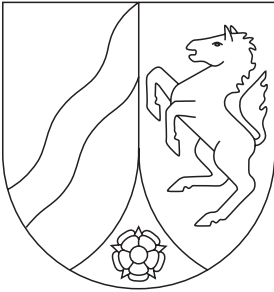


Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen



Geologische Karte von Nordrhein-Westfalen 1:25 000

Erläuterungen
3810 Steinfurt

Erläuterungen

zu Blatt

3810 Steinfurt

Von

AREND THIERMANN

Mit Beiträgen von

HANS-JÜRGEN DUBBER, HILDEGARD MASLOWSKI,
GUDRUN STANCU-KRISTOFF und PETER WEBER

Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen

Krefeld 1999

Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1 : 25 000	Erl.	3810	119 S.	4 Abb.	7 Tab.	2 Taf.	Krefeld 1999
---	------	-------------	--------	--------	--------	--------	-----------------

Alle Rechte vorbehalten

© 1999 Geologisches Landesamt Nordrhein Westfalen
Postfach 10 80 · D-47710 Krefeld

Bearbeiter: Dipl.-Geol. Dr. A. THIERMANN

Dipl.-Ldw. Dr. H.-J. DUBBER

Dipl.-Geol.'in H. MASLOWSKI
Dipl.-Geogr.'in G. STANCU-KRISTOFF
Dr. P. WEBER

Klausenerstraße 20 a
D-14532 Kleinmachnow

Aldekerker Straße 14
D-47804 Krefeld

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

Redaktion: Dipl.-Geol. B. Linder
Dipl.-Geol. Dr. R. Wolf

Druck: Obermann GmbH & Co. KG · Krefeld

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

ISBN 3-86029-020-7

INHALTSVERZEICHNIS

	Seite
1 Vorbemerkungen	9
2 Überblick	10
2.1 Geologischer Überblick	10
2.2 Erdgeschichtlicher Überblick	11
2.3 Geographischer Überblick	13
2.3.1 Geländegestalt und naturräumliche Gliederung	13
2.3.2 Gewässernetz	13
2.3.3 Klima	14
3 Schichtenfolge	14
Paläozoikum	15
3.1 Oberkarbon	15
3.1.1 Westfal A (cwa)	15
3.1.2 Westfal B (cwb)	16
3.1.3 Westfal C (cwc)	16
3.2 Perm	16
3.2.1 Zechstein (z)	17
Mesozoikum	17
3.3 Trias	18
3.3.1 Buntsandstein (s)	18
3.4 Kreide	19
3.4.1 Unterkreide	19
3.4.1.1 Berrias bis Apt (krbe-krp)	19
3.4.1.2 Alb (krl)	20
3.4.2 Oberkreide	22
3.4.2.1 Cenoman (krc)	23
3.4.2.2 Turon (krt)	26
3.4.2.3 Coniac (krcc)	27
3.4.2.4 Santon	28
3.4.2.4.1 Untersanton (krsa1)	29
3.4.2.4.2 Mittelsanton	29
3.4.2.4.2.1 Unteres Mittelsanton (krsa2)	29
3.4.2.4.2.2 Oberes Mittelsanton (krsa3)	30
3.4.2.4.3 Obersanton (krsa4,s; krsa4,t)	31
3.4.2.5 Campan	33
3.4.2.5.1 Unteres Unter campan (krca1; krca1,k)	34
3.4.2.5.2 Oberes Unter campan (krca2; krca2,k)	35
Känozoikum	37
3.5 Quartär	37
3.5.1 Pleistozän	37
3.5.1.1 Saale	39
3.5.1.1.1 Vorschütt sand (D,S,gf(1))	40
3.5.1.1.2 Grundmoräne (D,Mg)	40

	Seite
3.5.1.1.3 Münsterländer Kiessandzug („os)	42
3.5.1.1.4 Nachschütt sand (D,S,gf(2))	44
3.5.1.2 Eem	45
3.5.1.3 Weichsel	45
3.5.1.3.1 Ältere Niederterrasse	46
3.5.1.3.1.1 Sand-Schluff-Wechselfolge (w,S,f)	47
3.5.1.3.1.2 Schluff-Folge (w,U,f)	48
3.5.1.3.1.3 Älteste <i>Dryas</i> -Schichten (DYä)	49
3.5.1.3.1.4 Talsand (w,S,ta; w,Sl,ta)	50
3.5.1.3.2 Uferwall (w,S,sw)	52
3.5.1.3.3 Fließerde („U,fl; „Sl,fl)	53
3.5.1.3.4 Flugsand („S,a)	55
3.5.1.3.5 Dünen („d)	56
3.5.2 Holozän	57
3.5.2.1 Auensand („S,ta; „Sl,ta)	58
3.5.2.2 Hochmoor („Hh)	59
3.5.2.3 Niedermoor („Hn)	61
3.5.2.4 Raseneisenstein	62
3.5.2.5 Künstliche Aufschüttung („y)	62
4 Gebirgsbau	62
4.1 Lagerungsverhältnisse	63
4.2 Alter der Gebirgsbewegungen	65
5 Nutzbare Lagerstätten	66
5.1 Steine und Erden	67
5.1.1 Kalkstein	67
5.1.2 Tonmergelstein	67
5.1.3 Ton und Schluff	67
5.1.4 Kies und Sand	67
5.1.5 Sand	68
6 Hydrogeologie (H. MASŁOWSKI)	68
6.1 Hydrogeologischer Überblick	69
6.2. Grundwasserleiter	69
6.2.1 Kluftgrundwasserleiter	71
6.2.1.1 Kreide-Höhen zwischen Burgsteinfurt und Wilmsberg	72
6.2.2 Porengrundwasserleiter	73
6.2.2.1 Hollicher Feld, Emsdettener Venn und Lintels Brook	74
6.2.2.2 Münsterländer Kiessandzug	74
6.2.2.3 Borghorster Leerfeld	75
6.2.2.4 Wilmsberg	75
6.3 Grundwasserneubildung	75
6.4 Grundwasserbeschaffenheit	78
6.5 Grundwassernutzung	82

	Seite
7 Ingenieurgeologie (P. WEBER)	83
7.1 Ingenieurgeologische Beurteilung der Schichten	83
7.1.1 Festgesteine	83
7.1.2 Lockergesteine	84
7.1.2.1 Grundmoräne	84
7.1.2.2 Sandige Bach- und Flußablagerungen, sandig-kiesige Schmelzwasserablagerungen	84
7.1.2.3 Fließerde	85
7.1.2.4 Auensand	85
7.1.2.5 Sandige Windablagerungen	86
7.1.2.6 Sandig-torfige Moorbildungen	86
7.2 Allgemeine Hinweise	86
8 Böden (H.-J. DUBBER & G. STANCU-KRISTOFF)	87
8.1 Böden aus Gesteinen der Oberkreide	87
8.2 Böden aus Gesteinen des Quartärs	89
9 Bohrungen	91
10 Verzeichnis der Schriften und Karten	97

Verzeichnis der Abbildungen

Abb. 1	Lage des Blattgebiets	11
Abb. 2	Geologischer Bau an der Oberfläche der Oberkreide-Gesteine (Quartär-Schichten abgedeckt)	64
Abb. 3	Hydrogeologische Übersicht	70
Abb. 4	Bodenkundliche Übersicht	88/89

Verzeichnis der Tabellen

Tab. 1	Mittlere Jahreswerte von Klimaelementen	14
Tab. 2	Stratigraphische Gliederung der Kreide	24/25
Tab. 3	Stratigraphische Gliederung des Quartärs	38
Tab. 4	Hydrogeologische Klassifikation der Festgesteine	71
Tab. 5	Hydrogeologische Klassifikation der quartären Lockergesteine	73
Tab. 6	Abflußspenden an Pegeln der Hauptvorfluter	77
Tab. 7	Grundwasseranalysen	80/81

Tafeln in der Anlage

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

1 Vorbemerkungen

Die erste geologische Kartierung des Blattgebiets begann erst im Jahre 1948 mit den Aufnahmen von J. HESEMANN (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.) im Rahmen der Münsterlandkartierung 1 : 100 000 (LUSZNAT & THIERMANN 1973, THIERMANN 1991). Diese Kartierung gab einen ersten Einblick in die geologischen Verhältnisse an der Geländeoberfläche.

Eine stark vereinfachte Übersicht des geologischen Baus gab H. ARNOLD in Blatt CC 3910 Bielefeld (1982) der Geologischen Übersichtskarte 1 : 200 000. Einen Einblick in den Baustil des paläozoischen Untergrunds veröffentlichten DROZDZEWSKI & WREDE (1994) und JUCH (1994). Tektonische Strukturen sind in dem Geotektonischen Atlas von Nordwestdeutschland 1 : 300 000 (1994) dargestellt.

Die geologische Aufnahme des hier vorliegenden Blattes Steinfurt wurde im Sommer 1980 begonnen und nach einigen Unterbrechungen im Jahre 1986 abgeschlossen. Bei der Überarbeitung der älteren Aufnahmen bestätigten sich zwar einige Grundzüge des geologischen Baus, im einzelnen ergaben sich jedoch stellenweise beträchtliche Änderungen und Verfeinerungen in der Einstufung, Umgrenzung und Gliederung der geologischen Einheiten.

Zur Erforschung und Absicherung der geologischen Grenzziehung wurden zahlreiche Bohrungen niedergebracht. Es waren dies im Oberflächenbereich 1870 Handbohrungen bis 2 m Tiefe. Zur Erkundung des Untergrunds – Ausbildung der Oberkreide-Gesteine und der darüber lagernden quartären Lockergesteine sowie der Tiefenlage der Quartär-Basis – wurden 123 Schlagsondierungen und 118 Spülbohrungen ausgeführt. Die Profilaufnahme im Gelände wurde von R. POHLMANN, teilweise auch von H. WESTERMANN (beide Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.) vorgenommen. Geoelektrische Untersuchungen von W. KLEY (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.) wurden ergänzend verwendet, um die Tiefenlage der Quartär-Basis zu erkunden. Zur Darstellung der geologischen Verhältnisse im oberflächennahen Bereich wurde das von H.-J. DUBBER bearbeitete Blatt L 3910 Burgsteinfurt (1973) der Bodenkarte von Nordrhein-Westfalen 1 : 50 000 mit herangezogen. Für die geologische Kartierung nützlich erwiesen sich auch die Verwendung und Auswertung der Bodenkarte 1 : 5 000 auf der Grundlage der Bodenschätzung (ARENS 1960, MÜCKENHAUSEN & MERTENS 1966, STÖHR 1960, OELKERS 1971). Dadurch konnten Niederterrasse, Talauen, Dünen und Moorbildungen besser voneinander abgegrenzt werden. So wurde ein rationelles Ansetzen der Kartierbohrungen möglich.

Ergebnisse der hydrogeologischen Kartierung von H. MASLOWSKI (Blatt L 3910 Steinfurt, 1997 der Hydrogeologischen Karte von NRW, 1 : 50 000) wurden für die Konstruktion der Schnitte und der Quartär-Basis herangezogen. Berücksichtigt wurden ebenfalls die Ergebnisse einer Referendararbeit von B. GROß-DOHME. Die Karten- und Schnittbearbeitung wurde durch B. DOERR unterstützt.

Die landwirtschaftliche Kultivierung des Blattgebiets hat seit Beginn des 20. Jahrhunderts stark zugenommen. Durch die damit einhergehenden Veränderungen ist der ursprüngliche Naturzustand oft nicht mehr erkennbar. Dies betrifft insbesondere Flächen im Bereich der Talauen, auf flachen Dünenrücken und in den Moorgebieten (vgl. OSTMANN 1993, ECKELMANN 1980). Um diese Veränderungen zu erkennen, erwies sich der Vergleich mit den alten Topographien aus dem 19. Jahrhundert, also vor den einschneidenden Kul-

tivierungsmaßnahmen, als sehr nützlich. So ist die weitgehend unveränderte Geländeoberfläche in den topographischen Uraufnahmen 1 : 25 000 des Preußischen Topographischen Bureaus (für das Blattgebiet aus dem Jahre 1842) und in der topographischen Neuaufnahme 1 : 25 000 der Königlich Preußischen Landesaufnahme (für das Blattgebiet im Jahre 1897 herausgegeben) dargestellt. Letztere ist ständig berichtigt und bis in unsere Zeit fortgeführt worden; sie diente auch als topographische Grundlage für die geologische Landesaufnahme.

Für das gesamte Blattgebiet lagen Luftbilder einer im Herbst 1980 durchgeführten Befliegung vor. Die im Maßstab 1 : 12 500 auf Falschfarben-Infrarotfilm aufgenommenen Luftbilder wurden als maßstabs- und höhengerechte Stereomodelle zusammen mit der topographischen Karte ausgewertet. Reliefunterschiede und die durch unterschiedliche Bodenfeuchte, Gestein und Vegetation variierenden Farben ließen einzelne Grenzen der geologischen Karte sehr genau und teilweise besser als im Gelände erkennen.

Ergebnisse der hier vorgestellten Kartierung wurden bereits im Blatt C 3910 Rheine (1987) der Geologischen Karte von Nordrhein-Westfalen 1 : 100 000 eingearbeitet.

2 Überblick

2.1 Geologischer Überblick

Das Blattgebiet ist geologisch einfach aufgebaut, wie es der Schnitt A – B auf der Tafel 1 (in der Anl.) und die geologische Karte zeigen. Den paläozoischen Unterbau bilden die nur wenig gefalteten Gesteine des Oberkarbons der Rheinischen Masse. Darauf lagern diskordant die gering verstellten Kreide-Schichten (Alb bis Untercampan) des Münsterländer Kreide-Beckens. Im Nordwesten des Blattgebiets liegen zwischen den Gesteinen des Oberkarbons und der Oberkreide-Schichten des Zechsteins, des Buntsandsteins und der älteren Unterkreide.

Das geologische Bild an der Basis der Quartär-Ablagerungen wird im Blattgebiet von den überwiegend flach nach Süden einfallenden Schichten vornehmlich des Santons und untergeordnet des Untercampans geprägt. Das unterlagernde Coniac tritt nur im äußersten Nordwesten, im Hollicher Feld, an der Quartär-Basis auf. Das Untercampan beschränkt sich auf den südlichen Teil des Blattgebiets und auf den östlichen Randbereich, wo im Untergrund der Bauerschaft Ahlintel eine flache Mulde aus Gesteinen des Untercampans auftritt.

Bedingt durch sandige und kalkige Einschaltungen in den Gesteinen des Obersantons und des Untercampans tritt die Oberkreide in einer Anhöhe zwischen Burgsteinfurt, Borghorst und dem Steinberg zutage.

Ansonsten wird die Geländeoberfläche des Blattgebiets von den Lockergesteinen des Quartärs (Pleistozän und Holozän) bestimmt (Abb. 1). Die ältesten Schichten entstammen dem Mittelpleistozän. Sie bedecken zusammen mit den Ablagerungen des Oberpleistozäns und des Holozäns ein nach Nordwesten gerichtetes Rinnensystem, das in die Oberkreide-Gesteine des Untergrundes eingetieft ist (vgl. Taf. 2 in der Anl.).

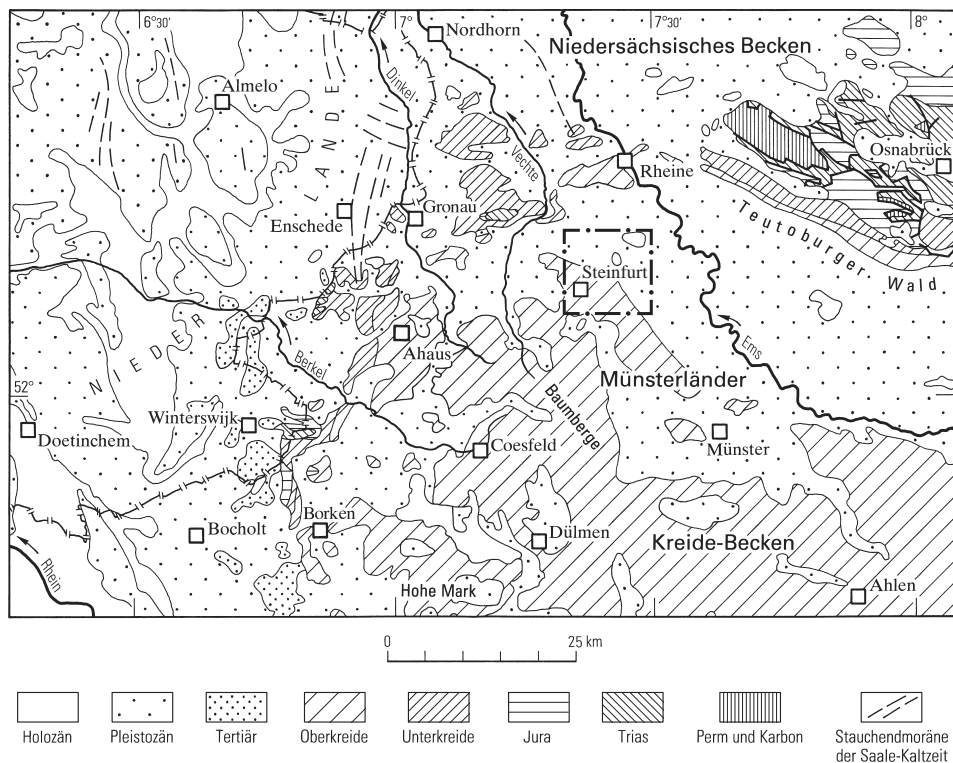


Abb. 1 Lage des Blattgebiets

Vorherrschende Elemente an der Geländeoberfläche sind die saalezeitliche Grundmoräne in der Bauerschaft Wilmsberg und der Münsterländer Kiessandzug in der Bauerschaft Ahlintel. Landschaftsprägend ist jedoch die weite Ebene der weichselzeitlichen Niederterrassenfläche. Sie wird bedeckt von langgestreckten Dünen, welligen Flugsandfeldern und den Resten ehemals ausgedehnter Hochmoore. Längs der Steinfurter Aa begleiten Uferwälle als Hochflutbildungen den Fluß. Meist geringmächtige Fließerde ist häufig am Fuß der Oberkreide-Gesteinsaufragungen zu finden.

2.2 Erdgeschichtlicher Überblick

Obwohl die an der Geländeoberfläche anstehenden Schichten erst mit der Kreide beginnen, erlauben die Ergebnisse von Tiefbohrungen (HOYER & TEICHMÜLLER R.; WOLBURG 1969, SCHUSTER & WOLBURG 1963, SCHUSTER 1968, TEICHMÜLLER M.; TEICHMÜLLER, R.; BARTENSTEIN 1984) und die Kenntnisse der geologischen Verhältnisse der Nachbarräume (Geologie im Münsterland 1995, HISS 1995, STAUDE et al. 1989, THIERMANN 1987) einen

erdgeschichtlichen Überblick auch über die älteren Formationen (vgl. Taf. 1 in der Anl.: Schnitt A – B).

Die ältesten bekannten Schichten im Untergrund gehören zum Westfal des Oberkarbons. Es handelt sich um in der subvariscischen Vortiefe abgelagerte Sedimente, die an der Wende zum Stefan durch die asturische Phase der variscischen Gebirgsbildung in schwach ausgeprägte Falten gelegt und über den Meeresspiegel herausgehoben wurden. Die Rheinische Masse als tektonisch starrer Block war damit nach Norden hin vergrößert und bildete nun den paläozoischen Unterbau des Blattgebiets.

Festländisch und damit Abtragungsraum blieb dieser Bereich auch während des Rotliegend. Im Zechstein und in der Trias sowie im Lias und Dogger (Jura) griff das Meer zeitweise nach Süden auf die Rheinische Masse über (RICHTER-BERNBURG 1959, 1972; ROSENFELD 1978: 137). Dabei wurden auch Teile des Blattgebiets überflutet, und es kam zu Sedimentablagerungen. Schon zur Zeit des oberen Doggers zog sich das Meer im Gefolge der jungkimmerischen Gebirgsbewegungen wieder nach Norden in das Norddeutsche Becken zurück (BOIGK 1968). Die zuvor abgelagerten mesozoischen Sedimente wurden wieder weitgehend abgetragen. Der Bearbeitungsraum und seine weitere Umgebung blieben während des anschließenden Mals bis zum Beginn der Unterkreide Festland (WOLBURG 1953; SCHOTT et al. 1967 a, 1967 b, 1969).

Küstennahe Ablagerungen der Unterkreide vom Berrias bis zum Apt werden nur im äußersten Nordwesten des Blattgebiets vermutet. Mit dem Ausgang der Unterkreide im Alb versank die Rheinische Masse unter dem von Norden vordringenden Kreide-Meer (KAEVER 1983; SCHOTT et al. 1969; SCHUSTER & WOLBURG 1962, 1963). In der Oberkreide senkte sich der Untergrund des heutigen Münsterlandes langsam ab (ARNOLD 1963 b, 1964 e, 1964 f). Dadurch entstand ein Randtrog (VOIGT 1963, WAGENBRETH 1965) vor dem gleichzeitig sich heraushebenden Niedersächsischen Becken (BOIGK 1968). In diesem Randtrog wurde eine mächtige Folge von Oberkreide-Gesteinen abgelagert.

In der ausgehenden Oberkreide und dem beginnenden Tertiär erfaßte die subherzyn-laramische Gebirgsbildung das gesamte spätere Münsterland (Hiss in Geologie im Münsterland 1995). Als Folge entstand die tektonische Einheit des Münsterländer Kreide-Beckens mit seinen schwachen Wellungen und Verwerfungen.

Gleichzeitig mit der Heraushebung der Kreide-Schichten begann auch ihre Abtragung. Nur im Eozän (Hiss 1995) drang das Meer von Norden kommend vermutlich auch in das Blattgebiet ein, jedoch sind keine Schichten dieser Zeit überliefert. Bis zum Ende des Tertiärs war die Erosion soweit fortgeschritten, daß an der damaligen Landoberfläche die Schichten des Santons und des Campans zutage traten. Schon damals war die Hauptentwässerung nach Norden ausgerichtet.

Das Quartär brachte neue Sedimente und erhebliche Veränderungen. Während des Pleistozäns schwankte das Klima stark zwischen Kalt- und Warmzeiten. Wechselnd mächtige Folgen lockerer Kiese, Sande, Schluffe, Geschiebemergel und Torf wurden damals abgelagert. An der Oberfläche sind die Sedimente der beiden letzten Kaltzeiten am weitesten verbreitet. Ihre Umlagerung setzte sich bis in das Holozän fort.

2.3 Geographischer Überblick

2.3.1 Geländegestalt und naturräumliche Gliederung

Das Blattgebiet gehört zum Münsterland, dem die weiten, von sandigen, quartären Ablagerungen aufgebauten Ebenen eigentümlich sind, unter denen sich ein mehr oder weniger einfacher mesozoischer Sockelbau verbirgt. Nur wenn eine gewisse Härte des Gesteins oder günstige Lagerungsverhältnisse vorliegen, ragen diese älteren Schichten hervor und gliedern die sonst eintönig flache Landschaft (vgl. auch MEISEL 1961, MAYR & TEMLITZ 1993).

Die Grundzüge dieses Baustils spiegelt auch das Blattgebiet wider. So teilt als nördlicher Ausläufer des Altenberger Rückens (MEISEL 1961) eine langgestreckte Hügelgruppe, die sich von Burgsteinfurt über Borghorst bis hin zur Bauerschaft Wilmsberg erstreckt und deren höchste Erhebung der Buchenberg (+110,2 m NN) ist, die flache Ebene der Bauerschaft Dumte mit ca. +65 m NN im Südwesten von der weiten Niederterrassenebene der nordöstlichen Hälfte des Blattgebiets. Die Niederterrassenebene fällt leicht nach Nordosten und Osten zur Ems hin ab und neigt sich von +50 m NN im Hollicher Feld, dem Borghorster Feld und der Bauerschaft Lintels Brook auf +46 m NN beim Emsdettener Venn.

Neben dieser Großgliederung weist die Landschaft im einzelnen eine oft lebhafte Gliederung des Reliefs im Bereich weniger Meter auf. Sie wird hervorgerufen durch aufgesetzte Dünen und Flugsandfelder, Hochmoore, vom Schmelzwasser geschaffene Kieshügel, insbesondere der Münsterländer Kiessandzug, durch Uferwälle, ebene Talböden und die Niederterrasse. Besonders augenfällig treten diese morphologischen Erscheinungen im nordöstlichen Teil des Blattbereichs auf.

2.3.2 Gewässernetz

Das Blattgebiet gehört mit seinem größeren, nordöstlichen Teil zum Stromgebiet der Ems (THIERMANN 1974). Der kleinere, westliche Bereich zählt hingegen zum Stromgebiet der Vechte, einem Teil des Issel-Stromgebiets. Die Wasserscheide verläuft morphologisch gut erkennbar auf dem Altenberger Rücken von der Bauerschaft Wilmsberg im Süden bis zum Buchenberg im Nordwesten. Ihre Fortsetzung nach Norden in die Flachlandgebiete des Hollicher Feldes ist im Gelände hingegen nur undeutlich sichtbar.

Westlich dieser Wasserscheide bildet die Steinfurter Aa den Hauptvorfluter. In ihrem südlichen Teil, in der Bauerschaft Dumte, ist sie weitgehend begradigt und ausgebaut, im nördlichen Bereich, ausgehend vom Eintritt in das Waldgebiet des Bagnos ist noch die ursprüngliche, mäandrierende Form der Steinfurter Aa erhalten geblieben. Sie tritt mit einer Talauenhöhe von +62,5 m NN in die Bauerschaft Dumte ein und verläßt im Hollicher Feld den Blattbereich bei +50 m NN. Das natürliche Gefälle ist durch Stauanlagen am Hof Schulze Temming, bei der Nünningsmühle und am Schloß in Burgsteinfurt verändert. Unter den der Steinfurter Aa zufließenden Nebenbächen sind der Leerbach und der Wiedaubach die bedeutendsten. Richtige Quellaustritte wurden nur im Bereich des Buchenberges und seiner Nachbarschaft, der Bauerschaft Hollich als Ursprung von Wasserläufen aufgefunden.

Nordöstlich der Wasserscheide, im Stromgebiet der Ems, ist die Hauptrichtung der Entwässerung nach Norden und Osten gerichtet. Besonders in diesem ausgedehnten Flachlandbereich ist der durchweg unscharfe Beginn der Bäche und Wasserläufe in Niederungen und Drainagegräben ausgeprägt. Beispiele dazu geben der Frischhofsbach in dem Hollicher Feld und der Aabach in Ostendorf. Im Gelände sind diese Anfangsbereiche kaum zu erkennen, doch lassen sich aus Luftbildern und aus alten topographischen Aufnahmen Hinweise für deren Lage entnehmen.

2.3.3 Klima

Das Blattgebiet gehört zum nordwestdeutschen humiden Klimabereich, der durch die vorwiegend atlantischen, feuchten Luftmassen gekennzeichnet ist, während trockene kontinentale Luftmassen aus dem Osten meist nur für kurze Zeit bedeutsam werden. So zeichnet sich das Klima durch milde, regenreiche Winter und nur selten trockene und heiße Sommer aus. Genauere Hinweise auf das Blattgebiet geben der Klima-Atlas von Nordrhein-Westfalen (1989) und die Gewässerkundlichen Karten von Nordrhein-Westfalen 1 : 300 000 (1955). Einige Mittelwerte sind in der Tabelle 1 zusammengestellt.

Tabelle 1
Mittlere Werte ausgewählter Klimaelemente

Klimaelemente	Werte	Beobachtungszeitraum
Jahresniederschlag (mm)	770	1951 – 1980
Sommerniederschlag (mm) (1.4. – 30.9.)	413	1951 – 1980
Winterniederschlag (mm) (1.10. – 31.3.)	357	1951 – 1980
Jahresverdunstung (mm)	479	1931 – 1950
Jahresabfluß (mm)	258	1931 – 1950
Sommerabfluspende (l/s · km²)	3,52	1931 – 1950
Lufttemperatur im Jahr (°C)	8,5 – 9	1931 – 1960
Lufttemperatur im Januar (°C)	1 – 2	1931 – 1960
Lufttemperatur im Juli (°C)	16 – 17	1931 – 1960

3 Schichtenfolge

Im Blattgebiet treten an der Geländeoberfläche nur Schichten der Oberkreide und des Quartärs auf. Tiefere Bohrungen und regionalgeologische Überlegungen erlauben die Konstruktion des geologischen Schnittes A – B (Taf. 1 in der Anl.). Dieser gibt einen Einblick in den Aufbau des Untergrunds mit den über den schwach gefalteten Oberkarbon-Schichten (DROZDZEWSKI & WREDE 1994, FRANKE 1990) diskordant lagernden Gesteinen des Perms, der Trias und vornehmlich der Kreide (HILDEN et al. 1993, THIERMANN 1987).

Die Schichtlücken in Perm, Trias und Unterkreide sowie das Fehlen der Gesteine von Jura und Tertiär sind sowohl durch den teilweise festländischen Charakter als auch durch frühzeitige Erosion zu erklären (WOLBURG 1953, 1969; ROSENFELD 1978).

Paläozoikum

3.1 Oberkarbon

Als älteste Schichten des Oberkarbons im Blattgebiet sind bisher durch die beiden Tiefbohrungen Burgsteinfurt 1 und Borghorst 1 (STANCU-KRISTOFF & STEHN 1984) die Ablagerungen des Westfals B und C bekannt geworden. Aus regionalgeologischen Überlegungen ist auch mit dem darunter liegenden Westfal A zu rechnen. Nach den Übersichtsdarstellungen an der Karbon-Oberfläche durch HOYER & R. TEICHMÜLLER & WOLBURG (1969), M. TEICHMÜLLER & R. TEICHMÜLLER & BARTENSTEIN (1979, 1984), JUCH (1994) und DROZDZEWSKI & WREDE (1994: 56) verläuft der Billerbecker Hauptsattel bis in den südlichen Blattbereich.

Die Schichtenfolge des Oberkarbons ist vorwiegend fluviatil entstanden, nur verschiedentlich sind marine Niveaus eingeschaltet (SCHUSTER 1968), hinzu kommen Kaolin-Kohlentonsteine (STADLER 1971, LIPPOLT & HESS & BURGER 1984) und Kohlenflöze (HEDEMANN et al. 1984, JUCH 1994). Die Flöze bildeten sich aus den Waldmooren, die während der Stillstandszeiten der Absenkung entstanden. Ansonsten senkte sich der Ablagerungsraum synsedimentär ab. Er gehörte paläogeographisch zum Ruhr-Becken, einem Teil der subvariscischen Vortiefe (DROZDZEWSKI & WREDE 1994; R. TEICHMÜLLER 1962, 1964; HEDEMANN & R. TEICHMÜLLER 1971; PAPROTH & R. TEICHMÜLLER 1961).

Über die Zusammensetzung der Gesteine und die paläogeographischen Verhältnisse des Oberkarbons im Münsterland haben unter anderem folgende Autoren berichtet: BOIGK (in BOIGK et al. 1960), FABIAN (1954, 1971), FABIAN & MÜLLER (1962), JOSTEN & R. TEICHMÜLLER (1971), HEDEMANN & R. TEICHMÜLLER (1971) und L. Schröder (1975). Die Genese der Erdgase im Münsterland aus den Schichten des Karbons hat LOMMERZHEIM (1991 b, 1994) untersucht.

Die fossile Flora haben JOSTEN (1962, 1966, 1971), JOSTEN & LAVEINE (1984), KREMP (1953) und GREBE (1971, 1972) beschrieben, während die Fauna von KNAUFF (1971) und PAPROTH (1971) erläutert wurde.

Die Oberfläche der Karbon-Schichten liegt im Blattgebiet zwischen –1 350 m und mehr als –2 000 m NN (JUCH 1994: Taf. 1). Die hier versenkten Oberkarbon-Schichten treten sowohl im Ruhrgebiet als auch im Osnabrücker Karbon teilweise zutage oder sind dort durch Bergbauaufschlüsse bekannt geworden. Aus diesen Kenntnissen zusammen mit den Tiefbohrergebnissen aus der Nachbarschaft des Blattgebiets, insbesondere der Bohrung Münsterland 1 (vgl. STAUDE 1989, DROZDZEWSKI & WREDE 1994: 60 – 64), lassen sich die folgenden Schichtbeschreibungen für das Westfal herleiten.

3.1.1 Westfal A (cwa)

Die Schichten des Westfals A gliedern sich in die Witten-Schichten und die darüber folgenden Bochum-Schichten. Sie bilden eine Wechselfolge aus dunkelgrauen Ton- und Schluffsteinen mit hellgrauen, fein- bis grobkörnigen Sandsteinen, Konglomeraten und Steinkohlenflözen. Die Schichten erreichen eine Mächtigkeit von maximal 1 250 m.

3.1.2 Westfal B (cwb)

Die Ablagerungen des Westfals B werden unterteilt in die Essen-Schichten und die darauf lagernden Horst-Schichten. Die flach lagernde Wechselfolge besteht aus grauen, sandigen Schluff- und Tonsteinen und fein- bis mittelkörnigen, grauen Sandsteinen, die teilweise auch tonflaserig und schluffig sind. Nach HEDEMANN & R. TEICHMÜLLER (1971) herrschen im Blattgebiet Tonsteine vor. Etwa 30 Steinkohlenflöze und Wurzelböden sind eingeschaltet. Außerdem treten vereinzelt Konglomerate aus Milchquarzen und Tongeröllen auf. Während die Kohle in Sand- und Tonsteinen vorkommen kann, treten die Wurzelhorizonte ausschließlich in Tonsteinen auf.

Nach DROZDZEWSKI & WREDE (1994: 31, Tab. 2) erreichen die Schichten des Westfals B im Ruhrrevier eine Mächtigkeit von 1 000 m, im Ibbenbürener Revier hingegen sind diese Schichten nur noch 660 m mächtig. Im Blattgebiet dürfte die Mächtigkeit bei maximal 700 m liegen. Die Gesteine des Westfals B bilden im südöstlichen Blattbereich die Karbon-Oberfläche.

Eine für das Obere Westfal B bezeichnende Sporenflora wurde in der Bohrung Borg-horst 1 von H. GREBE und L. HARTKOPF-FRÖDER (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.) nachgewiesen.

3.1.3 Westfal C (cwc)

Die Gesteine des Westfals C sind ähnlich ausgeprägt wie die des Westfals B. Auch hier ist eine Wechselfolge von grauen Sand-, Schluff- und Tonsteinen mit eingelagerten Konglomeraten und Steinkohlenflözen entwickelt. Der Anteil der Steinkohlenflöze an den Schichten des Westfals C liegt nach HEDEMANN et al. (1984) bei 1,19 % der Gesamtmächtigkeit. Nach HEDEMANN & R. TEICHMÜLLER (1971: 135) sind Sandstein-Einschaltungen etwas häufiger als im Westfal B. Sie werden nach DROZDZEWSKI & WREDE (1994: 31, Tab. 2) im Ruhrgebiet als Dorsten- und Lembeck-Schichten und bei Ibbenbüren als Untere Ibbenbüren-Schichten bezeichnet. Die Gesteine des Westfals C nehmen den größten Teil der Karbon-Oberfläche im Untergrund des Blattgebiets ein. Nach HEDEMANN & R. TEICHMÜLLER (1971: 135) erreichen die Schichten eine Mächtigkeit von maximal 800 m.

3.2. Perm

Die Sedimente der unteren Abteilung des Perms, dem Rotliegend (VAN ADRICHEM BOOGAERT et al. 1995), fehlen nach GRALLA (1988) und PLEIN (1978) auf der Rheinischen Masse und damit auch im Blattgebiet. In dieser Zeit herrschte vielmehr Abtragung vor, und das gegen Ende der Oberkarbon-Zeit aufgestiegene Variscische Gebirge wurde erodiert. Diese Erosion schritt so schnell voran, daß schon zur Zeit des oberen Perms, dem Zechstein, das Meer, von Nordwesten aus dem Norddeutschen Becken kommend, auf die zu einem Rumpfgebirge erniedrigte Rheinische Masse randlich übergreifen und Sedimente ablagern konnte.

3.2.1 Zechstein (z)

Gesteine des Zechsteins treten im Blattgebiet vermutlich nur im nordwestlichen Bereich im Untergrund des Hollicher Feldes auf. Diese Annahme stützt sich auf Zechstein-Ablagerungen, welche im unmittelbar nördlichen Anschlußbereich in der Umgebung von St. Arnold in zwei Tiefbohrungen nachgewiesen worden sind (vgl. THIERMANN 1973: 150 – 151). Mit einer Maximalmächtigkeit von 150 m greifen die Zechstein-Schichten im Norden auf das Blattgebiet über und keilen in südlicher Richtung schnell aus. Schon in der Tiefbohrung Burgsteinfurt 1 in der Bauerschaft Hollich wurden sie nicht mehr angetroffen (vgl. Taf. 1 in der Anl.: Schnitt A – B).

Das Blattgebiet Steinfurt war danach Teil des südlichen Randbereichs des Norddeutschen Zechstein-Beckens (RICHTER-BERNBURG 1959, BEST 1989). Dieses war durch eine seichte Untiefe vom offenen Ozean abgetrennt. Diese Abschnürung, ein ausgeprägt arides Klima mit einer starken Verdunstung und der festländische Rahmen der weitgehend eingeebneten Rheinischen Masse bildeten die paläogeographischen Voraussetzungen für eine zyklische salinare Sedimentation. Wie BEST (1989) nachweisen konnte, wiederholten sich diese Sedimentationszyklen im Zentralteil des Norddeutschen Zechstein-Beckens siebenmal. Zuerst wurden Tone abgelagert, später Kalk und Dolomit. Bei zunehmender Eindampfung wurden, der Löslichkeit folgend, Anhydrit sowie Stein- und auch Kalisalz ausgefällt. Der rückläufige Teil des Zyklus ist wiederum durch Anhydritablagerungen geprägt.

Diese mehrfache Abfolge ist im Blattgebiet durch die Randlage nahe dem im Süden liegenden Festland sicherlich erheblich reduziert, wie schon den paläogeographischen Karten von RICHTER-BERNBURG (1959: Taf. 1; 1972), SANNEMANN & ZIMDARS & PLEIN (1978), ZIEGLER (1982) und ROSENFELD (1978: Abb. 2) zu entnehmen ist. Danach sind Stein- und Kalisalzbildungen im Blattgebiet sicherlich nicht mehr zu vermuten. Die Gesteine der älteren Zyklen des Zechsteins beginnen wahrscheinlich mit dunkelgrauen Tonsteinen und führen über graue Kalk- und Dolomitsteine nur bis zu Anhydriten. Die jüngeren Zyklen sind indessen nur in der Randfazies als dunkelgraue Tonsteine ausgebildet.

Mesozoikum

Die Gesteine fast der gesamten Trias, bis auf Teile des Buntsandsteins, und die Ablagerungen des Juras fehlen heute im Untergrund des Blattgebiets und seiner Umgebung. Dies ist die Folge des langfristigen, festländischen Charakters der damaligen Rheinischen Masse, hinzu kam aber auch eine frühzeitige Erosion gerade abgelagerter mesozoischer Schichten. Hinweise dazu geben WOLBURG (1953, 1969), ROSENFELD (1977, 1978) und FRIEG & HISS & KAEVER (1990). Vorherrschend treten Gesteine der Oberkreide auf. Von der Unterkreide sind die Gesteine des Albs nachgewiesen, die Schichten der älteren Unterkreide werden nur vermutet.

3.3 Trias

Während der Trias gewann das in Umrissen schon in der Zechstein-Zeit angelegte Norddeutsche Becken seine Gestalt. Es gliederte sich in Schwellen und Becken (HESEMANN 1967, 1975 a; WOLBURG 1969; ROSENFELD 1977, 1978; BETZ et al. 1987) und war durch ursprüngliche Schichtlücken und frühzeitige Abtragungen geprägt. Als Teil dieses Sedimentationsraumes reichte die Niederrhein-Ems-Senke (WOLBURG 1969) mit ihrem östlichen Rand in den Blattbereich hinein.

Angelehnt an die Erkenntnisse aus dem nördlich sich anschließenden Blattgebiet 3710 Rheine (THIERMANN 1973) ist heute nur noch der untere Teil der Trias, der Buntsandstein, im Blattgebiet anzutreffen. Ablagerungen von Muschelkalk und Keuper dürften nach ROSENFELD (1978) und WOLBURG (1969) ursprünglich vorhanden gewesen sein. Jedoch sind sie im Gefolge kimmerischer Gebirgsbildungen in der Trias und im Malm sowie durch die Transgression des Meeres der Unterkreide schon wieder abgetragen worden. Gestützt wird diese Vermutung durch die Bohrung Burgsteinfurt 1 in der Bauerschaft Hollich nordöstlich des Ortes Burgsteinfurt, in der keine Trias-Gesteine mehr angetroffen wurden. Vielmehr lagern hier die Schichten der Unterkreide direkt denen des Oberkarbons auf (vgl. Taf. 1 in der Anl.: Schnitt A – B).

3.3.1 Buntsandstein (s)

Die zyklische Abfolge der Sedimente des Buntsandsteins hatte ihre Ursache neben klimatischen Veränderungen hauptsächlich in den epirogenetischen Bewegungen des Untergrundes (WOLBURG 1961, 1969; TRUSHEIM 1963). Marin-lagunäre Verhältnisse im Unteren Buntsandstein wurden von kontinental-fluviatilen Verhältnissen im Mittleren Buntsandstein abgelöst, die wiederum von dem mehr marin-lagunären Zustand im Oberen Buntsandstein, dem Röt überlagert wurden. In einem solchen Umfeld sind Fossilien naturgemäß selten. So werden für die stratigraphische Gliederung des westdeutschen Buntsandsteins die Sedimentationszyklen verwendet, (Arbeitsausschuß Buntsandstein 1974), und insbesondere bei Bohrungen wird die Stratigraphie auf die Deutung von geophysikalischen Bohrlochmessungen nach BEST (1989), BRÜNING (1986, 1988) und RÖHLING (1991) gestützt.

Bisher hat im Blattbereich noch keine Tiefbohrung den Buntsandstein angetroffen. Seine Ablagerungen werden aus regionalgeologischen Gründen nur im nordwestlichen Teil, im Untergrund des Hollicher Feldes vermutet. Durch die folgende Erosion wird dort wahrscheinlich nur eine maximale Mächtigkeit von 150 m erreicht, die nach Südosten rasch abnimmt (vgl. Taf. 1 in der Anl.: Schnitt A – B). Die ursprüngliche Mächtigkeit des Buntsandsteins könnte nach TRUSHEIM (1963: Abb. 1) und ROSENFELD (1978: Abb. 3) um 500 m betragen haben. Welche Schichten des Buntsandsteins in dem angenommenen Erosionsrest erhalten geblieben sind, bleibt spekulativ. Wahrscheinlich gehören die Schichten zum Unteren und in Teilen zum Mittleren Buntsandstein; der Obere Buntsandstein – das Röt – wird fehlen.

Über die lithologische Ausbildung des Buntsandsteins lassen sich wegen ähnlicher paläogeographischer Verhältnisse allgemeine Angaben aus den nördlichen Anschluß-

räumen herleiten (WOLBURG 1981, 1969; BOIGK in BOIGK et al. 1960; BRÜNING 1986; RÖHLING 1991; THIERMANN 1968, 1973). Die Schichten des Buntsandsteins bestehen aus zyklisch gegliederten Wechselfolgen von rotbraunen und violetten, stellenweise auch graugrünen Ton-, Schluff- und Sandsteinen. Das Bindemittel der Sandsteine kann kalkig, dolomitisch oder anhydritisch sein. Stellenweise geht die vorherrschende Kreuzschichtung der Sandsteine in eine mehr ebene, plattige Schichtung über.

3.4 Kreide

Von den Gesteinen der Unterkreide sind vermutlich nur im nordwestlichen Teil des Blattbereichs karbonat-führende Gesteine des Berrias und die darüber liegende küstennahe tonig-mergelige Fazies des Valangins bis Apts abgelagert worden (WOLBURG 1953; KAEVER 1983; THIERMANN 1968, 1970 a, 1970 b, 1987; HISS 1995; MUTTERLOSE & KAPLAN & HISS 1995). Erst mit dem Unteralt der ausgehenden Unterkreide versank die festländische Rheinische Masse auch im Blattbereich unter dem von Norden aus dem Niedersächsischen Becken, einem aus dem Norddeutschen Becken hervorgegangenen Teilbecken, transgredierenden Kreide-Meer. Dabei änderte sich die Fazies von dunklen, tonig-mergeligen Schichten der Unterkreide zu mergelig-kalkigen Schichten der Oberkreide. Die Sedimente der Oberkreide wurden in mehr küstenfernen Räumen abgesetzt. Mit den Gesteinen des Campans endet im Blattgebiet die Oberkreide-Abfolge (ARNOLD 1963 a, 1963 b, 1964 a, 1964 b, 1964 c, 1964 e, 1964 f, 1966 b; BÄRTLING 1921 b; BÖHM 1916; KAEVER 1983; KEMPER 1976; NIEDERMEIER 1967 a, 1967 b, 1968). Zutage treten im Blattgebiet nur die Schichten des Santons und des Campans.

3.4.1 Unterkreide

Ausgehend von den Erkenntnissen aus dem nordwestlich anschließenden Raum (THIERMANN 1968, 1973; HISS 1995) greift vermutlich die küstennahe Fazies des Niedersächsischen Beckens noch auf den äußersten Nordwesten des Blattgebiets über.

3.4.1.1 Berrias bis Apt (krbe-krp)

Gesteine der älteren Unterkreide treten vermutlich nur im Untergrund des Hollicher Feldes auf. Mit einer Maximalmächtigkeit von rund 350 m greifen die Schichten von Nordwesten auf das Blattgebiet über. In südöstlicher Richtung keilen sie schnell aus, denn schon in der Tiefbohrung Burgsteinfurt 1 in der Bauerschaft Hollich wurden sie unter den Gesteinen des Albs nicht angetroffen (vgl. Taf.1 in der Anl.: Schnitt A – B).

Das Blattgebiet war Teil des südlichen Randbereichs des Niedersächsischen Beckens, das sich in der Unterkreide zunehmend auf die im Süden liegende, langsam absinkende Rheinische Masse ausdehnte. Wie schon WOLBURG (1953) überzeugend nachwies, grif-

fen dabei die abgelagerten Sedimente der jüngeren Unterkreide-Stufen jeweils über die älteren nach Südosten hinweg. Die Rheinische Masse war zur Unterkreide-Zeit festländischer Rahmen und Liefergebiet der Sedimente. Die küstennahe Lage prägte die Fazies der Unterkreide-Gesteine.

Zu welcher Zeit der Unterkreide das Niedersächsische Becken begann, den nordwestlichen Teil des Blattgebiets in seinen Sedimentationsbereich einzubeziehen, bleibt wegen fehlender Bohrungen spekulativ. Aus allgemein regionalgeologischen Überlegungen jedoch wird angenommen, daß dies zur Zeit des ausgehenden Berrias mit der Bückeberg-Folge begann.

So traf die Tiefbohrung Neuenkirchen 2 im nördlichen Anschlußgebiet von Blatt 3710 Rheine nach THIERMANN (1973: 151) als ältestes Schichtglied der Unterkreide noch Gesteine der Bückeberg-Folge in der Carbonat führenden Randfazies des Wealdens an. Aufgrund der Abschnürung des Niedersächsischen Beckens vom Weltmeer herrschte zuerst ein mehr limnisch-brackisches Ablagerungsmilieu vor, das sich zur Zeit der Bückeberg-Folge durch Meereseinbrüche zu einer mehr brackisch-marinen Umgebung wandelte (vgl. THIERMANN 1968: 42).

Die Gesteine der Bückeberg-Folge bestehen aus grauen und braunen, etwas bituminösen Ton- und Mergelsteinen mit einzelnen Schillkalksteinbänken, konglomeratischen Sandsteinbänken und sandigen Kalksteinbänken.

Darüber folgen die Schichten der älteren Unterkreide, vermutlich stratigraphisch dem Valangin bis zum Apt angehörend und rein marinen Ursprungs. Anschließend an Erkenntnisse aus dem nordwestlich gelegenen Raum bestehen die Gesteine wahrscheinlich aus grauen Ton- und Tonmergelsteinen mit Lagen von Toneisensteingeoden und grauen Schluff- und Sandsteinen.

3.4.1.2 Alb (krl)

Alb (THIERMANN 1968)

Zunächst hatte es WOLBURG (1953) aus paläogeographischen Erwägungen nur vermutet, später zeigten die Ergebnisse der beiden Tiefbohrungen Burgsteinfurt 1 und Borg-horst 1 (ELLERMANN 1962, SCHUSTER & WOLBURG 1963, KEMPER 1984: 474, FRIEG & KEMPER & OWEN 1989: 12), daß im Untergrund des Blattgebiets von den Gesteinen der Unterkreide nur jene des Albs allgemein verbreitet vorkommen. Eine neue Gliederung des Albs nach den Bohrlochmessungen der beiden Bohrungen im Vergleich zu den Nachbarräumen geht auf M. Hiss (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.) zurück.

Gesteine: In dem untersten Teil der Schichtenfolge ist ein durchweg nur wenige Dezimeter bis Meter mächtiges Transgressionskonglomerat aus Geröllen von tonigen, grauen, glaukonitischen Sandsteinen und grüngrauen Ton- und Tonmergelsteinen ausgebildet, dem Milchquarze und Lydite eingeschaltet sind. Diese Gesteine sind charakteristisch für die Transgression im Münsterland (JORDAN 1982, 1983, 1985). Sie beginnen in der Bohrung Burgsteinfurt 1 schon im Unteralb. Darüber folgen als Hauptbestandteile des Mittelalbs graue bis grüne Ton- und Tonmergelsteine des *minus*-Grünsandes.

Wie die beiden Tiefbohrungen Burgsteinfurt 1 und Borghorst 1 und auch die Aufschlüsse im Teutoburger Wald zeigen, ist die Schichtenfolge nach oben durch eine allmähliche Zunahme des Kalkgehaltes gekennzeichnet, ohne daß eine scharfe lithologische Grenze erkennbar wäre. Das auch als Flammenmergel bezeichnete Oberalb-Gestein besteht aus mittel- bis hellgrauen Tonmergel- und Mergelsteinen. Durch Grabspuren von ehemals den Meeresboden durchwühlenden Tieren, durch wechselnden Tongehalt und durch Reste ehemaliger Kieselschwämme wird eine, hier allerdings nur wenig ausgeprägte, Flammung hervorgerufen. Auf diese Flammung geht der Name Flammenmergel zurück.

Fossilien: Aus den Spülproben der beiden Bohrungen Burgsteinfurt 1 und Borghorst 1 bestimmten ELLERMANN (1962) und SCHUSTER & WOLBURG (1963) die folgende, für das Mittelalb charakteristische Mikrofauna, ergänzt durch eine Fauna des Unteralbs aus der Bohrung Burgsteinfurt 1. Die Namen sind, soweit möglich, der neueren Taxonomie angeglichen:

Foraminiferen: *Quinqueloculina antiqua* (FRANKE), *Gavelinella intermedia* (BERTHELIN), *Laevidentalina cf. distincta* (REUSS), *Haplophragmoides* sp., *Ammodiscus* sp., *Rhizammina* sp.

Ostracoden: *Cornicythereis bonnemai* (TRIEBEL), *Cytherelloidea circumvallata* BONNEMA, *Eucythere trigonalis* (JONES & HINDE), „*Cythere*“ *semiconcentrica* MERTENS, *Dolocytheridea bosquetiana* (JONES & HINDE)

Lamellibranchia : Inoceramen-Prismen

ELLERMANN (1962) und SCHUSTER & WOLBURG (1962, 1963) bestimmten aus den Spülproben und dem teilweise ebenfalls gewonnenen Kernmaterial der beiden vorgenannten Tiefbohrungen außerdem die folgende Mikrofauna des Oberalbs:

Foraminiferen: *Flourensina intermedia* (BERTHELIN)

Radiolarien: *Dicolocapsa* sp., *Dictyomitra* sp.

Ostracoden: „*Cythere*“ *semiconcentrica* MERTENS, *Schuleridea jonesiana* (BOSQUET), *Neocythere vanveeni* MERTENS, *Physocythere steghausi* (MERTENS)

Zusammen mit den Mikrofossilien wurden aus den Schlämmrückständen auch Bruchstücke von Muschelschalen, sogenannte Inoceramen-Prismen, gefunden. Nach ELSTNER & KEMPER (1989: 56) und KEMPER (1989: 60) sind diese für die Zeit des höheren Unteralbs, insbesondere aber für den Zeitraum des Mittelalbs und des tieferen Oberalbs typisch. Die Prismenreste gehören wahrscheinlich zu der Muschelart *Inoceramus (Birostrina) concentricus* PARKINSON.

Altersstellung und Abgrenzung: Die stratigraphische Einstufung der Schichten in Unter-, Mittel- und Oberalb stützt sich auf regionalgeologische Überlegungen sowie auf die Korrelation von Bohrlochdiagrammen, die durch Mikrofaunenanalysen unterstützt wurden (SCHUSTER & WOLBURG 1962, 1963).

Lithologisch sind die Schichten durch ihre diskordante Auflagerung auf die liegenden Gesteine, vornehmlich des Oberkarbons, klar abzugrenzen. Die Obergrenze hingegen ist fließend, da die kalkreichen Mergelsteine des Flammenmergels mit zunehmendem Kalkgehalt in die Cenoman-Mergel übergehen. Nur in den Bohrlochdiagrammen ist die Grenze gut erkennbar.

Verbreitung und Mächtigkeit: Die Gesteine des Mittel- und Oberalbs sind im Untergrund des gesamten Blattgebiets verbreitet, während sich die Gesteine des Unter- albs wahrscheinlich nur auf den nördlichen Raum beschränken. Die Gesamtmächtigkeit der Schichten nimmt von Norden nach Süden von 160 auf 70 m ab (vgl. Taf. 1 in der Anl.: Schnitt A – B). Dabei entfallen in der Bohrung Burgsteinfurt 1 auf das Unteralb 10 m, auf das Mittelalb 55 m und auf das Oberalb rund 50 m. In der Bohrung Borghorst 1 hingegen ist das Mittelalb nach neueren Bestimmungen nur noch 26 m, das Oberalb nur noch 45 m mächtig. Die Gesteine des Unter- albs fehlen hier.

3.4.2 Oberkreide

Die mergelig-kalkigen Schichten der Oberkreide im Blattgebiet wurden in einer landfer- nen Flachsee, dem Münsterländer Kreide-Becken, abgelagert. Der Untergrund, die Rhei- nische Masse, senkte sich ständig ab und nahm so eine mächtige Oberkreide-Gesteins- folge auf. Die Eintiefung entstand als eine Form des Massenausgleichs vor dem gleich- zeitig sich heraushebenden Niedersächsischen Becken (BOICK 1968).

Von den Schichten der Oberkreide treten nur im südwestlichen Teil des Blattgebiets Ge- steine des Santons und Campans an die Geländeoberfläche, sonst sind die Oberkreide- Schichten von den Lockergesteinen des Quartärs bedeckt. Die Ablagerungen des Coniacs, des Santons und des Campans bilden die Sohl- schichten der quartären Sedi- mente und sind durch Flachbohrungen erfaßt worden. Die dabei gewonnenen Bohrpro- ben wurden durch K. RESCHER (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.) mikrofaunistisch untersucht und aufgrund der Foraminiferengesellschaften stratigraphisch eingestuft (vgl. Tab. 2). Dabei wurden die Arbeiten von HILTERMANN & KOCH (1962), KOCH (in ERNST & SCHULZ 1974) und KOCH (1977) zugrunde gelegt. Die in der Tabelle 2 aufgeführten Leitfossilien der Makrofauna begründen die internationale Biostratigraphie (vgl. ERNST & SCHMID 1979; KAEVER 1983; KAEVER & OEKENTORP & SIEGFRIED 1974; HANCOCK 1991; KENNEDY 1984; KAPLAN 1991, 1992). Makrofaunen finden sich in den Bohrproben naturgemäß äußerst selten (OEKENTORP 1977). Sie konnten daher zur Gliederung nicht benutzt werden. Eine zufriedenstellende Korrelation zwischen der mikro- und der makrofaunistischen Gliede- rung der Oberkreide liegt für das Münsterland noch nicht vor.

Die ältere Oberkreide mit den Schichten des Cenomans und Turons ist nur durch Tief- bohrungen sowie seismische und geoelektrische Verfahren – teilweise auch außerhalb des Blattgebiets – erkundet und bekannt geworden. Die in der Umgebung verwendete Gliederung läßt sich aus paläogeographischen Erwägungen auch auf das Blattgebiet übertragen. Im geologischen Schnitt A – B (Taf. 1 in der Anl.) sind die älteren Oberkreide- Stufen bis zum Coniac jeweils nicht untergliedert, da sie nur im tieferen Untergrund auftreten.

3.4.2.1 Cenoman (krc)

Durch den nach oben zunehmenden Kalkgehalt lassen sich ähnlich wie im Teutoburger Wald (THIERMANN 1970 a, 1970 b, 1973) die drei klassischen Schichtglieder Cenoman-Mergel, Cenoman-Pläner und Cenoman-Kalk (= *rhodomagense*-Schichten) unterscheiden.

Gesteine: Der Cenoman-Mergel besteht aus hellgrauen, tonig-flaserigen Mergelsteinen, denen nur undeutlich geschichtete Tonmergelsteine und stellenweise auch knollige, hellgraue Mergelkalksteine mit Pyritknollen eingeschaltet sind.

Die darüber folgenden Cenoman-Pläner (auch *varians*-Pläner genannt) gehen aus dem Liegenden durch eine häufiger werdende Einschaltung von kalkig-mergeligem Material hervor. Das Gestein besteht aus unregelmäßig-wellig geschichteten, hellgrauen Kalkmergelsteinbänken mit Anzeichen von Bioturbationen, denen hellgraue dünne Mergelsteine eingeschaltet sind. Der Anteil der Mergelsteine nimmt nach oben zu allmählich ab.

Der mittlere und obere Abschnitt des Cenomans wird von dem Cenoman-Kalk eingenommen. Dieser besteht aus weiß-grauen bis weißen, knauerigen, von wulstigen Schichtflächen begrenzten Kalksteinen von muschelig-scherbigem Bruch, die untergeordnet mit grauen dünnen Kalkmergelsteinen wechsellagern. Auch in diesem Teil sind stellenweise marmorartige Schlieren und Flammungen als Anzeichen ehemals bodenwühlender Tiere zu finden. Der oberste vermutlich von auffälligen, knollig ausgebildeten Kalksteinen geprägte Teil der Schichtenfolge gehört zur *plenus*-Zone.

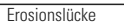


Fossilien: Aus den Spülproben der beiden Tiefbohrungen im Blattgebiet isolierten SCHUSTER & WOLBURG (1963) die Foraminiferen *Gavelinella cenomanica* (BROTZEN) und *Dorothia gradata* (BERTHELIN). Diese sandschaligen Foraminiferen sind im Untercentoman häufig zu finden (s. Tab. 2), doch reichen sie nach FRIEG & KEMPER (1989) und FRIEG & HISS & KAEVER (1990) vereinzelt bis in die höhere Oberkreide hinauf. Sie treten vom Alb bis zum Unterturon auf.

Altersstellung und Abgrenzung: Die ursprüngliche Einstufung der drei lithologischen Einheiten in das Unter-, Mittel- und Obercentoman ist nach den neueren biostratigraphischen Vergleichen von ERNST & SCHMID (1979), ERNST & SCHMID & SEIBERTZ (1983), HILBRECHT (1986), KAPLAN & BEST (1985), KAPLAN & KELLER & WIEDMANN (1985) und WIEDMANN et al. (1989) abzuwandeln. Demnach gehören im Münsterland und seiner Umrandung die Cenoman-Mergel mit dem darüber lagernden Cenoman-Pläner gemeinsam in das Untercentoman. Der Cenoman-Kalk (= *rhodomagense*-Schichten) zusammen mit den *plenus*-Schichten umfaßt dagegen das Mittel- und das Obercentoman (vgl. Tab. 2).

Die Abgrenzung des Cenomans zum liegenden Alb ist lithologisch nicht deutlich ausgeprägt. Das beginnende Cenoman macht sich allenfalls durch einen zunehmenden Kalkgehalt der Schichten bemerkbar. Nur in den Bohrlochdiagrammen wird die Grenze sichtbar (KEMPER 1984). Die Obergrenze des Cenomans wird durch die knolligen Kalksteine der *plenus*-Schichten gekennzeichnet. Dort geht die reine Kalksteinfazies in eine Kalkstein/Mergelstein-Wechsellagerung über. Die am Nord- und Ostrand des Münsterlandes weit verbreiteten Rotpläner im Übergangsbereich zum Turon kommen im Blattgebiet nicht vor.

Mikrofaunistisch hingegen ist nach FRIEG & KEMPER (1989) die Untergrenze des Cenomans klar durch die dort einsetzenden sandschaligen, oben genannten Foraminiferen ab-

Tabelle 2
Stratigraphische Gliederung der Kreide

		Alter (Mio. Jahre) (nach GRADSTEIN et al. 1994)	Blattgebiet Steinfurt		wichtige Leitfossilien der nordwestdeutschen Kreide (Auswahl)		
					Cephalopoden	Inoceramen	
Oberkreide	Campan	Unter-	krca2	 Erosionslücke Oberes Unterocampan	<i>Gonioteuthis quadrata</i> (BLAINVILLE)		
			krca1	Unteres Unterocampan	<i>Placenticeras bidorsatum</i> (ROEMER)	<i>Inoceramus (Sphenoceramus)</i> ex gr. <i>lingua/patootensisformis</i>	
	Santon	Ober-	krca4	 Obersanton	<i>Gonioteuthis granulata</i> (BLAINVILLE)	<i>Inoceramus (Sphenoceramus)</i> <i>pinniformis</i> WILLIT	
		Mittel-	krca3	Oberes Mittelsanton	<i>Gonioteuthis westfalica</i> (SCHLÜTER)	<i>Inoceramus (Cordiceramus)</i> <i>cordiformis</i> SOWERBY	
			krca2	Unteres Mittelsanton		<i>Inoceramus (Cladoceramus)</i> <i>undulaticostatus</i> ROEMER	
		Unter-	krca1	Untersanton	<i>Texanites texanum</i> (ROEMER)		
	Coniac	Ober-	krcc	ungegliedert	<i>Gonioteuthis westfalica</i> <i>praewestfalica</i> ERNST & SCHULZ	<i>Inoceramus (Magadiceramus)</i> <i>subquadratus</i> SCHLÜTER	
		Mittel-			<i>Gauthiercerias margae</i> (SCHLÜTER)	<i>Inoceramus (Volviceramus)</i> <i>involutus</i> SOWERBY	
		Unter-			<i>Peroniceras tridorsatum</i> (SCHLÜTER)	<i>Inoceramus (Cremnoceramus)</i> <i>deformis</i> MEEK	
	Turon	Ober-	krt	ungegliedert	<i>Striatoconcentricus</i> Schichten	<i>Subprionocyclus neptuni</i> (GEINITZ)	<i>Inoceramus (Inoceramus)</i> <i>costellatus</i> WOODS
		Mittel-			<i>lamarcki</i> -Schichten	<i>Collignonicerias woollgari</i> (MANTELL)	<i>Inoceramus (Inoceramus)</i> <i>lamarcki</i> PARKINSON
		Unter-			<i>labiatus</i> -Schichten	<i>Mammites nodosoides</i> (SCHLÜTER)	<i>Inoceramus (Mytiloides)</i> <i>labiatus</i> (VON SCHLOTHEIM)
	Cenoman	Ober-	krc	ungegliedert	Cenoman-Kalk mit <i>plenus</i> -Schichten	<i>Actinocamax plenus</i> (BLAINVILLE)	<i>Inoceramus (Inoceramus)</i> <i>pictus bohemicus</i> LEONHARD
		Mittel-				<i>Eucalytoceras pentagonum</i> (JUKES-BROWNE)	
		Unter-				<i>Acanthoceras rhotomagensense</i> (BRONGNIART)	<i>Inoceramus (Inoceramus)</i> <i>schoendorffii</i> HEINZ
					Cenoman-Pläner	<i>Mantelliceras dixonii</i> SPATH	<i>Inoceramus (Inoceramus)</i> <i>virgatus</i> SCHLÜTER
Unterkreide	Alb	Ober-	krl	ungegliedert	Cenoman-Mergel	<i>Mantelliceras mantelli</i> (SOWERBY)	<i>Inoceramus (Inoceramus)</i> <i>crippsi</i> MANTELL
	Berrias bis Apt	Ober-	krl	ungegliedert	Flammenmergel	<i>Stoliczkaia dispar</i> (D'ORBIGNY)	<i>Inoceramus (Birostrina)</i> <i>sulcatus</i> PARKINSON
		Mittel-			<i>Mortoniceras (Mortoniceras)</i> <i>inflatum</i> (SOWERBY)	<i>Euhoplites</i> ssp. <i>Hoplites dentatus</i> (SOWERBY)	<i>Inoceramus (Birostrina)</i> <i>concentricus</i> PARKINSON
		Unter-			<i>Neohoplites minimus</i> (MILLER)	<i>Leymeriella tardefurcata</i> (LEYMERIE)	
Berrias bis Apt		112,2 ± 1,1	krbe-krp	 Schichtlücke			

zugrenzen. Den Abschluß des Cenomans dagegen markiert nach CARTER & HART (1977) und ROBASZYNSKI & CARON (1979) das Verschwinden der Foraminiferenart *Rotalipora cushmani* (MORROW).

Verbreitung und Mächtigkeit: Die Schichten des Cenomans sind von jüngerer Oberkreide bedeckt im Untergrund des gesamten Blattgebiets verbreitet. Die Oberfläche der Cenoman-Schichten taucht von ungefähr –500 m NN im Norden auf ungefähr –1 500 m NN im Süden dem Rande des Münsterländer Kreide-Beckens entsprechend ab. Die Mächtigkeit der Cenoman-Schichten erreicht nach den beiden Tiefbohrungen bis zu 160 m.

3.4.2.2 Turon (krt)

Die Schichten des Turons im Blattgebiet gehören zur Beckenfazies (HILBRECHT 1986), wie sie aus der Nachbarschaft im Norden bei Rheine (THIERMANN 1973, HISS 1995) und im Osten im Teutoburger Wald (THIERMANN 1970 a, 1970 b) bekannt geworden ist. Die schreibkreideähnliche Ausbildung der Turon-Gesteine als eine Flachwasserausbildung setzt offenbar erst weiter westlich, außerhalb des Blattbereichs ein und wird dort durch ERNST & KÜCHLER & WOOD (1992) und HISS (1995) als „*Conulus*-Fazies“ oder auch als „*Galeriten*-Fazies“ (LÖSCHER 1910, 1913, 1925) beschrieben.

Gesteine: Die Gesteine des Unterturons, die *labiatus*-Schichten, bestehen aus feinschichtigen, grauen Mergelsteinen, denen untergeordnet hellgraue, knollig-knauerige Kalkmergelsteine eingelagert sind. Die im Teutoburger Wald im unteren Teil von NIEDERMEIER (1967 b) und THIERMANN (1970 a, 1973) beschriebenen Rotpläner fehlen offenbar den Ergebnissen der Tiefbohrungen zufolge im Blattgebiet. Dafür treten im unteren Teil Schwarzschiefer als schwarzgraue Tonsteine auf.

Die Ablagerungen des Mittelturons, die *lamarcki*-Schichten, bilden eine Wechselfolge von grauen, feinschichtigen Tonmergel- und Mergelsteinen und untergeordneten blaugrauen knauerig-knolligen Kalksteinen.

Die Gesteine des Oberturons bestehen aus einer Wechselfolge von Kalk- und Mergelsteinen. Die Kalksteine treten nach oben merklich zurück. Stratigraphisch werden sie jetzt als *striatoconcentricus*-Schichten bezeichnet, der alte Name „*Scaphiten*-Schichten“ wird nicht mehr verwendet. In der Praxis werden neuerdings mehr die lithologischen Schichtenbezeichnungen von FRIEG & HISS & MÜLLER (1989: Abb. 4) und KAPLAN (1991) herangezogen, da die bezeichneten Ammoniten selten vorkommen.

Fossilien: Die Schichten enthalten allgemein eine reiche Fauna, doch wurden in den zwei durchgeführten Tiefbohrungen keine Proben aus den Schichten des Turons entnommen, so daß eine Bestimmung der Faunengesellschaft im Kartiergebiet nicht erfolgt ist. Ausführliche Listen zur fossilen Fauna aus den Nachbargebieten geben LÖSCHER (1910), ERNST & KÜCHLER & WOOD (1992) und HISS (1995).

Altersstellung und Abgrenzung: Aufgrund der Fauna und der Gesteinsausbildung war seit SCHLÜTER (1876 a, 1876 b) eine Verteilung der Turon-Ablagerungen üblich.

Nach den biostratigraphischen Untersuchungen von ERNST & SCHMID (1979), SEIBERTZ (1979 a, 1979 b) und TRÖGER (1981) muß der größere Teil der bisher zum Oberturon gestellten *schloenbachi*-Schichten in das Coniac gestellt werden. Damit liegt die Coniac/Turon-Grenze deutlich niedriger als zuvor angenommen. Lithologisch ist die Untergrenze des Turons durch das Vorkommen der Schwarzschiefer deutlich gekennzeichnet. Die Obergrenze hingegen ist mit den allmählich zurücktretenden Kalksteinen wenig deutlich.

Verbreitung und Mächtigkeit: Die Mächtigkeit der Ablagerungen des Turons kann bis 200 m erreichen. In den beiden erwähnten Tiefbohrungen sind sie mit etwas geringerer Mächtigkeit durchteuft worden. Die Schichten des Turons sind im gesamten Untergrund des Blattgebiets verbreitet (vgl. Taf. 1 in der Anl.: Schnitt A – B). Die im Vergleich zu den Nachbarräumen insgesamt kleineren Mächtigkeiten sind durch die tektonischen Bewegungen des damaligen Meeresbodens verursacht worden.

3.4.2.3 Coniac (krcc)

Im Coniac wandelt sich im Münsterland die Gesteinsausbildung der Oberkreide von der mehr kalkig-mergeligen Fazies des Unterconiacs in die Tonmergelsteinfazies des „Em-scher-Mergels“ (vgl. auch ROEMER 1854, SCHLÜTER 1874, ARNOLD 1964 e). Diese dauert stratigraphisch bis zum Mittelsanton an und setzt sich im östlichen Münsterland noch darüber hinaus bis in das Untercampan fort.

Gesteine: Das Coniac ist lithologisch in zwei Teile gegliedert. Das Unterconiac (= *schloenbachi*-Schichten) besteht aus grauen, flaserigen Tonmergel- und Kalkmergelsteinen mit Mergelkalksteinbänkchen. Das Mittel- und Oberconiac hingegen bildet eine gleichförmige Folge teilweise schwach schluffiger, nur stellenweise feinsandiger grauer Tonmergelsteine. Die Gesteine treten nirgends an die Oberfläche, stehen aber im äußersten nordwestlichen Teil des Blattgebiets unmittelbar unter dem Quartär an. Nur anhand von Bohrungen ist ihre Ausbildung und Fossilführung bekannt geworden.

Fossilien: Aufgrund der von K. RESCHER (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.) nach HILTERMANN & KOCH (1962) bestimmten Foraminiferengesellschaften läßt sich ebenfalls eine Zweigliederung der Schichten des Coniacs vornehmen, doch ist diese von der oben beschriebenen lithologischen Gliederung unabhängig. Bezeichnend für den unteren Teil des Coniacs ist das häufige Auftreten der Foraminiferen *Globotruncana paraventricosa* (HOFKER), *G. lapparenti* BROTZEN und *Stensioeina granulata granulata* (OLBERTZ).

Im mittleren und oberen Teil des Coniacs treten noch die Foraminiferen *Stensioeina exsculpta exsculpta* (REUSS), *Neoflabellina suturalis praerugosa* HILTERMANN und *N. s. suturalis* (CUSHMAN) hinzu.

Altersstellung und Abgrenzung: Erst nach der Angleichung der bisher im Münsterland gebräuchlichen Turon/Coniac-Grenze an die internationale Gliederung durch SEIBERTZ (1979 a, 1979 b), TRÖGER (1981), ERNST & SCHMID & SEIBERTZ (1983) und KAEVER (1983) wurde das Coniac um die *schloenbachi*-Schichten vergrößert (vgl. auch KAPLAN 1991, 1992). Wenn auch der genaue stratigraphische Beginn der Tonmergelsteinfazies im

Blattgebiet nicht bekannt ist, so geben FRIEG & HISS & MÜLLER (1989) für das südöstliche Münsterland dazu das Mittelconiac an. Die Obergrenze des Coniacs ist lithologisch nicht erkennbar, sie ist allein mikrofaunistisch zu fassen.

Verbreitung und Mächtigkeit: Die größte Mächtigkeit der Coniac-Schichten im Blattgebiet wird auf 400 m geschätzt. Nach THIERMANN & ARNOLD (1964), THIERMANN (1985), HISS (1995) und STAUDE (1989) sind in den benachbarten Gebieten teilweise größere Mächtigkeiten dargestellt oder vermutet. Dies geht sicherlich auf unterschiedliche, synsedimentäre Senkungstendenzen des Meeresbodens zurück. Die Gesteine bilden nördlich des Waldgebiets Fuchshagen im äußersten Nordwesten des Blattgebiets die Sohlschichten des Quartärs. Nach Süden taucht die Oberfläche der Coniac-Schichten, dem Muldenaufbau des Münsterlandes entsprechend, auf –1 000 m NN ab.

3.4.2.4 Santon

Während in Nachbargebieten das gesamte Santon in der Tonmergelsteinfazies (ARNOLD 1964 e) ausgebildet ist und durchweg unter den Lockergesteinen des Quartärs verborgen liegt, beschränkt sich diese Fazies im Blattgebiet nur auf das Unter- und Mittelsanton. Nach der alten Gliederung von SCHLÜTER (1874, 1876 a, 1876 b) entsprach diese Fazies dem oberen Teil des Emscher-Mergels. Im Untergrund der nordöstlichen Blatthälfte stehen diese Schichten an der Basis der quartären Ablagerungen an.

Im Obersanton sind härtere Gesteine der Sandmergelsteinfazies im westlichen Teil des Blattgebiets eingeschaltet. Diese klastischen Schüttungen sind Anzeichen von Schwellen, erhöhter Abtragung und Umlagerungen im Gefolge tektonischer Hebungen. Die klastischen Schüttungen setzen erfahrungsgemäß im Profil nicht gleichmäßig ein und enden in unterschiedlichen Niveaus. Sie sind als Fazieskörper auf der geologischen Karte dargestellt.

Die genauere Gliederung der Santon-Schichten im Blattbereich geht auf die biostratigraphische Einstufung von Foraminiferengesellschaften (LOMMERZHEIM 1991 a, RESCHER 1991) anhand von Bohrgut durch K. RESCHER (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.) zurück. Sie führt zu einer Viergliederung des Santons in Untersanton, Unteres Mittelsanton, Oberes Mittelsanton und Obersanton. Wegen der flachen Lagerung und den relativ großen Mächtigkeiten der einzelnen Unterstufen sind ihre Ausstrichflächen groß. Der Grenzlinienverlauf auf der geologischen Karte unter der Quartär-Bedeckung ist naturgemäß mit Unsicherheiten behaftet, denn im Verhältnis zur Größe der Ausstrichflächen ist die Zahl der stratigraphisch eingestuftten Bohrungen nur gering.

Die Mächtigkeit der Santon-Gesteine kann über 1 000 m erreichen. Sie unterliegt örtlich starken Schwankungen. Teilweise fehlen sogar ganze Unterstufen wie zum Beispiel das Obersanton in der Bauerschaft Scheddebrock östlich von Borghorst. Solche Schichtlücken wurden schon von ARNOLD (1964 e) und LOTZE (1957) auf orogene Bodenunruhen und damit einhergehende unterschiedliche Bewegungen des damaligen Meeresbodens zurückgeführt. Dabei wurden gerade erst abgelagerte Schichten sogleich wieder abgetragen. Außerdem sind auch primäre Schichtlücken anzunehmen.

3.4.2.4.1 Untersanton (**krsa1**)

Untersanton (SEITZ 1952)

Gesteine: Die Gesteine des Untersantons bestehen aus grauen, schwach schluffigen, stellenweise feinsandigen Tonmergelsteinen mit scherbigem Bruch und wenig ausgeprägter Schichtung.

Fossilien: Die Einstufung als Untersanton durch K. RESCHER (Geol. L.-Amt. Nordrh.-Westf.) beruht auf der folgenden, nach HILTERMANN & KOCH (1962) und KOCH (1977) bestimmten Foraminiferengesellschaft:

Stensioeina granulata polonica WITWICKA, *St. g. granulata* (OLBERTZ), zurücktretend; *Neoflabellina gibbera* (WEDEKIND), mit offenen Mündungskappen; *N. suturalis praecursor* (WEDEKIND), selten; *N. santonica* KOCH, vereinzelt; *Globotruncana lapparenti* BROTZEN, zurücktretend.

Bezeichnend für das beginnende Santon sind das Vorkommen der *Stensioeina granulata polonica* WITWICKA und neu auftretende Leitarten der Gattung *Neoflabellina*.

Altersstellung und Abgrenzung: Die Altersstellung ergibt sich allein aus den Mikrofossilien. Eine lithologische Abgrenzung zum Liegenden und Hangenden ist nicht möglich, da diese Gesteine Teil der eintönigen Fazies des Emscher-Mergels sind.

Verbreitung und Mächtigkeit: Die Gesteine des Untersantons treten nur im nordwestlichen Teil des Blattgebiets, im Hollicher Feld bis hin nach Clemenshafen an die Basis der Quartär-Ablagerungen. Zutage treten sie hier nirgends. Dem nach Süden gerichteten Einfallen entsprechend werden sie im übrigen Blattbereich von den mittelsantonen Gesteinen bedeckt. Die Mächtigkeit wird bis auf maximal 270 m geschätzt und liegt damit deutlich höher als im weiter westlich gelegenen Blattgebiet 3808 Heek (vgl. Hiss 1995).

3.4.2.4.2 Mittelsanton

Die tonig-mergelige Fazies des Emscher-Mergels setzt sich bis in das Mittelsanton fort. Die Schichten unterlagern in der nordöstlichen Hälfte des Blattgebiets die Quartär-Ablagerungen. Nur die obersten Teile treten am Fuß des Buchenberges und der Bauerschaft Wilmsberg zutage.

Die im ganzen eintönige Schichtenfolge des Mittelsantons wird aufgrund der Foraminiferengesellschaften zweigeteilt. Erste Vorschläge zu einer Zweiteilung des Mittelsantons gehen auf SEITZ (1952, 1961) und ARNOLD (1964 c, 1964 e) zurück, STAUDE (1989) gliederte die Gesteine erstmals auch flächenhaft im Raum Altenberge. Die Mächtigkeit der Mittelsanton-Schichten unterliegt starken Schwankungen.

3.4.2.4.2.1 Unteres Mittelsanton (**krsa2**)

Unteres Mittelsanton (STAUDE 1989)

Gesteine: Die Schichten des Unteren Mittelsantons bestehen aus schwach schluffigen, stellenweise feinsandigen, grauen Tonmergelsteinen. Sie zeigen einen scherbigen

Bruch und nur stellenweise eine undeutliche Schichtung. Sie gleichen damit denen des Liegenden und Hangenden.

Fossilien: Die Einstufung beruht nach Untersuchungen von K. RESCHER (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.) auf den Änderungen in der Foraminiferengesellschaft. So fällt mit dem Beginn des Mittelsantons die *Stensioeina granulata granulata* (OLBERTZ) aus. Typisch sind dagegen:

Stensioeina granulata polonica WITWICKA, *St. exsculpta exsculpta* (REUSS), *Neoflabellina gibbera* (WEDEKIND), mit geschlossenen Mündungskappen.

Altersstellung und Abgrenzung: Die stratigraphische Einstufung beruht allein auf der Bestimmung der oben angeführten Gesellschaft von Mikrofossilien. Zum Liegenden und zum Hangenden sind keine Gesteinswechsel ausgebildet.

Verbreitung und Mächtigkeit: Die Schichten des Unteren Mittelsantons treten im Blattgebiet nirgends zutage, vielmehr streichen sie an der Basis der Quartär-Ablagerungen im Bereich des Hollicher Feldes im Westen bis nach Ahlintel im Osten und dem Emsdettener Venn im Norden aus.

Die Mächtigkeit scheint im nordwestlichen Bereich nördlich von Burgsteinfurt mit 400 m am größten zu sein. Nach Süden nimmt sie auf 340 m ab.

3.4.2.4.2 Oberes Mittelsanton (**krsa3**)

Oberes Mittelsanton (STAUE 1989)

Gesteine: Die Schichten des Oberen Mittelsantons bestehen aus hellgrauen, schwach sandigen, glaukonitischen Tonmergelsteinen, denen im oberen Teil vereinzelt dünne bis handbreite, hellgraue, mergelige, sandige Kalksteine eingeschaltet sein können. Die Schichten des Oberen Mittelsantons bilden den oberen Abschluß der früher als Emscher-Mergel zusammengefaßten Schichten.

Fossilien: Der für das Obere Mittelsanton leitende Belemnit *Gonioteuthis westfalica granulata* (STOLLEY) wurde von WEGNER (1905: 137) in der Tongrube der heute aufgelassenen Ziegelei Dallow (R ²⁵96 850, H ⁵⁷79 500) nordöstlich von Borghorst aufgefunden.

An Foraminiferen bestimmte K. RESCHER (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.) die folgenden Formen aus einigen Bohrspalten:

Globotruncana paraventricosa (HOFKER), *G. lapparenti* BROTZEN, *Stensioeina exsculpta exsculpta* (REUSS), *St. e. gracilis* BROTZEN, *Neoflabellina suturalis suturalis* (CUSHMAN).

Sie kommen überwiegend auch im Liegenden und Hangenden vor.

Altersstellung und Abgrenzung: Das stratigraphische Alter dieser Schichten wird von K. RESCHER (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.) aufgrund von Probenreihen aus dem Bohrgut benachbarter Bohrungen mit einer Negativaussage zu den Foraminiferengesellschaften abgeleitet: *Stensioeina granulata polonica* WITWICKA und *Neoflabellina gibbera* (WEDEKIND) werden nicht mehr vorgefunden und *Bolivinooides strigillatus* (CHAPMAN) tritt

noch nicht auf. In der Gesteinsausbildung sind weder an der Unter- noch an der Obergrenze besondere Lagen oder Bänke entwickelt.

Verbreitung und Mächtigkeit: Der weitaus größere Teil der Schichten des Oberen Mittelsantons ist unter den quartären Ablagerungen der Bauerschaften Hollich und Ostendorf bis hin zu Lintels Brook im Osten verborgen. Nur ein kleiner Abschnitt des oberen und damit jüngeren Teils tritt am Hang nördlich von Burgsteinfurt, östlich des Buchenberges und in der Bauerschaft Scheddebrock, teilweise unter einem dünnen, weniger als einen Meter mächtigen, auch auf der geologischen Karte dargestellten Schleier quartärer Ablagerungen zutage.

Die Mächtigkeit der Schichten wechselt aufgrund der eingangs genannten orogenen Bodenunruhen des damaligen Ablagerungsraums. In dem nur schmalen Ausstrich in der Bauerschaft Hollich mit einer geschätzten Restmächtigkeit von nur 180 m fehlt wahrscheinlich der obere Teil des Oberen Mittelsantons. Er wurde entweder durch das Meer des Obersantons abgetragen, oder er fehlte schon ursprünglich. Nach Osten zu, in der Bauerschaft Scheddebrock, läßt sich eine Zunahme bis auf 340 m Mächtigkeit ermitteln.

3.4.2.4.3 Obersanton (**krsa4,s; krsa4,t**)

Buchenberg-Schichten und Sellener Schichten (ARNOLD 1964 e)

Burgsteinfurter Gruppe (partim) (ARNOLD 1964 e)

Obersanton (THIERMANN 1985)

Als Folge der verstärkten tektonischen Bewegungen waren die Sedimentationsbedingungen im Obersanton räumlich und zeitlich sehr unterschiedlich. Im Blattbereich lassen sich daher zwei Fazieskörper unterscheiden. Sie werden dem Vorschlag von Hiss (1995) folgend als Sandmergelsteinfazies (krsa4,s) und als Tonmergelsteinfazies (krsa4,t) bezeichnet.

Beide Faziesbereiche sind durch fließende Übergänge miteinander verzahnt. In der Natur sind die Grenzen weniger deutlich erkennbar als auf der geologischen Karte dargestellt. ARNOLD (1964 e) hatte ursprünglich die Schichten des Obersantons in der Umgebung von Steinfurt und dem westlich anschließenden Raum als eigenständige Schichten unter den oben genannten Lokalnamen eingeführt. Da jedoch aufgrund der allmählichen Faziesübergänge, der mangelhaften Aufschlußverhältnisse und der teilweisen Überdeckung durch jüngere Sedimente eine genaue Schichtabgrenzung im Sinne von ARNOLD (1964 e) nicht durchzuführen ist, erfolgt eine zusammengefaßte Darstellung. Nur dort, wo durch Geländebefunde, Aufschlüsse oder Sondierungen die sandige Fazies sicher belegt ist, wird diese durch eine zusätzliche Signatur dargestellt.

Gesteine: In der Tonmergelsteinfazies sind die Schichten des Obersantons als hellgraue, schwach sandige oder schluffige glaukonitische Tonmergelsteine ausgebildet. Eine Schichtung ist nur schwach ausgeprägt. Der Bruch ist scherbilig. Sie entstanden in dem am weitesten beckenwärts gelegenen Schelfgebiet des Meeres.

Früher waren die Gesteine der Sandmergelsteinfazies durch mehrere Steinbrüche und Ziegeleigruben erschlossen. Die Gesteine dieser Aufschlüsse wurden durch

ROEMER (1854: 131), HOSIUS (1860: 313), WEGNER (1905: 136 – 137) und BÖHM (1916) anschaulich beschrieben. Doch schon ARNOLD (1964 e) waren diese Aufschlüsse nicht mehr zugänglich. Diese älteren Beschreibungen, zusammen mit den Bohrergergebnissen der neueren Zeit, ermöglichen jedoch eine detaillierte Schichtenbeschreibung.

Die in dem flachen Schelf des damaligen Meeres entstandenen Gesteine der Sandmergelsteinfazies bestehen aus einer Wechselfolge von hellgrauen, glaukonitischen schwach sandigen Tonmergelsteinen mit grauen, glaukonitischen, sandigen Mergelsteinen und grauen, ebenfalls glaukonitführenden, sandigen Kalksteinen, die teilweise knollig und nierenförmig ausgebildet sind. Die Kalksteinbänke waren nach WEGNER (1905: 136) besonders gut in dem heute zugepflügten Steinbruch auf dem Hollicher Esch, (R ²⁵94 870, H ⁵⁷80 420) zu sehen gewesen. Auf die Wiederaufarbeitung gerade abgelagerter Schichten deuten die zahlreichen Tongallen hin. Schillagen als typische, strandnahe Flachseebildungen sind häufig.

Fossilien: In Anlehnung an HILTERMANN & KOCH (1962) bestimmte K. RESCHER (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.) aus der Tonmergelsteinfazies die für das Obersanton bezeichnenden Foraminiferen *Bolivinoides strigillatus* (CHAPMAN), *Gavelinella pseudoexcolata* (KALININ) und *Stensioeina exsculpta gracilis* BROTZEN.

Durch WEGNER (1905: 137) wurden aus dem zuvor erwähnten Steinbruch in der Sandmergelsteinfazies auf dem Hollicher Esch die folgenden Makrofossilien bekannt, deren Namen nomenklatorisch soweit wie möglich dem neueren Stand angeglichen wurden:

Brachiopoden: *Creterhynchia plicatilis* (SOWERBY)

Lamellibranchiaten: ? *Hyotissa semiplana* (SOWERBY), *Pycnodonte vesicularis* (LAMARCK), *Limatula semisulcata* (NILSSON)

Cephalopoden: *Goniot euthis* aus dem Formenkreis *westfalicagranulata*

Altersstellung und Abgrenzung: Gerade der Cephalopodenfund würde isoliert betrachtet mehr für ein mittelsantonies Alter sprechen. Jedoch deuten die im Streichen der Fundschichten weiter im Westen, schon außerhalb des Blattgebiets in der Bauerschaft Sellen (TK 25: 3809 Metelen) von WEGNER (1905) und BÖHM (1916) geborgenen Seelilien der Gattungen *Uintacrinus* und *Marsupites* zweifelsfrei auf das obersantonies Alter hin. Der vorgenannte Cephalopodenfund wird daher als eine nur allgemeine nähernde Bestimmung angesehen, und die Form wird dem Kreis der *Goniot euthis granulata* (BLAINVILLE) zugeschrieben, dem Leitfossil des Obersantons. Allerdings ist dieser Formenkreis noch nicht nach modernen Gesichtspunkten untersucht worden, so daß ein jüngerer Alter theoretisch möglich ist.

Mikrofaunistisch wurde die Untergrenze der Schichten des Obersantons von K. RESCHER (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.) an das erste Auftreten der Foraminiferenart *Bolivinoides strigillatus* (CHAPMAN) gekoppelt. Die Obergrenze wird durch die darauf folgende Faunengesellschaft des Campans bestimmt.

Verbreitung und Mächtigkeit: Die Schichten des Obersantons treten im Blattbereich nur im südwestlichen Teil zwischen Burgsteinfurt und Borghorst zutage. Weiter östlich sind stellenweise nur noch Restmächtigkeiten erhalten oder die Schichten fehlen vollständig, und die Gesteine des Mittelsantons grenzen unmittelbar an jene des Unter-campans. Dies wird auf ursprüngliche Schichtlücken, aber auch auf spätere Umlage-

rungen und Wiederaufarbeitungen zurückgeführt. Darauf weist die auffällige Häufung von Obersanton-Formen in den Untercampan-Ablagerungen hin. Die gleichen Beobachtungen machten auch STAUDE (1989) und THIERMANN (1985) in den unmittelbaren Nachbarräumen.

Die Sandmergelsteinfazies, bei ARNOLD (1964 e: 656) ursprünglich als Sellener und Buchenberg-Schichten bezeichnet, kommt im Bereich der Ortslage Burgsteinfurt und der östlich anschließenden Höhenzüge bis zum Schuerberg nördlich von Borghorst vor. Sie bildet aufgrund ihrer Verwitterungsresistenz markante Geländeformen. Nur stellenweise, wie an den südlichen Hängen, werden die Gesteine durch einen Schleier drenthezeitlichen Nachschüttandes verhüllt.

Im westlichen Blattgebiet – bis zu einer Linie, die etwa vom Bagno über den Tiergarten, und die Gemarkung Dickenbrook nach Borghorst verläuft – liegt der größte Teil des Obersantons in Sandmergelsteinfazies vor, während östlich dieser Linie das gesamte Obersanton in Tonmergelsteinfazies entwickelt ist.

Die Mächtigkeit der Obersanton-Schichten kann im Westteil des Blattgebiets bis 200 m erreichen. Davon entfallen maximal 100 m auf die Sandmergelsteinfazies. Im Südosten hingegen sind die Obersanton-Schichten abgetragen oder nur noch als Restmächtigkeiten bis 50 m erhalten (vgl. Taf. 1 in der Anl.: Schnitt A – B).

3.4.2.5 Campan

Von den ursprünglich mehrere 100 m mächtigen Ablagerungen des Campans sind im Blattgebiet nur im Süden Teile des Untercampans erhalten geblieben. Sie treten hier, nur stellenweise von quartären Ablagerungen bedeckt, weithin zutage. Die schon im Obersanton einsetzende Faziesgliederung setzte sich auch im Untercampan fort. Die tonig-mergelige, mehr beckenwärts gelegene Ausbildung beschränkt sich überwiegend auf den Osten, während kalkhaltige Ablagerungen eines durch stärkere Wasserbewegung gekennzeichneten Flatschelfbereichs in Hügelgruppen im Westen des Blattbereichs austreichen.

Als Auswirkung der schon von LOTZE (1951, 1957), ARNOLD (1964 e) und VOIGT & HÄNTZSCHEL (1964) beschriebenen tektonischen Bewegungen kam es zu Beginn des Campans nicht nur zu Faziesänderungen und untermeerischen Gleitungen, sondern auch zu primären Schichtlücken, zur Transgression und Abtragung gerade abgelagerter Schichten. So wurde im südöstlichen Blattbereich die Obersantone Schichtenfolge (vgl. Kap. 3.4.2.4) durch das Untercampan-Meer wieder aufgearbeitet, so daß hier transgressiv die Schichten des Untercampans denen des Mittelsantons auflagern. Bewiesen wird dies von K. RESCHER (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.) durch die Funde aufgearbeiteter Obersantoner Mikrofaunen in den Untercampan-Schichten (vgl. auch STAUDE 1989, THIERMANN 1985).

Für das Campan im Westmünsterland wurde von BREDDIN (in KUKUK 1938) und H. WEHRLI (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.) eine lithostratigraphische Gliederung mit Lokalnamen vorgelegt und versucht diese mit der internationalen Gliederung und der Biostratigraphie von SCHLÜTER (1874, 1876 a, 1876 b) und STOLLEY (1906) zu korrelieren. Später vertiefte ARNOLD (1964 e: 656) diese westmünsterländische Gliederung im Raum

„zwischen Vechte und Steinfurter Aa“ durch Schichtnamen, in denen Lokalnamen und Gesteinsbezeichnungen zusammengeführt wurden.

Doch schon FRIEG (1977: 25) bemerkte zutreffend: „Eine Kombination lithologischer und paläontologischer Gliederungen ist schwierig, weil einerseits sowohl die lithologischen als auch die paläontologischen Grenzen der bisherigen Gliederungen nicht eindeutig definiert sind, und andererseits lithologische und paläontologische Grenzen nur im groben übereinstimmen. Da Makrofossilien selten sind, muß eine lithostratigraphische Gliederung durch mikropaläontologische Untersuchungen geeicht werden.“ Diesem Vorschlag wird – ähnlich wie bei STAUDE (1989) – in etwas abweichender Form gefolgt und die Unter campan-Gliederung allein an die Befunde biostratigraphischer Untersuchungen von Foraminiferengesellschaften aus Bohrgut durch K. RESCHER (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.) geknüpft. Die faziesgeprägten Lokalnamen der Schichten werden fortgelassen, da sie örtlich nur wenig ausgebreitet und ihre stratigraphischen Grenzen wenig scharf sind. Die innerhalb der Schichten wechselnden Gesteinsausbildungen werden auf der geologischen Karte durch besondere Signaturen angegeben.

3.4.2.5.1 Unteres Unter campan (**krca1; krca1,k**)

Dülmener Sandkalk (SCHLÜTER 1872)

Dülmener Schichten (BREDDIN in KUKUK 1938)

Helle Tonmergel (mit Kalksandsteinlagen) bei Veltrup-Dumpte (ARNOLD 1964 e)

Burgsteinfurter Gruppe (partim) (ARNOLD 1964 e)

Unteres Unter campan (HISS 1995)

Gesteine: Die Gesteinsbeschreibungen gründen sich ausschließlich auf Bohrungen und Lesesteine. Früher hingegen war das Gestein in einzelnen, kleineren Gruben erschlossen und wurde anschaulich von F. ROEMER (1854: 130) beschrieben. Doch schon ARNOLD (1964 e) waren diese Aufschlüsse offenbar nicht mehr zugänglich. Nach den Sedimentationsbedingungen lassen sich im Blattbereich zwei Faziesbereiche unterscheiden.

In der tonig-mergeligen Beckenfazies (krca1) des tieferen Schelfs sind hellgraue, schwach sandige und etwas glaukonitische Tonmergelsteine mit untergeordnet auftretenden, ebenfalls hellgrauen, schwach sandigen bis schluffigen, glaukonitischen Mergelsteinen ausgebildet.

Die an den flachen Schelf gebundene kalkhaltigere Fazies (krca1,k) setzt ziemlich unvermittelt nordwestlich der Nünningsmühle ein (R ²⁵⁹² 900, H ⁵⁷⁷⁷ 250). Die Schichten streichen hier aus als schwach sandige, etwas glaukonitische, hellgraue Tonmergel- und untergeordnet Mergelsteine, denen schluffige, feinsandige, dünne, im Zentimeterbereich liegende hellgraue, feste, stets kieselige Kalksteine eingeschaltet sind. Diese bedingen die Höhe 76,0 (R ²⁵⁹¹ 200, H ⁵⁷⁷⁸ 260) mit den Höfen Wernink und Jessing südlich von Burgsteinfurt.

Fossilien: In Anlehnung an HILTERMANN & KOCH (1962) bestimmte K. RESCHER (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.) als typische Foraminiferengesellschaft des Unteren Unter campan die Formen *Neoflabellina suturalis suturalis* (CUSHMAN), *N. rugosa* (D'ORBIGNY), *N. asema*

KOCH, *Stensioeina exsculpta gracilis* BROTZEN, *St. pommerana* BROTZEN, *Bolivinoidea strigillatus* (CHAPMAN), *Gavelinella clementiana* (D'ORBIGNY).

Altersstellung und Abgrenzung: Die stratigraphische Einstufung beruht allein auf dem Vorkommen der oben angeführten Gesellschaft von Mikrofossilien. Doch bleibt die Grenzziehung unscharf, da die leitenden Foraminiferen des Unterampans selten sind. Überdies ist die Santon/Campan-Grenze in der benthonischen Mikrofauna nur schwer zu erkennen. Darüber hinaus wird insbesondere die Untergrenze durch aufgearbeitete Faunen des Mittelsantons infolge des transgressiven Übergreifens des Unterampans-Meeres teilweise undeutlich wie in der Bauerschaft Scheddebrock.

Lithologisch ist allein am westlichen Blatttrandbereich bei der Höhe 76,0 (R ²⁵⁹¹ 200, H ⁵⁷⁷⁸ 260) durch verwitterungsresistentere Kalksteinbänke der Flachschefffazies auch im Gelände die Untergrenze durch einen deutlichen Anstieg erkennbar. Die Obergrenze, durch quartäre Ablagerungen im Ausstrich verdeckt, wird von keinem Gesteinswechsel geprägt. Die Schichten des Unteren Unterampans gehen fließend in die ebenfalls tonig-mergeligen Gesteine des Oberen Unterampans über.

Verbreitung und Mächtigkeit: Die Schichten des Unteren Unterampans kommen im Blattgebiet, abgesehen von einem kleinen Vorkommen im Nordosten, nur im Süden vor. Sie lassen dort zwei Faziesbereiche erkennen. Davon nimmt die einförmige tonig-mergelige Fazies den weitaus größeren Teil ein. Ihr Ausstrich ist überwiegend von den Schichten des Quartärs verdeckt. Zutage treten diese Schichten im Südosten, in den Bauerschaften Scheddebrock und Suttorf und südwestlich von Borghorst in den Bauerschaften Holtmanns Brook und Dumte.

Die an den flachen Schelf gebundene, kalkreichere Ausbildung der Schichten, bei ARNOLD (1964 e: 656) „Helle Tonmergel (mit Kalksteinlagen) bei Veltrup-Dumpte“ (heute: Dumte) genannt, beschränkt sich offenbar nur auf den unteren Teil der Schichtfolgen westlich der Querstörung im Tal der Steinfurter Aa. Die Gesteine treten hier, aufgrund ihrer kalkigen Einschaltungen widerstandsfähiger gegenüber der Verwitterung, auf der Höhe 76,0 bei den Höfen Wernink und Jessing zutage. Bedeckt vom Quartär, geht diese Fazies am südwestlichen Unterhang der genannten Anhöhe in die tonig-mergelige Fazies über.

Die Mächtigkeit der Schichten des Unteren Unterampans liegt bei maximal 100 m. Die küstennahe, sandig-mergelige Fazies kann dabei bis zu 50 m mächtig werden.

3.4.2.5.2 Oberes Unterampans (krca2; krca2,k)

Obere Quadraten-Kreide (SCHLÜTER 1876 a)	
Quadraten-Senon (partim) (STOLLEY 1916)	
Reine Quadraten-Kreide (GIERS 1958)	
Untere Osterwicker Schichten	
Helle Tonmergel der Ziegelei am Runden Hügel	} (ARNOLD 1964 e)
Altenberger Tonmergel (partim)	
Osterwicker Schichten (FRIEG 1977)	
Oberes Unterampans (HISS 1995)	

Die Schichten des Oberen Unterampans bilden die jüngsten Ablagerungen der Oberkreide im Blattgebiet. Allerdings zeigt der von K. RESCHER (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.)

bestimmte Mikrofauneninhalt, daß hier nur der untere Teil ausstreicht. Dieser wurde von STAUDE (1989) mit den Unteren Osterwicker Schichten gleichgestellt und in einen tonig-mergeligen und einen kalkhaltigeren Faziesbereich gegliedert. Diese Faziesbereiche lassen sich auch im Blattgebiet wiederfinden.

Gesteine: Die Gesteine bestehen in der tonig-mergeligen Fazies (krca2) aus hell- bis mittelgrauen, etwas glaukonitischen, schwach feinsandigen Tonmergelsteinen mit untergeordnet eingeschalteten hellgrauen, ebenfalls etwas glaukonitischen, schwach feinsandigen Kalkmergelsteinen. Während die Schichtung bei den Tonmergelsteinen kaum erkennbar ist, sind die Kalkmergelsteine häufig undeutlich flaserig geschichtet. Der Bruch ist scherbilig oder wird von Kluffflächen bestimmt.

Die kalkhaltigere Fazies (krca2,k) beschränkt sich auf den unteren Teil der Schichtenfolge. Die Schichten treten wegen des größeren Widerstandes gegenüber der Verwitterung in einem Hügelzug zutage. Am Schleithoff (R ²⁵93 200, H ⁵⁷75 400) gibt es einen verfallenen Steinbruch. Die Gesteine bestehen ebenfalls aus schwach sandigen, hell- bis mittelgrauen, glaukonitischen Tonmergelsteinen mit untergeordnet eingeschobenen, hellgrauen, etwas glaukonitischen, schwach feinsandigen Kalkmergelsteinen. Hinzu kommen jedoch außerdem hellgraue, glaukonitische, dünnbankige, teilweise auch kieselige, sandige Kalksteine, die die morphologische Härte bedingen. Sie wurden von GRÜNHAGEN (in STAUDE 1989: 35) in einer Probe vom Südhang des Steinberges aus dem unmittelbaren südlichen Anschlußbereich untersucht. Demnach sind diese mehr linsenförmigen Einschaltungen als Biosparite zu bezeichnen. Diese führen einen auffallend hohen Anteil von Muschelschalenresten, Seeigelstacheln, Bryozoen und Foraminiferen.

Fossilien: In Anlehnung an HILTERMANN & KOCH (1962) bestimmte K. RESCHER (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.) den Beginn des Oberen Unterampans mit dem ersten Einsetzen der Foraminiferenarten *Bolivinooides granulatus* HOFKER und *Bolivinooides decoratus decoratus* (JONES). Hinzu kommen noch die folgenden für das Unterampans typischen Foraminiferen mit abnehmender Häufigkeit: *Stensioeina exsculpta gracilis* BROTZEN, *St. granulata incondita* KOCH, *Neoflabellina asema* KOCH, *Globotruncana paraventricosa* (HOFKER).

Altersstellung und Abgrenzung: Die stratigraphische Einstufung der Schichten des Oberen Unterampans wird im Blattbereich ähnlich wie bei den unterlagernden Schichten allein durch die vorgenannte Mikrofaunengesellschaft bestimmt. Makrofauna wurde nicht aufgefunden. Im Blattgebiet ist nur die Untergrenze bedeutsam, da die Obergrenze schon auf dem südlich anschließenden Blattbereich liegt. Lithologisch ist die Untergrenze allein am Steinberg südlich von Borghorst auch im Gelände erkennbar, da hier kieselige und sandige Kalksteinbänke entwickelt sind, die einen Geländeanstieg bedingen.

Verbreitung und Mächtigkeit: Die Verbreitung der Schichten des Oberen Unterampans beschränkt sich auf den äußersten Südteil des Blattbereichs. Im Borghorster Leerfeld südwestlich von Borghorst ist im Untergrund die tonig-mergelige Ausbildung ausgeprägt. Sie wird hier weithin von Lockergesteinen des Quartärs zum Teil in geringer Mächtigkeit verdeckt und tritt nirgends direkt zutage. Die kalkhaltigere Ausbildung streicht infolge ihres größeren Verwitterungswiderstandes im Steinberg und dem nach Westen anschließenden Höhenzug bis zum Quertal mit der Steinfurter Aa zutage aus.

Die Mächtigkeit der Schichten beträgt nach dem Geländeausbiß zu urteilen bis 100 m, doch umfaßt der Ausstrich nur den unteren Teil der insgesamt bis auf 170 m geschätzten Gesamtmächtigkeit. Der obere Teil streicht erst im südlichen Anschlußgebiet aus. Dort ist allerdings nur eine reduzierte Gesamtmächtigkeit von 90 m erhalten.

Känozoikum

3.5 Quartär

Sedimente des Quartärs nehmen den größten Teil der Oberfläche des Blattgebiets ein. Sie bedecken in Mächtigkeiten bis 30 m (in lokalen Übertiefungen) ein ausgeprägtes, insgesamt nach Nordwesten ausgerichtetes Rinnensystem (vgl. Taf. 2 in der Anl.), das in die Tonmergelsteine der Oberkreide eingesenkt ist. Dieser relativ stark morphologisch gegliederten Basis der Quartär-Ablagerungen steht die ausgeglichene, ebene Geländeoberfläche des Flachlandes gegenüber. Auf den Höhen der anstehenden Oberkreide-Gesteine zwischen Burgsteinfurt und Borghorst reicht die Mächtigkeit der quartären Überlagerung von wenigen, auf der geologischen Karte noch dargestellten Dezimetern bis hin zu einem nicht mehr kartierbaren Schleier von wenigen Zentimetern.

Die Lockersedimente in Form von Kies, Sand, Schluff, Ton, Torf und Geschiebemergel entstanden bei einem mehrfachen Wechsel des Klimas zwischen Kalt- und Warmzeiten im älteren Quartär, dem Pleistozän. Dabei wurden verschiedene Sedimente mehrfach umgelagert. Dies setzte sich an der Oberfläche bis in das Holozän, dem jüngeren Quartär, fort (s. Tab. 3 u. vgl. ARNOLD 1966 a; BEHRE et al. 1973; HESEMANN 1973, 1978; KLOSTERMANN 1995; RICHTER 1968; SKUPIN & SPEETZEN & ZANDSTRA 1993; SPEETZEN 1986).

3.5.1 Pleistozän

Ablagerungen aus dem Unterpleistozän, insbesondere auch aus dem jüngsten Abschnitt, dem Elster, sind im Blattgebiet nicht bekannt geworden. Ebenso fehlen die Bildungen des Holsteins, dem ältesten Abschnitt des Mittelpleistozäns. Dieser Befund steht im Gegensatz zu weiter nördlich liegenden Räumen. Dort sind Sedimente des Elsters und des Holsteins beschrieben worden (WEHRLI 1941; LOTZE 1954 a; HESEMANN 1957; BAECKER 1963; THIERMANN 1970 a, 1970 b, 1973). Vermutlich sind Ablagerungen dieser Zeitabschnitte ursprünglich auch im Blattgebiet vorhanden gewesen. Wahrscheinlich sind sie durch Umlagerungen in der darauf folgenden Saale-Zeit aufgearbeitet und verbergen sich so teilweise in deren Bildungen.

Die Hauptmenge der eiszeitlichen Ablagerungen entstammt der großen Inlandvereisung des Drenthes in der Saale-Zeit. Dabei lassen sich sowohl glazigene Ablagerungen wie der Geschiebemergel der Grundmoräne, als auch glaziofluviale wie die Schmelzwassersande und -kiese (Vor- und Nachschüttungssand, Kiessandzug) unterscheiden. Der nach einer kurzen Rückschmelzphase erfolgte neue Vorstoß des Eises im Warthe erreichte das Blattgebiet nicht mehr.

Tabelle 3
Stratigraphische Gliederung des Quartärs

	Jahre vor heute*	Norddeutschland		Blattgebiet Steinfurt	
Holozän	3 100	Postglazial	Subatlantikum		
	5 000		Subboreal		
	8 000		Atlantikum		
	9 000		Boreal		
	10 300		Präboreal		
Pleistozän	13 000	Spätglazial	Jüngere <i>Dryas</i>		
			Alleröd		
			Ältere <i>Dryas</i>		
			Bölling		
			Älteste <i>Dryas</i>		
	29 000	Weichsel Hochglazial	Meiendorf		
			Pommern		
			Blankenberg		
			Frankfurt		
			Brandenburg		
	110 000 127 000	Frühglazial	Denekamp		
			Hengelo		
			Moershoofd		
			Odderade		
			Brörup		
			Amersfoort		
	245 000 330 000	Saale	Eem		
			Warthe		
			Vorselaer		
			Drenthe		
			Holstein		

* nach KLOSTERMANN (1992)

Mit den Flußablagerungen des Eems beginnt die Überlieferung des Oberpleistozäns. In die Weichsel-Zeit schließlich fällt die Ausbildung der im Münsterland flächenbeherrschenden Älteren Niederterrasse mit den ihr aufgesetzten Uferwällen. Periglazialbildungen treten an den Hängen der Anhöhen in Form von Fließerde auf. Die äolische Überprägung der fluviatilen und glazialen Bildungen durch Flugsand und Dünen setzte sich bis in das Holozän hinein fort.

3.5.1.1 Saale

Während der Saale-Zeit dehnte sich das Inlandeis von Nordeuropa, ähnlich wie in der vorangegangenen Elster-Zeit, erneut nach allen Seiten aus. Dabei lassen sich zwei, durch eine Rückschmelzphase getrennte Vorstöße unterscheiden. Davon erreichte nur der erste, der Drenthe-Vorstöß, das Kartengebiet.

WEGNER (1911), HARBORT & KEILHACK (1918), BÄRTLING (1921 a), HAACK (1935) und HESEMANN (1957) nahmen für das Münsterland einen einheitlichen Gletschervorstöß einer geschlossenen Eismasse aus nordöstlicher Richtung an, wobei der morphologische Gebirgsriegel des Teutoburger Waldes nur wenig zeitlich hemmend gewirkt haben soll. Aus der Verbreitung einheimischer Sedimentärgeschiebe in den Moränen, dem Ausschmelzungsprodukt des Inlandeises, kamen SERAPHIM (1972, 1979) sowie LIEDEKE (1981), SPEETZEN (1986) und THOME (1980, 1983) zu der Vorstellung von zwei Vorstößen aus unterschiedlichen Richtungen. Eingehende Untersuchungen durch SKUPIN & SPEETZEN & ZANDSTRA (1993) zeigen jedoch, daß offenbar rasch aufeinander folgend vier Vorstöße des Inlandeises aus nördlichen und teilweise nordöstlichen Richtungen kommend, die Westfälische Bucht erreicht und überdeckt haben. Für das Blattgebiet prägend waren die Vorstöße aus dem Norden, die dem Verlauf des Emstals folgten.

Schon während des zunehmend kälter werdenden Periglazialklimas wurde vor dem Herannahen des Inlandeises in den nördlichen Anschlußgebieten (THIERMANN 1970 a, 1970 b, 1973) durch Frostsprengungen und Bodenfließen frei gewordener Schutt abgelagert. Dieser ist auch im Blattbereich vorhanden gewesen, doch wurde er während der Vereisung in der Saale-Zeit bis auf wenige Reste umgelagert oder fortgetragen. Die Hauptmenge der saalezeitlichen Sedimente wurde vom Inlandeis selbst herantransportiert. Erst mit diesen Ablagerungen beginnt im Blattgebiet die Überlieferung des Quartärs.

Die vom anrückenden Inlandeis in den wärmeren Jahreszeiten herabfließenden Schmelzwässer (EHLERS 1978, GERMAN 1973) lagerten ihre Fracht im unmittelbaren Vorland des Inlandeises als sogenannten Vorschütt sand ab. Sie wurde dann vom Eis überfahren. Auf dem Höhepunkt der drenthezeitlichen Vereisung bildete sich als Os der subglaziale Strömungskörper des Münsterländer Kiessandzugs (THOME 1980). Dieser verzahnt sich seitlich mit dem Ausschmelzungsprodukt des Inlandeises, der Grundmoräne. Während des Eisrückzuges wurde Nachschütt sand von den Schmelzwässern aufgeschüttet.

Nach dem Rückzug des Inlandeises herrschte im Vorselaer (KLOSTERMANN 1992) und dem darauf folgenden Warthe mit seinem ausgeprägten Periglazialklima weithin im Münsterland die Abtragung vor. Im nördlichen Anschlußbereich des Blattes wurden aber auch im Süden verschiedentlich durch LOTZE (1954 a), BAECKER (1963) und THIERMANN (1970 a, 1970 b) Sedimente in Form feinkörniger Sande und torfig-humoser Schluffe unter den weichsel- oder eemzeitlichen Ablagerungen bemerkt. Stellenweise kann dort auch eine Verwechslung mit weichselzeitlichen, von MÜLLER (1978) und KRAMM & MÜLLER (1978) beschriebenen, Ablagerungen (vgl. Kap. 3.5.1.3.1) vorliegen.

Im Blattbereich wurden solche warthezeitlichen Sedimente bisher noch nicht angetroffen. Dies wird neben der schon primär nur lückenhaften Sedimentation und den auf Senken und Depressionen beschränkten Ablagerungsräumen auch durch die nachträgliche, während des Weichsels verstärkt einsetzende Abtragung bedingt sein.

3.5.1.1.1 Vorschüttssand (D,S,gf(1))

Jeweils während der wärmeren Perioden im Sommer strömten von dem heranrückenden Inlandeis Schmelzwässer herab. Diese lagerten ihre Fracht in breiten Schwemmfächern im Vorland der Gletscherstirn ab. Teilweise kam es dabei örtlich zu erheblichen Erosionen und Aufarbeitungen älterer Ablagerungen aus den vorangegangenen Quartär-Abschnitten.

Gesteine: Der Vorschüttssand besteht aus kreuzgeschichteten, gelbbrauen bis weißgrauen stellenweise schluffig-tonigen Mittelsanden, wechsellagernd mit Grobsand und Kies. Der Anteil einheimischer Gesteine in den gröberen Lagen ist erheblich größer als im Nachschüttssand. Schneckenschalen und Torfreste, die charakteristisch für periglaziale Ablagerungen sind, kommen hier naturgemäß nicht vor. Die kristallinen nordischen Gesteine wie Granite und Gneise, aber auch Feuersteine der nordeuropäischen Oberkreide treten merklich zurück. Erklärt wird dies mit der kräftigen Aufarbeitung des einheimischen Materials im Vorland des Gletschers, dabei geraten die vom Eis herangebrachten Gesteine in den Hintergrund.

Altersstellung und Abgrenzung: Der Vorschüttssand ist dort, wo er unter den tonig-schluffigen Sedimenten der Grundmoräne auftritt, immer klar gegen diese abzugrenzen. Sein im Vergleich zum Nachschüttssand zwar geringer, aber regelmäßig festzustellender Anteil an nordischen Komponenten weist den Vorschüttssand als glaziofluviale Ablagerung im Vorland des vorrückenden Inlandeises aus. Allerdings ist es theoretisch denkbar, daß sich in den Sanden auch ältere mittel- und unterpleistozäne Ablagerungen verbergen. Hinweise dafür gibt es jedoch nicht.

Verbreitung und Mächtigkeit: Vorschüttssand wurde im Blattgebiet nur in wenigen Bohrungen unter der Grundmoräne im Untergrund des Ortes Borghorst und der daran anschließenden Bauerschaft Wilmsberg in Mächtigkeiten bis 11 m angetroffen. Der Vorschüttssand füllt hier eine in die Kreide-Gesteine des Untergrunds eingetiefte Hohlform auf. Diese ist Teil einer Rinne, die in die Rinne unter dem Kiessandzug mündet (vgl. Taf. 2 in der Anl.). Allerdings bleiben die genetischen Bezüge unklar, da der Vorschüttssand in der Bauerschaft Scheddebrock auskeilt und dort nur noch die Grundmoräne auftritt. Ein kleineres Vorkommen wurde im Untergrund des Emsdettener Venns unter einer geringmächtigen Grundmoräne erbohrt. Zutage treten diese Schmelzwasserbildungen nirgends. Offenbar ist der größte Teil der schon primär lückenhaften Vorkommen bei dem anschließenden Überfahren durch das Inlandeis wieder aufgearbeitet und abgetragen worden, denn weit verbreitet liegt die Grundmoräne direkt den Oberkreide-Gesteinen auf, und es fehlt der theoretisch im Liegenden zu erwartende Vorschüttssand.

3.5.1.1.2 Grundmoräne (D,Mg)

Auf seinem Weg von Nordeuropa nahm das Inlandeis beträchtliche Gesteinsmengen aus dem überfahrenen Untergrund in sich auf, dabei wurden die Gesteine weitgehend aufgearbeitet und sehr fein zerrieben. Schon bei dem Vordringen wurde an der Sohle des Inlandeises – unter anderem durch die Temperaturerhöhung aufgrund des Auflagerungsdruckes des Eises – Gesteinsschutt als Grundmoräne ausgeschieden (GRIPP 1974, 1975,

1978). Aufgrund von Drucksetzungsversuchen an ehemals vom Eis vorbelasteten Tonen berechneten KELLER (1952), VIETE (1957) und BERNHARD (1963) die Mächtigkeiten des Inlandeises mit 200 – 400 m für das südliche Nordwestdeutschland.

Gesteine: In frischem unverwittertem Zustand besteht die Grundmoräne aus Geschiebemergel, einem kalkhaltigen, schichtungs- und regellosten, braun- bis dunkelgrauen Gemenge aus stark tonigem, sandigem Schluff und schluffigem, schwach sandigem Ton. Stellenweise sind Kiese und mäßig kantengerundete Steine und Blöcke bis zu mehreren Dezimetern Größe eingelagert.

Die Grundmoräne führt stets einen hohen Anteil an Geschieben aus einheimischen Gesteinen (HESEMANN 1975 a: 324), wie sie in der unmittelbaren Nachbarschaft schon in wenigen hundert Metern oder einigen Kilometern Entfernung anstehen. Hinzu kommen Geschiebe aus den Ursprungsgebieten des Inlandeises in Skandinavien. Nach SKUPIN & SPEETZEN & ZANDSTRA (1993: Taf. 2) herrschen im Blattgebiet unter den kristallinen Gesteinen (HESEMANN 1975 b) die Geschiebe aus Südschweden – bestehend aus Granit, Gneis und Porphy – vor. Hinzu kommen die nordischen Sedimentgesteine (HUCKE 1967) und die Feuersteine (Flinte) aus der Schreibkreide der Ostseegebiete und Norddeutschlands (VOIGT 1979).

An der Geländeoberfläche ist die Grundmoräne zu einem Geschiebelehm mit braun-grauer Farbe verwittert und bis zu einer Tiefe von 1 – 2 m entkalkt. Häufig sind in den oberen Dezimetern zudem durch die Verwitterung die feinen Bestandteile fortgeführt, so daß nur ein schluffiger, kiesiger Sand übrig geblieben ist. Dieser wird von HINZE et al. (1989) als Geschiebedecksand bezeichnet. Auf der geologischen Karte ist diese Verwitterungsform der Grundmoräne nicht gesondert dargestellt.

Da die Grundmoräne im Blattgebiet nirgends aufgeschlossen und auch nur von Spülbohrungen durchbohrt worden ist, konnten die von STAUDE (1984, 1989) aus den Nachbarräumen beschriebenen unterschiedlichen Faziesausbildungen nicht unterschieden werden. Die auch von SPEETZEN (1986) und HINZE et al. (1989) erläuterte Zweigliederung unterscheidet zwischen einer mehr tonig-schluffigen, an der Sohle des Inlandeises durch Druckschmelzen entstandenen Satzgrundmoräne und einer darauf lagernden, mehr sandigen Abschmelzmoräne. Diese bildete sich an der Eisoberfläche.

Verbreitung und Mächtigkeit: Die Grundmoräne überdeckte ursprünglich wahrscheinlich lückenlos das gesamte Blattgebiet. Diese große Verbreitung geht auf mehrere Eisvorstöße aus dem Emsland im Norden und aus dem Osnabrücker Bergland im Nordosten zurück (SPEETZEN 1986: 14, Abb. 2). Doch lassen sich wegen der mangelnden Aufschlüsse diese von GUNDLACH & SPEETZEN (1990) und SKUPIN & SPEETZEN & ZANDSTRA (1993) näher beschriebenen, unterschiedlichen Grundmoränen weder auseinanderhalten, noch lassen sich Geschiebeeinregelungen erkennen. Schon bei dem Abschmelzen des Eises und seinem Zurückweichen begann die Abtragung und Zerstörung der Grundmoräne. Sie ist daher heute im Blattgebiet nur noch lückenhaft vorhanden.

An die Geländeoberfläche tritt die Grundmoräne großflächig in der Ortslage von Borgorst und dem südöstlich anschließenden Raum der Bauerschaft Wilmsberg. Hier ist auch die größte Mächtigkeit mit 16 m ausgebildet. Im Untergrund der Bauerschaften Ostendorf und Scheddebrock wurde die Grundmoräne in geschlossenen Körpern von 2 – 10 m

Mächtigkeit erbohrt. Auf den anstehenden Oberkreide-Gesteinen in der Bauerschaft Suttorf finden sich bis zu 2 m mächtige, auf der Karte auch dargestellte Grundmoräne-reste als schluffig-kiesige Sande, die stellenweise schwer von dem Verwitterungslehm des unterlagernden Oberkreide-Gesteins zu unterscheiden sind (vgl. HISS 1995).

Die Unterfläche der Grundmoräne liegt in unterschiedlicher topographischer Höhenlage (s. Taf. 1 in der Anl.). Dies entspricht der Reliefgliederung des Gletschervorlandes beim Überfahren durch das Inlandeis (vgl. THOME 1983). Die Oberfläche hingegen ist eine Erosionsfläche und kann unterschiedliches Alter haben.

3.5.1.1.3 Münsterländer Kiessandzug („os)

Ein genetisch zunächst schwer deutbares und für das Münsterland einmaliges Vorkommen von Schmelzwasserablagerungen stellt der Münsterländer Kiessandzug dar. Dieser beginnt auf halbem Wege zwischen Ennigerloh und Sendenhorst im zentralen Münsterland (BAUER 1979) und zieht als meist 1 km breiter Wallberg über beziehungsweise an manchen Stellen neben einer in die Gesteine der Oberkreide eingetieften Rinne von Südosten nach Nordwesten durch das Münsterland. Das Gefälle der Rinne beträgt in nordwestlicher Richtung 0,8 m auf 1 000 m (ARNOLD & BODE & WORTMANN 1960: 44).

Zuerst bekannt geworden ist der Kiessandzug durch VON DER MARCK (1858) und HOSIUS (1860, 1872). WEGNER (1909, 1911, 1926) deutete ihn als „Münsterländer Endmoräne“. WOLFF (1928) hielt den Kiessandzug für eine kame- oder osartige Bildung, während SCHNEIDER (1938) sich für die alleinige Deutung als Os entschied, also eine Aufschüttung am Boden des Eises in einem langgestreckten Gletschertunnel. In neuerer Zeit sind diesen Fragen, insbesondere dem in südlichen Nachbargebieten teilweise auch vor-saalezeitlichen Alter der Rinnenfüllungen im tieferen Teil, LOTZE (1951, 1954 b), WIEGEL (1957), ARNOLD (1960), BAECKER (1963) und mehr referierend THIERMANN (1968, 1973, 1980, 1985), LIEDTKE (1981), BAECKER-BAUMEISTER (1983), LEHMANN (1995) und BAUER (1979) nachgegangen. Von diesen Autoren wird neben der Os-Theorie auch die Entstehung als Kame erörtert, also einer glaziofluviatilen Ausfüllung langer, offener Gletscherspalten im zerfallenden Toteis (KELLER 1952).

Nach mehr als hundertjähriger Diskussion über die Entstehung des Kiessandzugs hat sich in der Literatur mit den Arbeiten von SERAPHIM (1979) und THOME (1980) eine Entscheidung für die zuerst von HESEMANN (1975 a: 319) geäußerte Meinung einer aufeinander folgenden Entwicklung vom Os zum Kame angebahnt. So ist nach SERAPHIM (1979: 1) „... der Münsterländer Kiessandzug ... ein Os des spätdrenthestadialen Emsland-Gletschers, das sich streckenweise über älteren Hohlformen ausbildete und in seinen hangenden und randlichen Partien auch Übergänge zu kamesartigen Schmelzwasserschüttungen erkennen läßt.“

Der Nordwest – Südost gerichtete Verlauf des Münsterländer Kiessandzugs wurde von THOME (1980, 1983) als Fließspur des von Norden in das Münsterland eingedrungenen Gletschers gedeutet. Nach neueren Erkenntnissen über die Geschiebeverbreitung wird der Kiessandzug allerdings nicht als Fließspur einer aktiven Eismasse, sondern als

Grenze zwischen einem aktiven westlichen Eisstrom und einer bereits zu Toteis gewordenen östlichen Eismasse angesehen (SKUPIN & SPEETZEN & ZANDSTRA 1993).

Gesteine: Einen guten Einblick in den inneren Aufbau des Kiessandzugs geben die ausgedehnten Sand- und Kiesgruben am Grafensteiner See südlich von Clemenshafen und bei Ahlintel (ANONYMUS 1993; SCHALLREUTER & SCHÄFER 1987, 1990; SCHÄFER 1987). Bei Ahlintel sind die oberen 10 m der dort insgesamt 25 m mächtigen Folge aufgeschlossen. Es sind dies gelbweiße bis graue, stellenweise tonige, teilweise scharfe Fein-, Mittel- und Grobsande mit Kies und Steinen. Auffällig ist die stellenweise stark ausgeprägte, charakteristische Kreuzschichtung, die insgesamt eine südostwärts gerichtete Schüttung anzeigt (THIERMANN in FINKE et al. 1980: 161).

Der tiefere Teil des Kiessandzugs, im Blattgebiet nur aus Bohrungen (BAUER 1979: Abb. 11 – 13) bekannt, besteht ähnlich wie in den Nachbargebieten (THIERMANN 1968, 1973, 1985) aus kiesigen Grobsanden und Kies mit kopfgroßen Geröllen aus nordischem und einheimischem Material, denen stellenweise Fein- und Mittelsande, auch mit tonigen Partien eingeschaltet sind.

In den ausgedehnten Aufschlüssen ist stellenweise als Abschluß des Kiessandzugs eine Steinsohle aus Milchquarzen und Feuersteinen zu erkennen. Dies ist der Rest eines ehemals wohl einige Dezimeter mächtigen Teils der obersten Kiessandzugsedimente, dessen feinere Bestandteile durch den Wind fortgetragen wurden.

Altersstellung und Abgrenzung: Die Abgrenzung des Kiessandzugs an der Geländeoberfläche zur Älteren Niederterrasse und zum Flugsand wurde, außer nach Bohrbefunden und dem Relief, auch nach der auffälligen Lesesteinbestreuung aus hirsekorn- bis erbsengroßen Milchquarzen und untergeordnet auch Feuersteinen aus den kiesigen Lagen des Kiessandzugs vorgenommen. In den Bohrungen ist das grobe Korn das Unterscheidungskriterium für den Kiessandzug gegen den überlagernden Talsand. Die Untergrenze zur tonig-schluffigen Grundmoräne oder den Oberkreide-Gesteinen ist stets deutlich erkennbar.

Verbreitung und Mächtigkeit: Als auffälliger, flach aus der Niederterrassenebene bis +55,4 m NN aufsteigender Wall tritt der Kiessandzug in der Korteheide südlich von Ahlintel in das Blattgebiet ein. Der Wall erhebt sich bis zu 8 m über die umgebende Niederterrassenebene. Mit einer Basisbreite von ungefähr 1 km verläuft er in nordwestlicher Richtung über die Bauerschaft Füchten und das Gut Grafenstein parallel zum nordöstlich an seinem Fuß sich hinziehenden ehemaligen Max-Clemens-Kanal. In der Neuenkirchener Mark taucht der sogenannte Wallbergzug unter die Niederterrasse ab, steigt aber unmittelbar nördlich der Aue des Frischhofsbaches westlich von Clemenshafen wieder als Anhöhe bis +50 m NN empor und streicht dort in das Gebiet des Anschlußblattes 3710 Rheine hinüber.

Abgesehen von der oben erwähnten Bedeckung durch die Niederterrasse ist der Kiessandzug durchweg frei von jüngerer Bedeckung, nur einzelne, langgestreckte Dünen und einige Flugsandfelder überlagern ihn stellenweise, insbesondere am Fuß. Auch im Blattgebiet verläuft unter dem sogenannten Wallbergzug, ähnlich wie in den Nachbarräumen (BAUER 1979), eine in die Kreide-Gesteine eingetiefte von Nordwest nach Südost gerichtete Rinne. Ihr Verlauf konnte durch Bohrungen und geoelektrische Messungen näher erkundet werden (vgl. Taf. 1 u. 2 in der Anl.).

Die aus anderen Teilen des Kiessandzugs bekannten lokalen Übertiefungen der Rinne-
nensohle wurden auch im Blattgebiet bis +25 m NN hinabreichend im Untergrund west-
lich von Clemenshafen aufgefunden. Insgesamt gesehen geht das Gefälle der Rinne
unter dem Kiessandzug im Münsterland nach Nordwesten und ist damit der Schüttung der
Sedimentfüllung entgegengesetzt.

Die Mächtigkeit ist in den Übertiefungen mit rund 25 m am größten, sonst liegt sie bei
13 – 20 m.

3.5.1.1.4 Nachschüttsand (D,S,gf(2))

Mit dem allmählich wärmer werdenden Klima des ausgehenden Drenthes zog sich das
Inlandeis wieder zurück. Im somit ständig größer werdenden Vorland der weichenden
Gletscherstirn lagerten die Schmelzwässer ihre Fracht in breiten Schwemmfächern ab.
Dabei kam es örtlich zu erheblichen Aufarbeitungen älterer Ablagerungen des Quartärs
wie der Grundmoräne und des Vorschüttsandes, aber auch zu Erosionen in den Ober-
kreide-Gesteinen an der Quartär-Basis.

Gesteine: Der Nachschüttsand besteht aus weißgrauen bis gelbbraunen, feinsan-
digen und teilweise tonig-schluffigen Mittel- und Grobsanden mit eingeschalteten dünnen
Kiesbänken und einer insgesamt ausgeprägten Kreuzschichtung. Ähnlich wie beim Vor-
schüttsand überwiegen auch hier in der Grobsand- und Feinkiesfraktion die einheimischen
Gerölle. Der Anteil nordischer Gesteine wie Granit und Gneis beträgt jedoch etwa 10 %.

Altersstellung und Abgrenzung: Der höhere Gehalt von kristallinen Gesteinen
ist ein wesentliches Unterscheidungsmerkmal gegenüber dem sonst ähnlichen Vorschütts-
sand. Die Einstufung als Nachschüttsand aufgrund von Bohrproben bleibt örtlich proble-
matisch, da auch jüngere, weichselzeitliche Sedimente eine ähnliche Zusammensetzung
haben können, und sich die typische fluvioglaziale Kreuzschichtung mit raschem Mate-
rialwechsel darin naturgemäß nicht mehr erkennen läßt. Doch bieten, wie zum Beispiel im
Untergrund der Steinfurter Aa in der Bauerschaft Dumte südwestlich von Borghorst, die
Lagerungsverhältnisse auf der Grundmoräne für die Einstufung als Nachschüttsand
Hinweise (vgl. Taf. 1 in der Anl.).

Verbreitung und Mächtigkeit: Zutage tritt der Nachschüttsand insbesondere
am Hangfuß des langgestreckten Höhenzuges, auf dem die Orte Burgsteinfurt, Borghorst
und die Bauerschaft Wilmsberg liegen. Die angetroffenen Mächtigkeiten sind sehr un-
terschiedlich und durch die nachträgliche Abtragung bestimmt. Am Nordfuß des oben ge-
nannten Höhenrückens in den Bauerschaften Hollich, Ostendorf und Scheddebrock liegen
die Mächtigkeiten bei maximal 3 – 7 m, am Südwestfuß, in der Bauerschaft Dumte wurde
die größte Mächtigkeit mit 15 m erbohrt.

Die räumliche Verteilung des Nachschüttsandes wird ursprünglich sehr viel größer
gewesen sein, als es die heute noch überlieferten Reste zeigen. Sie sind wahrscheinlich
mit der schon unmittelbar nach dem Eistrückzug verstärkt einsetzenden Erosion (LOTZE
1954 a) oder später zu Beginn des Weichsels abgetragen worden.

3.5.1.2 Eem

In Westfalen sind terrestrische und fluviatile Ablagerungen des Eems nur selten bekannt geworden (THIERMANN 1970 a, 1970 b, 1973, 1980; SPEETZEN 1986). Dies mag verschiedene Ursachen haben. So beschränken sich wahrscheinlich die eemzeitlichen Ablagerungen schon ursprünglich, ähnlich wie in verschiedenen vorausgegangenen Perioden, auf die tiefer gelegenen Becken und Senken; ob diese miteinander zusammengehangen haben, bleibt ungewiß. Regelrechte Flußsysteme, wie sie aus dem Holstein bekannt wurden, sind bisher jedenfalls noch nicht aufgefunden worden. Durch die mit dem Weichsel stärker einsetzende Erosion sind sie wahrscheinlich weithin abgetragen worden.

Weiter im Süden, außerhalb des Blattgebiets im Bereich von Emscher und Lippe wurden hingegen durch BÄRTLING (1913), MENZEL (1912), KRÄUSEL (1937) und STEUSLOFF (1951) fluviatil abgelagerte Kiese mit einer für das Eem bezeichnenden Fauna (z. B. Riesenhirsch, Waldelefant) und Flora aufgefunden. Diese Kiese wurden dort zu Beginn des Weichsels weithin wieder aufgearbeitet, so daß sich in dieser insgesamt als Knochenkies von BÄRTLING (1913) bezeichneten Folge eem- und weichselzeitliche Faunenelemente (z. B. Rentier, Mammut, Nashorn, Wisent) mischen. Inwieweit sich diese Verhältnisse auch auf das Blattgebiet übertragen lassen, bleibt unklar, da altersmäßig als Eem einstuftbare Knochenreste hier bisher nicht gefunden worden sind.

3.5.1.3 Weichsel

Das von Nordeuropa während der Weichsel-Zeit sich erneut ausbreitende Inlandeis erreichte das Blattgebiet nicht mehr, vielmehr bezeichnen die Moränen der Brandenburger Phase die äußerste Randlage des Eises. Der Vorstoß und Rückzug gliederte sich stärker als bei den vorangegangenen Vereisungen in mehrere Rückschmelzphasen (Interstadiale) und Wärmeschwankungen (Intervalle). Diese Klimaschwankungen machten sich naturgemäß auch im Blattgebiet bemerkbar. Allerdings sind nur aus wenigen dieser verschiedenen Perioden Ablagerungen bekannt geworden.

Die von einem Periglazialklima geprägte Zeit des Frühglazials (MENKE 1975) begann zunächst offenbar mit einer kurzfristigen tiefgreifenden Erosion. Dabei wurden ältere Ablagerungen, insbesondere des vorangegangenen Eems und der Saale-Zeit, abgetragen oder umgelagert. Wie die Schnittserien auf Tafel 1 (in der Anl.) zeigen, griff die Erosion bis auf +35 m NN hinab, denn in dieser Höhenlage befindet sich die Basis der fluviatilen Absätze des Weichsels, die Ältere Niederterrasse. Im östlichen Anschlußgebiet mit der Urems-Rinne (vgl. THIERMANN 1985: Taf. 1 – 2) hingegen reichte die Erosion bis auf +20 m NN hinunter.

Mit dem zunehmend kühler werdenden Periglazialklima des Frühglazials ging die Erosion durch die Fluß- und Bachläufe sehr schnell zurück. Durch Frostsprengung und Bodenfließen wurde eine so große Menge von Material angeliefert, daß dieses von den Flüssen mit ihren besonders im Winter kleiner gewordenen Wassermengen nicht mehr wie zuvor fortgeführt werden konnte. Sie begannen daher einen Teil der Sande und Kiese aufzuschütten.

Im Blattgebiet Steinfurt mit seinem gegenüber der Urems-Rinne um 15 m höher liegenden Abflußniveau ist, ähnlich wie im südlichen Anschlußraum (STAUDE 1989), der Knochenkies nicht vertreten. Vielmehr sind aus dem Frühglazial nur zwei aufeinanderfolgende, fluviatile Schüttungskörper bekannt geworden, die den tieferen Teil der Älteren Niederterrasse darstellen. Es sind dies die Sand-Schluff-Wechselfolge und die darauf folgende Schluff-Folge. In ihrer räumlichen Verbreitung beschränken sie sich überwiegend auf kleine Bereiche im Untergrund des nordöstlichen Blattbereichs (vgl. Taf. 1 in der Anl.). Sie gehören dort zu den Seitenästen der Urems-Rinne.

Nach den Befunden von KRAMM & MÜLLER (1978) und MÜLLER (1978), die auch von STAUDE (1984) bestätigt wurden, scheint die Zeit des Hochglazials frei von fluviatiler Sedimentation gewesen zu sein. Vorwiegend periglaziale Strukturen in Form von Brodelböden und Eiskeilen sind uns aus dieser Zeit überliefert. Charakteristische Bilder aus dem weiter östlich gelegenen Blattgebiet 3912 Westbevern hat MÜLLER (1978) gegeben. Örtlich mag es in Hanglagen auch zu Fließerdebildungen gekommen sein, ohne daß solche Ablagerungen jedoch nachgewiesen werden konnten. Insgesamt gesehen ist also die Zeit des Hochglazials durch eine Schichtlücke gekennzeichnet.

Mit dem allmählich wieder wärmer werdenden Klima des Spätglazials setzte eine erneute fluviatile Sedimentation ein. Damit wurde die Aufschüttung der Älteren Niederterrasse fortgesetzt, als ihre Schüttungskörper wurden die Ältesten *Dryas*-Schichten und zutage austreichend der Talsand abgelagert. In diesen bis in das Jüngere *Dryas* reichenden Abschnitt fällt auch die Auffüllung der alten Rinnen beiderseits des Münsterländer Kiessandzugs und die daran anschließende, mehr flächenhafte Entwicklung der Älteren Niederterrasse an der Geländeoberfläche. Der Uferwall der Steinfurter Aa entstand durch die Hochwässer während des Alleröds. Er sitzt hier der Älteren Niederterrasse auf.

Ähnlich wie im Frühglazial geht auch im Spätglazial die fluviatile Sedimentation mit einer Erosion und Umlagerung der zuvor im Frühglazial oder davor abgelagerten Schichten einher. Sie lagern daher vielfach diskordant auf wesentlich älteren Sedimenten, wie aus den Schnitten der Tafel 1 (in der Anl.) ersichtlich ist.

Als markante Bildungen des Periglazialklimas haben sich ausgedehnte Körper von Fließerde an den Unterhängen des Hügellandes im Südwestteil des Blattgebiets entwickelt. Als Folge des in dem kühlen Klima nur spärlichen Pflanzenbewuchses wurden durch die Winde fortdauernd bis in das Holozän Dünen und Flugsandfelder aufgeweht.

3.5.1.3.1 Ältere Niederterrasse

Ältere Niederterrasse (ARNOLD 1977)

Obere Niederterrasse (THIERMANN 1985)

Die Ältere Niederterrasse beherrscht das geologische Bild an der Geländeoberfläche. Ursprünglich wurden diese in den weitflächigen Verebnungen des norddeutschen Raumes anstehenden Ablagerungen ganz allgemein als Talsand bezeichnet (GRAHLE in BOIGK et al. 1960: 196 – 199). Über deren Alter und Entstehung hatten sich verschiedene Meinungen gebildet. Nach TIETZE (1907, 1909, 1914), HARBORT & KEILHACK (1918),

BÄRTLING (1921 a), WEGNER (1927), BEYENBURG (1934), HAACK (1935), DIENEMANN (1941) und HEMPEL (1963) sollte die Aufschüttung des Talsandes in der Saale-Zeit begonnen haben und nach BÄRTLING (1921 a) und BEYENBURG (1934) auch abgeschlossen sein. Während HARBORT & KEILHACK (1918) die Zeitdauer nicht behandelten, glaubten WEGNER (1927) und HEMPEL (1963) an eine Fortsetzung der Aufschüttung bis in das Weichsel, DIENEMANN (1941) und TIETZE (1909, 1914) nahmen sogar eine Fortdauer über diese Zeit hinaus bis in das Alluvium (Holozän) an. HAACK (1935) dagegen hielt nur eine Umlagerung im Weichsel für möglich. MESTWERDT (1926 a, 1926 b) war der erste, der diese Sedimente als ausschließlich weichselzeitliche Niederterrasse interpretierte. Dieser Auffassung schlossen sich später HESEMANN (1950 a, 1950 b) und KELLER (1950) an, denen es im Blattgebiet südlich von Elte (TK 25: 3711 Hörstel) gelang, die „Talsandebene“ mit der Älteren (= Oberen) Niederterrasse der Ems gleichzusetzen.

Über die Stellung der Älteren Niederterrasse innerhalb des Weichsels haben zuerst ANDREE (1927) und STEUSLOFF (1951) aus dem Gebiet der Stever und Lippe Angaben gemacht. Diese wurden in neuerer Zeit aus dem Emsgebiet durch ARNOLD (1960: 50), SPEETZEN (in FINKE et al. 1980), KRAMM & MÜLLER (1978), STAUDE (1989) und SPEETZEN (1986, 1990 a) ergänzt. Danach begann die Sedimentation der Älteren Niederterrasse schon zu Beginn des Weichsels und setzte sich mit wechselnder Intensität durch das ganze Frühglazial fort. Nur während des gesamten darauf folgenden Hochglazials wurde ihre Ablagerung unterbrochen. Erst zu Beginn des Spätglazials wurde sie weiter aufgeschüttet. Ihre Ausbildung endete nach THIERMANN (1973) im Älteren *Dryas*. Die Entwicklung der Älteren Niederterrasse setzte also wesentlich früher ein, als KRAMM & MÜLLER (1978) und MÜLLER (1978) annahmen, die, stratigraphisch eingeeengt, nur die Sedimente des Spätglazials als Ältere Niederterrasse bezeichneten.

Die Sedimentation der Älteren Niederterrasse war somit kein einheitlicher und fortlaufender Vorgang. Vielmehr führte sie zu mehreren, teilweise auch miteinander verzahnten Schichtengliedern. Ihre aus den benachbarten Gebieten bekannte Ausbildung und Abfolge trifft auch auf den Blattbereich zu. Zutage treten nur die jüngsten Ablagerungen des Spätglazials mit dem Talsand als eine großflächige Terrassenebene, an der wohl auch äolische und periglaziale Umlagerungen untergeordnet beteiligt waren (MEYER & SCHMID & WOLBURG 1977). Die älteren Schichten des Spätglazials sind ebenso wie jene des Frühglazials in der Tiefe verborgen und nur aus Bohrungen bekannt geworden. Der Knochenkies als ältester Teil der Älteren Niederterrasse beschränkt sich auf das eigentliche Emstal und dessen näherer Umgebung und fehlt somit im Blattgebiet.

3.5.1.3.1.1 Sand-Schluff-Wechselfolge (**w,S,f**)

Sand-Schluff-Wechselfolge (STAUDE 1984)

Die Schichtbezeichnung geht auf STAUDE (1984) zurück, der sie als lithostratigraphische Einheit im Emsgebiet einführte. Im Blattgebiet sind diese Schichten nur durch Bohrungen bekannt geworden, sie treten nirgends zutage.

Gesteine: Nach den Bohrungen bestehen die Schichten aus schwach feinkiesigen bis grobsandigen, grauen, teilweise auch schluffigen Fein- und Mittelsanden, die mit fein-

sandigen, grauen, selten etwas humosen Schluffen wechsellagern. Insgesamt gesehen herrschen die Sande vor. Gelegentlich treten mürbe Reste von Molluskenschalen auf.

Die Schwerminerale der Sand-Schluff-Wechselfolge wurden aufgrund des fehlenden Probenmaterials im Blattgebiet nicht untersucht. Doch konnte Hiss (1995) in den westlichen Nachbarräumen nachweisen, daß sich das Schwermineralspektrum durch einen hohen Anteil stabiler und sehr stabiler Minerale, wie zum Beispiel Zirkon mit einem Anteil von über 60 %, auszeichnet. Die instabilen Minerale wie Saussurit, Alterit und Klinopyroxen hingegen treten zurück. Das Sedimentmaterial stammt wahrscheinlich aus unterschiedlichen Liefergebieten. Nach STAUDE (1986, 1989) sind die Ausgangsmaterialien die Verwitterungsrinde der Oberkreide-Gesteine und die Grundmoräne. SPEETZEN (1990 b) vertritt hingegen die Auffassung, daß es sich um umgelagerten Löß handelt.

Altersstellung und Abgrenzung: Im Münsterland wird die Untergrenze der Sand-Schluff-Wechselfolge an das erste Einsetzen von feinsandig-schluffigen Lagen oder Schluffbänken gelegt. Die unscharfe Obergrenze zu dem im Blattgebiet direkt darüber lagernden Talsand hingegen wird dort gezogen, wo die Schluff- gegenüber den Sandlagen merklich zurücktreten. Die stratigraphische Einstufung in das Frühglazial mit dem Hengelo und Denekamp beruht allerdings auf Analogieschlüssen nach Bestimmungen von STAUDE (1984, 1986) aus dem Emsgebiet. Im Blattgebiet selbst wurden keine bezeichnenden und bestimmbaren Pollengesellschaften angetroffen.

Verbreitung und Mächtigkeit: Die Sand-Schluff-Wechselfolge ist im Blattgebiet nirgends an der Geländeoberfläche aufgeschlossen. Erbohrt wurde sie nur nordöstlich des Münsterländer Kiessandzugs und im Tal der Steinfurter Aa in der Bauerschaft Dumte südwestlich von Borghorst. Die räumliche Verbreitung wird ursprünglich größer gewesen sein, doch sind die Schichten wahrscheinlich schon im späteren Weichsel abgetragen worden.

Die Mächtigkeiten liegen im Tal der Steinfurter Aa bei maximal 6,5 m und im Nordosten bei ca. 3 m.

3.5.1.3.1.2 Schluff-Folge (w,U,f)

Schluff-Folge (STAUDE 1984)

Gesteine: Nach den Bohrungen bestehen diese Schichten aus grauen, bis graugrünen, kalkhaltigen, teilweise schwach feinsandigen Schluffen mit vereinzelten dünnen Feinsandlagen. Auffallend sind die millimeter- bis zentimeterdicken Lagen braunschwarzer Torfe und humoser Schluffe, die nach oben hin abnehmen oder gänzlich fehlen können. In der Bohrung 7 (s. Kap. 9) wurde jedoch auch eine 1,3 m mächtige Torflage durchbohrt. Stellenweise wurden auch Muschel- und Schneckenschalen als feiner Schill festgestellt. Wie Hiss (1995) näher ausführt, gleicht die Schwermineralführung der der liegenden Sand-Schluff-Wechselfolge.

Altersstellung und Abgrenzung: Die Untergrenze der Schluff-Folge bilden im Blattgebiet die Festgesteine der Oberkreide. Die Obergrenze mit den erosiv einschneidenden Sanden und Kiesen der Spätglazial-Zeit ist ebenfalls scharf und deutlich ausgeprägt.

Zur stratigraphischen Einstufung der Schluff-Folge ergaben sich aus dem Blattbereich keine neuen Beobachtungen. Es wird hier vielmehr den Untersuchungen in stratigraphisch gleichen Lagen im Emsgebiet durch KRAMM & MÜLLER (1978), MÜLLER (1978) und STAUDE (1989) gefolgt, die ein frühglaziales Alter vom Hengelo bis in das Denekamp nachweisen konnten.

Verbreitung und Mächtigkeit: Die Schluff-Folge ist im Blattgebiet wahrscheinlich schon im Spätglazial weitgehend abgetragen worden. Überliefert ist die Folge nur in einer kleinen Rinne im Untergrund der Bauerschaft Scheddebrock im südöstlichen Blattbereich. Dort ist sie in einer Mächtigkeit von 2,8 m angebohrt worden, ohne sie zu durchteufen. Im südlich anschließenden Blattgebiet 3910 Altenberge erreicht die Schluff-Folge eine Mächtigkeit von 10 m (STAUDE 1989). Diese Mächtigkeit wird auch für das Blattgebiet angenommen.

3.5.1.3.1.3 Älteste *Dryas*-Schichten (DYä)

Älteste *Dryas*-Schichten (STAUDE 1982)

Gesteine: Die Schichten bestehen aus grauen Fein- und Mittelsanden, die stellenweise grobsandig oder feinkiesig sein können. Typisch sind die mehrere Dezimeter mächtigen Einlagerungen von feinsandigen, grauen, stellenweise torfigen bis humosen Schluffen. Die Schichten sind durchweg etwas kalkhaltig. Mürbe, weißliche Schalenreste von Mollusken, wahrscheinlich umgelagerte Lößschnecken, sind häufig.

Mangels geeigneter Kernbohrungen aus dem Blattgebiet sind die Schwerminerale hier nicht untersucht worden. Hiss (1995) hingegen beschreibt Schwermineralanalysen aus dem westlichen Münsterland, die sich wahrscheinlich als Analogieschluß auch auf das Blattgebiet übertragen lassen. Demnach ist der Anteil der sehr stabilen Minerale Turmalin, Zirkon und Rutil selten größer als 10 %, meist liegt er deutlich darunter, im Gegensatz zu den höheren Werten der frühglazialen Sedimente. Granat mit bis zu 25 % sowie Epidot und grüne Hornblenden haben mit jeweils durchschnittlich 25 % ähnliche Anteile wie in den frühglazialen Ablagerungen. Die instabilen Schwerminerale wie Saussurit und Alterit erreichen ca. 5 %, Klinopyroxene 2 – 3 %, braune Hornblende ca. 2 % und die opaken Minerale ca. 5 %. Als charakteristisches, stets nachweisbares Mineral in den Ältesten *Dryas*-Schichten wird die braune Hornblende angeführt.

Altersstellung und Abgrenzung: Die Untergrenze der Ältesten *Dryas*-Schichten ist im Blattgebiet mit dem Einsetzen häufig kiesiger bis grobkörniger Sande gegenüber den liegenden Oberkreide-Gesteinen scharf ausgeprägt. Zum liegenden Münsterländer Kiessandzug ist die Grenze hingegen weniger deutlich; dort geben die im Kiessandzug vorkommenden Steine genügend Hinweise für die Grenzziehung. Die Obergrenze zum Talsand ist fließend, jedoch sind die weißlichen Schneckenschalen und die Schlufflagen ein deutliches Unterscheidungsmerkmal gegenüber den hangenden Schichten.

Die stratigraphische Einstufung dieser Ablagerungen in die Älteste *Dryas*-Zeit beruht allein auf Analogieschlüssen zu vergleichbaren Profilabschnitten der Älteren Nieder-

terrasse im Blattgebiet 3912 Westbevern (STAUDE 1984). Dort bestimmten KRAMM & MÜLLER (1978: 44) eine Molluskenfauna, die auch von MANIA (1967) aus dem Harzvorland als typisch für den ältesten Teil des Spätglazials beschrieben worden ist.

Verbreitung und Mächtigkeit: Die Ältesten *Dryas*-Schichten treten im Blattgebiet nirgends zutage. In den Bohrungen wurden sie nur im Bereich des Hollicher Feldes nordöstlich von Burgsteinfurt in Mächtigkeiten bis 4,0 m angetroffen. Wahrscheinlich waren diese Schichten ähnlich wie in den Nachbargebieten (THIERMANN 1985) auch weiter verbreitet, sie sind nur sehr bald, noch im Weichsel, wieder abgetragen worden.

3.5.1.3.1.4 Talsand (w,S,ta; w,Sl,ta)

Talsand (STAUDE 1984)

Mit dem Talsand schließt die Sedimentation der Älteren Niederterrasse ab. Dieser jüngste Teil nimmt mit seiner fast tischebenen Oberfläche große Bereiche des Blattgebiets ein.

Die heute flächenhaft weite Verbreitung wird allgemein nach GRAHLE (in BOIGK et al. 1960: 198) auf die verstärkte Wasserführung auch kleinerer Wasserläufe zurückgeführt, deren Transportkraft sehr viel größer war, als es die heute kleinen Rinnsale vermuten lassen. Außerdem wurden diese Wildwässer auch kaum durch Pflanzenwuchs an einer ständigen Laufverlegung gehindert. Daneben haben sicherlich auch ganz seichte, auf dem zeitweise gefrorenen Untergrund weithin mehr flächenhaft fließende Wässer, wie von MEYER (in MEYER & SCHMID & WOLBURG 1977: 69) beschrieben, mit ihrer flachen, schichtigen Sedimentation zur Entstehung des Talsandes beigetragen.

Die am Anfang erwähnte, geradezu tischebene Oberfläche der Talsandebene der Älteren Niederterrasse läßt sich durch die äolische Überprägung nicht erklären. Bei der Ausbildung dieser Flächen haben sicherlich auch periglaziale Umlagerungen (BRAUN & THIERMANN 1975) eine Bedeutung gehabt. Durch Solifluktionsvorgänge wurden auf dem gefrorenen Untergrund auch die kleinsten Reliefunterschiede ausgeglichen.

Die Verebnung der Oberfläche des Talsandes steht in einem ausgeprägten Gegensatz zu ihrer ausgesprochen welligen Unterfläche (s. Taf. 1 in der Anl.). Vor Beginn der Sedimentation haben offensichtlich noch stärkere Umlagerungen und Ausräumungen stattgefunden. Die danach folgende Aufschüttung beschränkte sich zunächst auf die zuvor geschaffenen Rinnen und Eintiefungen. Dieses Rinnensystem wurde offenbar neu gestaltet und war nicht mehr ein Abbild der frühglazialen, in die Oberkreide-Gesteine eingetieften Rinnen. Diese waren schon zuvor mit den Ablagerungen des Frühglazials aufgefüllt worden. Die alsbald mehr flächenhaft über mehrere Blattgebiete hinausgreifende Aufschüttung des Talsandes zeigt ein in sich verschachteltes Ablagerungsgefüge von mehreren, faziell unterschiedlichen Schüttungskörpern.

Gesteine: Der Talsand wird in der Karte und in den Schnitten auf Tafel 1 (in der Anl.), ähnlich wie in den östlich gelegenen Gebieten (STAUDE 1982, 1984; THIERMANN 1985), in einen älteren, mehr sandigen und relativ schluffarmen Talsand (w,S,ta) und einen darin mit einer Erosionsphase eingeschnittenen, weniger sandigen und mehr schluffigen Talsand (w,Sl,ta) untergliedert.

Der Talsand in der mehr sandigen Ausbildung (w,S,ta) besteht aus schwach grobsandigen, stellenweise feinkiesigen Fein- und Mittelsanden. Grobsandige oder feinkiesige Einschaltungen bis in Dezimeterdicke kommen stellenweise, insbesondere nahe dem Münsterländer Kiessandzug, vor. Zentimeterdicke Lagen mit Schluff sind nahe der zutage austreichenden Oberkreide des Buchenberges stellenweise eingeschoben. In Baugruben und kleinen Sandentnahmestellen ließ sich gelegentlich eine schwach ausgeprägte Schrägschichtung erkennen. Die an der Oberflächennähe hellen Farben gehen zur Tiefe hin, im grundwassernahen Bereich, in vorherrschend graue bis braungraue Farben über. Gleichzeitig ist hier ein gewisser Kalkgehalt festzustellen, der nahe der Oberfläche gänzlich fehlt.

Die Schwermineralien der sandigen Ausbildung des Talsandes wurden von WEFELS (Geol.-L.-Amt Nordrh.-Westf.) erstmalig im westlich anschließenden Raum bei Heek untersucht (Hiss 1995). Danach ähnelt das Schwermineralspektrum dem der Ältesten *Dryas*-Schichten. Allerdings ist Granat mit Werten von 25 – 35 % stärker als in den liegenden Ältesten *Dryas*-Schichten angereichert, grüne Hornblenden sind nur mit 10 – 20 % vertreten und braune Hornblenden fehlen fast vollständig.

Der Talsand in der mehr schluffigen Ausbildung (w,Sl,ta) besteht aus schwach mittelsandigen Feinsanden, im Dezimeterbereich wechselnd mit schwach feinsandigen Schluffen. In der Nähe anstehender Oberkreide-Gesteinsausbisse überwiegen stellenweise die schluffigen Komponenten. In der Nachbarschaft von Grundmoräne treten auch grobsandige und kiesige Einschaltungen auf. Die Farben gleichen denen des sandigen Talsandes.

Im südöstlichen Teil des Blattgebiets, in der Bauerschaft Scheddebrock, tritt ein schon von DUBBER auf Blatt L 3910 Steinfurt (1977) der Bodenkarte von Nordrhein-Westfalen 1 : 50 000 dargestellter Kalkgehalt hinzu. Der Grund für den Kalkgehalt liegt sicherlich in den unmittelbar westlich angrenzenden, in der Bauerschaft Wilmsberg anstehenden, tonig-mergeligen Oberkreide-Gesteinen und deren Grundmoränenüberdeckung. Das kalkhaltige Verwitterungsmaterial dieser Gesteine wurde in das Niveau des Talsandes verfrachtet, fluviatil umgelagert und damit in den Schüttungskörper der Älteren Niederterrasse eingebracht. Sie bildet die vorliegende, carbonathaltige Talsandfazies.

Altersstellung und Abgrenzung: Die Untergrenze zu den stratigraphisch liegenden Ältesten *Dryas*-Schichten ist fließend ausgebildet. Allerdings enthalten die Ältesten *Dryas*-Schichten typischerweise humose und torfige Einschaltungen sowie Schneckenschalenreste. Diese fehlen im Talsand und können somit zur Abgrenzung herangezogen werden. Die Obergrenze zu den auflagernden jüngeren Bildungen wie Uferwall, Flugsand und Dünen ist in Bohrprofilen nur schwer erkennbar, da diese Schichten durchweg aus umgelagertem Talsand entstanden sind und die Petrographie deshalb sehr ähnlich ist.

Etwas deutlicher sind die Unter- und Obergrenze an der Geländeoberfläche zu erkennen, da sie morphologisch hervortreten. Mit einem deutlichen Geländeknick grenzt die Ältere Niederterrasse an die Auftragungen älterer quartärer Ablagerungen, wie beispielsweise den Münsterländer Kiessandzug in der Bauerschaft Ostendorf. Die Grenzen zu den jüngeren Auflagerungen, wie Dünen, Flugsand, Fließerde und Uferwall sind durchweg weniger scharf ausgebildet. Die Abgrenzung zu den morphologisch tiefer liegenden, holozänen Talauen ist meist undeutlich entwickelt.

Von TIETZE (1907, 1909, 1914), BÄRTLING (1921 a), BEYENBURG (1934) und anderen wurde der Begriff Talsand für die gesamte sandige Schichtenfolge oberhalb der saalezeitlichen Grundmoräne verwendet. Andere, wie MESTWERDT (1926 a, 1926 b), HESEMANN (1950 a), KELLER (1950) und THIERMANN (1970 a, 1970 b, 1973) betrachteten den Talsand als ein stratigraphisches Äquivalent der Älteren Niederterrasse. Hier wird jedoch wie bei HISS (1995), STAUDE (1982, 1984, 1989) und THIERMANN (1985) der Talsand nur noch dem höheren, spätglazialen Anteil der Älteren Niederterrasse gleichgestellt.

Der Talsand hat sich bisher als fossilieer erwiesen. Seine stratigraphische Einstufung geht daher alleine auf die „Eingabelung“ durch die altersmäßig bestimmbareren, liegenden und hangenden Schichten zurück. Es sind dies unten die Ältesten *Dryas*-Schichten und oben der auflagernde Uferwall des Alleröds. Damit läßt sich für den Talsand ein stratigraphisches Alter vermuten, welches das Bölling und das Ältere *Dryas* umfaßt.

Verbreitung und Mächtigkeit: Die mehr sandige Ausbildung des Talsandes beherrscht die nördliche Hälfte des Blattbereichs mit dem Hollicher Feld, dem Emsdettener Venn und der Bauerschaft Ostendorf. Ansonsten tritt sie im Untergrund im Bereich der Steinfurter Aa auf. Die mehr schluffige Ausbildung beschränkt sich auf den südöstlichen Teil mit den Bauerschaften Ahlintel und Scheddebrock. Der Talsand als Abschluß der Älteren Niederterrasse bildet eine fast tischebene, sanft nach Nordosten zur Ems hin abfallende Ebene. Sie wird nur durch die aufgesetzten Dünen, den Flugsand und der Uferwall sowie die eingesenkten Talböden der Gewässer unterbrochen.

Die Mächtigkeit des Talsandes wird durch das Relief ihres Untergrunds bestimmt (vgl. Taf. 1 in der Anl.). Sie liegt durchweg bei 4 – 8 m und erreicht als Rinnenfüllung wie im Borghorster Feld auch die Maximalmächtigkeit von 12 m in der mehr sandigen Ausbildung (w,S,ta). Die mehr schluffige Ausbildung (w,Sl,ta) im Bereich des Schnittes G – H (vgl. Taf. 1 in der Anl.) wird nur bis 8 m mächtig.

3.5.1.3.2 Uferwall (w,S,sw)

Uferwall (THIERMANN 1968)

Mit dem ausgehenden Spätglazial entwickelten sich aus den bisher flächenhaft verwilderten Flußsysteme einzelne Bach- und Flußläufe. Diese schnitten sich erodierend in den Untergrund ein und legten so ihren Lauf fest. Nur bei Hochwasser trat das Wasser über die Ufer der damaligen Stromrinnen. Durch die verringerte Transportkraft des Wassers am Rande der Flußrinne wurden die mitgeführten Sande als flach nach den Landseiten abfallender Uferwall abgelagert. Zeitweise wurden diese sicher auch äolisch überprägt. Zur Wasserseite sind die Hänge steiler. Der Uferwall mit seiner im Gegensatz zur tischebenen Talsandfläche mehr kuppig-welligen Oberfläche erreicht seine größte Höhe meist nahe der Flußläufe. Dadurch entstand der für Uferwälle so typische etwas asymmetrische Querschnitt. Die Uferwälle von Vechte und Ems wurden zuerst von THIERMANN (1968, 1970 b) beschrieben. Im Blattgebiet tritt der Uferwall nur längs der Steinfurter Aa auf. Seine rezente Bildung erläuterten WILHELMY (1958) und REINECK & SINGH (1973).

Gesteine: An der Steinfurter Aa setzt sich der Uferwall aus hellen, gelbgrauen, stellenweise etwas schluffigen Fein- und Mittelsanden zusammen. Grobsandige bis feinkiesige Lagen sind örtlich eingeschaltet. Der Uferwall besitzt vorwiegend ein laminares Gefüge, eine flache Kreuzschichtung ist nur selten ausgebildet. Nur in Aufschlüssen erkennbar sind die selten vorkommenden, bis zentimeterdicken Einschaltungen vom Wind eingewehter gelbbrauner, gleichkörniger Feinsande.

Altersstellung und Abgrenzung: Die Abgrenzung des Uferwalls zum Talsand im Liegenden und dem überdeckenden Flugsand beziehungsweise den Dünen ist in den Bohrungen wenig scharf, da alle drei Schichtglieder vornehmlich aus Fein- und Mittelsanden bestehen. Schichtungsstrukturen und Einlagerungen sind allenfalls in Rammkernbohrungen erkennbar. So bleibt als wesentliches Merkmal der Abgrenzung die morphologisch typische, asymmetrische Ausbildung des Uferwalls beiderseits der Flußrinne.

Für die altersmäßige der Entstehung des Uferwalls ergeben sich aus dem Blattgebiet keine direkten Hinweise. Jedoch wurde der für die Alleröd-Zeit des Spätglazials typische Usselo-Horizont von THIERMANN (1985: 41) im unmittelbar östlichen Anschlußgebiet in den Uferwällen der Ems nachgewiesen. Dieser Horizont ist eine fossile Bodenbildung mit humosen, teilweise auch torfigen, Holzkohle führenden Lagen bis 15 cm Dicke. Eigenartig sind die fingerartigen, nach oben und unten gerichteten Ausstülpungen, die wahrscheinlich durch bodenwühlende Tiere hervorgerufen worden sind. Darunter folgt meist noch ein, auch von SPEETZEN (1986: 33) erwähnter, Bleichsandhorizont.

Verbreitung und Mächtigkeit: Die Hochflutbildungen des Uferwalls treten als markanter Gürtel an den Außenrändern der Talauen der Steinfurter Aa im Hollicher Feld nördlich von Burgsteinfurt auf, sonst sind sie im Blattgebiet nicht entwickelt. Durch kleinere, aufgesetzte Flugsandfelder, die im einzelnen nach Größe, Mächtigkeit und Ausbreitung nicht auskartiert werden konnten, aber auch durch die Plaggenesche (vgl. Kap. 8) wird der für den Uferwall typische asymmetrische Querschnitt stellenweise verwischt. Aufgrund dieser Überprägungen dürfte die Mächtigkeit höchstens 2 m erreichen.

3.5.1.3.3 Fließerde (**U,fl**; **Sl,fl**)

Fließerde (THIERMANN 1970)

In dem feuchtkalten Abschnitt des ausgehenden Weichsels entwickelte sich der für ein Periglazialklima typische, tiefgründig gefrorene Dauerfrostboden. Nur während der etwas wärmeren Jahreszeiten tauten die oberen Bodenschichten flachgründig auf. Das Tauwasser konnte jedoch nicht in den dauerhaft gefrorenen Untergrund eindringen. Die wassergesättigten oberen Bodenschichten kamen schon bei einer geringen Hangneigung von 2° (SPEETZEN 1986: 21) ins Fließen und lagerten sich am Hangfuß als Fließerde wieder ab. Diese Solifluktion führte bei den morphologisch heraustretenden Festgesteinsvorkommen der Oberkreide zwischen Burgsteinfurt und Borghorst dazu, daß die Kuppen von der pleistozänen Bedeckung entblößt wurden, und das Anstehende hervortrat. Da neben dem Wassergehalt auch ein hoher Schluffanteil das Bodenfließen fördert, wird auch der Hangfuß der aus Grundmoräne aufgebauten Höhen in der Bauerschaft Wilmsberg von Fließerde bedeckt.

In Aufgrabungen zeigten sich häufig auch zentimeterdicke Lagen von flächenhaften Abspülungen und Verschwemmungen oberflächennaher Lockergesteine sowie Einschaltungen gleichkörnigen Flugsandes. Sie weisen auf den insgesamt komplexen, von unterschiedlichen Bedingungen beeinflussten Vorgang der Fließerdeentstehung hin. In dem südlich anschließenden Raum bei Altenberge kartierte STAUDE (1989) am Hangfuß zusätzlich auch einen Verschwemmungslehm. Eine solche Verschwemmungsablagerung war im Blattgebiet wegen ihrer unscharfen Abgrenzung jedoch nicht darstellbar.

Im Blattgebiet lassen sich zwei faziell unterschiedliche Ausbildungen von Fließerde unterscheiden. Sie sind abhängig von der Kornzusammensetzung der Ausgangsgesteine. Wie schon STAUDE (1989) auf dem südlich anschließenden Blattgebiet feststellte, begleitet die Hangfußbereiche der Anhöhen aus sandiger Oberkreide oder Grundmoräne eine Fließerde mit höherem Schluff- und Sandanteil. Die tonig-mergelige Ausbildung der Oberkreide-Schichten und der Grundmoräne ist hingegen die Ursache für eine mehr tonige Fließerde.

Gesteine: Die Fließerde in der mehr tonig-schluffigen Ausbildung (,U,fl) besteht aus graubraunem, tonigem, sandigem Schluff mit Steinen und einem deutlichen Carbonatgehalt. Teilweise ist diese Fließerde durch die Verwitterung entkalkt und der tonige Anteil ist fortgetragen, so daß ein schwach toniger, stark sandiger Schluff zurückgeblieben ist. Eine knäuelig-verwürgte Struktur der Schichtung ist auch hier ausgebildet.

Die Fließerde in der sandig-schluffigen Ausbildung (,Sl,fl) besteht aus hellgrauem bis graubraunem Fein- und Mittelsand mit unterschiedlichen Anteilen von Schluff, Grobsand, Kies und kantigen Steinen. Der Gesteinsschutt stammt von den oberhalb am Hang anstehenden Schichten der Oberkreide. Typisch für die Fließerde ist die knäuelig-verwürgte Struktur. Doch lassen sich insbesondere nördlich des Buchenberges stellenweise wenige Dezimeter mächtige Lagen von äußerst gleichkörnigen, kreuzgeschichteten gelbbraunen Feinsanden mit untergeordnet beigemengten Mittelsanden beobachten. Diese werden als Flugsandeinschaltungen gedeutet. Laminare Lagen gleicher Körnung sind als Verschwemmungsbildungen zu erklären. Allgemein ist die Schichtung der Fließerde mehr oder weniger parallel zu ihrer Auflagerungsfläche.

Altersstellung und Abgrenzung: Das wesentliche Merkmal zur Unterscheidung der Fließerde von ähnlich ausgebildeten Lockergesteinen liegt in der ungeordneten, knäuelig-verwürgten Struktur und dem großräumigen Schichtengefüge, das ihrer Auflagerungsfläche am Hangfuß der Anhöhen folgt. Die auf der Karte dargestellte Grenze zwischen der Fließerde und den am Oberhang anstehenden älteren Gesteinen tritt in der Regel auch morphologisch durch einen Geländeknick hervor, an dem der sanft abfallende, von der Fließerde eingenommene Unterhang an den steileren Oberhang grenzt.

Dem komplexen Vorgang der Fließerdeentstehung entsprechend ist auch die Alters-einstufung nicht scharf zu fassen. Aus der Verzahnung der Fließerde mit dem Talsand der Älteren Niederterrasse (BRAUN & THIERMANN 1972, VINKEN 1969) läßt sich die Entstehung in das Spätglazial des Weichsels legen. Der sporadisch eingelagerte Flugsand und die Verschwemmungsbildungen lassen vermuten, daß sich die Bildung der Fließerde noch stellenweise bis in das Holozän hinein fortgesetzt haben könnte.

Verbreitung und Mächtigkeit: Da für die Entstehung der Fließerde eine entsprechende Morphologie nötig war, beschränkt sich die Verbreitung der Fließerde auf

die Unterhänge der Anhöhen zwischen Burgsteinfurt und der Bauerschaft Wilmsberg im südwestlichen Blattbereich. Die Oberfläche der dort ausstreichenden Fließerde ist flach geneigt und wird von den Talauen und Ablaufrinnen gequert, die von den Höhen her-abkommen.

Die Lage der beiden unterschiedlichen Fazieskörper der Fließerde wird von der Gesteinsausbildung der am Oberhang als Liefergebiet anstehenden Schichten bestimmt. So begrenzt die sandig-schluffige Fließerde (,Sl,fl) den nördlichen Hangfuß des von den Santon-Gesteinen gebildeten Höhenzuges zwischen Burgsteinfurt und Borghorst. Hinzu kommen die von ähnlich ausgebildeter Fließerde aufgebauten Flächen am Südwesthang der von Campan-Schichten aufgebauten Hügel bei Borghorst. Die tonig-schluffige Ausbildung der Fließerde (,U,fl) hingegen ist nur auf den Süden der Bauerschaft Scheddebrock beschränkt. Hier bilden die Höhen der Bauerschaft Wilmsberg mit der dort mehr tonigen Grundmoräne und den Campan-Gesteinen das Liefergebiet.

Die beiden Faziesausbildungen der Fließerde sind unterschiedlich mächtig. Die sandig-schluffige Fließerde (,Sl,fl) wird am Osthang des Buchenberges bis 3,50 m mächtig, die tonig-schluffige Fließerde (,U,fl) hingegen erreicht nur bis 1 m Mächtigkeit.

3.5.1.3.4 Flugsand (,S,a)

Älterer Flugsand (STAUDE 1989)

Älterer und Jüngerer Flugsand (THIERMANN 1985)

Flugsand (Hiss 1995)

Die ausgehende Weichsel-Zeit, das Spätglazial, war durch ein kühles, periglaziales Klima gekennzeichnet (SERAPHIM 1986). Entsprechend schwach war die Pflanzendecke entwickelt. Der Wind fand daher in den weiten Niederterrassenebenen und den Uferwällen, aber auch untergeordnet in den saalezeitlichen Aufragungen des Blattgebiets genügend Angriffsflächen, das feinere Material auszublasen. Dies setzte sich dann in abnehmendem Maße wegen der immer stärker hervortretenden Vegetation bis in das Holozän hinein fort (WERNER 1986). Das vom Wind fortgetragene Material wurde flächenhaft als Flugsand und wallartig als Dünen vorwiegend auf den Flächen der Niederterrasse wieder abgesetzt. Diese beiden Einheiten sind also nur morphologisch voneinander zu unterscheiden. Erstaunlicherweise sind ähnlich wie in den Nachbargebieten (vgl. STAUDE 1989: 58) Löß und Sandlöß als typische Windablagerungen aus Gebieten mit anstehenden tonigen Festgesteinen, wie hier die Oberkreide-Schichten, nicht entwickelt.

Die früher übliche Untergliederung in Älteren und Jüngeren Flugsand beziehungsweise Dünen stützte sich auf die unterschiedliche Entwicklung der Podsolböden an der Geländeoberfläche. Dieser ist bei den älteren Windablagerungen aufgrund des höheren Alters ausgeprägter als bei den jüngeren. Dieser Oberboden ist aber gerade bei den Flugsandflächen weithin durch Plaggenesch, Ackerumbruch, Abgrabungen und dergleichen so stark gestört, daß eine sichere Alterseinstufung nicht mehr möglich ist. Daher wird der Ältere und Jüngere Flugsand als eine Einheit auf der geologischen Karte dargestellt.

Gesteine: Der Flugsand besteht aus gelbweißem bis gelbbraunem, locker bis mäßig fest gelagertem, gut sortiertem Feinsand, dem etwas Mittelsand und stellenweise, wie in

der Nähe von zutage ausstreichenden Glazialsanden, auch vereinzelt Grobsand beigemennt ist. Die Schichtungsform reicht von einer ausgeprägten, jedoch nur stellenweise auftretenden Kreuzschichtung bis hin zur weit durchhaltenden laminaren Schichtung.

Altersstellung und Abgrenzung: Die Windablagerungen wurden offenbar nicht in einem kontinuierlichen Vorgang abgesetzt. So konnten ARENS (1964) und BRUNNACKER (1973) drei Generationen von Flugsanden unterscheiden, die durch Bodenbildungen aus dem Bölling und dem Alleröd (Usselo-Horizont) getrennt wurden. Damit könnte die Ablagerung dieser äolischen Bildungen schon im Ältesten *Dryas*, also am Anfang des Spätglazials begonnen haben (ARNOLD 1960). Wahrscheinlich verzahnt sich teilweise der Flugsand mit den fluviatilen Ablagerungen des Talsandes. Nach den Ergebnissen neuerer Kartierungen im Münsterland reicht die Flugsandaufwehung zeitlich wesentlich weiter. Sie geht über das Weichsel hinaus noch bis in das Holozän hinein und endet stellenweise sogar erst im Atlantikum oder Subatlantikum (Hiss 1995).

Die Abgrenzung des Flugsandes von den liegenden Sanden der Niederterrasse und des Uferwalls ist in Bohrungen schwierig. Lediglich die Gleichkörnigkeit und die häufig lockere Lagerung bieten Anhalte für die Grenzziehung. Deutlicher ist die Abgrenzung im Gelände zu erkennen. So ist die Oberfläche des Flugsandes im Gegensatz zur tischebenen Oberfläche der Älteren Niederterrasse durch ein flachwelliges Relief ausgezeichnet. Überdies liegt die Ältere Niederterrasse stets morphologisch tiefer und erlaubt damit eine Grenzziehung nach der Höhenlage. Insbesondere die flachen, isolierten Felder mit Flugsand lassen sich damit schon im Luftbild ausmachen.

Verbreitung und Mächtigkeit: Der Flugsand gehört zu den an der Oberfläche des Blattgebiets weit verbreiteten Ablagerungen. Er lagert flächenhaft am Fuß der Kreide-Anhöhen nördlich von Burgsteinfurt und Borghorst und begrenzt den Münsterländer Kiesandzug zwischen Clemenshafen und der Bauerschaft Ahlintel. Kleine Flugsanddecken lagern auf der Älteren Niederterrasse im Hollicher Feld und beim Emsdettener Venn im nördlichen Blattbereich. Insgesamt ist der Flugsand dort am weitesten verbreitet, wo auch die Ältere Niederterrasse ansteht, denn diese lieferte hauptsächlich das Ausgangsmaterial.

Die größte Mächtigkeit liegt bei 3 m. Eine dünne Lage von Flugsand überdeckt vielerorts die älteren zutage tretenden Schichten. Wenn diese Flugsandbedeckung nur wenige Dezimeter beträgt, ist sie in der Karte nicht gesondert dargestellt.

3.5.1.3.5 Dünen („d)

Ältere und Jüngere Dünen (THIERMANN 1985)

Gesteine: Die Dünen bestehen ebenso wie der Flugsand aus gelbweißem bis gelbbraunem, locker bis mäßig fest gelagertem, gut sortiertem Feinsand, dem etwas Mittelsand und stellenweise, wie in der Nähe von zutage ausstreichenden Glazialsanden, auch vereinzelt Grobsand beigemennt ist. Typisch ist eine lebhaftere Kreuzschichtung, eine laminare, weitgespannte Schichtung ist seltener. Charakteristisch ist, ähnlich wie beim Flugsand, der Abschluß durch ein ausgeprägtes Podsolprofil. Dieser Bodenhorizont kann hier

aber, wie auch beim Flugsand, örtlich durch Plaggenhieb, Abgrabung, Ausblasung und dergleichen fehlen.

Altersstellung und Abgrenzung: Das stratigraphische Alter der Dünen entspricht dem Alter des Flugsandes. Aufgrund der eingeschalteten Bodenhorizonte (ARNOLD 1960, ARENS 1964, BRUNNACKER 1973) läßt sich auch hier erkennen, daß die Dünen nicht in einem zusammenhängenden Vorgang aufgeweht worden sind. Ihre Bildung begann im Ältesten *Dryas* zu Beginn des Spätglazials und setzte sich noch bis in das Holozän hinein fort. Nach Hiss (1995) endete die Bildung erst im Subatlantikum. Eine Untergliederung in Ältere und Jüngere Dünen, wie früher üblich, konnte jedoch nicht durchgeführt werden.

Da die Dünen nur eine morphologische Varietät des Flugsandes darstellen, ist die Abgrenzung voneinander oft nur schwer möglich. Sie liegen teilweise auf dem Flugsand, wie in Schnitt J – K, oder neben diesem, wie in Schnitt G – H auf Tafel 1 in der Anlage. Auf den Talsandflächen sind sie dagegen morphologisch gut von diesen zu trennen, wenn keine Veränderung durch die Landwirtschaft stattgefunden hat. Die Oberfläche der Dünenfelder ist durchweg wellig und kuppig sowie durch teilweise steile Hänge gekennzeichnet. Dadurch lassen sie sich von den Bereichen mit Flugsand abtrennen. Die langgestreckten Strichdünen mit ihrer typischen, wallartigen Form lassen sich einfacher abgrenzen. In der Nähe alter Bauernhöfe tragen die Dünen oft eine mächtige Plaggenauflage (ECKELMANN 1980), so daß sie meist eine flachwellige, sanftere Form haben.

Verbreitung und Mächtigkeit: Die Dünen sind hauptsächlich im Bereich der Älteren Niederterrasse und des Münsterländer Kiessandzugs verbreitet, da diese das Ausgangsmaterial lieferten. Eine vorherrschende Streichrichtung der Dünen, wie sie KEILHACK (1918), GRABERT (1952) und THIERMANN (1970 a, 1975, 1980) aufgefallen war, ließ sich im Blattgebiet nicht feststellen. Die äußere Form wird vielmehr durch den Kampf zwischen Relief, Bewuchs und Windangriff (ARNOLD 1960) geprägt. Typische Barchane fehlen. Am besten ist die Form der Dünen unter Kiefernwald erhalten. Überall dort, wo durch landwirtschaftliche Nutzung die Dünen stark verändert worden sind, werden diese Flächen als Flugsand dargestellt. Die äußere Form der Dünen ist unterschiedlich. Flachkuppige Dünenfelder erreichen eine Breite bis zu 400 m, meist liegt sie jedoch unter 100 m. Die stellenweise etwas gewundene Längserstreckung als Strichdünen kann, wie südlich des Münsterländer Kiessandzugs in der Korteheide, mehr als 2 km betragen.

Die Dünen erheben sich bis zu einer Höhe von 3 m über ihre Umgebung, selten darüber. Diese Höhe entspricht auch den Mächtigkeiten.

3.5.2 Holozän

Die Schichten des Holozäns, dem jüngsten Abschnitt der Erdgeschichte, lassen sich nicht durch eine scharfe Grenze von denen des Oberpleistozäns abtrennen. Sie gehen vielmehr wie bei den Wind- aber auch den Bach- und Flußablagerungen unmerklich ineinander über. In das Holozän fällt vor allem die Ausgestaltung der Talauen und die Entstehung der Hoch- und Niedermoore. Ganz junge Flugsande fehlen im Blattgebiet. Hinzu kommt die zunehmende Einwirkung durch den Menschen.

Die Talauen liegen im Bereich des heute noch wirksamen Abflußsystems. Die Eintiefungen der Bäche und Flüsse entstanden durch die zunächst noch vorherrschende Erosion und wurden erst allmählich durch die Auenablagerungen wieder teilweise aufgefüllt. Diese weisen eine große Mannigfaltigkeit auf. Neben Sanden und tonigen Schluffen finden sich in den Senken auch moorige Bildungen. Ein rascher Fazieswechsel ist typisch.

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

Im Blattgebiet lassen sich zwei unterschiedliche Formen des Auensandes unterscheiden. Die Kornzusammensetzung und damit die Ausbildung des Auensandes ist abhängig von der Art des unterlagernden Gesteins und vom Liefergebiet der Sedimente. Dort wo die Faziesbereiche ineinander übergehen sind die Grenzen aufgrund ihrer Verzahnung nur unscharf ausgebildet.

Gesteine: Der Auensand in der sandigen Ausbildung (,S,ta) tritt besonders im Bereich der sandigen Niederterrasse auf. Er besteht aus graubraunen, stellenweise humosen Fein- und Mittelsanden. Dünne Torflagen, Pflanzenreste und Holzstücke können örtlich eingelagert sein. Lagen mit geringen Anteilen an Schluff treten nur selten auf. Häufiger sind schluffige Anteile im Übergang zu schluffig-tonigem Auensand anzutreffen.

Der Auensand in der mehr schluffig-tonigen Ausbildung (,Sl,ta) besteht aus graubraunem, humosem, schluffig-tonigem Fein- und Mittelsand, stellenweise mit Kies und Steinen. Diese Ausbildung herrscht im Süden und Westen des Blattgebiets vor, da dort die Talauen in die tonig-mergeligen Gesteine der Oberkreide und der Grundmoräne eingeschnitten sind. Besonders in den höheren Lagen finden sich stellenweise abweichende Ausbildungen. Der Auensand kann dort aus einer oft nur wenige Dezimeter mächtigen Wechselfolge von umgelagerter sandiger und steiniger Fließerde, herabgeschwemmtem Verwitterungsschutt, tonigen Schluffen und einzelnen größeren nordischen Geschieben bestehen. Bedeckt wird diese Folge meist von fein- bis mittelkörnigen, tonig-schluffigen Sanden. Wegen ihrer unscharfen Übergänge wurde diese Überlagerung nicht gesondert auf der geologischen Karte dargestellt.

Altersstellung und Abgrenzung: Der Auensand ist an den ebenen Talboden der Talauen geknüpft und läßt sich damit morphologisch gut abgrenzen. In Bohrungen und Aufschlüssen hingegen läßt er sich durch die humosen Anteile und seine graubraune Farbe von den älteren Schichten, wie etwa dem Talsand, unterscheiden. Zur Alterseinstufung haben sich aus dem Blattgebiet keine neuen Erkenntnisse ergeben, daher bleiben nur die Analogieschlüsse zu den benachbarten Räumen. Dort konnte Hiss (1995) mit Pollenanalysen nachweisen, daß die Aufschüttung örtlich schon im Präboreal begann und sich teilweise, mit Unterbrechungen, bis heute fortsetzt.

Verbreitung und Mächtigkeit: Im Bereich der Älteren Niederterrasse sind die Talauen meist nur wenige Dezimeter tief eingeschnitten. Ihre Ränder sind oft durch die landwirtschaftliche Nutzung überprägt und eingeebnet. Zuweilen aber sind sie auch steiler abgestochen, um einen gleichmäßigen Abstand zum Grundwasser und eine größere Wiesenfläche zu haben. Nach der topographischen Karte 1 : 25 000 aus dem Jahre 1897, also vor der allgemein großflächig in diesem Raum einsetzenden Kultivierung, ließen sich

die Talböden gut kartieren, da sie meist mit anderem Bewuchs als ihre Umgebung dargestellt worden waren. Viele der kleineren Talböden im Oberlauf werden heute nicht mehr von Wasserläufen durchzogen. Dies hängt hauptsächlich mit dem Ausbau der Dränagen zur Verbesserung der landwirtschaftlichen Nutzung und der damit verbundenen Tieferlegung des Grundwasserspiegels zusammen.

An den vom Nachschütt sand bedeckten Unterhängen nordöstlich der Bauerschaft Wilmsberg verlaufen die Talböden buchstäblich im Sande und lassen sich nicht mehr weiter verfolgen. Diese Erscheinung fand sich auch in anderen Gebieten des nördlichen Münsterlandes und wurde schon von THIERMANN (1980: 93) mit dem Versickern des Wassers in den Sanden erklärt. Dadurch fehlte das transportierende Medium, und die räumliche Ausbildung der Talauen endete.

Am deutlichsten ausgeprägt sind die tiefer eingeschnittenen Talböden der Steinfurter Aa im westlichen und des Aabaches im östlichen Teil des Blattgebiets. Bedingt durch den schnellen Wechsel von Prall- und Gleithang ändert sich hier die Fazies sehr rasch. Doch wird dieser engständige Wechsel aus Gründen der Übersichtlichkeit auf der Karte nicht dargestellt.

Die Mächtigkeit des tonig-schluffigen Auensandes (,Sl,ta) erreicht im Tal der Steinfurter Aa 4,5 m, die mehr sandigen Talausfüllungen (,S,ta) sind meist wenige Dezimeter dick, in Einzelfällen können sie bis 2,5 m mächtig sein.

3.5.2.2 Hochmoor (,Hh)

Die Moorbildungen beschränken sich auf die grundwassernahen Bereiche des Flachlandes. Dort entstanden Niedermoore in den Talauen des Aabaches sowie Hochmoore auf der Talsandebene der Niederterrasse. Der Vergleich mit der topographischen Karte aus dem Jahre 1897 zeigt, daß die Moore früher erheblich weiter verbreitet waren (vgl. BÖMER 1895, BECKMANN 1968, CIERPKA 1982, SCHLEICHER 1982). Heute sind sie bis auf wenige Reste durch die landwirtschaftliche Nutzung, Tiefumbruch, Trockenlegen und Torfstich künstlich stark verändert. Viele Vorkommen sind offenbar auch gänzlich verschwunden, wie ein Vergleich im Gelände mit den früheren Karten zeigt.

Auf der weiten Talsandebene der Älteren Niederterrasse waren früher zwei ausge dehnte Hochmoore, das Emsdettener Venn und das Moor im Borghorster Feld in der klassischen Form, uhrglasförmig aufgewölbt und rundlich umgrenzt, ausgebildet. Ihre ursprüngliche, auf alten Karten (BÖMER 1895) noch teilweise sichtbare Gestalt ist durch den bäuerlichen Torfstich abgetragen und zerstückelt. Insbesondere die von BECKMANN (1968) aus dem Emsdettener Venn beschriebene systematische Kultivierung durch Kriegsgefangene zur Zeit des Ersten Weltkrieges und die anschließende landwirtschaftliche Nutzung haben den natürlichen Zustand nachhaltig verändert. Nur die zentralen, heute noch Reste von Hochmoor enthaltenden Bereiche sind als Naturschutzgebiet (RUNGE 1958) ausgewiesen. Durch Zuschütten der alten Entwässerungsgräben und das Abholzen der Bäume versucht man gegenwärtig das Hochmoor wieder neu zu beleben.

Um die Entwicklung des Moores und seiner Vegetation zu erkunden, wurden zwei Profile aus den noch nicht abgetorften Teilen der Hochmoore von H.-W. REHAGEN, (Geol.-L.-Amt Nordrh.-Westf.) näher untersucht.

Gesteine: Beide Vorkommen zeigen den für den norddeutschen Raum typischen, mehrschichtigen Aufbau eines Hochmoores, wie ihn schon SCHNEEKLOTH (in BOIGK et al. 1960: 208) und KRAMM (1978) beschrieben haben. Der Torf gliedert sich in drei unterschiedliche Schichtpakete. Zuunterst ist ein 20 – 30 cm mächtiger, sehr stark zersetzter schwarzer Bruchwaldtorf ausgebildet. Dieser entstand aus einem Erlen-Birken-Bruchwald durch einen ehemals hohen Grundwasserstand. Darüber folgt ein ebenso mächtiger, sehr stark zersetzter schwarzbrauner Seggentorf. Diesem lagert der vorherrschend von den Torfmoosen (*Sphagnum*-Arten) gebildete, dunkelbraune Hochmoortorf auf. Meist ist der Wechsel durch einen sogenannten Übergangsmoortorf gekennzeichnet, in dem die Torfmoose zunächst noch weniger hervortreten. Der ursprünglich lockere Torf ist durch Entwässerung heute in seinem Verband relativ fest. Die Voraussetzungen für die Hochmoorbildung waren neben einem kühlen regnerischen Klima vor allem auch nährstoff-armes Wasser, das aber nur von den Niederschlägen geliefert wird. Die Hochmoore sind daher vom Grundwasser unabhängig und leben ausschließlich von den Niederschlägen.

Heute ist der oberste Teil des Hochmoortorfes durch die Kultivierungsmaßnahmen im weitesten Sinne gestört, wenn er denn überhaupt noch erhalten ist. Bezeichnend ist ein stark verwitterter, krümeliger und stark durchwurzelter Torf, die sogenannte Moorerde.

Altersstellung und Abgrenzung: Die Abgrenzung des Hochmoores von seinem mineralischen Untergrund, der Talsandebene der Älteren Niederterrasse, ist überall dort einfach, wo noch Torfreste, wie in den ehemals zentralen Teilen der Hochmoore, erhalten sind. Problematisch wird die Grenzziehung in den Randgebieten, wo durch Torfstich, Tiefenumbruch und Übersandung der Torf weitgehend verschwunden ist und damit die flache, uhrglasförmige Gestalt fehlt. Doch geben Flachbohrungen, Torferde und die alten topographischen Karten in der Regel genügend Hinweise.

Die Moorbildung im Emsdettener Venn begann offenbar nicht überall zum gleichen Zeitpunkt, sondern war von dem örtlichen Relief und dem Grundwasserstand zunächst noch abhängig, wie auch der untere Aufbau des Moores zeigt. So begann das Moorwachstum nach RUNGE (1958: 204) schon im Atlantikum, hingegen fand H.-W. REHAGEN (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.) erst Hinweise für die Entstehung ab dem Subboreal, auch im Hochmoor des Borghorster Feldes. Sodann setzte sich die Moorbildung ohne Unterbrechung bis in das Subatlantikum fort.

Verbreitung und Mächtigkeit: Von den ehemals ausgedehnten Hochmooren (vgl. auch BÖMER 1895) des Blattgebiets sind heute nach Torfstich und Kultivierung nur in deren ehemals zentralen Teilen noch einzelne auf der Karte auch verzeichnete Reste von Hochmoortorf erhalten geblieben. Die auf der geologischen Karte angeführte ehemalige Moorumgrenzung ist der topographischen Karte 1 : 25 000 aus dem Jahre 1897 entnommen (BECKMANN 1968). Innerhalb der Grenzen machen sich die Reste der vormaligen Hochmoorbedeckung durch eine torfig-humose Beimengung im Talsand bemerkbar. Durch Tiefpflügen treten diese torfigen Beimengungen stellenweise bis in Tiefen von 1 m auf.

Die inselartig erhaltenen Hochmoorreste beim Gut Grafenstein südlich von Clemenshafen auf dem Münsterländer Kiessandzug lassen sich heute mangels Torfresten in ihrer

Umgebung nicht mehr mit dem Hochmoor des Borghorster Feldes verbinden. Nach der Übersichtskarte von BÖMER (1895) erstreckte sich das Hochmoor in südwestlicher Richtung offenbar ursprünglich bis zum Gut Grafenstein. Auch das Emsdettener Venn, bei BÖMER (1895) noch Weißes Venn genannt, war ursprünglich nach dessen Karte erheblich größer, ohne daß dies heute noch im Gelände erkennbar ist.

Die größte Mächtigkeit des Hochmoortorfes liegt heute bei 1,70 m. Durch Kultivierungsmaßnahmen, insbesondere durch Entwässerung, ist der Torf zusammengesunken. Ursprünglich mag seine Mächtigkeit über 2 m betragen haben.

3.5.2.3 Niedermoor (,Hn)

Gesteine: Das Niedermoor besteht aus mäßig bis stark zersetztem, schwarzbraunem Bruchwald-, Schilf- und Seggentorf. Durch eingewehte oder eingeschwemmte Tone, Schluffe und Sande in höchstens zentimeterdicken Lagen ist der Niedermoororf stellenweise etwas verunreinigt. Seitlich geht das Niedermoor in den schluffig-tonigen Auensand über. Durch gelegentliche Überflutungen, aber auch durch die landwirtschaftliche Nutzung ist die Torfoberfläche meist mit wenigen Zentimetern übersandet.

Altersstellung und Abgrenzung: Die Abgrenzung des Niedermoororfes von ihrem mineralischen Untergrund ist in den Bohrungen einfach, lediglich der seitliche Übergang ist stellenweise durch die Verzahnung weniger scharf. An der Geländeoberfläche geht die Talaue und das Niedermoor durchweg ohne morphologische Unterschiede ineinander über. Abgesehen von der Torfausbildung ist damit auch ein wesentliches Unterscheidungsmerkmal zu den uhrglasförmig aufragenden Hochmooren gegeben.

Beginn und Ende der Niedermoorbildung sind wesentlich von den örtlichen Bedingungen wie Relief und Grundwasserstand abhängig. Pollenanalysen aus der weiteren Umgebung (SKUPIN 1987, HISS 1995) lassen erkennen, daß die Bildung von Niedermooresen schon im Frühholozän mit dem Präboreal beginnen kann. Der Höhepunkt lag vorwiegend im Mittelholozän mit dem Atlantikum. Stellenweise, wie im Amtsvenn westlich des Blattgebiets, stellte HISS (1995) noch im Subatlantikum, dem jüngsten Abschnitt des Holozäns, ein starkes Niedermoorwachstum fest.

Verbreitung und Mächtigkeit: Im Gegensatz zu benachbarten Räumen sind Niedermoorbildungen selten und im Blattgebiet nur im östlichen Bereich am Rande der Gemarkung Lintels Venne und in der Bauerschaft Scheddebrock überliefert und erhalten. Es treten zwei Vorkommen auf. Eines liegt in der Aue des Aabaches zwischen den Höfen Krüler und Abeler-Lehmkuhl (R ²⁶02 000, H ⁵⁷79 300). Sicherlich hat zur Niedermoorbildung gerade in diesem Bereich auch das Hangdruckwasser beigetragen, welches aus dem unmittelbar nordöstlich aufragenden Münsterländer Kiessandzug der Talaue unterirdisch zusitzt. Solches Hangdruckwasser war sicherlich auch die Ursache des kleinen, langgestreckten Niedermoores im Nachschüttsand zwischen den Höfen Nonhoff und Winninghoff (R ²⁵99 200, H ⁵⁷77 250).

Die größte Mächtigkeit des Niedermoores liegt bei 1,5 m.

3.5.2.4 Raseneisenstein

In den grundwassernahen und daher feuchten Senken der Talauen und der Talsandebene sind stellenweise an der Oberfläche oder unter 20 – 30 cm mächtigen feinkörnigem Sand knollig-knauerige, höchstens faustgroße, schlackenartige Klumpen von Raseneisenstein angetroffen worden. Die rostbraunen, wechselnd festeren oder zerreiblichen Brocken sind meist durch Sand verunreinigt und kommen nur nesterartig vor, ohne sich zu richtigen Brocken zusammenzuschließen. Überwiegend wurden sie in der Bauerschaft Ahlintel und Lintels Venne angetroffen. Da die Vorkommen oft nur eine wenige Quadratmeter große Ausdehnung haben, wurden sie auf der Karte nicht dargestellt. Die Ausfällung des aus Eisenhydroxid $\text{Fe}(\text{OH})_3$ bestehenden Sumpferzes geschah durch Oxidation von Eisen, das durch Humusschutzkolloide im Grundwasser nahe von Niedermooren gelöst war (NOLLAU 1970). Nach der Entwässerung der Böden verfestigte sich das Erz zu den oben beschriebenen Knauern (FIEGE 1950, ROESCHMANN 1960).

3.5.2.5 Künstliche Aufschüttung („y)

Die auf der geologischen Karte dargestellten künstlichen Aufschüttungen haben im einzelnen eine unterschiedliche Zusammensetzung. Diese wurde bei der geologischen Aufnahme jedoch nicht untersucht. Sie können aus Abraum, Erdaushub, Bauschutt oder auch Müll bestehen. Hinweise zumindest auf das vorherrschende Material gibt meist die Lage im Gelände. So bestehen die kleinen Halden an den alten Steinbrüchen und Tongruben vorwiegend aus dem Abraummaterial. Dem Erdaushub für Bauwerke dürften die Aufschüttungen in der Ortslage von Borghorst und an der Bahnstrecke nach Burgsteinfurt entstammen. Die teilweise sehr schmalen Dammschüttungen des ehemaligen Max-Clemens-Kanals, aber auch der Straßen und Eisenbahnen wurden nicht dargestellt. Ihre Umgrenzungen sind der topographischen Kartenunterlage zu entnehmen. Daneben sind im Zuge der Flurbereinigung und des Gewässerausbaus, aber auch bei vielen anderen Baumaßnahmen mehr oder weniger umfangreiche Materialumlagerungen angefallen. Diese sind heute im einzelnen nicht mehr erkennbar und daher auf der geologischen Karte nicht eingezeichnet worden. Die Mächtigkeit der Aufschüttungen dürfte bis zu 3 m erreichen.

4 Gebirgsbau

Das Blattgebiet bildet einen kleinen Ausschnitt aus dem nördlichen Teil des Münsterländer Kreide-Beckens. Er wird im Norden und Osten durch den Osning als Bruchlinie zum Niedersächsischen Tektogen (BETZ et al. 1987, BOIGK 1968, KLASSEN et al. 1984) modifiziert und im Westen durch quer verlaufende Sättel und Mulden gegliedert. Den tektonischen Unterbau des subherzyn-laramisch gefalteten Kreide-Beckens bildet die variscisch ausgestaltete Rheinische Masse mit einem flach nach Nordwesten sinkenden Falten Spiegel.

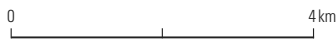
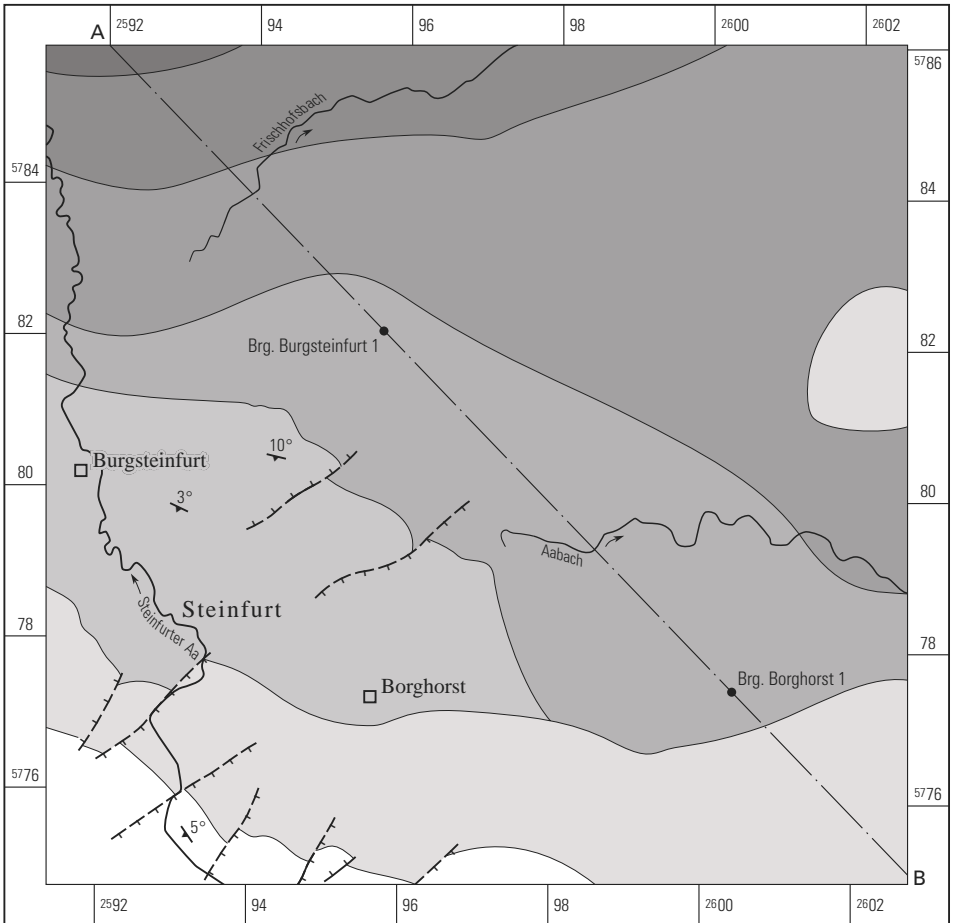
4.1 Lagerungsverhältnisse

Der relativ einfache Bau des Blattbereichs und seine Gliederung in zwei Stockwerke wird durch den geologischen Schnitt A – B (Taf. 1 in der Anl.) verdeutlicht. Das untere tektonische Stockwerk, die Rheinische Masse, liegt in Teufen von –1 400 bis –1800 m NN. Die Oberfläche dieses Stockwerk wird von flach gefalteten Gesteinen des Westfals B und C aus dem Oberkarbon aufgebaut. Lagerung und Verbreitung dieser Gesteine sind den Übersichtskarten von HOYER & R. TEICHMÜLLER & WOLBURG (1969: Taf. 1), M. TEICHMÜLLER & R. TEICHMÜLLER & BARTENSTEIN (1984: Taf. 1) und den Auswertungen von DROZDZEWSKI & WREDE (1994: Taf. 1) und JUCH (1994: Taf. 1) zu entnehmen. Das auffälligste tektonische Element ist der nördliche Ausläufer des Billerbecker Hauptsattels mit dem Westfal C an der nördlichen Flanke und dem Westfal B im Satteltkern im südöstlichen Bereich des Blattes. Das Streichen dieser Struktur und der flachen Wellungen im nordwestlichen Anschluß entspricht dem variscischen Generalstreichen von 60°. Der Billerbecker Hauptsattel gehört zum Außenrand des intensiv gefalteten Variscikums, dessen Rand nach DROZDZEWSKI & WREDE (1994: Taf. 1) vermutlich nördlich dieser Struktur von Südwest nach Nordost durch das Blattgebiet verläuft. Nordwestlich dieses Außenrandes sind die Gesteine des Oberkarbons nur noch in weitgespannte, flache Sättel und Mulden gelegt, deren Formen im Blattbereich nicht näher bekannt sind.

Im nordwestlichen Blattbereich lagern auf den Gesteinen des Oberkarbons vermutlich noch Gesteine des Zechsteins und des Buntsandsteins. Strukturell gehören diese Schichten schon zu dem oberen tektonischen Stockwerk des Münsterlandes, das von Kreide-Gesteinen bestimmt wird.

Das Münsterländer Kreide-Becken bildet als höheres tektonisches Stockwerk das wichtigste Strukturelement des Blattgebiets. Es baut sich aus diskordant dem karbonischen Sockel der Rheinischen Masse auflagernden Gesteinen der Kreide auf. Die Kreide-Schichten erreichen im Blattgebiet eine Mächtigkeit von bis zu 1 800 m (vgl. Taf. 1 in der Anl.: Schnitt A – B). Davon gehören die untersten Bereiche der transgredierenden Unterkreide, bis zum Alb an. Darüber lagert die Schichtenfolge der Oberkreide bis zum Untercampan. Im Blattgebiet haben zwei Tiefbohrungen (vgl. Kap. 9, Brg. 1 u. 2) die Kreide bis in das Oberkarbon aufgeschlossen. Zusammen mit den Ergebnissen seismischer und geoelektrischer Untersuchungen lassen sich die tektonischen Verhältnisse darstellen. Die kretazischen Gesteine sind in flache, weitspannige Wellungen gelegt, ohne daß es zur regelrechten Faltenbildung gekommen ist.

Eine erste Übersichtsdarstellung des strukturellen Baus gab ARNOLD (1964 f: Taf. 1) im Maßstab 1 : 300 000, eine revidierte Fassung lieferte HISS (in Geologie im Münsterland 1995). In der Grenzziehung läßt sich nunmehr aufgrund gekernter und paläontologisch von K. RESCHER (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.) untersuchter Kartierbohrungen ein genaueres Bild der an der Basis der Quartär-Gesteine austreichenden Oberkreide-Schichten entwickeln (vgl. geol. Karte u. Abb. 2). Die unterschiedlichen Ausstrichbreiten der einzelnen Stufen sind durch Schichtlücken, Aufarbeitungen und Diskordanzen bedingt. Diese ungleichmäßige Sedimentation sowie die Entwicklung unterschiedlicher Faziesbereiche hat ihre Ursache in der tektonischen Bodenunruhe zur Oberkreide-Zeit im damaligen Kreide-Becken (Hiss in Geologie im Münsterland 1995: 41 ff.).



3° Streichen und Einfallen der Schichten
(Einfallswinkel in °)

A — B Schnittlinie
(Schnitte siehe Tafel 1 in der Anlage)

— + — + — + Abschiebung, z.T. vermutet

Nordöstlich von Burgsteinfurt greifen die Schichten des Obersantons in der Sandmergelsteinfazies, einer Flachwasserbildung, diskordant auf die in der Tonmergelsteinfazies entwickelten Schichten des Mittelsantons über. Der auf 250 m Breite reduzierte Ausstrich gibt Hinweise darauf, daß hier Teile des Mittelsantons fehlen. Im Untergrund der Bauerschaft Scheddebrock lagern die Gesteine des Unterampians direkt dem Mittel-

santon auf. Die Schichten des Obersantons fehlen hier. Solche Diskordanzen beschreiben aus den Nachbargebieten auch HISS (1995: 120), STAUDE (1989: 66) und THIERMANN (1985: 50).

Über die Bruchtektonik in den Gesteinen der Oberkreide haben sich im Blattgebiet wegen der fehlenden Aufschlüsse keine neuen Erkenntnisse ergeben. Doch schon ARNOLD (1964 d) und STAUDE (1989) weisen in den südlichen Anschlußgebieten ein querschlägig zum Schichtstreichen vorhandenes Verwerfungsmuster nach. Bedeutende Verwerfungen werden dabei jeweils von einer gleichgerichteten Kluftschar begleitet. Ansonsten liegen die Klüfte überwiegend parallel zum Schichtstreichen oder bilden ein spitzwinkliges Scherklüftpaar zu den Verwerfungen. HISS (1995: 120) stellt fest, daß die Klüfte insgesamt sehr unregelmäßig ausgebildet sind, oftmals wellig verlaufen und abgesehen von wenigen Hauptklüften nur auf kurze Distanz zu verfolgen sind.

4.2 Alter der Gebirgsbewegungen

Im Laufe der Erdgeschichte ist das Blattgebiet von mehreren Gebirgsbewegungen erfaßt worden. Ihre Auswirkungen auf die Paläogeographie und die Ausbildung der Schichten sind teilweise schon im stratigraphischen Teil beschrieben worden. Doch lassen sich nicht aus dem Blattbereich selbst für alle Bewegungen genaue Hinweise für die zeitliche Einstufung herleiten. Daher müssen auch geologische Beobachtungen aus den benachbarten Blattgebieten berücksichtigt werden.

Mit der asturischen Orogenese an der Wende vom Westfal zum Stefan wurden die Oberkarbon-Schichten zum ersten Mal tektonisch stärker beansprucht. Während zu dieser Zeit das Ruhrkarbon in engere Falten gelegt wurde, blieb das Karbon des nördlichen Münsterlandes im wesentlichen außerhalb des engständigen variscischen Faltenraumes. Die Rheinische Masse als tektonisch starrer Block war damit nach Norden vergrößert und bildete nun den paläozoischen Unterbau des Blattgebiets. Gleichzeitig hob sich das Gebiet über den Meeresspiegel hinaus, und das Variscische Gebirge wurde bis auf ein Rumpfgebirge abgetragen, dessen Relief heute durch die Oberfläche der Karbon-Gesteine überliefert ist.

Diese Strukturen stehen in engem tektonischen Zusammenhang mit den epirogenetischen Bewegungen am Nordrand der Rheinischen Masse etwas außerhalb des Blattbereichs. Dort entstand im ausgehenden Perm durch absenkende Zerrungsbewegungen das Norddeutsche Becken. Dessen Rahmen bildete sich noch in der Trias tektonisch mit den altkimmerischen Phasen fort, bevor dann im Jura mit den mittelkimmerischen Bewegungen daraus das Niedersächsische Becken entstand. Die fortdauernde ausweitende Senkung mit tektonisch bedingten Transgressionen, der jungkimmerischen Epoche zugeordnet, bestimmte entscheidend das Ablagerungsgeschehen am Nordrand der Rheini-

schen Masse auch in der Unterkreide-Zeit. Erst in der Oberkreide wurde auch der Blattbereich wieder von kräftigen, nun aber einengenden Gebirgsbewegungen erfaßt, die zu den subherzynen Phasen gestellt werden. Sie führten zur Inversion, der Heraushebung des Niedersächsischen Beckens.

Die transgressive Überlagerung von Schichten des Unterampans auf Schichten des Mittel- und Obersantons im südlichen Blattgebiet läßt besonders starke Krustenbewegungen im Obersanton (Ilse-Phase) erkennen. In die Zeit des Campans fällt die steile Aufrichtung des Teutoburger Waldes. Im südlichen Blattgebiet am Steinberg dokumentiert die sandig-mergelige Ausbildung einer Flachwasserfazies in den Schichten des Unterampans den Beginn einer solchen Krustenverstellung.

Den laramischen Bewegungen an der Wende Kreide/Tertiär wird von LÖGTERS (1951) und BOIGK (1968) nur ein epirogenetischer Charakter zugestanden, daß heißt die Intensität war wesentlich schwächer. Nach BETZ et al. (1987: 167) werden die jüngsten Inversionsbewegungen in das frühe Oligozän gelegt. Da im Blattbereich keine Tertiär-Ab lagerungen überliefert sind, bleibt die Alterseinstufung der Südwest – Nordost streichenden Störungen am Buchenberg und am Steinberg unklar. Am Südrand des Ochtruper Sattels vermutete HISS (1995: 121) abschiebende Bewegungen an den Überschiebungen nach dem Eozän. Noch weiter im Westen zeigt das Blatt C 3906 Gronau (Westf.) (1993) der Geologischen Karte von Nordrhein-Westfalen 1 : 100 000 noch Störungen in den Schichten des Miozäns und Pliozäns.

Frühere Autoren haben versucht, anhand morphologischer Erscheinungen Hinweise auf Schichtenverstellungen im Untergrund zu erhalten. So führte HESEMANN (1969) aus dem zentralen Münsterland Verebnungsflächen an den Kreide-Aufragungen an, die er zunächst einer pliozänen Erosion zuschrieb, späterhin (HESEMANN 1973) jedoch in das Unterpleistozän einstuft. HOYER (1964) glaubte, in der Gestalt des heutigen Gewässernetzes im Münsterland Hinweise auf eine posthume Tektonik an den variscischen Großstrukturen des Untergrunds zu erkennen. Doch bleiben dies naturgemäß nur Mutmaßungen.

5 Nutzbare Lagerstätten

Zu den nutzbaren Lagerstätten des Blattgebiets gehören Festgesteine (SCHÄFER 1977, VOGLER 1977) aus der Oberkreide, Lockergesteine (DOLEZALEK 1978, STEFFENS & LUDWIG & VOGLER 1992) aus dem Quartär und Torf aus dem gleichen Erdzeitalter. Gewonnen werden gegenwärtig nur die quartären Kiese und Sande. Eine ganze Reihe heute stillgelegter Abbaustellen weist auf die frühere Bedeutung dieser Lagerstätten hin. Bei den heute gestiegenen Anforderungen an Beschaffenheit, Gewinnbarkeit und Ausdehnung der Vorkommen (EGGERT et al. 1986) haben sie zum größten Teil ihren wirtschaftlichen Wert verloren und sind nur noch historisch interessant. Bis auf die fast vollständig abgebauten Hochmoortorfe sind die Vorräte nirgends erschöpft. Einschränkend wirken auf den Abbau außerdem Nutzungskonflikte mit der Grundwassergewinnung und den Zielen des Natur- und Landschaftsschutzes und anderer Planungsvorhaben (SPEETZEN 1994).

5.1 Steine und Erden

5.1.1 Kalkstein

In mehreren, heute verfallenen Steinbrüchen auf dem Buchenberg und der Höhe 92,6 mit der Windmühle nördlich von Borghorst wurden früher sandige, glaukonitische Kalksteinbänke aus der Sandmergelsteinfazies des Obersantons abgebaut. Die Kalksteine sind linsenförmig ausgebildet und in den hellgrauen Tonmergelsteinen unregelmäßig verteilt. Die eher mürbe als feste Beschaffenheit schränkte ihre Verwendung für den Haus- und Wegebau erheblich ein.

Dünnbankige, glaukonitische und sandige Kalksteine des Oberen Untercampans wurden in mehreren Steinbrüchen südwestlich von Borghorst gewonnen. Heute noch zugänglich ist ein weitgehend zugewachsener Aufschluß (R ²⁵93 200, H ⁵⁷75 400) beim Hof Schleithoff am Ufer der Steinfurter Aa. Auch diese Kalksteine fanden ihre Verwendung in Haus- und Wegebau.

5.1.2 Tonmergelstein

Die hellgrauen Tonmergelsteine des Santons und des Campans verwittern im oberflächennahen Bereich bis zu einer Tiefe von 1 – 2 m zu einem grauen Ton, der insbesondere in seinem oberen Bereich teilweise einen geringeren Kalkgehalt aufweist. Diese Verwitterungsbildungen wurden um die Jahrhundertwende (19./20. Jahrhundert) von mehreren Ziegeleien abgebaut (SPEETZEN 1990 b). Heute sind diese Abbaubetriebe schon seit Jahren stillgelegt. Zuletzt sind noch zwei Ziegeleien bei Burgsteinfurt am Bagno und in der Bauerschaft Hollich in den Schichten des Santons in Betrieb gewesen. In den gleichen Schichten baute eine Ziegelei die Tone in der Bauerschaft Ostendorf ab, und in der Bauerschaft Suttorf gewann eine Ziegelei die Tone des Untercampans.

5.1.3 Ton und Schluff

Die in großer Verbreitung in der Bauerschaft Wilmsberg südlich von Borghorst zutage tretende Grundmoräne verwittert im oberflächennahen Bereich zu einem schluffig-sandigen, teilweise steinigen Ton, dem Geschiebelehm. Dieser wurde früher in einer Feldbrandziegelei (R ²⁵96 200, H ⁵⁷75 500) abgebaut. Wegen der minderen Qualität dieses Materials für die Ziegelherstellung endete der Abbau schon früh.

5.1.4 Kies und Sand

Wirtschaftliche Bedeutung unter den nutzbaren Ablagerungen des Blattgebiets haben heute allein die in mehreren Gruben abgebauten Kiese und Sande des Münsterländer Kiessandzugs. In dem zwischen Clemenshafen und der Bauerschaft Ahlintel zutage tretenden Vorkommen werden die Kiese und Sande im nördlichen Teil durch Naßbaggereien abgebaut. Im südöstlich anschließenden Teil werden sie zum Schutz des Grundwassers

der dort liegenden Brunnen des Emsdettener Wasserwerks in Ahlintel nur oberhalb des Grundwasserspiegels gewonnen. Eine ganze Reihe bereits rekultivierter Abbaustellen finden sich zerstreut im Gelände. Der intensiv und weitflächig betriebene Abbau hat ähnlich wie auf dem östlich anschließenden Blattgebiet 3811 Emsdetten die Lagerstätte bis auf wenige Restvorräte bereits erschöpft. Die Mächtigkeit dieser für Betonbauwerke hervorragend geeigneten Kiese und Sande erreicht maximal 25 m. Der Münsterländer Kiessandzug gehört zu den reichsten und besten Vorkommen des Münsterlandes. Abbau und Gewinnung sind jedoch problemreich, da der Münsterländer Kiessandzug außerdem auch den wichtigsten Grundwasserleiter des Gebiets darstellt (s. Kap. 6).

Der Nachschüttsand im Tal der Steinfurter Aa südlich von Burgsteinfurt und der nur isoliert auftretende Nachschüttsand südlich von Borghorst führt in den Kiesen und Sanden tonig-schluffige Beimengungen. Als Baustoff für den Betonbau ist er deshalb nicht geeignet.

5.1.5 Sand

Fein- und mittelkörnige Sande des Quartärs beherrschen den nördlichen und östlichen Teil des Blattgebiets. Die Vorkommen gehören zu dem Talsand der Älteren Niederterrasse, den Sanden des Uferwalls, dem Flugsand und den Dünen. Wegen ihrer feinen und gleichmäßigen Körnung sind diese Sande allenfalls als Putzsande, jedoch nicht als Mörtel- und Betonzuschlag zu verwenden. Gut geeignet sind sie hingegen für die Herstellung von Kalksandsteinen, wie dies in einem Betrieb in Emsdetten-Sinningen im östlichen Anschlußbereich geschieht (THIERMANN 1985: 53).

Als Füll- und Schüttmaterial wurden diese Sande in mehreren kleinen Gruben für den örtlichen Bedarf zeitweise abgebaut. Die Vorräte an diesen Sanden sind außerordentlich groß. Einem ausgedehnten Trockenabbau steht jedoch das nur wenig unter der Erdoberfläche stehende Grundwasser entgegen.

6 Hydrogeologie

(H. MASLOWSKI)

Dieses Kapitel gibt einen allgemeinen Überblick über die hydrogeologischen Verhältnisse im Blattgebiet. Spezielle Untersuchungen im Rahmen der Planung wasserwirtschaftlicher Projekte können hierdurch nicht ersetzt werden. Darstellungen zur Hydrogeologie und Hydrologie sind den folgenden Karten des Geologischen Landesamtes und des Landesumweltamtes zu entnehmen:

- Hydrogeologische Karte von Nordrhein-Westfalen 1 : 50 000, Blatt L 3910 Steinfurt (MASLOWSKI 1997)
- Grundwassergleichen in Nordrhein-Westfalen 1 : 50 000, Stand Oktober 1973, Blatt L 3910 Steinfurt (1978)
- Grundwasserstände unter Flur 1 : 50 000, Stand Oktober 1963, Blatt L 3910/3912 Burgsteinfurt/Lengerich (1976)

Einen großräumigen Überblick im Maßstab 1 : 500 000 vermitteln die Karte Hydrogeologie aus dem Deutschen Planungsatlas, Band I, Nordrhein-Westfalen (1978), die Karte der Grundwasserlandschaften in Nordrhein-Westfalen (1980) und die Karte der Verschmutzungsgefährdung der Grundwasservorkommen in Nordrhein-Westfalen (1980). Hinweise zur hydrogeologischen Literatur geben MICHEL & ADAMS & SCHOLLMAYER (1996).

6.1 Hydrogeologischer Überblick

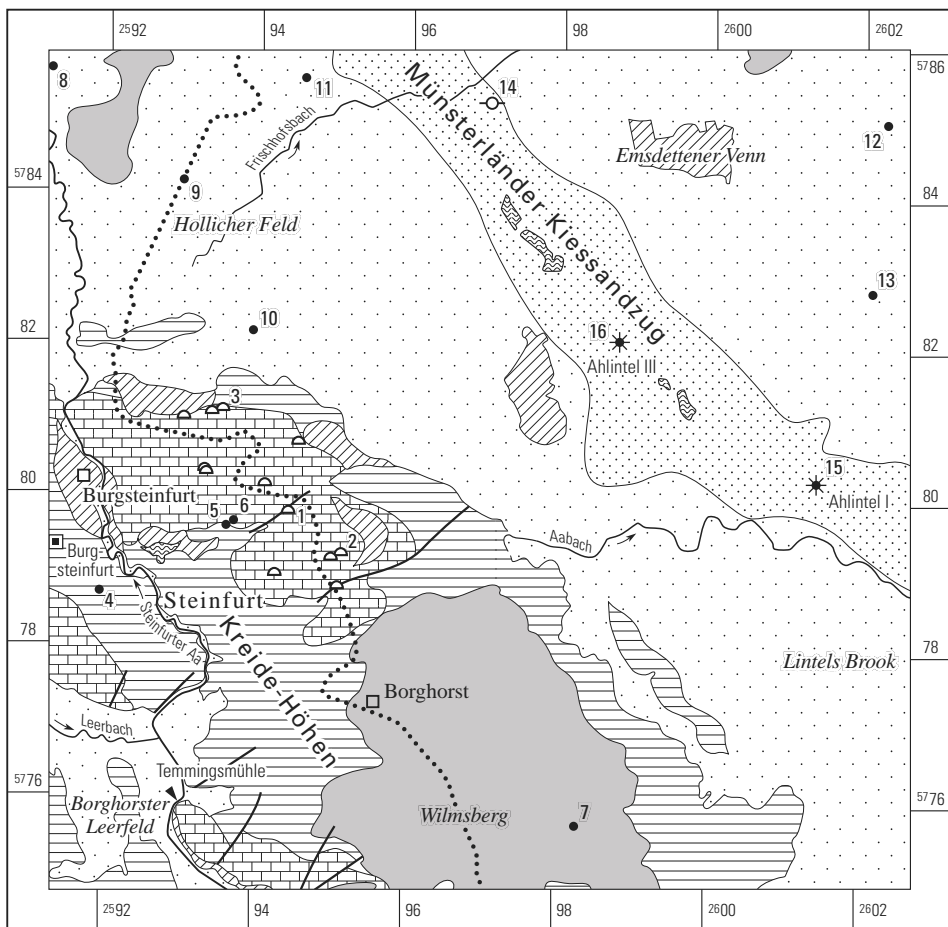
Das Blattgebiet liegt im zentralen Teil des Münsterländer Kreide-Beckens, das ein in sich geschlossenes hydrogeologisches System darstellt (STRUCKMEIER 1990), in dem zwei Hauptgrundwasserstockwerke unterschieden werden können. Das untere Grundwasserstockwerk wird von Kalk- und Kalkmergelsteinen der tieferen Oberkreide gebildet, die an den Rändern des Münsterländer Kreide-Beckens ausstreichen und zum Beckeninneren abtauchen. Dieser Kluftgrundwasserleiter wird von einer grundwasserstauenden Folge von Mergel- und Tonmergelsteinen der höheren Oberkreide überlagert, die in der Hydrogeologie häufig unter dem Begriff „Emscher-Mergel“ zusammengefaßt wird. Das Grundwasser des unteren Stockwerks ist im Beckeninneren gespannt und höher mineralisiert (MICHEL 1983 a, 1983 b). Das obere Grundwasserstockwerk des Münsterländer Kreide-Beckens führt Süßwasser und ist lokal unterschiedlich ausgeprägt.







6.2 Grundwasserleiter

Im Blattgebiet umfaßt das untere Grundwasserstockwerk die Mergel-, Kalkmergel- und Kalksteine des Cenomans bis Unterconiacs, die dort nur durch zwei Tiefbohrungen aufgeschlossen sind. Durch den Salzgehalt des Wassers ist das untere Grundwasserstockwerk für die Trinkwassererschließung nicht nutzbar.

Das untere Grundwasserstockwerk wird im Blattgebiet von den Tonmergelsteinen des Mittelconiacs bis Untercampans überdeckt. Die Schichten sind im allgemeinen sehr gering durchlässig und fungieren daher als hydraulische Trennschicht zwischen dem unteren und dem oberen Grundwasserstockwerk. Örtlich kann die Wasserwegsamkeit entlang tiefreichender Störungszonen erhöht sein. Dort kann salzhaltiges Tiefengrundwasser aufsteigen.

Das obere Grundwasserstockwerk mit Süßwasser umfaßt im Blattgebiet die oberflächennahe Auflockerungszone der Festgesteine und die quartäre Lockergesteinsfolge. Aufgrund der unterschiedlichen hydraulischen Funktion der Leitergesteine werden die Kluftgrundwasserleiter der Kreide-Höhen zwischen Borghorst und der Bauerschaft Wilmsberg von dem quartären Porengrundwasserleiter unterschieden. Bedingt durch den unterschiedlichen Schichtenaufbau können im Bereich des Porengrundwasserleiters vier Teilräume voneinander abgegrenzt werden: der Raum Hollicher Feld, Emsdettener Venn und Lintels Brook, der Münsterländer Kiessandzug, das Borghorster Leerfeld sowie ein isoliertes Vorkommen im Raum Wilmsberg, südwestlich von Borghorst (s. Abb. 3).



-  Grundwasserleiter mit mittlerer bis hoher Porendurchlässigkeit (maximale Ausdehnung des Münsterländer Kiessandzugs z. T. unter Bedeckung von jüngeren Sandablagerungen)
-  Grundwasserleiter mit mäßiger Porendurchlässigkeit in Mächtigkeiten über 2 m (Auensand, Flugsand, Dünen, Uferwall, Talsand, Älteste *Dryas*-Schichten, Nachschüttungssand)
-  Grundwassergeringleiter mit geringer Porendurchlässigkeit in Mächtigkeiten z. T. über 2 m (Niedermoor, Hochmoor, Fließerde)
-  Grundwassergeringleiter mit sehr geringer Porendurchlässigkeit in Mächtigkeiten über 2 m (Grundmoräne)
-  Grundwassergeringleiter mit geringer, z. T. mäßiger Trennfugendurchlässigkeit (Sandmergelsteinfazies des Obersantons, örtlich Unteres und Oberes Unterocampian)
-  Grundwassergeringleiter mit sehr geringer Trennfugendurchlässigkeit (Tonmergelsteinfazies, Coniac bis Santon, tonig-mergelige Fazies des Unteren und Oberen Unterocampian)

0 4 km

- 10 ● Brunnen
- 15 ★ Horizontalfilterbrunnen
- 3 ◐ Quelle (z. T. mit lfd. Nr. aus Tab.7)
- 14 ○ Grundwassermeßstelle
- ◻ Niederschlagsmeßstelle
- ▼ Pegel an Oberflächengewässern
- oberirdische Wasserscheide der Einzugsgebiete von Vechte und Ems
- tektonische Störung

Abb. 3 Hydrogeologische Übersicht

6.2.1 Kluftgrundwasserleiter

Die im Blattgebiet auftretenden Festgesteine besitzen aufgrund ihrer diagenetischen Verfestigung kein nutzbares Porenvolumen. Die Grundwasserbewegung erfolgt auf den im Gestein vorhandenen offenen, miteinander verbundenen Trennfugen, wie Klüfte und Störungen sowie Schicht- und Bankungsfugen. Weite, Dichte und Ausrichtung der Trennfugen bestimmen im wesentlichen die Durchlässigkeit der Gesteine und die Fließrichtung des Grundwassers. Das nutzbare Kluftvolumen, das heißt, der Anteil des Kluftvolumens, der vom Grundwasser durchflossen werden kann, ist von der tektonischen Beanspruchung und der Gesteinsausbildung abhängig. Die im Blattgebiet auftretenden Tonmergelsteine sind im allgemeinen nur schwach geklüftet, während eingelagerte Mergel- und vor allem Kalkmergel- und Kalksteine stärker geklüftet sind. Die hierdurch bedingte erhöhte Durchlässigkeit kann in den stark kalkhaltigen Gesteinen durch eine Verkarstung der geöffneten Klüfte noch verstärkt werden. Diese, als Spaltenkarst bezeichnete Form der Verkarstung, entsteht durch die Kalklösung entlang offener, von einsickerndem, kalkaggressivem Niederschlagswasser durchflossenen Trennfugen.

Tabelle 4
Hydrogeologische Klassifikation der Festgesteine

Hydraulische Funktion	Grundwassergeringleiter		Grundwasserleiter
k-Wert m/s	$1 \cdot 10^{-9}$	$1 \cdot 10^{-7}$	$1 \cdot 10^{-5}$ $1 \cdot 10^{-4}$
Durchlässigkeit	sehr gering	gering	mäßig
	Oberes Unteracampan (krca2)	Oberes Unteracampan (örtlich Kalkmergelstein) (krca2,k)	
	Unteres Unteracampan (krca1)	Unteres Unteracampan (örtlich Kalkmergelstein) (krca1,k)	
		Obersanton, Sandmergelsteinfazies (krsa4,s)	
	Obersanton, Tonmergelsteinfazies (krsa4,t)		
	Oberes Mittelsanton (krsa3)		
	Unteres Mittelsanton (krsa2)		

↔ Bandbreite der Gebirgsdurchlässigkeit

Die Wasserbewegung im Festgestein ist im wesentlichen auf die oberflächennahe Auflockerungszone beschränkt, innerhalb der die einzelnen Trennfugen nennenswerte Öffnungsweiten besitzen.

Dieser stärker geklüftete Schichtenabschnitt kann bis zu mehrere Zehner Meter mächtig sein. Er liegt häufig unter einer geringmächtigen, meistens tonig-lehmig ausgebildeten Verwitterungsrinde.

Die im Blattgebiet vorkommenden Festgesteine sind in der Auflockerungszone gering bis sehr gering, örtlich auch mäßig durchlässig. Sie werden als Grundwassergeringleiter bezeichnet. In der Tabelle 4 sind die stratigraphischen Einheiten nach ihrer Trennfugendurchlässigkeit klassifiziert. Die Gebirgsdurchlässigkeit der Festgesteine in der Auflockerungszone ist in ihrer Bandbreite angegeben. Die Anordnung des Kästchens entspricht der mittleren Gebirgsdurchlässigkeit der Schicht, die Pfeile kennzeichnen die Spannbreite der Gebirgsdurchlässigkeit.

6.2.1.1 Kreide-Höhen zwischen Burgsteinfurt und Wilmsberg

Der südwestliche Teil des Blattgebiets wird von zutage austreichenden Kreide-Gesteinen eingenommen (s. Abb. 3). Das oberste Grundwasserstockwerk umfaßt dort die Auflockerungszone der anstehenden Festgesteine. Die weitflächig verbreiteten Tonmergelsteine und untergeordnet auftretenden Mergelsteine des Unterampans und des Santons sind Grundwassergeringleiter mit einer sehr geringen Trennfugendurchlässigkeit, die örtlich im Bereich von eingelagerten Kalkmergelsteinbänken etwas erhöht sein kann (s. Tab. 4). Sie führen nur in geringem Umfang Grundwasser.

Die Sandmergelsteinfazies des Obersantons sowie Bereiche des Unteren Unterampans und des unteren Teils des Oberen Unterampans weisen aufgrund der Gesteinsausbildung, die durch eine verstärkte Einlagerung von Kalksteinbänken in den Tonmergelsteinen gekennzeichnet ist, im Vergleich zu den reinen Tonmergelsteinen eine höhere Trennfugendurchlässigkeit auf. Diese Gesteinskomplexe müssen in ihrer Gesamtheit als gering durchlässig eingestuft werden, die eingelagerten, mächtigeren Kalksteinlagen sind jedoch besser durchlässig. Insbesondere im unteren Teil der Sandmergelsteine des Obersantons ist ein ca. 25 – 40 m mächtiger Kalksteinkomplex vorhanden, der eine erhöhte Trennfugendurchlässigkeit aufweist. Einige Brunnen, die aus diesem Horizont Grundwasser fördern, weisen mit einer mittleren Brunnenleistung von ca. 40 m³/h eine mäßige Ergiebigkeit auf. Durch die Wechsellagerung von gering wasserleitenden mit mäßig wasserleitenden Gesteinen können hydraulisch voneinander getrennte Teilstockwerke mit teilweise gespanntem Grundwasser ausgebildet sein.

Die Grundwasserfließrichtung in den Kreide-Höhen ist entsprechend der Geländeoberfläche nach Osten beziehungsweise Nordosten auf die Ems und am Südwesthang auf die Steinfurter Aa und den Leerbach als Vorfluter gerichtet. Vor allem am Nordosthang des Buchenberges treten aus den Gesteinen der Sandmergelsteinfazies des Obersantons, teilweise im Bereich von tektonischen Störungen, mehrere Quellen aus (s. Abb. 3).

6.2.2 Porengrundwasserleiter

Die im Blattgebiet verbreitete quartäre Lockergesteinsfolge ist ein Porengrundwasserleiter, bei dem das Grundwasser im Porenraum der Gesteine zirkuliert. Die Durchlässigkeit eines Porengrundwasserleiters wird von der Korngrößenverteilung und dem nutzbaren Porenvolumen bestimmt. Sie wird durch den Durchlässigkeitsbeiwert (k_f -Wert) charakterisiert.

Die quartäre Lockergesteinsfolge ist aufgrund ihrer differenzierten Genese inhomogen ausgebildet. Es überwiegen sandige und kiesige Ablagerungen mit einer mäßigen bis mittleren Durchlässigkeit. An der Basis treten örtlich tonig-schluffige, sehr gering durchlässige Ablagerungen der Grundmoräne auf, im Bereich des Münsterländer Kiessandzugs gut durchlässige Grobsande und Kiese. In Tabelle 5 sind die quartären Schichten verschiedenen Durchlässigkeitsbereichen zugeordnet. Die Bestimmung des Durchlässigkeitsbeiwertes (k_f -Wert) erfolgte überwiegend durch die Auswertung von Korngrößenanalysen und Pumpversuchen. Für Schichten, von denen keine genauen Daten vorlie-

Tabelle 5
Hydrogeologische Klassifikation der quartären Lockergesteine

Hydraulische Funktion	Grundwassergeringleiter		Grundwasserleiter	
k_f -Wert m/s	$1 \cdot 10^{-9}$	$1 \cdot 10^{-7}$	$1 \cdot 10^{-5}$	$1 \cdot 10^{-2}$
Durchlässigkeit	sehr gering	gering	mäßig	hoch bis mittel
	<p>Fließerde (,U,fl)</p> <p>Schluff-Folge (w,U,f)</p> <p>Grundmoräne (D,Mg)</p>	<p>Niedermoor; Hochmoor (,Hn; ,Hh)</p> <p>Fließerde (,Sl,fl)</p> <p>Sand-Schluff-Wechselfolge (w,S,f)</p>	<p>Auensand (,S,ta; ,Sl,ta)</p> <p>Dünen; Flugsand (,d; ,S,a)</p> <p>Uferwall (w,S,sw)</p> <p>Talsand (w,Sl,ta; w,S,ta)</p> <p>Älteste <i>Dryas</i>-Schichten (DYä)</p> <p>Nachschütt sand (D,S,gf(2))</p> <p>Vorschütt sand (D,S,gf(1))</p>	<p>Münsterländer Kiessandzug (,os)</p>

gen, konnte die mittlere Durchlässigkeit nur anhand der petrographischen Beschreibung abgeschätzt werden.

Die grundwassererfüllten Lockergesteine bilden, mit Ausnahme des Bereichs Wilmsberg, einen zusammenhängenden Grundwasserleiter mit einer freien, ungespannten Grundwasseroberfläche. Basis dieses Porengrundwasserleiters ist die sehr gering durchlässige tonig-lehmige Verwitterungsrinde der Tonmergelsteine des Mittelconiacs bis Unterampans. In Bereichen, in denen die sehr gering durchlässigen Gesteine der Grundmoräne oder der Schluff-Folge auf dem Festgestein aufliegen, bilden diese die hydraulisch wirksame Basis des oberen Grundwasserstockwerks.

6.2.2.1 Hollicher Feld, Emsdettener Venn und Lintels Brook

Der Porengrundwasserleiter in diesem Gebiet wird hauptsächlich aus mäßig durchlässigen, fein- bis mittelkörnigen Sanden der Niederterrasse und des Nachschüttandes aufgebaut. Diese werden weitflächig von dem ebenfalls mäßig durchlässigen Flugsand überdeckt, der im allgemeinen grundwasserfrei ist. Gering durchlässige Torfe als Reste von Hochmooren bilden Deckschichten im Borghorster Feld und Emsdettener Venn (s. Abb. 3). Diese Deckschichten beeinflussen die Grundwasserneubildungsrate und den Grundwasserchemismus.

Der Porengrundwasserleiter ist im allgemeinen zwischen 2 und 10 m mächtig. Der Grundwasserflurabstand ist in weiten Teilen des Gebiets gering, er liegt meist zwischen 0,5 und 2 m. Im Bereich von aufgesetzten Flugsandhügeln kann der Flurabstand mehr als 3 m betragen. Das Grundwasser fließt im westlichen Randbereich des Blattgebiets auf die Steinfurter Aa zu. Diese gehört zum Stromgebiet der Vechte. Ansonsten ist der Grundwasserfluß nach Norden und Osten auf die Ems als Vorfluter gerichtet.

6.2.2.2 Münsterländer Kiessandzug

Der Münsterländer Kiessandzug hat aufgrund der großen Aquifermächtigkeit und der guten Durchlässigkeit der Schichten eine große Bedeutung für die Wassergewinnung in dieser Region. Verschiedene Autoren haben sich mit der Genese und den hydrogeologischen und wasserwirtschaftlichen Rahmenbedingungen dieses Teilraums befaßt (BAECKER-BAUMEISTER 1983, BAUER 1979, JUDITH 1988).

Die Sedimente des Münsterländer Kiessandzugs sind im Bereich einer Rinne abgelagert, die von Ahlintel im Südosten nach Clemenshafen im Nordwesten verläuft. Die Rinne ist im Südosten flach und breit und wird nach Nordwesten tiefer und steiler. Bei Clemenshafen ist die Rinne mehr als 10 m tief in die Kreide-Gesteine eingeschnitten (vgl. Taf. 1 in der Anl.).

Der Münsterländer Kiessandzug besteht aus sandigen und kiesigen Ablagerungen, wobei die Korngröße und damit die Durchlässigkeit vom Liegenden zum Hangenden hin abnimmt. Der tiefere Teil des Kiessandzugs setzt sich im wesentlichen aus grobsandigen

und kiesigen Ablagerungen zusammen. Nach der Auswertung von Korngrößenanalysen und Pumpversuchen ergeben sich für diesen grobkörnigen Bereich Durchlässigkeiten von $7 \cdot 10^{-4}$ bis $4 \cdot 10^{-3}$ m/s. Diese gut durchlässige Schicht kann örtlich bis 16 m mächtig werden. Der obere Teil des Kiessandzugs besteht hauptsächlich aus Fein- bis Mittelsanden, die einen Durchlässigkeitsbeiwert von $1 \cdot 10^{-4}$ bis $3 \cdot 10^{-4}$ m/s aufweisen. Ähnliche Durchlässigkeitswerte für die Sedimente des Kiessandzugs hat BAUER (1979) ermittelt. BAECKER-BAUMEISTER (1983) gibt für den gesamten Kiessandzug eine mittlere Durchlässigkeit von $5 \cdot 10^{-4}$ m/s an.

Die grundwassererfüllte Mächtigkeit im Bereich des Kiessandzugs beträgt ca. 6 – 23 m. Im südöstlichen Teil des Kiessandzugs, wo dieser als Wallberg über die Niederterrassenebene herausragt, treten Grundwasserflurabstände bis ca. 8 m auf. Im Nordwesten liegt der Grundwasserspiegel 1 – 2 m unter Flur. Der Grundwasserabstrom ist nach Nordosten auf die Ems als Vorfluter gerichtet.

6.2.2.3 Borghorster Leerfeld

Das Borghorster Leerfeld liegt südwestlich der Kreide-Höhen von Borghorst. Unter der ebenen Geländeoberfläche verläuft eine in die Festgesteinsoberfläche eingeschnittene Rinne (vgl. Taf. 1 u. 2 in der Anl.). Sie ist mit einer bis zu 15 m mächtigen Lockergesteinsfolge gefüllt, die sich in erster Linie aus mäßig durchlässigen sandigen Ablagerungen des Talsandes und des Nachschüttandes zusammensetzt. Unter dem Talsand können geringer durchlässige, sandig-schluffige Ablagerungen der Sand-Schluff-Wechselfolge auftreten.

6.2.2.4 Wilmsberg

Im Gebiet von Borghorst und Wilmsberg werden die Festgesteine der Kreide-Höhen weitflächig von der Grundmoräne überlagert. Die Mächtigkeit dieser sehr gering durchlässigen Deckschicht liegt zwischen 2 und 16 m. Zwischen Grundmoräne und Kreide-Oberfläche tritt örtlich Vorschüttand auf, der als Porengrundwasserleiter mit mäßiger Durchlässigkeit eingestuft werden kann. Der Vorschüttand ist allseitig von der Grundmoräne umgeben und bildet somit einen isolierten Grundwasserkörper.

6.3 Grundwasserneubildung

Unter Grundwasserneubildung wird der Zugang von in den Boden infiltriertem Wasser zum Grundwasser verstanden (DIN 4049). Die Höhe der Grundwasserneubildung ist von verschiedenen Faktoren, wie Klima, Vegetation und Ausbildung des Bodens, abhängig.

Von den klimatischen Einflußgrößen (vgl. Tab. 1, S. 14) sind die Höhe des Jahresniederschlags und der Verdunstung maßgebend. Überschlägig ergibt sich aus der Diffe-

renz beider Werte die Höhe des Gesamtabflusses. Dieser wird in oberirdischen und unterirdischen Abfluß unterteilt. Der oberirdische Abfluß umfaßt die Niederschlagsmenge, die an der Oberfläche oder oberflächennah dem Vorfluter zufließt. Die Niederschlagsmenge, die in den Boden infiltriert und dem Grundwasser zusickert, wird als unterirdischer Abfluß bezeichnet und entspricht der Grundwasserneubildung. Die Größe der Grundwasserneubildung wird als Grundwasserneubildungshöhe mit mm/a oder als Grundwasserneubildungsrate mit l/s · km² angegeben. Aus meteorologischen Meßreihen kann überschlägig die Höhe des Gesamtabflusses eines Gebiets ermittelt werden.

Der Niederschlag wird im Blattgebiet an der Station Burgsteinfurt (R ²⁵91 280, H ⁵⁷79 300) gemessen. Der mittlere Jahresniederschlag des Zeitraums 1951 bis 1980 beträgt dort 770 mm laut Wasserwirtschaftlichem Rahmenplan „Ijsselmeer-Zuflüsse“ 1991 (unveröff. Konzeptentwurf, staatl. Amt f. Wasser u. Abfall, Münster/Westf.). An den östlich und südlich außerhalb des Blattgebiets gelegenen Stationen Emsdetten (TK 25: 3811 Emsdetten) und Altenberge (TK 25: 3910 Altenberge) wurde dieser im gleichen Zeitraum mit 713 beziehungsweise 752 mm ermittelt. An der Lysimeteranlage St. Arnold (TK 25: 3710 Rheine) wurde im Zeitraum von 1968 bis 1987 ein mittlerer Jahresniederschlag von 809 mm (SCHRÖDER 1990) gemessen.

Zur Berechnung der Verdunstung sind weitere Klimadaten erforderlich, die aus dem Blattgebiet nicht vorliegen. An der Klimameßstation Münster wurde für den Zeitraum 1951 bis 1980 eine potentielle Verdunstungshöhe nach Haude von 538 mm/a ermittelt. Geht man für das Blattgebiet von einem mittleren Jahresniederschlag von 770 mm aus, ergibt sich abzüglich der angegebenen Verdunstung von 538 mm/a ein Gesamtabfluß von 232 mm/a, der zum großen Teil als Neubildung dem Grundwasser zufließt.

Die Verdunstungshöhe und der oberirdische Abfluß sind in Abhängigkeit von der Vegetation, dem Oberflächenrelief, der Infiltrationskapazität des Bodens, dem Flurabstand des Grundwassers und der Entfernung zum Vorfluter starken Schwankungen unterworfen (JOSOPAIT & LILLICH 1975). Für eine genauere Berechnung der Grundwasserneubildung müssen diese Faktoren berücksichtigt werden. STRUCKMEIER (1990) hat mit Hilfe der Verfahren von JOSOPAIT & LILLICH (1975) und DÖRHÖFER & JOSOPAIT (1980) für das Einzugsgebiet der Ems im nördlichen Teil des Münsterländer Beckens, dem weitgehend der gesamte Lockergesteinsbereich des Blattgebiets zuzuordnen ist (s. Abb. 3), eine mittlere Grundwasserneubildung von 270 mm/a (8,6 l/s · km²) ermittelt. Im Einzugsgebiet der Vechte, zu dem die Kreide-Höhen, das Borghorster Leerfeld und ein Teil des Hollicher Feldes gehören, liegt die mittlere Grundwasserneubildung bei 252 mm/a (8,0 l/s · km²).

Eine flächendifferenzierte Darstellung der aktuellen Grundwasserneubildung von STRUCKMEIER (1990: Kt. 2) zeigt für das Blattgebiet Grundwasserneubildungshöhen zwischen <100 und 400 mm/a. Die Festgesteinsbereiche mit niedrigen Grundwasserneubildungshöhen zwischen <100 und 250 mm/a unterscheiden sich deutlich von dem Verbreitungsgebiet der sandigen Lockergesteine mit einer durchschnittlich höheren Grundwasserneubildung von 200 – 400 mm/a. In den Festgesteinsbereichen sind höhere Reliefunterschiede gegeben und die Böden, die sich aus den tonig-mergelig ausgebildeten Festgesteinen entwickeln, weisen eine geringe Infiltrationskapazität auf, so daß ein großer Teil der Niederschläge oberirdisch abfließt oder verdunstet. Eine sehr niedrige Grundwasserneubildung von <100 mm/a ist südöstlich von Borghorst im Verbreitungs-

gebiet der sehr gering durchlässigen Grundmoräne gegeben. Im Verbreitungsgebiet der vorwiegend sandig und kiesig ausgebildeten quartären Lockergesteine sind die Böden im allgemeinen gut durchlässig, so daß ein großer Teil der Niederschläge dem Grundwasser zusickern kann.

Für den Bereich des Münsterländer Kiessandzugs liegen Untersuchungen über die Grundwasserneubildung von der ca. 3 km nördlich des Blattgebiets liegenden Lysimeteranlage St. Arnold vor (SCHRÖDER 1975, 1983, 1990). Die Meßreihen verdeutlichen die starke Abhängigkeit der Grundwasserneubildungshöhe vom Bewuchs. Im Meßzeitraum 1968 bis 1987 lag die mittlere Grundwasserneubildung bei einem mittleren Jahresniederschlag von 809 mm je nach Bewuchs bei 400 mm/a (Grünland), 331 mm/a (Eichen/Buchen) und 202 mm/a (Weymouthskiefer) (SCHRÖDER 1990).

Tabelle 6
Abflußspenden an Pegeln der Hauptvorfluter

Pegel/Gewässer Rechts-/Hochwert TK 25 Einzugsgebiet (km²) Auswertungszeitraum	Temmingsmühle/Steinfurter Aa* 2592 980 / 5775 910 3810 Steinfurt 115,8 1958 – 1988	Wettringen B70/Steinfurter Aa* 90 530 / 87 660 3709 Ochtrup 175,07 1976 – 1988	Rheine/Ems** 97 900 / 95 940 3710 Rheine 855 1941 – 1989
Mittlere Abflußspende (Mq) (l/s · km ²)	10,8	10,5	10,6
Mittlere Niedrigwasserabflußspende (SoMNq) im Sommer (l/s · km ²)	0,55	1,17	2,2
Mittlere monatliche Niedrigwasserabflußspende (MoMNq) (l/s · km ²)	3,35	3,93	5,4

* nach Deutsches Gewässerkundliches Jahrbuch Rheingebiet, Teil III, Abflußjahr 1988 (1990)

** nach Deutsches Gewässerkundliches Jahrbuch Weser-Emsgebiet, Abflußjahr 1989 (1993);
die Werte sind für das Teileinzugsgebiet zwischen den Pegeln Greven und Rheine angegeben.

Eine weitere Möglichkeit die Grundwasserneubildung eines Gebiets zu ermitteln, ist die Auswertung langjähriger Abflußmessungen eines Vorfluters. Von den Pegeln Temmingsmühle und Wettringen B70 (TK 25: 3709 Ochtrup) an der Steinfurter Aa sowie dem Pegel Rheine (TK 25: 3710 Rheine) liegen langjährige Abflußmessungen vor (vgl. Tab. 6). Das Einzugsgebiet des Pegels Temmingsmühle umfaßt im Blattgebiet den südlichsten Teil der Kreide-Höhen und des Borghorster Leerfeldes. Der größte Teil der im Blattgebiet liegenden Kreide-Höhen und des Borghorster Leerfeldes sowie ein kleiner Teil des Hollicher Feldes sind dem Einzugsgebiet des Pegels Wettringen B70 zuzuordnen. Das Teileinzugsgebiet des Pegels Rheine zwischen den Pegeln Rheine und Greven umfaßt im Blattgebiet den größten Teil des quartären Porengrundwasserleiters und einen Teil der Kreide-Höhen.

In der Tabelle 6 sind die Abflüsse als Abflußspenden (q) angegeben. Das bedeutet, die absolute Abflußmenge wurde auf die jeweiligen Einzugsgebiete der Pegel bezogen, um einen Vergleich untereinander zu ermöglichen. Die Abflußspende von $1 \text{ l/s} \cdot \text{km}^2$ entspricht einer Wasserhöhe von $31,5 \text{ mm/a}$. Die mittlere Abflußspende M_q beinhaltet den Gesamtabfluß. Die mittlere Niedrigwasserabflußspende (SoMN_q) beschreibt den Mindestgrundwasserabfluß des Sommerhalbjahres. Die jährliche neugebildete Grundwassermenge ist jedoch höher als der Mindestgrundwasserabfluß des Sommerhalbjahres. Sie kann als monatliche mittlere Niedrigwasserabflußspende (MoMN_q) berechnet werden (WUNDT 1958) und entspricht einer mittleren Grundwasserabflußspende.

Die am Pegel Temmingsmühle und Wetringen B70 ermittelten Grundwasserabflußspenden entsprechen Grundwasserneubildungshöhen von 108 und 124 mm/a . Die am Pegel Rheine gemessenen Abflußspenden ergeben eine mittlere Grundwasserneubildungshöhe von 170 mm/a . Ähnliche Werte hat STRUCKMEIER (1990) für den Pegel Rheine aus Abflußmessungen von 1959 bis 1976 berechnet. Die im Vergleich zu den durch andere Methoden ermittelten, niedrigen Grundwasserneubildungshöhen lassen sich auf verschiedene Faktoren wie Grundwasserentnahmen, Zwischenabfluß oder das Unterströmen der Abflußmeßstelle zurückführen (STRUCKMEIER 1990). Aus den Pegelmessungen kann daher nur eine Restgrundwasserabflußspende erfaßt werden, die einen Mittelwert für das Flusseinzugsgebiet darstellt.

Zusammenfassend kann man entsprechend der flächendifferenzierten Darstellung von STRUCKMEIER (1990) für den Bereich der Kreide-Höhen eine Grundwasserneubildungshöhe von $100 - 250 \text{ mm/a}$ ansetzen und für den gesamten Porengrundwasserleiter je nach Bewuchs und Ausbildung der Deckschichten eine Grundwasserneubildungshöhe von $200 - 400 \text{ mm/a}$.

6.4 Grundwasserbeschaffenheit

Grundwasser enthält stets einen Anteil an gelösten Stoffen, deren Art und Menge den hydrochemischen Charakter des Grundwassers bestimmen. Die natürliche Zusammensetzung des Grundwassers ist ein Produkt aus vielfältigen geochemischen und biochemischen Wechselwirkungen zwischen dem im Untergrund versickernden Niederschlagswasser, dem Grundwasser, dem Boden und dem grundwasserleitenden Gestein. Neben der Ausbildung des durchsickerten Bodens und seiner biologischen Aktivität sowie der Zusammensetzung des durchströmten Gesteins, sind die Länge des Fließwegs und die Verweildauer im Untergrund maßgeblich für die Ausbildung eines aquiferspezifischen Grundwasserchemismus. Dieser geogen bedingte Chemismus wird vor allem im oberflächennahen Bereich durch anthropogene Einwirkung wie Bodennutzung, Düngung, Abwasserversickerung und andere überprägt.

Ausgewählte Grundwasseranalysen aus dem Blattgebiet sind in Tabelle 7 zusammengestellt. Sie sollen weitgehend typische Grundwässer aus den lithologisch und stratigraphisch unterschiedlichen Leitergesteinen repräsentieren. Daher wurden Analysen, die auf eine starke anthropogene Veränderung des Grundwasserchemismus schließen lassen, nicht in die Tabelle aufgenommen. Eine gewisse anthropogene Beeinflussung des Grundwassers ist jedoch insbesondere in den quartären Grundwasserleitern meistens gegeben.

Die Tabelle zeigt mit den Kationen Natrium (Na^+), Magnesium (Mg^{2+}) und Calcium (Ca^{2+}) und den Anionen Chlorid (Cl^-), Hydrogencarbonat (HCO_3^-) und Sulfat (SO_4^{2-}) die Hauptinhaltsstoffe des Grundwassers. Kalium (K^+), Eisen (Fe^{2+}), Mangan (Mn^{2+}) und Nitrat (NO_3^-) kommen geogen bedingt nur als Nebenbestandteil vor. Eine erhöhte Konzentration dieser Stoffe deutet auf ungewöhnliche Aquiferbedingungen oder anthropogene Verunreinigungen hin.

Die Gesamthärte ist ein Maß für den Gehalt an schwer wasserlöslichen Verbindungen, die beim Erwärmen des Wassers meist als Carbonate ausfallen. Sie wird aus den Konzentrationen der Erdalkalioxide CaO und MgO berechnet. Die Gesamthärte wird nach dem Waschmittelgesetz in vier Bereiche unterteilt, wobei der Bereich 1 die niedrigsten, der Bereich 4 die höchsten Härtegrade umfaßt. Die Carbonathärte wird aus dem Gehalt an Hydrogencarbonat abgeleitet.

Die Analysen 1 – 7 repräsentieren Grundwässer aus den Kluftgrundwasserleitern der Oberkreide. Die Proben der Analysen 1 – 3 wurden aus Quellen entnommen, die im Bereich des Buchenberges und nördlich davon aus den Gesteinen der Sandmergelsteinfazies des Obersantons entspringen. Die Analysen zeigen ein für die Festgesteine der Oberkreide typisches Grundwasser, dessen Chemismus durch den Carbonatgehalt der Leitergesteine geprägt ist. Der pH-Wert liegt im alkalischen Bereich, bei einer mäßigen Gesamtmineralisation sind Calcium und Hydrogencarbonat die vorherrschenden Lösungsgegnossen. Das Wasser ist hart bis sehr hart und liegt in den Härtebereichen 3 und 4.

Die Analysen 4 und 5 geben den Chemismus von zwei Brunnen wieder, die ebenfalls Grundwasser aus den Kluftgrundwasserleitern des Obersantons fördern.

Die Analysen 6 und 7 repräsentieren Brunnenwässer, die typisch für die Übergangszone von oberflächennahem zu tiefem, versalztem Grundwasser sind (MICHEL 1968). Hohe Natrium- und geringe Calciumgehalte sowie eine Carbonathärte, die größer ist als die Gesamthärte, weisen auf Ionenaustauschvorgänge hin, bei denen die in oberflächennahen Grundwässern dominierenden Calcium-Ionen im Poren- und Klufttraum toniger Mergelsteine gegen Natrium-Ionen des tieferen Grundwassers ausgetauscht werden (MICHEL 1968). Eine Tiefenzonierung des Grundwassers wird besonders durch einen Vergleich der Analysen 5 und 6 deutlich. Beide Proben stammen von benachbarten Standorten, wurden aber aus unterschiedlich tiefen Brunnen entnommen. Analyse 5 repräsentiert die oberflächennahen Calcium-Hydrogencarbonat-Wässer, während Analyse 6 ein typisches, hier aus 60 m Tiefe entnommenes Natrium-Hydrogencarbonat-Austauschwasser zeigt.

Aus der Umgebung des Blattgebiets ist durch verschiedene Brunnen, die Grundwasser mit stark erhöhten Chloridgehalten fördern, bekannt, daß das Salzwasser des unteren Grundwasserstockwerks an Störungszonen in oberflächennahe Bereiche aufsteigen kann (SCHNEIDER 1964). Grundwasseranalysen, die den Aufstieg von Tiefengrundwässern im Blattgebiet dokumentieren, liegen jedoch nicht vor.

Einen Einblick in die hydrochemischen Verhältnisse im Lockergesteinsaquifer geben die Analysen 8 – 16. Die Proben 8 – 14 wurden aus verschiedenen Brunnen und Meßstellen im Bereich des Hollicher Feldes, des Emsdettener Venns und des Münsterländer

Tabelle 7
Grundwasseranalysen

Nr.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Entnahmestelle	Buchen- berg	Buchen- berg	Hollich	Burg- steinfurt	östl. Burg- steinfurt	östl. Burg- steinfurt	Wilms- berg	Hollicher Feld	Hollicher Feld	Hollich
entnommen aus	Quelle	Quelle	Quelle	Brunnen	Brunnen	Brunnen	Brunnen	Schacht- brunnen	Brunnen	Brunnen
Lage R H	94 440 79 820	95 150 79 250	93 530 81 150	91 950 78 700	93 600 79 600	93 700 79 650	98 270 75 700	91 200 85 630	92 960 84 180	93 920 82 190
Tiefe (m)				38	2	60	10		6	2,8
Geologie*	krsa4,s	krsa4,s	krsa4,s	krsa4,t	krsa4,s	krsa4,s	krca1	w,S,ta	w,S,ta	w,S,ta
Entnahmedatum	13.5.91	13.5.91	14.5.91	16.7.85	18.8.86	6.2.91	18.8.86	6.2.91	24.1.91	24.10.90
Temperatur (°C)	12,7	12,1	9,4	16,5	15,1	15,0	14,5	4,4	10,3	13,5
Leitfähigkeit (µS/cm)	703	615	791	570	853	1 129	1 150	680	913	1 005
pH	7,6	7,2	7,3	8,5	6,9	8,5	7,2	6,8	7,2	6,9
Gesamthärte (°d)	22,2	21,9	20,8	21,6	25,4	0,4	6,9	19,1	26	23,9
Härtebereich nach Waschmittelgesetz	4	4	3	4	4	1	1	3	4	4
Carbonathärte (°d)	18,5	16,0	19,9	13,4	17,7	30,9	27,5	10,9	21,6	14
Na ⁺ (mg/l)	26,1	22,2	48,1	22	14,3	327	237	24,2	34,3	37,7
K ⁺ (mg/l)	1,75	1,18	4,29	3	17,3	1,69	15,2	1,66	13,1	51,6
Mg ²⁺ (mg/l)	5,25	3,99	10,1	7	5,23	0,495	12	4,1	10,2	10,9
Ca ²⁺ (mg/l)	150	150	132	143	173	1,86	29,4	130	169	153
Mn ²⁺ (mg/l)	0,034	0,052	0,03	—	< 0,001	0,03	< 0,001	0,536	0,51	0,272
Fe ²⁺ (mg/l)	0,019	0,051	0,014	—	0,002	0,087	< 0,001	3,08	12,3	11
Cl ⁻ (mg/l)	26,1	30,3	33,3	81	57,6	57,9	84,8	61,9	79,8	94,3
HCO ₃ ⁻ (mg/l)	403	348	433	292	384	671	597	238	470	305
SO ₄ ²⁻ (mg/l)	71,8	88,5	63,6	65	77,4	45,6	71,4	104	72,4	161
NO ₃ ⁻ (mg/l)	< 1	12,5	< 1	1	10	16,5	7	< 1	< 1	24,9
gelöste feste Bestandteile (mg/l)	684	657	724	614	739	1 122	1 054	567	862	850

* Erl. der Symbole s. geologische Karte und Tafel 1 (DYä) — nicht nachgewiesen ohne Angaben: nicht untersucht

Kiessandzugs entnommen. Die Analysen 15 und 16 zeigen die Rohwasserbeschaffenheit der Brunnenanlagen I und III des Wasserwerks Ahlintel.

Das Grundwasser in den Sedimenten der Niederterrasse (Analysen 8 – 13) weist einen ähnlichen Chemismus wie das oberflächennahe Grundwasser in den Kluftgrundwasserleitern der Oberkreide auf. Typbestimmende Ionen sind Calcium und Hydrogencarbonat. Das Wasser ist hart bis sehr hart und liegt in den Härtebereichen 3 und 4. Da der quar-
täre Porengrundwasserleiter gut durchlässig ist und nicht durch gering durchlässige
Deckschichten geschützt wird, zeigen einige Analysen erhöhte Kalium- und Nitratgehalte,

Tabelle 7
(Fortsetzung)

11	12	13	14	15	16
Hollicher Feld	nörtl. Emsdetten	Emsdetten	Clemenshafen	Ahlintel I	Ahlintel III
Brunnen	Brunnen	Brunnen	GW-Meßstelle	Horizontalfilterbrunnen	
94 560 85 530	02 280 85 050	02 110 82 790	97 030 85 240	01 420 80 260	98 750 82 100
11	2		6,3		
w,S,ta/ DYä	w,S,ta	w,S,ta	„os	„os	„os
18,7.85	16,7.85	16,7.85	24,10.90	30,1.95	30,1.95
15,5	16,6	16	12,9		
490	610	740	459	306	449
8,3	8,4	8,5	5,1	7,2	6,4
16,9	17	21,4	5,9	17,5	7,2
3	3	4	1	3	1
12,9	9,7	13,4	< 0,2	10,4	4,2
16	30	28	19	20	26
28	15	17	23,2	5,8	4,9
1	4	5	9	7,2	4,1
119	115	145	26,9	113	45
—	—	—	0,193	0,09	0,37
—	—	—	26,8	1,73	27
56	63	104	44,2	46	58
280	210	292	< 5	226	91,5
9	112	80	128	87	92
68	1	< 1	< 1	46	< 1
577	550	672	277	553	349

die auf einen verstärkten Eintrag dieser Stoffe durch die Düngung der landwirtschaftlich genutzten Flächen zurückzuführen sind. Auffällig sind in den Analysen 8 bis 10 die hohen Eisen- und Mangengehalte, die auf reduzierende Bedingungen im Grundwasserleiter deuten (MATTHESS 1990).

Im Bereich des Münsterländer Kiessandzugs zeigen die vorliegenden Analysen (Analyse 14 – 16) deutliche lokale Differenzen im Grundwasserchemismus, die auch durch langjährige Meßreihen bestätigt werden (BAUER 1979, JUDITH 1988). Unterschiede sind vor allem im pH-Wert, in der Gesamt- und Carbonathärte sowie im Nitrat- und Eisengehalt zu erkennen. Die Chlorid- und Sulfatgehalte liegen im gesamten Münsterländer Kiessandzug in ähnlichen Größenordnungen, zeigen jedoch nach Untersuchungen von JUDITH (1988) jahreszeitliche Schwankungen und nach langjährigen Beobachtungen eine Konzentrationszunahme, die auf wachsende anthropogene Einflüsse zurückzuführen ist.

Im Einzugsgebiet des Brunnenfeldes I des Wasserwerks Ahlintel ist das Grundwasser alkalisch und mit einer Gesamthärte von 17,5 °d hart. Der Nitratgehalt ist erhöht, er liegt jedoch mit 46 mg/l noch unter dem in der Trinkwasserverordnung (Verordnung über Trinkwasser und Wasser für Lebensmittelbetriebe vom 22. Mai 1986, Neufassung vom 5. Dezember 1990) festgelegten zulässigen Grenzwert von 50 mg/l.

Im Raum Clemenshafen und im Einzugsgebiet des Brunnenfeldes Ahlintel III ist im Gegensatz dazu das Grundwasser durch einen niedrigen pH-Wert, niedrige Calcium-, Hydrogencarbonat- und Nitratgehalte sowie eine sehr hohe Eisenkonzentration und einen hohen Anteil an freier Kohlensäure (JUDITH 1988) gekennzeichnet. Dieser ungewöhnliche Chemismus kann auf den Einfluß von Moorwässern aus den benachbarten Mooregebieten des Borghorster Feldes und des Emsdettener Venns zurückgeführt werden (BAUER 1979).

Die Mischung des normalerweise alkalischen Grundwassers mit dem sauren Moorwasser bewirkt eine deutliche Verschiebung des pH-Werts in den sauren Bereich. Durch

den Abbau von organischer Substanz in den Mooregebieten herrschen außerdem reduzierende Bedingungen im Aquifer, so daß im Sediment gebundenes Eisen gelöst wird. Das reduzierende Milieu ermöglicht eine bakteriell gesteuerte, anaerobe Denitrifikation des Nitrats und damit einen weitgehenden Abbau des durch Düngung eingetragenen Nitrats.

Die Zersetzung der Pflanzenmasse in den Mooregebieten führt außerdem zu einer verstärkten Bildung von Kohlendioxid, das einen erhöhten Gehalt an freier, aggressiver Kohlensäure bedingt. Da der überwiegende Teil des gelösten Kohlendioxids bei den gegebenen niedrigen pH-Werten jedoch in nicht dissoziierter Form vorliegt (MATTHESS 1990), ist der Gehalt an Hydrogencarbonat und gelöstem Calcium vergleichsweise niedrig.

Das in den Brunnenfeldern Ahlintel I und III geförderte Rohwasser muß für die Trinkwasserverwendung aufbereitet werden. Der erhöhte Eisen- und Mangangehalt, der in beiden Brunnenanlagen über dem in der Trinkwasserverordnung festgelegten Grenzwert von 0,2 mg/l, beziehungsweise 0,05 mg/l liegt, erfordert eine Enteisenung des Wassers. Die Nitratbelastung des Rohwassers aus der Brunnenanlage Ahlintel I wird durch die Mischung mit geringer belastetem Rohwasser aus den anderen Brunnenanlagen verringert. In der Brunnenanlage III erschwert neben dem stark erhöhten Eisengehalt der hohe Anteil an freier, aggressiver Kohlensäure die Aufbereitung des Rohwassers und die Verwendung als Mischwasser.

6.5 Grundwassernutzung

Im Blattgebiet wird ausschließlich das Grundwasservorkommen im Bereich des Münsterländer Kiessandzugs für die öffentliche Wasserversorgung genutzt. Die Stadtwerke Steinfurt betreiben dort das Wasserwerk Ahlintel mit den Brunnenfeldern Ahlintel I und III (s. Abb. 3) und den auf dem Blattgebiet 3811 Emsdetten liegenden Brunnenfeldern Ahlintel II und Brennheide. Die Wassergewinnungsanlage Ahlintel I wird seit 1908 betrieben. Zunächst wurde das Grundwasser durch eine Vielzahl von Vertikalbrunnen gefördert, die im Jahr 1976 durch einen Horizontalfilterbrunnen ersetzt wurden.

Aufgrund des gestiegenen Wasserbedarfs wurde 1966 das Brunnenfeld Ahlintel II, 1973 das Brunnenfeld Ahlintel III und 1993 das Brunnenfeld Brennheide erschlossen. In allen drei Feldern wird aus jeweils einem Horizontalfilterbrunnen gefördert. Die derzeit verleihe Fördermenge beträgt für die Gewinnungsanlagen Ahlintel I und II zusammen 1,9 Mio. m³/a und 1,1 Mio. m³/a für das Brunnenfeld Ahlintel III.

Die Gemeinden Steinfurt und Nordwalde, die den größten Teil des Blattgebiets einnehmen, werden von den Stadtwerken Steinfurt mit Trinkwasser versorgt. Außerhalb der geschlossenen Ortschaften sind viele Haushalte auf eigene Brunnen angewiesen. Diese beziehen in den Kreide-Höhen das Grundwasser aus der oberflächennahen Auflockerungszone der Festgesteine. Diese Grundwasservorkommen sind für eine solche dezentrale Wasserversorgung ausreichend. In den Flachlandsgebieten wird in der Regel für Einzelwasserversorgungen Grundwasser aus dem quartären Porengrundwasserleiter entnommen.

Neben der Entnahme für die Trink- und Brauchwasserversorgung wird das Grundwasser von einigen Haushalten für den Betrieb von Wärmepumpen genutzt.

Einzelne Gewerbebetriebe im Blattgebiet besitzen eine eigene Wasserversorgung, die sich im Bereich von Burgsteinfurt und Borghorst auf das Grundwasser der Sandmergelsteinfazies des Obersantons und die gering bis mäßig durchlässigen Bereiche des Unterampans stützt.

7 Ingenieurgeologie

(P. WEBER)

Der ingenieurgeologische Teil der Erläuterungen ist aufgrund des Kartenmaßstabes nur als Übersicht zu werten. Es werden nur orientierende Angaben über die Fest- und Lockergesteine, ihre bodenmechanischen Eigenschaften sowie über Gründungen gemacht; sie ersetzen keinesfalls ingenieurgeologische Spezialuntersuchungen.

Im Blattgebiet stehen Festgesteine der Kreide sowie Lockergesteine des Quartärs an. Diese sind auf der geologischen Karte entsprechend ihrer stratigraphischen Stellung und lithologischen Ausbildung in zahlreiche Kartiereinheiten unterteilt. Aus Gründen einer besseren Übersicht ist hier eine Zusammenfassung von Kartiereinheiten mit annähernd gleicher stofflicher Ausbildung und ähnlichen geotechnischen Eigenschaften zu Gruppen zweckmäßig. Dabei wird berücksichtigt, daß innerhalb der Kartiereinheiten Schwankungsbreiten bei der Korngrößenzusammensetzung die geotechnischen Eigenschaften bestimmen. Hinweise auf die Höhe der Grundwasserstände können beim zuständigen Staatlichen Umweltamt (StUA Münster) eingeholt werden .

7.1 Ingenieurgeologische Beurteilung der Schichten

Im folgenden werden die zu Gruppen zusammengefaßten Kartiereinheiten für die praktischen Belange des Hoch- und Tiefbaus beschrieben und soweit möglich geotechnisch charakterisiert. Eine ausführliche Beschreibung der Schichten findet sich im Kapitel 3.

7.1.1 Festgesteine

Die Tonmergel-, Kalkmergel- und Mergelsteine des Santons und Campans treten im südwestlichen Blattgebiet in einem Nordwest – Südost streichenden Höhenzug zwischen Burgsteinfurt und dem südlichen Blattrandgebiet auf. Sie sind lückenhaft aufgeschlossen und können daher nur in sehr begrenztem Umfang geotechnisch beurteilt werden. Die Verwitterung der kalkreichen, meist kompakten Gesteine ist auch in Oberflächennähe gering; sie wurden zeitweise als Bausteine gewonnen, zum Beispiel in einem Steinbruch am Schleithoff, südwestlich von Borghorst. Die tonreichen Gesteine sind oberflächennah

durch Verwitterungseinflüsse entfestigt, weitgehend zerfallen und zersetzt. Der Zerklüftungsgrad dieser Gesteine ist deutlich; die Klüfte sind kurzflächig und durchweg engständig.

Die Bauwerksgründungen im Fels sind im allgemeinen unproblematisch. Die Fundamentdimensionierung und Bodenpressung richtet sich nach der Gebirgsfestigkeit. Diese ist je nach Gesteinsausbildung, Zerklüftung und Verwitterung unterschiedlich. Für den unverwitterten Fels liegen die Elastizitätsmoduln (E-Werte) in den kompakten, kalkreichen Gesteinen zwischen 700 und 3000 MN/m². In den unverwitterten tonreichen Gesteinen betragen die E-Werte 200 – 400 MN/m² und können in verwitterten und teilweise zersetzten Gesteinen auf 60 – 100 MN/m² heruntergehen. Bei Hochbauten sollte die Gründungssohle möglichst einheitlich im Fels liegen.

Die im Untergrund anstehenden Kalkmergelsteine sind in abgestufter Körnung für den lagenweisen Einbau im Damm- und Straßenbau verwendbar. Die Frost- und Verwitterungsanfälligkeit nimmt mit zunehmendem Tonanteil zu. Die Mergel- und Tonmergelsteine sind daher nur bedingt einbaufähig. Die Festgesteine werden nach DIN 18 300 den Bodenklassen 6 (leicht lösbarer Fels) und 7 (schwer lösbarer Fels) zugeordnet. Die Bereiche mit stärkerer Verwitterung und Entfestigung der Gesteine können im allgemeinen der Bodenklasse 6, die unverwitterten Gesteine der Klasse 7 zugeordnet werden. Die Zuordnung zu einer dieser Bodenklassen ist jedoch von mehreren Faktoren abhängig, wie zum Beispiel dem Grad der Entfestigung, der Gesteinszusammensetzung und einer plattigen oder bankigen Ausbildung der Gesteine.

7.1.2 Lockergesteine

7.1.2.1 Grundmoräne

Die gut konsolidierte Grundmoräne besteht überwiegend aus einem stark tonigen, sandigen Schluff, dem örtlich Kies, Steine und Blöcke beigemischt sind. Diese oberflächennahen bindigen Lockergesteine sind infolge der hohen Vorbelastung durch das Eis wenig kompressibel; die Steifemoduln erreichen je nach Zusammensetzung bis 80 MN/m². Das Grundmoränenmaterial ist jedoch vernässungs- und frostempfindlich. Dies sollte bei Gründungs- und Erdbauarbeiten berücksichtigt werden. Für den Einbau in Dämmen ist das Material daher auch nur bedingt geeignet. Es besitzt eine geringe Wasserdurchlässigkeit, neigt zur Staunässebildung, Aufweichungsgefahr und Konsistenzänderung bei dynamischer Beanspruchung. Nach DIN 18 300 ist die Grundmoräne bei einem Schluff- oder Schluff/Tonanteil <15 % in Klasse 3 (leicht lösbare Bodenarten), sonst in Klasse 4 (mittelschwer lösbare Bodenarten) einzustufen.

7.1.2.2 Sandige Bach- und Flußablagerungen, sandig-kiesige Schmelzwasserablagerungen

In dieser Gruppe werden Ablagerungen verschiedenartiger Genese zusammengefaßt, die vorwiegend aus Sand bestehen, teilweise aber auch Schluff oder Kies enthalten. Dies sind der Vorschütt- und Nachschütt sand, der Münsterländer Kiessandzug sowie die san-

dige Ausbildung von Talsand und Uferwall. Entsprechend ihrer Entstehung aus Fluß- und Schmelzwasserablagerungen sind diese Sedimente mitteldicht gelagert und eignen sich als tragfähiger Baugrund, als Dammschüttmaterial und in bestimmter Körnung als Frostschuttschicht. Es werden im Falle fehlender oder nur geringer Schluffbeimengungen ($< 15\%$) Steifemoduln zwischen $50 - 100 \text{ MN/m}^2$ veranschlagt, bei stärkeren Schluffeinschlüssen $10 - 30 \text{ MN/m}^2$. Reine Sande und Kiessande der genannten Schichten sind nach DIN 18 300 in Klasse 3 (leicht lösbare Bodenarten) einzustufen, bei Schluffgehalten über 15% in Klasse 4 (mittelschwer lösbare Bodenarten). Die Gründung von Bauwerken kann in ungestörten Schichten mit Einzel- und Streifenfundamenten erfolgen.

7.1.2.3 Fließerde

Die Fließerde besteht zum größten Teil aus schluffigen Fein- und Mittelsanden, teilweise aus umgelagertem Kreide-Gestein mit erheblichem Tonanteil. Sie ist besonders am Hangfuß der Höhenzüge entwickelt und hat infolge der oft lagenweise unterschiedlichen Zusammensetzung wechselnde bodenmechanische Eigenschaften. Für die vorwiegend bindigen Ablagerungen kann ein mittlerer Konsolidierungsgrad angenommen werden, überwiegt der Sandanteil sind diese durchweg mitteldicht gelagert. Für die bindigen Ablagerungen, auch für schluffige Feinsande, besteht bei Vernässung die Gefahr des Aufweichens und bei dynamischer Beanspruchung die Gefahr der Konsistenzänderung, so daß sie dann leicht weich oder breiig werden können. Für den Einbau in Dammkörper ist das Material nur bedingt geeignet.

7.1.2.4 Auensand

Der Auensand besteht überwiegend aus schluffigen, tonigen Fein- und Mittelsanden, nur im nördlichen Teil treten auch reine Sande auf. Er zeichnet sich durch eine geringe Lagerungsdichte aus. Geplante Gründungen sollten deshalb in diesen Lockergesteinen mit untereinander verbundenen und leicht konstruktiv bewehrten Streifenfundamenten von mindestens $0,50 \text{ m}$ Höhe und Breite erfolgen; eine künstliche Verdichtung der Gründungssohle kommt nur bei ausreichendem Abstand zum Grundwasserspiegel in Betracht. Ohne künstliche Verdichtung und bei hohem Grundwasserstand ist die Grundbruchgefahr für Gründungskörper relativ groß, weshalb auf eine Baugrunduntersuchung – auch für leichte Bauwerke – nicht verzichtet werden sollte.

Für reine Sande können die Steifemoduln mit $30 - 50 \text{ MN/m}^2$ angesetzt werden, bei den vorherrschenden tonig-schluffigen Sanden können jedoch nur $10 - 30 \text{ MN/m}^2$ angesetzt werden. Rein sandige Ablagerungen sind nach DIN 18 300 in die Klasse 3 (leicht lösbare Bodenarten), Schichten mit Schluffgehalten über 15% in die Klasse 4 (mittelschwer lösbare Bodenarten) einzustufen.

7.1.2.5 Sandige Windablagerungen

Windablagerungen überdecken, zum Teil als Dünen oder als relativ mächtige Flugsanddecke vielfach aber nur als geringmächtiger Schleier, weite Teile des Blattgebiets. Der gleichförmige Feinsand besitzt eine geringe Lagerungsdichte mit Steifemoduln zwischen 30 und 40 MN/m². Bei diesem Baugrund ist für geplante Gründungen unbedingt eine Nachverdichtung der Fundamentsohle erforderlich. Die Gründung von Bauwerken sollte durch untereinander verbundene bewehrte Streifenfundamente erfolgen.

Die sandigen Windablagerungen sind wegen ihrer homogenen Kornzusammensetzung nicht besonders gut für den Einbau in Dämme geeignet. Sollte aus Mangel an besserem Material ein Einbau trotzdem erforderlich sein, so sind Versuche über die optimal erreichbare Lagerungsdichte bei lagenweisem Einbau erforderlich, da bei zu starker Verdichtung leicht wieder eine Auflockerung eintritt. Es ist zu berücksichtigen, daß der Feinsand erodierbar ist und daß bei Aufbau eines Strömungsdruckes im Dammkörper Rutschungen auftreten können. Nach DIN 18 300 sind die sandigen Windablagerungen in Klasse 3 (leicht lösbare Bodenarten) einzustufen.

7.1.2.6 Sandig-torfige Moorbildungen

Die Niedermoore im Blattgebiet beschränken sich auf die Aue des Aabaches sowie auf ein kleines Vorkommen in der Bauerschaft Scheddebrock. Hochmoore sind aus dem Emsdettener Venn und dem Borghorster Feld bekannt. Moorerde und Torf, humoser Schluff und schluffig-toniger, teilweise aber auch feinsandiger Torf zeichnen sich aufgrund des hohen Gehaltes an organischer Substanz und sehr hohem Wassergehalt durch große Kompressibilität aus. Der Wassergehalt kann ein Mehrfaches des Eigengewichts betragen, die Zersetzung der organischen Substanz ist nicht abgeschlossen. Aus diesen Gründen muß bei Austrocknen des vorher nassen Bodens und bei Belastung mit großen Volumenänderungen gerechnet werden. Torf eignet sich nicht als Baugrund. Er sollte entweder durchteuft oder ausgeräumt und durch Kiessand, der lagenweise einzubringen und zu verdichten ist, ersetzt werden. Nach DIN 18 300 sind diese Schichten der Klasse 1 (Oberboden) zuzurechnen.

7.2 Allgemeine Hinweise

Die Belastbarkeit des Baugrundes hängt von den Baugrundeigenschaften und der Konstruktion des Bauwerkes ab. Es sind deshalb bei bekannter Bauwerksplanung spezielle Untersuchungen des Baugrundes erforderlich. Erst nach genauer Kenntnis des Schichtenaufbaus und der bodenmechanischen Kennwerte der einzelnen Schichten, des Grundwasserstandes und der anfallenden Belastung können Aussagen über die zweckmäßige Gründung gemacht werden (vgl. DIN 1054, Zulässige Belastung des Baugrunds u. DIN 18 196, Erd- und Grundbau. Bodenklassifikation für bautechnische Zwecke).

Bei hohem Grundwasserstand sind Grundwasserabsenkungen vor Baubeginn und bei Unterkellerung eventuell die Gründung mit einer wasserdichten Wanne erforderlich. In

schluffig-bindigen Schichten kann die Entwässerung mit Vakuumbrunnen erforderlich werden. Sofern bei hohem Grundwasserstand feuchte oder vernäßte, feinsandig-schluffige Ablagerungen in den Baugruben oder Fundamentsohlen anstehen, sollten sie durch Einbringen einer Magerbetonschicht vor einem weiteren Aufweichen infolge Wasserzutritt geschützt werden (DIN 4095).

Bei Baumaßnahmen – insbesondere bei Gründungen, die in frostfreier Tiefe liegen sollen – ist zu berücksichtigen, daß die Frosteindringtiefe 0,8 – 1,0 m betragen kann. Bei der Bebauung von künstlichen Aufschüttungen sind spezielle Baugrunderkundungen notwendig, wobei auch chemische Untersuchungen erforderlich werden können.

Das Blattgebiet Steinfurt liegt nach der Karte der Erdbebenzonen der DIN 4149 (Bauten in deutschen Erdbebengebieten) in der Zone 0, das heißt in einem Gebiet, in dem nach bisherigen Erfahrungen keine nennenswerten Erdbebenschäden zu erwarten sind.

8 Böden

(H.-J. DUBBER & G. STANCU-KRISTOFF)

Die im Blattbereich auftretenden Böden sind ausführlich auf der 1973 veröffentlichten Bodenkarte von Nordrhein-Westfalen 1 : 50 000, Blatt L 3910 Burgsteinfurt, dargestellt. Sie werden daher nur kurz beschrieben und in Abbildung 4 wiedergegeben. In manchen Teilen wurde die Darstellung der Bodeneinheiten neueren Erkenntnissen angepaßt oder wie am Buchenberg nördlich Steinfurt-Borghorst durch neue Aufnahmen ergänzt.

Die vorkommenden Böden sind in zehn Bodeneinheiten zusammengefaßt (s. Abb. 4). Als Kriterium der Abgrenzung dienten vorrangig das geologische Substrat, Korngröße und geologische Zuordnung, der Bodentyp, die Wasserverhältnisse und die Bodenentwicklung als Folge menschlicher Aktivität.

8.1 Böden aus Gesteinen der Oberkreide

Im südwestlichen Blattgebiet treten auf dem Höhenrücken südlich von Burgsteinfurt oberflächennah, teils auch an der Oberfläche anstehend Gesteine der Oberkreide auf. Sie bestehen aus Tonmergel- und Mergelstein und aus sandigem Kalkstein. Vielfach sind diese Gesteine von pleistozänen Sedimenten, insbesondere von Grundmoräne (Geschiebelehm und Geschiebesand) in unterschiedlicher Mächtigkeit überlagert. Bei geringmächtiger Auflage, vor allem dann, wenn die bodenartige Zusammensetzung und die Eigenschaften der Deckschicht sich nur wenig von denen der unterlagernden Gesteine unterscheidet, wird die Bodenentwicklung kaum beeinflusst.

Aus sandreicheren Gesteinen der Oberkreide, die reliefbildend westlich von Borghorst vorkommen, haben sich mittel- bis tiefgründige Braunerden und Pseudogley-Braunerden (1) entwickelt. Auf Kuppen und an Erosionshängen treten kleinflächig auch flachgründige Braunerden und Rendzina-Braunerden auf. Die staunässefreien

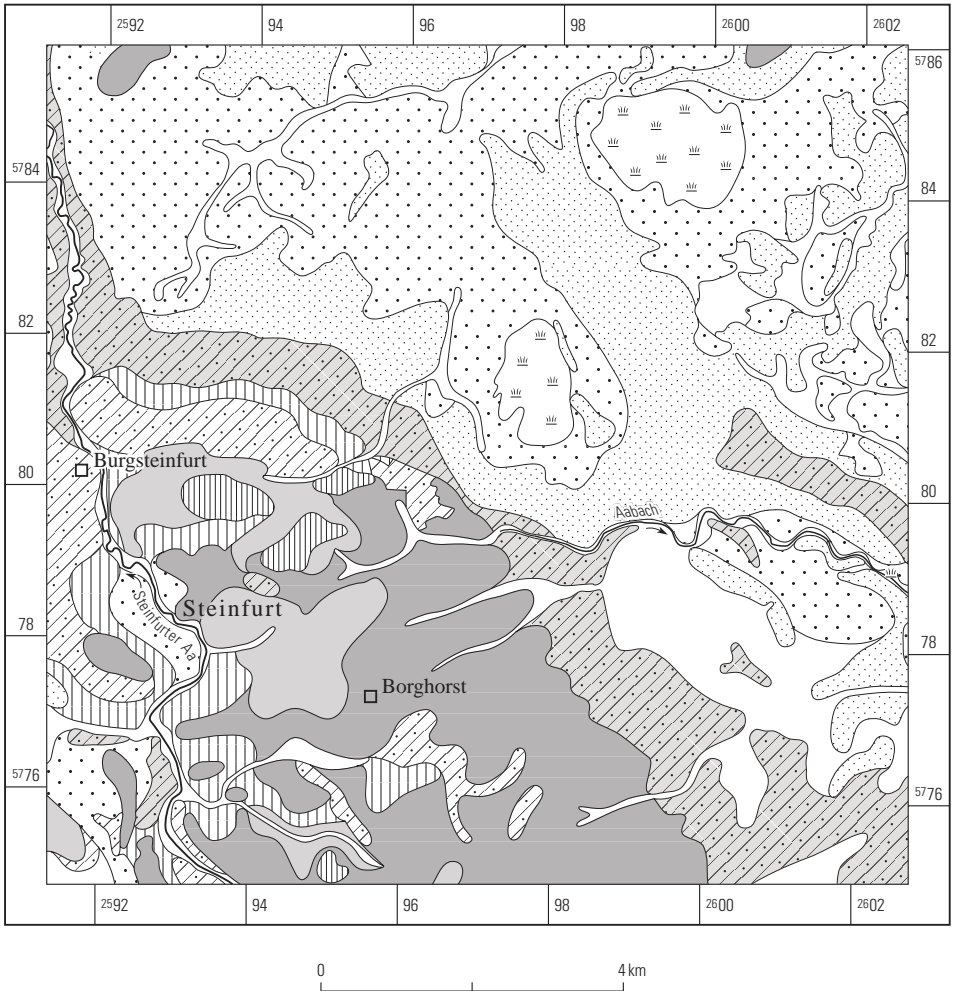


Abb. 4 Bodenkundliche Übersicht

Braunerden sind überwiegend auf Rücken und an Hängen anzutreffen und hier häufig an die Verbreitung der klüftigen Kalksteine gebunden. Pseudogley-Braunerden hingegen sind in ebenen und muldigen Lagen verbreitet. Hier überwiegen Böden großer Entwicklungstiefe, die schwache und mittlere Vernässungsmerkmale aufweisen. Aufgrund der vielfach auftretenden Deckschichten aus Geschiebelehm, Geschiebesand oder Fließerde wechseln die Bodenarten zwischen sandigem Lehm und lehmigem Sand.

Die Böden dieser Einheit haben durchweg eine gute Nährstoffversorgung, mittlere, zum Teil hohe nutzbare Wasserkapazität und meist mittlere Durchlässigkeit für Wasser und

**Braunerde und Pseudogley-Braunerde,
z. T. Rendzina-Braunerde (1)**



aus Geschiebelehm und Fließerde (Pleistozän) über sandigem Kalkgestein, Tonmergel- und Mergelstein (Oberkreide)

Gley-Braunerde, z. T. Pseudogley-Braunerde und Gley-Pseudogley (2)



aus Talsand und Fließerde, z. T. über Geschiebelehm (Pleistozän), darunter stellenweise Tonmergel- und Mergelstein (Oberkreide)

Gley-Podsol und Podsol (3)



aus Flugsand (Pleistozän/Holozän), Talsand und Schmelzwasserablagerungen (Münsterländer Kiessandzug), (Pleistozän)

Pseudogley und Braunerde-Pseudogley, stellenweise Podsol-Pseudogley (4)



Geschiebesand, Geschiebelehm und Fließerde (Pleistozän) über Tonmergel- und Mergelstein (Oberkreide), stellenweise mit geringmächtiger Flugsanddecke (Pleistozän/Holozän)

Pseudogley, z. T. Braunerde-Pseudogley (5)



aus Geschiebelehm und Fließerde (Pleistozän) über Tonmergel- und Mergelstein (Oberkreide)

Gley, z. T. Nassgley, Anmoorgley oder Pseudogley-Gley (6)



aus Bach- und Flußablagerungen (Holozän), z. T. über Talsand oder Geschiebelehm (Pleistozän), darunter stellenweise Gesteine der Oberkreide

Podsol-Gley, z. T. Gley oder Gley-Podsol (7)



aus Talsand (Pleistozän), z. T. mit Flugsandauflage (Pleistozän/Holozän)

Hochmoor, stw. Niedermoor, z. T. Moorgley oder Anmoorgley, teils abgetorfte Flächen (8)



aus organischen Bildungen (Holozän), z. T. über Talsand (Pleistozän)

Schwarzgrauer Plaggenesch über Podsol, Gley-Podsol, Podsol-Gley oder Gley (9)



aus anthropogenem Auftrag über Talsand und Schmelzwasserablagerungen (Pleistozän), z. T. über Flugsand (Pleistozän/Holozän)

Brauner und Graubrauner Plaggenesch über Pseudogley, Braunerde-Pseudogley und Gley-Pseudogley (10)



aus anthropogenem Bodenauftrag über Geschiebelehm (Grundmoräne) und Fließerde (Pleistozän), z. T. über Gesteinen der Oberkreide

zählen somit zu den besten Standorten des Blattgebiets. Sie werden als Acker oder als Grünland genutzt, jedoch kommen auch verbreitet größere Waldgebiete vor. Im Bereich dieser Böden befinden sich die waldreichsten Flächen (Buchenberg) des Blattgebiets. Infolge der günstigen Bodenverhältnisse stocken hier anspruchsvolle Baumarten.

8.2 Böden aus Gesteinen des Quartärs

Im Hangfußbereich und in Muldenlagen des Höhenzuges zwischen Burgsteinfurt und dem südlichen Blattrand sind Gley-Braunerden (2) anzutreffen. Sie entwickelten sich aus Geschiebelehm, Fließerde und sandigen Abschwemmassen, die meist kalkhaltig sind. Im tiefen Untergrund liegt Verwitterungslehm aus Kalk- und Mergelstein der Oberkreide. Die Böden dieser Einheit bestehen aus lehmigem, stellenweise stark lehmigem Sand. Sie sind tiefgründig und besitzen durchweg einen mittleren Basengehalt und ein gutes Wasserdargebot. Örtlich sind sie durch das vom Höhenrücken zuziehende Wasser vernäßt. Nach Entwässerung besitzen diese Böden einen guten Standortwert, so daß sie auch für anspruchsvolle Ackerkulturen geeignet sind.

Tiefgründige Gley-Podsolen (3) haben sich aus Flugsand entwickelt, der die ebene Niederterrasse stellenweise überlagert. Podsole (3) entstanden aus Sanden, die bis zu 3 m mächtig als Dünen aufgeweht wurden oder die den Münsterländer Kiessandzug aufbauen. Die aus Fein- bis Mittelsanden bestehenden basenarmen Böden weisen infolge des geringen Anteils an Feinsubstanz eine sehr hohe Durchlässigkeit, sehr geringe Sorptionsfähigkeit für Nährstoffe sowie ein geringes Speichervermögen für pflanzenverfügbares Wasser auf. Bei Podsolon (Grundwasserstand > 1,3 m unter Flur) muß daher bei längeren Trockenperioden mit Dürreschäden gerechnet werden, während bei den Gley-

Podsolen (Grundwasserstand 0,8 – 1,3 m unter Flur) das Wasser noch für Pflanzen erreichbar ist. Daher werden die Podsole – falls sie nicht über eine mächtigere humose Ackerkrume verfügen – mehr forstwirtschaftlich und die Gley-Podsole überwiegend ackerbaulich genutzt. Zu einer Beeinträchtigung der Nutzung kann es dort kommen, wo sich stärkere Ortsteinhorizonte gebildet haben.

Tiefgründige, mäßig basenreiche Pseudogleye und Braunerde-Pseudogleye (4) aus mittelschweren Bodenarten kommen vor allem im Bereich des Höhenzuges bei Borghorst vor. Sie haben sich aus den oft mehr als 2 m mächtigen sandreichen Sedimenten der Grundmoräne gebildet und bestehen in den oberen 0,3 – 0,4 m aus lehmigem Sand, stellenweise auch aus sandigem Lehm. Infolge der durch den höheren Sandanteil verbesserten Durchlässigkeit sind auf diesen Flächen nicht nur Pseudogleye, sondern in erhöhten Lagen auch Übergänge zu Braunerde anzutreffen. Der im Oberboden höhere Sandgehalt ermöglicht die Bearbeitung in einem deutlich längeren Zeitraum, so daß diese Standorte nach Entwässerung weitgehend ackerbaulich genutzt werden können. In dieser Einheit sind auch Podsol-Pseudogleye (4) zusammengefaßt, die sich durch eine etwa 0,4 – 1,0 m mächtige Sandschicht über sandigem Lehm auszeichnen. Sie treten als kleinere Flächen am Nordrand des Blattgebiets auf.

Mittel- bis tiefgründige basenreiche Pseudogleye (5) aus tonigem Lehm oder lehmigem Ton sind großflächig an schwach geneigten Hängen zwischen Borghorst und Burgsteinfurt, im Alstfeld und in einem Tälchen am Südrand des Blattbereichs anzutreffen. Sie haben sich aus tonreichem Geschiebelehm und Verwitterungslehm mit hohem Feinsubstanzgehalt entwickelt. Infolge ihrer geringen Wasserdurchlässigkeit neigen diese Böden zu Staunässe. Die Zeitspanne für ihre Bearbeitung (z. B. Pflügen) ist sehr kurz, so daß sie von den Landwirten als „Minutenböden“ bezeichnet werden. Die Ackernutzung ist auch nach intensiver Melioration nur mit erheblichem Ertragsrisiko möglich (HERBERHOLD & KRAHMER 1983). Sie werden daher besser als Grünland genutzt, und auch dann ist – wegen der begrenzten Trittfestigkeit – nur bedingt Weidenutzung möglich. Infolge der günstigen Basenverhältnisse sind diese Flächen geeignete Standorte für Edellaubhölzer.

In den Tälern haben sich aus Bach- und Flußablagerungen Gleye (6) gebildet. Die Formen der Täler sind vielfältig: das Tal der Steinfurter Aa ist durchweg tiefer eingeschnitten, im Hügelland herrschen schwach bis mäßig eingekerbte Rinnen und im Flachland vielfach breite, nur wenig eingetiefte Täler vor. Die Zusammensetzung der oberflächennahen 0,4 – 0,7 m mächtigen Bach- und Flußablagerungen wechselt je nach Liefergebiet von tonigem Lehm zu lehmigem Sand. Den Untergrund bilden holozäne Sande, teils auch ältere Sande und Schluffe (Niederterrasse). Sie sind verbreitet kalkhaltig. Das Grundwasser dieser Böden schwankt in der Vegetationszeit im Mittel zwischen 0,4 und 0,8 m unter Flur, im Winter kann es bis an die Oberfläche ansteigen. Überwiegend geringe Durchlässigkeit und hohe Sorptionsfähigkeit sind die Eigenschaften der tonigen und lehmigen Deckschichten, so daß die Böden überwiegend als Grünland genutzt werden. Auf den sandigen Ablagerungen mit einer höheren Wasserzügigkeit wird dagegen vielfach Ackerbau betrieben.

Podsol-Gleye und Gleye (7) sind die vorherrschenden Bodentypen auf der ebenen Niederterrasse. Sie wechseln engräumig, abhängig von der Kleinmorphologie der Geländeoberfläche. In leicht erhöhten Lagen haben bei größeren Grundwasserflurabständen Podsolierungsprozesse stattgefunden. Sie führten zur Entstehung von Podsol-

Gleyen, die vielfach durch verfestigte Ortsteinhorizonte gekennzeichnet sind. In Niederungen hingegen reicht der Grundwassereinfluß bis in den nahen Oberboden und es entwickelten sich Gleye. Die vergesellschafteten Gleye und Podsol-Gleye (7) sind vor allem auf den basenarmen Sanden der nördlichen Blatthälfte weit verbreitet, während sich aus den bindigeren Ablagerungen im Südosten (Lintels Venne) Gleye entwickelten. Die früher als Wald oder Grünland genutzten Flächen stehen heute – nach Entwässerung – häufig in Ackerkultur.

Am Aabach tritt ein kleines vereinzelt Niedermoor (8) auf. Es besitzt eine Torfmächtigkeit von 0,3 – 1,0 m und ist teilweise übersandet. Ein weiteres Niedermoor in der Bauerschaft Scheddebrock ist aufgrund der geringen Größe nur auf der geologischen Karte dargestellt. Großflächige Hochmoore (8), die allerdings weitgehend abgetorft sind, haben sich im Borghorster Feld und östlich des ehemaligen Max-Clemens-Kanals im Emsdettener Venn auf der mit einer lückenhaften Flugsanddecke überzogenen Niederterrasse gebildet. Die Mächtigkeit der noch vorhandenen Torfreste schwankt zwischen 0,3 und 1,7 m. Die früher vielfach als Wald oder Grünland genutzten Flächen sind unter Naturschutz gestellt und werden neuerdings teilweise renaturiert.

Die tiefreichend humosen Plaggenesche (9 u. 10), ein besonderes Kennzeichen der sandigen Gebiete im Münsterland, sind großflächig auf dem Münsterländer Kies- sandzug, dem Uferwall längs der Steinfurter Aa und auf den dem Höhenzug zwischen Burgsteinfurt und der Bauerschaft Wilmsberg vorgelagerten Flugsandfeldern sowie klein- flächig auf den Flugsandaufwehungen des Hügellandes anzutreffen. So entstanden durch jahrhundertelangen Auftrag von Gras- und Heideplaggen auf sandigem Untergrund Schwarzgrauer Plaggenesch (9) oder auf lehmig-tonigen Böden Brauner und Graubrauner Plaggenesch (10). Im Grundmoränengebiet kommen sie mehr in braungrauer Ausprägung (Grasplaggen aus lehmigem Sand), im Talsandbereich mehr in schwarzgrauer Form (Heideplaggen aus Sand) vor. Wasser ist als Stau- oder Grund- wasser erst im tieferen Untergrund festzustellen. Infolge der etwa 0,4 – 0,7 m mächtigen humosen Auflage vermögen die Plaggenesche jedoch ausreichend Wasser und Nähr- stoffe zu speichern, so daß sie auch in trockenen Jahren befriedigende Erträge bringen.

9 Bohrungen

Das Blattgebiet zeigt nur wenige natürliche Aufschlüsse. Für die Darstellung der geolo- gischen Verhältnisse haben daher Bohrungen eine grundlegende Bedeutung. So beruht die Konstruktion der Schnitte in den Quartär-Gebieten, die Quartär-Basis (Taf. 1 u. 2 in der Anl.) und die Darstellung der Verbreitung der Oberkreide-Stufen im Untergrund fast ausschließlich auf der Auswertung von Bohrungen.

Im Bohrarchiv des Geologischen Landesamtes Nordrhein-Westfalen werden gegenwär- tig die Schichtenverzeichnisse von rund 400 Bohrungen aus dem Blattgebiet aufbewahrt. Dazu gehören auch die beiden nachfolgend genannten Tiefbohrungen der Erdölindustrie. Die übrigen Bohrungen haben durchweg nur eine geringe Teufe erreicht. Sie enden teil- weise noch in den Schichten des Quartärs, teilweise reichen sie auch bis in die Schichten der Oberkreide herunter.

Die Bohrungen sind überwiegend niedergebracht worden, um Grundwasser zu erschließen oder zu erkunden. Nur untergeordnet dienten sie der Baugrunduntersuchung oder der Erkundung von Kies- und Sandlagerstätten. Hinzu kommen noch die gezielt für die geologische Kartierung abgeteufte Untersuchungsbohrungen.

Für die Kartierung der geologischen Grenzen an der Geländeoberfläche und die Zweischichtendarstellung der geologischen Karte wurden 1 870 Handbohrungen von 2 m Tiefe ausgewertet. Ihre Verzeichnisse werden gesondert im Flachbohrarchiv aufbewahrt.

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

Bohrung 1

Name: Burgsteinfurt 1

Lage: 4 km nördlich von Borghorst in der Bauerschaft Hollich;
R ²⁵95 695, H ⁵⁷82 150; +50,5 m NN

Auftraggeber: Konsortium C. Deilmann GmbH, Gewerkschaft Elwerath,
Deutsche Vacuum ÖL AG

Zweck: Erkundung

Bearbeiter: H. BEER, P. L. FONTEIN, H. GOERLICH, O. SCHMIDT, R. TEICHMÜLLER,
nachträglich ARNOLD (1963 b), ELLERMANN (1962),
SCHUSTER & WOLBURG (1963), M. HISS

Bohrzeit: 1955

Bohrverfahren: Rotary-Spülbohrung

–	8 m	keine Angaben	Quartär
–	575 m	Tonmergelstein, grünlich, grau, Molluskenschalen übergehend in Kalkmergelstein	Mittelsanton
–	830 m	Kalkmergelstein, grau	Untersanton
–	1 175 m	Kalkmergelstein	Coniac
–	1 353 m	Kalkstein, weiß, grau	Turon
–	1 510 m	Kalkstein, tonig, grau, schwarz	Cenoman
–	1 560 m	Kalkstein, tonig	Oberalb
–	1 615 m	Kalkstein, tonig	Mittelalb
–	1 625 m	Sandstein, graugrün	Unteralb
–	1 829 m	Sandstein	Westfal C

Bohrung 2

Name: Borghorst 1
Lage: 3,5 km östlich von Borghorst in der Bauerschaft Scheddebrock;
R ²⁶00 380, H ⁵⁷77 445; +46,5 m NN
Auftraggeber: Konsortium C. Deilmann GmbH, Gewerkschaft Elwerath,
Deutsche Vacuum ÖL AG
Zweck: Exploration
Bearbeiter: G. BAUM, H. GOERLICH, M. TEICHMÜLLER, R. TEICHMÜLLER,
nachträglich ARNOLD (1963), ELLERMANN (1962),
SCHUSTER & WOLBURG (1963), M. HISS
Bohrzeit: 1955
Bohrverfahren: Rotary-Spülbohrung

–	4 m	keine Angaben	Quartär
–	375 m	Mergelstein, übergehend in Tonmergelstein	Mittelsanton
–	640 m	Tonmergelstein	Untersanton
–	927 m	Tonmergelstein, Einlagerung aus Kalkstein	Coniac
–	1 126 m	Kalkstein, Einlagerung aus Tonstein	Turon
–	1 265 m	Kalkstein	Cenoman
–	1 310 m	Tonstein, dunkelgrau	Oberalb
–	1 336 m	Tonstein, dunkelgrau	Mittellalb
–	1 353 m	Tonstein, sandig, grau	Westfal B

Bohrung 3

Name: Untersuchungsbohrung 21
Lage: Clemenshafen in der Neuenkirchener Mark;
R ²⁵97 030, H ⁵⁷85 040; +47,0 m NN
Auftraggeber: Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen
Zweck: Geowissenschaftliche Untersuchung
Bearbeiter: R. POHLMANN, K. RESCHER, A. THIEMANN
Bohrzeit: 1981
Bohrverfahren: – 15,0 m Spülbohrung, – 16,0 m Rammkernbohrung

–	0,1 m	Mittelsand, humos, braun	Flugsand
–	1,0 m	Mittelsand, gelbbraun	”
–	2,6 m	Feinsand, hellgelb	Talsand
–	11,2 m	Mittelsand mit Kies aus Milchquarzen, gelbweiß bis grau	Münsterländer Kiessandzug

– 12,0 m	Grobsand mit Kies und Steinen, grau	Münsterländer Kiessandzug
– 14,5 m	Mittelsand, schluffig, mit Steinen, kalkhaltig, grau	Grundmoräne
– 15,0 m	Tonmergel, weich, verwittert, grau	Untersanton
– 16,0 m	Tonmergelstein, schwach schluffig, feinsandig, grau	"

Bohrung 4

Name:	Untersuchungsbohrung 7	
Lage:	Bauerschaft Hollicher Feld, 500 m westlich vom Grafensteiner See; R ²⁵ 96 790, H ⁵⁷ 83 280; +50,0 m NN	
Auftraggeber:	Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen	
Zweck:	Geowissenschaftliche Untersuchung	
Bearbeiter:	R. POHLMANN, K. RESCHER, A. THIERMANN	
Bohrzeit:	1981	
Bohrverfahren:	– 14,0 m Spülbohrung, – 15,0 m Rammkernbohrung	
– 0,3 m	Mittelsand, humos, dunkelbraun	Talsand
– 3,6 m	Mittelsand, gelbbraun	"
– 7,3 m	Mittelsand, gelbgrau	"
– 11,0 m	Mittelsand, feinsandig, grobsandig bis feinkiesig, grau	Älteste <i>Dryas</i> -Schichten
– 13,0 m	Mittelsand, grobsandig, tonig, kalkhaltig, grau	Grundmoräne
– 14,0 m	Tonmergel, verwittert, weich, grau	Unteres Mittelsanton
– 15,0 m	Tonmergelstein, schwach schluffig, grau	"

Bohrung 5

Name:	Untersuchungsbohrung 39	
Lage:	2 km nördlich von Burgsteinfurt, Bauerschaft Hollich; R ²⁵ 91 350, H ⁵⁷ 82 830; +53,0 m NN	
Auftraggeber:	Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen	
Zweck:	Geowissenschaftliche Untersuchung	
Bearbeiter:	R. POHLMANN, K. RESCHER, A. THIERMANN	
Bohrzeit:	1981	
Bohrverfahren:	– 14,0 m Spülbohrung, – 15,0 m Rammkernbohrung	
– 0,7 m	Feinsand, humos, gelbbraun	Flugsand
– 2,2 m	Feinsand, mittelsandig, gelbbraun	Talsand
– 4,0 m	Feinsand, grau	"

–	7,2 m	Feinsand, mittel- bis grobsandig, kiesig, grau	Nachschüttssand
–	14,0 m	Feinsand, schluffig, tonig, kalkhaltig, mit Kalksteinen	Grundmoräne
–	15,0 m	Tonmergelstein, schwach schluffig, grau	Unteres Mittelsanton

Bohrung 6

Name: Untersuchungsbohrung 108
Lage: Ortslage Borghorst; R ²⁵96 180, H ⁵⁷77 070; +72,5 m NN
Auftraggeber: Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen
Zweck: Geowissenschaftliche Untersuchung
Bearbeiter: K. RESCHER, A. THIERMANN, H. WESTERMANN
Bohrzeit: 1984
Bohrverfahren: – 23,0 m Spülbohrung, – 24,0 m Rammkernbohrung

–	16,0 m	Ton, schluffig, sandig, mit Steinen, dunkelgrau	Grundmoräne
–	20,0 m	Feinsand, mittel- bis grobsandig, feinkiesig, dunkelgrau	Vorschüttssand
–	24,0 m	Tonmergelstein, schwach sandig, schluffig, hellgrau	Obersanton bis Untercampan

Bohrung 7

Name: Untersuchungsbohrung 17
Lage: 4 km östlich von Borghorst in der Bauerschaft Scheddebrock; R ²⁶00 850, H ⁵⁷77 050; +46,0 m NN
Auftraggeber: Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen
Zweck: Geowissenschaftliche Untersuchung
Bearbeiter: R. POHLMANN, A. THIERMANN
Bohrzeit: 1980
Bohrverfahren: Kleinrammbohrung

–	0,3 m	Schluff, feinsandig, humos, schwarzbraun	Talsand
–	1,4 m	Feinsand, mittelsandig, gelbbraun	”
–	2,2 m	Feinsand, schluffig, graubraun	”
–	2,6 m	Feinsand, mittelsandig, graubraun	”
–	3,4 m	Feinsand, schluffig, grau	”
–	4,4 m	Feinsand, tonig, kalkig, grau	Schluff-Folge
–	5,7 m	Torf, schwarzbraun	”
–	6,2 m	Schluff, feinsandig, kalkhaltig, grau	”

Bohrung 8

Name: Untersuchungsbohrung 46
Lage: Bauerschaft Dumte im Alstfeld;
R ²⁵93 120, H ⁵⁷74 960; +62,5 m NN
Auftraggeber: Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen
Zweck: Geowissenschaftliche Untersuchung
Bearbeiter: R. POHLMANN, K. RESCHER, A. THIERMANN
Bohrzeit: 1981
Bohrverfahren: – 9,0 m Spülbohrung, – 10,0 m Rammkernbohrung

–	0,4 m	Mittelsand, humos, braun	Talsand
–	3,4 m	Mittelsand, feinsandig, gelbbraun	”
–	4,2 m	Mittelsand, schwach schluffig, grau	Sand-Schluff- Wechselfolge
–	7,0 m	Mittelsand, schluffig, grau	”
–	8,0 m	Mittelsand, stark schluffig, kalkhaltig, grau	”
–	9,0 m	Tonmergel, hellgelb, grau	Oberes Untercampan
–	10,0 m	Tonmergelstein, schwach feinsandig, hellgrau	”

10 Verzeichnis der Schriften und Karten

Schriften

- ADRICHEM BOOGAERT, H. A. VAN; BACHMANN, G. H.; BENEK, R.; DÖRING, H.; ELLENBERG, J.; GAITZSCH, W.; GAST, R.; GEBHARDT, U.; GELUK, M.; HELMUTH, H. J.; HOFFMANN, N.; HOTH, K.; HUEBSCHER, H. D.; KLEDITZSCH, O.; KORICH, D.; KRAMER, W.; LÜTZNER, H.; MARX, J.; MENNING, M.; PASTERNAK, E.; PLEIN, E.; SCHNEIDER, J.; SCHRETZENMAYR, S.; SÜSSMUTH, S. (1995): Norddeutsches Rotliegendbecken. Rotliegend-Monographie Teil II. – Courier Forsch.-Inst. Senckenberg, **183**: 1 – 193, 81 Abb., 10 Tab., 8 Taf.; Frankfurt/M.
- ANDREE, J. (1927): Das Alter der diluvialen Lippe- und Emscherablagerungen. – Verh. naturhist. Ver. preuß. Rheinld. u. Westf., Sitz.-Ber. – (C) **1926**: 14 – 28 u. 108 – 109; Bonn.
- ANONYMUS (1993): Das Geschiebemuseum Rainer Schäfer in Burgsteinfurt (Westfalen). – Mitt. Ges. Geschiebekde., **9**: 40 S.; Hamburg.
- Arbeitsausschuß Buntsandstein der Geologischen Landesämter (1974): Richtlinien zur Gliederung des westdeutschen Buntsandsteins. – Geol. Jb., **A 25**: 123 – 125; Hannover.
- ARENS, H. (1960): Die Bodenkarte 1 : 5 000 auf der Grundlage der Bodenschätzung, ihre Herstellung und ihre Verwendungsmöglichkeiten. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **8**: 164 S., 30 Abb., 17 Tab., 5 Taf.; Krefeld.
- ARENS, H. (1964): Zur Altersdatierung der Flugsande am Westrand des Münsterschen Kreidebeckens. – Decheniana, **117**: 133 – 140, 2 Abb., 1 Tab.; Bonn.
- ARNOLD, H. (1960): A. Geologische Karte. – In: Erläuterungen zu Blatt C 4310 Münster. A. Geologische Karte, B. Bodenkarte, C. Hydrogeologische Karte. – Übers.-Kt. Nordrh.-Westf. <1 : 100 000>, Erl., **C 4310**: 9 – 126, 6 Abb., 4 Taf.; Krefeld.
- ARNOLD, H. (1963 a): Das Oberkreideprofil der Bohrung Münsterland 1. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **11**: 33 – 44, 3 Abb., 3 Tab.; Krefeld.
- ARNOLD, H. (1963 b): Regionalgeologische Betrachtungen zum Kreideprofil der Bohrung Münsterland 1. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **11**: 459 – 468, 4 Abb.; 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): Fossilliste für die Münsterländer Oberkreide. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **7**: 309 – 330, 1 Abb.; Krefeld.
- ARNOLD, H. (1964 c): Fazies und Mächtigkeit der Kreidestufen im Münsterländer Oberkreidegebiet. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **7**: 599 – 610, 3 Abb., 1 Taf.; Krefeld.
- ARNOLD, H. (1964 d): Zur Klüftung der Münsterländer Oberkreide. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **7**: 611 – 619, 6 Abb.; Krefeld.

- ARNOLD, H. (1964 e): Die höhere Oberkreide im nordwestlichen Münsterland. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **7**: 649 – 678, 6 Abb., 3 Tab.; Krefeld.
- ARNOLD, H. (1964 f): Die Verbreitung der Oberkreidestufen im Münsterland und besonders im Ruhrgebiet. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **7**: 679 – 690, 2 Abb., 2 Taf.; Krefeld.
- ARNOLD, H. (1966 a): Das Quartär im Landkreis Coesfeld. – In: Der Landkreis Coesfeld 1816 – 1966: 211 – 216, 1 Abb., 1 Tab., 1 Kt.; Coesfeld (Kr.-Verw.).
- ARNOLD, H. (1966 b): Westfalen zur Kreidezeit. Ein paläogeographischer Überblick. I. Die Oberkreide. – Natur u. Heimat, **26**: 61 – 69, 3 Abb.; Münster/Westf.
- ARNOLD, H. (1977), mit Beitr. von HOYER, P.; VOGLER, H.: Erläuterungen zu Blatt C 4314 Gütersloh. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. <1 : 100 000>, Erl., **C 4314**: 156 S., 31 Abb., 10 Tab., 1 Taf.; Krefeld.
- ARNOLD, H.; BODE, H.; WORTMANN, H. (1960), mit Beitr. von KARRENBERG, H.; TEICHMÜLLER, R.: Erläuterungen zu Blatt C 4310 Münster, A. Geologische Karte, B. Bodenkarte, C. Hydrogeologische Karte. – Übers.-Kt. Nordrh.-Westf. <1 : 100 000>, Erl., **C 4310**: 324 S., 29 Abb., 10 Tab., 4 Taf.; Krefeld.
- 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.
- BAECKER-BAUMEISTER, M. (1983): Beitrag zur Genese der Münsterländer Kiessandzone und sich daraus ergebende angewandt-geologische Aspekte. – Diss. Univ. Münster: 152 S., 37 Abb., 5 Tab., Anh.; Münster/Westf. – [Unveröff.]
- BÄRTLING, R. (1913): Das Diluvium des Niederrheinisch-Westfälischen Industriebezirks und seine Beziehungen zum Glazialdiluvium. – Z. dt. geol. Ges., Mber., **64**: 155 – 177, 3 Abb.; Stuttgart.
- BÄRTLING, R. (1921 a): Die Endmoränen der Hauptvereisung zwischen Teutoburger Wald und Rheinischem Schiefergebirge. – Z. dt. geol. Ges., Mber., **72**: 3 – 23, 2 Abb., 1 Kt.; Berlin.
- BÄRTLING, R. (1921 b): Transgressionen, Regressionen und Faziesverteilung in der Mittlern und Oberen Kreide des Beckens von Münster. – Z. dt. geol. Ges., Abh., **72**: 161 – 217, 3 Tab., 3 Taf.; Berlin.
- BAUER, H.-J. (1979): Der Münsterländer Kiessandzug. Geologie, Hydrogeologie, Hydrochemie und Wasserwirtschaft. – Berliner geowiss. Abh., (A) **10**: 136 S., 90 Abb., 25 Tab.; Berlin.
- BECKMANN, A. (1968): Das Emsdettener Venn um 1900 und heute. – In: Landesvermessungsamt Nordrh.-Westf. [Hrsg.]: Topographischer Atlas Nordrhein-Westfalen: 262 – 263, 2 Abb.; Bonn-Bad Godesberg (L.-Verm.-Amt Nordrh.-Westf.).
- BEHRE, K.-E.; DUPHORN, K.; FRENZEL, B.; GRAUL, H.; GRUBE, F.; LÜNING, J.; MENKE, B.; MEYER, K.-D.; REMY, H.; SCHIRMER, W.; SCHWABEDISSEN, H.; SEMMEL, A.; STREIF, H.; VINKEN, R. (1973): State of Research on the Quaternary of the Federal Republic of Germany. – Eiszeitalter u. Gegenwart, **23/24**: 219 – 370, 9 Abb., 2 Tab.; Öhringen/Württ.

- BERNHARD, H. (1963): Der Drucksetzungsversuch als Hilfsmittel zur Ermittlung der Mächtigkeit des pleistozänen Inlandeises in Nordwestniedersachsen. – Mitt. geol. Inst. TH Hannover, **1**: 1 – 168, 5 Taf.; Hannover.
- BEST, G. (1989): Die Grenze Zechstein/Buntsandstein in Nordwestdeutschland nach Bohrlochmessungen. – Z. dt. geol. Ges., **140**: 73 – 85, 5 Abb., 1 Tab., 1 Taf.; Hannover.
- BETZ, D.; FÜHRER, F.; GREINER, G.; PLEIN, E. (1987): Evolution of the Lower Saxony Basin. – Tectonophysics, **137**: 127 – 170, 17 Abb.; Amsterdam.
- BEYENBURG, E. (1934): Älteste Diluvialschotter, Endmoränen und Talsande im Preußisch-Holländischen Grenzgebiet. – Jb. preuß. geol. L.-Anst., **54**: 602 – 627, 1 Abb., 1 Taf.; Berlin.
- BÖHM, J. (1916): Über die unteren Fauna bei Burgsteinfurt und Ahaus. – Jb. kgl. preuß. geol. L.-Anst., **36**: 423 – 428; 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.
- BÖMER, A. (1895): Die Moore Westfalens. – **5**, Der Kreis Steinfurt. – 17 S., 1 Kt.; Berlin.
- BRAUN, F. J.; THIERMANN, A. (1972): Fließerden der Weichsel-Kaltzeit im Tecklenburger Land. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **21**: 297 – 302, 3 Abb., 1 Taf.; Krefeld.
- BRAUN, F. J.; THIERMANN, A. (1975), mit Beitr. von ANDERSON, H.-J.; ARNOLD, H.; BECK, H.; HOYER, P.; INDANS, J.; KNAPP, G.; MICHELAU, P.; RABITZ, A.; REHAGEN, H.-W.; STADLER, G.; TEICHMÜLLER, R.; VOGLER, H.; WINKELMANN, W.: Erläuterungen zu Blatt C 4306 Recklinghausen. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. <1 : 100 000>, Erl., **C 4306**: 169 S., 11 Abb., 13 Tab., 2 Taf.; Krefeld.
- BRÜNING, U. (1986): Stratigraphie und Lithofazies des Unteren Buntsandsteins in Niedersachsen und Nordhessen. – Geol. Jb., **A 90**: 3 – 125, 18 Abb., 9 Tab., 8 Taf.; Hannover.
- BRÜNING, U. (1988): Die Zechstein/Buntsandstein-Grenze in Niedersachsen und Hessen – Schwermineraluntersuchungen als Beitrag zur Geologie des Bröckelschiefers. – Geol. Jb. Hessen, **116**: 23 – 44, 3 Abb., 6 Tab.; Wiesbaden.
- BRUNNACKER, K. (1973): Die Dünen und deren Böden bei Westerkappeln/Westfalen. – Bodenaltertümer Westf., **13**: 69 – 76, 1 Abb., 3 Tab.; Münster/Westf.
- CARTER, D. J.; HART, M. B. (1977): Aspects of Mid-Cretaceous Stratigraphical Micro-palaeontology. – Bull. brit. Mus. nat. Hist., **29**: 1 – 135, 53 Abb., 4 Tab.; London.
- CIERPKA, H. (1982): Die Landschaft und Vegetation rund um Gronau. – Die Landschaft rund um Gronau: 27 – 70, 11 Abb.; Gronau (Stadt Gronau).

- Deutsches Gewässerkundliches Jahrbuch Rheingebiet, Teil III, Abflußjahr 1988 (1990). – 312 S., 1 Kt.; Düsseldorf.
- Deutsches Gewässerkundliches Jahrbuch Weser- und Emsgebiet, Abflußjahr 1989 (1993). – 319 S., 1 Kt.; Hildesheim.
- DIENEMANN, W. (1941): Zur Kenntnis der Talsande zwischen Meer und Ems. – Z. dt. geol. Ges., **93**: 384 – 392, 1 Abb.; Berlin.
- DIN 1054 (1976): Zulässige Belastung des Baugrunds, mit Beibl.; Berlin, Köln (Beuth).
- DIN 18 196 (1988): Erd- und Grundbau. Bodenklassifikation für bautechnische Zwecke; Berlin, Köln (Beuth).
- DIN 18 300 (1990): VOB-Verdingungsordnung für Bauleistungen, Tl. C, Allgemeine Technische Vertragsbedingungen für Bauleistungen (ATV), Erdarbeiten; Berlin, Köln (Beuth).
- DIN 4049 (1994): Hydrologie, Teil 3: Begriffe zur quantitativen Hydrologie. – 80 S., 20 Abb., 1 Tab.; Berlin.
- DIN 4095 (1990): Baugrund. Dränung zum Schutz baulicher Anlagen. Planung, Bemessung und Ausführung üblicher Hochbauten, mit Beibl.; Berlin, Köln (Beuth).
- DIN 4149 (1981): Bauten in deutschen Erdbebengebieten. Lastannahmen, Bemessung und Ausführung üblicher Hochbauten, Tl. 1, mit Beibl.; Berlin, Köln (Beuth).
- DOLEZALEK, B. (1978): Nutzbare Lockergesteine in Nordrhein-Westfalen. – 96 S., 11 Abb., 1 Tab., 1 Taf.; Krefeld (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.).
- DÖRHÖFER, G.; JOSOPAIT, V. (1980): Eine Methode zur flächendifferenzierten Ermittlung der Grundwasserneubildungsrate. – Geol. Jb., **C 27**: 45 – 65, 13 Abb., 1 Tab; Hannover.
- 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.
- ECKELMANN, W. (1980): Plaggenesche aus Sanden, Schluffen und Lehmen sowie Oberflächenveränderungen als Folge der Plaggenwirtschaft in den Landschaften des Landkreises Osnabrück. – Geol. Jb., **F 10**: 3 – 93, 27 Abb., 3 Tab., 10 Taf.; Hannover.
- EGGERT, P.; HÜBNER, J. A.; PRIEM, J.; STEIN, U.; VOSSEN, K.; WITTIG, E. (1986), unter Mitarb. von SCHRÖDER, N.; ZIMMER, R.: Steine und Erden in der Bundesrepublik Deutschland – Lagerstätten, Produktion und Verbrauch. – Geol. Jb., **D 82**: 879 S., 17 Abb., 156 Tab.; Hannover.
- EHLERS, J. (1978): Vor dem Eisrand abgelagerte Sedimente – Beispiele aus dem nördlichen Niedersachsen. – Mitt. geol.-paläont. Inst. Univ. Hamburg, **48**: 17 – 32, 7 Abb., 4 Taf.; Hamburg.
- ELLERMANN, C. (1962): Neue Alb-Vorkommen in der Münsterschen Kreidebucht und ihre Mikrofauna. – N. Jb. Geol. u. Paläont., Mh., **1962**: 385 – 408, 21 Abb.; Stuttgart.
- ELSTNER, F.; KEMPER, E. (1989): Die Gliederung der Schichtenfolge Ober-Alb/Unter-Cenoman in Bohrungen des Emslandes. – Geol. Jb., **A 113**: 51 – 71, 6 Abb., 4 Taf.; Hannover.

- ERNST, G.; KÜCHLER, T.; WOOD, C. (1992): Applied event and sequence stratigraphy: a north-south and east-west correlation of the Upper Cretaceous between northern Germany, England and northern Spain. – 4th Int. Cretaceous Symp., Abstracts: 4 S.; Hamburg.
- ERNST, G.; SCHMID, F. (1979), unter Mitarb. von KLISCHIES, G.: Multistratigraphische Untersuchungen in der Oberkreide des Raumes Braunschweig – Hannover. – Internat. Union geol. Sci., (A) **6**: 11 – 46, 15 Abb.; Stuttgart.
- ERNST, G.; SCHMID, F.; SEIBERTZ, E. (1983): Event-Stratigraphie im Cenoman und Turon von NW-Deutschland. – Zitteliana, **10**: 531 – 554, 7 Abb.; München.
- ERNST, G.; SCHULZ, M.-G. (1974): Stratigraphie und Fauna des Coniac und Santon im Schreibkreide-Richtprofil von Lägerdorf (Holstein). – Mitt. geol.-paläont. Inst. Univ. Hamburg, **43**: 5 – 60, 15 Abb., 1 Tab., 5 Taf.; Hamburg.
- FABIAN, H.-J. (1954): Oberkarbon und Rotliegendes in neueren Bohrungen im Münsterland sowie in der östlichen und nördlichen Umrahmung der Rheinischen Masse. – Erdöl u. Kohle, **7**: 66 – 70, 1 Abb.; Hamburg.
- FABIAN, H.-J. (1971): Das Oberkarbon im Untergrund von Nordwestdeutschland und dem angrenzenden Nordseebereich : Stratigraphie und Tektonik. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **19**: 87 – 99, 6 Abb., 1 Tab., 1 Taf.; Krefeld.
- FABIAN, H.-J.; MÜLLER, G. (1962): Zur Petrographie und Altersstellung präsalinarer Sedimente zwischen der mittleren Weser und der Ems. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **3** (3): 1 115 – 1 139, 3 Abb., 4 Taf.; Krefeld.
- FIEGE, K. (1950): Das Raseneisenerz Schleswig-Holsteins. – N. Jb. Mineral. Geol. u. Paläont., Mh., (B) **1950**: 219 – 237, 1 Abb.; Stuttgart.
- FINKE, W.; HÖMBERG, PH.; MÜLLER, H.-M.; SPEETZEN, E.; THIERMANN, A. (1980): Exkursion A 1: Quartärgeologie und Vorgeschichte in der Umgebung von Münster. – Westf. geogr. Stud., **36**: 161 – 175, 7 Abb.; Münster/Westf.
- FRANKE, D. (1990): Der präpermische Untergrund der Mitteleuropäischen Senke. Fakten und Hypothesen. – Veröff. Niedersächs. Akad. Geowiss., **4**: 19 – 75, 22 Abb.; Hannover.
- FRIEG, C. (1977): Lithostratigraphie und Biostratigraphie des Campans am Schöppinger Berg. – Münstersche Forsch. u. Geol. Paläont., **43**: 19 – 45, 3 Abb.; Münster/Westf.
- 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.
- 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.; 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.; 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.
- Geologie im Münsterland (1995): 195 S., 50 Abb., 6 Tab., 1 Taf.; Krefeld (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.).
- GERMAN, R. (1973): Sedimente und Formen der glazialen Serie. – Eiszeitalter u. Gegenwart, **23/24**: 5 – 15, 1 Tab.; Öhringen/Württ.
- GIERS, R. (1958): Die Mukronatenkreide im östlichen Münsterland. Fazies, Stratigraphie und Lagerung. – Beih. Geol. Jb., **34**: 148 S., 12 Abb., 4 Taf., 39 Prof.; Hannover.
- GRABERT, H. (1952): Zur Dünenbildung im Münsterland. – Geol. Jb., **66**: 693 – 702, 1 Abb.; Hannover.
- GRALLA, P. (1988): Das Oberrotliegende in NW-Deutschland – Lithostratigraphie und Faziesanalyse. – Geol. Jb., **A 106**: 3 – 59, 34 Abb., 3 Taf.; Hannover.
- GREBE, H. (1971): Die Fossilien und Kaolin-Kohlesteinsteine : Mikroflora. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **19**: 121 – 124, 2 Abb.; Krefeld.
- GREBE, H. (1972): Die Verbreitung der Mikrosporen im Ruhrkarbon von den Bochumer Schichten bis zu den Dorstener Schichten (Westfal A – C). – Palaeontographica, **B 140**: 27 – 115, 12 Abb., 3 Tab., 4 Taf.; Stuttgart.
- GRIPP, K. (1974): Untermoräne – Grundmoräne – Grundmoränenlandschaft. – Eiszeitalter u. Gegenwart, **25**: 5 – 9, 1 Abb.; Öhringen/Württ.
- GRIPP, K. (1975): 100 Jahre Untersuchungen über das Geschehen am Rande des nord-europäischen Inlandeises. – Eiszeitalter u. Gegenwart, **26**: 31 – 73, 5 Abb., 8 Taf.; Öhringen/Württ.
- GRIPP, K. (1978): Nachtrag zu K. GRIPP: 100 Jahre Untersuchungen über das Geschehen am Rande des nordeuropäischen Inlandeises. – Eiszeitalter u. Gegenwart, **28**: 218 S.; 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**: 471 – 499, 13 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.
- HAACK, W. (1935): Erläuterungen zu Blatt 3813 Lengerich. – Geol. Kt. Preußen u. benachb. dt. Länder <1 : 25 000>, Erl., **3813**: 48 S., 2 Abb.; Berlin.
- HANCOCK, J. M. (1991): Ammonite scales for the Cretaceous System. – Cretaceous Res., **12**: 259 – 291, 12 Tab.; London.
- HARBORT, E.; KEILHACK, K. (1918): Erläuterungen zu Blatt Senne. – Geol. Kt. Preußen u. benachb. B.-Staaten <1 : 25 000>, Erl., **4118**: 28 S., 1 Abb.; Berlin.
- HEDEMANN, H.-A.; SCHUSTER, A.; STANCU-KRISTOFF, G.; LÖSCH, J. (1984): Die Verbreitung der Kohlenflöze des Oberkarbons in Nordwestdeutschland und ihre stratigraphische Einstufung. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **32**: 39 – 88, 16 Abb.; Krefeld.

- HEDEMANN, H.-A.; TEICHMÜLLER, R. (1971): Die paläogeographische Entwicklung des Oberkarbons. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **19**: 129 – 141, 6 Abb., 2 Tab.; Krefeld.
- HEMPEL, L. (1963): Über morphologische Formengruppen der Erosion an der Ems. – Eiszeitalter u. Gegenwart, **14**: 68 – 76, 5 Abb.; Öhringen/Württ.
- HERBERHOLD, R.; KRAHMER, U. (1983): Auswirkungen unterschiedlicher Dränformen auf einen pseudovergleyten tonigen Boden. – Z. Kulturtechn. u. Flurbereinig., **24**: 228 – 237, 4 Abb., 2 Tab.; Berlin, Hamburg.
- HESEMANN, J. (1950 a): Über das Flußsystem der Ur-Ems im nördlichen Münsterland und seine Bedeutung als Grundwasserspeicher. – Bohrtechn., Brunnenb., **1**: 207 – 210, 1 Abb., 1 Tab.; Berlin.
- HESEMANN, J. (1950 b): Über die stratigraphische Stellung der großen Emsterrasse im Münsterland. – Geol. Jb., **64**: 633 – 641, 2 Abb.; Hannover.
- HESEMANN, J. (1957): Elster- und Saale-Eiszeit in Westfalen und anschließendem Rheinland nach ihrer Geschiebeführung. – N. Jb. Geol. u. Paläont., Mh., **1956**: 49 – 54, 1 Abb.; Stuttgart.
- HESEMANN, J. (1967): Das Münsterland zur Triaszeit. – Sonderveröff. geol. Inst. Univ. Köln, **13**: 15 – 18, 2 Abb.; Köln.
- HESEMANN, J. (1969): Das Münsterland als pliozäne Erosionslandschaft. – N. Jb. Geol. u. Paläont., Mh., **1969**: 530 – 534, 3 Tab.; Stuttgart.
- HESEMANN, J. (1973): Norddeutsches Quartär (1961 – 1972). – Zbl. Geol. u. Paläont., (1), **1973**: 141 – 167, 3 Tab.; Stuttgart.
- HESEMANN, J. (1975 a): Geologie Nordrhein-Westfalens. – 416 S., 255 Abb., 122 Tab., 11 Taf.; Paderborn (Schöningh). – [Zugl. 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.).
- HESEMANN, J. (1978): Norddeutsches Quartär (1972 – 1977). – Zbl. Geol. u. Paläont., (1), **1977**: 1 115 – 1 139, 2 Tab.; Stuttgart.
- HILBRECHT, H. (1986): On the correlation of the Upper Cenomanian and Lower Turonian of England and Germany (Boreal and N-Tethys). – Newsl. Stratigr., **15**: 115 – 138, 8 Abb., 2 Tab.; Berlin, Stuttgart.
- HILTERMANN, H.; KOCH, W. (1962): Oberkreide des nördlichen Mitteleuropa. – In: Arbeitskreis deutscher Mikropaläontologen [Hrsg.]: Leitfossilien der Mikropaläontologie: 299 – 338, 1 Abb., 1 Tab., 10 Taf.; Berlin (Borntraeger).
- 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., mit Beitr. von ELFERS, H.; GROSS-DOHME, B.; SCHRAPS, W.-G. (1995): Erläuterungen zu Blatt 3808 Heek – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. <1 : 25 000>, Erl., **3808**: 180 S., 13 Abb., 10 Tab., 2 Taf.; Krefeld.

- HOSIUS, A. (1860): Beiträge zur Geognosie Westphalens. – Verh. naturhist. Ver. preuß. Rheinlde. u. Westph., **17**: 274 – 326, 1 Taf.; Bonn. – [Zugl. Z. dt. geol. Ges., **12**: 48 – 96, 1 Taf.; Berlin.]
- HOSIUS, A. (1872): Beiträge zur Kenntnis der diluvialen und alluvialen Bildungen der Ebene des Münsterschen Beckens. – Verh. naturhist. Ver. preuß. Rheinlde. u. Westph., **29**: 97 – 146; Bonn.
- HOYER, P. (1964): Das Gewässernetz des Münsterlandes als Abbild posthumer Bewegungen an variscischen Großstrukturen. – Z. dt. geol. Ges., **116**: 238 – 243, 2 Abb.; Hannover.
- HOYER, P.; TEICHMÜLLER, R.; WOLBURG, J. (1969): Die tektonische Entwicklung des Steinkohlengebirges im Münsterland und Ruhrgebiet. – Z. dt. geol. Ges., **119**: 549 – 552, 1 Taf.; Hannover.
- HUCKE, K. (1967): Einführung in die Geschiebeforschung (Sedimentär geschiebe). – 132 S., 24 Abb., 5 Tab., 50 Taf., 2 Kt.; Oldenzaal (Nederl. Geol. Ver.). – [Herausgegeben u. erweitert von VOIGT, E.]
- 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. (1983): Leithorizonte im Alb des Südmünsterlandes. – Newsl. Stratigr., **12** (2): 98 – 103, 1 Abb.; Berlin, Stuttgart.
- JORDAN, H. (1985): Intrastratale Aufarbeitungssedimente in der Mittleren Kreide des Südmünsterlandes. – Münstersche Forsch. Geol. u. Paläont., **63**: 1 – 20, 13 Abb.; Münster/Westf.
- JOSOPAIT, V.; LILLICH, W. (1975): Die Ermittlung der Grundwasserneubildung sowie ihre Kartendarstellung im Maßstab 1 : 200 000 unter Verwendung von geologischen und bodenkundlichen Karten. – Dt. gewässerkdl. Mitt., **19**: 132 – 136, 3 Abb.; Koblenz.
- JOSTEN, K.-H. (1962): Die wichtigsten Pflanzen-Fossilien des Ruhrkarbons und ihre Bedeutung für die Gliederung des Westfals. – Fortschr. Geol. Rheinlde. u. Westf., **3** (2): 753 – 772, 2 Tab., 4 Taf.; Krefeld.
- JOSTEN, K.-H. (1966); mit Beitr. von PAPROTH, E.: Zur Flora des jüngeren Karbons (Westfal C bis Stefan) in Nordwestdeutschland und ihr Vergleich mit anderen Gebieten. – Fortschr. Geol. Rheinlde. u. Westf., **13** (1): 565 – 644, 24 Abb., 1 Tab., 18 Taf.; Krefeld.
- JOSTEN, K.-H. (1971): Die Fossilien und Kaolin-Kohlensteine : Megaflora. – Fortschr. Geol. Rheinlde. u. Westf., **19**: 115 – 120, 3 Abb.; Krefeld.
- JOSTEN, K.-H.; LAVEINE, J.-P. (1984): Paläobotanisch-stratigraphische Untersuchungen im Westfal C – D von Nordfrankreich und Nordwestdeutschland. – Fortschr. Geol. Rheinlde. u. Westf., **32**: 89 – 117, 4 Abb., 11 Taf.; Krefeld.
- JOSTEN, K.-H.; TEICHMÜLLER, R. (1971): Zusammenfassende Übersicht über das höhere Oberkarbon im Ruhrrevier, Münsterland und Ibbenbürener Raum. – Fortschr. Geol. Rheinlde. u. Westf., **18**: 281 – 292, 1 Taf.; Krefeld.

- JUCH, D. (1994), mit Beitr. von ROOS, W.-F.; WOLFF, M.: Kohleninhaltserfassung in den westdeutschen Steinkohlenlagerstätten. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **38**: 189 – 307, 55 Abb., 7 Tab., 2 Taf.; Krefeld.
- JUDITH, H. (1988): Hydrogeologische und hydrochemische Untersuchungen im Bereich des geplanten Brunnenfeldes IV Brennheide/Reckenfeld-West des Wasserwerkes Ahlintel. – Dipl.-Arb. Univ. Münster, 224 S., 90 Abb., 19 Tab., 15 Anl., 1 Anh.; Münster/Westf. – [Unveröff.]
- KAEVER, M. (1983): Aspekte der Kreide Westfalens. – N. Jb. Geol. u. Paläont., Abh., **166**: 86 – 115, 5 Abb.; Stuttgart.
- KAEVER, M.; OEKENTORP, K.; SIEGFRIED, P. (1974): Fossilien Westfalens, Tl. 1, Invertebraten der Kreide. – Münstersche Forsch. Geol. u. Paläont., **33/34**: 364 S., 8 Abb., 6 Tab., 67 Taf.; Münster/Westf.
- KAPLAN, U. (1991): Zur Stratigraphie der tiefen Oberkreide im Teutoburger Wald (NW-Deutschland), 2. Turon und Coniac im Steinbruch des Kalkwerkes Foerth, Halle/Westfalen. – Ber. naturwiss. Ver. Bielefeld, **32**: 125 – 159, 11 Abb., 6 Taf.; Bielefeld.
- KAPLAN, U. (1992): Die Oberkreide-Aufschlüsse im Raum Lengerich/Westfalen. – Geol. u. Paläont. Westf., **21**: 7 – 37, 9 Abb., 3 Taf.; Münster/Westf.
- KAPLAN, U.; BEST, M. (1985): Zur Stratigraphie der tiefen Oberkreide im Teutoburger Wald (NW-Deutschland), Tl. 1, Cenoman. – Ber. naturwiss. Ver. Bielefeld, **27**: 81 – 103, 4 Abb.; Bielefeld.
- KAPLAN, U.; KELLER, S.; WIEDMANN, J. (1985): Ammoniten- und Inoceramen-Gliederung des norddeutschen Cenomans. – Schr.-R. erdwiss. Komm. Österr. Akad. Wiss., **7**: 307 – 347, 6 Abb., 1 Tab., 8 Taf.; Wien, New York (Springer).
- KEILHACK, K. (1918): Die großen Dünengebiete Nordwestdeutschlands. – Z. dt. geol. Ges., **69**: 2 – 19, 1 Kt.; Berlin.
- KELLER, G. (1950): Beitrag zur Altersfrage der Terrassen an der mittleren Ems. – Z. dt. geol. Ges., **101**: 86 – 92, 3 Abb.; Hannover.
- KELLER, G. (1952): Beitrag zur Frage Oser oder Kames. – Eiszeitalter u. Gegenwart, **2**: 127 – 132, 4 Abb.; Öhringen/Württ.
- KEMPER, E. (1976): Geologischer Führer durch die Grafschaft Bentheim und die angrenzenden Gebiete mit einem Abriß der emsländischen Unterkreide, 5. erg. Aufl. – 206 S., 45 Abb., 34 Taf., 13 Tab.; Nordhorn (Heimatverein Grafsch. Bentheim).
- KEMPER, E. (1984): Ober-Alb und Unter-Cenoman in Norddeutschland. – Geol. Jb., **A 75**: 465 – 487, 7 Abb.; Hannover.
- KEMPER, E. [Koord.] (1989): Alb und Unter-Cenoman in Mittel- und Nordeuropa. – Geol. Jb., **A 113**: 469 S., 84 Abb., 58 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.

KLASSEN, H. [Hrsg.] (1984), mit Beitr. von DUCHROW, H.; FIEDLER, K.; GAERTNER, H.; GROETZNER, J.-P.; HARMS, F.-J.; HILTERMANN, H.; HINZE, C.; JOSTEN, K.-H.; KLASSEN, H.; KÖWING, K.; MEYER, K.-D.; RABITZ, A.; ROSE, K.-H.; THIERMANN, A.; WEITSCHAT, W.: Geologie des Osnabrücker Berglandes. – XVI + 672 S., 127 Abb., 24 Tab., 10 Taf., 30 Anl., 1 Kt.; Osnabrück (Naturwiss. Mus.). – [Text- u. Anl.-Bd.]

KLOSTERMANN, J. (1992): Das Quartär der Niederrheinischen Bucht. – 200 S., 30 Abb., 8 Tab., 2 Taf.; Krefeld (Geologisches L.-Amt Nordrh.-Westf.) – [Zugl. Habil.-Schr. Univ. Münster 1991].

KLOSTERMANN, J. (1995): Nordrhein-Westfalen – In: BENDA, L. [Hrsg.]: Das Quartär Deutschlands: 59 – 64, 6 Abb., 8 Tab.; Berlin, Stuttgart (Borntraeger). – [Kongr. Quartär-Vereinigung. <14. internat., 1995, Berlin>]

KNAUFF, W. (1971): Die Fossilien und Kaolin-Kohlentonsteine : Mikrofauna. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **19**: 113 – 114; 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.

KRAMM, E. (1978): Pollenanalytische Hochmoor-Untersuchungen zur Floren- und Siedlungsgeschichte zwischen Ems und Hase. – Abh. L.-Mus. Naturkde. Münster/Westf., **40** (4): 44 S., 29 Abb., 6 Tab.; 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.

KRÄUSEL, R. (1937): Pflanzenreste aus den diluvialen Ablagerungen im Ruhr-Emscher-Lippe-Gebiet. – Decheniana, **95**: 207 – 240, 3 Tab., 3 Taf.; Bonn.

KREMP, G. (1953): Das genauere Alter einiger Karbonkohlen-Gerölle aus der Unterkreide des Niedersächsischen Beckens auf Grund ihrer Mikroflora. – Z. dt. geol. Ges., **104**: 468 – 473, 2 Abb.; Hannover.

KUKUK, P. (1938): Geologie des Niederrheinisch-Westfälischen Steinkohlengebietes. – 706 S., 743 Abb., 48 Tab., 14 Taf.; Berlin (Springer).

LEHMANN, J. (1995): Die Genese des Münsterländer Kiessandzuges unter Berücksichtigung des Geröllbestandes und der Fossilinhalt der Oberkreidekalke. – Geol. u. Paläont. Westf., **41**: 27 – 43, 3 Abb., 2 Taf.; Münster.

LIEDTKE, H. (1981): Die nordischen Vereisungen in Mitteleuropa. – 2. Aufl., Forsch. dt. Landeskd., **204**: 307 S., 49 Abb., 17 Tab., 1 Kt.; Trier.

LIPPOLT, H. J.; HESS, J. C.; BURGER, K. (1984): Isotopische Alter von pyroklastischen Sandinen aus Kaolin-Kohlentonsteinen als Korrelationsmarken für das mitteleuropäische Oberkarbon. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **32**: 119 – 150, 3 Abb., 6 Tab., 3 Taf.; Krefeld.

- LÖGTERS, H. (1951): Paläogeographie, Tektonik und Erdölvorkommen im Emsland. – Z. dt. geol. Ges., **102**: 8 – 42, 11 Abb., 1 Taf.; Hannover.
- LÖSCHER, W. (1910): Die westfälischen Galeritenschichten mit besonderer Berücksichtigung ihrer Seeigelfauna. – N. Jb. Mineral., Geol. u. Paläont., Beil.-Bd., **30**: 269 – 312, 10 Abb.; Stuttgart.
- LÖSCHER, W. (1913): Die westfälischen Galeritenschichten als Seichtwasserbildung. – Z. dt. geol. Ges., Mber., **64**: 341 – 344; Berlin.
- LÖSCHER, W. (1925): Zur Frage der westfälischen Galeritenildungen. – Sitz.-Ber. nieder-rhein. geol. Ver., **1924**: 25 – 28; Bonn.
- LOMMERZHEIM, A. (1991 a): Mikropaläontologische Indikatoren für Paläoklima und Paläobathymetrie in der boralen Oberkreide : Bohrung Metelen 1001 (Münsterland, NW-Deutschland, Obersanton bis Obercampan). – Facies, **24**: 183 – 254, 23 Abb., 3 Tab., 8 Taf.; Erlangen.
- LOMMERZHEIM, A. (1991 b): Die geothermische Entwicklung des Münsterländer Beckens (NW-Deutschland) und ihre Bedeutung für die Kohlenwasserstoffgenese in diesem Raum. – DGMK-Forsch.-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.
- LOTZE, F. (1951): Neue Ergebnisse der Quartärgeologie Westfalens X : Zur Entstehung des Münsterländer Hauptkiessandzuges. – N. Jb. Geol. u. Paläont., Mh., **1951**: 321 – 328, 2 Abb.; Stuttgart.
- LOTZE, F. (1954 a): Zur Talgeschichte der Alme, oberen Lippe und Ems. – N. Jb. Geol. u. Paläont., Mh., **1953**: 306 – 311, 1 Abb.; Stuttgart.
- LOTZE, F. (1954 b): Der Münsterländer Hauptkiessandzug und seine Entstehung. – Natur u. Heimat, **14**: 3 – 12, 4 Abb.; Münster/Westf.
- LOTZE, F. (1957): Probleme der Gebirgsbildung. – Arb.-Gem. Forsch. Land Nordrh.-Westf., **37**: 1 – 28, 12 Abb.; Köln, Opladen.
- LUSZNAT, M.; THIERMANN, A. (1973): Die Entwicklung der geologischen Landesaufnahme in Nordrhein-Westfalen nach 1873. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **23**: 55 – 102, 7 Abb., 2 Tab., 2 Taf.; Krefeld.
- MANIA, D. (1967): Der ehemalige Ascherslebener See (Nordharzvorland) in spät- und postglazialer Zeit. – Hercynia, N. F., **4**: 199 – 260, 13 Abb., 4 Tab., 4 Taf.; Leipzig.
- MARCK, W. VON DER (1858): Die Diluvial- und Alluvial-Ablagerungen im Innern des Kreidebeckens von Münster. – Verh. naturhist. Ver. preuß. Rheinld. u. Westph., **15**: 1 – 47; Bonn.
- MATTHESS, G. (1990): Die Beschaffenheit des Grundwassers. Lehrbuch der Hydrogeologie, Bd. 2, 2. Aufl.: 498 S., 139 Abb., 116 Tab.; Stuttgart (Borntraeger).
- MAYR, A.; TEMLITZ, K. [Hrsg.] (1993): Münsterland und angrenzende Gebiete. – Spieker, **36**: 436 S., zahlr. Abb., 7 Anl.-Taf.; Münster/Westf.

- MEISEL, S. (1961): Die naturräumlichen Einheiten auf Blatt 83/84 Osnabrück/Bentheim. – Geogr. Landesaufn. <1 : 200 000>, naturräuml. Gliederung Dtlid., **83/84**: 66 S., 1 Abb., 1 Kt.; Bad Godesberg.
- MENKE, B. (1975): Vegetationsgeschichte und Florenstratigraphie Nordwestdeutschlands im Pliozän und Frühquartär. Mit einem Beitrag zur Biostratigraphie des Weichsel-frühglazials. – Geol. Jb., **A 26**: 3 – 151, 9 Abb., 3 Tab., 8 Taf.; Hannover.
- MENZEL, H. (1912): Die Quartärfauna des Niederrheinisch-Westfälischen Industriebezirkes. – Z. dt. geol. Ges., **64** (3): 177 – 200, 8 Abb., 2 Tab., 1 Taf.; Berlin.
- MESTWERDT, A. (1926 a): Erläuterungen zu Blatt 3916 Halle. – Geol. Kt. Preußen u. benachb. dt. Länder <1 : 25 000>, Erl., **3916**: 41 S., 1 Tab.; Berlin.
- MESTWERDT, A. (1926 b): Erläuterungen zu Blatt 4017 Brackwede. – Geol. Kt. Preußen u. benachb. dt. Länder <1 : 25 000>, Erl., **4017**: 45 S.; Berlin.
- MEYER, K.-D.; SCHMID, F.; WOLBURG, J. (1977), mit Beitr. von HEDEMANN, H.-A.; KOSMAHL, W.; LEBKÜCHNER, H.; PEETERS, H.-G.; ROESCHMANN, G.; SCHÖNEICH, H.; SCHÜTTE, H., unter Mitarb. von BERTRAM, H.; GRAMANN, F.; REUTER, G.; SCHLENKER, B.: Erläuterungen zu Blatt 3610 Salzbergen. – Geol. Kt. Niedersachsen <1 : 25 000>, Erl., **3610**: 111 S., 5 Tab., 1 Taf., 3 Kt.; Hannover.
- MICHEL, G. (1968): Grundwasser vom Natrium-Hydrogencarbonat-Chlorid-Typ im Nordosten des Münsterschen Beckens (Nordrhein-Westfalen). – Bohrtechn., Brunnenb., Rohrleitungsb., **19**: 5 – 14, 3 Abb., 6 Tab.; Berlin.
- MICHEL, G. (1983 a): Die Sole des Münsterländer Kreide-Beckens. – N. Jb. Geol. u. Paläont., Abh., **166** (1): 139 – 159, 5 Abb., 2 Tab.; Stuttgart.
- MICHEL, G. (1983 b): Sole im Münsterland – woher, wohin? – Heilbad u. Kurort, **35**: 66 – 76, 7 Abb., 3 Tab., 1 Kt.; Münster/Westf.
- MICHEL, G.; ADAMS, U.; SCHOLLMAYER, G. (1996): Grundwasser in Nordrhein-Westfalen. Eine Bibliographie zur regionalen Hydrogeologie. – scriptum, **1**: 3 – 75, 5 Abb.; Krefeld.
- MÜCKENHAUSEN, E.; MERTENS, H. (1966): Die Bodenkarte 1 : 5 000 auf der Grundlage der Bodenschätzung, 3. Aufl. – 40 S., 3 Abb., 5 Tab.; Düsseldorf (Minist. Ernähr., Landwirtsch. u. Forsten Land Nordrh.-Westf.).
- MÜLLER, H.-M. (1978): Weichselzeitliche Eiskeilsysteme im Emsgebiet bei Münster (Westf.) – Ein Beitrag zur Datierung der Emsterrassen. – N. Jb. Geol. u. Paläont., Mh., **1978**: 117 – 128, 7 Abb.; Stuttgart.
- MUTTERLOSE, J.; KAPLAN, U.; HISS, M. (1995): Die Kreide im nördlichen Münsterland und im Westteil des Niedersächsischen Beckens. – Bochumer geol. u. geotechn. Arb., **45**: 72 S., 50 Abb.; Bochum.
- NIEDERMEIER, G. (1967 a): Neue Forschungen in der Unterkreide Westfalens. (Literaturbericht 1945 – 1966). – Zbl. Geol. u. Paläont., (1) **1967**: 528 – 546; Stuttgart.

- NIEDERMEIER, G. (1967 b): Neues zur Stratigraphie und Tektonik der westfälischen Oberkreide-Mulde. (Literaturbericht 1945 – 1966). – Zbl. Geol. u. Paläont., (1) **1966**: 1980 – 1999; Stuttgart.
- NIEDERMEIER, G. (1968): Über die Kreide im westlichen Niedersachsen (Literaturbericht 1945 – 1967). – Zbl. Geol. u. Paläont., (1) **1968**: 709 – 728; Stuttgart.
- NOLLAU, G. (1970): Raseneisenerz, Weißeisenerz und Vivianit im Niederungsmoor des Emslandes. – Aufschluss, **21**: 311 – 318, 4 Abb.; Stuttgart.
- OEKENTORP, K. (1977): Übersicht der geowiss. Museen in der BRD (1): Museen Westfalens mit geologisch-paläontologischen und mineralogischen Schausammlungen. – Nachr. dt. geol. Ges., **16**: 102 – 111, 1 Abb.; Hannover.
- OELKERS, K.-H. (1971): Die Erarbeitung von Gesetzmäßigkeiten der Bodenverbreitung Südniedersachsens, unter Verwendung der Bodenschätzung sowie geologischer und morphologischer Karten. – Z. dt. geol. Ges., **122**: 1 – 10, 5 Abb.; Hannover.
- OSTMANN, U. (1993): Die Übernahme der historischen Landnutzungsarten aus Karten des 18. und 19. Jahrhunderts in das Niedersächsische Bodeninformationssystem. – Geol. Jb., **F 27**: 145 – 183, 11 Abb., 2 Tab.; Hannover.
- PAPROTH, E. (1971): Megafauna. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **19**: 109 – 112, 2 Abb.; Krefeld.
- PAPROTH, E.; TEICHMÜLLER, R. (1961): Die paläogeographische Entwicklung der subvariscischen Saumsenke in Nordwestdeutschland im Laufe des Karbons. – In: *Compte Rendu / 4. Congrès International de Stratigraphie et de Géologie du Carbonifère*, **2**: 471 – 491, 16 Abb.; Maastricht. – [Congr. Stratigr. Géol. Carbonif., <4. internat., 1958, Heerlen>]
- PLEIN, E. (1978): Rotliegend-Ablagerungen im Norddeutschen Becken. – Z. dt. geol. Ges., **129**: 71 – 97, 10 Abb., 6 Taf.; Hannover.
- REINECK, H.-E.; SINGH, I. B. (1973): *Depositional Sedimentary Environments with Reference to Terrigenous Clastics*. – 439 S., 579 Abb.; Berlin, Heidelberg, New York (Springer).
- RESCHER, K. (1991): Biostratigraphische Gliederung der höheren Oberkreide mit benthonischen Foraminiferen im nordwestlichen Münsterland (Bohrung Metelen 1001). – *Facies*, **24**: 99 – 106, 3 Abb., 1 Tab., 1 Taf.; Erlangen.
- RICHTER, K. (1968): Klimatische Zyklen im norddeutschen Vereisungsgebiet. – *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **19**: 262 – 267; Öhringen/Württ.
- RICHTER-BERNBURG, G. (1959): Zur Paläogeographie des Zechsteins. – In: *Congr. Giacimenti gassiferi dell'Europa Occidentale*, Milano 1957, **1**: 87 – 99, 7 Abb., 1 Taf.; Rom (Acad. naz. Lincei).
- RICHTER-BERNBURG, G. (1972): Saline deposits in Germany : a review and general introduction to the excursions. – In: RICHTER-BERNBURG, G. [Hrsg.]: *Geology of saline deposits*: 275 – 287, 13 Abb., 1 Tab.; Paris (Unesco). – [Hannover Symp., Proceed. <1968, Hannover>]

- ROBASZINSKY, F.; CARON, M. (1979): Atlas de foraminifères planktoniques du Crétacé moyen (mer boréal et tethys). – Cah. Micropaléont., **1**: 185 S., 7 Abb., 4 Tab., 39 Taf.; Paris.
- ROEMER, F. (1854): Die Kreidebildungen Westfalens. Eine geognostische Monographie. – Z. dt. geol. Ges., **6**: 99 – 236, Taf. 1; Berlin. [Zugl. in Verh. naturhist. Ver. preuß. Rheinlde. u. Westph., **11**]
- ROESCHMANN, G. (1960): Die Grundwasserböden des Emstaales zwischen Rheine und Papenburg und ihre Beziehungen zur Geschichte des Emslaufes. – Geol. Jb., **77**: 741 – 820, 11 Abb., 6 Tab., 2 Taf.; Hannover.
- RÖHLING, H.-G. (1991): A Lithostratigraphic Subdivision of the Lower Triassic in the North-west German Lowlands and the German Sector of the North Sea, based on Gamma-Ray and Sonic-Logs. – Geol. Jb., **A 119**: 3 – 24, 1 Abb., 12 Taf.; Hannover.
- ROSENFELD, U. (1978): Beitrag zur Paläogeographie des Mesozoikums in Westfalen. – N. Jb. Geol. u. Paläont., Abh., **156** (1): 132 – 155, 9 Abb.; Stuttgart.
- RUNGE, F. (1958): Die Naturschutzgebiete Westfalens. – 215 S., 36 Abb., 24 Taf.; Münster/Westf. (Aschendorff).
- SANNEMANN, D.; ZIMDARS, J.; PLEIN, E. (1978): Der basale Zechstein (A2-T1) zwischen Weser und Ems.- Z. dt. geol. Ges., **129**: 33 – 69, 7 Abb., 1 Tab., 11 Taf.; Hannover.
- SCHÄFER, H. (1977): Die Kalke und Schluffe der Kreide zwischen Rheine und Ochtrup (Kreis Steinfurt) im Hinblick auf ihre Verwendung als Zementrohstoffe. – Z. dt. geol. Ges., **128**: 231 – 238, 3 Abb.; Hannover.
- SCHÄFER, R. (1987): Erfahrungen beim Geschiebesammeln im Münsterländer Hauptkies-sandzug. – Geol. u. Paläont. Westf., **7**: 75 – 89, 2 Abb., 3 Taf.; Münster/Westf.
- SCHALLREUTER, R.; SCHÄFER, R. (1987): Karbonsandstein als Lokalgeschiebe. – Geol. u. Paläont. Westf., **7**: 65 – 73, 2 Abb., 1 Taf.; Münster/Westf.
- SCHLEICHER, L. (1982): Die Naturlandschaft um Gronau. – Die Landschaft rund um Gronau: 3 – 26, 5 Abb., 2 Tab.; Gronau (Stadt Gronau).
- SCHLÜTER, C. (1872): Über die Spongitarie nbänke 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 a): Verbreitung der Cephalopoden der oberen Kreide Norddeutschlands. – Z. dt. geol. Ges., **28**: 457 – 518, 1 Tab.; Berlin.
- SCHLÜTER, C. (1876 b): Cephalopoden der oberen deutschen Kreide, Tl. 2. – Palaeontographica, N.F., **24**: 123 – 263, 20 Taf.; Kassel.
- SCHNEIDER, H. (1938): Zur Frage des Münsterländischen Kiessandrückens. – Z. dt. geol. Ges., **90**: 603 – 615, 1 Abb., 1 Taf.; Berlin.

- SCHNEIDER, H. (1964): Geohydrologie Nordwestfalens. – 264 S., 268 Abb., 38 Tab., 10 Taf.; Berlin (Rudolf Schmidt).
- SCHOTT, W.; JARITZ, W.; KOCKEL, F.; SAMES, C.-W.; STACKELBERG, U. VON; STETS, J.; STOPPEL, D. (1967 a): Zur Paläogeographie der Unterkreide im nördlichen Mitteleuropa mit Detailstudien aus Nordwestdeutschland. Bemerkungen zu einem Atlas. – Erdöl u. Kohle, **20**: 149 – 158, 7 Abb.; Hamburg.
- SCHOTT, W.; KOCH, E. K.; KOCKEL, F.; SCHREIBER, A.; STACKELBERG, W. VON; STETS, J.; STOPPEL, D. (1967 b), unter Mitarb. von GENIESER, K.; HINZ, K.; MÜHLFELD, R.: Paläogeographischer Atlas der Unterkreide von Nordwestdeutschland mit einer Übersichtsdarstellung des nördlichen Mitteleuropa. – 305 Kt., 1 Tab.; Hannover (B.-Anst. Bodenforsch.).
- 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, Erläuterungen. – Erl. Paläogeogr. Atlas Unterkreide NW-Deutschland: 315 S., 18 Abb.; Hannover (B.-Anst. Bodenforsch.).
- SCHRÖDER, L. (1975): Einige charakteristische Züge der Oberkarbon-Sedimentation im nordwestdeutschen Raum. – In: Comte Rendu / 7. Congrès International de Stratigraphie et de Géologie du Carbonifère, **4**: 217 – 226, 6 Abb.; Krefeld. – [Congr. Stratigr. Géol. Carbonif. <7. internat., 1971, Krefeld>]
- SCHROEDER, M. (1975): Erste Ergebnisse der Großlysimeteranlage St. Arnold bei Rheine. – Wasserwirtschaft, **65**: 301 – 305; Stuttgart.
- SCHROEDER, M. (1983): Neue Werte zur Grundwasserneubildung unter Wald für das Münsterland. – Dt. gewässerkd. Mitt., **27**: 121 – 124, 3 Abb.; Bonn.
- SCHROEDER, M. (1990): Verdunstung von Land- und Wasserflächen in St. Arnold bei Rheine in den Jahren 1980 bis 1987. – Dt. gewässerkd. Mitt., **34**: 110 – 116, 3 Abb., 3 Tab.; Bonn.
- SCHUSTER, A. (1968): Karbonstratigraphie nach Bohrlochmessungen. – Erdöl-Erdgas-Z., **84**: 439 – 457, 35 Abb.; Wien, Hamburg.
- 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.
- SEIBERTZ, E. (1979 a): Biostratigraphie im Turon des SE Münsterlandes und Anpassung an die internationale Gliederung aufgrund von Vergleichen mit anderen Gebieten. – Newsl. Stratigr., **8** (2): 111 – 123, 5 Abb.; Stuttgart.
- SEIBERTZ, E. (1979 b): Probleme der Turon-Gliederung Nordeuropas (Oberkreide) im überregionalen Vergleich. – Newsl. Stratigr., **7** (3): 166 – 170, 2 Abb.; Berlin, Stuttgart.

- SEITZ, O. (1952): Die Oberkreide-Gliederung in Deutschland nach ihrer Anpassung an das internationale Schema. – Z. dt. geol. Ges., **104**: 148 – 151, 1 Tab.; Hannover.
- 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.
- SERAPHIM, E. TH. (1972): Wege und Halte des saalezeitlichen Inlandeises zwischen Osning und Weser. – Geol. Jb., **A 3**: 85 S., 14 Abb., 6 Tab.; 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. (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. (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.; 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. (1986): Das Eiszeitalter in Westfalen. – In: Alt- und mittelsteinzeitliche Fundplätze in Westfalen, Tl. 1. – Einführ. Vor- u. Frühgesch. Westf., **6**: 64 S., 19 Abb., 1 Tab., 1 Kt.; Münster/Westf. (Westf. Mus. Archäol.).
- SPEETZEN, E. (1990 a): Die Entwicklung der Flußsysteme in der Westfälischen Bucht (NW-Deutschland) während des Känozoikums. – Geol. u. Paläont. Westf., **16**: 7 – 25, 16 Abb., 1 Tab.; Münster/Westf.
- SPEETZEN, E. (1990 b): Ziegelrohstoffe und Ziegeleien im zentralen Münsterland (Westfalen, NW-Deutschland). – Geol. u. Paläont. Westf., **16**: 35 – 61, 17 Abb., 4 Tab., 2 Taf.; Münster/Westf.
- SPEETZEN, E. [Hrsg.] (1994): Rohstoffe und Umwelt. Die Steine- und Erden-Industrie Nordrhein-Westfalens im Spannungsfeld zwischen Rohstoffgewinnung und Umweltschutz. – In: WIGGERING, H.; THEIN, R. [Hrsg.]: Geologie und Ökologie im Kontext, **2**: XII + 222 S., 65 Abb.; Berlin (Ernst & Sohn).
- STADLER, G. (1971): Die Kaolin-Kohlentonsteine aus dem Westfal C und B der Untertagebohrung 150 der Steinkohlenbergwerke Ibbenbüren und ihre Bedeutung für die Karbonstratigraphie Nordwestdeutschlands. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **18**: 79 – 100, 2 Abb., 2 Tab., 3 Taf.; Krefeld.
- STANCU-KRISTOFF, G.; STEHN, O. (1984): Ein großregionaler Schnitt durch das nordwestdeutsche Oberkarbon-Becken vom Ruhrgebiet bis in die Nordsee. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **32**: 35 – 38, 1 Taf.; 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. (1989), mit Beitr. von ADAMS, U.; DUBBER, H.-J.; KOCH, M.; VOGLER, H.: Erläuterungen zu Blatt 3910 Altenberge. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. <1 : 25 000>, Erl., **3910**: 123 S., 12 Abb., 7 Tab., 2 Taf.; Krefeld.
- STEFFENS, P.; LUDWIG, G.; VOGLER, H. (1992): Erläuterungen zu Blatt CC 3910 Bielefeld. – Kt. oberflächennahe Rohstoffe <1 : 200 000>, Erl. **CC 3910**: 64 S., 7 Tab., 1 Kt.; Hannover.
- STEUSLOFF, U. (1951): Neue Beobachtungen und Erkenntnisse über Flora, Fauna und Klimageschichte des Würmperiglazials in der Niederterrasse der Emscher und Lippe. – Abh., L.-Mus. Naturkde. Münster/Westf., **14** (2): 47 S., 6 Abb., 3 Taf.; Münster/Westf.
- STÖHR, W. TH. (1960): Die Bodenschätzung: Möglichkeiten der Auswertung und Verwertung der Ergebnisse für die geologisch-bodenkundliche Landesaufnahme. – Z. dt. geol. Ges., **111**: 776 – 777; Hannover.
- STOLLEY, E. (1906): Zur Kenntnis der nordwestdeutschen oberen Kreide. – Jber. Ver. Naturwiss. Braunschweig, **14**: 84 – 94; Braunschweig.
- STOLLEY, E. (1916): Neue Beiträge zur Kenntnis der norddeutschen oberen Kreide, 1 – 4. – Jber. niedersächs. geol. Ver., **9**: 69 – 108, 1 Taf.; Hannover.
- STRUCKMEIER, W. (1990): Wasserhaushalt und hydrologische Systemanalyse des Münsterländer Beckens. – Schr.-R. L.-Amt Wasser u. Abfall, **45**: 72 S., 21 Abb., 13 Tab., 5 Kt., 1 Anh.; Düsseldorf.
- TEICHMÜLLER, M.; TEICHMÜLLER, R.; BARTENSTEIN, H. (1979): Inkohlung und Erdgas in Nordwestdeutschland. Eine Inkohlungskarte der Oberfläche des Oberkarbons. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **27**: 137 – 170, 2 Abb., 5 Tab., 1 Taf.; Krefeld.
- TEICHMÜLLER, M.; TEICHMÜLLER, R.; BARTENSTEIN, H. (1984): Inkohlung und Erdgas – eine neue Inkohlungskarte der Karbon-Oberfläche in Nordwestdeutschland. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **32**: 11 – 34, 3 Abb., 3 Tab., 1 Taf.; Krefeld.
- TEICHMÜLLER, R. (1962): Die Entwicklung der subvariscischen Saumsenke nach dem derzeitigen Stand unserer Kenntnis. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **3** (3): 1 237 – 1 254, 2 Abb., 1 Tab., 2 Taf.; Krefeld.
- TEICHMÜLLER, R. (1964): Zur Stratigraphie und Inkohlung des jüngsten Oberkarbons (Silesium) in Nordwestdeutschland. – In: Comptes Rendu / 5. Congrès International de Stratigraphie et de Géologie du Carbonifère, **3**: 1 015 – 1 030, 8 Abb., 7 Tab.; Paris. – [Congr. Stratig. Géol. Carbonif. < 5. internat., 1963, Paris>]

- THIERMANN, A. (1968): mit Beitr. von REHAGEN, H.-W.; SCHRAPS, W.-G.: Erläuterungen zu den Blättern 3707 Glanerbrücke/3708 Gronau/3709 Ochtrup. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. <1 : 25 000>, Erl., **3707/3708/3709**: 177 S., 3 Abb., 12 Tab., 4 Taf.; Krefeld.
- THIERMANN, A. (1970 a), mit Beitr. von DAHM-ARENS, H.: Erläuterungen zu Blatt 3712 Tecklenburg (Ibbenbüren). – 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 (Hörstel). – 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'evolution quaternaire des bassins fluviaux de la Mer du Nord meridionale. – Centen. Soc. géol. Belg.: 35 – 51, 8 Abb.; Liège (Soc. géol. Belg.).
- THIERMANN, A. (1975), mit Beitr. von BRAUN, F. J.; KALTERHERBERG, J.; REHAGEN, H.-W.; SUCHAN, K. H.; WILL, K.-H.; WOLBURG, J.: Erläuterungen zu Blatt 3611 Hopsten. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. <1 : 25 000>, Erl., **3611**: 214 S., 21 Abb., 9 Tab., 5 Taf.; Krefeld.
- THIERMANN, A. (1980), mit Beitr. von DUBBER, H.-J.; KALTERHERBERG, J.; REHAGEN, H.-W.; SUCHAN, K. H.: Erläuterungen zu Blatt 3612 Mettingen. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. <1 : 25 000>, Erl., **3612**: 200 S., 23 Abb., 12 Tab., 2 Taf.; Krefeld.
- THIERMANN, A. (1985), mit Beitr. von DUBBER, H.-J.; KOCH, M.; VOGLER, H.: Erläuterungen zu Blatt 3811 Emsdetten. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. <1 : 25 000>, Erl., **3811**: 90 S., 3 Abb., 5 Tab., 2 Taf.; Krefeld.
- THIERMANN, A. (1987), mit Beitr. von KOCH, M.: Erläuterungen zu Blatt C 3910 Rheine. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. <1 : 100 000>, Erl., **C 3910**: 68 S., 14 Abb., 2 Tab.; Krefeld.
- THIERMANN, A.; ARNOLD, H. (1964): Die Kreide im Münsterland und in Nordwestfalen. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **7**: 691 – 724, 1 Abb., 1 Tab.; Krefeld.
- THIERMANN, A. (1991): Die Geologische Karte 1 : 100 000 von Nordrhein-Westfalen in ihrer historischen Entwicklung. – Niederrhein. Landeskde., Schr. Natur u. Gesch. Niederrh., **10**: 37 – 43, 1 Abb.; Krefeld. – [Festschr. 80.Geburtstag Dr. H.-W. QUITZOW].
- THOME, K. N. (1980): Der Vorstoß des nordeuropäischen Inlandeises in das Münsterland in Elster- und Saale-Eiszeit. – Westf. geogr. Stud., **36**: 21 – 40, 9 Abb.; Münster/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., **59**: 132 – 134; Stuttgart.

- TIETZE, O. (1909): Beiträge zur Geologie des mittleren Emsgebietes. – Jb. kgl. preuß. geol. L.-Anst., Abh., **27**: 159 – 187, 1 Taf.; Berlin.
- TIETZE, O. (1914): Zur Geologie des mittleren Emsgebietes. Vergleichende Untersuchungen über die Entwicklung des alten Diluviums im Westen und Osten des norddeutschen Flachlandes. – Jb. kgl. preuß. geol. L.-Anst., Abh., **33** (2): 108 – 200, 11 Abb., 4 Taf.; Berlin.
- 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.
- TRUSHEIM, F. (1963): Zur Gliederung des Buntsandsteins. – Erdöl-Z., **79**: 277 – 292, 8 Abb.; Wien, Hamburg.
- VIETE, G. (1957): Kritische Bemerkungen zur Bestimmung der pleistozänen Inlandeismächtigkeit mit Hilfe von Drucksetzungsmessungen. – Eiszeitalter u. Gegenwart, **8**: 97 – 106, 1 Abb., 2 Tab.; Öhringen/Württ.
- VINKEN, R. (1969): Zur Ablagerung und Genese von periglaziären Sedimenten : Beobachtungen im Gebiet östlich von Hildesheim. – Geol. Jb., **87**: 529 – 540, 4 Abb., 1 Tab.; 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 vor Schollenrändern und ihre Bedeutung im Gebiet der Mitteleuropäischen Senke und angrenzender Gebiete. – Z. dt. geol. Ges., **114**: 378 – 418, 15 Abb.; Hannover.
- VOIGT, E. (1979): Wann haben sich die Feuersteine der Oberen Kreide gebildet? – Nachr. Akad. Wiss. Göttingen, 2. math.-phys. Kl., **1979** (6): 81 – 127, 8 Taf.; Göttingen.
- VOIGT, E.; HÄNTZSCHEL, W. (1964): Gradierte Schichtung in der Oberkreide Westfalens. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **7**: 495 – 548, 7 Abb., 3 Tab., 18 Taf.; Krefeld.
- WAGENBRETH, O. (1965): Zur Theorie der Randtröge und Randmulden. – Geologie, **14**: 931 – 948, 12 Abb.; Berlin.
- WEGNER, TH. (1905): Die Granulatenkreide des westfälischen Münsterlandes. – Z. dt. geol. Ges., **57**: 112 – 232, 20 Abb., 4 Taf.; Berlin.
- WEGNER, TH. (1909): Über die geschichteten Bildungen in den norddeutschen Endmoränen. – Verh. naturhist. Ver. preuß. Rheinld. u. Westf., **66**: 191 – 241; Bonn.
- WEGNER, TH. (1911): Über eine Stillstandslage der großen Vereisung im Münsterlande. – Z. dt. geol. Ges., Mber., **62**: 387 – 405, 6 Abb.; Berlin.
- WEGNER, TH. (1926): Geologie Westfalens und angrenzende Gebiete; 2. Aufl. – 500 S., 244 Abb., 1 Taf.; Paderborn (Schöningh).
- WEGNER, TH. (1927): Geologie der Münsterschen Ebene. – Westf., **4**: 1 – 44, 21 Abb.; Paderborn.

- WEHRLI, H. (1941): Interglaziale und vor-saaleeiszeitliche Ablagerungen in der Münster-schen Bucht. – Z. dt. geol. Ges., **93**: 114 – 127, 4 Abb.; Berlin.
- WERNER, J. (1986): Der Wind als Geofaktor in Westfalen. – Westf. geogr. Stud., **42**: 107 – 118, 8 Abb., 2 Tab.; Münster/Westf.
- WIEDMANN, J.; KAPLAN, U.; LEHMANN, J.; MARCINOWSKI, R. (1989): Biostratigraphy of the Cenomanian of NW Germany. – In: WIEDMANN, J. [Hrsg.]: Cretaceous of the Western Tethys.: 931 – 948, 4 Abb., 2 Taf.; Stuttgart (Schweizerbart). – [Kreide-Symp., <3. internat., 1987, Tübingen, Proc.>]
- WIEGEL, E. (1957), mit Beitr. von DIETZ, C.; FRICKE, K.; KARRENBERG, H.; QUITZOW, H. W.; FRIEDRICH, W.; SCHNELL, K.: Erläuterungen zu Blatt 4011 Münster. – Hydrogeol. Übers.-Kt. <1 : 500 000>, Erl., **4011**: 172 S., 15 Abb., 19 Tab., 1 Kt.; Remagen/Rhein (B.-Anst. Landeskd.).
- WILHELMY, H. (1958): Umlaufseen und Dammuferseen tropischer Tieflandflüsse.- Z. Geomorph., N. F., **2**: 27 – 54, 18 Abb.; Berlin.
- WOLBURG, J. (1953): Der Nordrand der Rheinischen Masse. – Geol. Jb., **67**: 83 – 114, 15 Abb.; Hannover.
- WOLBURG, J. (1961): Sedimentations-Zyklen und Stratigraphie des Buntsandsteins in NW-Deutschland. – Geotekt. Forsch., **14**: 7 – 74, 17 Abb., 5 Tab., 12 Taf.; Stuttgart.
- WOLBURG, J. (1969): Die epirogenetischen Phasen der Muschelkalk- und Keuper-Entwicklung Nordwest-Deutschlands mit einem Rückblick auf den Buntsandstein. – Geotekt. Forsch., **32**: 1 – 65, 32 Abb., 7 Taf.; Stuttgart.
- WOLFF, W. (1928): Einige glazialgeologische Probleme aus dem norddeutschen Tief-land. – Z. dt. geol. Ges., **79**: 342 – 360, 2 Abb., 1 Taf.; Berlin.
- WUNDT, W. (1958): Die Kleinstwasserführung der Flüsse als Maß für die verfügbaren Grundwassermengen. – In: GRAHMAN, R.: Die Grundwässer in der Bundesrepublik Deutschland und ihre Nutzung. – Forsch. dt. Landeskd., **104** (2): 47 – 54, 2 Abb.; Remagen/Rhein (B.-Anst. Landeskd.).
- ZIEGLER, P. A. (1982): Geological Atlas of Western and Central Europe, 1. Aufl. – 130 S., 29 Abb., 40 Taf.; Amsterdam (Elsevier). – [Text- u. Taf.-Bd.]

Karten

- Bodenkarte von Nordrhein-Westfalen <1 : 50 000>. – Hrsg. Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.; Krefeld.
 Blatt L 3710 Rheine (1975), Bearb. WILL, K.-H.
 Blatt L 3908 Ahaus (1974), Bearb. SCHRAPS, W.-G.
 Blatt L 3910 Burgsteinfurt (1973), Bearb. DUBBER, H.-J.
- Böden (1971). – Deutscher Planungsatlas **1** (1): 2 Kt. <1 : 500 000>, mit Erl. – Hrsg. Akad. Raumforsch. u. Landesplanung, Bearb. MAAS, H.; MÜCKENHAUSEN, E.; Hannover (Jänecke).

Geologie (1976). – Deutscher Planungsatlas, 1 (8): 3 Kt. <1 : 500 000>, mit Erl. u. Textbeil. – Hrsg. Akad. Raumforsch. u. Landesplanung, Bearb. DAHM, H.-D.; DEUTLOFF, O.; HERBST, G.; KNAPP, G.; THOME, K. N., mit Beitr. von BACHMANN, M.; BRAUN, F.-J.; DROZDZEWSKI, G.; GLIESE, J.; GRABERT, H.; HAGER, H.; HILDEN, H. D.; HOYER, P.; LUSZNAT, M.; THIERMANN, A.; Hannover (Schroedel).

Geologische Karte der Bundesrepublik Deutschland <1 : 1 000 000> (1993). – 2 Kt. Hrsg. B.-Anst. Geowiss. u. Rohstoffe; Hannover.

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

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

Blatt CC 3910 Bielefeld, 2. Aufl. (1982), Bearb. ARNOLD, H.; DEUTLOFF, O.; STAUDE, H.; THIERMANN, A. (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.); BRANDES, H.; HÖFLE, H.-CH.; LOOK, R.; MENGELING, H.; MEYER, K.-D.; REUTER, G.; ROHDE, P.; SCHNEEKLOTH, H.; VINKEN, R.; VOSS, H.-H.

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

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

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

Blatt C 3910 Rheine (1987), Bearb. THIERMANN, A.

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

Blatt 3707 Glanerbrücke /3708 Gronau/3709 Ochtrup (1968), Bearb. THIERMANN, A.

Blatt 3710 Rheine (1973), Bearb. THIERMANN, A.

Blatt 3711 Bevergern (Hörstel) (1970), Bearb. THIERMANN, A.

Blatt 3712 Tecklenburg (Ibbenbüren) (1970), Bearb. THIERMANN, A.

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

Blatt 3811 Emsdetten (1985), Bearb. THIERMANN, A.

Blatt 3812 Ladbergen (1982), Bearb. STAUDE, H.

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

Blatt 3911 Greven (1986), Bearb. STAUDE, H.

Blatt 3912 Westbevern (1984), Bearb. STAUDE, H.

Geotektonische Übersichtskarte von Nordwestdeutschland <1 : 100 000>, mit Erl. – Hrsg. Amt Bodenforsch.; Hannover.

Blatt 70 Vreden – Ahaus – Bocholt – Coesfeld (1948), Bearb. LÖGTERS, H.; REICH, H.

Blatt 71 Münster i. W. (1946), Bearb. Aldinger, H.; LÖGTERS, H.; REICH, H.

- Geotektonischer Atlas von Nordwest-Deutschland <1 : 100 000>. – Hrsg. B.-Anst. Geowiss. u. Rohstoffe; Hannover. – [unveröff.].
Blatt C 3710 Rheine (1986), Bearb. KOCKEL, F.
- Geotektonischer Atlas von NW-Deutschland <1 : 300 000>, mit Erl. – Hrsg. B.-Anst. Geowiss. u. Rohstoffe; Hannover.
Tl. 1, Abgedeckte geol. Kt. Unterkreidebasis, 4 Bl. (1994), Bearb. BALDSCHUHN, R.; BEST, G.; BINOT, F.; DENEKE, E.; FRISCH, U.; JÜRGENS, U.; KOCKEL, F.; RÖHLING, H.-G.; SATTLER-KOSINOWSKI, S.; SCHMITZ, J.; STANCU-KRISTOFF, G.; ZIRNGAST, M.
- Gewässerkundliche Karten von Nordrhein-Westfalen <1 : 300 000> (1955). – Hrsg. Minist. Ernähr., Landwirtsch. u. Forsten, Nordrh.-Westf., Bearb. SCHNELL, K.: 3 Kt., zahlr. Tab.; Düsseldorf.
- Grundwassergleichen in Nordrhein-Westfalen <1 : 50 000>, Stand Okt. 1973. – Hrsg. L.-Anst. Wasser u. Abfall Nordrh.-Westf.; Düsseldorf.
Blatt L 3910 Steinfurt (1978)
- Grundwasserstände unter Flur in Nordrh.-Westf. <1 : 50 000>, Stand Oktober 1963. – Hrsg. L.-Amt Wasser u. Abfall Nordrh.-Westf.; Düsseldorf.
Blatt L 3910/3912 Burgsteinfurt/Lengerich (1976)
- Hydrogeologie (1978). – Deutscher 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 : 25 000>. – Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.; Krefeld. – [Unveröff.]
Blatt 3810 Steinfurt (1966), Bearb. KOCH, M.
- Hydrogeologische Karte von Nordrhein-Westfalen <1 : 50 000>, mit Erl. – Hrsg. Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.; Krefeld.
Blatt L 3708 Gronau (Westf.) (1993), Bearb. KOCH, M. unter Mitarb. von ADAMS, U.
Blatt L 3710 Rheine (1983), Bearb. KOCH, M.
Blatt L 3910 Steinfurt (1997), Bearb. MASLOWSKI, H.
- Hydrogeologische Übersichtskarte <1 : 500 000>. – Hrsg. B.-Minist. Wirtsch., Bonn; Remagen/Rhein (B.-Anst. Landeskd.).
Blatt Münster (1956), Bearb. BODE, H.; DIETZ, C.; KARRENBURG, H.; QUITZOW, H. W.; WANDEL, G.
- Karte der wichtigsten Geopotentiale in Nordrhein-Westfalen <1 : 500 000> (1981). – Hrsg. Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf., Bearb. BURGHARDT, O.
- 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 nutzbaren Lagerstätten von Nordrhein-Westfalen <1 : 300 000> (1961). – Bearb. FRICKE, W.; BRAUN, F. J.; MOHR, K.; Düsseldorf (Bagel).

- Karte der Bundesrepublik Deutschland <1 : 1 000 000>, Gebiete mit oberflächennahen mineralischen Rohstoffen, mit Erl. (1982). – Hrsg. B.-Anst. Geowiss. u. Rohstoffe, Bearb. BOSSE, H.-R.; BRINKMANN, K.; LORENZ, W.; ROTH, W.; Hannover.
- Karte der oberflächennahen Rohstoffe der Bundesrepublik Deutschland <1 : 200 000>, mit Erl. – Hrsg. Geol. L.-Ämter B.-Rep. Dtl. u. B.-Anst. Geowiss. u. Rohstoffe; Hannover.
Blatt CC 3910 Bielefeld (1992), Bearb. Lorenz, W.; Steffens, P.; Vogler, H.
- 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., 51 Kt., 17 Tab.; 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 Mitteleuropa, 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.
- Vegetation (potentielle natürliche Vegetation) (1983) – Dt. Planungsatlas, **1** (3): 1 Kt. <1 : 500 000>, mit Erl. – Hrsg. Akad. Raumforsch. u. Landesplan.; Hannover (Schroedel).
- Zentrale Wasserversorgung in Nordrhein-Westfalen <1 : 100 000>, mit Erl. – Hrsg. Minist. Ernähr., Landwirtsch. u. Forsten, Nordrh.-Westf. u. Inst. Landeskd. in der B.-Forsch.-Anst. Landeskd. Raumordn.; Bad Godesberg.
Blatt C 3910 Rheine (1968)

