinnenablagerungen auch bis 30 m mächtig werden. Dort überlagern sie die sandige Fazies des Emscher-Mergels und die Recklinghausen-Schichten und bilden mit ihnen ein gemeinsames Grundwasserstockwerk. Einlagerungen tonig-schluffiger Partien können die Ergiebigkeit örtlich einschränken. Am Nordwesthang des Seppenrader Höhenzugs bilden die dortigen Vorschüttsande ein gemeinsames Grundwasserstockwerk mit den unterlagernden Haltern- und Dülmen-Schichten.

Die Grundwasser leitenden Gesteine der Oberkreide und die quartärzeitlichen Sande werden örtlich von Grundwasser gering leitenden Deckschichten (Grundmoräne, Fließerde, Abschwemmassen, Auenlehm) überlagert. Die Verbreitung der Grundwasser leitenden und -gering leitenden Gesteine ist in der hydrogeologischen Karte (s. Abb. 14) dargestellt.

Die mittleren Grundwasserflurabstände betragen im größten Teil des Blattgebiets weniger als 3 m. Grundwasserflurabstände von mehr als 5 m treten nur in kleinen Flächen am

Nordufer der Lippe und an den Hängen des Seppenrader Höhenzugs zwischen tief eingeschnittenen Tälern auf. In den Tälern tritt das Grundwasser in zahlreichen Quellen zutage. Dabei handelt es sich in der Regel nicht um punktförmige Quellen, sondern um Quell-

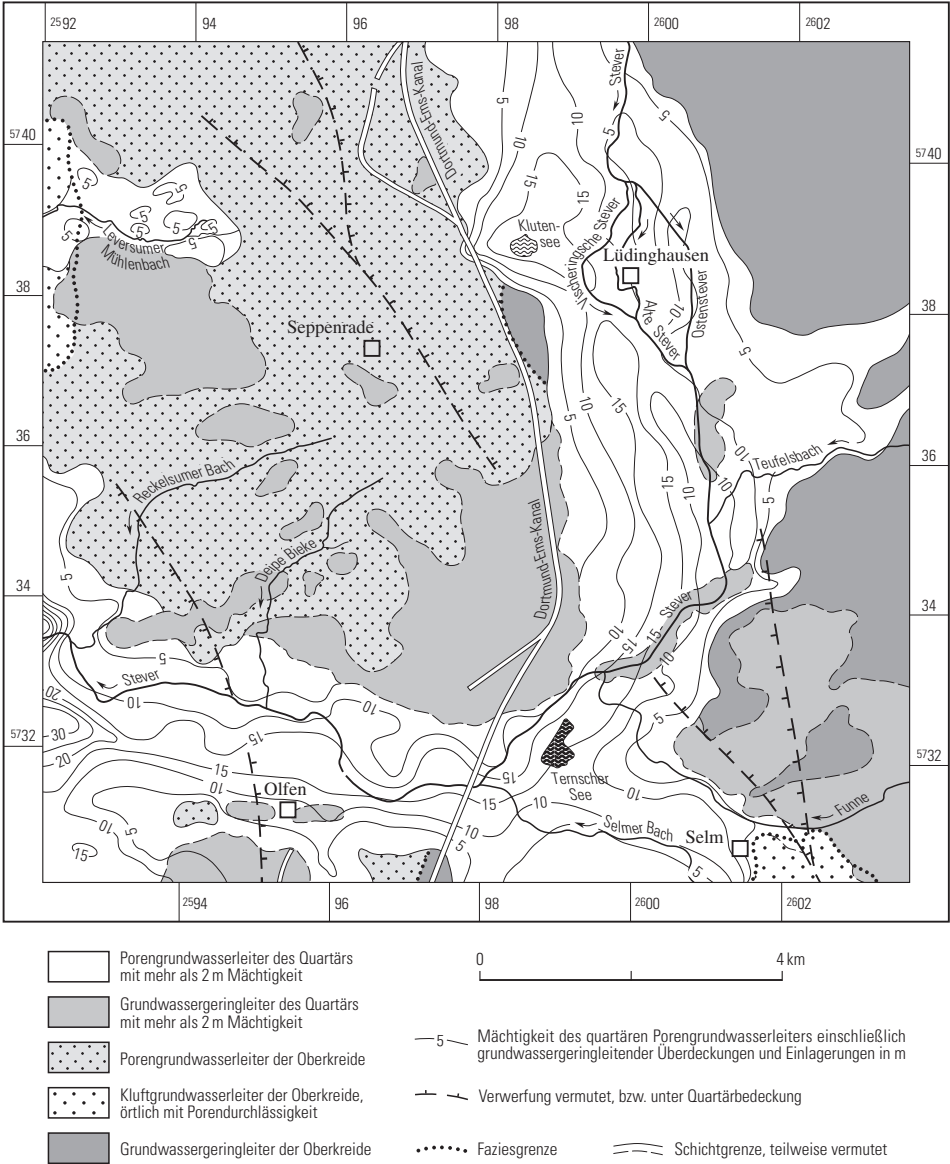


Abb. 14 Hydrogeologische Karte

gebiete, die sich je nach Höhenlage der Grundwasseroberfläche talauf- und -abwärts verlagern. Zum Teil sind die Quellen verrohrt oder in anderer Weise anthropogen überprägt. Daher wird auf eine Darstellung in der hydrogeologischen Karte (Abb. 14) verzichtet.

### **6.3 Grundwasserbeschaffenheit**

Die Grundwasserbeschaffenheit hängt im Wesentlichen von der Zusammensetzung des Grundwasserleiters und der Verweildauer des Grundwassers im Untergrund ab. Im Allgemeinen stellt sich zwischen dem Grundwasser und dem Gestein des Grundwasserleiters ein hydrochemisches Gleichgewicht ein. Aber auch Austausch- und Mischungsprozesse können eine wichtige Rolle spielen.

In den örtlich verkarsteten Kalk- und Kalkmergelsteinen der Oberkreide zirkuliert Sole. Sie ist aquiferuntypisch und vermutlich das Ergebnis einer komplexen Entstehungsgeschichte, in der mehrfache Meeresüberflutungen des Münsterlands, die Ablaugung von Salzlagerstätten im nördlich angrenzenden Niedersächsischen Becken und zum kleineren Teil auch der Aufstieg juveniler Sole aus der tieferen Kruste eine Rolle spielen (MICHEL 1994, WEDEWARDT 1995). Soleaufschlüsse gibt es in der näheren Umgebung von Lüdinghausen nicht.

Im Emscher-Mergel ist auf wasserwegsamem Störungen mit dem Aufdringen von Sole zu rechnen. Anders lassen sich die erhöhten Chloridgehalte in manchen Hausbrunnen insbesondere im Südosten des Blattgebiets nicht erklären. Im Kluftnetz der oberflächennahen Auflockerungszone entsteht durch Austausch von Calcium gegen Natrium ein Austauschwasser vom Natrium-Hydrogenkarbonat-Typ. Insbesondere unter Überdeckung durch Grundmoräne können infolge geringer Verdünnung durch neu gebildetes Grundwasser die Gehalte an Chlorid, Sulfat und Fluorid die Grenzwerte der Trinkwasserverordnung überschreiten. Eisen und Mangan sind ebenfalls weitflächig in erhöhten Konzentrationen vorhanden.

In den oberflächennahen Grundwasserleitern der kreidezeitlichen und quartären Schichten ist Calcium-Hydrogenkarbonat-Wasser verbreitet. Bei den Anionen gehört auch oft das Sulfat zu den Hauptbestandteilen. Es entsteht durch die Oxidation von Pyrit, der in den Kreide-Ablagerungen oft in fein verteilter Form vorhanden ist. In landwirtschaftlich intensiv genutzten Gebieten können durch Düngung erhöhte Nitratgehalte auftreten.

### **6.4 Grundwassernutzung**

Im Blattgebiet gibt es heute keine Anlagen der öffentlichen Wasserversorgung mehr. Seit 1906 werden die Kernbereiche der Städte Lüdinghausen, Olfen und Selm sowie der Gemeinde Nordkirchen zentral aus dem Wasserwerk Haltern der Gelsenwasser AG versorgt. Die Gemeinde Nordkirchen und die Stadt Selm beziehen außerdem einen kleinen Teil des Trinkwassers aus den Wasserwerken Menden-Halingen und Wickede-Echthausen im Tal der Ruhr. Sowohl in Haltern (Steuer) als auch im Ruhrtal wird Flusswasser in Filterbecken versickert und anschließend über Vertikal- und Horizontalfilterbrunnen gefördert. Die Untergrundpassage dient der Filterung und Temperaturerniedrigung des Wassers.

Außerhalb der Kernorte besteht eine große Anzahl von Einzelversorgungen. Dabei handelt es sich überwiegend um erlaubnisfreie Benutzungen des Grundwassers für Haushalte und landwirtschaftliche Betriebe.

## 7 Ingenieurgeologie (H. GRÜNHAGE)

Die Tabelle 9 (Geotechnische Hinweise) enthält generelle Angaben über die Baugrundeigenschaften der oberflächennahen Schichten. Projektbezogene Untersuchungen sind hierdurch nicht zu ersetzen.

Tabelle 9  
Geotechnische Hinweise  
(Bearbeiter: H. GRÜNHAGE)

Geologische Einheit	Materialzusammensetzung der Schichten	Geotechnische Hinweise	Mächtigkeiten (m)
künstliche Aufschüttung (.,y)	heterogen	besondere Erkundung notwendig	
Anmoor (.Hm)	Fein- und Mittelsand, z. T. Schluff, humos bis torfig, z. T. Torflagen	extrem wasser- und frostempfindlich, teilweise betonaggressiv, Volumenveränderung bei Wasserentzug, sehr gering tragfähig	bis 1
Auenlehm (.L,ta)	Schluff, tonig, feinsandig, humose und torfige Einlagerungen	extrem wasser- und frostempfindlich, teilweise betonaggressiv, weich bis breiig, sehr gering tragfähig	bis 2,5
Auensand (.S,ta; .Sl,ta)	Sand und schluffiger Sand, torfige Einlagerungen	wasser- und frostempfindlich, teilweise betonaggressiv, sehr gering tragfähig	bis 4,5
Jüngere Dünen (.,d(2))	Feinsand, schwach mittelsandig, Ortsteinbänder	gleichkörnig, locker gelagert	bis 2,5
Abschwemmmasse (Schwemmlehm) (.,u)	Schluff, feinsandig, tonig	wasser- und frostempfindlich	bis 2,5
Ältere Dünen (.,d)	Feinsand, schwach mittelsandig, Ortsteinbänder	gleichkörnig, locker gelagert	bis 5
Flugsand (.S,a)	Feinsand, schwach mittelsandig, Ortsteinbänder	gleichkörnig, locker gelagert	bis 4
Fließerde (.,fl)	Schluff, tonig, feinsandig, grobsandig, z. T. kiesig, z. T. örtlich Fein- und Mittelsand	wasser- und frostempfindlich, sehr locker gelagert	bis 4
Uferwall (w,Sl,sw; w,S,sw)	Fein- und Mittelsand, schluffig, z. T. Schlufflagen, und Fein- und Mittelsand, grobsandig, z. T. feinkiesig	locker gelagert	bis 3,5
Talsand (w,S,ta)	Fein- und Mittelsand, z. T. grobsandig, z. T. feinkiesig, z. T. schluffige Lagen	fein geschichtet, locker gelagert	bis 12
Schluff-Folge (w,U,f)	Schluff, feinsandig, tonig, Einlagerungen von Fein- und Mittelsand, Torfeinlagerungen	wasser- und frostempfindlich	bis 8,5
Sand-Schluff-Wechselfolge (w,S,f)	Feinsand, z. T. schwach mittelsandig, und Grobschluff; Torfeinlagerungen	wasser- und frostempfindlich	bis 14



## 8 Bohrungen

Im Bohrrarchiv des Geologischen Dienstes Nordrhein-Westfalen befinden sich Schichtenverzeichnisse von Bohrungen zur Grundwassererschließung oder -erkundung sowie von ingenieurgeologischen Baugrundbohrungen. Diese Bohrungen enden stratigrafisch überwiegend im Quartär oder erreichen die oberflächennahen Kreide-Schichten. Daneben sind im Bohrrarchiv 93 Schichtenverzeichnisse von Tiefbohrungen (Mutungs- und Explorationsbohrungen) vorhanden, die das Karbon erreicht haben.

Das zur vorliegenden Kartierung durchgeführte Bohrprogramm umfasste ca. 2 000 Handbohrungen bis 2 m Tiefe, 55 Spülbohrungen bis max. 62 m Tiefe, 13 Rammkernbohrungen bis max. 42 m Tiefe, 1 Kernbohrung bis 52 m Tiefe und 268 Kleinbohrungen bis max. 20 m Tiefe (vgl. Kap. 1).

**Tabelle 9**  
(Fortsetzung)

Geologische Einheit	Materialzusammensetzung der Schichten	Geotechnische Hinweise	Mächtigkeiten (m)
Knochenkies (w,Kn)	Feinsand, mittelsandig, und Grobsand, fein- und mittlkiesig, örtlich bindige Einlagerungen	mitteldicht gelagert	bis 8,5
Nachschüttsand (D,S,gf(2))	Fein- und Mittelsand, Grobsand- und Feinkieslagen	mitteldicht gelagert	bis 2
Grundmoräne (D,Mg)	Schluff mit Ton, Sand, Kies, Steinen, eingelagerte Sandlinsen	teilweise wasser- und frostempfindlich, mäßig tragfähig	bis 15,5
Beckenablagerung (D,,b)	Schluff, tonig, und Ton, schluffig; feinsandig, und Feinsand, schwach tonig, schwach mittelsandig	wasser- und frostempfindlich, gering tragfähig	bis 6
Vorschüttsand (D,S,gf(1))	Fein- und Mittelsand, schwach grobsandig, z. T. kiesig, Schluffeinlagerungen	mitteldicht gelagert	bis 9
Rinnenablagerung (,,R)	Feinsand, schluffig, mit Schlufflagen in Wechselagerung mit Sand und Kies, z. T. Ton, schwach schluffig	wasser- und frostempfindlich	bis 20
Holtwick-Schichten (krca2Hu+m; krca2Ho)	Ton- und Schluffmergelstein	mitteldicht gelagert, mäßig tragfähig	> 10
Emscher-Mergel (krca1E)	Schluffstein, tonig, z. T. feinsandig, und Schluffmergelstein, tonig, feinsandig, und Feinsandmergelstein, schluffig	wasserempfindlich, mäßig tragfähig	> 10
Dülmen-Schichten (krca1D)	Sandmergel und Sandmergelstein, Mergelsand und Mergelsandstein, Kalksandsteinbänke	mäßig tragfähig, gut tragfähig bei sandigen Schichten	> 10
Sande von Netteberge (krca1N)	Fein- und Mittelsand, Kalksandsteinlinsen	locker gelagert	> 10
Halterm-Schichten (krca1H)	Fein- und Mittelsand, Sandmergel und Sandmergelstein; grobsandig, kiesig, in Wechselagerung mit Feinsand, schluffig, z. T. Kalksandsteinlinsen	mitteldicht bis dicht gelagert	> 10
Recklinghausen-Schichten (krca3-4R)	Feinsandmergelstein, schwach schluffig, Schluffmergelstein, feinsandig, Kalksandsteinbänke, und Tonmergelstein, schluffig, z. T. feinsandig, Kalkmergelsteinlagen	wasserempfindlich	> 10

Im Anhang sind die Schichtenverzeichnisse einiger charakteristischer Bohrungen wiedergegeben. Bei den Explorationsbohrungen wurden die Gesteinsbeschreibungen aus den Bohrdaten übernommen, die Bohrungen jedoch nach dem modernen Kenntnisstand teilweise stratigrafisch neu eingestuft. Die Nummern der Bohrungen entsprechen dabei der Bezeichnung in der geologischen Karte. Ihre Lage ist ebenfalls in der geologischen Karte wiedergegeben.

## 9 Verzeichnis der Schriften und Karten

### Schriften

- ANDERSON, H. J.; BOSCH, M. VAN DEN; BRAUN, F. J.; DROZDZEWSKI, G.; HILDEN, H. D.; HOYER, P.; KNAPP, G.; REHAGEN, H.-W.; STADLER, G.; TEICHMÜLLER, R.; THIERMANN, A.; VOGLER, H. (1987): Erläuterungen zu Blatt C 4306 Recklinghausen, 2. Aufl. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. <1 : 100 000>, Erl., **C 4306**, 2. Aufl.: 124 S., 9 Abb., 12 Tab.; Krefeld.
- ANDREE, J. (1927): Das Alter der diluvialen Lippe- und Emscherablagerungen. – Sitz.-Ber. naturhist. Ver. preuß. Rheinld. u. Westf., **1926** (C): 14 – 28 u. 108 – 109, 3 Tab.; Bonn.
- ARNOLD, H. (1950): Kartierbericht zur Geologischen Übersichtskarte der Südhälften der Blätter Lüdinghausen (4210), Ascheberg (4211) und Drensteinfurt (4212) im Sommer 1950, Erläuterung. – 35 S., 10 Abb., 6 Anl.; Krefeld (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.) – [Unveröff.]
- ARNOLD, H. (1955): Zur Stratigraphie des Westmünsterländer Santons und Campans. – Z. dt. geol. Ges., **105**: 554, 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 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 b): Fazies und Mächtigkeit der Kreidestufen im Münsterländer Oberkreidegebiet. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **7**: 599 – 610, 3 Abb., 1 Taf.; Krefeld.
- ARNOLD, H. (1964 c): Die Halterner Sande und ihre Fauna. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **7**: 85 – 112, 9 Abb., 1 Tab.; Krefeld.
- ARNOLD, H. (1964 d): Die höhere Oberkreide im nordwestlichen Münsterland. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **7**: 649 – 678, 6 Abb., 3 Tab.; Krefeld.
- ARNOLD, H. (1964 e): Fossilliste für die Münsterländer Oberkreide. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **7**: 309 – 330, 1 Abb.; Krefeld.
- 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 Münster C 4310, 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 – 478, 13 Abb., 5 Tab.; Krefeld.
- BACHMANN, M. (1967): Zur Flözgleichstellung in den Bochumer Schichten im Raum Oberhausen – Duisburg – Moers – Kamp-Lintfort. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **13** (2): 1197 – 1216, 4 Abb., 1 Tab., 2 Taf.; Krefeld.
- BACHMANN, M.; MICHELAU, P.; RABITZ, A. (1971): Stratigraphie. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **19**: 19 – 34, 6 Abb., 1 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.
- BALDSCHUHN, R.; KOCKEL, F. (1999): Das Osning-Lineament am Südrand des Niedersachsen-Beckens. – Z. dt. geol. Ges., **150**: 673 – 695, 15 Abb.; Stuttgart.
- BÄRTLING, R. (1908): Die Ausbildung und Verbreitung der unteren Kreide am Westrande des Münsterischen Beckens. – Z. dt. geol. Ges., Mber., **60** (2): 36 – 45; Berlin.
- BÄRTLING, R. (1909): Die Stratigraphie des Untersenons im Becken von Münster in der Übergangs-Zone aus sandiger zu mergeliger Fazies. – Glückauf, **45**: 1705 – 1708, 1 Abb., 1 Tab.; Essen.
- BÄRTLING, R. (1913 a): Geologisches Wanderbuch für den Niederrheinisch-Westfälischen Industriebezirk umfassend das Gebiet vom nördlichen Teil des Rheinischen Schiefergebirges bis zur holländischen Grenze. – VII + 420 S., 114 Abb.; Stuttgart.
- BÄRTLING, R. (1913 b): Das Diluvium des Niederrheinisch-Westfälischen Industriebezirkes und seine Beziehungen zum Glazialdiluvium. – Z. dt. geol. Ges., (B) **64** (3) [Jg. 1912]: 155 – 177, 3 Abb.; Berlin.
- BÄRTLING, R. (1921): Transgressionen, Regressionen und Faziesverteilung in der Mittleren und Oberen Kreide des Beckens von Münster. – Z. dt. geol. Ges., (Abh.), **72**: 161 – 217, 3 Tab., 3 Taf.; Berlin.
- BÄRTLING, R. (1925): Geologisches Wanderbuch für den Niederrheinisch-Westfälischen Industriebezirk, umfassend das Gebiet vom nördlichen Teil des Rheinischen Schiefergebirges bis zur holländischen Grenze, 2. Aufl. – VIII + 459 S., 123 Abb.; Stuttgart.
- BELLSTÄDT, M. (1987): Die großräumigen Veränderungen der rohstofflichen Eigenschaften technisch gewinnbarer Flözkohlen in der nördlichen Explorationszone des Ruhrreviers und ihre Beziehung zur Fazies. – Diss. Math.-Naturw. Univ. Köln: 150 S., Anl.-Bd.; Bochum.
- BENTZ, A. (1927): Über das Mesozoikum und den Gebirgsbau im preussisch-holländischen Grenzgebiet. – Z. dt. geol. Ges., (Abh.), **78**: 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.
- 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.
- BEYENBURG, E. (1937): Die Fauna der Halterner Sandfazies im westfälischen Untersenen (Beitrag zur Stratigraphie der westfälischen Kreide). – Jb. preuß. geol. L.-Anst., **57**: 284 – 332, 4 Abb., 1 Tab., Taf. 11 – 13; Berlin.
- BEYENBURG, E. (1941): Die Fauna der „Sande von Netteberge“ im westfälischen Untersenen. – Jb. Reichsst. Bodenforsch., **60**: 236 – 239; Berlin.
- BIRK, F.; COLDEWEY, W. G. (1994): Die hydrologische Karte des rheinisch-westfälischen Steinkohlenbezirks im Maßstab 1 : 10 000. – Mitt. Geol. Ges. Essen, **12**: 49 – 64, 2 Abb.; Essen.
- BIRKELUND, T.; HANCOCK, J. M.; RAWSON, P. F.; REMANE, J.; ROBASZYNSKI, F.; SCHMID, F.; SURLYK, F. (1984): Cretaceous stage boundaries – Proposals. – Bull. geol. Soc. Denmark, **33**: 3 – 20; Kopenhagen.
- BLESS, M.; PAPROTH, E.; WOLF, M. (1981): Interdependence of basin development and coal formation in the West European Carboniferous. – Bull. Centr. Rech. Expl. Prod. Elf Aquitaine, **5** (2): 535 – 553, 12 Abb.; Pau.
- BODE, H.; UDLUFT, H. (1939), mit Beiträgen von GRAUPNER, A.: Erläuterungen zu den Blättern 4310 Datteln (Waltrop). – Geol. Kt. Preußen u. benachb. dt. Länder <1 : 25 000>: 75 S., 2 Abb., 1 Taf.; Berlin.
- BÖGER, H. (1966): Die marinen Niveaus über den Flözen Schieferbank und Sarnsbank (Grenze Namur C – Westfal A) im Ruhrgebiet. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **13** (1): 1 – 38, 17 Abb., 3 Taf.; Krefeld.
- BÖHM, J. (1918): Über die untersenone Fauna bei Lüdinghausen in Westfalen. – Z. dt. geol. Ges., Monatsber., **70**: 74 – 75; Berlin.
- BÖHM, J. (1922): Über *Pecten septemplicatus auct.* – Jb. preuß. geol. L.-Anst., **40** (II): 156 – 160, 5 Taf.; Berlin.
- 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.
- BOLSENKÖTTER, H.; HILDEN, H. D. (1969): Ein Beitrag zur Talgeschichte der Stever und der unteren Lippe. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **17**: 47 – 54, 3 Abb.; Krefeld.
- BÖMER, A. (1895): Die Moore Westfalens, **VIII**. Der Kreis Lüdinghausen. – 8 S., 1 Tab.; Berlin.

- BREDDIN, H. (1929): Die Bruchfaltentektonik des Kreidedeckgebirges im nordwestlichen Teil des rheinisch-westfälischen Steinkohlenbeckens. – Glückauf, **65**: 1157 – 1168, 1193 – 1198, 10 Abb., 1 Taf.; Essen.
- BRIX, M. R.; DROZDZEWSKI, G.; GREILING, R. O.; WOLF, R.; WREDE, V. (1988): The N Variscan margin of the Ruhr coal district (Western Germany): structural style of a buried thrust front? – Geol. Rdsch., **77**: 115 – 126, 13 Abb.; Stuttgart.
- BÜDEL, J. (1959): Periodische und episodische Solifluktion im Rahmen der klimatischen Solifluktionstypen. – Erdkunde, **13**: 297 – 314, 7 Abb.; Bonn.
- BURGER, K. (1982): Kohlentonsteine als Zeitmarken, ihre Verbreitung und ihre Bedeutung für die Exploration und Exploitation von Kohlenlagerstätten. – Z. dt. geol. Ges., **133**: 201 – 255, 16 Abb., 3 Tab., 2 Taf.; Hannover.
- BURGER, K.; FIEBIG, H.; STADLER, G. (1984): Kaolin-Kohlentonsteine in den Explorationsräumen des Niederrheinisch-Westfälischen Steinkohlenreviers. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **32**: 151 – 169, 10 Abb., 3 Tab.; Krefeld.
- BURGER, K.; HESS, J. C.; LIPPOLT, H. J. (1997): Tephrochronologie mit Kaolin-Kohlentonsteinen: Mittel zur Korrelation paralischer und limnischer Ablagerungen des Oberkarbons. – Geol. Jb., **A 147**: 3 – 39, 8 Abb., 5 Tab., 2 Taf.; Hannover.
- BURGER, K.; STADLER, G. (1971): Monographie des Kaolin-Kohlentonsteins Zollverein 8 in den Essener Schichten (Westfal B1) des niederrheinisch-westfälischen Steinkohlenreviers. Teil II. – Forsch.-Ber. Land Nordrh.-Westf., Nr. **2126**: 266 S., 48 Abb., 40 Tab.; Köln/Opladen.
- BURGER, K.; STADLER, G. (1984): Vulkanogene Glasscherbenrelikte im Z-1-Kohlentonstein des Ruhrkarbons. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **32**: 171 – 186, 3 Abb., 2 Taf.; Krefeld.
- BURGHARDT, O. (1981): Die wichtigsten Geopotentiale in Nordrhein-Westfalen. – 72 S., 1 Abb., 1 Kt.; Krefeld (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.).
- CARTER, D. J.; HART, M. B. (1977): Aspects of Mid-Cretaceous Stratigraphical Micropalaeontology. – Bull. brit. Mus. nat. Hist. (Geol. Ser.), **29** (1): 1 – 135, 53 Abb.; London.
- CHRISTENSEN, W. K. (1990): Upper Cretaceous belemnite stratigraphy of Europe. – Cret. Res., **11**: 371 – 386, 8 Abb.; London.
- DAHM, H.-D. (1966): Das marine Niveau über Flöz Finefrau Nebenbank (Obere Wittener Schichten, Westfal A) im niederrheinisch-westfälischen Steinkohlengebirge. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **13**: 39 – 124, 28 Abb., 2 Tab., 8 Taf.; Krefeld.
- 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 4049, Tl. 3 (1994): Hydrologie. Begriffe zur quantitativen Hydrologie. – Berlin, Köln (Beuth).

- DÖLLING, B. (2004): mit Beitr. von HEUSER, H.: Erläuterungen zu Blatt 4110 Senden. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. <1 : 25 000>, Erl., **4110**: 176 S., 15 Abb., 13 Tab., 2 Taf.; Krefeld.
- 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. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. <1 : 100 000>, Erl., **C 4310**, 2. Aufl.: 64 S., 15 Abb., 5 Tab.; Krefeld.
- DROZDZEWSKI, G. (1973): Beziehungen zwischen Großtektonik und Stockwerktektonik im Ruhrkarbon. – Z. dt. geol. Ges., **124**: 177 – 189, 5 Abb., 1 Tab.; Hannover.
- DROZDZEWSKI, G. (1979): Grundmuster der Falten- und Bruchstrukturen im Ruhrkarbon. – Z. dt. geol. Ges., **130**: 51 – 67, 9 Abb.; Hannover.
- DROZDZEWSKI, G. (1980): Zielsetzung, Methodik und Ergebnisse des Untersuchungsvorhabens „Tiefentektonik des Ruhrkarbons“. – In: DROZDZEWSKI, G.; BORNEMANN, O.; KUNZ, E.; WREDE, V.: [Hrsg.]: Beiträge zur Tiefentektonik des Ruhrkarbons: 15 – 43, 19 Abb.; Krefeld (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.).
- DROZDZEWSKI, G. (1982): Faltenbau und Störungstektonik im südlichen Ruhrgebiet. – Hauptversamml. dt. geol. Ges., **13**: Exk.-Führer, Exk. F: 85 – 101, 9 Abb.; Bochum.
- DROZDZEWSKI, G. (1987): Gebirgsbau. – In: ANDERSON, H. J.; BOSCH, M. VAN DEN; BRAUN, F. J.; DROZDZEWSKI, G.; HILDEN, H. D.; HOYER, P.; KNAPP, G.; REHAGEN, H.-W.; STADLER, G.; TEICHMÜLLER, R.; THIERMANN, A.; VOGLER, H. (1987): Erläuterungen zu Blatt C 4306 Recklinghausen, 2. Aufl. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. <1 : 100 000>, Erl., **C 4306**, 2. Aufl.: 17 – 22, 1 Abb.; 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. (1992): Zur Faziesentwicklung im Oberkarbon des Ruhrbeckens, abgeleitet aus Mächtigkeitskarten und lithostratigraphischen Gesamtprofilen. – Z. angew. Geol., **38**: 41 – 48, 9 Abb.; Hannover.
- DROZDZEWSKI, G.; BORNEMANN, O.; KUNZ, E.; WREDE, V. (1980): Beiträge zur Tiefentektonik des Ruhrkarbons. – 192 S., 108 Abb., 7 Tab., 31 Taf.; Krefeld (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.).
- DROZDZEWSKI, G.; WREDE, V. (1994): Faltung und Bruchtektonik – Analyse der Tektonik im Subvariscikum. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **38**: 7 – 187, 101 Abb., 2 Tab., 2 Taf.; Krefeld.
- 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.; NIEBUHR, B.; WIESE, F.; WILMSEN, W. (1996): Facies Development, Basin Dynamics, Event Correlation and Sedimentary Cycles in the Upper Cretaceous of Selected Areas of Germany and Spain. – In: REITNER, J.; NEUWEILER, F.; GUNKEL, F.

[Hrsg.]: Global and Regional Controls on Biogenic Sedimentation. II. Cretaceous Sedimentation. Research Reports. – Göttinger Arb. Geol. Paläont., **Sb3**: 87 – 100, 8 Abb.; Göttingen.

- 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, O. (1935): Ein wichtiger neuer Fundpunkt der Altsteinzeit in Westfalen. – Westf., **20**: 209 – 214, 1 Abb.; Münster/Westf.
- FIEBIG, H. (1954): Der neue Richtschichtenschnitt für die Wittener (Esskohlen-) Schichten im niederrheinisch-westfälischen Steinkohlengebiet. – Glückauf, **90**: 260 – 270, 9 Abb.; Essen.
- FIEBIG, H. (1957): Der neue Richtschichtenschnitt für die Bochumer (Fettkohlen-) Schichten im niederrheinisch-westfälischen Steinkohlengebiet. – Glückauf, **93**: 446 – 453, 6 Abb.; Essen.
- FIEBIG, H. (1960): Der neue Richtschichtenschnitt für die Essener (Gaskohlen-) Schichten im niederrheinisch-westfälischen Steinkohlengebiet. – Glückauf, **96**: 30 – 42, 11 Abb.; Essen.
- FIEBIG, H. (1961): Der neue Richtschichtenschnitt für die Horster (Gasflammenkohlen-) Schichten im niederrheinisch-westfälischen Steinkohlengebiet. – Glückauf, **97**: 429 – 441, 15 Abb.; Essen.
- FIEBIG, H. (1966): Ausbildung und Faunenführung des marinen Ägir-Niveaus (Basis Westfal C1) in der Lippe-Mulde des Niederrheinisch-Westfälischen Steinkohlenggebietes. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **13** (1): 203 – 242, 24 Abb., 4 Taf.; Krefeld.
- FIEBIG, H. (1969): Das Namur C und Westfal im Niederrheinisch-Westfälischen Steinkohlenggebiet. – Congr. Stratigr. Carbonif., 6. internat., C. R., **1**: 79 – 89, 9 Abb., 1 Taf.; Maastricht.
- FIEBIG, H.; GROSCURTH, J. (1984): Das Westfal C im nördlichen Ruhrgebiet. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **32**: 257 – 267, 1 Tab., 2 Taf.; Krefeld.
- FRANKE, A. (1910): Die Foraminiferen und Ostracoden des Untersenons im Becken von Münster in der Übergangszone aus mergeliger zu sandiger Facies. – Z. dt. geol. Ges., Mber., **62**: 141 – 146; Berlin.
- 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.
- FÜCHTBAUER, H. [Hrsg.] (1988): Sediment-Petrologie, **2**, Sedimente und Sedimentgesteine, 4. Aufl. – 1141 S., 660 Abb., 113 Tab.; Stuttgart (Schweizerbart).
- FÜCHTBAUER, H. (1992): Sedimentologie und Diagenese des Oberkarbons in NW-Deutschland. – Z. angew. Geol., **38**: 37 – 40; Stuttgart.
- FÜCHTBAUER, H.; JANKOWSKI, B.; DAVID, E.; DAVID, F.; FRANK, F.; KRAFT, T.; SEDAT, B.; SELTER, V.; STREHLAU, K. (1991): Sedimentologie des nordwestdeutschen Oberkarbons. – DGMK-Forsch.-Ber., **468**: 75 – 116, 16 Abb., 5 Tab.; Hamburg.
- GASCHNITZ, R. (2001): Gasgenese und Gasspeicherung im flözführenden Oberkarbon des Ruhr-Beckens. – Berichte des FZ Jülich **3859**: XII + 342 S., zahlr. Abb. u. Tab.; Jülich.
- GASSE, W. (1987): Mikropaläontologie, Sedimentologie und Geochemie der Emscher-Fazies (Ober-Kreide) des südlichen Münsterlandes. – Diss. Univ. Münster: 295 S., 12 Abb., 36 Tab., 12 Taf.; Münster/Westf. – [Unveröff.]
- 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 Kiesel-schwamm-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 – 35, 5 Abb., 3 Tab.; Berlin, Heidelberg (Springer).
- GASSE, W.; HILPERT, K.-H. (1985): Comatuliden (Crinoidea) aus den Sanden von Haltern in Westfalen (Santon). – Münstersche Forsch. Geol. u. Paläont., **63**: 215 – 233, 1 Abb., 3 Taf.; Münster/Westf.
- Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen [Hrsg.] (1960): Das Karbon der subvariscischen Saumsenke, Tl. 1, Der Kulm und die flözleere Fazies des Namurs. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **3** (1): 1 – 422, 117 Abb., 22 Tab., 38 Taf.; Krefeld.



- Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen [Hrsg.] (1962 a): Das Karbon der subvariscischen Saumsenke, Tl. 2, Das Steinkohlengebirge. Petrographie und Paläontologie. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **3** (2): 423 – 866, 103 Abb., 52 Tab., 74 Taf.; Krefeld.
- Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen [Hrsg.] (1962 b): Das Karbon der subvariscischen Saumsenke, Tl. 3, Das Steinkohlengebirge. Stratigraphie und Tektonik. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **3** (3): 867 – 1282, 83 Abb., 32 Tab., 56 Taf. (Text- u. Anlagenbd.); Krefeld.
- Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen [Hrsg.] (1966/67): Zur Geologie des nordwestdeutschen Steinkohlengebirges. Ein Symposium. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **13**: 1444 S., 254 Abb., 88 Tab., 154 Taf., (2 Textbd., Anlagenbd.); Krefeld.
- Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen [Hrsg.] (1971 a): Das höhere Oberkarbon von Westfalen und das Bramscher Massiv. Ein Symposium. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **18**: 596 S., 116 Abb., 48 Tab., 30 Taf. (Text- u. Anlagenbd.); Krefeld.
- Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen [Hrsg.] (1971 b): Die Karbon-Ablagerungen in der Bundesrepublik Deutschland. Eine Übersicht. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **19**: 242 S., 79 Abb., 15 Tab., 8 Taf.; Krefeld.
- Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen [Hrsg.] (1982): Krefelder und Lippstädter Gewölbe – die großen Querstrukturen am Rande des Ruhrkohlenbeckens. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **30**: 439 S., 83 Abb., 31 Tab., 28. Taf.; Krefeld.
- Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen [Hrsg.] (1984): Nordwestdeutsches Oberkarbon, Tl. 1, Beiträge zur Lagerstättenerkundung des nordwestdeutschen Steinkohlengebirges. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **32**: 339 S., 94 Abb., 34 Tab.; Krefeld.
- Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen [Hrsg.] (1985): Nordwestdeutsches Oberkarbon, Tl. 2, Beiträge zur Lagerstättenerkundung des nordwestdeutschen Steinkohlengebirges. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **33**: 323 S., 93 Abb., 32 Tab.; Krefeld.
- Geologie im Münsterland (1995). – 195 S., 50 Abb., 6 Tab., 1 Taf.; Krefeld (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.).
- GIERS, R. (1958): Die Mukronatenkreide im östlichen Münsterland. Fazies, Stratigraphie und Lagerung. – Beih. geol. Jb., **34**: 148 S., 12 Abb., 4 Taf.; Hannover.
- GIERS, R. (1964): Die Großfauna der Mukronatenkreide (unteres Obercampan) im östlichen Münsterland. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **7**: 213 – 249, 10 Abb., 3 Tab., 8 Taf.; Krefeld.
- GRABERT, H. (1952): Zur Dünenbildung im Münsterland. – Geol. Jb., **66**: 693 – 702, 1 Abb.; Hannover.
- GRADSTEIN, F. M.; AGTERBERG, F. P.; OGG, J. G.; HARDENBOL, J.; BACKSTROM, S. (1999): On the Cretaceous time scale. – N. Jb. Geol. u. Paläont., Abh., **212**: 3 – 14, 4 Abb.; Stuttgart.
- GRIMMEL, E. (1973): Bemerkungen zum Geschiebedecksand. – Eiszeitalter und Gegenwart, **23/24**: 16 – 25; Öhringen/Württ.

- 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. (1955): Gleichstellung und einheitliche Benennung der Flöze der Bochumer Schichten im Gebiet Essen – Bottrop – Oberhausen – Hamborn. – Glückauf, **91**: 814 – 818, 1 Abb., 1 Tab., 1 Taf.; Essen.
- HAHNE, C.; SCHLOMS, C. (1967): Das großräumige fazielle Verhalten der bauwürdigen Flöze im Niederrheinisch-Westfälischen Steinkohlengebiet (Ruhrrevier). – Mitt. westf. Berggewerkschaftskasse, **26**: 28 S., 21 Anl.; Bochum.
- HAHNE, C.; SCHMIDT, R. (1982), mit Beitr. v. 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, Hamburg (Lit-Verlag).
- HAMBACH, U.; HISS, M.; PERYT, D. (1995): Magnetostratigraphy of Santonian to Maastrichtian strata from NW Germany and Poland. – 2. int. Symp. Cretaceous Stage Boundaries, Brussels, 8. – 16. Sept. 1995, Abstract Volume: 51; Brussels (Subcommission on Cretaceous Stratigraphy).
- HAMBACH, U.; KRUMSIEK, K. (1991): Magnetostratigraphie im Santon und Campan des Münsterländer Kreidebeckens. – Facies, **24**: 113 – 124, 8 Abb., 1 Tab.; Erlangen.
- HAMBLOCH, H. (1958): Das Alter einiger Dünen an der oberen Ems. – Erdkunde, **12**: 128 – 132, 4 Abb.; Bonn.
- HANCOCK, J. M. (1991): Ammonite scales for the Cretaceous System. – Cretaceous Res., **12**: 259 – 291, 12 Tab.; London.
- HANCOCK, J. M.; GALE, A. S. (1996): The Campanian Stage. – Bull. Inst. Roy. Sci. Natur Belg., Sci Terre, **66** Supp.: 103 – 109, 1 Abb.; Brüssel.
- 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 (Landschaftsverband Westfalen-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. – Westfalen im Bild, Paläontologie in Westfalen, **8**: 65 S., 16 Abb.; Münster (Landschaftsverb. Westfalen-Lippe, Landesbildstelle Westfalen).
- 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.; FABIAN, H.-J.; FIEBIG, H.; RABITZ, A. (1972): Das Karbon in marin-paralischer Entwicklung. – Congr. Stratigr. Geol. Carbonif., 7. internat., Krefeld, C. R., **1**: 29 – 47, 10 Abb.; Krefeld.
- HEINRICH, A. (1989): Großsäugetiere des Eiszeitalters. – Naturgesch. West. Mus., **1** (3. Aufl.): 31 S., 12 Abb.; Münster (Landschaftsverb. Westfalen-Lippe) [Westfalen im Bild, eine Bildmediensammlung zur westf. Landeskde.].
- HEMPEL, L. (1963): Über morphologische Formengruppen der Erosion an der Ems. – Eiszeitalter u. Gegenwart, **14**: 68 – 76, 5 Abb.; Öhringen/Württ.
- HERGET, J. (1997): Zur Flußentwicklung des Lippetals. – Boch. Geogr. Arb., **62**: 144 S., 26 Abb., 9 Tab., 25 Kt.; Bochum.
- HESEMANN, J. (1950 a): Der Grundwasserschatz der Halterner Sande. – Bergfreiheit, **15**: 6 – 9, 2 Abb.; Herne.
- HESEMANN, J. (1950 b): Über die stratigraphische Stellung der großen Emsterrasse im Münsterland. – Geol. Jb., **64**: 633 – 641, 2 Abb.; Hannover.
- HESEMANN, J. (1956): Elster- und Saale-Eiszeit in Westfalen und anschließendem Rheinland nach ihrer Geschiebeführung. – N. Jb. Geol. u. Paläont, Mh, **1956** (2): 49 – 54; Stuttgart.
- HESEMANN, J. (1967): Das Münsterland zur Triaszeit. – Sonderveröff. geol. Inst. Univ. Köln, **13**: 15 – 18, 2 Abb.; Köln.
- HESEMANN, J. (1975 a): Geologie Nordrhein-Westfalens. – 416 S., 255 Abb., 122 Tab., 11 Taf.; Paderborn (Schöningh). – [Zugl. in: Bochumer geogr. Arb., Sonderr., **2**]
- HESEMANN, J. (1975 b): Kristalline Geschiebe der nordischen Vereisungen. – 267 S., 44 Abb., 29 Tab., 9 Taf.; Krefeld (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.).
- HILBRECHT, H. (1986): On the correlation of the Upper Cenomanian and Lower Turonian of England and Germany (Boreal and N-Tethys). – Newsl. Stratigr., **15** (3): 115 – 138, 8 Abb., 2 Tab.; Berlin/Stuttgart.
- 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.; MEIER, 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.
- HILTMANN, H.; KOCH, W. (1962): Oberkreide des nördlichen Mitteleuropa. – In: Arbeitskreis deutscher Mikropaläontologen (Hrsg.): Leitfossilien der Mikropaläontologie: 299 – 338, 25 Abb., 9 Taf., 1 Tab.; Berlin (Borntraeger).

- HINDEL, R. (1991): Geochemische Untersuchungen im Santon und Campan des Münsterlandes (NW-Deutschland). – *Facies*, **24**: 255 – 266, 6 Abb., 2 Tab.; Erlangen.
- 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. (1992): Marl-pit of the former Lessmöllmann brickworks in Castrop-Rauxel. – In: ERNST, G.; HARRIES, P.; HISS, M.; KAEVER, M.; KAPLAN, U.; KETTELHACK, CH.; SKUPIN, K.; WOLF, E.-O.; WOOD, C. J.: *The Middle and Upper Cretaceous of the Münsterland, Westphalia*. – 4th intern. Cretaceous Symp., Field Excursion A 1: 45 – 46; Hamburg.
- 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. (2001 a), mit Beitr. von ELFERS, H.; SCHRAPS, W. G.; SUCHAN, K. H.: Erläuterungen zu Blatt 3909 Horstmar. – *Geol. Kt. Nordrh.-Westf.* <1 : 25 000>, Erl., **3909**: 183 S., 16 Abb., 9 Tab., 2 Taf.; Krefeld.
- Hiss, M. (2001 b), mit Beitr. von ELFERS, H.; SCHRAPS, W. G.; SUCHAN, K. H.: Erläuterungen zu Blatt 3809 Metelen. – *Geol. Kt. Nordrh.-Westf.* <1 : 25 000>, Erl., **3809**: 173 S., 11 Abb., 7 Tab., 2 Taf.; Krefeld.
- Hiss, M.; JANSEN, F.; SKUPIN, K. (1996): Die Schichtenfolge im Bereich der ehemaligen Ziegelei Leßmöllmann/Castrop-Rauxel. – *Dortmunder Beitr. Landeskd. naturwiss. Mitt.*, **30**: 39 – 56, 11 Abb.; Dortmund.
- 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.
- HOFKER, J. (1957): Foraminiferen der Oberkreide von Nordwestdeutschland und Holland. – *Beih. geol. Jb.*, **27**: 464 S., 495 Abb.; Hannover.
- HOSIUS, A. (1860): Beiträge zur Geognosie Westfalens. – *Verh. naturhist. Ver. preuß. Rheinld. u. Westf.*, **17**: 274 – 326, 1 Taf.; Bonn.
- HOSIUS, A. (1869): Beiträge zur Geognosie Westfalens. Die in der Westfälischen Kreideformation vorkommenden Pflanzenreste. – 34 S.; Münster (Aschendorff).
- JANKOWSKI, B. (1991): Sedimentologie des Oberkarbons in Nordwestdeutschland. – *DGMK-Forsch.-Ber.*, **384-5**: 317 S., 38 Abb., 12 Tab.; Hamburg.

- JANSEN, F. (1991), mit Beitr. von KALTERHERBERG, J.; KAMP, H. VON; KÖWING, K.; PAAS, W.; 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**, 2. Aufl.: 179 S., 13 Abb., 17 Tab., 5 Taf.; Krefeld.
- JANSEN, F. (1995), mit Beitr. von JUCH, D.; KAMP, H. VON; PAAS, W.; STRITZKE, R.; SUCHAN, K. H.; VIETH-REDEMANN, A.: Erläuterungen zu Blatt 4406 Dinslaken, 2. Aufl. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. <1 : 25 000>, Erl., **4406**, 2. Aufl.: 166 S., 15 Abb., 15 Tab., 4 Taf.; Krefeld.
- JANSEN, F.; DROZDZEWSKI, G. (1986), mit Beitr. von NÖTTING, J.; PAAS, W.; SUCHAN, K. H.; VIETH-REDEMANN, A.: Erläuterungen zu Blatt 4507 Mülheim an der Ruhr. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. <1 : 25 000>, Erl., **4507**: 200 S., 18 Abb., 17 Tab., 4 Taf.; Krefeld.
- JESSEN, W. (1955): Das Ruhrkarbon (Namur C ob.-Westf. C) als Beispiel für extratellurisch verursachte Zyklizitätserscheinungen. – Geol. Jb., **71**: 1 – 20; Hannover.
- JESSEN, W.; MICHELAU, P.; RABITZ, A. (1962): Zur Flözgleichstellung in den Bochumer und Essener Schichten im Raum Essen – Gladbeck – Bottrop – Oberhausen. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **3** (3): 873 – 905, 2 Abb., 9 Tab., 4 Taf.; Krefeld.
- JORDAN, H. (1982): Alb und Cenoman im nördlichen Ruhrrevier und Südmünsterland. Lithofazielle Untersuchungen und neue Überlegungen zur Paläogeographie. – Münstersche Forsch. Geol. u. Paläont., **57**: 33 – 51, 5 Abb.; Münster/Westf.
- JORDAN, H.; GASSE, W. (1986): Bio- und lithostratigraphisch-fazielle Untersuchungen des glaukonitisch-sandigen Santon und Campan im südwestlichen Münsterland. – Geol. u. Paläont. Westf., **6**: 7 – 49, 3 Abb., 1 Tab., 7 Taf.; Münster/Westf.
- JOSTEN, K.-H. (1983): Die fossilen Floren im Namur des Ruhrkarbons. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **31**: 327 S., 112 Abb., 10 Tab., 56 Taf.; Krefeld.
- JOSTEN, K.-H. (1991): Die Steinkohlen-Floren Nordwestdeutschlands. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **36**: Text- u. Taf.-Bd. 434 S., 232 Abb., 29 Tab., 220 Taf.; Krefeld.
- JUCH, D. (1991): Das Inkohlungs-bild des Ruhrkarbons – Ergebnisse einer Übersichtsauswertung. – Glückauf-Forsch.-H., **52**: 37 – 47, 9 Abb.; Essen.
- 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.
- JUCH, D.; Arbeitsgruppe GIS (1988): Aufbau eines geologischen Informationssystems für die Steinkohlenlagerstätten Nordrhein-Westfalens und im Saarland. – Abschl. Ber. Forsch.-Vorhab. BMFT, **03E-6288-A**: 112 S., 59 Abb., 84 Tab., 2 Anh., 5 Anl.; Krefeld.
- KAEVER, M. (1983): Aspekte der Kreide Westfalens. – N. Jb. Geol. u. Paläont., Abh., **166**: 86 – 115, 5 Abb.; Stuttgart.
- 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.
- KAHRS, E. (1912): Aus den Museen der Stadt Essen: Prähistorische Funde im Industriegebiet. – In: Essens Entwicklung 1812 – 1912: 1 Abb.; Essen (Fredebeul u. Koenen).
- KALTERHERBERG, J. (1964): Zur Entstehung feinschichtiger Sedimente im Santon von Wulfen (Westf.). – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **7**: 549 – 556, 3 Abb., 2 Taf.; Krefeld.
- KAPLAN, U. (1986): Ammonite Stratigraphy of the Turonian of NW-Germany. – Newsl. Stratigr., **17** (1): 9 – 20, 4 Abb.; Berlin, Stuttgart.
- 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 Cenoman. – In: Beiträge zur Stratigraphie und Paläogeographie der mittleren Kreide Zentral-Europas. – Schr.-R. erdwiss. Komm. österr. Akad. Wiss., **7**: 307 – 347, 6 Abb., 1 Tab., 8 Taf.; Wien, New York (Springer). – [Ergebnisse der Mittel-europäischen Gruppe im Projekt 73/I/58-Midcretaceous Events]
- 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. (2000): Santonian ammonite stratigraphy of the Münster Basin, NW Germany. – Acta geol. Pol., **50** (1): 99 – 117, 11 Abb.; Warszawa.
- 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): Beschreibung der Spülproben und Kerne des Oberkarbons der Bohrung Münsterland 1. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **11**: 57 – 94; Krefeld.
- KELLER, G. (1950): Beitrag zur Altersfrage der Terrassen an der mittleren Ems. – Z. dt. geol. Ges., **101**: 86 – 92, 3 Abb.; Hannover.
- KEMPER, E. (1989): Vorschlag einer mikropaläontologischen Gliederung von Apt und Alb in Mitteleuropa. – Geol. Jb., **A 113**: 451 – 469, 2 Abb., 2 Taf.; Hannover.

- 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.; Kopenhagen.
- KENNEDY, W. J. (1986): Campanian and Maastrichtian Ammonites from northern Aquitaine, France. – Spec. Pap. Palaeontol., **36**: 145 S., 43 Abb., 23 Taf.; London.
- KENNEDY, W. J.; KAPLAN, U. (1995): *Parapuzosia (Parapuzosia) seppenradensis* (LANDOIS) und die Ammonitenfauna der Dölmener Schichten, unteres Unter-Campan, Westfalen. – Geol. u. Paläont. Westf., **33**: 127 S., 7 Abb., 43 Taf.; Münster/Westf.
- 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.; Geologische Dienste der Bundesrepublik Deutschland [Hrsg.]: Das Quartär Deutschlands: 59 – 94, 6 Abb., 8 Tab.; Berlin, Stuttgart (Borntraeger). – [Kongr. Internat. Quartärvereinig. <14., 1995, Berlin>]
- KLOSTERMANN, J. (1997), mit Beitr. von JÄGER, B.; PAAS, W.: Erläuterungen zu Blatt 4302 Goch. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. <1 : 25 000>, Erl., **4302**: 146 S., 11 Abb., 10 Tab., 2 Taf.; Krefeld.
- KLOSTERMANN, J. (1999): Das Klima im Eiszeitalter. – 284 S., 90 Abb., 7 Tab.; Stuttgart.
- KNAUFF, W.; PIEPER, B. (1985): Der Albert-4-Horizont, ein mikrofaunistischer Leithorizont in den Bochumer Schichten (Westfal A) des westlichen und mittleren Ruhrreviers. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **33**: 105 – 118, 9 Abb., 1 Taf.; Krefeld.
- KOCH, W. (1977): Stratigraphie der Oberkreide in Nordwestdeutschland (Pompeckjsche Scholle), Tl. 2, Biostratigraphie in der Oberkreide und Taxonomie von Foraminiferen. – Geol. Jb., **A 38**: 11 – 123, 2 Abb., 1 Tab., 17 Taf.; Hannover.
- KÖPLITZ, W. (1920): Über die Fauna des oberen Untersenon im Seppenrade – Dölmener Höhenzüge. – Diss. Univ. Münster: 78 S., 1 Tab., 8 Taf.; Münster/Westf.
- KRAMM, E.; MÜLLER, H.-M. (1978): Weichselzeitliche Torfe aus den Ems-Terrassen bei Münster (Westf.). – Eiszeitalter u. Gegenwart, **28**: 39 – 44, 2 Abb.; Öhringen/Württ.
- KRONBERG, P. (1984): Photogeologie, eine Einführung in die Grundlagen und Methoden der geologischen Auswertung von Luftbildern. – 268 S., 238 Abb.; Stuttgart (Enke).
- KUKUK, P. (1938): Geologie des Niederrheinisch-Westfälischen Steinkohlengebietes. – 706 S., 743 Abb., 48 Tab., 14 Taf.; Berlin (Springer).
- LAMOLDA, M. A.; HANCOCK, J. M. (1996), mit Beitr. von BURNETT, J. A.; COLLOM, C. J.; CHRISTENSEN, W. K.; DHONDT, A. V.; GARDIN, S.; GRÄFE, K.-U.; ION, J.; KAUFFMAN, E. G.; KENNEDY, W. J.; KOPAEVICH, L. F.; LOPEZ, G.; MATSUMOTO, T.; MORTIMORE, R.; PREMOLI

- SILVA, I.; ROBASZYNSKI, F.; SALAJ, J.; SUMMESBERGER, H.; TOSHIMITSU, S.; TRÖGER, K.-A.; WAGREICH, M.; WOOD, C. J.; YAZYKOVA, E. A.: The Santonian Stage and substages. – Bull. Inst. roy. Sci. natur. Belg., Sci. Terre, **66** (supp.): 95 - 102, 1 Abb.; Brüssel.
- LANDOIS, H. (1887): Ueber einen ungewöhnlich grossen *Ammonites Coesfeldiensis* SCHL. – Z. dt. geol. Ges., **1887**: 612 – 613; Berlin.
- LANDOIS, H. (1888): Ueber einen ungewöhnlich grossen Ammonites von Seppenrade. – Jber. Westf. Provinz.-Ver. Wiss. u. Kunst, **16**: 11 – 12; Münster/Westf.
- LANDOIS, H. (1892): Ein Unicum der Welt aus Westfalen. – Jber. Westf. Provinz.-Ver. Wiss. u. Kunst, **20**: 25 – 27; Münster/Westf.
- LANDOIS, H. (1895 a): Ein zweiter Riesen-Ammonit wurde in Seppenrade aufgefunden. – Jber. Westf. Provinz.-Ver. Wiss. u. Kunst, **23**: 71 S.; Münster/Westf.
- LANDOIS, H. (1895 b): Die Riesenammoniten von Seppenrade: *Pachydiscus* ZITTEL *Seppenradensis* H. LANDOIS. – Jber. Westf. Provinz.-Ver. Wiss. u. Kunst, **23**: 99 – 108, 2 Taf.; Münster/Westf.
- LENZ, A. (1997), mit Beitr. von GAWLIK, A.; MILBERT, G.; PAHLKE, U.: Erläuterungen zu Blatt 4116 Rietberg. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. <1 : 25 000>, Erl., **4116**: 136 S., 17 Abb., 7 Tab., 2 Taf.; Krefeld.
- LÖGTERS, H. (1951): Paläogeographie, Tektonik und Erdölvorkommen im Emsland. – Z. dt. geol. Ges., **102**: 8 – 42, 11 Abb., 1 Taf.; Hannover.
- LOMMERZHEIM, A. (1991): 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. (1994): Die Genese und Migration der Erdgase im Münsterländer Becken. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **38**: 309 – 348, 21 Abb.; Krefeld.
- 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.
- LOOS, J.; JUCH, D.; EHRHARDT, W. (1999): Äquidistanzen von Blattverschiebungen – neue Erkenntnisse zur Lagerstättenbearbeitung im Ruhrkarbon. – Z. angew. Geol. **45**: 26 – 36, 10 Abb.; Hannover.
- LOTZE, F. (1954): Das Quartär zwischen Ems und Osning östlich von Rheine. – N. Jb. Geol. u. Paläont., Mh., **1953**: 145 – 152, 2 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.
- LÜTTIG, G.: (1960) Zur Gliederung des Auelehms im Flußgebiet der Weser. – Eiszeitalter u. Gegenwart, **11**: 39 – 50, 4 Abb.; Öhringen/Württ..
- LÜTTIG, G.; MEYER, K.-D. (1980), mit Beitr. von FANSA, M.; GRIMME, K.; HEINEMANN, B.; IRLITZ, W.; JARITZ, W.; KOSMAHL, W.; MEYER, H.-J.; SCHERLER, P.-C.: Erläuterungen zu Blatt 3320 Liebenau. – Geol. Kt. Niedersachsen <1 : 25 000>, Erl., **3320**: 118 S., 9 Abb., 12 Tab., 7 Kt.; Hannover.
- MAAS, H. (1952): Die geologische Geschichte der westfälischen Dünen aufgrund der Bodenbildungen. – Diss. Univ. Münster: 83 S., 10 Abb., VII Anl.; Münster/Westf. – [Unveröff.]



- MAAS, H. (1955): Die geologische Geschichte der westfälischen Dünen auf Grund der Bodenbildungen. – Z. dt. geol. Ges., **105**: 137 – 138; Hannover.
- MAAS, H.; MÜLLER, E.-H. (1954): Bodenkundliche und geologische Hinweise zur Elster-Eiszeit bei Haltern (Westf.). – Geol. Jb. **69**: 407 – 410, 3 Abb.; Hannover.
- MALMSHEIMER, W. K. (1968): Zur Sedimentation und Epirogenese im Ruhrkarbon: Sandsteine im Liegenden von Flöz Mausegatt (Oberkarbon, Westfal A, untere Wittener Schichten). – Forsch.-Ber. Land Nordrh.- Westf., **2000**: 1 – 74, 24 Abb., 3 Tab., 16 Anl.; Köln, Opladen.
- MEISEL, S. (1960): Die naturräumlichen Einheiten auf Blatt 97 Münster. – Geogr. Landes-  
aufn. <1 : 200 000>, naturräuml. Gliederung Dtl., **97**: 46 S., 2 Abb., 1 Kt.; Bad  
Godesberg (B.-Anst. Landeskd. u. Raumforsch.).
- MENZEL, H. (1913): Die Quartärfäuna des Niederrheinisch-Westfälischen Industrie-  
bezirkes. – Z. dt. geol. Ges., **64** (3) {Jg. 1912}: 177 – 200, 8 Abb., 2 Tab., 1 Taf.; Berlin.
- MERKT, J.; BÖKER, F. (1993): Erkundung von quartärgeologischen Bildungen mit saisona-  
len Luftbildern. – Geol. Jb., **A 142**: 65 – 88, 14 Abb.; Hannover.
- MICHEL, G. (1994): Wie kommt die Sole ins Revier? – Mitt. geol. Ges. Essen, **12**: 65 – 81,  
5 Abb.; Essen.
- MÜLLER, A. (1991): Fische aus dem Campan (Oberkreide) der Bohrung Metelen 1001  
(Münsterland, NW-Deutschland). – Facies, **24**: 129 – 134, 2 Abb.; Erlangen.
- MÜLLER, H.-M. (1978): Weichselzeitliche Eiskeilsysteme im Emsgebiet bei Münster. –  
N. Jb. Geol. u. Paläont., Mh., **1978**: 117 – 128; Stuttgart.
- MÜLLER, W.; SCHUSTER, A. (1978): Stratigraphie und Korrelation der Oberkreide im südli-  
chen Münsterland nach Bohrlochmessungen. – In: Internationales Symposium Deut-  
sche Kreide, Münster, 1. – 8. April 1978: 45; Münster (Kurzfassung der Vorträge).
- MÜLLER-WILLE, W. (1966): Bodenplastik und Naturräume Westfalens. – Spieker, **14** (Fest-  
band): III – XI + 302 S., 32 Abb., 17 Tab., 1 Kt.-Bd.; Münster/Westf.
- NORDHAUS, J. H. (1984): Die Kreide-Basis im Raum Olfen – Haltern – südliches Münster-  
land – Untersuchungen an neuen Tiefbohrungen. – Dipl.-Arb. Univ. Münster: 210 S.,  
113 Abb., 5 Tab.; Münster/Westf.
- NORDHAUS, J. H. (1985): Die Kreide-Basis im Raum Olfen – Haltern. – Münstersche  
Forsch. Geol. u. Paläont., **63**: 21 – 86, 41 Abb., 1 Tab.; Münster/Westf.
- OBERSTE-BRINK, K.; BÄRTLING, R. (1930 a): Die Gliederung des Karbon-Profiles und die ein-  
heitliche Flözbenennung im Ruhrkohlenbecken. – Glückauf, **66**: 889 – 893 u. 921 –  
933, 11 Abb., 1 Taf.; Essen.
- OBERSTE-BRINK, K.; BÄRTLING, R. (1930 b): Gliederung des Produktiven Karbons und ein-  
heitliche Flözbenennung im rheinisch-westfälischen Steinkohlenbecken. – Z. dt. geol.  
Ges., **82**: 321 – 347, 9 Abb., 1 Taf.; Berlin.
- OVERBECK, F. (1950): Moore, 2. Aufl. – Schr. wirtschaftswiss. Ges. Stud. Niedersachs. e. V.,  
N. F., **3** (4): 112 S., 56 Abb., 2 Tab., 2 Taf.; Bremen-Horn. – [zugl. Veröff. niedersächs.  
Amt Landesplan. u. Statist., (A 1) **3** (4)]

- OVERBECK, F. (1975): Botanisch-geologische Moorkunde unter besonderer Berücksichtigung der Moore Nordwestdeutschlands als Quellen zur Vegetations-, Klima- und Siedlungsgeschichte. – 719 S., 263 Abb., 38 Tab.; Neumünster (Wachtholz).
- PABSCH-ROTHER, U. (in Vorber.): Erläuterungen zu Blatt 4211 Ascheberg. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. <1 : 25 000>, Erl., **4211** \_\_\_\_ S., 6 Abb., 6 Tab., 2 Taf.; Krefeld.
- PIECHACZEK, H. (1986): Faziesänderungen der *schloenbachi*-Schichten (Unter-Coniac) im Raum Erwitte. – Dipl.-Arb. Univ. Münster: 127 S., 67 Abb., 18 Tab., 2 Anl.; Münster/Westf. – [Unveröff.]
- PIOTROWSKI, J. (1992): Was ist ein Till? Faziesstudien an glazialen Sedimenten. – Geowissenschaften, **1992** (4): 100 – 108, 10 Abb.; Weinheim.
- POSER, H. (1948): Äolische Ablagerungen und Klima des Spätglazials in Mittel- und Westeuropa. – Naturwissenschaften, **35**: 269 – 276 u. 307 – 312, 5 Abb.; Berlin, Göttingen, Heidelberg.
- PYRITZ, E. (1972): Binnendünen und Flugsandebenen im Niedersächsischen Tiefland. – Göttinger geogr. Abh., **61**: 153 S., 27 Abb., 3 Kt., 16 Tab.; 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.
- RABITZ, A. (1966 a): Die marinen Horizonte des Flözführenden Ruhrkarbons. Rückschau und Ausblick. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **13** (1): 243 – 296, 6 Abb., 2 Tab.; Krefeld.
- RABITZ, A. (1966 b): Der marine Katharina-Horizont (Basis des Westfal B) im Ruhrrevier und seine Fauna. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **13** (1): 125 – 194, 40 Abb., 5 Tab., 9 Taf.; Krefeld.
- RABITZ, A.; HEWIG, R. (1987), mit Beitr. von ERKWOH, F.-D.; KALTERHERBERG, J.; KAMP, H. VON; REHAGEN, H.-W.; VIETH-REDEMANN, A.: Erläuterungen zu Blatt 4410 Dortmund. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. <1 : 25 000>, Erl., **4410**: 159 S., 16 Abb., 16 Tab., 5 Taf.; Krefeld.
- 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 benthonischen Foraminiferen im nordwestlichen Münsterland (Bohrung Metelen 1001). – Facies, **24**: 99 – 106, 2 Abb., 1 Taf.; Erlangen.
- RICHWIEN, J.; SCHUSTER, A.; TEICHMÜLLER, R.; WOLBURG, J. (1963): Überblick über das Profil der Bohrung Münsterland 1. – Fortschr. Geol. Rheinld. Westf., **11**: 9 – 18, 3 Abb., 4 Taf.; Krefeld.
- RIEDEL, L. (1931): Zur Stratigraphie und Faciesbildung im Oberemscher und Untersenen am Südrande des Beckens von Münster. – Jb. preuß. geol. L.-Anst., **51**: 605 – 713, 6 Abb., Taf. 72 – 79; Berlin.
- RIEDEL, L. (1942): Zur Frage der Erdölhöffigkeit des Münsterlandes. – Erdöl u. Kohle, **38**: 1331 – 1346, 8 Tab.; Berlin.

- RIEGRAF, W. (1995): Radiolarien, Diatomeen, Cephalopoden und Stratigraphie im pelagischen Campanium Westfalens (Oberkreide, NW-Deutschland). – N. Jb. Geol. u. Paläont., Abh., **197**: 129 – 200, 22 Abb., 2 Tab.; Stuttgart.
- RIEGRAF, W. (1998): Agglutinierte Foraminiferen der Gattung *Lituola*, *Labyrinthidoma* und *Voloshinovella* im Santon und Campanium Westfalens (obere Kreide, NW-Deutschland). – Senckenbergiana lethaea, **78** (1/2): 41 – 89, 15 Abb., 2 Tab., 11 Taf.; Frankfurt/Main.
- 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.
- ROEMER, F. (1854): Die Kreidebildungen Westphalens. – Verh. naturhist. Ver. preuß. Rheinlde. u. Westf., **11**: 29 – 180, 1 Kt.; Bonn.
- ROEMER, F. (1840 – 1841): Die Versteinerungen des norddeutschen Kreidegebirges. – IV + 145 S., 16 Taf. (1 – 48, Taf. 1 – 7, 1840; 49 – 145, Taf. 8 – 16, 1841); Hannover (Hahn).
- ROSENFELD, U. (1978): Beitrag zur Paläogeographie des Mesozoikums in Westfalen. – N. Jb. Geol. u. Paläont., Abh., **156**: 132 – 155, 9 Abb.; Stuttgart.
- 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 Kenntniss der jüngsten Ammoneen Norddeutschlands. – 36 S., 6 Taf.; Bonn.
- SCHLÜTER, C. (1872): Über die Spongitarienbänke der oberen Quadraten- und unteren Mukronatenschichten des Münsterlandes. – Festschr. 20. Hauptvers. dt. geol. Ges. Bonn: 38 S., 1 Taf.; Bonn.
- SCHLÜTER, C. (1874): Der Emscher Mergel. Vorläufige Notiz über ein zwischen Cuvieri-Pläner und Quadraten-Kreide lagerndes mächtiges Gebirgsglied. – Z. dt. geol. Ges., **26**: 775 – 782; Berlin.
- SCHLÜTER, C. (1876): Verbreitung der Cephalopoden in der oberen Kreide Norddeutschlands. – Z. dt. geol. Ges., **28**: 457 – 518, 1 Tab.; Berlin.
- SCHMITZ, R.-W. (1990): Ein mittelpaläolithischer Fundplatz in den Basiskiesen der Emscher-Niederterrasse bei Bottrop/Westfalen. – Eiszeitalter u. Gegenwart, **40**: 107 – 110, 3 Abb.; Hannover.
- 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 – Kronsmoor – Hemmoor). – Mitt. geol.-paläont. Inst. Univ. Hamburg, **77**: 545 – 575, 11 Abb., 1 Taf.; Hamburg. – [Cretaceus Symp., <4. Internat., 1992, Hamburg>, Proc.]

- 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 Nord-Westdeutschland mit einer Übersichtsdarstellung des nördlichen Mitteleuropas. – Erl. Paläogeogr. Atlas Unterkreide NW-Deutschland: 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.
- SCHULTE, H. (1937): Die geologischen Verhältnisse des östlichen Haarstranges, insbesondere des Almegebietes. – Abh. west. Prov.-Mus. Naturkde., **8** (1): 58 S., 2 Abb., 2 Taf.; Münster/Westf.
- 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 – 56, 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 – 182, 5 Abb., 2 Taf.; Erlangen.
- SEIBERTZ, E. (1978): Ökologie, Fazies und Fauna im Turon des südlichen Münsterlandes: Ein Faziesentwicklungsschema. – Paläont. Z., **52**: 93 – 109, 16 Abb.; Stuttgart.
- SEIBERTZ, E. (1979 a): Probleme der Turon-Gliederung Nordeuropas (Oberkreide) im über-regionalen Vergleich. – Newsl. Stratigr., **7** (3): 166 – 170, 2 Abb.; Berlin, Stuttgart.
- SEIBERTZ, E. (1979 b): Stratigraphisch-fazielle Entwicklung des Turon im südöstlichen Münsterland (Obere Kreide, NW-Deutschland). – Newsl. Stratigr., **8** (1): 3 – 60, 34 Abb.; Berlin, Stuttgart.
- SEIBERTZ, E. (1979 c): Biostratigraphie im Turon des SE-Münsterlandes und Anpassung an die internationale Gliederung aufgrund von Vergleichen mit anderen Oberkreide-Gebieten. – Newsl. Stratigr., **8** (2): 111 – 123, 5 Abb.; Berlin, Stuttgart.
- SEITZ, O. (1952): Die Oberkreide-Gliederung in Deutschland nach ihrer Anpassung an das internationale Schema. – Z. dt. geol. Ges., **73**: 99 – 107, 1 Tab.; Stuttgart.
- SEITZ, O. (1956): Über Ontogenie, Variabilität und Biostratigraphie einiger Inoceramen. – Paläont. Z., **30** (Sonderh.): 3 – 6, 1 Tab.; Stuttgart.
- SEITZ, O. (1961): Die Inoceramen des Santon von Nordwestdeutschland, Tl. 1, Die Untergattungen *Platyceramus*, *Cladoceramus* und *Cordiceramus*. – Beih. geol. Jb., **46**: 186 S., 39 Abb., 15 Taf.; Hannover.

- SEITZ, O. (1965): Die Inoceramen des Santon und Unter-Campan von Nordwestdeutschland. II. Teil: Biometrie, Dimorphismus und Stratigraphie der Untergattung *Sphenoceras* J. BÖHM. – Beih. geol. Jb., **69**: 194 S., 11 Abb., 46 Tab., 26 Taf.; Hannover.
- SEITZ, O. (1967): Die Inoceramen des Santon und Unter-Campan von Nordwestdeutschland. III. Teil Taxonomie und Stratigraphie der Untergattung *Inoceramus* (*Endocostea*), *Haenleinia*, *Platyceras*, *Cladoceras*, *Selenoceras* und *Cordiceras* mit besonderer Berücksichtigung des Parasitismus bei diesen Untergattungen. – Beih. geol. Jb., **75**: 171 S., 27 Abb., 8 Tab., 27 Taf.; Hannover.
- SEITZ, O. (1970): Über einige Inoceramen aus der Oberen Kreide. 1. Die Gruppe des *Inoceramus subquadratus* SCHLÜTER und der Grenzbereich Coniac/Santon. 2. Die Muntigler Inoceramenfauna und ihre Verbreitung im Ober-Campan. – Beih. geol. Jb., **86**: 171 S., 12 Abb., 28 Taf.; Hannover.
- 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. (1980): Über einige neuere Ergebnisse zur Vereisungsgeschichte der Westfälischen Bucht und des Unteren Weserberglandes. – Westf. geogr. Stud., **36**: 11 – 20, 2 Abb., 1 Tab.; Münster/Westf.
- SERAPHIM, E. TH. (1985): Dünen, Flugsanddecken und Löß. – In: Geographische Kommission für Westfalen, Landschaftsverband Westfalen-Lippe [Hrsg.]: Spät- und nacheiszeitliche Ablagerungen/Vegetationsentwicklung. – Geogr.-landeskdl. Atlas Westf., (II) **1** (2): 1 – 21, 4 Abb.; Münster (Aschendorff).
- SERAPHIM, E. TH. (1986): Spätglazial und Dünenforschung. Eine kritische Erörterung des spätglazialen Luftdruck-Wind-Systems H. Posers. – Westf. geogr. Stud., **42**: 119 – 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. – In: BRUNNACKER, K.; BUTZKE, H.; DAHM, H.-D.; DAHM-ARENS, H.; DUBBER, H.-J.; ERKWOH, F.-D.; MERTENS, H.; MÜCKENHAUSEN, E.; PAAS, W.; SCHALICH, J.; SKUPIN, K.; WILL, K.-H.; WIRTH, W.; ZEJSCHWITZ, E. VON: Paläoböden in Nordrhein-Westfalen. – Geol. Jb., **F 14**: 219 – 221, 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. (1987), mit Beitr. von DAHM-ARENS, H.; MICHEL, G.; VÖGLER, H.: Erläuterungen zu Blatt 4117 Verl. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. <1 : 25 000>, Erl., **4117**: 114 S., 15 Abb., 8 Tab., 2 Taf.; Krefeld.

- SKUPIN, K. (1991): Der Löß des Hellwegs. Beobachtungen zur Altersstellung. – Spieker, **35**: 55 – 63, 1 Abb., 1 Tab.; Münster/Westf.
- SKUPIN, K. (1992): Spuren der Eisbewegung („Glazitektonik“) in der Westfälischen Bucht. – Tag. Arb.-Gem. nordwestdt. Geol., 59., 1992, Essen, Kurzfass. u. Exk.-Führer: 9, 1 Tab.; 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. (1995), mit Beitr. von JÄGER, B.; MICHEL, G.; SCHNEIDER, F.-K.; VIETH-REDEMANN, A.: Erläuterungen zu Blatt 4316 Lippstadt. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. <1 : 25 000>, Erl., **4316**: 162 S., 18 Abb., 8 Tab., 2 Taf.; Krefeld.
- 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., **4317**: 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.).
- SPEETZEN, E. (1980): Alterseinstufung der oberen Niederterrasse. – In: Vorträge u. Exkursionen der 46. Tagung der Arbeitsgemeinschaft Nordwestdeutscher Geologen in Münster. – Westf. geogr. Studien, **36**: 170 – 171; Münster/Westf.
- SPEETZEN, E. (1986): Das Eiszeitalter in Westfalen. – In: Alt- und mittelsteinzeitliche Fundplätze in Westfalen, 1. – Einführ. Vor- u. Frühgesch. Westf., **6**: 64 S., 19 Abb., 1 Tab., 1 Beil.; Münster (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.; Stuttgart.
- 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.; VOGLER, 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. (1988), mit Beitr. von ADAMS, U.; KOCH, M.; VOGLER, H.; WILL, K.-H.: Erläuterungen zu Blatt 3913 Ostbevern. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. <1 : 25 000>, Erl., **3913**: 95 S., 8 Abb., 6 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.
- STETS, J. (1984): Geologie und Luftbild, eine Einführung in die geologische Luftbildinterpretation. – Clausthaler tect. H., **21**: 199 S., 70 Abb., 6 Taf.; Clausthal-Zellerfeld.
- STEUERWALD, K.; WOLFF, M. (1985): Der tektonische Bau der Lippe- und Lüdinghausener Hauptmulde zwischen Marl und Lüdinghausen (Westfalen). – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **33**: 33 – 50, 2 Abb., 1 Taf.; Krefeld.
- STEUSLOFF, U. (1933): Grundzüge der Molluskenfauna diluvialer Ablagerungen im Ruhr-Lippe-Gebiet. – Arch. Molluskenkde., **65**: 25 – 40, 41 – 49, 97 – 120, 145 – 193, 233 – 244, 5 Taf.; Frankfurt/Main.
- STEUSLOFF, U. (1934): Das Periglazial des Jungdiluviums im Emscher- und Lippetal. – Verh. naturhist. Ver. preuß. Rheinld. u. Westf., Sitz.-Ber., (C) **1932/1933**: 17 – 25, 1 Abb.; Bonn.
- STEUSLOFF, U. (1938): Neue Beiträge zur Molluskenfauna und Ökologie periglazialer und alluvialer Ablagerungen im Emscher-Lippe-Raume. – Archiv f. Molluskenkde., **70**: 161 – 193, zahlr. Abb.; Frankfurt/Main.
- STEUSLOFF, U. (1951): Neue Beobachtungen und Erkenntnisse über Flora (*Potamogeton vaginatus*; *Armeria iverseni*; Moose, Zwergweiden), Fauna (Mollusken; *Ovibos*) und Klimageschichte (Allerödphase) des Würmperiglazials in der Niederterrasse der Emscher und der Lippe. – Abh. Landesmus. Naturkde., **14**: 47 S., 6 Abb., 3 Tab.; Münster/Westf.
- STILLE, H. (1903): Geologisch-hydrologische Verhältnisse im Ursprungsgebiete der Paderquellen zu Paderborn. – Abh. kgl. preuß. geol. L.-Anst. u. Bergb.-Akad., N. F., **38**: 129 S., 3 Abb., 6 Taf.; Berlin. – [Unveränd. Nachdr. Geol. Jb., **C 14**; Hannover 1976]
- STILLE, H. (1904): Erläuterungen zu Blatt 4318 Etteln. – Geol. Kt. Preußen u. benachb. Bundesstaaten <1 : 25 000>, Erl., **4318**: 21 S., 4 Abb.; Berlin. – [Unveränd. Nachdruck Geol. Kt. Nordrh.-Westf. <1 : 25 000>, Erl., **4318** Borchten: VIII u. 21 S., 5 Abb., 1 Tab.; Krefeld 1979.]
- STILLE, H. (1908): Über die Verteilung der Fazies in den Scaphitenschichten der südöstlichen westfälischen Kreidemulde nebst Bemerkungen zu ihrer Fauna. – Jb. kgl. preuß. geol. L.-Anst. u. Bergakad., **24**: 234 – 253, 6 Abb.; Berlin.
- STOLLY, E. (1906): Zur Kenntnis der nordwestdeutschen oberen Kreide. – Jber. Ver. Naturwiss., **14**: 84 – 94; Braunschweig.
- STRACK, Ä. (1989): Stratigraphie in den Explorationsräumen des Steinkohlenbergbaus. – Mitt. westf. Berggewerkschaftskasse, **62**: 210 S., 101 Abb., 147 Anl.; Bochum.

- STRACK, Ä.; FREUDENBERG, U. (1984): Schichtmächtigkeiten und Kohleninhalte im Westfal des Niederrheinisch-Westfälischen Steinkohlenreviers. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **32**: 243 – 256, 13 Abb.; Krefeld.
- Stratigraphische Kommission Deutschlands [Hrsg.] (2000): Stratigraphie von Deutschland III. Die Kreide der Bundesrepublik Deutschland, mit Beitr. von DIENER, I.; ERNST, G.; HAMBACH, U.; HERM, D.; HILBRECHT, H.; HISS, M.; KAEVER, M.; KAPLAN, U.; KRUMSIEK, K.; MEYER, R. K. F.; MUTTERLOSE, J.; NIEBUHR, B.; PETZKA, M.; REICH, M.; SCHÖNFELD, J.; SCHULZ, M.-G.; SEIBERTZ, E.; SPAETH, C.; THIERMANN, A.; TRÖGER, K.-A.; VOIGT, T.; WIESE, F.; WOOD, C. J. – Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **226**: 1 – 207, 68 Abb., 24 Tab.; Frankfurt/Main.
- STRUCKMEIER, W. (1990): Wasserhaushalt und Hydrogeologische Systemanalyse des Münsterländer Beckens. – LWA-Schr.-R., **45**: 72 S., 21 Abb., 13 Tab., 5 Kt.; Düsseldorf (L.-Amt Wasser u. Abfall Nordrh.-Westf.).
- SÜSS, M. P. (1996): Sedimentologie und Tektonik des Ruhr-Beckens: Sequenzstratigraphische Interpretation und Modellierung eines Vorlandbeckens der Varisciden. – Bonner Geowiss. Schr., **20**: 147 S., zahl. Abb.; Wiehl.
- SÜSS, M. P.; DROZDZEWSKI, G.; SCHÄFER, A. (2000): Sequenzstratigraphie des kohleführenden Oberkarbons im Ruhr-Becken. – Geol. Jb., **A 156**: 45 – 106, 31 Abb., 2 Tab.; Hannover.
- TEICHMÜLLER, R. (1962): Zusammenfassende Bemerkungen über die Diagenese des Ruhrkarbons und ihre Ursachen. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **3**: 725 – 734; 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. – Cent. 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.
- THOME, K. N. (1980): Der Vorstoß des nordeuropäischen Inlandeises in das Münsterland in Elster- und Saale-Eiszeit. Strukturelle, mechanische und morphologische Zusammenhänge. – Westf. geogr. Stud. **36**: 21 – 40, 9 Abb.; Münster/Westf.



- THOME, K. N. (1983): Gletschererosion und -akkumulation im Münsterland und angrenzenden Gebieten. – N. Jb. Geol. u. Paläont., Abh., **166** (1): 116 – 138, 2 Abb.; Stuttgart.
- TIETZE, O. (1907): Über das Alter des Emstalsandes. – Z. dt. geol. Ges. (Mber.), **59**: 132 – 134; Stuttgart.
- TRÖGER, K.-A. (1981): Zu Problemen der Biostratigraphie der Inoceramen und der Untergliederung des Cenomans und Turons in Mittel- und Osteuropa. – Newsl. Stratigr., **9** (3): 139 – 156, 8 Abb.; Berlin, Stuttgart.
- TRÖGER, K.-A. (1989): Problems of Upper Cretaceous Inoceramid Biostratigraphy and Paleobiogeography in Europe and Western Asia. – In: WIEDMANN, J. [Hrsg.]: Cretaceous of the Western Tethys. Proceedings 3rd Intern. Cretaceous Symp., Tübingen 1987: 911 – 930, 8 Abb.; Stuttgart (Schweizerbart).
- URBAN, B.; LENHARD, R.; MANIA, D.; ALBRECHT, B. (1991): Mittelpleistozän im Tagebau Schöningen, Ldkr. Helmstadt. – Z. dt. geol. Ges., **142**: 351 – 372, 6 Abb., 2 Tab., 1 Taf.; Hannover.
- VOGLER, 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.
- WEGNER, T. (1905): Die Granulatenkreide des westlichen Münsterlandes. – Z. dt. geol. Ges., **57**: 112 – 232, 20 Abb., 4 Taf.; Berlin.
- WEGNER, T. (1910): Zur Faciesbildung des westfälischen Untersenon. – Z. dt. geol. Ges., Mber., **62**: 429 – 433; Berlin.
- WEGNER, T. (1924): Das Auftreten von Kohlenwasserstoffen im Bereich des westfälischen Karbons. – Glückauf, **1924** (30): 631 – 642, 4 Abb.; Essen.
- WEGNER, T. (1926): Geologie Westfalens und der angrenzenden Gebiete, 2. Aufl. – 500 S., 244 Abb., 1 Taf.; Paderborn (Schöningh).
- WEHRLI, H. (1941): Interglaziale und vor-saaleeiszeitliche Ablagerungen in der Müns- terschen Bucht. – Z. dt. geol. Ges., **93**: 114 – 127, 4 Abb.; Berlin.
- WEHRLI, H. (1956): Analyse zweier Faunenfundstellen in den jungpleistozänen Ablagerungen des südlichen Münsterlandes: Ternsche bei Selm und Stuckenbusch bei Herten. – Mitt. Geol.-Paläont. Univ. Greifswald, **20**: 271 – 287, 1 Abb., 3 Tab.; Greifswald.
- WENDT, A. (1965): Der Finefrausandstein – Sedimentation und Epirogenese im Ruhrkarbon. – Forsch.- Ber. Land Nordrh.-Westf., **1396**: 48 S., 15 Abb., 10 Taf.; Köln, Opladen.
- WESTHOFF, F. (gen. LONGINUS) (1896 a): Der Riesenammonit von Seppenrade in Westfalen. – Natur u. Offenbarung, **42**: 32 – 39, 1 Abb.; Münster/Westf.
- WESTHOFF, F. (gen. LONGINUS) (1896 b): Führer durch die Baumberge (161 Spaziergänge) nebst einer naturgeschichtlichen Einleitung und zwei Anhängen. – XXXI + 150 S., 2 Kt.; Münster (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. Proceedings 3<sup>rd</sup> International Cretaceous Symposium, Tübingen 1987: 931 – 948, 4 Abb., 2 Taf.; Stuttgart (Schweizerbart).
- WIEGEL, E. (1956): Zur Lagerung der Ober-Kreide im südwestlichen Münsterland. – N. Jb. Geol. u. Paläont., Mh. **4/5**: 184 – 193, 5 Abb.; Stuttgart.
- WIJHE, D. H. VAN (1987): Structural evolution of inverted basins in the Dutch offshore. – Tectonophysics, **137**: 171 – 219, 11 Abb.; Amsterdam.
- WILL, K.-H. (1982): Paläoböden in Sanden des Münsterlandes. – Geol. Jb., **F 14**: 221 – 225, 1 Abb.; Hannover.
- WIPPICH, M. (1995): Ammoniten aus dem oberen Unter campan des nordwestlichen Münsterlandes (Nordwestdeutschland). – Geol. u. Paläont. Westf., **38**: 43 – 87, 8 Abb., 11 Taf.; Münster/Westf.
- WOLBURG, J. (1952): Der Nordrand der Rheinischen Masse. – Geol. Jb., **67**: 83 – 114, 15 Abb.; Hannover.
- WOLF, R. (1985): Tiefentektonik des linksniederrheinischen Steinkohlengebietes. – In: DROZDZEWSKI, G.; ENGEL, H.; WOLF, R.; WREDE, V.: Beiträge zur Tiefentektonik westdeutscher Steinkohlenlagerstätten: 105 – 167, 37 Abb., 3 Tab., 9 Taf.; Krefeld (Geol. L. Amt Nordrh.-Westf.).
- WOLF, R. (1988): Tiefentektonik des Dorstener Hauptsattels zwischen Rheinberg und Dorsten im westlichen Ruhrgebiet. – In: KUNZ, E.; WOLF, R.; WREDE, V.: Ergänzende Beiträge zur Tiefentektonik des Ruhrkarbons: 9 – 33, 7 Abb., 7 Taf.; Krefeld (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.).
- WREDE, V. (1987): Einengung und Bruchtektonik im Ruhrkarbon. – Glückauf-Forsch.-H., **48** (3): 116 – 121, 8 Abb.; Essen.
- WREDE, V. (1990): Ein Tagesaufschluß der Drevenacker Störung in Bottrop-Kirchhellen. – Natur am Niederrh., **5**: 35 – 41, 11 Abb.; Krefeld.
- WREDE, V. (2000), mit Beitr. von VIETH-REDEMANN, A.; MEYER, B.; PAAS, W.: Erläuterungen zu Blatt 4407 Bottrop, 2. Aufl. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. <1 : 25 000>, Erl., **4407**, 2. Aufl.: 144 S., 19 Abb., 14 Tab., 3 Taf.; Krefeld.
- WREDE, V.; JANSEN, F. (1993): Nachweis quartärzeitlicher Bruchtektonik im Ruhrgebiet. – N. Jb. Geol. u. Paläont., Mh., **1993** (12): 733 – 748, 5 Abb.; Stuttgart.
- ZANDSTRA, J. G. (1992): Geschiebezählungen und Vereisungsgeschichte der Westfälischen Bucht im Quartär. – Tag. Arb.-Gem. nordwestdt. Geol., **59**, 1992, Essen, Kurzfass. u. Exk.-Führer: 6 – 7, 1 Tab.; Essen.
- ZIEGLER, P. A. (1982): Geological Atlas of Western and Central Europe, 1. Aufl. – Text-Bd.: 130 S., 29 Abb., Taf.-Bd.: 40 Taf.; Amsterdam (Elsevier).

## Karten

- Bodenkarte von Nordrhein-Westfalen <1 : 100 000>, m. Erl. – Hrsg. Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.; Krefeld.  
Blatt C 4310 Münster (1959), Bearb. WORTMANN, H.
- Bodenkarte von Nordrhein-Westfalen <1 : 50 000>. – Hrsg. Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.; Krefeld.  
Blatt L 4310 Lünen (1984), Bearb. RESCHER, K.
- Digitale Bodenkarte von Nordrhein-Westfalen <1 : 50 000> (Aktualisierungsstand 1999). – Hrsg. Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.; Krefeld.  
Ausschnitt L 4310 Lünen, Ausgabemaßstab <1 : 50 000>
- 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 des Rheinisch-Westfälischen Steinkohlengebietes <1 : 10 000>, dargestellt an der Karbonoberfläche. – Hrsg. Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.; Krefeld.  
Blatt Waltrop (1948/49), Bearb. FRICKE, K.  
Blatt Lünen (1950), Bearb. FRICKE, K.
- Geologische Karte des Ruhrkarbons <1 : 100 000>, dargestellt an der Karbonoberfläche (1982). – Hrsg. Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf., Bearb. DROZDZEWSKI, G.; JANSEN, F.; KUNZ, E.; PIEPER, B.; RABITZ, A.; STEHN, O.; WREDE, V.; Krefeld.
- Geologische Karte von Nordrhein-Westfalen <1 : 100 000>, mit Erl. – Hrsg. Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.; Krefeld.  
Blatt C 4306 Recklinghausen, 2. Aufl. (1987), Bearb. BOSCH, M. VAN DEN; BRAUN, F. J.  
Blatt C 4310 Münster, 2. Aufl. (1990), Bearb. DRIESEN, B.
- Geologische Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern <1 : 25 000>, mit Erl. – Hrsg. Preuß. Geol. L.-Anst.; Berlin.  
Blatt 4310 Waltrop (1939), Bearb. UDLUFT, H.  
Blatt 4311 Lünen (1939), Bearb. BEYENBURG, E.  
Blatt 4312 Hamm (1939), Bearb. BEYENBURG, E.
- Geologische Übersichtskarte <1 : 200 000>. – Hrsg. B.-Anst. Geowiss. u. Rohstoffe u. Geol. L.-Ämter B.-Rep. Dtl.; Hannover.  
Blatt CC 4710 Münster (Westf.) (1980), Bearb. ZITZMANN, A.
- Geotektonischer Atlas von Nordwest-Deutschland <1 : 100 000>, mit Erl. – Hrsg. B.-Anst. Geowiss. u. Rohstoffe; Hannover. – [Unveröff.]  
Blatt C 4310 Münster (1998), Bearb. BALDSCHUHN, R.; KOCKEL, F.
- Gewässerkundliche Karten von Nordrhein-Westfalen <1 : 300 000> (1955). – Hrsg. Min. Ernähr., Landwirtsch. u. Forsten Land Nordrh.-Westf., Bearb. SCHNELL, K.: 3 Kt., zahlr. Tab.; Düsseldorf.
- Grundwassergleichen in Nordrhein-Westfalen <1 : 50 000>, Stand Okt. 1973. – Hrsg. Landesumweltamt Nordrh.-Westf.; Essen.

- Grundwassergleichen in Nordrhein-Westfalen <1 : 50 000>, Stand April 1988. – Hrsg. Landesumweltamt Nordrh.-Westf.; Essen.
- Hydrogeologie (1978). – Dt. Planungsatlas, 1 (18): 1 Kt. <1 : 500 000>, mit Erl. u. Leg. – Hrsg. Akad. Raumforsch. u. Landesplan., Bearb. DEUTLOFF, O.; Hannover (Schroedel).
- Hydrogeologische Karte von Nordrhein-Westfalen <1 : 100 000>, mit Erl. u. Leg. – Hrsg. Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.; Krefeld.  
Blatt C 4310 Münster (1960), Bearb. BOLSENKÖTTER, H.
- Hydrogeologische Übersichtskarte <1 : 500 000>. – Hrsg. B.-Minist. Wirtsch.; Bonn, Remagen/Rh. (B.-Anst. Landeskd.).  
Blatt Münster (1956), Bearb. BODE, H.; DIETZ, C.; KARRENBURG, H.; QUITZOW, H. W.; WANDEL, G.
- Hydrologische Karte des Rheinisch-Westfälischen und des Ibbenbürener Steinkohlenbezirks <1 : 10 000>. – Hrsg. Deutsche Montan Technologie für Rohstoff, Energie, Umwelt (DMT), früher Westf. Berggewerkschaftskasse, Bochum (nach BIRK & COLDEWEY 1994).  
Blatt 92 Seppenrade, m. Erl., Bearb. BIRK, F.; PASCHMANN, TH.; Bochum 1975.  
Blatt 93 Lüdinghausen, Bearb. DOMALSKI, R.; KAPPERNAGEL, TH.; KATGELY, M.; SIEVERS, O.; Bochum 1989.  
Blatt 112 Olfen, m. Erl., Bearb. BIRK, F.; LOOS, W.; Bochum 1971.  
Blatt 113 Selm, m. Erl., Bearb. DOMALSKI, R.; LOOS, W.; Bochum.
- Inkohlungskarte der Oberfläche des Oberkarbons in Nordwest-Deutschland <1 : 500 000>. – Hrsg. Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf. (1984), Bearb. TEICHMÜLLER, M.; TEICHMÜLLER, R.; BARTENSTEIN, H.; Krefeld.
- Karte der Grundwasserlandschaften in Nordrhein-Westfalen <1 : 500 000>, 2. Aufl. (1980). – Hrsg. Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf., Bearb. HILDEN, H. D.; Krefeld.
- Karte der nutzbaren Lagerstätten <1 : 200 000>. – Hrsg. Preuß. Geol. L.-Anst.; Berlin.  
Blatt Münster i. W. (1929), Bearb. HOFFMANN, A.; BRÜCK, K.
- Karte der oberflächennahen Rohstoffe <1 : 200 000>, mit Erl. – Hrsg. Geol. L.-Ämter B.-Rep. Dtld. und B.-Anst. Geowiss. u. Rohstoffe; Hannover.  
Blatt CC 4710 Münster (1995), Bearb. VOGLER, H.; BARTH, W.
- Karte der oberflächennahen nichtenergetischen Rohstoffe in Nordrhein-Westfalen, Erfassungsmaßstab <1 : 100 000> (1998), Bearb. DROZDZEWSKI, G.; JUCH, D.; PROKSCH, W.; ZELLER, M. – In: Schutzwürdige Böden/Oberflächennahe Rohstoffe in Nordrhein-Westfalen: 1 CD-ROM, Booklet 8 S., 1 Abb.; Krefeld (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.).
- Karte der Verschmutzungsgefährdung der Grundwasservorkommen in Nordrhein-Westfalen <1 : 500 000>, 2. Aufl. (1980). – Hrsg. Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf., Bearb. BOLSENKÖTTER, H.; HILDEN, H. D.; Krefeld.
- Klima-Atlas von Nordrhein-Westfalen (1960). – Hrsg. Dt. Wetterdienst: 77 Kt., 10 Taf., mit Erl.; Offenbach (Dt. Wetterdienst).
- Klima-Atlas von Nordrhein-Westfalen (1989). – Hrsg. Minist. Umwelt, Raumordn. u. Landwirtsch. Nordrh.-Westf.: 64 S., 22 Abb., 17 Tab., 51 Kt.; Düsseldorf.

- Klimadaten I (1976). – In: Klimadaten I – III. – Dt. Planungsatlas, **1** (7): 3 Kt., mit Erl. – Hrsg. Akad. Raumforsch. u. Landesplan., Bearb. SCHIRMER, H.; CASPAR, W.; SCHNELL, F.; WITTERSTEIN, F.; BECKER, R. F.; Hannover (Schroedel).
- Lagerstätten I – Steine und Erden – (1973). – Dt. Planungsatlas, **1** (5): 1 Kt. <1 : 500 000>, mit Textbeil. – 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 Textbeil. – 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 Mitteleuropas, mit Erl. (1967). – 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.
- Planungsatlas, **1** (7): 3 Kt., mit Erl. – Hrsg. Akad. Raumforsch. u. Landesplan., Bearb. SCHIRMER, H.; CASPAR, W.; SCHNELL, F.; WITTERSTEIN, F.; BECKER, R. F.; Hannover (Schroedel).
- Übersichtskarte von Nordrhein-Westfalen <1 : 100 000>, mit Erl. – Hrsg. Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.; Krefeld.  
 Blatt C 4310 Münster (1959); A. Geologische Karte, Bearb. ARNOLD, H.  
 Blatt C 4310 Münster (1960); C. Hydrogeologische Karte, Bearb. BOLSENKÖTTER, H., unter Mitwirk. von ARNOLD, H.; BODE, H.; GRABERT, H.; KRÄMER, F.; QUITZOW, H. W.



# **ANHANG**

Beschreibung der Bohrungen 1 – 8

## Bohrung 1

Name: Kartierbegleitende Bohrung KBB 1056  
 Lage: nördlich von Lüdinghausen,  
 R 98 520, H 39 120, + 51 m NN  
 Auftraggeber: Geologischer Dienst Nordrhein-Westfalen  
 Zweck: Geologische Landesaufnahme  
 Bohrverfahren: Rammkernbohrung  
 Bearbeiter: U. PABSCH-ROTHER, H. WESTERMANN (Schichtenfolge), R. STRITZKE  
 (Pollenanalyse), H. GRÜNHAGEN (Mineralogie), U. WEFELS  
 (Schwermineralanalyse), K. RESCHER (Mikrofauna, Festgestein)  
 Bohrzeit: 1994

– 1,00 m	keine Proben	Talsand ?
– 1,24 m	Feinsand, braungrau bis schwarzbraun, kalkfrei	Talsand
– 1,60 m	Mittelsand, schwach feinsandig, braungrau, geschichtet in cm-Lagen, mit Einlagerungen aus Grobsand, sehr schwach mittelsandig, braun und Feinsand, grau, kalkfrei	"
– 2,46 m	Feinsand, braungrau, kalkfrei, geschichtet in mm-Lagen, teilweise in cm-Lagen, wechsellagernd mit Mittelsand, braungrau, kalkfrei	"
– 3,56 m	Mittelsand, braungrau, wechsellagernd mit Feinsand, braungrau, schwach kalkhaltig	"
– 3,69 m	Grobschluff, grau, kalkhaltig	"
– 5,36 m	Feinsand, braun, geschichtet in cm-Lagen, schwach kalkhaltig, wenige Einlagerungen aus Grobschluff, in Wechsellagerung mit Mittelsand, sehr schwach feinsandig, sehr schwach grobsandig, grau, schwach kalkhaltig	"
– 5,63 m	Feinsand, sehr schwach mittelsandig, grau, kalkhaltig, schräg geschichtet	Sand-Schluff-Wechselfolge
– 5,71 m	Grobschluff, sehr schwach feinsandig, dunkelgrau, schwarzbraun, kalkhaltig, sehr stark humos	"
– 6,70 m	Mittelsand, sehr schwach feinsandig, kalkhaltig, wenige Einlagerungen aus Grobschluff in Wechsellagerung mit Feinsand, grau, kalkhaltig, sehr wenige Molluskenschalen	"
– 7,47 m	Feinsand, grau, dunkelgrau, kalkhaltig, geschichtet in mm-Lagen, schräg geschichtet, schwach humos, wenige Einlagerungen aus Mittelsand, wenige Einlagerungen aus Grobschluff	"
– 8,00 m	Grobschluff, graubraun, kalkhaltig, geschichtet in mm-bis cm-Lagen, wechsellagernd mit Feinsand, schwach humos	"
– 11,00 m	Feinsand, mittelsandig, braungrau, schwach kalkhaltig, geschichtet in cm-Lagen, wechsellagernd mit Feinsand, braungrau, schräg geschichtet, wenige Einlagerungen aus Grobschluff, grau, sehr schwach humos, wenige Molluskenschalen	"



– 14,38 m	Grobschluff, dunkelgrau, schwarzgrau, kalkhaltig, sehr stark humos, wenige Pflanzenreste, geschichtet in mm-Lagen, wechsellagernd mit Feinsand, schluffig, braun-grau, kalkhaltig	Sand-Schluff-Wechselfolge
– 15,31 m	Feinsand, schwach schluffig, grau, kalkhaltig, sehr wenige Molluskenschalen, wechsellagernd mit Grobsand, sehr schwach feinkiesig, grau, kalkhaltig	"
– 15,60 m	Grobschluff, sehr schwach tonig, hellgrau, stark kalkhaltig, wechsellagernd mit Feinsand, schwach schluffig, grau, stark kalkhaltig	Beckenablagerung
– 17,00 m	Schluffmergelstein, grau, stark kalkhaltig	Emscher-Mergel (Unteres Untercampan)

## Bohrung 2

Name:	Kartierbegleitende Bohrung KBB 1055
Lage:	westlich von Seppenrade (Gemarkung Leversum), R 92 180, H 37 900, + 66 m NN
Auftraggeber:	Geologischer Dienst Nordrhein-Westfalen
Zweck:	Geologische Landesaufnahme
Bohrverfahren:	Rammkernbohrung
Bearbeiter:	U. PABSCH-ROTHER, H. WESTERMANN (Schichtenfolge), U. WEFELS (Schwermineralanalyse), H. MÖNKS (Korngrößenanalyse) K. RESCHER (Mikrofauna)
Bohrzeit:	1993

– 1,00 m	keine Probe	Flugsand ?
– 1,08 m	Schluff, feinsandig, schwarzbraun, dunkelbraun, kalkfrei, stark humos	Flugsand
– 1,21 m	Schluff, schwach tonig, schwach feinsandig, braun-schwarz, kalkfrei, sehr stark humos	" (Bodenbildung)
– 1,80 m	Feinsand, braun, hellbraun, kalkfrei, schwach humos, rotbraun gefleckt	Flugsand
– 3,20 m	Schluff, sandig, grau bis braun, kalkfrei, mit Einlagerungen aus Feinsand, mittelsandig, schwach grobsandig, braun, einzelne nordische Geschiebe	Grundmoräne
– 13,90 m	Mittelsand, sehr schwach feinsandig, braun, schwach kalkhaltig, schwach fleckig, z. T. verfestigt	Haltem-Schichten (Unteres Untercampan)
– 17,90 m	Feinsand, sehr schwach mittelsandig, grau, kalkhaltig, nicht fleckig, mit Einlagerungen aus Feinsand, sehr schwach mittelsandig, grau, kalkhaltig, verfestigt	"
– 18,00 m	Sandmergel(stein), grau, stark kalkhaltig, verkieselt	"
– 18,20 m	Mittelsand, braun, kalkhaltig, Einlagerungen aus Sandmergel(stein), grau, stark kalkhaltig, verkieselt	"
– 19,00 m	Feinsand, grau, dunkelgrau, kalkhaltig, sehr schwach fleckig	"

– 19,10 m	Mittelsand, grau, kalkhaltig, Einlagerungen aus Sandmergel(stein), graubraun, stark kalkhaltig, verkieselt	Halterm-Schichten (Unteres Untercampan)
– 21,00 m	Feinsand, dunkelgrau, stark kalkhaltig, sehr schwach fleckig	"
– 21,10 m	Sandmergel(stein), graubraun, stark kalkhaltig	"
– 21,20 m	Feinsand, grau, dunkelgrau, stark kalkhaltig, Einlagerungen aus Feinsand, grau, stark kalkhaltig, verfestigt, Einlagerungen aus Sandmergel(stein), grau, stark kalkhaltig	"
– 22,30 m	Feinsand, grau, dunkelgrau, stark kalkhaltig, sehr schwach fleckig	"
– 22,50 m	Sandmergel(stein), hellbraun, hellgrau, stark kalkhaltig	"

### Bohrung 3

Name:	Blick 1
Lage:	südwestlich von Seppenrade, R 93 766, H 36 753, +73,40 m NN
Auftraggeber:	BAG Lippe, Schachanlage Haard
Zweck:	Steinkohlen-Explorationsbohrung
Bohrverfahren:	Deckgebirge gemeißelt, Karbon gekernt
Bearbeiter:	FRIEG, MÜLLER (Deckgebirge); DROZDZEWSKI, FIEBIG, SCHLOMS (Karbon)
Bohrzeit:	1982

– 5,0 m	Grundmoräne: Schluff, stark sandig, braun und Feinsand, mittelsandig, schwach grobsandig, braun, kalkfrei, einzelne nordische Geschiebe	Quartär
– 44,3 m	Dülmener-Schichten: Feinsandmergelstein, z. T. weniger fest, schluffig, mittelgrau, mit Kalksandstein-Bänken (besonders bei ca. 22 m), einzelne Muschelreste	Unteres Untercampan
– 172,1 m	Emscher-Mergel: überwiegend Feinsandmergelstein, schluffig, mittelgrau, mit wenigen Kalksandstein-Bänken, in Tonmergelstein, stark feinsandig übergehend	"
– 350,0 m	Recklinghausen-Schichten: Tonmergelstein, schluffig, stark feinsandig, bis ca. 104 m noch mit Feinsandmergelstein, mittelgrau, ab ca. 200 m schwach feinsandig; ab ca. 320 m feinsandfrei	Mittel- und Obersanton
– ca. 680 m	Emscher-Mergel: Tonmergelstein, schluffig, mittelgrau	Unter- und Mittelsanton
– 868,0 m	Emscher-Mergel: Tonmergelstein, schluffig, mittelgrau	Mittel- und Oberconiac
– 874,9 m	Kalkig-mergelige Übergangsschichten an der Grenze Mittel-/Unterconiac im Sinne von FRIEG & HISS & MÜLLER (1989): Tonmergelstein, schluffig, mit hellmittelgrauen Kalkmergelstein-Bänken	Grenzbereich Unter-/Mittelconiac

– 891,8 m	<i>schloenbachi</i> -Schichten: Kalkmergelstein und Kalkstein, tonig, mittelgrau, mit grauen Tonmergelstein-Bänken	Unterconiac
– 1028,8 m	<i>striatoconcentricus</i> - und <i>lamarcki</i> -Schichten: Kalkstein, hellgrau und weißgrau; ab ca. 968 m überw. weißgrau	Mittel- und Oberturon
– 1038,0 m	<i>labiatus</i> -Schichten: Kalkmergelstein und Kalkstein, tonig, grünlichgrau, an der Basis auch hellbräunlich (Rotpläner)	Unterturon
– 1066,0 m	Cenoman-Kalk: Kalkstein, weißgrau	Mittel- und Obercenoman
– 1099,8 m	Cenoman-Pläner: Kalkstein, hellgrau, körnig; ab ca. 1 082 m feinglaukonitisch; ab ca. 1090 m mit dunkelgrauem Kalkmergelstein	Untercenoman
– 1104,1 m	Essen-Grünsand: Kalkstein, Schluffstein und Feinsandstein, glaukonitisch	"
– 1110,0 m	Flammenmergel: Schluffstein, kalkig-kieselig	Oberalb
– 1110,4 m	<i>minus</i> -Grünsand: Feinsandstein, glaukonitisch	Mittel- und Oberalb
– 1135,0 m	Mittlere Essen-Schichten: Ton- und Schluffstein, z. T. sandig, grau bis grauschwarz, Sandstein und Steinkohlenflöze	Oberkarbon (Westfal B)
– 1312,0 m	Untere Essen-Schichten: Ton- und Schluffstein, z. T. sandig, grau bis grauschwarz, Sandstein, grau bis grauschwarz und Steinkohlenflöze	"
– 1403,0 m	Obere Bochum-Schichten: Ton- und Schluffstein, sandfrei bis stark sandig, grau bis grauschwarz und Steinkohlenflöze	Oberkarbon (Westfal A)
– 1680,0 m	Mittlere Bochum-Schichten: Ton- und Schluffstein, sandfrei bis stark sandig, grau bis grauschwarz; Sandstein, grau und Steinkohlenflöze	"
– 1827,0 m	Untere Bochum-Schichten: Ton- und Schluffstein, sandfrei bis stark sandig, grau bis grauschwarz; Sandstein, z. T. konglomeratisch, grau und Steinkohlenflöze	"

#### Bohrung 4

Name:	Ripsheide 2
Lage:	nördlich von Olfen, R 95 505, H 34 015, +69,94 m NN
Auftraggeber:	BAG Lippe, Schachtanlage Haard
Zweck:	Steinkohlen-Explorationsbohrung
Bohrverfahren:	Deckgebirge gemeißelt, Karbon gekernt
Bearbeiter:	FRIEG, MÜLLER (Deckgebirge); FIEBIG, GREBE, JOSTEN, KNAUFF, PAPROTH, STADLER (Karbon)
Bohrzeit:	1982

– 6,0 m	Dülmen-Schichten: Feinsand, braungelb, (Verwitterungsdecke der Kreide)	Unteres Untercampan
– 46,0 m	Emscher-Mergel: Feinsandmergelstein, im oberen Teil weniger fest, schluffig, schwach mittelsandig, mittelgrau, mit festeren Kalksandstein-Bänken	"
– 140,5 m	Emscher-Mergel: Tonmergelstein, stark fein- sandig, schluffig und Feinsandmergelstein, schluffig, mittelgrau, mit festeren Feinsandmergelstein-Lagen	"
– 280,0 m	Recklinghausen-Schichten: Tonmergelstein, stark feinsandig bis feinsandig, schluffig, mittelgrau	Mittel- und Obersanton
– 302,4 m	Recklinghausen-Schichten: Tonmergelstein, schluffig, mittelgrau	"
– ca. 620 m	Emscher-Mergel: Tonmergelstein, schluffig, fein- sandig bis schwach feinsandig, mittelgrau	Unter- und Mittelsanton
– 774,0 m	Emscher-Mergel: Tonmergelstein, schluffig, fein- sandig bis schwach feinsandig, mittelgrau	Mittel- und Oberconiac
– 780,4 m	Kalkig-mergelige Übergangsschichten an der Grenze Mittel-/Unterconiac im Sinne von FRIEG & HISS & MÜLLER (1989): Tonmergelstein, schluffig, mittelgrau, mit hellmittelgrauem Kalkmergelstein	Grenzbereich Unter-/Mittelconiac
– 799,6 m	<i>schloenbachi</i> -Schichten: Kalkmergelstein und Kalkstein tonig, mittelgrau, mit grauen Tonmergelstein- Bänken	Unterconiac
– 935,0 m	<i>striatoconcentricus</i> - und <i>lamarcki</i> - Schichten: Kalkstein, hellgrau und weißgrau; ab ca. 858 m überwiegend weißgrau	Mittel- und Oberturon
– 945,3 m	<i>labiatus</i> -Schichten: Kalkmergelstein und Kalk- stein, tonig, graugrünlichgrau	Unterturon
– 974,1 m	Cenoman-Kalk: Kalkstein, weißgrau	Mittel- und Obercenoman
– 1002,8 m	Cenoman-Pläner: Kalkstein, hellgrau, körnig; ab ca. 980 m feinglaukonitisch; ab ca. 1000 m mit dunklen Kalkmergelsteinen	Untercenoman
– 1004,0 m	Essen-Grünsand: Schluffstein, kalkig-mergelig, feinsandig, glaukonitisch	"
– 1005,0 m	Flammenmergel: Schluffstein, feinsandig, glau- konitisch	Oberalb
– 1090,0 m	Obere Horst-Schichten: Ton- und Schluffstein, sandfrei bis stark sandig, grau bis grauschwarz, Sand- stein, konglomeratisch, grau und Steinkohlenflöze	Oberkarbon (Westfal B)
– 1283,0 m	Untere Horst-Schichten: Ton- und Schluffstein, z. T. sandig, grau bis grauschwarz; Sandstein, grau und Steinkohlenflöze	"
– 1450,0 m	Obere Essen-Schichten: Ton- und Schluffstein, sandfrei bis stark sandig, grau bis grauschwarz und Steinkohlenflöze	"

– 1563,0 m	Mittlere Essen-Schichten: Ton- und Schluffstein, z. T. sandig, grau bis grauschwarz; Sandstein, grau bis grauschwarz und Steinkohlenflöze	Oberkarbon (Westfal B)
– 1581,3 m	Untere Essen-Schichten: Ton- und Schluffstein, z. T. sandig, grau bis grauschwarz; Sandstein, grau bis grauschwarz und Steinkohlenflöze	"

## Bohrung 5

Name:	Kartierbegleitende Bohrung KBB 1054
Lage:	nordwestlich von Olfen, R 92 130, H 33 650, + 46 m NN
Auftraggeber:	Geologischer Dienst Nordrhein-Westfalen
Zweck:	Geologische Landesaufnahme
Bohrverfahren:	Rammkernbohrung
Bearbeiter:	U. PABSCH-ROTHER, H. WESTERMANN (Schichtenfolge), R. STRITZKE (Pollenanalyse), U. WEFELS (Schwermineralanalyse), K. RESCHER (Mikrofauna)
Bohrzeit:	1993

– 1,00 m	keine Probe	Flugsand und Fließerde ?
– 1,66 m	Mittelsand, Feinsand, schwach kiesig, hellbraun bis ockerbraun, kalkfrei, nordische Geschiebe, Eisenkonkretionen, Feuersteine, wenige Gerölle aus Schluff, hellbraun, ockerbraun, kalkfrei, wechsellagernd mit Schluff, hellbraun, kalkfrei	Fließerde
– 6,60 m	Feinsand, hellbraun, stark kalkhaltig, wechsellagernd mit Schluff, hellgrau, stark kalkhaltig	Talsand
– 7,55 m	Schluff, braungrau, stark kalkhaltig, weniger als 1 cm dicke Einlagerungen aus Feinsand, braungrau, stark kalkhaltig	Sand-Schluff-Wechselfolge
– 9,20 m	Feinsand, hellgrau, stark kalkhaltig, geschichtet in mm-Lagen, vereinzelt Pflanzenreste, vereinzelt Molluskenschalen	"
– 11,00 m	Grobschluff, grau, stark kalkhaltig, geschichtet in mm-Lagen	"
– 12,00 m	Feinsand, graubraun, stark kalkhaltig, geschichtet in mm-Lagen, wechsellagernd mit Grobschluff, grau, stark kalkhaltig	"
– 18,35 m	Grobschluff, grau, stark kalkhaltig, geschichtet in mm-Lagen, wechsellagernd mit Feinsand, hellgraugelb, stark kalkhaltig	"
– 18,70 m	Mittelkies, schwach kiesig, sehr schwach schluffig, hellgrau, bunt, stark kalkhaltig, nordische Geschiebe, Feuersteine, Plänergerölle	Knochenkies
– 21,70 m	Feinkies, schwach mittelkiesig, schwach sandig, sehr schwach schluffig, graubraun, bunt, stark kalkhaltig	"
– 26,70 m	Grobsand, schwach feinkiesig, sehr schwach mittelkiesig, graubraun, bunt, stark kalkhaltig	"

– 29,70 m	Mittelsand, sehr schwach grobsandig, hellgrau, stark kalkhaltig, geschichtet in cm-Lagen, sehr wenige Molluskenschalen, Einlagerungen aus Feinsand, schwach mittelsandig, grau, kalkhaltig, wenige Gerölle aus Schluff, sehr schwach feinsandig, dunkelgrau, stark kalkhaltig	Rinnenablagerung
– 30,60 m	Feinsand, braungrau, stark kalkhaltig, geschichtet in mm-Lagen, Einlagerungen aus Schluff, feinsandig, dunkelgrau, stark kalkhaltig, sehr wenige Molluskenschalen	"
– 31,32 m	Ton, schwach schluffig, dunkelgrau, stark kalkhaltig	"
– 31,40 m	Schluff, sehr schwach feinkiesig, dunkelgrau, stark kalkhaltig, Feuersteine	"
– 35,20 m	Grobsand, sehr schwach feinkiesig, sehr schwach mittelsandig, graubraun, stark kalkhaltig, Molluskenschalen, teilweise wechsellagernd mit Schluff, schwach tonig, grau, stark kalkhaltig	"
– 35,26 m	Ton, schwach schluffig, grau, stark kalkhaltig	"
– 35,38 m	Mittelsand, sehr schwach grobsandig, graubraun, stark kalkhaltig, Molluskenschalen	"
– 35,48 m	Feinsand, graubraun, stark kalkhaltig, Molluskenschalen, wechsellagernd mit Mittelsand, sehr schwach grobsandig, graubraun, stark kalkhaltig, Molluskenschalen, wechsellagernd mit Schluff, sehr schwach feinsandig, graubraun, stark kalkhaltig	"
– 36,00 m	Mittelsand, graubraun, stark kalkhaltig, wechsellagernd mit Grobsand, sehr schwach mittelsandig, graubraun, stark kalkhaltig, wenige Gerölle aus Schluff, graubraun, stark kalkhaltig	"
– 37,90 m	Grobsand, sehr schwach feinkiesig, graubraun, bunt, stark kalkhaltig, Molluskenschalen, geschichtet in cm-Lagen, wechsellagernd mit Mittelsand, grobsandig, graubraun, stark kalkhaltig, geschichtet in cm-Lagen	"
– 38,70 m	Feinsand, schwach mittelsandig, graubraun, bunt, stark kalkhaltig, geschichtet in mm- bis cm-Lagen, wechsellagernd mit Feinsand, sehr schwach schluffig, graubraun, bunt	"
– 40,20 m	Grobsand, graubraun, stark kalkhaltig, geschichtet in mm- bis cm-Lagen, wechsellagernd mit Mittelsand, schwach feinsandig, graubraun, bunt, stark kalkhaltig	"
– 42,00 m	Mittelkies, schwach feinkiesig, sandig, schwach schluffig, mit nordischen Geröllen, stark kalkhaltig	"
– 42,10 m	Schluffmergel(stein) feinsandig, grau, stark kalkhaltig	Emscher-Mergel (Unteres Untercampan)

## Bohrung 6

Name: Kökelsum 2  
 Lage: nördlich von Olfen,  
 R 94 973, H 33 170, +49,72 m NN  
 Auftraggeber: BAG Lippe, Schachtanlage Haard  
 Zweck: Steinkohlen-Explorationsbohrung  
 Bohrverfahren: Deckgebirge gemeißelt, Karbon gekernt  
 Bearbeiter: MÜLLER (Deckgebirge); FIEBIG (Karbon)  
 Bohrzeit: 1981

– 1,50 m	Flugsand: Feinsand, gelbbraun	Quartär
– 2,10 m	Niederterrasse: Mittelsand, grobsandig, gelbbraun	"
– 48,0 m	Emscher-Mergel: Feinsandmergelstein, schluffig, hellmittelgrau, mit wenigen Kalksandstein-Lagen	Unteres Untercampan
– 192,8 m	Recklinghausen-Schichten: Feinsandmergelstein, schluffig, hellmittelgrau, mit Kalksandstein-Lagen und Tonmergelstein, stark feinsandig, schluffig, mittelgrau; ab ca. 120 m Tonmergelstein, überwiegend	Mittel- und Obersanton
– ca. 600 m	Emscher-Mergel: Tonmergelstein, feinsandig bis schwach feinsandig, schluffig, mittelgrau; ab ca. 350 m feinsandfrei	Unter- und Mittelsanton
– ca. 750 m	Schichtausfall durch Störung	
– 752,0 m	Emscher-Mergel: Tonmergelstein, feinsandig bis schwach feinsandig, schluffig, mittelgrau	Mittel- und Oberconiac
– 758,2 m	Kalkig-mergelige Übergangsschichten an der Grenze Mittel-/Unterconiac im Sinne von FRIEG & HISS & MÜLLER (1989): Tonmergelstein, schluffig, mittelgrau, mit hellmittelgrauen Kalkmergelstein-Bänken	Grenzbereich Unter-/Mittelconiac
– 780,0 m	<i>schloenbachi</i> -Schichten: Kalkmergelstein und Kalkstein, tonig, mittelgrau, mit grauen Tonmergelstein-Bänken	Unterconiac
– 917,5 m	<i>striatoconcentricus</i> - und <i>lamarcki</i> -Schichten: Kalkstein, hellgrau und weißgrau; ab ca. 844 m überwiegend weißgrau	Mittel- und Oberturon
– 927,3 m	<i>labiatus</i> -Schichten: Kalkmergelstein und Kalkstein, tonig, hellgrünlichgrau	Unterturon
– 957,3 m	Cenoman-Kalk: Kalkstein, weißgrau	Mittel- und Obercenoman
– 984,2 m	Cenoman-Pläner: Kalkstein, hellgrau, körnig, schwach feinglaukonitisch; ab ca. 979 m feinglaukonitisch; ab ca. 978 m mit dunkelgrauen Kalkmergelstein-Lagen	Untercenoman
– 986,49 m	Essen-Grünsand: Feinsandstein, schluffig, kalkig, dunkelgrünlichgrau, stark glaukonitisch	"
– 992,33 m	Flammenmergel: Schluffstein, feinsandig, dunkelgrünlichgrau, glaukonitisch, mit Kieselkalkstein-Bänken	Oberalb

– 993,28 m	<i>minus</i> -Grünsand: Feinsandstein, mittelsandig, schluffig, stark glaukonitisch, an der Basis konglomeratisch	Mittel- und Oberalb
– 1112,0 m	Mittlere Essen-Schichten: Ton- und Schluffstein, z. T. sandig, grau bis grauschwarz, Sandstein, grau bis grauschwarz und Steinkohlenflöze	Oberkarbon (Westfal B)
– 1287,0 m	Untere Essen-Schichten: Ton- und Schluffstein, z. T. sandig, grau bis grauschwarz, Sandstein, grau bis grauschwarz und Steinkohlenflöze	"
– 1382,0 m	Obere Bochum-Schichten: Ton- und Schluffstein, sandfrei bis stark sandig, grau bis grauschwarz und Steinkohlenflöze	Oberkarbon (Westfal A)
– 1629,0 m	Mittlere Bochum-Schichten: Ton- und Schluffstein, sandfrei bis stark sandig, grau bis grauschwarz, Sandstein grau und Steinkohlenflöze	"
– 1771,0 m	Untere Bochum-Schichten: Ton- und Schluffstein, sandfrei bis stark sandig, grau bis grauschwarz, Sandstein, z. T. konglomeratisch, grau und Steinkohlenflöze	"

## Bohrung 7

Name:	Kartierbegleitende Bohrung KBB 1067
Lage:	westlich von Olfen, R 93 650, H 31 520, +47,50 m NN
Auftraggeber:	Geologischer Dienst Nordrhein-Westfalen
Zweck:	Geologische Landesaufnahme
Bohrverfahren:	Rammkernbohrung
Bearbeiter:	U. PABSCH-ROTHER, (Schichtenfolge), M. HISS (Mikro- u. Makrofauna), U. KAPLAN, Gütersloh (Makrofauna), H. GRÜNHAGE (Mineralogie)
Bohrzeit:	1998

– 12,00 m	keine Proben	Quartär und verwitterte Kreide
– 31,20 m	Mergelstein, stark feinsandig bis Feinsandmergelstein, stark schluffig bis schluffig, mit Einlagerungen aus Mergelstein bis Kalkmergelstein, feinsandig, grau bis grüngrau, bioturbat, flaserschichtig, teilweise im mm-Bereich horizontalgeschichtet	Obersanton, Recklinghausen-Schichten
– 38,30 m	Mergelstein, feinsandig, stark schluffig bis schluffig, mit Einlagerungen aus Mergelstein bis Kalkmergelstein, feinsandig, grau bis grüngrau, bioturbat, flaserschichtig, teilweise im mm-Bereich horizontalgeschichtet	"
– 47,00 m	Schluffmergelstein, feinsandig, mit Einlagerungen aus Mergelstein bis Kalkmergelstein, schluffig, feinsandig, grau bis grüngrau, bioturbat, flaserschichtig, teilweise im mm-Bereich horizontalgeschichtet	"



– 48,60 m	Schluffmergelstein, schwach feinsandig, grau bis grün-grau, bioturbat, flaserschichtig, teilweise im mm-Bereich horizontalgeschichtet	Obersanton, Recklinghausen-Schichten
– 52,00 m	Mergelstein bis Kalkmergelstein, schluffig, schwach feinsandig, grau bis grüngrau, bioturbat, flaserschichtig, teilweise im mm-Bereich horizontalgeschichtet	"

## Bohrung 8

Name:	Alte Fahrt 1
Lage:	südlich von Olfen, R 95 680, H 30 456, +51,14 m NN
Auftraggeber:	BAG Lippe, Schachanlage Haard
Zweck:	Steinkohlen-Explorationsbohrung
Bohrverfahren:	Deckgebirge gemeißelt, Karbon gekernt
Bearbeiter:	FRIEG, MÜLLER (Deckgebirge); GROSCURTH, JOSTEN, KNAUFF, PAPROTH (Karbon)
Bohrzeit:	1982

– 2,5 m	Grundmoräne: Schluff, stark sandig, braun und Sand, schwach grobsandig, braun, kalkfrei, einzelne nordische Geschiebe	Quartär
– 35,0 m	Emscher-Mergel: Feinsandmergelstein und Tonmergelstein, stark feinsandig, schluffig, mittelgrau, einzelne Kalksandstein-Streifen	Unteres Untercampan
– 75,0 m	Recklinghausen-Schichten: Feinsandmergelstein, schluffig, mittelgrau, mit Kalksandstein-Bänken	Mittel- und Obersanton
– 145,8 m	Recklinghausen-Schichten: Feinsandmergelstein und Tonmergelstein, stark feinsandig, schluffig, mittelgrau, wenig Kalksandstein, ab ca. 118 m überwiegend Tonmergelstein, feinsandig	"
– ca. 530 m	Emscher-Mergel: Tonmergelstein, schluffig, mittelgrau bis ca. 154 m feinsandig, ab ca. 192 m feinsandfrei	Unter- und Mittelsanton
– 628,0 m	Emscher-Mergel: Tonmergelstein, schluffig, mittelgrau	Mittel- und Oberconiac
– 638,4 m	Kalkig-mergelige Übergangsschichten an der Grenze Mittel-/Unterconiac im Sinne von FRIEG & HISS & MÜLLER (1989): Tonmergelstein, schluffig, mittelgrau, mit hellmittelgrauem Kalkmergelstein	Grenzbereich Unter-/Mittelconiac
– 656,7 m	<i>schloenbachi</i> -Schichten: Kalkmergelstein und Kalkstein, tonig, mit mittelgrauen Tonmergelstein-Bänken	Unterconiac
– 780,6 m	<i>striatoconcentricus</i> - und <i>lamarcki</i> -Schichten: Kalkstein, hellgrau und weißgrau; ab ca. 702 m überwiegend weißgrau	Mittel- und Oberturon
– 791,0 m	<i>labiatus</i> -Schichten: Kalkmergelstein und Kalkstein, tonig, hellgrünlichgrau	Unterturon

– 829,7 m	Cenoman-Kalk: Kalkstein, weißgrau; ab ca. 818 m auch hellgrau und körnig	Mittel- und Obercenoman
– 839,6 m	Cenoman-Pläner: Kalkstein, hellgrau, feinglaukonitisch	Untercenoman
– 1125,0 m	Untere Witten-Schichten: Ton- und Schluffstein, sandfrei bis stark sandig, grau bis grauschwarz, Sandstein, z. T. konglomeratisch, grau und Steinkohlenflöze	Oberkarbon (Westfal B)
– 1150,0 m	Obere Sprockhövel-Schichten: Ton- und Schluffstein, sandig, grau bis grauschwarz, Sandstein, grau und Steinkohlenflöze	Oberkarbon (Namur C)

ISBN 3-86029-087-8  
ISBN 978-3-86029-087-3