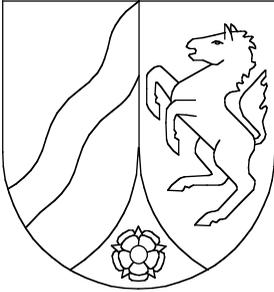


Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen



Geologische Karte von Nordrhein-Westfalen 1:25 000

Erläuterungen

4117 Verl

Geologische Karte von Nordrhein-Westfalen 1 : 25 000

Erläuterungen zu Blatt 4117 Verl

Von

KLAUS SKUPIN

Mit Beiträgen von HILDEGARD DAHM-ARENS, GERT MICHEL
und HERMANN VOGLER

Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen

Krefeld 1987



88.408

Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1 : 25 000	Erl.	4117 Verl	114 S.	15 Abb.	8 Tab.	2 Taf.	Krefeld 1987
---	------	--------------	--------	---------	--------	--------	-----------------

Alle Urheberrechte vorbehalten

© 1987 Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen

Bearbeiter:	Dipl.-Landw. Dr. H. DAHM-ARENS Dipl.-Geol. Prof. Dr. G. MICHEL Dipl.-Geol. Dr. K. SKUPIN Dipl.-Geol. Dr. H. VOGLER	Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen De-Greiff-Straße 195 D-4150 Krefeld 1
-------------	---	---

Redaktion: Dipl.-Geol. Dr. H. A. BASTIN

Druck: Joh. van Acken, Krefeld

Vertrieb: Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen
De-Greiff-Straße 195, D-4150 Krefeld 1
Best.-Nr. 13-4117

INHALTSVERZEICHNIS

	Seite
1. Vorbemerkungen	9
2. Überblick	10
2.1. Geologischer Überblick	10
2.2. Geographischer Überblick	12
2.2.1. Geländegestalt und naturräumliche Gliederung	12
2.2.2. Gewässernetz	13
2.2.3. Klima	13
3. Schichtenfolge	14
Paläozoikum	14
3.1. Devon	14
3.2. Karbon	16
3.2.1. Unterkarbon (Dinantium)	16
3.2.2. Oberkarbon (Silesium)	16
Mesozoikum	16
3.3. Unterkreide	17
3.3.1. Hauterive – Unteralb	17
3.3.2. Mittelalb – Oberalb	18
3.4. Oberkreide	20
3.4.1. Cenoman (krc)	20
3.4.2. Turon (krt)	22
3.4.2.1. Rotpläner und <i>labiatus</i> -Schichten	22
3.4.2.2. <i>lamarcki</i> -Schichten	22
3.4.2.3. <i>striatoconcentricus</i> -Schichten	23
3.4.3. Coniac	23
3.4.3.1. Unterconiac (<i>schloenbachi</i> -Schichten) (krcc1)	23
3.4.3.2. Mittelconiac (krcc2)	24
3.4.3.3. Oberconiac (krcc3)	25
3.4.4. Santon	25
3.4.4.1. Untersanton (krsa1)	25
3.4.4.2. Mittelsanton (krsa2–3)	26
3.4.4.3. Obersanton (krsa4)	27
3.4.5. Campan	30
3.4.5.1. Untercampan (krca1)	30
Känozoikum	31
3.5. Tertiär	31
3.6. Quartär	32

	Seite
3.6.1. Pleistozän	32
3.6.1.1. Elster-Kaltzeit	34
3.6.1.1.1. Ältere Mittelterrasse (Mä)	34
3.6.1.2. Holstein-Warmzeit	35
3.6.1.2.1. Unterer Schneckensand (qho)	36
3.6.1.3. Saale-Kaltzeit (Drenthe-Stadium)	36
3.6.1.3.1. Oberer Schneckensand (D,,p)	37
3.6.1.3.2. Vorschüttsand und Beckenton (D,S,gf(1))	44
3.6.1.3.3. Grundmoräne (D,Mg)	46
3.6.1.3.4. Nachschüttsand (D,S,gf(2))	49
3.6.1.3.5. Sander	49
3.6.1.3.6. Periglaziale Strukturen	51
3.6.1.4. Eem-Warmzeit	52
3.6.1.5. Weichsel-Kaltzeit	52
Bach- und Flußablagerungen	53
3.6.1.5.1. Obere Niederterrasse (N,Kn; N,U; N,S)	53
3.6.1.5.2. Bodenbildung des Alleröd-Interstadials	56
3.6.1.5.3. Hochflutlehm (w,L,ta)	58
3.6.1.5.4. Uferwall (w,S,sw; w,U,sw)	58
Windablagerungen	59
3.6.1.5.5. Älterer Flugsand (,S,a(1))	60
3.6.1.5.6. Ältere Dünen (,,d(1))	61
Frostbodenbildungen	62
3.6.1.5.7. Periglaziale Strukturen	62
3.6.2. Holozän	63
Windablagerungen	63
3.6.2.1. Jüngerer Flugsand (,S,a(2))	63
3.6.2.2. Jüngere Dünen (,,d(2))	64
3.6.2.3. Bodenbildung des Atlantikums	64
Bach- und Flußablagerungen	65
3.6.2.4. Auensand (,S,ta,,Sl,ta)	66
3.6.2.5. Wiesenkalk und Wiesenmergel (,Kw)	66
3.6.2.6. Weißeisenerz und „Blaueisenerde“	67
3.6.2.7. Raseneisenstein (,Er)	67
Moorbildungen	68
3.6.2.8. Niedermoor (,Hn)	68
3.6.2.9. Anmoor und Moorerde (,Hm)	68
Anthropogene Ablagerungen	69
3.6.2.10. Künstliche Aufschüttung oder Auffüllung (,,y)	69

	Seite
4. Gebirgsbau	69
4.1. Lagerungsverhältnisse des variscischen Untergrundes	70
4.2. Lagerungsverhältnisse des Kreide-Deckgebirges	71
4.2.1. Störungen	72
4.2.2. Klüfte	72
5. Erd- und Landschaftsgeschichte	74
6. Mineralische Rohstoffe	76
6.1. Steine und Erden	76
6.1.1. Tonmergelstein	78
6.1.2. Geschiebemergel	78
6.1.3. Sand	79
6.2. Erze	80
7. Hydrogeologie (G. MICHEL)	81
7.1. Hydrogeologischer Überblick	81
7.2. Grundwasserneubildung	83
7.3. Grundwasserbeschaffenheit	84
7.4. Grundwassernutzung	85
8. Ingenieurgeologie (H. VOGLER)	88
8.1. Ingenieurgeologische Beurteilung der Schichten	89
8.1.1. Festgesteine	89
8.1.2. Lockergesteine	89
8.2. Allgemeine Hinweise	90
9. Böden (H. DAHM-ARENS)	91
9.1. Braunerden aus Vorschütt sand	91
9.2. Podsole aus glazigenem Sand, Niederterrassensand und Flugsand	91
9.3. Pseudogleye aus Geschiebelehm und Tonmergelstein	94
9.4. Gleye aus Niederterrassensand, Fluß- und Bachablagerungen	94
9.5. Niedermoore	95
10. Aufschlüsse und Bohrungen	96
10.1. Aufschlüsse	96
10.2. Bohrungen	98
11. Verzeichnis der Schriften und Karten	101

Verzeichnis der Abbildungen	Seite
Abb. 1 Lage des Blattgebietes	11
Abb. 2 Tonmergelstein des Obersantons	27
Abb. 3 Kleinzyklische Sedimentabfolge in Tonmergelsteinen des Obersantons	28
Abb. 4 Schnecken, Muscheln, Samen und Früchte aus frühsaalezeitlichen Schichten des Oberen Schneckensandes	38
Abb. 5 Schnitt durch „Drumlins“ östlich Verl	49
Abb. 6 Vorschüttsand, periglazial verformte Grundmoräne und Nachschütt- sand der Saale-Kaltzeit unter Flugsand	50
Abb. 7 Sanderfüllte, flach geneigte Frostspalte in Tonmergelsteinen des Obersantons, darüber Vorschüttsand und Flugsand	51
Abb. 8 Flugsand über Niederterrassensand mit Steinsohle	55
Abb. 9 Alleröd-Horizont mit Torflagen auf Grundmoräne der Saale-Kaltzeit, darüber Flugsand	57
Abb. 10 Tektonische Baueinheiten des paläozoischen Untergrundes	70
Abb. 11 Kluffflächendiagramm aus Tonmergelsteinen des Obersantons	73
Abb. 12 Steine und Erden	77
Abb. 13 Hydrogeologische Übersicht	82
Abb. 14 Nitratgehalt des Grundwassers in Abhängigkeit von der Brunnentiefe	88
Abb. 15 Bodenkundliche Übersicht	92–93

Verzeichnis der Tabellen

Tab. 1 Mittlere Jahreswerte der Klimaelemente	14
Tab. 2 Stratigraphische Gliederung des Paläozoikums	15
Tab. 3 Stratigraphische Gliederung der Kreide	19
Tab. 4 Stratigraphische Gliederung des Quartärs	33
Tab. 5 Geröllanalysen von Kiesen des Unteren Schneckensandes	35
Tab. 6 Stratigraphische Abfolge im Bereich des Delbrücker Rückens	45
Tab. 7 Mineralbestand von Ziegeltonen	78
Tab. 8 Grundwasseranalysen	86–87

Verzeichnis der Tafeln in der Anlage

Taf. 1 Geologische Schnitte
Taf. 2 Karte der Quartär-Basis 1:50 000

1. Vorbemerkungen

Das Blattgebiet 4117 Verl stellt einen im wesentlichen von quartären Ablagerungen bestimmten Landschaftsausschnitt aus dem östlichen Münsterland dar. Die am Südrand der Westfälischen Bucht an der Geländeoberfläche ausstreichenden Kreide-Schichten sind nur im Südwestteil des Blattgebietes kleinflächig aufgeschlossen. Sonst sind die Kreide-Ablagerungen durchweg von quartären Lockersedimenten überdeckt, die nach oben zumeist von einer flachwelligen Verebnungsfläche abgeschlossen werden. Morphologisch bedeutendere Erhebungen bilden vor allem der Delbrücker Rücken im Süden, die Anhöhe von Westerwiehe im Westen und verschiedene kleinere Rücken und Kuppen im Bereich zwischen Verl und Hövelhof im Nordwestteil des Blattgebietes.

Wie zahlreiche andere Blattgebiete des Münsterlandes war das Blattgebiet Verl wegen der schlechten Aufschlußverhältnisse lange Zeit von einer geologischen Spezialaufnahme zurückgestellt worden. Eine eingehendere geologische Bearbeitung erfuhr das Gebiet erst durch die Kartierung für das Blatt C 4314 Gütersloh der geologischen Karte 1:100 000. Zusammen mit den Blattgebieten Gütersloh und Rietberg wurde es im Sommer 1951 von H. ARNOLD geologisch aufgenommen und das Manuskriptblatt im Archiv des Geologischen Landesamtes hinterlegt. Im Jahre 1952 ist ein Erläuterungs- beziehungsweise Kartierbericht mit Sondier-, Bohrungs- und Aufschlußbeschreibungen erstellt worden. Diese Ergebnisse sind heute zum Teil in den Erläuterungen zur GK 100 Gütersloh (ARNOLD 1977) wiedergegeben. Weitere Erkenntnisse über die Beschaffenheit des quartären Untergrundes ergaben sich etwa gleichzeitig aus der Erkundung der hydrogeologischen Verhältnisse dieses Raumes durch das Geologische Landesamt sowie den Landesgrundwasserdienst. Auch in den darauffolgenden Jahren waren es immer wieder hydrogeologische Fragen, deren Beantwortung ebenso zur Klärung der geologischen Verhältnisse in diesem Gebiet beigetragen haben (KOCH & MICHEL 1972, 1979).

Eine detaillierte Beschreibung der Bodenverhältnisse und oberflächennahen Schichten erfolgte im Rahmen der bodenkundlichen Aufnahme zur BK 25 Verl (MERTENS 1980). Mit landschaftsmorphologischen, sedimentologischen und quartärstratigraphischen Problemen dieses Raumes befaßten sich in erster Linie MAASJOST (1933), SCHNEIDER (1952), MEISEL (1959), DEPPE & SERAPHIM (1968), FRÖHLICH & OLTERS DORF (1972) sowie SERAPHIM (1972, 1973, 1977, 1978, 1979 a, 1979 b).

Die jetzige Kartierung erfolgte im wesentlichen mit Hilfe des Sondiergerätes mit im Schnitt 8 – 15 m tiefen Bohrungen. Kartierbegleitende Bohrungen (10 – 50 m) zur Erfassung tiefer liegender Quartär-Schichten sowie des darunter folgenden Kreide-Untergrundes vervollständigten das Untersuchungsprogramm. Hinzu kamen 1 – 2 m tiefe Handbohrungen. Diese Flachbohrungen wurden in der Regel durch Grabungen und Schürfe ergänzt. Ein Großteil der genannten Geländearbeiten wurde von J. ROTHER (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.) durchgeführt. Zahlreiche vorliegende Bohrungen zur Erschließung von Trink- und Brauchwasser oder zur Erkundung von Mächtigkeit und Beschaffenheit der Sand- und Tonvorkommen dieses Raumes ergänzten die eigenen Erschließungsmaßnahmen. Dabei konnte zum einen auf etwa 150 Bohrungen im Archiv des Geologischen Landesamtes Nordrhein-Westfalen zurückgegriffen werden, zum anderen konnte eine Anzahl weiterer Erkundungsbohrungen bei der Industrie, Erdbaulabors oder den Gemeindeverwaltungen in Erfahrung gebracht und ins Archiv übernommen werden. Zusammen mit den geoelektrischen Messungen, die ab 1959 im Münsterland durchgeführt wurden und die der Erfassung der Grenze Quartär/Krei-

de dienten (KARRENBERG 1973), bildeten sie die Grundlage für die Erstellung der geologischen Schnitte (Taf. 1 in der Anl.) sowie der Karte der Quartär-Basis (Taf. 2 in der Anl.). Die Tiefenlage des paläozoischen Untergrundes ergab sich aus geoelektrischen Tiefensondierungen (E.-K. BLOHM, Niedersächs. L.-Amt Bodenforsch.).

Mit gutem Erfolg wurde auch die stereoskopische Auswertung von Luftbildern im Maßstab 1 : 12 500 bei der Kartierung und Abgrenzung geologischer Einheiten eingesetzt. Bei der Rekonstruktion des ehemaligen Naturzustandes heute durch Kultivierungsmaßnahmen oder Besiedlung künstlich veränderter Flächen erwies sich der Vergleich mit den alten Ausgaben des topographischen Kartenblattes Verl als sehr nützlich. Diese liegen im Maßstab 1 : 25 000 als topographische Uraufnahme des Preußischen Topographischen Bureaus aus dem Jahre 1837 sowie in der topographischen Neuaufnahme der Königlich Preußischen Landesaufnahme aus dem Jahre 1897 beim Landesvermessungsamt Nordrhein-Westfalen, Bad Godesberg, vor. Letztere wurde bis in die heutige Zeit fortgeführt und diente auch als topographische Unterlage für die geologische Landesaufnahme.

Zum besseren räumlichen Verständnis von Mächtigkeit und Lagerung der im Blattgebiet vorhandenen Quartär- und Kreide-Sedimente sind der geologischen Karte geologische Schnitte (Taf. 1 in der Anl.) beigegeben. Diese sind ungefähr senkrecht zum allgemeinen Schichtenstreichen, das heißt Süd-Nord, orientiert. Dabei erscheint das Einfallen der einzelnen Kreide-Stufen infolge der 25-fachen Überhöhung zu steil.

Zahlreiche Laborberichte (Gesteinsanalysen, mikropaläozoologische Analysen und Pollenanalysen), niedergelegt im Archiv des Geologischen Landesamtes Nordrhein-Westfalen, ergänzen beziehungsweise stützen die Geländeergebnisse. Die Bestimmung der Kreide-Fauna erfolgte durch Prof. Dr. F. SCHMID (Niedersächs. L.-Amt Bodenforsch.) und Dr. E. SEIBERTZ, Hannover, der Pflanzenreste durch Prof. Dr. G. GROSSE-BRAUCKMANN (Inst. f. Botanik TH Darmstadt), der Mollusken durch Dr. H. SCHÜTT, Düsseldorf-Benrath, der nordischen Geschiebe durch J. G. ZANDSTRA (Rijks Geologische Dienst, Haarlem). Die Thermolumineszenzmessungen wurden von Dr. L. ZÖLLER (Inst. f. Kernphysik Univ. Heidelberg) durchgeführt.

2. Überblick

2.1. Geologischer Überblick

Der tiefere Untergrund wird im Blattgebiet (s. Abb. 1) von Ablagerungen des Karbons und Devons aufgebaut. Dabei setzt sich der Faltenbau des Ruhrkohlenbeckens in östlicher Richtung bis in das Blattgebiet fort. Auch dort ist der paläozoische Untergrund durch Sättel und Mulden gegliedert. Über die mit der Faltung der variscischen Saumsenke in engem Zusammenhang stehenden, weiteren tektonischen Bauelemente (z. B. Längs- und Querstörungen, Überschiebungen, Blattverschiebungen, Klüfte) ist wenig bekannt. Weiter westlich, im Bereich des Lippstädter Gewölbes, einer querschlägigen Hebungszone, kommen die Schichten des Paläozoikums relativ nahe an die Geländeoberfläche heran.

Der paläozoische Untergrund, die Rheinische Masse, wird von den Schichten der Unter- und Oberkreide diskordant überlagert. Hierbei handelt es sich um Tonmergelsteine des Coniacs, Santons und Campans, die zusammen mit den in der Tiefe vorhandenen älteren Kreide-Stufen eine Mächtigkeit von ca. 1 000 m erreichen. Die größten Sedimentmächtigkei-

ten befinden sich dabei unmittelbar südwestlich des Teutoburger Waldes, wo sie in einem längs der Nordwestfälisch-Lippischen Schwelle einsinkenden subsequenten Becken abgelagert wurden. Im Verlaufe der höheren Oberkreide (Campan-Maastricht) wurden die Kreide-Sedimente durch die Einengungsvorgänge der subherzyn-laramischen Gebirgsbildung muldenartig verformt. Entsprechend dem umlaufenden Streichen ist das Einfallen der Schichten dabei schwach nach Nordwesten, Westen und Südwesten gerichtet. Ablagerungen von Perm, Trias und Jura fehlen auf diesem westlich des westfälischen Hauptabbruchs gelegenen Teil der Rheinischen Masse oder sind nur lückenhaft oder in reduzierter Mächtigkeit in dessen Randbereich vorhanden. Vollständige Profile sind erst weiter nördlich und östlich im Weserbergland zu erwarten.

Während des Tertiärs war das Gebiet Festland. Die saxonische Tektonik lebte erneut auf, und es kam zu einer weiteren Heraushebung der Rheinischen Masse. Verschiedene alte Störungen des Paläozoikums wurden reaktiviert und setzen sich vermutlich bis in das Kreide-Deckgebirge hinein fort. Als tertiärzeitliche Relikte sind vermutlich stellenweise Verwitterungsbildungen des Kreide-Untergrundes anzusehen. An jüngeren Gesteinsablagerungen haben sich vor allem kalt- und warmzeitliche Sedimente des Quartärs erhalten. Von besonderer Bedeutung sind hierbei die Ablagerungen des Schmelzwassers (Vor- und Nachschütsande, Beckentone) und der Grundmoräne aus dem Drenthe-Stadium der Saale-Kaltzeit. Sie werden von älteren und jüngeren fluviatilen Bildungen der frühen Saale-Kaltzeit, Holstein-Warmzeit und Weichsel-Kaltzeit unter- beziehungsweise überlagert. Die mit

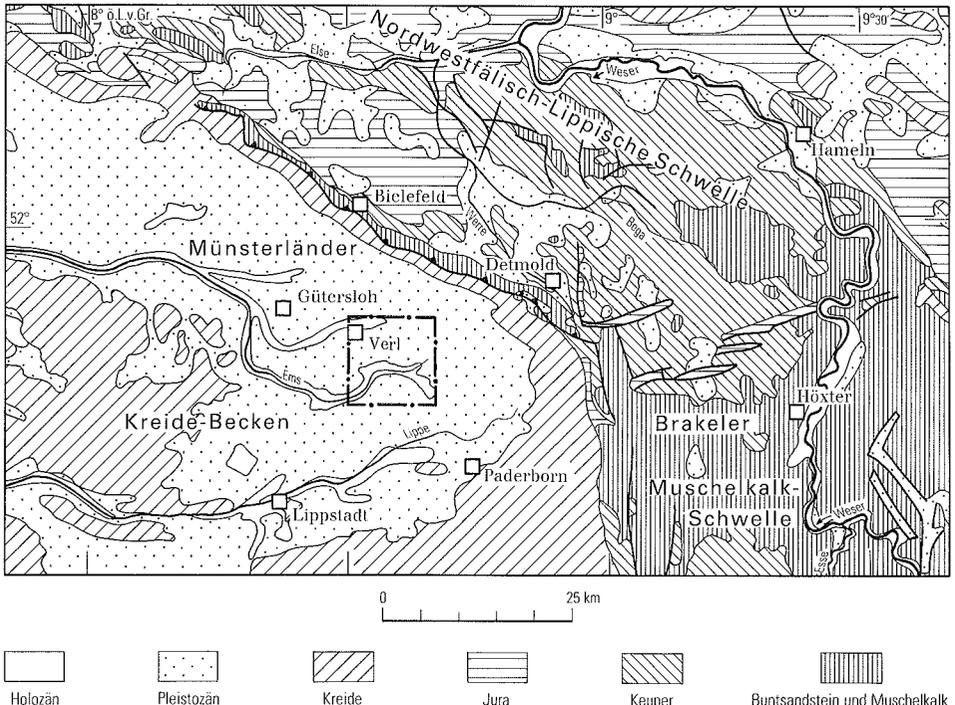


Abb. 1 Lage des Blattgebietes

dem Wechsel von Kalt- und Warmzeiten einhergehende Aufschotterung und Eintiefung der Flüsse hat zur Bildung verschieden alter Terrassen geführt, von denen die Niederterrasse der Ems in Form der Großen Talsandebene besonders landschaftsgestaltend in Erscheinung tritt. Windablagerungen haben sich in großer Zahl in Form von Flugsanddecken und Dünen erhalten. Auch noch während des Holozäns wurden aus den pleistozänen Sanden Dünen aufgeweht, entlang der Ems kommen Uferwälle vor. Die Niederungen der Flüsse sind gekennzeichnet durch Auensedimente sowie Moor- und Anmoorflächen (z. B. Steinhorster Bruch). Heute ist es der Mensch, der mehr und mehr auf die Landschaft einwirkt.

2.2. Geographischer Überblick

2.2.1. Geländegestalt und naturräumliche Gliederung

Das Blattgebiet Verl gehört zur Westfälischen Tieflandsbucht. Nach der naturräumlichen Gliederung ist es Teil des südlichen Ostmünsterlandes im Bereich der Emsandebene. Kleinräumig kann zwischen der von Westen heranreichenden Gütersloher Sandebene und Rietberger Flachmulde sowie der daran im Osten angrenzenden Senne und dem im Süden liegenden Delbrücker Rücken unterschieden werden. Innerhalb dieser flachwelligen, im Vorland des Teutoburger Waldes und des Eggebirges gelegenen Quartär-Landschaft steigt die Geländeoberfläche von West nach Ost nur schwach an. Von + 82 m NN am südwestlichen Blattrand bis + 135 m NN am nordöstlichen Blattrand beträgt die Höhendifferenz kaum mehr als 50 m. Auch innerhalb der einzelnen Landschaftsbereiche ist der jeweilige Höhenunterschied meist nur gering. Mit + 82 bis + 85 m NN ist die südwestlich der Linie Verl – Kaunitz – Hövelhof deutlich entwickelte Verebnungsfläche der Ems-Niederterrasse gegenüber den Kreide-Mergel- und Grundmoränenerhebungen von Westerwiehe und Verl (+ 94,0 m NN beziehungsweise + 93,5 m NN) um ca. 10 – 12 m eingesenkt. Dieser Bereich entspricht dem Ostteil der Rietberger Flachmulde und ist durch die Niederungs- und Feuchtgebiete von Wapelbach, Sennebach, Furlbach und Ems gekennzeichnet. Eine gewisse Belebung des Reliefs erfolgt dort auch durch die Ausbildung langgestreckter und bis zu 3 m über die Niederterrassenoberfläche aufragende Uferwälle. In östlicher Richtung verringert sich die Ausdehnung der Ems-Niederterrasse mehr und mehr. Von Norden her gewinnt die Gütersloher Sandebene, von Süden her der Delbrücker Rücken mehr und mehr an Raum. Schließlich vollzieht sich der Übergang in die flachgeneigte Abdachungsfläche der Senne. Letztere ist nach geomorphologischen, hydrographischen oder gar landschaftsplanerischen Gesichtspunkten wiederum zu unterteilen in eine Obere (= trockene) und Untere (= feuchte) Senne. Hinzu tritt das Gebiet der Stukenbrocker Lehmplatten (= Friedrichsdorfer Drumlinfeld), wiederum teilweise identisch mit dem Ostteil der Gütersloher Sandebene (MAASJOST 1933, SCHNEIDER 1952, MEISEL 1959, FRÖHLICH & OLTERS DORF 1972, SERAPHIM 1977, 1978). Eine Gegenüberstellung der verschiedenen Auffassungen findet sich bei MERTENS (1980).

Im Bereich der Unteren oder Feuchtsenne sind die Reliefunterschiede zwischen den Bachauen und den sie begleitenden Geländeerhebungen meist nur gering. Es handelt sich um eine Zone mit hohem Grundwasserstand, Deltabildungen, Bifurkationen, Dammbetten, Flachmooren, Erlenbrüchen und Entwässerungsgräben (SERAPHIM 1978), in welche die Ausläufer der trockenen Senne fingerförmig hereinragen. Im Bereich der Oberen oder trockenen Senne, etwa oberhalb der 110- bis 115-m-Isohypse, sind die Bäche in Form von steilwandigen Kastentälern bis zu 10 m in die Schmelzwasserablagerungen des Senne-San-

ders eingetieft. Erosion und Abtragung herrschen vor, wobei der innerhalb des Blattgebietes vorhandene Teil durch das Vorhandensein von Wasser zum Bereich der Zone der Quelltäler, trockenen Ebenen und Dünenwälle gehört (SERAPHIM 1978). Ihnen aufgesetzt sind häufig flache Flugsanddecken oder Dünen, welche das Relief der Landschaft zusätzlich beleben. Der Bereich des Friedrichsdorfer Drumlinfeldes am Nordwestrand der Senne ist gekennzeichnet durch ein abwechslungsreiches Kleinrelief. Zahlreiche flache Höhenrücken wechseln ab mit dazwischen liegenden Bachauen. Im Bereich der zwischen den Bachläufen stehengebliebenen, meist schmalen Geländeerhebungen oder breiteren Drumlinrücken mit einem Rest von Grundmoräne werden die höchsten Geländehöhen angetroffen. Im Bereich Mergelheide südöstlich Schloß Holte-Stukenbrock steigt die Geländeoberfläche bis auf + 135 m NN an. In den weiter westlich liegenden Grundmoränenvorkommen des Westerfeldes zwischen Ölbach und Wapelbach werden noch + 110,7 m NN, im Bereich des Delbrücker Rückens werden in der Dorfbauerschaft Ostenland noch + 108,9 m NN erreicht.

2.2.2. Gewässernetz

Zahlreiche Bachläufe durchqueren das Blattgebiet von Osten nach Westen. Sie folgen dem allgemein nach West bis Südwest gerichteten Gefälle der dem Eggegebirge vorgelagerten Schmelzwassersande. Die Quellen dieser Gewässer liegen meist außerhalb des Blattgebietes im Kerngebiet der Senne, wo sie in tief in den Sand eingelassenen Quellnischen oder Kolken dem Untergrund entspringen. Nach kurzem Lauf, in dem sich verschiedene Rinnale zu einem dauernd wasserführenden Bach zusammenschließen, der im Bereich der Oberen Senne zunächst in einem meist steilwandigen Tal innerhalb der Zone der feuchten Erosionstäler verläuft, treten die Bäche schließlich in die Niederungsgebiete der Unteren Senne über. Dieser Bereich ist durch zahlreiche Feuchtgebiete und Moorflächen gekennzeichnet. Das gleiche gilt für die weiter westlich angrenzende Talsandebene der Ems.

Die Zahl der Sennebäche ist beträchtlich. Außer dem Flußlauf der Ems handelt es sich im wesentlichen um zwölf Gewässer, die von Norden nach Süden fortschreitend folgende Namen tragen: Menkebach, Landerbach, Ölbach, Rodenbach, Wapelbach (Wehrbach), Rahmke, Sennebach, Furlbach, Hallerbach, Holtebach und Krollbach. Bis auf den Krollbach, der außerhalb des Blattgebietes in die Lippe einmündet, sind alle anderen Gewässer der Ems zugewandt. Hinzu kommen als bachähnliche Gewässer der Baster- und Henkenteichgraben. Dieses dichte Gewässernetz wird durch eine große Anzahl künstlich angelegter Gräben, die der Ent- und Bewässerung dienen, ergänzt.

Durch fortlaufende Entwässerung und Absenkung des Grundwassers sind die ehemals weitflächig vorhanden gewesenen Feuchtgebiete heute in Zahl und Ausdehnung erheblich geschrumpft. Ein Teil der Wiesen wurde in Ackerland umgewandelt. Einige kleinere Bäche wurden trockengelegt. In diesem Zusammenhang ist auch der Rückgang der ehemals zahlreichen Wassermühlen entlang der aufgestauten Sennebäche zu sehen. Die früher sich häufig verlagernden und auf natürlichen Dammbetten fließenden Gewässer wurden im Zuge der Entwässerung kanalisiert und ortsfest gemacht.

2.2.3. Klima

Das Blattgebiet gehört zum atlantischen Klimabereich. Die jährlichen Temperaturschwankungen sind daher gering, und das Klima zeichnet sich durch milde Winter und kühlere Sommer aus.

Tabelle 1
Mittlere Jahreswerte der Klimaelemente

Klimaelemente	Werte	Beobachtungs- zeitraum
Jahresniederschlag (mm)	800	1891 – 1950
Sommerniederschlag (mm) (1.5. – 31.10.)	430	1891 – 1950
Winterniederschlag (mm) (1.11. – 30.4.)	370	1891 – 1950
Jahresverdunstung (mm)	475	1931 – 1950
Jahresabfluß (mm)	318	1931 – 1950
Sommerabflußspende (l/s·km ²)	4,40	1931 – 1950
Anteil der Schneemenge am Jahresniederschlag (%)	10	1931 – 1940
Eistage im Jahr (Tageshöchstwerte der Temperatur unter 0°C)	10 – 15	1881 – 1930
Frosttage im Jahr (Tiefstwert der Temperatur unter 2 m Höhe unter 0°C)	80 – 90	1881 – 1930
Sommertage im Jahr (Höchstwert der Temperatur mindestens 25°C)	20 – 25	1881 – 1930
wirkliche Lufttemperatur im Jahr (°C)	8 – 9	1881 – 1930
wirkliche Lufttemperatur im Juli (°C)	16 – 17	1881 – 1930

Nach den Angaben der Klimakunde des Deutschen Reiches (1939), im Klima-Atlas von Nordrhein-Westfalen (1960) sowie nach den meteorologischen und hydrologischen Werten von SCHNELL (1955) ist mit den in der Tabelle 1 angegebenen klimatischen Werten zu rechnen.

3. Schichtenfolge

Die auf der geologischen Karte und den Schnitten (Taf. 1 in der Anl.) dargestellten Schichten reichen vom Unterkarbon (?) bis in das Quartär. An der Tagesoberfläche stehen nur Gesteine der Oberkreide und des Quartärs an. Ablagerungen der Formationsglieder Perm, Trias und Jura sind im Blattgebiet vermutlich nicht vorhanden. Sie treten erst weiter östlich und nördlich am Rande der Rheinischen Masse auf (GK 4118 Senne, 4017 Brackwede). Der präkarbone Untergrund ist lediglich aus einigen Tiefbohrungen im Bereich des Lippstädter Gewölbes bekannt (vgl. Abb. 10, S. 70).

Paläozoikum

3.1. Devon

Die Kenntnis über das Unterdevon im Untergrund des Blattgebietes stützt sich im wesentlichen auf die Beschreibung der Bohrung Geseke (STILLE in KEILHACK 1906, SCHULTE 1937) im weiter südlich gelegenen Blattgebiet 4317 Geseke. Dort wurden an der Ostflanke

des Lippstädter Gewölbes zwischen 247 – 270 m „graue, grünlichgraue und rötliche, etwas glimmerige, schwach phyllitische Tonschiefer, untergeordnet Mergelschiefer mit ?*Cardiola*“ angetroffen. Nach KREBS (1982) sind diese Schichten aufgrund der lithologischen Beschaffenheit in das Unterdevon (Gedinne) zu stellen, doch ist ein obersilurisches Alter nicht völlig auszuschließen. Die Mächtigkeit des Unterdevons dürfte dort nach CLAUSEN & JÖDICKE & TEICHMÜLLER (1982) etwa 400 m betragen.

Die Schichten des Mitteldevons bestehen am Nordrand des Sauerlandes aus ca. 600 m mächtigen Ton- und Schluffsteinfolgen mit Einlagerungen von quarzitischen Sandsteinen. In den beiden ca. 900 m tiefen Bohrungen Kreuzkamp und Waldliesborn im süd-

Tabelle 2
Stratigraphische Gliederung des Paläozoikums
 (nach ARNOLD 1977)

Abteilung	Stufe		Blatt Verl	Mächtigkeit (m)
Oberkarbon (Silesium)	Namur	B	Ziegelschiefer-Zone Grauwacken-Zone Quarzit-Zone Arnsberger Schichten	flözleer 2000 – 2500
		A	Hangende Alaunschiefer	
Unterkarbon (Dinantium)	Visé		Kulm-Alaunschiefer Posidonienschiefer mit Plattenkalkeinlagerungen Posidonienschiefer ohne Plattenkalkeinlagerungen Kieselige Übergangsschichten Kieselkalk-Horizont	ca. 120
	Tournai		Lydit-Horizont Liegende Alaunschiefer Hangenberg-Kalk	
Oberdevon	Wocklum		Hangenberg-Schiefer	ca. 450
	Dasberg			
	Hemberg Nehden Adorf		Condroz-Sandstein Massenkalk?	
Mitteldevon	Givet		Massenkalk	ca. 600
	Eifel		vermutet, aber noch nicht nachgewiesen	
Unterdevon	Gedinne		phyllitische Tonschiefer	ca. 400

westlich anschließenden Blattgebiet 4216 Mastholte wurde der Massenkalk in einer Mächtigkeit von mindestens 266 m angetroffen (SCHULTE 1937, FRICKE & WEWELMEYER 1960). Er ist als Riffbildung dem Randsaum sowie untermeerischen Schwellen (z. B. Kulminationen der Faltenachsen) des devonischen Schelfmeeres aufgesetzt (CLAUSEN & JÖDICKE & TEICHMÜLLER 1982).

Im Oberdevon setzt sich das Riffwachstum fort. In den zwischen den Riffen liegenden Beckenbereichen kam es auch weiterhin zur Ablagerung klastischer Sedimente. Die Serien geschieferter Tonsteine mit Sandsteinbänken stellen im oberen Oberdevon schließlich das vorherrschende Sediment dar. Die Mächtigkeit der Schichten des Oberdevons dürfte nach CLAUSEN & JÖDICKE & TEICHMÜLLER (1982) etwa 450 m betragen. Eine stratigraphische Gliederung des Devons ist in Tabelle 2 wiedergegeben.

3.2. Karbon

3.2.1. Unterkarbon (Dinantium)

Im Unterkarbon war der Bereich des östlichen Münsterlandes überwiegend durch eine Stillwasserfazies mit Tonsteinen, Schwarz- und Kieselschiefern sowie Grauwacken und detritischen Kalksteinen gekennzeichnet (Kulm-Fazies). Gegenüber den Ablagerungen des Devons stellen sie die Merkmale eines typischen Geosynklinalraumes dar. Die Mächtigkeit der Schichten des Unterkarbons liegt bei ca. 120 m.

3.2.2. Oberkarbon (Silesium)

Hinweise auf Schichten des Oberkarbons (Namur A + B) ergeben sich für das Blattgebiet insbesondere aus der Bohrung Haustenbeck (STILLE 1932: 139) ca. 1 km westnordwestlich der Haustenbecker Kirche (TK 25: 4118 Senne). Dort wurde das Oberkarbon in einer Tiefe von 635,0 m unter dem Kreide-Deckgebirge angetroffen und bis zu einer Mächtigkeit von 135 m durchteuft. In der Regel bestehen die Schichten des flözleeren Oberkarbons aus einer Wechsellagerung von carbonatfreien Ton-, Schluff- und Sandsteinen, quarzitischen Sandsteinen, Grauwacken und Konglomeraten. Pflanzenreste fehlen oder sind schlecht erhalten. Vereinzelt sind Kohleflözchen oder -schmitzen vorhanden, marine Horizonte können häufiger sein (FABIAN 1971).

Nach HEDEMANN & TEICHMÜLLER (1971) wurden die Schichten des Namurs am Südrand der subvariscischen Saumsenke abgelagert. Während dabei die später zu Ton- und Sandsteinen verfestigten Sedimente als fluviatile Einschüttungen vom nahegelegenen Festland (Rheinische Masse) abzuleiten sind, ist die Entstehung der marinen Horizonte auf Ingressionen des Meeres in Zeiten stärkerer Absenkung zurückzuführen. Insgesamt dürften während dieser Zeit ca. 2500 m Sediment abgelagert worden sein. Eine detaillierte stratigraphische Untergliederung des Karbons findet sich in Tabelle 2.

Mesozoikum

Über dem paläozoischen Sockel der Rheinischen Masse sind im zentralen Teil des Münsterländer Kreide-Beckens ausschließlich Schichten der Kreide-Formation vorhanden. Ablagerungen des älteren Mesozoikums (Trias und Jura) fehlen dort und werden erst in den Randzonen der Rheinischen Masse angetroffen (HESEMANN 1967).

Für das Blattgebiet Verl ist infolge seiner Lage zwischen diesen beiden Ablagerungsbereichen wenigstens teilweise mit einer lückenhaften und geringmächtigen Ablagerung einzelner Schichtenglieder des älteren und mittleren Mesozoikums zu rechnen. Dies dürfte insbesondere für die Stufe des unteren Buntsandsteins der Fall sein, dessen Sedimente etwas weiter östlich in den Bohrungen Lopshorn (TK 25: 4118 Senne) und Augustdorf (TK 25: 4018 Lage) bis zu einer Mindestmächtigkeit von 49 m (Bohrung Lopshorn) erbohrt worden sind. In der Bohrung Lopshorn wurden dabei Übergangsschichten zum Zechstein angetroffen.

Eine etwas größere Verbreitung besitzen auch die Schichtenglieder der höheren Unterkreide, deren Sedimente im Vorfeld der großen Cenoman-Transgression von Nordwesten her bis zu einer Linie abgelagert wurden, die vermutlich auch das Blattgebiet erfaßt (STILLE 1932: Abb. 2).

Die Schichten der Unter- und Oberkreide (s. Tab. 3) lagern im Blattgebiet dem gefalteten Untergrund diskordant auf, wobei lediglich die Schichten der höheren Oberkreide an der Geländeoberfläche ausstreichen und einer Beobachtung direkt zugänglich sind. Die Sedimente der Unterkreide sowie die tieferen Teile der Oberkreide sind nur aus Bohrungen oder aus Übertageaufschlüssen der angrenzenden Nachbarblätter bekannt. Nach den für das Blattgebiet vorgenommenen geoelektrischen Tiefensondierungen (Untersuchung: E.-K. BLOHM, Niedersächs. L.-Amt Bodenforsch.) ist für die Kreide-Schichten mit einer Gesamtmächtigkeit von ca. 800 – 1000 m zu rechnen (s. Taf. 1 in der Anl.: Schnitt A–B).

3.3. Unterkreide

Mit dem Meereseinbruch zur Unterkreide-Zeit wurde der seit dem Paläozoikum größtenteils von marinen Sedimenten freigebliebene Sockel der Rheinischen Masse wieder von klastischen Meeresablagerungen überdeckt. Im Bereich des Teutoburger Waldes und des Eggegebirges kam es dabei während der tieferen und mittleren Unterkreide zur Bildung küstennaher sandiger Sedimente (Osning-Sandstein), die vom südlich gelegenen Münsterländer Festland in das nördlich angrenzende Niedersächsische Becken geschüttet wurden (HENDRICKS & SPEETZEN 1983). In der höheren Unterkreide griff das Meer aus nordöstlicher Richtung weiter nach Südwesten auf das Festland über, und die sandigen Gesteine wurden mehr durch küstenfernere tonig-glaukonitische Ablagerungen (Osning-Grünsand) ersetzt.

3.3.1. Hauterive–Unteralb

Mit einer im Vergleich zum nordwestlichen Teutoburger Wald zeitlichen Verzögerung beginnt im größten Teil des mittleren Teutoburger Waldes und des Eggegebirges die Kreide-Sedimentation in Form des Osning-Sandsteins. Sie setzte dort vermutlich während der mittleren Unterkreide (Hauterive, Barrême) ein und dauerte im allgemeinen bis in den Grenzbereich Apt/Alb an. Im Übergangsbereich vom Teutoburger Wald in das Eggegebirge (Raum Detmold-Horn) wurde der Großteil des Osning-Sandsteins erst im Unteralb gebildet (HENDRICKS & SPEETZEN 1983). Petrographisch handelt es sich beim Osning-Sandstein um einen grauweißen bis rötlichen, fein- bis mittelkörnigen Sandstein mit schwarzen Anflügen auf den Schichtflächen. Stellenweise ist der Sandstein durch einen mehr oder weniger hohen Glaukonitgehalt grau- bis braungrün gefärbt. Örtlich enthalten die Sandsteine konglomeratische Lagen von Quarzgeröllen sowie anderen Sedimentgesteinen.

Durch die in den Bohrungen Lopshorn (TK 25: 4118 Senne) und Augustdorf (TK 25: 4018 Lage) vorliegende Mächtigkeit von ca. 25 m ist die Westgrenze des Osning-Sandsteins

zumindest westlich bis südwestlich dieser Bohrungen zu suchen. Sie tangiert nach STILLE (1932) und SPEETZEN (1970) dabei ungefähr die Nordostecke des Blattgebietes, könnte jedoch auch noch etwas auf dieses übergreifen.

3.3.2. Mittelalb-Oberalb

Mit einer von Osten nach Westen fortschreitenden Mächtigenabnahme reichen die Ablagerungen des mittleren und höheren Albs aus östlicher Richtung vermutlich noch bis in das Blattgebiet hinein (STILLE 1932: 146). Entsprechend dem jeweils vorherrschenden Ablagerungsraum lassen sich dabei mehr sandige oder mehr sandig-tonige Sedimente unterscheiden. Hierbei handelt es sich um den Gault-Sandstein beziehungsweise Osning-Grünsand des Mittelalbs sowie den Flammenmergel des Oberalbs.

Der Gault-Sandstein ist ein braun- bis violettrot gefärbter, an der Basis konglomeratischer, je nach Eisenschüssigkeit mürber bis fester Sandstein, der im südlichen Eggegebirge bei Altenbeken (Altenbekener Sandstein) eine beträchtliche Mächtigkeit (ca. 40 m) erreicht. Im Bereich des mittleren und nördlichen Eggegebirges ist seine Mächtigkeit auf wenige Meter (4–6 m) reduziert und auf die untersten Profileile des Mittelalbs beschränkt. Dort herrscht eine mehr sandig-tonige Fazies vor, die in Form des Osning-Grünsandes einen küstenferneren Ablagerungsraum repräsentiert. Bei der Faziesausbildung des Osning-Grünsandes handelt es sich um einen grauschwarzen, ebenflächig spaltenden, schwach karbonathaltigen Tonmergelstein, der teilweise einen geringen Glaukonitgehalt aufweist. Seine Mächtigkeit beträgt in der Bohrung Augustdorf 28,5 m (STILLE 1932). Fossilien sind im Gault-Sandstein nur spärlich enthalten. Etwas häufiger werden *Pecten darius* D'ORBIGNY und *Inoceramus (l.) concentricus* PARKINSON angetroffen (STILLE 1935). Die Einstufung ins Mittelalb ergibt sich nach STILLE (1932) durch den Nachweis von *Belemnites minimus* LISTER (*Neohibolites minimus* MILLER). Andererseits erwähnt ROEMER (1852) aus dem Bereich des Eggegebirges das Vorhandensein von *Ammonites auritus* SOWERBY. Da die synonyme Form *Callihoplites auritus* (SOWERBY) jedoch eine Subzone des Oberalbs darstellt (OWEN 1973), könnte der Gault-Sandstein teil- oder gebietsweise auch jünger sein.

Über dem Gault-Sandstein folgt der Flammenmergel, ein hellgefärbtes kieseliges bis kieselig-mergeliges Gestein, das durch seine Härte sowie seinen splittrigen Bruch nur wenig mit einem Mergel gemeinsam hat. Seine tiefsten wie höchsten Partien sind teilweise stärker sandig-glaukonitisch ausgebildet und deuten Übergangsbildungen zu den angrenzenden Schichtkomplexen an. Stellenweise, so im Bereich der Bohrung Haustenbeck (Blatt 4118 Senne) ist der Flammenmergel auch durch sandig-tonige und glaukonitische Einschaltungen gekennzeichnet. Die Gesamtmächtigkeit des Flammenmergels beträgt dort ca. 30–50 m. Fossilien sind ebenfalls recht selten. Am häufigsten ist noch *Pecten darius* D'ORBIGNY darin anzutreffen, wesentlich seltener ist die Leitform *Schloenbachia inflata* (SOWERBY).

Aus der Zwischenlagerung eines sandigen Tones mit *Belemnites minimus* LISTER in der Bohrung Haustenbeck, welcher dem Osning-Grünsand des Mittelalbs entspricht, ergibt sich, daß ein Teil des Flammenmergels allerdings schon vor dem Oberalb abgelagert wurde. Zusammen mit dem für den Gault-Sandstein angeführten Fund des *Ammonites auritus* SOWERBY, einer Leitform des Oberalbs, scheinen somit gewisse Faziesvertretungen zwischen Gault-Sandstein, Osning-Grünsand und Flammenmergel zu bestehen, die nicht nur das Mittelalb, sondern auch das Oberalb umfassen.

Tabelle 3
Stratigraphische Gliederung der Kreide

Stufe	leitende Inoceramen, Cephalopoden und Echinodermen	Blatt Verl			
Oberkreide	Untercampan	<i>Gonoteuthis granulataquadrata</i>	Untercampan (partim)	krca1	
	Santon	Ober-	<i>Gonoteuthis granulata</i> <i>Marsupites testudinarium</i>	Obersanton	krca4
			<i>Gonoteuthis granulata</i> <i>Uintacrinus westfalicus</i>		
		Mittel-	<i>Inoceramus (Sphenoceramus) pinniformis</i> <i>Gonoteuthis westfalicagranulata</i> <i>Inoceramus (Cordiceramus) cordiformis</i> <i>Gonoteuthis westfalia</i>	Mittelsanton	krca2-3
	Unter-	<i>Inoceramus (Cladoceramus) undulaticus</i>	Untersanton	krca1	
	Coniac	Ober-	<i>Gonoteuthis praewestfalia</i> <i>Inoceramus (Magadiceramus) subquadratus</i>	Oberconiac	krcc3
			<i>Inoceramus (Volvicceramus) involutus</i> <i>Inoceramus (Volvicceramus) koeneni</i>	Mittelconiac	krcc2
		Unter-	<i>Inoceramus (Cremnoceramus) deformis</i>	schloenbachi-Schichten	krcc1
			<i>Inoceramus (Cremnoceramus) rotundatus</i> <i>Inoceramus (Cremnoceramus) waltersdorfensis</i>		
	Turon	Ober-	<i>Inoceramus (Mytiloides) labiatoidiformis</i> <i>Inoceramus (Mytiloides) striatoconcentricus</i>	striatoconcentricus-Schichten	krt3
			<i>Inoceramus costellatus</i>		
		Mittel-	<i>Inoceramus lamarcki</i> <i>Inoceramus apicalis</i> und <i>Inoceramus cuvierii</i>	lamarcki-Schichten	krt2
	Unter-		<i>Inoceramus (Mytiloides) hercynicus</i> <i>Inoceramus (Mytiloides) subhercynicus</i>	labiatus-Schichten Rotpläner	krt1
			<i>Inoceramus (Mytiloides) labiatus</i> <i>Inoceramus (Mytiloides) mytiloides</i>		
	Cenoman	Ober-	<i>Neocardioceras juddii</i>	plenus-Schichten (?)	krc6
<i>Actinocamax plenus</i> <i>Metoicoceras geslinianum</i> <i>Calycoceras naviculare</i> <i>Inoceramus pictus</i>			Cenoman-Kalk	krca5	
<i>Acanthoceras jukesbrowni</i>				krca4	
Mittel-		<i>Acanthoceras rhotomagense</i> <i>Turritites acutus</i>	Cenoman-Kalk in Plänerfazies (rhotomagense-Zone)	krca3	
		<i>Acanthoceras rhotomagense</i> <i>Inoceramus schöndorfi</i> und <i>Turritites costatus</i>			
Unter-			<i>Mantelliceras dixonii</i>	Cenoman-Pläner	krca2
	<i>Mantelliceras saxbii</i> <i>Schloenbachia</i> div. sp.				
	<i>Mantelliceras mantelli</i> <i>Neohibolites ultimus</i>		Cenoman-Mergel		
Unterkreide	Alb	Ober-	Flammenmergel	krlo	
		Mittel-	Gault-Sandstein	krfm	

3.4. Oberkreide

Im Gegensatz zur Unterkreide ist die Oberkreide mehr kalkig-mergelig ausgebildet. Als Ablagerung in einem küstenferneren Bereich spiegelt sich darin für die meisten Zeitabschnitte die größer gewordene Meerestiefe wider. Mehr kalkig bis kalkig-mergelige Ablagerungen zu Beginn (Cenoman und Turon), mehr tonig-mergelige Sedimente (Coniac, Santon, Campan) gegen Ende der Oberkreide kennzeichnen den Sedimentationsverlauf in diesem Zeitabschnitt. Daneben ist innerhalb der einzelnen Oberkreide-Stufen des östlichen Münsterlandes auch in der horizontalen Erstreckung eine Faziesdifferenzierung festzustellen.

Im Blattgebiet liegen Cenoman, Turon und Coniac in der Tiefe verborgen, die Schichten des Santons und Campans treten örtlich im Südwestteil kleinflächig zutage.

3.4.1. Cenoman (krc)

Im Gegensatz zur überwiegend sandig-mergeligen und glaukonitführenden Fazies des westlichen Ruhrgebietes ist das Cenoman im Osten und Südosten des Münsterlandes merklich kalkiger ausgebildet. Vom Liegenden zum Hangenden kann dabei häufig eine Dreigliederung der Sedimente in Cenoman-Mergel, Cenoman-Pläner und Cenoman-Kalk vorgenommen werden, früher identisch mit dem Unter-, Mittel- und Obercenoman. Nach neuerer Gliederung (ERNST & SCHMID 1979, ERNST & SCHMID & SEIBERTZ 1983) werden Cenoman-Mergel und Cenoman-Pläner (= *varians*-Pläner) dem Untercenoman, der Cenoman-Kalk der *rhotomagense*-Zone dem Mittelcenoman und der Cenoman-Kalk der *jukesbrownei*- und *pictus*-Zone zusammen mit der *plenus*-Zone dem Mittel- bis Obercenoman zugerechnet. Da im Bereich des südöstlichen Münsterlandes die *rhotomagense*-Zone im Gegensatz zu den übrigen Gebieten stärker mergelig, das heißt in Plänerfazies entwickelt ist, werden dort seit alters her (STILLE 1903 etc.) *varians*-Pläner und *rhotomagense*-Pläner zusammengefaßt und von den darüberliegenden Kalken der „Armen *rhotomagense*-Schichten“ kartiertechnisch abgetrennt. Ob dies auch für den Bereich des Blattgebietes zutrifft, ist allerdings unbekannt.

Die Schichten des Untercenomans sind lithologisch deutlich zweigeteilt. Einer sandig-mergeligen bis mergelig-kalkigen Ausbildung im unteren Teil des Untercenomans (Cenoman-Mergel) stehen im oberen Teil Kalkmergelsteine und Mergelkalksteine (Cenoman-Pläner) gegenüber.

Von dem harten und hellen Flammenmergel des Oberalbs heben sich die zum Teil recht festen Ablagerungen des Cenoman-Mergels mehr oder weniger deutlich ab. Generell beginnt die ca. 70 – 80 m mächtige Schichtenserie mit einer mehrere Meter mächtigen Abfolge aus sandig-glaukonitischen Mergeln, die vermutlich ein Äquivalent des weiter westlich im Ruhrgebiet verbreiteten Essener Grünsandes sind. Die restliche Schichtenfolge besteht aus grau bis gelblich gefärbten bröckligen Tonmergelsteinen, denen zahlreiche geringmächtige, meist etwas festere Kalkmergelsteinlagen zwischengeschaltet sind. Diese werden besonders nach oben zu reichlicher und leiten dann zu Mergelkalksteinen, zum Teil mit Hornsteinen, über.

Leitfossilien des Cenoman-Mergels sind *Neohibolites ultimus* (D'ORBIGNY), *Hypoturrilites carcitanensis* (MATHERON) und *Inoceramus orbicularis* MÜNSTER-GOLDFUSS (= *Inoceramus crippi* MANTELL).

Der obere Teil des Unterocenomans wird durch den *Cenoman-Pläner* (= *varians*-Pläner) vertreten. Hierbei handelt es sich um einen verhältnismäßig dickbankigen, ziemlich harten und festen Mergelkalkstein mit dünnen Kalkmergelsteinzwischenlagen. Die zwischen den einzelnen Schichten vorhandene Abgrenzung ist mehr oder weniger unregelmäßig und das Gestein somit von einem wellig verlaufenden Ablösungsmuster durchsetzt. Charakteristisch für diese Plänerkalke ist das Auftreten von Hornsteinen, das heißt von Kieselsäurekonkretionen unregelmäßiger bis kugeliger Gestalt, die sich durch ihre dunkelgraue bis schwarze Farbe deutlich von den hellen Kalksteinen abheben. Bei Verwitterung an der Geländeoberfläche wird das CaCO_3 aus den frischen Gesteinspartien meist rasch hinweggeführt, so daß ein mürbes, schwammig-poröses Gesteinsskelett von meist schmutzig-grauer Farbe übrigbleibt (Hottenstein). Innerhalb des Blattgebietes beträgt die Mächtigkeit des Cenoman-Pläners ca. 50 m. Vermutlich sind darin auch Teile der *rhotomagense*-Zone (Mittelcenoman) mit eingeschlossen, die im Bereich des südöstlichen Münsterlandes in Form von Plänerablagerungen entwickelt ist.

Leitfossilien für die *varians*-Pläner sind *Schloenbachia varians* (SOWERBY) und *Mantelliaceras* ex gr. *saxbii/dixonii*. Die Pläner der *rhotomagense*-Zone führen neben *Acanthoceras rhotomagense* (BRONGNIART) vor allem noch Ammoniten der Gattung *Turrillites* (z. B. *costatus* LAMARCK). Wegen der weiteren Fauna siehe SCHULTE (1937), SPEETZEN & EL ARNAUTI & KAEVER (1974) und ARNOLD (1977).

Über der flaserig gebankten Wechselfolge von Mergelkalkstein bis Kalkmergelstein folgt petrographisch nicht sehr deutlich von diesem abgehoben ein geringmächtiger Komplex aus bläulichweißem, mehr oder weniger dichtem reinem Kalkstein. Dieser entspricht der Kartiereinheit des *Cenoman-Kalks* (= „Arme *rhotomagense*-Schichten“), der paläontologisch wiederum dem obersten Teil des Mittelcenomans mit *Acanthoceras jukesbrownei* SPATH sowie dem unteren Teil des Obercenomans mit *Inoceramus pictus* SOWERBY und *Calyccoceras naviculare* (MANTELL) gleichzusetzen ist. Das Obercenoman läßt sich für diesen Bereich somit nur paläontologisch, doch nicht lithologisch vom Mittelcenoman abtrennen. Im Bereich des Teutoburger Waldes ist die Grenze Mittel-/Obercenoman entsprechend den Verhältnissen in Niedersachsen durch eine Austernlage mit *Pycnodonte* sp. (Austern-Event) charakterisiert (KAPLAN & SCHMID 1983).

Bei den Gesteinen der „Armen *rhotomagense*-Schichten“ handelt es sich um karbonatreiche (ca. 95% CaCO_3), feste, grau bis weißgraue Kalksteine mit glattem bis muscheligen Bruch. Häufig sind in den Kalken Markasitknollen (FeS_2 -Konkretionen) anzutreffen. Charakteristisch ist eine kleinstylolithische Verzahnung der Schichtflächen. Durch intensive Klüftung zerfallen die Bänke parallelepipedisch. Nach den vorliegenden Bohrungen dürfte die Mächtigkeit der „Armen *rhotomagense*-Schichten“ ca. 25–30 m betragen.

Die im nordwestdeutschen Raum das oberste Cenoman charakterisierende *plenus*-Zone mit *Actinocamax plenus* (BLAINVILLE) ist für den Untersuchungsbereich infolge mangelnder Aufschlußverhältnisse noch nicht nachgewiesen. Durch neuere Beobachtungen im mittleren Teutoburger Wald ist der Bereich jedoch zumindest lithologisch vorhanden und zwar in Form einer Kalksteinbank, die ca. 2 m über der Faziesgrenze der „Armen *rhotomagense*-Schichten“/„Rotpläner“ zu liegen kommt (KAPLAN & SCHMID 1983). Damit ist nach der heute gültigen biostratigraphischen Gliederung die Cenoman/Turon-Grenze nicht an die Grenze „Arme *rhotomagense*-Schichten“/„Rotpläner“, sondern innerhalb der bunten Wechselfolge zu legen. Eine Begleitform der *plenus*-Zone stellt auch der Ammonit *Metoicoceras geslinianum* (D'ORBIGNY) dar.

3.4.2. Turon (krt)

Aufgrund der Angleichung der seit SCHLÜTER (1872 – 1876, 1876, 1876/1877) für Norddeutschland und damit auch für unseren Raum gebräuchlichen Standardgliederung des Turons an das internationale Schema (SEIBERTZ 1979 a, 1979 b) wird die bisherige Vierteilung in Unterturon, unteres Mittel-, oberes Mittel- und Oberturon aufgegeben und eine Dreiteilung in Unter-, Mittel- und Oberturon vorgenommen. Zur Zonierung der Schichten wird dabei den Inoceramen anstelle der Ammoniten der Vorrang gegeben. In diesem Zusammenhang wird der Übergang von der Vier- in die Dreiteilung nicht wie bisher durch ein Zusammenfassen der beiden Mittelturon-Stufen erreicht, sondern dadurch, daß die *schloenbachi*-Schichten (bisher krt4) in das Coniac gestellt werden. Die Grenze Turon/Coniac wird somit durch das erste Einsetzen von Arten des *deformis*-Formenkreises definiert. Dies bedeutet, daß die Grenze Turon/Coniac um ein wesentliches Stück tiefer rückt, so daß das bisherige Oberturon zu Unterconiac und das bisherige Unter- und Mittelconiac (n. SEITZ 1956) zu Mittelconiac wird (vgl. SEIBERTZ & SKUPIN 1982). Dadurch verringert sich im südöstlichen Münsterland die Turon-Mächtigkeit um ca. 70 – 80 m.

3.4.2.1. Rotpläner und *labiatus*-Schichten

Der Übergang Cenoman/Turon ist durch einen abrupten Fazieswechsel gekennzeichnet. Auf die hellen Coccolithen-Kalke des Obercenomans folgen im Unterturon graue bis blaugraue Kalkmergel- bis Tonmergelsteine, die an der Basis häufig rot bis rotbraun gefärbt sind (Rotpläner; BÄRTLING 1921, BRINKMANN 1935, ROSE & RADZIEWSKI 1949, ERNST & SCHMID & SEIBERTZ 1983). Die Mächtigkeit des Rotpläners beträgt am Südrand des Münsterländer Kreide-Beckens im Gebiet des Haarstrangs ca. 1 – 2 m. Im Bereich des Teutoburger Waldes werden mindestens 7,5 m einer „rotbunten Wechselfolge“ angetroffen (KAPLAN & SCHMID 1983). Im Bereich des Blattgebietes scheinen Rotpläner-Ablagerungen zu fehlen, zumindest wurden in der nahegelegenen Bohrung Haustenbeck (TK 25: 4118 Senne) keine derartigen Sedimente angetroffen. Die Mächtigkeit des gesamten Unterturons beträgt dort lediglich 15 m, doch dürfte diese weiter beckeneinwärts bis auf ca. 30 m anwachsen. Bereichsweise sind in den Tonmergelsteinen zahlreiche Exemplare von *Inoceramus (Mytiloides) labiatus* (VON SCHLOTHEIM) vorhanden (STILLE 1932: 139). Zum Hangenden sind zunehmend Kalkknollenlagen eingeschaltet, die in knollige Kalksteine übergehen.

Hinsichtlich der Zonengliederung mittels Inoceramen sind für den unteren Teil *I. (Mytiloides) opalensis* (BÖSE), *I. (Mytiloides) labiatus* (VON SCHLOTHEIM) und *I. (Mytiloides) mytiloides* (MANTELL), für den oberen Teil *I. (Mytiloides) hercynicus* (PETRASCHKE) und *I. (Mytiloides) subhercynicus* (SEITZ) leitend.

3.4.2.2. *lamarcki*-Schichten

Gegenüber den Schichten des Unterturons sind die des Mittelturons sehr viel kalkreicher. Es handelt sich dabei um ca. 130 m mächtige gelbliche bis graue, flaserige Mergelkalksteinbänke, die besonders im unteren Teil von Mergelstein- und Kalkknollenlagen unterbrochen werden.

Das namensgebende Leitfossil *Inoceramus (Inoceramus) lamarcki* PARKINSON ist relativ häufig. Ammoniten, *Lewesiceras peramplum* (MANTELL) und *Collignonicerias woollgari* (MANTELL) sind selten.

3.4.2.3. *striatoconcentricus*-Schichten

Als wiederum sehr kalkreiche Schichtstufe heben sich die Schichten des Oberturons mehr oder weniger deutlich von den darunter liegenden Mergelkalk- bis Kalkmergelsteinen ab. Im Bereich des Blattgebietes bilden sie einen vermutlich ca. 30–40 m mächtigen Komplex aus festen, weißen, bläulichweißen oder blaugrauen Kalksteinen in Plänerfazies. Im Gegensatz zur weiter südlich vorhandenen küstennahen feinklastischen Fazies des Soester oder Anröchter Grünsandes ist ein Sand- und Glaukonitgehalt nicht mehr nachzuweisen. Nach den an den Tiefbohrungen der Stadtwerke Bielefeld durchgeführten Bohrlochmessungen (TK 25: 4118 Senne) dürfte sich der Komplex der *striatoconcentricus*-Schichten dort befinden, wo die geoelektrischen Widerstandswerte einen Wert von 500 Ohmmeter erreichen. Dieser Abschnitt entspricht nach SCHNEIDER & SCHNEIDER (1977) dem Bereich „Top harte Bänke“.

Biostratigraphisch entsprechen die Schichten des Oberturons dem Auftreten von *I. (Inoceramus) costellatus costellatus* WOODS, *I. (Inoceramus) costellatus pietzschii* TRÖGER, *I. (Inoceramus) striatoconcentricus striatoconcentricus* GÜMBEL, *I. (Mytiloides) labiatoidiformis* (TRÖGER) und *I. (Cremnoceramus) waltersdorfensis hannovrensis* HEINZ (ERNST & SCHMID & SEIBERTZ 1983). Die bisherige Zonengliederung nach *Scaphites geinitzi* D'ORBIGNY wird bei ungefähr gleicher Reichweite damit durch Entwicklungsabschnitte der Inoceramen ersetzt.

3.4.3. Coniac

Durch die Einbeziehung der bisher dem Turon zugerechneten *schloenbachi*-Zone (bei SEITZ 1956: *deformis*-Zone) in das Unterconiac (TRÖGER 1981) wird das Coniac innerhalb des Blattgebietes lithostratigraphisch zweigeteilt. Einem kalkigeren unteren Teil (Unterconiac) steht ein überwiegend mergelig ausgebildeter oberer Teil (Mittel- und Oberconiac) gegenüber.

Nach der alten Gliederung von SCHLÜTER (1876) wurde das Coniac bis einschließlich zum unteren Mittelsanton als Emscher-Mergel bezeichnet (Tab. 3, S. 19; vgl. ARNOLD 1964 b).

3.4.3.1. Unterconiac (*schloenbachi*-Schichten) (krcc1)

Entlang ihrem Ausstrichsbereich am Rand des Münsterländer Kreide-Beckens sind die ältesten Schichten des Coniacs durch eine recht konstante petrographische Zusammensetzung gekennzeichnet. Sie bestehen dort großenteils aus grauen flaserigen Plänerkalken mittlerer Festigkeit, die gelblich und weißlich verwittern. Manche Partien sind recht fest und dickbankig und erinnern in ihrer Beschaffenheit an Gesteine der *striatoconcentricus*-Schichten. Nach dem Carbonatgehalt liegt überwiegend ein mergeliger Kalkstein (70–90 % CaCO₃) bis kalkiger Mergelstein (50–70 % CaCO₃) vor. Für einzelne Bänke oder Mergelsteinzwischenlagen sind auch höhere oder niedrigere Extremwerte möglich. Erst beckeninwärts ist innerhalb der oberen Schichtenglieder mit einem höheren Tonanteil zu rechnen. Sandige Einschaltungen fehlen.

Zumindest zeitweise, so vor allem während des höheren Unterconiacs, herrschte eine etwas ruhigere Sedimentation vor, die besonders am Nordostrand des Münsterländer Kreide-Beckens durch größere subaquatische Gleitungen mit Turbiditen und Geröllagen gekennzeichnet ist, was auf frühsubhercyne orogenetische Bewegungen im Bereich der Nordwestfälisch-Lippischen Schwelle schließen läßt (VOIGT 1962, 1963, 1970, 1977; VOIGT &

HANTZSCHEL 1964). Vielleicht sind damit auch die verschiedentlich in Bohrungen im Blattgebiet 4018 Lage vorhandenen kalkigen Einlagerungen von Unterconiac in Schichten des Mittelconiacs zu erklären, die dort bisher als Ergebnis einer Aufschiebung gedeutet werden (z. B. TB 8 der Stadtwerke Bielefeld; s. GEYH & MICHEL 1983: 893). Im Bereich des Haarstranges und der Paderborner Hochfläche sind es vor allem Rinnenfüllungen, die sowohl als Folge einer vorausgehenden untermeerischen Ausräumung durch Meeresströmungen als auch als Sedimentablagerungen auf gekippten Schollen mit entsprechender synsedimentärer Mächtigkeitzunahme in Richtung der Abtauchbewegungen anzusehen sind (ARNOLD 1964 a, SEIBERTZ 1979 c, SKUPIN 1982). Andererseits weist die Möglichkeit einer feinstratigraphischen Gliederung und Parallelisierung weiter entfernt liegender Schichtprofile darauf hin, daß die Sedimentationsverhältnisse nicht allzu unruhig gewesen sein dürften (LOTZE 1952, HEITFELD 1957, ARNOLD 1964 c, NIEDERMEIER 1967).

Nach den Untersuchungen von ARNOLD (1964 a) und SEIBERTZ (1979 c) beträgt die Mächtigkeit der *schloenbachi*-Schichten im südöstlichen Münsterland ca. 60–70 m. Für den weiter beckeneinwärts liegenden Ablagerungsbereich des Blattgebietes dürften nur wenig höhere Werte, etwa 70–80 m, in Frage kommen. Die Abgrenzung zum Liegenden ergibt sich dabei im allgemeinen durch eine Mergelsteindoppellage; im Übergangsbereich zum hangenden Mittelconiac tritt eine Wechsellagerung von relativ mächtigen Mergelsteinen mit Mergelkalksteinen auf.

Die vorherrschende Fauna innerhalb der Schichten des Unterconiacs stellen vor allem die Lamellibranchiaten der *schloenbachi*-Gruppe beziehungsweise des *deformis*-Formenkreises dar. Für eine Detailgliederung des Unterconiacs bietet sich dabei die *Cremnoceramus*-Reihe mit *I. (Cremnoceramus) rotundatus-erectus-deformis* an (ERNST & SCHMID & SEIBERTZ 1983).

3.4.3.2. Mittelconiac (krcc2)

Im Gegensatz zum Unterconiac bestehen die Gesteine des Mittelconiacs zur Hauptsache aus grauen bis grünlichgrauen, dünnplattigen Tonmergelsteinen. Sie sind durch Diagenese mehr oder weniger plattig-knollig ausgebildet. Besonders im verwitterten Zustand tritt diese laibartige Absonderung augenfällig in Erscheinung, nichtsdestoweniger zerfallen diese Tonmergelsteinkörper beim Anschlag in zahlreiche feine und feinste Bröckchen und Plättchen. Nur bei gelegentlich höherem Kalk- oder Schluffgehalt, wie er vereinzelt festzustellen ist, erweisen sich diese Sedimentkörper als verhältnismäßig zäh, stabil und formbeständig. Entsprechend sind auch die darin auftretenden Schalenreste häufig lagenweise in den sonst fossilarmen Tonmergeln angereichert. An der Basis, im Übergangsbereich zu den Gesteinsschichten des Unterconiacs, ist vielfach eine Wechsellagerung von mächtigeren Tonmergel- und Kalkmergelsteinlagen mit Mergelkalksteinbänken zu beobachten. Die Gesamtmächtigkeit der Schichtenfolge des Mittelconiacs beträgt 100–120 m.

Nach ERNST & SCHMID (1979) wird das Mittelconiac durch die *koeneni-involutus*-Zone repräsentiert. Zusammen mit den Leitfossilien *Inoceramus (Volviceramus) koeneni* G. MÜLLER und *I. (Volviceramus) involutus* SOWERBY kommen darin außerdem *I. percostatus* G. MÜLLER, *I. kleini* G. MÜLLER und Formen der *Inoceramus (Mantelliceramus)-mantelli*-Gruppe vor (TRÖGER 1981).

Abgesehen von einzelnen Lagen oder „Nestern“, in denen etwa *Inoceramen* in größerer Zahl anzutreffen sind, ist der Gehalt an Makrofossilien gering. Eine stratigraphische Grenz-

ziehung mittels Makrofossilien ist somit, vor allem aber auch durch das Fehlen von Aufschlüssen im Ausstrichsbereich des Coniacs und Santons, erschwert. So ist man bei der Festlegung geologischer Grenzen fast ausschließlich auf die mikropaläozoologische Bestimmung der Mikrofauna aus Bohrungen angewiesen. Zur Grenzziehung gegenüber dem Unterconiac wird *Globotruncana paraventricosa* HOFKER herangezogen. Sie tritt dabei zusammen mit *Stensiöina granulata granulata* (OLBERTZ) (= *St. praeexsculpta* KELLER) und *Gl. lapparenti* (BROTZEN) auf.

3.4.3.3. Oberconiac (krcc3)

Die etwa 40 – 60 m mächtigen Sedimente des Oberconiacs, die lediglich in der Nordost-ecke des Blattgebietes unter der Quartär-Bedeckung verbreitet sind, bestehen aus grauen bis grünlichgrauen Tonmergelsteinen, die durch die Diagenese plattig-knollig ausgebildet sind. Von unten nach oben treten in zunehmendem Maße Linsen oder Bänke von sandigen Kalksteinen hinzu.

Dem Oberconiac entspricht die *subquadratus*- beziehungsweise *praewestfalica*-Zone nach dem Belemniten *Goniotoothis westfalica praewestfalica* ERNST & SCHULZ. Unter den Mikrofossilien treten im Oberconiac *St. exsculpta exsculpta* (REUSS), *Neoflabellina suturalis suturalis* (CUSHMAN), *N. suturalis praerugosa* HILTERMANN und *Gavelinella thalmani* (BROTZEN) hinzu. Die Grenze Coniac/Santon zeichnet sich dadurch ab, daß die Neoflabellinen mit gewölbten Seiten im Santon häufiger werden (HILTERMANN & KOCH 1956).

3.4.4. Santon

Mit einer Gesamtmächtigkeit von max. 600 m bilden die Ablagerungen des Santons die fast einzigen an der Geländeoberfläche des Blattgebietes ausstreichenden oder unter der jüngeren Quartär-Bedeckung anstehenden Gesteine der Oberkreide. Zusammen mit den Ablagerungen des Mittel- und Oberconiacs sind sie in ihrem unteren Bereich Teil des „Emscher-Mergels“. Dabei ist das Untersanton dem „Mittelemscher“, das untere Mittelsanton dem „Oberemscher“ gleichzusetzen (vgl. Tab. 3, S. 19).

3.4.4.1. Untersanton (krsa1)

Die Liegendgrenze zum Coniac wird nach SEITZ (1956: 5, 1961: 36, 1965: 135) durch das Einsetzen von Inoceramen der *pactii/cardissoides*-Gruppe, das heißt dem ersten Auftreten von Sphenoceramen definiert (SEITZ 1970). Nach ERNST & SCHULZ (1974: 16) kann sie zusätzlich durch das Aufhören der Arten *Inoceramus fasciculatus* HEINE und *I. (Magadiceramus) subquadratus* SCHLÜTER charakterisiert werden. Die eigentliche Leitform im Untersanton ist die Art *I. (Cladoceramus) undulatoplicatus* ROEMER. Doch setzt diese nach SEITZ (1961) erst etwas oberhalb der Santon-Basis ein. Die Ammonoideen-Leitform des Untersantons ist *Texanites texanum* (GROSSOUVRE).

Bei den Mikrofossilien zeichnet sich die Grenze Coniac/Santon durch das Auftreten von *Stensiöina granulata polonica* WITWICKA und *Neoflabellina gibbera* (WEDEKIND) ab, die hier noch offene Mündungskappen aufweist. Daneben werden *Neoflabellina suturalis praecursor* (WEDEKIND) und vereinzelt *N. santonica* KOCH angetroffen. *St. granulata granulata* (OLBERTZ) sowie *Globotruncana lapparenti* (BROTZEN) treten zurück.

Das Untersanton ist innerhalb des Blattgebietes stets unter quartären Ablagerungen verborgen. Es nimmt dort im wesentlichen den östlichen Blattbereich ein, von wo aus es die jüngeren Schichten der Oberkreide entsprechend der allgemeinen Muldenstruktur des Münsterländer Kreide-Beckens nach Westen zu halbkreisförmig umfaßt.

Die im Blattgebiet Verl mit etwa 200 – 300 m vertretenen Gesteine bestehen aus grauen bis dunkelgrauen oder grünlichgrauen, knauerig-knolligen Tonmergelsteinen. Einschaltungen von sandigen Kalksteinen oder Kalksandsteinen wurden nicht angetroffen.

Infolge der quartären Bedeckung konnte keine Makrofauna aus den Schichten des Untersantons geborgen werden. Mikrofauna ist nur aus Bohrungen zur Festlegung der Grenze Untersanton/Mittelsanton bekannt.

3.4.4.2. Mittelsanton (krsa 2-3)

Die für die biostratigraphische Zonierung des Mittelsantons maßgebenden Faunenelemente sind innerhalb der Gruppe der Inoceramen die Leitformen *I. (Cordiceramus) cordiformis* SOWERBY und *I. (Sphenoceramus) pinniformis* WILLET sowie innerhalb der Gruppe der Belemniten *Goniotooth westfalica* (SCHLÜTER) und *G. westfalica granolata* (STOLLEY). An Ammonoideen sind *Hauericeras clypeale* (SCHLÜTER) sowie BÖHMOCERAS div. sp. vorhanden. Als Vertreter der Echinodermen ist der Seeigel *Micraster coranguinum* (KLEIN) zu erwähnen.

Bei den Foraminiferen finden sich im wesentlichen die gleichen Formen wie im Untersanton. Stufeneinteilungen sind deshalb häufig nur durch relative Häufigkeitsunterschiede möglich (NIEDERMEIER 1967). Das untere Mittelsanton ist gekennzeichnet durch die Vergesellschaftung von *Neoflabellina gibbera* (WEDEKIND) sowie *Stensiöina exsculpta gracilis* (= *St. exsculpta* (REUSS) und *St. granulata perfecta* KOCH (= *St. exsculpta granulata*), die jeweils nur mit Einzel Exemplaren vertreten sind. Im oberen Mittelsanton wird *Neoflabellina santonica* (KOCH) (= *N. ovalis*) häufiger (HILTERMANN & KOCH 1962, KOCH 1977).

Die Schichten des Mittelsantons kommen im Südwestteil des Blattgebietes nahe an die Geländeoberfläche heran. Zusammen mit den Gesteinen des Obersantons und Unter Campans bilden sie dort den tonig-mergeligen Untergrund der Kreide-Erhebung von Westerwiehe. Durch kleine Mergelausbisse im Bereich des Hofes Wilsmann südlich der Ems (z. B. R 67 800, H 41 200) sind Gesteinsausbildung und Fossilführung des Mittelsantons wenigstens für den obersten Bereich näher bekannt.

Bei den Gesteinen des Mittelsantons handelt es sich um mittel- bis dunkelgraue feinschichtige Tonmergel- bis Mergeltonsteine von mittlerer bis geringer Festigkeit. Im bergfeuchten Zustand relativ massiv und zäh, sind sie im angewitterten Zustand stets feinblättrig zerlegt mit polyedrischen, rundlich-ovalen oder knollenförmigen Strukturen, entlang derer die Mergelsteine konzentrisch-schalig abblättern und weiter zerfallen. Diese Gefüge sind entweder auf diagenetische Ursachen oder auf primäre Korneinregelungen im Bereich von Stopf- und Spreitenbauten zurückzuführen (SCHÖNFELD 1985 a, 1985 b). In der Verwitterungszone sind die Gesteine meist gelblich bis bräunlich verfärbt und auf den Schicht- und Klufflächen sind rostbraune Limonit- beziehungsweise schwärzliche Manganoxidüberzüge anzutreffen.

Gesteinsanalyse (Untersuchung: H. GRÜNHAGEN, Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.)

Fundort: Schurf Hof Wilsmann, R 67 800, H 41 200

makroskopisch: mittel- bis grünlichgrauer Tonmergelstein

Röntgenbeugungsanalyse: Calcit 38,7 %, Quarz, Illit, Illit-Montmorillonit-Mixed-layer mit erheblichem Montmorillonit-Anteil, Kaolinit (Fireclay)

Der Schurf nördlich des Hofes Wilsmann erbrachte eine spärliche Inoceramenfauna mit

Inoceramus (Platyceramus) cf. cycloides WEGNER
Inoceramus (Selenoceramus) gladbeckensis SEITZ

die für höheres Mittelsanton spricht. Daneben sind hauptsächlich zahlreiche Spurenfossilien (z. B. *Thalassinoides* EHRENBERG, *Chondrites* STERNBERG) zu beobachten.

Die Mächtigkeit des Mittelsantons dürfte zwischen 100 – 230 m schwanken.

3.4.4.3. Obersanton (krsa4)

Innerhalb der aus dem Mittelsanton ohne lithologischen Wechsel hervorgehenden Schichten des Obersantons gewinnen die Crinoiden und Belemniten der *Goniot euthis*-Reihe als Leitformen zunehmend an Bedeutung. Nach ERNST & SCHMID (1979) fußt dabei die biostratigraphische Einstufung vor allem auf den beiden Crinoiden-Gattungen *Uintacrinus westfalicus* SCHLÜTER und *Marsupites testudinarius* (VONSCHLOTHEIM) sowie dem Belemniten *Goniot euthis granulata* (BLAINVILLE). In bezug auf die Inoceramen-Stratigraphie reicht *I. (Sphenoceramus) pinniformis* WILLET bis in das Obersanton hinein und wird im oberen Teil durch *I. (Sphenoceramus) patootensiformis* SEITZ abgelöst. Ammonoideen-Leitformen sind *Böhmoceras* div. sp. sowie *Scaphites bärtlingi* RIEDEL.

Innerhalb der Mikrofauna ist das Obersanton durch das Einsetzen von *Bolivinoidea strigilatus* (CHAPMAN) gekennzeichnet. Ansonsten herrscht eine Vergesellschaftung von *Gavelinella pseudoexcolata* (KALININ), *Stensiöina exsculpta gracilis* BROTZEN und *St. granulata*

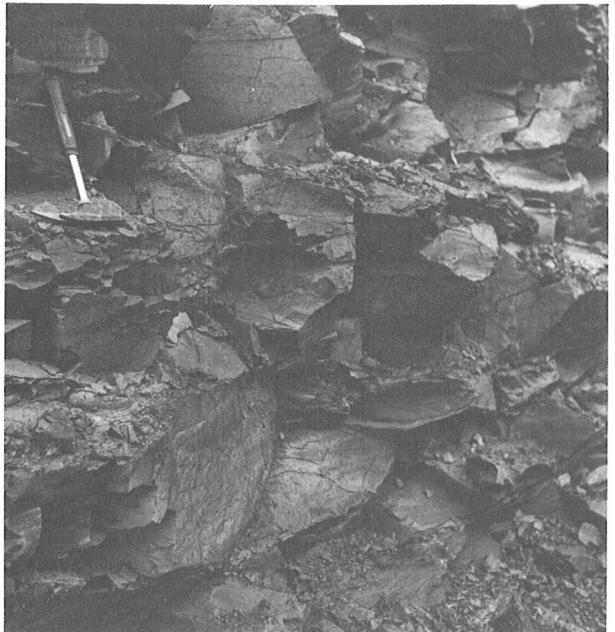


Abb. 2 Tonmergelstein des Obersantons; Ziegelei Rehage, R 67 200, H 42 850

perfecta KOCH (= *St. exsculpta*) vor (HILTERMANN & KOCH 1962, KOCH 1977). Innerhalb des Abbaubereichs der Ziegelei Rehage/Westerwiehe waren die Gesteine des Obersantons in zwei Tongruben großflächig aufgeschlossen, wovon die eine seit 1983 als Mülldeponie des Kreises Gütersloh genutzt wird. Die Aufschlüsse gestatteten eine genaue Beschreibung der Gesteinsausbildung und eine umfangreiche Fossilauflistung (vgl. SCHÖNFELD 1985 a, 1985 b).

Die Schichtenfolge des Obersantons ist vor allem im Bereich von Westerwiehe verbreitet und besteht aus hell- bis dunkelgrauen oder grünlichgrauen Tonmergelsteinen mit einem durchschnittlichen Carbonatgehalt von 25–32%. Lediglich im oberen Profilbereich sind kleinere Abweichungen nach oben (bis 40%) beziehungsweise unten (bis 18% Mergeltonstein) zu beobachten. In frischem Zustand fest, zäh und kompakt mit deutlich ausgebildeten Trennflächen (Abb. 2), geht der Zusammenhalt der Gesteine an der Luft rasch verloren, und die Schichtpakete zerfallen bald zu einem sich muscheliger oder scherbiger absondernden Gesteinsgrus. Korngrößenmäßig handelt es sich um einen Ton- bis Schluffstein mit geringen Resten von schichtparallel angeordneten Fossilbruchstücken, Sideritknollen sowie Lagen mit erhöhtem Quarz- und Glaukonitgehalt. In den sandigeren Lagen beträgt der Sandgehalt in der Fraktion > 63 µm maximal 2–5 Vol.%, und es ist eine gewisse Lamination, Schräg- und Kreuzschichtung festzustellen. Die durch 1–12 cm große Sideritkonkretionen mit bis zu 40–50% FeCO₃ gekennzeichneten Sideritknollenlagen sind im angewitterten Gestein als rotbraune Bänder („Rotmergel“) zu erkennen. Weitere Einlagerungen stellen einzelne Pyrit- und Markasitaggregate, lateralsekretionäre Abscheidungen von dichtem, reinem Calcit und Cerussit (PbCO₃) in Fossilhohlräumen sowie kohlige Pflanzenreste und Glimmerschüppchen dar.

Gesteinsanalyse (Untersuchung: G. STADLER, Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.)

Fundort: Ziegelei Rehage, R 67 100–67 400, H 42 700–42 900

makroskopisch: mittel- bis dunkelgrauer, schluffig-sandiger Tonmergelstein

Röntgenbeugungsanalyse: Quarz ca. 20%, Calcit 30,3%, Glimmerminerale (überwiegend oder ausschließlich Muskovit-Illit) ca. 20%, Kaolinit ca. 20% (Rest röntgenamorph).

Befund: Illit und Kaolinit führender, feldspat- und dolomitfreier Tonmergelstein

Insgesamt ist die Schichtenfolge durch eine reichhaltige Ichnofauna bioturbat stark gestört, und die Schichtmerkmale halten nicht weit aus. Trotzdem ist aus dem immer

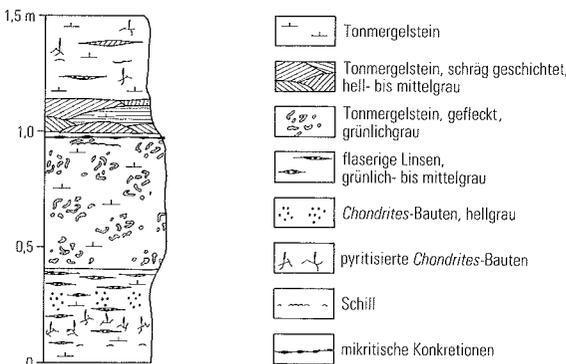


Abb. 3
Kleinzyklische Sedimentabfolge in Tonmergelsteinen des Obersantons (nach SCHÖNFELD 1985 b)

wiederkehrenden Wechsel mehr oder weniger stark gestörter Tonmergelsteinlagen sowie anderer Schichtungsmerkmale wie Flaserigkeit und Sandgehalt eine kleinzyklische Sedimentationsabfolge zu beobachten (Abb. 3).

Die Fauna des Obersanton ist recht artenreich. Die für das Obersanton des östlichen Münsterlandes vorliegende Faunenliste (ARNOLD 1977: 43) zeigt dabei das Auftreten von Lamellibranchiaten (Inoceramen und Nuculiden), Cephalopoden (Ammoniten und Belemniten) sowie Echinodermen (Echiniden) an. Die erneute Sammlung und Bestimmung von Fossilmaterial, insbesondere die Heranziehung der Privatsammlungen von U. KAPLAN, Gütersloh und J. SCHÖNFELD, Kiel, aus dem Bereich der Ziegelei Rehage (R 67 200, H 42 850) erbrachte dabei das Auftreten folgender Fossilformen:

Cephalopoden:

Hauericeras pseudogardeni (SCHLÜTER)
Boehmoceras krekeleri (WEGNER)
Boehmoceras loescheri RIEDEL
Scaphites bärtlingi RIEDEL
Pseudoxybeloceras wernickei (WOLLEMANN)
Pseudoxybeloceras sp.
Epicymatoceras vaelsensis (BINKHORT)
Baculites sp.
Neancyloceras sp.
Nautiloidea ex superfam. *Nautilaceae* BLAINVILLE
Goniot euthis granulata BLAINVILLE

Lamellibranchiaten:

Inoceramus (Sphenoceramus) cardissoides GOLDFUSS
Inoceramus (Sphenoceramus) pachtii ARCHANGELSK
Inoceramus (Sphenoceramus) pinniformis WILLET
Inoceramus (Sphenoceramus) ex gr. lingua/patootensiformis SEITZ
Inoceramus (Sphenoceramus) angustus BEYENBURG
Inoceramus (Platyceramus) cycloides cycloides WEGNER
Inoceramus (Platyceramus) adversus RIEDEL
Inoceramus (Cordiceramus) bueltensis SEITZ
Inoceramus (Cordiceramus) mülleri PETRASCHEK
Inoceramus (Endocostea) balticus balticus J. BOEHM
Nucula cf. albensis D'ORBIGNY
Nuculana sp.
Syncyclonema orbicularis (SOWERBY)
cf. *Clamys*
Lamellibranchiata ex fam. *Ostreidae* RAFINESQUE

Crinoiden:

Marsupites testudinarius (VON SCHLOTHEIM)
Uintacrinus socialis GRINNEL
Bourqueticrinus ellipticus (MILLER)
Bourqueticrinus fischeri (GEINITZ)

Echiniden:

Echinoidea ex subord. *Hemiasterina* FISCHER

Asteroideen:

einzelne, nicht näher bestimmbare Platten

Schwämme:

nicht bestimmbare Reste

Gastropoden:

ein nicht bestimmbarer, verdrückter Steinkern

Pflanzen:

stark inkohlte, nicht bestimmbare Pflanzenhäcksel, Stengel- und Blattreste

Innerhalb der Mikrofauna besitzen die Foraminiferen einen hohen Anteil an agglutinierenden Arten. Bei den planktonischen Arten treten Globotruncanen verstärkt hervor. Die häufigsten benthischen Arten sind (SCHÖNFELD 1986):

?*Pelosina complanata* FRANKE
?*Pelosina* sp.
Flabellamina sp. (Megalosphären)
Haplophragmium foedissimum REUSS
Haplophragmium sp. (Megalosphären)
Gaudryina cretacea (KARRER)
Gaudryina rugosa D'ORBIGNY
Dorothia conula (REUSS)
Marssonella trochus (D'ORBIGNY)
Lenticulina div. sp.
Valvulineria lenticula (REUSS)
Globorotalites michelinianus (D'ORBIGNY)
Gyroidinoides nitida (REUSS)
Gavelinella lorneiana (D'ORBIGNY)
Stensioeina exsculpta gracilis BROTZEN

Die bioturbaten Gefüge innerhalb der obersantonen Schichtenfolge lassen sich aufgrund der unterschiedlichen Organisationsmerkmale einer reichhaltigen Ichnofauna zuordnen, von der insbesondere die Bauten von *Gyrolites davreux* SAPORTA, *Thalassinoides* EHRENBERG, *Chondrites* STERNBERG, *Trichichnus*, Spuren von *Scolicia* QUATREFAGES sowie die Stopf- und Spreitenbauten von *Planolites*, *Teichichnus*, *Dictyodora* und sternförmige Bauten zu nennen sind.

Die Mächtigkeit des Obersantons, von dem in den Profilen Westerwiehe mindestens 25,51 m aufgeschlossen sind (0,00–3,00 m = *Uintacrinus/granulata*-Zone; 3,00–25,51 m = *Marsupites/granulata*-Zone) dürfte ca. 50 m betragen. Nach einem Vergleich der Makro- und Mikrofauna zeigt sich, daß das charakteristische Häufigkeitsmaximum von *Stensioeina exsculpta gracilis* BROTZEN, das im Gebiet der Pompeckjschen Scholle oberhalb der Campan-Basis liegt, im Münsterländer Kreide-Becken bereits im oberen Obersanton auftritt (SCHÖNFELD 1985 b).

3.4.5. Campan

Von den Ablagerungen des Campans werden innerhalb des Blattgebietes lediglich die Schichten des Untercampans angetroffen. In Form mergelig-toniger Ablagerungen stellen sie entlang dem Westrand des Gebietes die jüngsten dort vorhandenen Oberkreide-Ablagerungen dar.

3.4.5.1. Untercampan (krca1)

Die für die feinstratigraphische Gliederung des Santons verwendeten Belemniten der *Goniot euthis*-Reihe behalten im Campan weitgehend ihre Bedeutung bei. So wird die Grenze Santon/Campan für Nordwestdeutschland durch das Einsetzen der *granulataquadrata*-Zone (n. *Goniot euthis granulataquadrata* (STOLLEY)) charakterisiert (ERNST 1964). Inoceramen-Leitformen stellen für diesen Bereich *I. (Sphenoceras) ex gr. lingua* GOLDFUSS und *I. (Sphenoceras) patootensiformis* SEITZ dar (SEITZ 1965). An Ammonoideen werden *Eupachydiscus isculensis* SPATH und *Placenticerus bidorsatum* RÖMER angetroffen (ERNST & SCHMID 1979). Daneben treten ab dem höheren Untercampan die Echiniden mit den formenreichen Gattungen *Echinocorys* und *Micraster* hinzu und bilden mit einer Reihe von Zonen und Unterzonen die Hauptstütze der Campan-Gliederung (ERNST 1968).

Hinsichtlich der Mikrofossilien ist das Campan insbesondere durch *Neoflabellina rugosa* (D'ORBIGNY) charakterisiert. Im unteren Teil des Untercampans treten außerdem *St. exsculpta gracilis* BROTZEN, *Bolivinooides strigillatus* (CHAPMAN) und *N. asema* KOCH hinzu. Im oberen Teil des Untercampans wird *St. granulata perfecta* von *St. granulata incondita* KOCH, *Bolivinooides strigillatus* von *B. granulatus* HOFKER und *Gavelinella pseudoexcolata* von *G. clementiana* (D'ORBIGNY) abgelöst.

Von den Schichten des Untercampans sind innerhalb des Blattgebietes vermutlich nur die untersten Meter im Grenzbereich zum Blattgebiet 4116 Rietberg vertreten. Sie stellen dort die östlichsten Ausläufer der campanen Kreide-Schichten im Zentrum des Münsterländer Kreide-Beckens dar. Dies stimmt mit der Beobachtung von SCHÖNFELD (1985 a, 1985 b) im Bereich Westerwiehe überein, der im dortigen Profil in den obersten Metern Anzeichen für den Grenzbereich Santon/Campan zu erkennen glaubt. Hierher gehören insbesondere die Zunahme von Ostreen- und Inoceramenschill, das Auftreten von Schichtlücken, das heißt Sedimentationsunterbrechungen sowie das Fehlen von *Marsupites*-Armgliedern.

Bei den Gesteinen des Untercampans handelt es sich um einen mittelgrauen, auf den Klufflächen häufig bräunlichen Tonmergel- bis Mergeltonstein. Infolge des hohen Tongehaltes besitzen die Schichtflächen dabei einen eigentümlichen seidigen Glanz, die Schichtung selbst ist wenig ausgeprägt und das Gestein ist mehr oder weniger deutlich geklüftet. Vereinzelt finden sich darin die braun gefärbten Schalenabdrücke von Fossilresten, die durch die unregelmäßig verlaufenden Absonderungsflächen im Gestein meist leicht zerbrechen oder primär nur bruchstückhaft überliefert sind. An der Luft beginnt die Verwitterung der Mergelsteine sehr rasch unter der Bildung von charakteristischen pockigen und hakenförmigen Narben an der Oberfläche. Schließlich zerfällt das Gestein zu einem kleinstückigen bis scherbigen und tonigen Grus.

Känozoikum

3.5. Tertiär

Marine, fluviatile oder limnische Ablagerungen aus der Tertiär-Zeit sind innerhalb des Blattgebietes nicht bekannt geworden. Während dieser Zeit unterlag der Bereich des Blattgebietes der Verwitterung und Abtragung. Das an der Geländeoberfläche anstehende Kreide-Gestein wurde in dem heißen Tertiär-Klima tiefgründig zersetzt und zu einem schweren tonreichen Boden (Graulehm) umgewandelt. Dieser ist heute vermutlich nur noch stellenweise und in reduzierter Mächtigkeit erhalten.

Auf den Tonmergel- und Mergeltonsteinen der mittel- bis obersantonen und tiefcampanen Oberkreide-Stufen der Anhöhe von Westerwiehe sind vielfach schwere Schluffe und Tone in einer Mächtigkeit von 0,3–0,5 m Mächtigkeit anzutreffen, die eventuell den Rest eines tertiären Graulehms darstellen (ARNOLD 1977)

Nach der Röntgenbeugungsanalyse ergibt sich für sie ein Mineralbestand von Quarz, Montmorillonit, Illit, Kaolinit-Feldspat (K-Feldspat, Spur Plagioklas) (Untersuchung: A. SCHERP, Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.).

Nach der vorliegenden mineralogischen Zusammensetzung spricht nur wenig für eine tertiäre Entstehung der Probe. Haupttonminerale sind Montmorillonit und Illit, die auf eine pleistozäne Verwitterung hinweisen. Der geringe Anteil an Kaolinit, der an sich für Grauleh-

me typisch ist, ist vermutlich weniger als Anzeichen einer Tertiärverwitterung als vielmehr aus dem Ursprungsgestein selbst abzuleiten, das primär bis zu 20 % Kaolinminerale enthält (s. Tab. 7, S. 78).

SERAPHIM (1966) erwähnt aus einem Quartär-Profil der Ziegelei Rehage (R 67 200, H 42 850) aus der Nordostecke der Grube mehrere rote Bänder innerhalb des Unteren Schneckensandes, die er als umgelagerte Rotlehme des Tertiärs deutet. Nach gleichartigen Beobachtungen an Spülproben aus dem Bereich des Oberen Schneckensandes im Gebiet Westerloh (Bohrungen CB 11, R 69 660, H 42 060, s. Kap. 10.2.; CB 14, R 68 990, H 41 750) handelt es sich dabei nicht um eine echte Rotfärbung des Tertiärs, sondern um rotbraune Oxidationsfarben gut durchlüfteter sandhaltiger Schlufflagen, vermutlich des Quartärs.

3.6. Quartär

Die Ablagerungen des Quartärs (s. Tab. 4) nehmen den größten Teil der Geländeoberfläche des Blattgebietes ein. Abgesehen von geringen Flächen im Bereich des Kreide-Austrichs von Westerwiehe sind sie weithin über den Kreide-Untergrund ausgebreitet. Ihre Mächtigkeit reicht von wenigen Dezimetern entlang der Anhöhe von Westerwiehe bis zu 40 – 50 m im Bereich des Delbrücker Rückens sowie am Westrand der Senne. Die Tiefenlage der darunter liegenden Quartär-Basisfläche ist aus Tafel 2 (in der Anl.) zu entnehmen.

Die Zusammensetzung der Lockersedimente aus Kiesen, Sanden, Tonen und Torfen ist eine Folge der klimatischen Veränderungen während des älteren Quartärs, dem Pleistozän. Sich mehrfach abwechselnde Kalt- und Warmzeiten schufen ein kompliziertes System von ineinander verschachtelten, dem klimatischen Wechsel folgenden Sedimentationskörpern (K. RICHTER 1968; FLOHN 1969; SCHWARZBACH 1968, 1976; DUPHORN 1976). Hinzu treten ständige, auch heute noch wirksame Umlagerungen, die besonders aus dem jüngeren Quartär, dem Holozän, zu verfolgen sind.

3.6.1. Pleistozän

Der Einfluß des Pleistozäns ist insbesondere anhand der Ablagerungen des Mittel- (Holstein-Warmzeit, Saale-Kaltzeit) und Jungpleistozäns (Eem-Warmzeit, Weichsel-Kaltzeit) nachweisbar. Reste älterer Kaltzeit- oder Warmzeitphasen sind innerhalb des Blattgebietes nicht zu beobachten. In diese Zeit fällt jedoch die Ausgestaltung des Kreide-Reliefs.

Während des Altpleistozäns (Elster-Kaltzeit) wurden am Südrand des Münsterlandes kaltzeitliche fluviatile Kiese (Ältere Plänerschotter der Alme) abgelagert, die möglicherweise bis in das Blattgebiet hineinreichen, vermutlich jedoch aufgearbeitet und umgelagert worden sind. Glazigene Ablagerungen dieser ältesten Vereisungsphase wurden bisher nicht nachgewiesen.

Im Mittelpleistozän herrschte während der Holstein-Warmzeit vorwiegend Erosion, und es kam zu einer Tieferlegung und Ausgestaltung des Kreide-Untergrundes. Gegen Ende dieses Abschnitts bis zu Beginn der Saale-Kaltzeit wurden in den so geschaffenen Rinnen und Senken weitflächig Kiese, Sande und Schluffe sedimentiert, welche die Aufschüttung und Nivellierung des Kreide-Reliefs einleiten. Sie werden durch die glazilimnischen, glazifluviatilen und glazigenen Ablagerungen der Saale-Vereisung abgelöst, die dort in großer Mächtigkeit in Form von Beckentonen, Vorschüttsanden, Moränenablagerungen und Nachschüttsanden über den warmzeitlichen Basisschichten ausgebildet sind. Sie gehören sämtlich

dem Drenthe-Stadium der Saale-Kaltzeit an. Der nach einer kurzen Rückschmelzphase, dem Groß- (= Gerdau-) Interstadial (= Treene-Warmzeit) erfolgte neue Vorstoß des Saale-Eises im Warthe-Stadium erreichte das Blattgebiet nicht mehr. Während dieser Zeit herrschte vermutlich Abtragung und Umlagerung.

Schichten der Eem-Warmzeit sind in den Bohrungen nicht mit Sicherheit nachzuweisen. Ganz in die Weichsel-Kaltzeit fällt die Sedimentation der Ems-Niederterrasse, die in Form von schwach schluffigen bis schwach kiesigen Talsanden über den älteren Quartär-Ablagerungen ausgebreitet ist und zum Teil bis auf die Kreide-Oberfläche herunterreicht. Die

Tabelle 4
Stratigraphische Gliederung des Quartärs

Stufe	Norddeutschland		Blatt Verl	
Holozän	Postglazial	Subatlantikum	Auensand (,Sl,ta; ,S,ta)	Raseneisenstein (,Er)
		Subboreal	Anmoor und Mooreerde (,Hm)	Jüngere Dünen (,,d(2)) Jüngerer Flugsand (,S,a(2))
		Atlantikum	Niedermoor (,Hn), Wiesen-	Ältere Dünen (,,d(1))
		Boreal	kalk und Wiesenmergel (,Kw)	
		Präboréal		
Pleistozän	Jung-Weichsel-Kaltzeit	Spätglazial	Jüngere <i>Dryas</i> -Zeit Alleröd-Interstadial	Uferwall (w,S,sw; w,U,sw) Hochflutlehm (w,L,ta)
		Spätglazial	Ältere <i>Dryas</i> -Zeit Bölling-Interstadial Älteste <i>Dryas</i> -Zeit	Talsand (N,S)
	Hochglazial	Meiendorf-Interstadial Pommersches Stadium Blankenberg-Interstadial Frankfurter Stadium Brandenburger Stadium		Steinsohle Obere Niederterrasse
	Frühglazial	Denekamp (= Paudorf)- Interstadial Hengelo-Interstadial Moershoofd-Interstadial Brörup-Interstadial Amersfoort-Interstadial	Schluff-Folge (N,U)	
	Eem-Warmzeit		Knochenkies (N,Kn)	
Mittel-Saale-Kaltzeit	Saale-Kaltzeit	Warthe-Stadium Groß (= Gerdau)- Interstadial (= Treene-Warmzeit)	Eem-Warmzeit (ee), im untersten Bereich der Niederterrasse vermutet	
		Drenthe-Stadium	Sander Nachschüttung (D,S,gf(2)) Grundmoräne (D,Mg) Vorschüttung und Beckenton (D,S,gf(1)) Oberer Schneckensand (D,,p)	
		Bantega-Interstadial Hoogeveen-Interstadial		
	Holstein-Warmzeit		Unterer Schneckensand (qho)	
Alt-Elster-Kaltzeit	Elster-Kaltzeit		Ältere Mittelterrasse (Mä)	(= Ältere Plänerschotter) (?)

Ausgestaltung der Niederterrassenfläche mit der Bildung von Flugsanden und Dünen erfolgte am Ausgang der Weichsel-Kaltzeit, setzte sich jedoch zum Teil bis in das Holozän hinein fort.

3.6.1.1. Elster-Kaltzeit

Ähnlich den Verhältnissen im zentralen und nördlichen Münsterland (LOTZE 1954, HESEMANN 1957, BAECKER 1963, THIERMANN 1983) sind die Auswirkungen der Elster-Kaltzeit im Bereich des östlichen Münsterlandes nur wenig bekannt. Moränenreste mit Geschieben der Elster-Kaltzeit, die nach THOME (1980, 1983) ähnlich denjenigen der Saale-Vereisung bis zum Südrand des Münsterlandes zu erwarten wären, sind bisher nicht eindeutig belegt. Dies ist zum einen darauf zurückzuführen, daß die Elster-Grundmoräne als solche schwer zu erkennen ist. So ist die noch vor wenigen Jahren geltende Auffassung einer charakteristischen ostfennoskandischen Geschiebeführung (HESEMANN 1957) heute nicht mehr aufrecht zu erhalten. Vielmehr ist diese kleinräumig lediglich auf den obersten, rot gefärbten Geschiebemergel der Elster-Moräne im Raum Lehrte östlich Hannover beschränkt und ist auch innerhalb der warthezeitlichen Grundmoräne im nordöstlichen Niedersachsen anzutreffen (HÖFLE 1979). Darüber hinaus wurde die elsterzeitliche Grundmoräne durch den Vorstoß des saalezeitlichen Inlandeseises vermutlich zum Teil aufgearbeitet und mitgeschleppt. Schließlich bleibt bis heute die Frage offen, ob das Elster-Eis überhaupt bis in diesen Raum vorgestoßen ist, da bisher westlich der Weser nirgends zwei übereinanderliegende und durch eine Warmzeit getrennte Grundmoränen gefunden worden sind (LIEDKE 1975) beziehungsweise ein sicherer Nachweis von Grundmoräne erst weiter im Norden gelingt (EHLERS & MEYER & STEPHAN 1984).

3.6.1.1.1. Ältere Mittelterrasse (Mä)

Ablagerungen der Elster-Kaltzeit stellen im Bereich des südlichen Münsterlandes mit hinreichender Sicherheit lediglich die fluviatilen Sande und Kiese der „Hellwegtalung“ bei Geseke dar (LOTZE 1951 b, SKUPIN 1985). Die dort lagernden Plänerschotter sind Teil eines Schuttfächers der Alme, der sich über den genannten Ablagerungsraum hinaus vermutlich bis weit in das Münsterland hinein ausgedehnt hat (LOTZE 1953).

Als Reste dieses elsterzeitlichen Schuttfächers sind innerhalb des Blattgebietes eventuell Schotterkörper im Bereich der Anhöhe von Westerwiehe anzusprechen, die dort in einer Höhenlage von 90 – 95 m NN stellenweise über den Tonmergelsteinen der Kreide vorhanden sind. Die stark periglazial verformten, grauen bis graubraunen, etwa 0,5 – 1,0 m mächtigen sand- und schluffführenden Kieskörper (Mittel- bis Grobkies, feinkiesig) bestehen überwiegend aus Plänerkalksteinen der Oberkreide sowie untergeordnet Sandsteinen der Unterkreide und Gesteinen des Paläozoikums. Eine Kiesanalyse aus einem temporären Aufschluß (R 66 165, H 42 540) ergab ca. 85 % Plänerschotter, 3 % Gaultsandstein und 12 % paläozoische Gesteine. Nordische Komponenten fehlen (SCHÖNFELD 1985 a). Im Hangenden der Kiese folgt ein bräunlichgelber, fester und zäher, kiesführender „Schotterlehm“ (s. Kap. 3.6.1.3.6.).

Inwieweit die im Oberlauf von Lippe und Ems im tiefsten Teil der Quartär-Abfolge vorliegenden Kiese diesem elsterzeitlichen Schuttfächer zuzuordnen sind, ist ungewiß. Vermutlich handelt es sich zum größten Teil um Umlagerungsprodukte innerhalb eines holsteinzeitlichen Flußsystems. Ähnlich den Verhältnissen im zentralen und südlichen Münsterland ist

dabei die Rinnenbildung selbst schon gegen Ende der Elster-Kaltzeit bis zu Beginn der Holstein-Warmzeit erfolgt (BAECKER 1963).

3.6.1.2. Holstein-Warmzeit

Der Nachweis von Ablagerungen der Holstein-Warmzeit innerhalb von Nordrhein-Westfalen ist an vielen Stellen gesichert (HESEMANN 1975). Im Bereich des Münsterlandes ist ihr Auftreten dabei vor allem an verschiedene, dem präquartären Untergrund eingetiefte Rinnensysteme gebunden (z. B. Vorosning-Rinne, Urems-Rinne, Ems-Werse-Rinne (LOTZE 1954, BAECKER 1963), von denen offenbar insbesondere letztere schon gegen Ende der Elster-Kaltzeit mit dem östlichen Münsterland in Verbindung stand (THIERMANN 1974). Seit längerem bekannt ist aus der Umgebung von Wiedenbrück das Vorkommen der Ziegelei Eusterbrock, das von seinen Bearbeitern SCHMIERER (1932), WEHRLI (1941) und ARNOLD (1977) in das ausklingende Elster-Saale-Interglazial beziehungsweise beginnende Saale-Glazial gestellt wird.

Tabelle 5
Geröllanalysen von Kiesen des Unteren Schneckensandes
(Korngröße: 6,3 – 16 mm)

Bohrung	Lage		Plänerkalkstein (%)	Gault-Sandstein (%)	Schiefergebirgs-gesteine (%)	Nordische Geschiebe
	R	H				
CB 28	76 710	42 430	100,0	–	–	–
CB 51	75 760	48 660	94,7	3,2	2,1	–
CB 27	75 370	40 800	98,6	–	1,4	–
CB 4	73 750	41 350	98,0	2,0	–	–
CB 12	73 090	41 550	98,1	1,4	0,5	–
CB 6	72 500	41 900	98,6	1,0	0,4	–
CB 5	72 380	40 900	99,0	0,5	0,5	–
CB 7	71 800	42 600	100,0	–	–	–
CB 66	71 660	50 250	82,7	11,3	6,0	–
CB 40	71 560	49 860	94,8	1,8	3,4	–
CB 11	69 660	42 060	77,8	4,6	17,6	–
CB 15	69 320	43 530	83,4	4,6	12,0	–
CB 36	69 000	49 480	97,4	2,6	–	–
CB 14	68 990	41 750	67,8	5,0	27,2	–
CB 37	68 270	50 200	79,1	7,0	13,9	–
CB 17	68 120	44 780	92,9	3,4	3,7	–
CB 87	67 670	41 950	73,9	4,4	21,7	–
CB 38	67 190	50 960	83,2	–	16,8	–
CB 18	67 180	45 630	85,9	6,1	8,0	–
CB 39	66 610	51 700	69,0	5,7	25,3	–
CB 88	65 750	40 690	60,0	8,9	31,1	–
Ziegelei Rehage	66 750	42 300	80,4	1,4	18,2	–

3.6.1.2.1. Unterer Schneckensand (qho)

Hinsichtlich der petrographischen Zusammensetzung variiert die Ausbildung der holsteinzeitlichen Rinnenfüllungen recht stark. Neben grobkörnigen Sanden und Kiesen, die eine größere Strömungsgeschwindigkeit innerhalb des ehemaligen Flußbettes anzeigen, finden sich feinkörnige Sedimente des ruhigen Gewässers, die zum Teil schwach humos sind.

Nach den aus dem Blattgebiet vorliegenden Untersuchungsergebnissen handelt es sich bei den über der Kreide-Oberfläche vorhandenen Mittel- bis Grobkiesen überwiegend um Plänerschotter aus Gesteinen der Oberkreide. Daneben sind vor allem paläozoische Gerölle des Rheinischen Schiefergebirges sowie Unterkreide-Sandsteine des Eggegebirges anzutreffen. Nordische Geschiebe fehlen. Hinsichtlich des Mengenverhältnisses der einzelnen Gesteinskomponenten nimmt der Gehalt an paläozoischen Geröllen kontinuierlich von Ost nach West zu, beziehungsweise derjenige der Plänerschotter ab (Tab. 5). Während somit im östlichen Blattbereich der Einfluß der Eggegebirgsbäche mit dem dazugehörigen Kreide-Einzugsgebiet überwiegt, macht sich im westlichen Blattbereich der Einfluß der Alme mit der entsprechenden Gesteinsfracht stärker bemerkbar (vgl. SKUPIN 1983). In den höheren Profiltteilen treten mehr und mehr sandige Einschaltungen hinzu. Gelegentlich sind darin auch kleine Schmitzen von organischem Material enthalten, die allerdings keinerlei Strukturen erkennen lassen und pollenfrei sind. Generell sind die Sande und Kiese dem Kreide-Untergrund in einer Mächtigkeit von 2 - 3 m aufgelagert, nur stellenweise, so in rinnen- oder kolkartigen Übertiefungen werden Mächtigkeiten bis zu 9 m erreicht. Ausgehend von einer nachelsterzeitlichen Erosionsphase mit einer daran anschließenden fluvialen Ablagerung während der ausgehenden Holstein-Warmzeit, wie sie im übrigen Münsterland nachzuweisen ist, sind die meisten an der Basis der saalezeitlichen Sedimentabfolge vorhandenen Sand- und Kiesablagerungen vermutlich nicht als Erosionsreste der elsterzeitlichen Älteren Mittelterrasse, sondern als Ablagerungen des Elster-Saale-Interglazials anzusehen.

3.6.1.3. Saale-Kaltzeit (Drenthe-Stadium)

Während der Saale-Kaltzeit drang das nordeuropäische Inlandeis erneut weit nach Süden vor. Von den beiden großen Eisvorstößen dieser Zeit erreichte jedoch nur der erste, der Drenthe-Vorstoß (Drenthe-Stadium) das Blattgebiet, während der jüngere, der Warthe-Vorstoß (Warthe-Stadium) nur noch bis Norddeutschland kam.

Die Auswirkungen des ersten Eisvorstoßes während des Drenthe-Stadiums finden sich allenthalben mehr oder weniger deutlich in dem Blattgebiet wieder. Dabei machte sich das Herannahen des Inlandeises schon frühzeitig bemerkbar. Frostsprengung, Bodenfließen und Staubsandablagerungen (LÖB) waren Zeichen eines sich ständig abkühlenden Periglazialklimas. Schließlich wurde das Gebiet von der Vereisung selbst erfaßt und unter Eis und Geröll begraben. Die Ablagerungen dieses wahrscheinlich aus nord- bis nordwestlicher Richtung heranrückenden Emsland- (SERAPHIM 1979 a) oder Münsterlandgletschers (THOME 1980) haben sich in verschiedener Ausbildung erhalten. Hierbei ist insbesondere die Grundmoräne zu nennen, die stellenweise beträchtliche Mächtigkeiten erreicht. Unmittelbar vor der Eisfront kam es durch Schmelzwässer zur Ablagerung von Sand und Kies (Vorschüttsand). In abflußlosen Senken setzten sich feinkörnige Staubeckensedimente (Beckenton) ab. Während des Eisrückzuges wurden erneut Schmelzwasserablagerungen aufgeschüttet (Nachschüttsand). Im Nordostteil des Blattgebietes treten die Sanderablage-

rungen der Gletscher des Osning-Haltes (SERAPHIM 1972, HEMPEL 1980) hinzu. Insbesondere letztere wurden durch die schürfende Kraft des gegen den Teutoburger Wald und das Eggegebirge vorrückenden Emslandgletschers zu charakteristischen Sand- und Moränenrücken verformt. Parallel zur Eisbewegung kam es zur sogenannten Drumlinbildung (SERAPHIM 1973).

Aus dem Groß-Interstadial (= Gerdau-Interstadial = Treene-Warmzeit) sind warmzeitliche Sedimente nicht bekannt. Es ist anzunehmen, daß das Blattgebiet in dieser Zeit, wie auch im nachfolgenden Warthe-Stadium, der Verwitterung und Abtragung unterlag. Terrestrische Ablagerungen, die möglicherweise im Warthe-Stadium entstanden sind, liegen im Bereich Westerwiehe nicht vor.

Stattdessen muß eine weitgehende Einebnung der Grundmoränenlandschaft während des in dieser Zeit herrschenden Periglazialklimas angenommen werden. Eventuell setzte während dieses Zeitraums auch die Einebnung des Senne-Sanders ein. Die darauf zurückgehenden sogenannten Einebnungsstufen (HARBORT & KEILHACK 1918) sind dabei in einem mehrere Kilometer breiten Streifen zwischen Glazialablagerungen und Niederterrasse eingeschaltet. Innerhalb des Blattgebietes fällt deren Westrand ungefähr mit dem Ausstrichsbereich der Vorschüttande zusammen. Eine ähnlich alte Erosionsform könnte auch die im Bereich Westerloh am Nordrand des Delbrücker Rückens vorhandene Geländestufe darstellen, die sich dort zwischen den Glazialablagerungen und der Niederterrasse einschiebt (ARNOLD 1952, 1977).

3.6.1.3.1. Oberer Schneckensand (D,,p)

Auf die grob- bis feinklastischen Ablagerungen der holsteinzeitlichen Basisschotter der Alme (= Unterer Schneckensand (qho)) folgen im Bereich des Delbrücker Rückens und nordwestlich daran anschließend weitflächig feinkörnige Sand- und Schluffabsätze. Sie kommen entlang dem Südrand der Kreide-Aufragung von Westerwiehe nahe an die Geländeoberfläche heran und sind dort zum Teil in den Tonmergelsteingruben der Ziegelei Rehage aufgeschlossen. Im Bereich der Senne ist ihre Verbreitung auf einzelne tiefere Rinnen und Senken des Kreide-Untergrundes beschränkt. Sie liegen dort in mehr oder weniger engbegrenzten Sedimentationsarealen im Randbereich des weiter westlich geräumig von spätholstein- bis frühsaalezeitlichem Lockergesteinsmaterial erfüllten Kreide-Beckens. Entsprechend der wechselnden Gestalt des Untergrundes reicht die Mächtigkeit der Grobschluffablagerungen von wenigen Dezimetern in den Randbereichen der Rinnenfüllungen oder entlang der Kreide-Aufragungen bis zu 16 m im Mulden- oder Rinnentiefsten. Generell ist dabei zwischen stärker humosen, holz- und molluskenführenden Schwemmlössen an der Basis sowie nach oben zu fortschreitend skelett- und humusärmeren Lößserien im höheren Teil der Profilfolge zu unterscheiden.

Sedimentpetrographisch handelt es sich bei den Basisschichten um einen zähen, schwach grünlichgrauen tonmergelsteinartigen Schluff von „konglomeratischer“ bis fließerdeartiger Textur. Teils liegt ein feinlaminiertes und kreuzgeschichteter sandiger Schluff mit dunklen Lagen von feinverteilter organischer Substanz vor, teils sind stärker humose Lagen von pflanzlichem Fein- und Grobdetritus (Pflanzenhäcksel, Stamm-, Zweig- und Wurzelstücke) vorhanden. Letztere sind besonders im obersten Teil dieser Basisschichten angereichert, wo sie den Eindruck einer Übergangsbildung zu einem Flachmoortorf erwecken. Hinzu tritt in den kalkreichen limnischen Sedimenten ein beachtlicher Anteil von Schnecken- und Muschelschill.

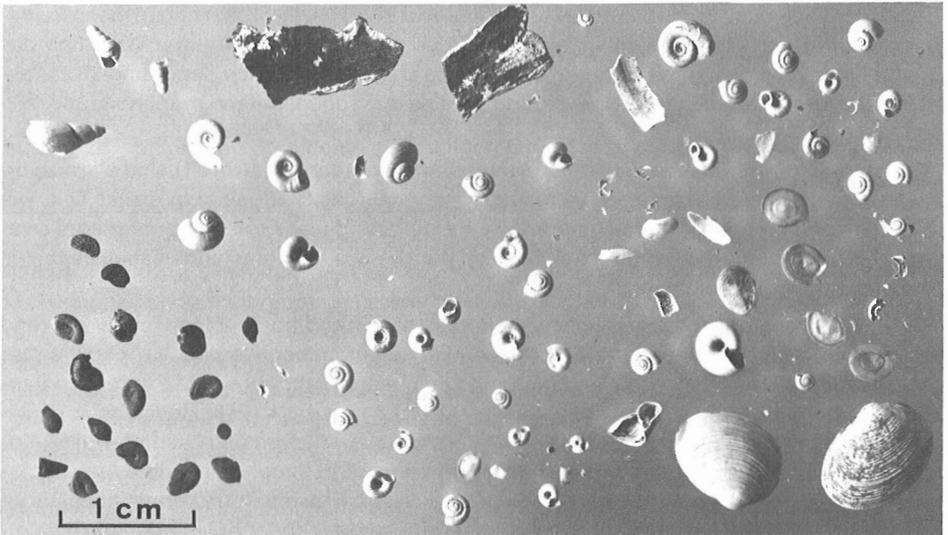


Abb. 4 Schnecken, Muscheln, Samen und Früchte aus frühsaalezeitlichen Schichten des Oberen Schneckensandes; Ziegelei Rehage; R 66750, H 42330

Die Mächtigkeit der Basisschichten schwankt auf kurze Entfernung zwischen wenigen Dezimetern in flach schüsselförmiger Lagerung bis zu mehreren Metern innerhalb eines tief eingeschnittenen Kreide-Reliefs. Die Begrenzung zu den darüberfolgenden Schluffen der Oberen Schneckensande ist im allgemeinen glatt und eben und wird zusätzlich durch ein abschließendes humusreicheres Schluffpaket betont.

Durch die im Bereich der Ziegelei Rehage/Westerwiehe bis auf die Kreide-Oberfläche erschlossenen Quartär-Ablagerungen liegt auch eine genauere paläontologische Beschreibung dieser Basisschichten vor. Eine erste Probennahme aus der über den Schottern der Unteren Schneckensande folgenden Tonschicht erfolgte dabei bereits durch SERAPHIM (1966). Dabei wurde folgende Molluskenfauna angetroffen (Untersuchung M. BACHMANN, Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.):

Valvata piscinalis MÜLLER, zwei nicht vollständig erhaltene Gehäuse

Valvata pulchella STUDER, neun Fragmente, zum Teil mit Korrosionsspuren

Opercula von *Bithynia tentaculata* LAMARCK, mehr als 200, oft zerbrochene Exemplare aller Altersstufen, zum Teil mit Korrosionsspuren

Sphaerium sp. oder *Pisidium amnicum* MÜLLER, drei Fragmente
nicht näher bestimmbare Schalenfragmente, zum Teil mit Korrosionsspuren, häufig

Durch eine erneute Probennahme im Bereich der neuen Tongrube der Ziegelei Rehage (s. Aufschluß 1; vgl. auch Abb. 4) konnte diese Faunenliste wesentlich erweitert werden (Untersuchung H. SCHÜTT, Düsseldorf):

Lamellibranchiaten:

Unio tumidus PHILIPSSON

Unio crassus PHILIPSSON

Anodonta cygnaea (LINNAEUS)

Sphaerium corneum (LINNAEUS)

Pisidium amnicum (MÜLLER)

Pisidium milium HELD

Pisidium subtruncatum (MALM)
Pisidium pulchellum JENYNS
Pisidium nitidum JENYNS
Pisidium hibernicum WESTERLUND
Pisidium obtusale (LAMARCK)
Pisidium personatum MALM
Pisidium casertanum (POLI)

Gastropoden:

Wasserschnecken
Valvata (Valvata) cristata MÜLLER
Valvata (Cincinna) pulchella STUDER
Valvata (Cincinna) piscinalis (MÜLLER)
Bithynia tentaculata (LINNAEUS)
Acroloxus lacustris (LINNAEUS)
Lymnaea stagnalis (LINNAEUS)
Galba truncatula (MÜLLER)
Planorbis planorbis (LINNAEUS)
Bathyomphalus contortus (LINNAEUS)
Gyraulus albus (MÜLLER)
Gyraulus (Armiger) crista f. *cristatus* (DRAPARNAUD)
Gyraulus (Armiger) crista f. *nautileus* (LINNAEUS)
Hippeutis complanatus (LINNAEUS)
Planorbarius corneus (LINNAEUS)

Landschnecken
Carychium tridentatum (RISSO)
Cochlicopa lubrica (MÜLLER)
Vertigo (Vertilla) angustior JEFFREYS
Vallonia costata (MÜLLER)
Vallonia pulchella (MÜLLER)
Punctum (Punctum) pygmaeum (DRAPARNAUD)
Arion sp.
Vitrea (Crystallus) crystallina (MÜLLER)
Aegopinella nitens (MICHAUD)
Limax sp.
Cecilioides (Cecilioides) acicula (MÜLLER)
Macrogastra (Macrogastra) plicatula (MÜLLER)
Clausilia sp., z. T. juv.
Cepaea (Cepaea) hortensis (MÜLLER) bzw. *nemoralis* (LINNAEUS)

Nach der Artenliste handelt es sich hauptsächlich um die Fauna eines stehenden oder nur gelegentlich bewegten Gewässers (LOŽEK 1964). Die Wassertiefe war vermutlich nur gering und nahm im Laufe der Zeit durch die Ablagerung von Kalkschlamm und abgestorbener organischer Substanz weiter ab. In diesem pflanzenreichen und kalkhaltigem Gewässer (Flachwassersee oder Altwasserarm) herrschten *Valvata piscinalis*, *Armiger crista*, *Planorbarius corneus*, *Lymnaea stagnalis*, *Bathyomphalus contortus* sowie *Anodonta* vor. Entsprechend der sich im Bereich flacher, ufernaher Lebensräume rasch ändernden Wasser- und Feuchtigkeitsverhältnisse sind andererseits auch Anzeichen mehr fließenden Gewässers (*Unio*, *Pisidium* sp.) oder mehr des Sumpfes (*Valvata cristata*, *V. pulchella*, *Pisidium* sp.) vorhanden. Hinzu kommen Faunenbestände aus dem ufernahen Bereich, die erst sekundär durch Umlagerung, etwa Überschwemmung, in das Wasserbiotop gelangt sind. Hierzu zählen sowohl Gastropoden der offenen Landschaft (*Vallonia costata*, *V. pulchella*, *Cecilioides acicula*) wie des Waldes (*Vitrea crystallina*, *Aegopinella nitens*, *Macrogastra plicatula*, *Cepaea hortensis* bzw. *nemoralis*), (MANIA 1973).

In bezug auf das damalige Klima spricht die vorliegende Molluskenfauna für warmzeitliche Verhältnisse. Bezeichnende Arten eines feuchtwarmen Abschnitts sind hierbei unter

den Landschnecken *Carychium tridentatum*, *Aegopinella nitens*, *Cecilioides acicula* und *Cepaea hortensis* bzw. *nemoralis*, bei den Wasserschnecken *Bithynia tentaculata*, *Valvata piscinalis*, *Gyraulus albus*, *Unio* sp.). Letztere kommen höchstens noch in wärmeren Abschnitten der Kaltzeiten vor. Die für die Holstein-Warmzeit bezeichnende Flußmuschel *Corbicula fluminalis* fehlt zwar, ist allerdings in der vorliegenden Faunengesellschaft des Sumpfes und des stehenden Gewässers auch nicht zu erwarten. Eine artenreiche *Sphaerium-Pisidium*-Gesellschaft, wie sie in der Artenliste vorliegt, ist wiederum typisch für das Früh- und Spätglazial (KUIPER 1968).

Eine unmittelbar darüber liegende, etwa 15 cm starke Kalkgyttja-Lage erbrachte ergänzend zur beschriebenen Molluskenfauna des zum Teil vivianithaltigen Basistorfes eine artenarme, jedoch überwiegende Landschneckenfauna mit

Vertigo substriata (JEFFREYS)
Vertigo sp.
Vallonia enniensis (GREDLER)
Clausilia sp., vermutlich *bidentata* (STRÖM)
Limacidae, 2 Arten
Vitrea crystallina (MÜLLER)
Vitrinobrachium breve (FERRUSSAC)
Nesovitrea hammonis (STRÖM)

der lediglich zwei Vertreter des Wassers, nämlich *Galba truncatula* (MÜLLER) und *Pisidium obtusale* (PFEIFFER) sowie Kalkkonkremente von *Lumbricus terrestris* LINNAEUS beigefügt waren.

Die vorgefundenen Landschneckenformen zeichnen sich sämtlich durch eine Vorliebe für feuchte Standortverhältnisse aus. Außerdem sind sie Anzeiger für warme Klimate etwa im Übergangsbereich von einer Warmzeit zu einer Kaltzeit (MEIJER 1985). Die gleichzeitig darin enthaltene Pflanzensubstanz lieferte neben größeren Holzresten (Stamm-, Zweig-, Wurzelstücke, Zapfen) im Siebrückstand (0,1 mm) große Mengen von Früchten und Samen. Sie sind nachfolgend nach Art und Menge für verschiedene Entnahmeteufen innerhalb der ca. 1 m mächtigen Fundschicht aufgelistet (Untersuchung G. GROSSE-BRAUCKMANN, Inst. f. Botanik, TH Darmstadt):

Teufe	Taxon	Anzahl
0– 20 cm	<i>Picea abies</i> (Wurzelstück)	1
	<i>Picea abies</i> (Zapfen)	2
	<i>Picea obovata</i> ? (Zapfen)	1
	<i>Picea obovata</i> ? oder	
	<i>Picea omoricoides/omorica</i> ? (Nadelfragment)	2
	<i>Alnus</i> cf. <i>glutinosa</i> (Erlenzäpfchen mit Nuß-Früchten)	1
	<i>Potamogeton natans</i>	1
20– 40 cm	<i>Rubus idaeus</i>	5
	<i>Urtica dioica</i>	2
	<i>Cirsium</i> sp./ <i>Carduus</i> sp.	3
40– 70 cm	<i>Rubus idaeus</i>	6
	<i>Viburnum lantana</i>	1
	<i>Menyanthes trifoliata</i> cf. <i>Thalictrum flavum</i>	1
	<i>Carex</i> sp.	2
	<i>Sparganium simplex</i>	2
	<i>Batrachium</i> sp.	2
	<i>Potamogeton natans</i>	24
	Characeen-Oogonienhüllen	9

70 – 100 cm	<i>Rubus idaeus</i>	1
	<i>Najas</i> sp. (Same)	1
	<i>Cyperaceae</i> , rundlich, indet.	2
	<i>Batrachium</i>	4
	Characeen-Oogonienhüllen	21

Wie die Auflistung zeigt, ist die Zusammensetzung der Pflanzengesellschaft in bezug auf ein bestimmtes Biotop recht heterogen. So sind einerseits Arten terrestrischer (und zwar relativ trockener) Standorte vorhanden (*Rubus idaeus* = Himbeere, *Urtica dioica* = Brennnessel, *Cirsium/Carduus* = Disteln, *Virburnum lantana* = Woll-Schneeball), andererseits kommen echte Wasserpflanzen (*Potamogeton natans* = Schwimm-Laichkraut, *Batrachium* sp. = Wasserhahnenfuß, *Najas* sp. = Nixenkraut, *Characeae* = Armleuchteralgen) sowie Sumpf- und Uferpflanzen (*Sparganium simplex* = Kleiner Igelkolben, *Carex* sp./*Cyperaceae* = Seggen, *Menyanthes trifoliata* = Fiebertee, *Thalictrum flavum* = Gelbe Wiesenraute) vor. Dabei haben in den tieferen Lagen die Wasserpflanzen, insbesondere die Characeen, ein ziemlich hohes Gewicht, während in den höheren Lagen die terrestrischen Arten etwas stärker hervortreten, die aber auch ganz unten nicht fehlen. Diese sind sicherlich in das Gewässer eingeschwemmt worden, und auch die Uferpflanzen sind vermutlich verdriftet worden; möglicherweise wurden aber auch die eigentlichen Wasserpflanzenreste umgelagert und zusammengeschwemmt. Nach den vorliegenden Merkmalen dürfte es sich somit nicht um eine echte Verlandung handeln. Vielmehr besitzen die Ablagerungen eher den Charakter eines Schwemmtorfes, wofür auch der hohe Schluffanteil sowie der Nachweis von umgelagerten Foraminiferen des Santons, prätertiären Pollen und Sporen sowie von Hystrichosphaerideen (Dinoflagellaten = marine Algen) innerhalb der Grundsubstanz spricht. Dabei nimmt der Schluffgehalt von unten nach oben kontinuierlich ab, während sich der Anteil an organischem Material deutlich vermehrt. Zuoberst wird der Moorboden durch eine von zahlreichen Stämmen gekennzeichnete Lage eines ehemaligen Waldbodens abgeschlossen. Diese sind zum Teil angekohlt oder zeigen an der Stammoberfläche Fraßspuren des Borkenkäfers. Die darüberliegenden Schluffabsätze erweisen sich generell als recht homogen. Überwiegend handelt es sich um einen kalkhaltigen (5 – 15 % CaCO₃) stark mittel- bis feinschluffiger Grobschluff mit gelegentlichen Feinsandlagen, einem wechselnden Gehalt an organischer Substanz sowie einzelnen größeren Holz- und Zweigresten. Der Anteil an Schotterkomponenten (Pläner-Kalkstein, Gault-Sandstein, paläozoische Gesteine) ist allgemein gering und nur im unteren Teil stellenweise erhöht (s. Aufschluß 1, Kap. 10.1., vgl. SCHÖNFELD 1985 a). Ebenfalls nur in geringer bis mäßiger Zahl sind die zerbrechlichen weißen Gehäuse kleiner Lößschnecken anzutreffen. In frischem Zustand grau, graublau oder je nach Humusgehalt dunkelbraun bis schwarzgrau gefärbt, nehmen die Ablagerungen unter dem Einfluß der Verwitterung einen grünlichgrauen, gelbbraunen oder gar rostbraunen Farbton an. Dies ist besonders entlang von Schicht- und Kluffflächen sowie fossilen oder rezenten Wurzelbahnen der Fall, wodurch das Sediment eine vertikale und horizontale, sich überschneidende Musterung erhält. Auf den Schichtflächen selbst erscheinen die regellos angeordneten Wurzelbahnen mit den sie umgebenden Limonitkrusten als braune Punkte. Das Schluffmaterial ist dort häufig so stark verfestigt, daß die entstandenen Hüllen in Form von Röhren beim Auswaschen erhalten bleiben. Stellenweise wird die horizontale Schichtung durch hellgrau gefärbte Karbonatausscheidungen betont. In diesen bis zu ca. 50 – 55 % CaCO₃ enthaltenden Absonderungsbereichen ist das Schluffsediment sehr fest und zäh. Vereinzelt kommen auch Lößkindel vor.

Nach der Röntgenbeugungsanalyse besteht das Sediment aus einem Gemenge von

Quarz, Illit, Chlorit-Montmorillonit-Mixed-layer, Kaolinit und Feldspat (Untersuchung: A. SCHERP, Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.).

Gewisse regionale und profilmorphologische Unterschiede hinsichtlich der Korngrößenzusammensetzung und des Gehaltes an tierischer und pflanzlicher Substanz innerhalb der Ablagerungen scheinen durch deren Abstand vom damaligen Kreide-Rand oder vom Kreide-Untergrund sowie ihre stratigraphische Position innerhalb der vertikalen Abfolge bedingt. So nimmt der Schluffgehalt innerhalb der Vertikalen von unten nach oben ab und der Sandgehalt entsprechend zu. Dies ist zweifellos mit der im Verlaufe des Drenthe-Stadiums beginnenden und allmählich zunehmenden Sandanlieferung durch die Schmelzwässer des saalezeitlichen Inlandeises zu erklären. In gleichem Maße gehen der Anteil an organischer Substanz und die Zahl der Schneckengehäuse zurück. Ähnliches gilt für die fazielle Ausbildung der Schichten in der Richtung Ost-West. So werden die Grobschluffablagerungen in westlicher Richtung, mit Annäherung an die Kreide-Anhöhe von Westerwiehe zunehmend toniger. In dem dicht gelagerten Grobschluffmaterial mit ca. 30-40% Ton und 60-70% Schluff sind zahlreiche feinste Plättchen von Tonmergel- und Mergeltonstein des Santons und Campans eingeschaltet.

Wechselnde Korngrößenzusammensetzung, bereichsweise häufiger auftretende Kies-, Sand- und Schneckenanreicherungslagen weisen auf eine parautochthone, vermutlich solifluidale Ablagerung während eines relativ kalten Klimas hin, in dem es auch zur Eiskeilbildung kam (Aufschluß 1, Kap. 10. 1.).

Der paläozoologische Inhalt der Schichten beschränkt sich auf eine individuenreiche, aber artenarme Schneckenfauna. Dabei wurden angetroffen:

Pupilla (Pupilla) muscorum (LINNAEUS)
Pupilla (Pupilla) sterri (VOITH)
Succinea (Succinella) oblonga DRAPARNAUD
Trichia (Trichia) hispida (LINNAEUS)
Vallonia pulchella (MÜLLER)
Vallonia costata (MÜLLER)
Arianta arbustorum (LINNAEUS)
Clausilia bidentata (STRÖM)

Hierbei dominieren insbesondere die Arten der Gattung *Pupilla* (*P. muscorum/sterri*) und *Trichia hispida*. Innerhalb des Profils der Ziegelei Rehage betrug dabei das Mengenverhältnis zwischen den genannten Arten in

2 m Teufe *P. muscorum/sterri*: *Trichia hispida* 67,5:32,5
3 m Teufe *P. muscorum/sterri*: *Trichia hispida* 56,7:43,3

Demgegenüber treten die übrigen Arten in der Reihenfolge *S. oblonga*, *V. pulchella/costata*, *A. arbustorum* und *C. bidentata* mehr oder weniger stark zurück.

Die in den Schichten des Oberen Schneckensandes angetroffene Schneckenfauna ist bezeichnend für den europäischen Löß. Hierbei handelt es sich um kälteharte Arten, die auf offene, großenteils gehölzfreie Landschaften hindeuten und die heute in kalten Steppen, Tundren sowie im Hochgebirge leben können (LOŽEK 1964, 1965). Der hohe Anteil von *Pupilla sterri*, einer Form, die rezent auf sehr trockene, exponierte Standorte mit kalkhaltigem Untergrund angewiesen ist, ist dabei der bemerkenswerteste Befund. Wie heute, dürfte er damals auf die wärmespeichernden Eigenschaften der im Untersuchungsgebiet vorhandenen kalkigen Substrate zurückzuführen sein, die bewirkten, daß selbst in kaltzeitlichen Ablagerungen noch individuenreiche Populationen möglich waren. Auch das Auftreten von *Arianta arbustorum* und *Clausilia bidentata*, Formen teilweise bewaldeter und feuchterer

Biotop, weist auf bereichs- oder zeitweise etwas günstigere, das heißt wärmere oder feuchtere Standorte hin. Für letzteres sprechen insbesondere auch die gelegentlichen Einschaltungen von organischem Feindetritus.

Was den Polleninhalt der organischen Substanz betrifft (Untersuchung: H.-W. REHAGEN, Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.), so liegt der Anteil der Baumpollen weit über dem der Nichtbaumpollen. Das Baumpollenspektrum wird dabei deutlich von *Pinus* (Kiefer, max. 51%), *Picea* (Fichte, max. 39,4%), *Betula* (Birke, max. 35%) und *Alnus* (Erle, max. 14,7%) beherrscht. Von den anspruchsvolleren Arten finden sich nur kleinste Werte, und zwar *Ulmus* (Ulme, max. 2,8%) und *Abies* (Tanne, 0,9%). Dazu sind unter anderem noch Gräser (*Poaceae*, 7,3%, *Cyperaceae*, 1,8%) sowie Farn- (4,6%) und *Sphagnum*-Sporen (3,7%) enthalten. Ein ähnliches Pollenspektrum wurde auch in einer Bohrung am Westrand der Senne beobachtet (s. Bohrung 3). Dort fanden sich im untersten Teil der Oberen Schneckensande in 37–39 m Tiefe an Baumpollen neben *Pinus* (Kiefer, ca. 60%) noch einzelne Anteile von *Alnus* (Erle), *Betula* (Birke), *Salix* (Weide), *Ulmus* (Ulme), *Carpinus* (Hainbuche) sowie *Corylus* (Hasel). An Nichtbaumpollen wurden vor allem *Poaceae* (= *Gramineae*, Gräser), *Cyperaceae* (Sauergräser) und Sporen von *Sphagnum* (Torfmoos, 18%) und Farnen (13%) angetroffen.

Die vorliegenden Pollenspektren spiegeln den Pollenniederschlag eines borealen Nadel/Laubmischwaldes wider, wie er zum Beispiel im heutigen Mittelfinnland verbreitet ist und für die dort bestehenden Klimaverhältnisse kennzeichnend ist. Aufgrund der relativ geringen Mengen an Nichtbaumpollen muß dabei die Bewaldung verhältnismäßig dicht gewesen sein. Eine genaue stratigraphische Einstufung dieses Abschnitts ist allerdings nicht möglich. Die Tatsache einer dichteren Bewaldung bei gleichzeitigem Fehlen charakteristischer holsteinzeitlicher Florenelemente, zum Beispiel *Pterocarya* (Flügelnuß), *Buxus* (Buxbaum), *Vitis* (Wein), spricht jedoch eher für einen wärmeren Abschnitt (Interstadial) innerhalb des beginnenden Saale-Glazials – zum Beispiel Hoogeveen- oder Bantega-Interstadial (ZAGWIJN 1973) beziehungsweise Wacken-Warmzeit (MENKE 1968) – als für einen kühleren Abschnitt des ausgehenden Holstein-Interglazials.

Generell sprechen die vorliegenden Befunde somit geologisch für eine Situation, in der es im Vorfeld des von Norden heranrückenden Inlandeises nur noch zeitweise zur Bildung einer schwachen Vegetation gekommen ist. Die Klimaverhältnisse waren vermutlich dabei so, daß bei allgemein sinkenden Temperaturen unterbrochen kalte, das heißt periglaziale Phasen von etwas wärmeren Klimaabschnitten unterbrochen waren. Das gelegentliche Auftreten von Hystrichosphaerideen (Dinoflagellaten), das heißt marinen Algen im Sediment, ist dabei vielleicht so zu deuten, daß zeitweilig bereits Schmelzwässer des saalezeitlichen Inlandeises bis in diesen Raum vorgedrungen sind. In jedem Falle geben sie den Hinweis, daß bei ihrer Anwesenheit mit einer Umlagerung des Sediments, das heißt mit Verunreinigungen durch Sekundärpollen gerechnet werden muß. So wurde zeitweilig entweder an Ort und Stelle oder von weit her stammendes humusreiches Schluffmaterial über dem durch Eiskeilbildung zerklüfteten Untergrund gebildet oder abgelagert. Insgesamt repräsentiert der überwiegende Teil der Oberen Schneckensande das Hochglazial (= Drenthe-Stadium) der Saale-Kaltzeit.

Zwei in 1,80 m beziehungsweise 3,50 m Tiefe unterhalb der Grenze Vorschüttungsand/Oberer Schneckensand durchgeführte absolute Altersdatierungen mittels Thermolumineszenz (TL)-Verfahren erbrachten für den Oberen Schneckensand ein TL-Alter von $240\,000 \pm 20\,000$ beziehungsweise $297\,000 \pm 35\,000$ Jahren vor heute (Untersuchung: L. ZÖLLER, Max-Planck-

Institut f. Kernphysik, Heidelberg). Dies bedeutet chronostratigraphisch für die darunterliegenden warmzeitlichen Sedimente des Hoogeveen-Interstadials beziehungsweise der Wacken-Warmzeit sowie der Holstein-Warmzeit ein Alter von mehr als 300 000 Jahren. Dieser Wert stimmt mit den in jüngster Zeit an verschiedenen Quartär-Profilen innerhalb Europas erzielten absoluten Altersdatierungen größtmäßig gut überein, indem für den Abschnitt der Wacken-Warmzeit ein Alter von ca. 350 000 Jahren, für den der Holstein-Warmzeit ein Alter von ca. 420 000 Jahren angenommen wird (STREMMER 1985). Weniger gut lassen sich diese Werte in bezug auf die stratigraphische Abfolge im oberen Teil des Profils einordnen, wo auf die Oberen Schneckensande im allgemeinen weitflächig glazifluviale, glazilimnische und glazigene Ablagerungen des Drenthe-Stadiums folgen. Da der obere TL-Wert von 240 000 Jahren bereits ungefähr dem Zeitraum der Treene-Warmzeit (Gerdaue-Interstadial), also dem Zeitabschnitt zwischen Drenthe- und Warthe-Stadium, entspricht, könnten die Sande im Bereich Westerwiehe eventuell auch jünger sein. Am ehesten kämen dafür Sedimente einer Jüngeren Mittelterrasse der Ems in Frage.

3.6.1.3.2. Vorschüttsand und Beckenton (D,S,gf(1))

Zwischen den feinkörnigen Schluffablagerungen des Oberen Schneckensandes der frühen Saale-Kaltzeit und der Grundmoräne des Drenthe-Stadiums liegt im allgemeinen eine 20–30 m mächtige Serie von Lockergesteinsmaterial, in der in teils engem, teils größerem Abstand Fein- bis Mittelsande, Schluffe und schluffig-sandige Tone aufeinanderfolgen. Sie sind insbesondere entlang den Flanken des Delbrücker Rückens, aber auch an den Erosionskanten der Lehmplatten oder im Bereich der Anhöhe von Westerwiehe aufgeschlossen. Sie bilden dort den höchsten sichtbaren Teil der drenthezeitlichen Vorschüttablagerungen und umfassen die Sequenzen II und III im Sinne von LOTZE (1951 a; s. Tab. 6). Im Bereich der Senne sind sie meist tief unter den dort verbreiteten Nachschüttablagerungen verborgen.

Sie gehen aus den dunkelhumosen Schluffen der Sequenz I (= Oberer Schneckensand) mehr oder weniger kontinuierlich hervor. Bei wachsendem Sandanteil tritt der Schluffgehalt mehr und mehr zurück. Nichtsdestoweniger sind auch in den obersten Bereichen immer wieder kräftige Schluffpakete anzutreffen. Die Färbung dieser Schluffe ist dann meist braun, gelbbraun oder rostbraun, humose Bestandteile fehlen vollständig. Bei den zwischenlagernden Sanden handelt es sich meist um einen gelb, gelbgrau oder graubraun gefärbten grobsand- bis feinkiesstreifigen Fein- bis Mittelsand. Im Grenzbereich zu den Schluffen sind vielfach rötliche bis rostbraune Infiltrationen von Brauneisen festzustellen. Nordische Geschiebe sind im allgemeinen nur spärlich enthalten, sie scheinen jedoch an der Basis, das heißt unmittelbar über den Oberen Schneckensanden zusammen mit Grobsand-, Fein- und Mittelkiesanteilen zahlreicher zu sein.

Wie tiefreichende Aufschlüsse im Bereich des Delbrücker Rückens (SKUPIN 1983) und der Anhöhe von Verl – Bornholte (ARNOLD 1977) erkennen lassen, sind die Vorschüttsande in ihrem überwiegenden Teil ausgezeichnet horizontal geschichtet. Der im Abstand von wenigen Dezimetern bis Zentimetern vorhandene Wechsel zwischen Sand und Schluff verleiht den Ablagerungen über die gesamte Schichtenfolge hinweg dabei den Charakter einer Stillwasserablagerung. Dieser Eindruck wird durch eine in verschiedenen Schluffpaketen vorhandene Feinlaminierung verstärkt. Diese sind durch einen engständigen Wechsel von millimeter- bis zentimeterstarken grauen, dunkelgrauen bis schwärzlichen, sehr dichten und homogenen Tonlagen sowie helleren Lagen von Sand oder Calciumcarbonat gekenn-

Tabelle 6

Stratigraphische Abfolge im Bereich des Delbrücker Rückens

	SKUPIN	LOTZE (1951 a)	
0 – 5 m	Flugsand (Pleistozän-Holozän)	fluvioglaziale Sande	
0,5 – 10 m	Grundmoräne (Drenthe-Stadium)	Grundmoräne (Saale-Kaltzeit)	
0,5 – 1,5 m	Basismoräne, waterlain till (Drenthe-Stadium)		
6 – 7 m	Vorschüttablagerungen und Beckentone, Kryoturbationsstrukturen (Drenthe-Stadium)	mittelgrobe reine Quarzsande = Sequenz III	"präsaalisch"
3 – 4 m	Beckentone (Drenthe-Stadium)	vorwiegend feinkörnige, lehmige Sande, oben lößartiger Schluff = Sequenz II	
4 – 5 m	Wechselagerung Sand/Schluff, Kryoturbationsstrukturen (Früh-Saale-Kaltzeit)		
7 – 9 m	sandiger Schluff bis schluffiger Sand, z.T. humos, Schneckenchalen; stellenweise kryoturbat ver- formt (= Oberer Schneckensand, Saale-Kaltzeit)	unten etwa 5 m Schotter bis geröllführende Grobsande; oben tonige Schluffe mit torfiger Lage = Sequenz I	
3 – 5 m	Kies und Sand, stellenweise humoser Schluff (= Unterer Schneckensand, Holstein-Warmzeit)		

zeichnet, welche als Feinstwarven eines glazilimnischen Bänder- oder Beckentons anzusprechen sind. Für den Bereich des Delbrücker Rückens gilt dies insbesondere für die Schluffe im höheren Teil der Sequenz II sowie einzelne Schlufflagen im höchsten Teil der Sequenz III. Von dort wird von ARNOLD (1977) aus dem Bereich der ehemaligen Ziegelei Großekämper, „Auf der Kanne word“ bei Ostenland, zum Beispiel eine 0,1 – 0,2 m mächtige Schicht von feinsandigem Bänder-ton zwischen Grundmoräne und Vorschüttsand beschrieben.

Dieser Bänder-ton besteht zu 60 % aus Schluff (meist Grobschluff) und 35 % Sand (eher Fein- als Mittelsand) sowie 5 % Ton. Nach der Röntgenbeugungsanalyse enthält der Bänder-ton ca. 15 % Quarz, ca. 3 % Feldspat, ca. 20 % Illit, Chlorit (?), ca. 10 % Mixed-Layer-Mineralen, rund 15 % Montmorillonit und ca. 20 % Kaolin-Mineralen, daneben 12 % Calcit und weniger als 2 % Dolomit.

Nicht überall ist ein gleichmäßiges Horizontalgefüge ausgebildet. Nach ARNOLD (1977: 67 – 69) zeigen die Vorschüttsande im Bereich der ehemaligen Ziegelei Müller in Verl – Bornholte (R 68 560, H 49 300) einen deutlichen Schichtungswechsel, der einer Änderung der Sedimentationsbedingungen entspricht. Während der unterste Teil der mehrere Meter mächtigen Sandfolge ebenschichtig und horizontal gelagert ist, treten darüber diagonal geschichtete gröbere Sande auf (vgl. ARNOLD 1977: 67, Abb. 14).

In manchen Bereichen der glazilimnischen Sand/Schluff-Wechselfolge sind auch deutliche Sedimentationsunterbrechungen anzutreffen. Hierbei handelt es sich um eine intraformationelle Aufarbeitung des Untergrundes, was bei sandigem Ausgangsmaterial zu größeren gerundeten Sedimentformen, bei bindigerem Sediment zu kleineren walzenartigen bis spindelförmigen Geröllen geführt hat. Während im ersten Falle der Untergrund dabei in gefrorenem Zustand vorgelegen haben muß, sind die Schluff- und Tongerölle nach den

vorliegenden Befunden vermutlich so entstanden, daß kleinere oder größere Kiespartikel über den weichen Untergrund eines Beckentons hinwegtransportiert worden sind und diesen dabei durch Berührung aufgenommen und konzentrisch um sich herum angelagert haben. In großer Zahl wurden sie besonders in der ehemaligen Sandgrube Wullengerd an der Reller Kapelle (R 71 200, H 38 290, TK 25: 4217 Delbrück) angetroffen (mündl. Mitt. H. MERTENS).

Nach den für das Blattgebiet vorliegenden Untersuchungsergebnissen stimmen die stratigraphischen Verhältnisse weitgehend mit denen im Bereich des zentralen und nördlichen Münsterlandes überein (HAACK 1930, 1935; THIERMANN 1970, STAUDE 1982). Danach ist die lithologische Schichtenfolge unterhalb der drenthestadialen Grundmoräne dem Gliederungsschema dieser Gebiete anzupassen. Eine Gegenüberstellung der Sedimentationssequenzen LOTZES (1951 a) mit der erarbeiteten stratigraphischen Gliederung zeigt Tabelle 6 (S. 45). Sie ist weitgehend identisch mit der Schichteneinstufung für das Blattgebiet 4217 Delbrück (SKUPIN 1983). Sie ist lediglich dahingehend modifiziert, als der höhere Teil der Sequenz I mit seinen schneckenführenden, zum Teil humosen Schluffen vollständig dem Drenthe-Stadium der Saale-Kaltzeit zugeordnet ist. Somit ergibt sich eine geringfügige Verschiebung der Grenze Holstein-Warmzeit/Saale-Kaltzeit nach unten.

3.6.1.3.3. Grundmoräne (D,Mg)

Augenfälligste Erscheinung des drenthezeitlichen Eisvorstoßes sind die Ablagerungen der Grundmoräne. Sie wurden beim Rückzug des Gletschers als Ausschmelzprodukt des ehemaligen Gletscherkörpers an dessen Basis und Stirn zurückgelassen, wo sie entweder direkt auf präsaalezeitlichem Untergrund oder auf kurz zuvor geschütteten Schmelzwassersanden der Vorstoßphase liegen. Je nach Beschaffenheit des unmittelbaren oder in der Nähe anstehenden Untergrundes ist die Zusammensetzung des Grundmoränenkörpers vielfach lokal stark getönt, so daß in den meisten Fällen von einer „Lokalmoräne“ gesprochen werden muß.

Von den einst in geschlossener Verbreitung vorhandenen Ausschmelzprodukten des nordischen Inlandeises sind im Blattgebiet Verl heutzutage nur noch inselartig eine Reihe von Grundmoränenresten anzutreffen. In Form von kleineren oder größeren Lehmplatten sind sie den sandig-kiesigen Ablagerungen zwischengeschaltet. Morphologisch ragen sie meist heraus, wie die Vorkommen des „Friedrichsdorfer Drumlinfeldes“ und des Delbrücker Rückens. Hinzu kommen einzelne Vorkommen entlang dem Westrand der Senne, so etwa östlich Schloß Holte-Stukenbrock oder im Bereich Hövelriege zwischen Furlbach und Ems. In fast allen Fällen ist die Grundmoräne von einer mehr oder weniger mächtigen Schmelzwasser- oder Flugsanddecke verhüllt, wird jedoch häufig durch größere Findlinge an der Geländeoberfläche angezeigt (Geschiebedecksand, Steinsohle; GRIMMEL 1973).

Die Mächtigkeit der Grundmoränenablagerungen schwankt innerhalb des Verbreitungsgebietes recht beträchtlich. In den Scheitelpunkten der Lehmplatten beziehungsweise an den höchstgelegenen Stellen des Delbrücker Rückens werden durchschnittlich Mächtigkeiten von 1 – 3 m erreicht. Die größte gemessene Moränenmächtigkeit wurde mit 9 m im Holter Wald angetroffen.

Generell handelt es sich bei der Grundmoräne um einen grauen bis graubraunen Geschiebemergel oder kalkfreien Geschiebelehm mit unterschiedlicher Korngrößenzusammensetzung vom Block bis zum Ton. Dabei ist der untere Teil der Moräne (= Basismoräne)

mehr sandig-tonig, der obere Teil (= Binnen- oder Ablationsmoräne; BAECKER 1963, WOLDSTEDT & DUPHORN 1974) mehr sandig-kiesig ausgebildet.

Der Mineralbestand ist für sämtliche Vorkommen recht ähnlich:

Der Geschiebemergel besteht nach der Röntgenbeugungsanalyse aus 35–40 % Quarz, 5–10 % Feldspat, ca. 15 % Glimmer, kaum einmal Chlorit, ca. 5 % mixed-layer-Mineralie, selten Montmorillonit, 10–15 % Kaolin-Mineralie und 14–19 % Calcit sowie 2 % Dolomit (ARNOLD 1977: 70).

Die in der Moräne vorhandenen nordischen Geschiebe bestehen größtenteils aus nordischem Kristallin (Granit, Gneis, Porphy), quarzitischen Sandsteinen (Kambrium-Silur Skandinaviens), sowie Kreide-Feuerstein (Flint) aus Norddeutschland und dem Ostseeraum. Untersuchungen der Geschiebeführung an verschiedenen Grundmoränenvorkommen des Blattgebietes (Ziegelei Müller, Verl-Bornholte; Ziegelei Dickmann, „Auf der Kanneword“, Ostenland-Haupt; Ziegelei Rehage, Westerwiehe) sowie im Bereich der Blätter 4017 Brackwede und 4217 Delbrück lassen mit Werten von HZ¹⁾ 2260 beziehungsweise TGZ¹⁾ 16,8–58,6 (LÜTTIG 1958: 390) ein Vorherrschen südschwedischen Kristallins erkennen (HESEMANN 1957).

Eine erneute differenzierte Geschiebezählung an drei verschiedenen Punkten des Blattgebietes erbrachte ähnliche Ergebnisse (Bestimmung: J. G. ZANDSTRA, Rijks Geologische Dienst, Haarlem):

- Sandgrube Weiser (R 77 270, H 49 000)
HZ 4150, Klasse 32 n. ZANDSTRA (1983, 1986)
Kombination von ostbaltischen und südschwedischen Leitgeschieben. Arm an Dalarna-Geschieben
Niederlande: Zweite Eismasse der Saale-Vereisung
- Bereich Ziegelei Rehage (R 66 750, H 42 300) / Hof Wilsmann (R 68 000, H 41 200)
HZ 2170, Klasse 18 n. ZANDSTRA (1983, 1986)
ganz überwiegend südschwedisch und arm an Dalarna-Geschieben
Niederlande: Zweite Eismasse der Saale-Vereisung
- Ziegelei A. Müller (R 68 900, H 49 200)
HZ 2260, Klasse 16 n. ZANDSTRA (1983, 1986)
überwiegend südschwedisch, relativ reich an Dalarna-Geschieben
Niederlande: Dritte Eismasse der Saale-Vereisung

Hinzu kommen vor allem im unteren tonigeren Teil Bestandteile des Untergrundes der Westfälischen Bucht sowie der nördlich bis nordwestlich vorgelagerten Mittelgebirgsschwelle. Im Bereich der Kreide-Anhöhe von Westerwiehe läßt das stellenweise enge Neben- und Übereinander von Mittel- und Obersanton-Gesteinen nahe der Geländeoberfläche an das Vorhandensein einer Lokalmoräne denken. Diese ist durch einen graublauen, grünlichgrauen oder gelb- bis rostbraun gefleckten schweren und zähen Ton gekennzeichnet, in dem vereinzelt kristalline Geschiebe, Schlieren oder Nester von Sand sowie weißliche Kalkausfällungen anzutreffen sind. Infolge des raschen Wechsels zwischen anstehender Kreide, toniger Verwitterungszone, Schotterlehm und kryoturbar eingefalteten Vorschüttungen ist eine flächenhafte Abgrenzung dabei allerdings nicht möglich.

Aufgrund des Geschiebeinhalts, besonders der einheimischen Geschiebe, muß ein Weg des Gletschers aus Nordwest quer durch die Westfälische Tieflandsbucht („Emsland-“ bzw. „Münsterland-Gletscher“) angenommen werden (SERAPHIM 1979 a, THOME 1980, 1983). Diese Annahme wird durch Beobachtungen über die Einwirkung des Gletschereises auf den

¹⁾ HZ = Hesemann-Zahl, TGZ = Theoretisches Geschiebezentrum

Untergrund gestützt. So berichten ARNOLD (1953 a) oder SERAPHIM (1979 a) gleichermaßen von Stauchungserscheinungen im Bereich der ehemaligen Ziegelei Gröpfer in Nordhagen (TK 25: 4217 Delbrück) oder SCHÖNFELD (1985 a) von der Ziegelei Rehage, welche auf eine Eisschubrichtung aus westlicher Richtung schließen lassen. Verschiedentlich erscheint die Grundmoräne auch selbst durch Eisdruck („Eistektonik“) deutlich geklüftet. In den Ziegeleigruben im Blattgebiet Verl streichen die Klüfte etwa Südsüdwest bis Nordnordost, das Fallen ist steil nach Nordwesten gerichtet (ARNOLD 1952).

Die Art der Verbreitung, die morphologische Ausgestaltung und Größe der Grundmoränenvorkommen am Südhang des Teutoburger Waldes veranlaßten SERAPHIM (1973), eine große Zahl von Lehmplatten in diesem Raum genetisch als sogenannte Drumlins aufzufassen. Hierbei handelt es sich um mehr oder weniger langgestreckte, aus Grundmoränenmaterial bestehende und in der Richtung der Eisbewegung liegende elliptische Rücken (WAHNSCHAFFE & SCHUCHT 1921), die dort als moränale Vollformen an der Basis des Eises zurückgeblieben sind. Innerhalb des Blattgebietes Verl wurden dabei insbesondere die drei von Grundmoräne bedeckten Flachrücken östlich von Verl (Verl – Bornholte), beim Hof Ebbinghaus und im Holter Wald als Drumlinbildungen ausgeschieden. Sie stellen die südlichsten Vorkommen des sogenannten Friedrichsdorfer Drumlinfeldes dar und sind nach SERAPHIM (1973) auf die schürfende Kraft des gegen den Osning gerichteten saalezeitlichen Inlandeises zurückzuführen. Darüber hinaus kommen derartige Ausbildungsformen aber auch noch weiter östlich im Bereich Mergelheide, im Bereich Ramselhöfe bei Neuenriege oder in Hövelhof vor, wo unmittelbar westlich des Bahnhofs auf einer flachen Geländeerhebung eine dünne Geschiebelehmdecke anzutreffen ist (BUSCHMEYER 1978, MERTENS 1980). Die dazwischenliegenden Gebiete werden hingegen von den Schmelzwasserablagerungen des saalezeitlichen Inlandeises oder den jungen Talfüllungen der Bäche eingenommen. Dort wurde die Grundmoräne gar nicht oder nur in geringer Mächtigkeit abgelagert. In letzterem Falle ist diese beziehungsweise die sie ersetzenden glazifluvialen Sande mit Geschieben (Steinsohle) im allgemeinen in einer Tiefe von 8 – 10 m anzutreffen (SERAPHIM 1973: 73). Als Beispiel für das Blattgebiet sei der Übergangsbereich zwischen den Schmelzwasserablagerungen der Senne und der Ems-Niederterrasse am östlichen Blattrand angeführt, wo die Grundmoräne zwischen Furlbach und Ems in einer weitgespannten Mulde bis in eine Tiefe von 12 – 13 m abtaucht. Ansonsten endet die Grundmoräne an den bestehenden Abbruchkanten meist mehr oder weniger abrupt und streicht ohne erkennbares seitliches Einfallen in der Luft aus (Abb. 5).

Das Verteilungsmuster der Moränenvorkommen im Gelände, das heißt deren bevorzugte Lage und Orientierung längs der Gewässer scheint insofern nicht nur eine Folge der „Drumlinisierung“, sondern auch eine Folge der späteren Erosion zu sein. Für eine mehr erosionsbedingte Geländegestaltung spricht zum Beispiel auch die Tatsache, daß innerhalb des Blattgebietes nicht nur Stauchungs- und Zerschungserscheinungen, sondern vielmehr Merkmale zu beobachten sind, die ein schnelles, widerstandsarmes Hinweggleiten des Gletschereises über den Untergrund wahrscheinlich machen. So erscheint der sonst schichtungslose Grundmoränenkörper an manchen Stellen (z. B. Sandgrube Wullengerd, R 73 900, H 41 500; Sondierung 3, R 76 420, H 49 710, Mergelheide; Sondierung 228, R 65 740, H 48 900, Verl) im untersten Bereich horizontal geschichtet. Eine Reihe heller und dunkler, sich rhythmisch abwechselnder Ton- und Schlufflagen vermitteln den Eindruck einer Warvenschichtung. Nach Aufbau und Zusammensetzung, vor allem aber wegen des zu beobachtenden allmählichen Übergangs in den Grundmoränenkörper (basal till) werden sie

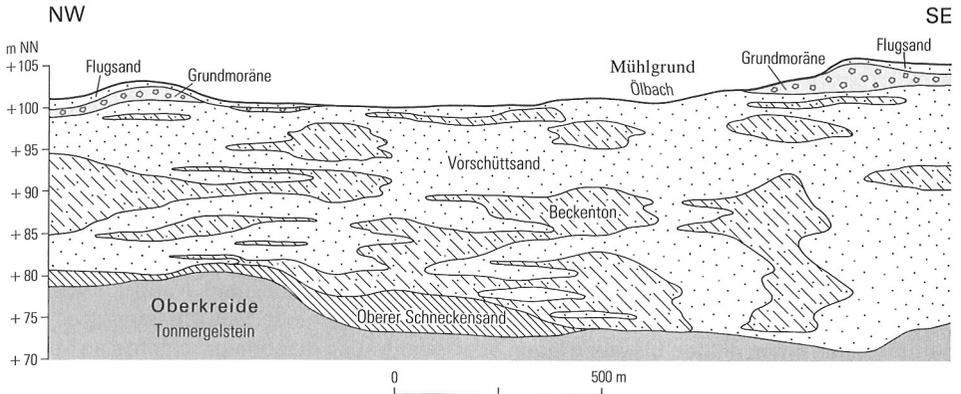


Abb. 5 Schnitt durch „Drumlins“ östlich Verl

nicht dem unterlagernden Substrat, sondern der Moräne selbst zugerechnet. Entsprechend der Pleistozän-Nomenklatur (DREIMANIS 1979, GRUBE 1979) ist dieser Bereich als Unterwassermoräne (waterlain till) anzusprechen.

3.6.1.3.4. Nachschüttsand (D,S,gf(2))

Im Bereich der Grundmoränenvorkommen des Blattgebietes, insbesondere den Geländeerhebungen des Delbrücker Rückens sowie des Friedrichsdorfer Drumlinfeldes, scheinen Nachschüttablagerungen weitgehend zu fehlen oder nur in geringer Mächtigkeit vorhanden zu sein. Sie werden meist von Flugsanden oder Dünen überdeckt, von denen sie infolge fehlender spezifischer Merkmale nur schwer zu unterscheiden sind. Ausgehend von einer durchschnittlich 1–2 m mächtigen Flugsandauflage ist bei darüber hinausgehender Mächtigkeit somit vor allem der darunter anstehende Sand vermutlich in vielen Fällen als Nachschüttsand anzusprechen. Korngrößenmäßig handelt es sich dabei um einen grauen bis gelbbraunen Fein- bis Mittelsand mit einzelnen Grobsandlagen. Er ist meist stein- und kiesfrei. Lediglich im unmittelbaren Grenzbereich zur Grundmoräne sind häufig Stein- und Kieseinlagerungen anzutreffen, die jedoch als Verwitterungsbildung, das heißt Geschiebedecksand oder Steinsohle der Grundmoräne aufzufassen sind. Seine Mächtigkeit ist meist gering und beträgt maximal ca. 12 m.

3.6.1.3.5. Sander

Bei der Beurteilung der Entstehung und der Herkunft der am Rand der Senne liegenden Schmelzwasserablagerungen ist großenteils unklar, inwieweit Teile derselben zu dem vor dem Teutoburger Wald und dem Eggegebirge liegenden „Senne-Sander“ gehören. Dieser wird seit HARBORT & KEILHACK (1918) teils als echter Sander, teils als sanderähnlicher Schüttungskörper (Kames-Terrasse) eines am Osning-Südrand zum Stillstand gekommenen Osning-Gletschers (SERAPHIM 1972, 1979 a) beziehungsweise eines von dort entwässernden Weserberglandstausees (THOME 1980, 1983) angesprochen. Beiden Vorstellungen gemeinsam ist dabei eine generelle Schüttungsrichtung aus Norden, wobei nach SERAPHIM

(1973) die Westfälische Bucht zunächst noch eisfrei, nach THOME (1983) jedoch bereits vom Eis des Münsterland-Gletschers erfüllt gewesen ist. Als Beweis dafür, daß das östliche Münsterland zeitlich versetzt, das heißt erst nach Beginn der Sanderablagerungen vom Eis des Münsterland-Gletschers erfaßt worden ist, wertet SERAPHIM (1973) dabei die „Drumlinisierung“ der Landschaft sowie das von ARNOLD (1952: 16) aus der ehemaligen Ziegelei Müller in Verl – Bornholte beschriebene deutliche Einfallen der Vorschüttsande nach Süden. Für die Zeit des Eishöchststandes und des Eisrückzuges stimmen die Vorstellungen wieder weitgehend überein.

Die am Westrand der Senne knapp außerhalb des Blattgebietes in der Sandgrube Weiser (R 77 200, H 49 000, TK 25: 4118 Senne) aufgeschlossenen Vor- und Nachschüttsande (Abb. 6) zeigen nur geringfügige sedimentologische Unterschiede. Danach handelt es sich durchweg um einen gelben bis gelbgrauen oder weißgrauen diagonalgeschichteten Mittel- bis Feinsand mit einzelnen Grobsand- und Feinkieslagen. Gegenüber den harten Geschieben und Flinten des nordischen Inlandeises zeigen sich die daneben vorhandenen Plänerkalke der Oberkreide vielfach entkalkt und tonig zersetzt. Eingelagerte Glimmer- und Glaukonitkörner sind meist dunkelbraun bis rostfarben oder schwärzlich oxydiert. Die Mächtigkeit der einzelnen Sandbänke beträgt in der Regel 10–50 cm, der Abstand der darin vorhandenen Schrägschichten liegt im Millimeter- bis Zentimeterbereich. Die Schüttungsrichtung zeigt ungefähr nach Westen. Die Sortierung (So) ist gut bis sehr gut, der Rundungsgrad (R) ist nur mittelmäßig. (Vorschüttsande: So 1,22; R=3,13, Nachschüttsande: So = 1,27; R = 3,0). Nach dem So-R-Diagramm sind die Sande somit in beiden Fällen als Ablagerungen des Wassers anzusprechen, wobei die Vorschüttsande auch äolisch überprägt erscheinen (Untersuchung: E. SPEETZEN, Geol. Inst. Univ. Münster).

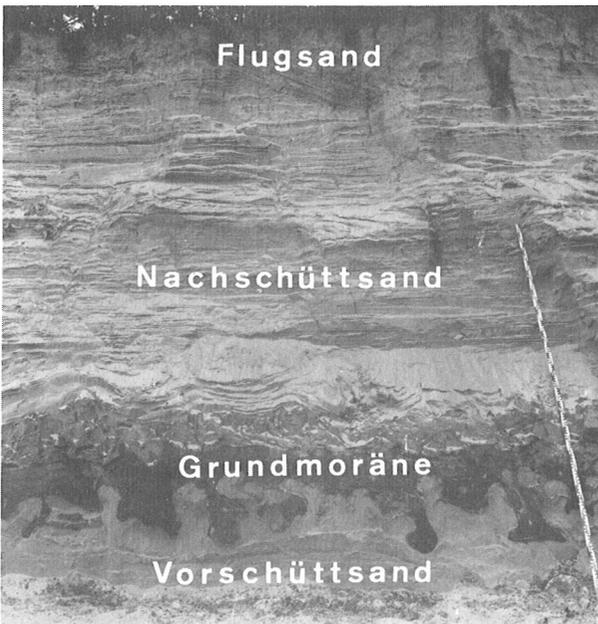


Abb. 6
Vorschüttsand, periglazial
verformte Grundmoräne und
Nachschüttsand der Saale-
Kaltzeit unter Flugsand;
Sandgrube Weiser; TK 25:
4118 Senne, R 77 200, H 49 000

3.6.1.3.6. Periglaziale Strukturen

Wie im Bereich des Blattes 4218 Paderborn (SKUPIN 1982: 48) liegt die Grundmoräne innerhalb des Blattgebietes stellenweise in zum Teil lückenhafter Ausbildung in Form eines periglazialen Tropfen- und Taschenbodens vor (Abb. 6). Neben Taschen von graubraunem bis braunem sandig-schluffigen Ton bis schluffig-tonigem Sand werden in den darunterliegenden Vorschüttsanden vor allem zerflossene oder ausgedünnte Grundmoränenreste angetroffen, die von STEUSLOFF (1952) sowie MAAS & MÜLLER (1954) aus der Umgebung Halterns im südlichen Münsterland als „Tropfen“ oder Kerkoboloide (geschwänzte Tropfen) beschrieben wurden. Ihre Lage unter bis zu 6 m mächtigen Nachschüttsanden deutet darauf hin, daß sie kurz nach dem Rückzug des Eises entstanden sind. Allgemein scheint dabei die vorliegende Ausbildung auf Grundmoränenvorkommen geringer Mächtigkeit beschränkt.

Durch eine Vielzahl von Bodenfrosterscheinungen des periglazialen Klimabereichs ist auch die Anhöhe von Westerwiehe gekennzeichnet. Dort sind die dem Kreide-Untergrund auflagernden Vorschüttsande (D,S,gf(1)) stellenweise in flach geneigten Frostspalten 1 – 2 m tief in den tonig-mergeligen Untergrund eingesenkt (Abb. 7). Desgleichen erwiesen sich die dort stellenweise vorhandenen „Älteren Plänerschotter“ als periglazial stark gestört (ARNOLD 1977: 57, SCHÖNFELD 1985 a: 108).



Abb. 7
Sanderfüllte, flach geneigte
Frostspalte in Tonmergel-
steinen des Obersantons,
darüber Vorschüttsand und
Flugsand; Ziegelei Rehage;
R 66 750, H 42 300

Eine weitere charakteristische Erscheinungsform der Anhöhe von Westerwiehe ist der sogenannte „Schotterlehm“ (ARNOLD 1952: 5, SCHÖNFELD 1985 a: 117), ein Sedimentationskörper stark unterschiedlicher Zusammensetzung sowie umstrittener Entstehungsweise und Altersstellung. Er ist teils den Älteren Plänerschottern, teils den Oberkreide-Mergeln flächenhaft aufgelagert und erreicht in Rinnenposition eine Mächtigkeit von max. 3 m. Nach der Korngrößenzusammensetzung handelt es sich bei dem Schotterlehm um einen teils kiesigen, teils schwach sandigen, stark tonigen Schluff von bräunlichgelber bis hellgrünlichgrauer Farbe. Die vorhandenen Steine oder Kiese sind teils gleichmäßig, teils in Form von 10–15 cm starken und 40–80 cm langen Schlieren im Sediment verteilt und auch stark sandige Linsen von 1–5 cm Dicke sind nicht selten und ähneln dann sehr einem stark tonhaltigen Älteren Plänerschotter, aus dem sie durch Aufnahme des Kiesmaterials vermutlich hervorgegangen sind. Auch kleine Schmitzen von schwärzlichem Faulschlamm sind gelegentlich zu beobachten. Generell ist ein mehr oder weniger starkes Überwiegen von Plänerschottern der Oberkreide gegenüber Gault-Sandsteinen der Unterkreide sowie paläozoischen Komponenten festzustellen. Im Bereich der Ziegelei Rehage erwies sich das Geröllspektrum zwischen paläozoischen und mesozoischen Bestandteilen mit 40 : 60 Prozent als nahezu ausgeglichen. Auffallende Bestandteile sind rote Quarzite, nordische Geschiebe fehlen (Untersuchung: E. SPEETZEN, Geol. Paläont. Inst., Univ. Münster).

Hinsichtlich der Genese des Schotterlehms deuten die tonige Matrix sowie die unregelmäßige Verteilung und Lagerung der Kieskomponenten auf eine Fließerdebildung entlang der Kreide-Anhöhe von Westerwiehe hin. Unter periglaziären Bedingungen, und zwar vermutlich der frühen Saale-Kaltzeit, wanderte das tonige Bodenmaterial hangabwärts und nahm dabei vor allem Schotter der Älteren Mittelterrasse auf. Wegen der von SCHÖNFELD (1985 a) an manchen Stellen beobachteten Lage des Schotterlehms über den Vorschüttanden beziehungsweise seiner Verzahnung mit Geschiebedecksand ist auch ein weichselzeitliches Alter nicht auszuschließen. Bei dem Versuch einer Alterseinstufung, insbesondere im Bohrstock, ist jedoch stets die starke solifluidale Durchmischung oder Durchknetung der Sedimente mit einer damit einhergehenden Umkehrung der Lagerungsverhältnisse zu berücksichtigen.

3.6.1.4. Eem-Warmzeit

Als Äquivalent der ausgehenden Eem-Warmzeit bis frühen Weichsel-Kaltzeit werden für das Blattgebiet Verl insbesondere die im unteren Teil der Oberen Niederterrasse vorhandenen Knochenkiese angesehen (s. Kap. 3.6.1.5.1.). Sie sind südlich von Hövelhof im Übergangsbereich von Lippe und Ems nachzuweisen und sind als Ablagerungen der Lippe aufzufassen. Eine Abtrennung der eem- von den frühweichselzeitlichen Sedimenten ist allerdings nicht möglich. Torfige Einlagerungen des Eems fehlen.

3.6.1.5. Weichsel-Kaltzeit

Während der Weichsel-Kaltzeit wurde das Blattgebiet nicht mehr von dem sich von Skandinavien her südwärts ausbreitenden Inlandeis erreicht. Die südlichste Verbreitungsgrenze wird vielmehr durch die Moränen des Brandenburger Stadiums (s. Tab. 4, S.) nördlich der Elbe markiert.

Das Blattgebiet lag somit im periglazialen Klimabereich mit langen kalten Wintern und kurzen kühlen Sommern. Nur kurzfristig kam es während der mehrfachen Rückschmelz-

phasen zu einer leichten Klimaerwärmung (Interstadiale), die zu einer Ausbreitung der Vegetation führte. Sonst war der unter Dauergefrorenis liegende Boden mehr oder weniger vegetationslos. Die Flüsse schotterten wieder auf. Entlang der Ems und der sie begleitenden Bäche entstand der Sedimentkörper der Niederterrasse mit seinen Uferwällen. In der Folgezeit wurde daraus sowie aus den offen daliegenden älteren Moränen- und Schmelzwasserflächen das feinere Material ausgeblasen und nach mehr oder weniger langem Transport wieder als Flugsand oder in Form von Dünen abgesetzt. An zahlreichen Punkten des Blattgebietes finden sich darüber hinaus Formen des periglazialen Klimabereichs wie Steinsohlen, Windkanter, Eiskeile und Kryoturbationen. An den Hängen der Anhöhen fanden solifluidale Umlagerungen statt.

Bach- und Flußablagerungen

Weite Bereiche des Blattgebietes werden von fluviatilen Lockergesteinsmassen der Weichsel-Kaltzeit eingenommen. Sie sind vermutlich größtenteils durch Aufarbeitung aus den glazigenen und glazifluviatilen Ablagerungen der Saale-Kaltzeit hervorgegangen. Liefergebiete waren hier insbesondere die Senne sowie die verschiedenen Auftragungen von Grundmoräne und Schmelzwassersand innerhalb des Blattgebietes. Hinzu kommen die sandigen und schluffigen Abtragungsmassen der älteren Terrassenablagerungen sowie der Tonmergelsteine der Kreide. In ihrer Gesamtheit entsprechen diese Ablagerungen der Oberen Niederterrasse. Die kiesigen Ablagerungen beziehungsweise Einschaltungen sind dabei den „Jüngeren Plänerschottern“ gleichzusetzen. Eine Untere Niederterrasse ist innerhalb des Blattgebietes nicht bekannt. Sie ist erst weiter flußabwärts ungefähr ab Harsewinkel ausgebildet (HESEMANN 1950, ARNOLD 1977). Die dem Holozän angehörende Inselterrasse ist erst unterhalb von Rheda zu beobachten (ARNOLD 1977).

3.6.1.5.1. Obere Niederterrasse (N,Kn;N,U;N,S)

Der überwiegende Teil des Blattgebietes wird von der Verebnungsfläche der Oberen Niederterrasse eingenommen. Sie ist Teil der „Großen Ems-Terrasse“ (DIENINGHOFF 1922), die sich von hier aus in beträchtlicher Breite entlang des Osnings nordwestwärts erstreckt. Ihre Anfänge liegen am Westrand der Senne, wo ihr Sedimentkörper nur geringfügig in die dort anstehenden Schmelzwasserablagerungen der Saale-Kaltzeit eingetieft ist. Mit leichtem Gefälle senkt sich ihr Talboden von dort in westlicher Richtung bis auf ein mittleres Niveau von 90 – 93 m NN ab, wobei die Geländeoberfläche durch eine Reihe von kleineren und größeren Erhebungen (Drumlins, Flugsanddecken, Dünen, Uferwälle) und Vertiefungen (Auen, Moore) untergliedert wird. Der am Südrand des Blattgebietes liegende Delbrücker Rücken bildet die Wasserscheide zwischen dem Wassereinzugsgebiet von Lippe und Ems, wobei die Terrassenflächen bei Hövelhof noch in breiter Front in Verbindung stehen (LOTZE 1951 a).

Die Diskussion über das Alter und die Genese der Oberen Niederterrasse der Ems ist recht alt und geht auf zahlreiche Untersuchungen sowohl im Bereich des norddeutschen Flachlandes (TIETZE 1907, 1909, 1914; BEYENBURG 1934; DIENEMANN 1941) wie des nördlichen und zentralen Münsterlandes zurück (BÄRTLING 1921, MESTWERDT 1926 b, WEGNER 1927, HAACK 1935, HESEMANN 1950, KELLER 1950, HEMPEL 1963). Danach wird sowohl die Auffassung für einen rein saalezeitlichen beziehungsweise saalezeitlich bis weichselzeitlichen oder gar rein weichselzeitlichen Entstehungszeitraum vertreten. Erst in den vergangenen Jahren ist durch die feinstratigraphische Bearbeitung von Tagesaufschlüssen und Bohrungen im

zentralen und nördlichen Münsterland eine eindeutige Klärung dieser Frage erfolgt. Danach ist die Aufschüttung der Talsandebene der Ems während der Weichsel-Kaltzeit erfolgt und damit der Oberen (= älteren) Niederterrasse gleichzusetzen (KRAMM & MÜLLER 1978, H.-M. MÜLLER 1978, SPEETZEN 1980, THIERMANN 1980, STAUDE 1982, 1984). Sedimentpetrographisch ist die vertikale Abfolge der Oberen Niederterrasse dabei dreigeteilt. Das heißt, ähnlich den Verhältnissen entlang von Emscher und Lippe besteht die Schichtenfolge von unten nach oben aus einem stärker kiesigen Abschnitt an der Basis (Knochenkies; N,Kn), einem Schluffabschnitt in der Mitte (Schluff-Folge; N,U) und einem stärker sandigen Abschnitt darüber (Talsand; N,S) (BÄRTLING 1912, ANDREE 1927, STEUSLOFF 1951, SKUPIN 1983). Stratigraphisch ist dabei der Knochenkies der frühen Weichsel-Kaltzeit, die Schluff-Folge dem Hengelo-Denekamp-Interstadial und der Talsand dem Hoch- bis Spätglazial der Weichsel-Kaltzeit zuzuordnen.

Innerhalb des Blattgebietes ist die genannte Abfolge nur im Bereich der Lippe-Niederterrasse südlich Hövelhof vollständig entwickelt (s. Taf. 1, Schnitt N-O). Generell beginnen dort die Ablagerungen über den Kreide-Gesteinen mit ca. 2-3 m mächtigen Kiesen und Sanden, die hauptsächlich aus Plänergeröllen des Cenomans und Turons, Sandsteinen des Neokoms und Gaults sowie paläozoischen Gesteinen des Rheinischen Schiefergebirges zusammengesetzt sind (Knochenkies; N,Kn). Daneben finden sich in geringer Zahl nordische Geschiebe. Die für den Knochenkies namengebenden Reste pleistozäner Säugetiere konnten infolge fehlender Aufschlüsse nicht beobachtet werden, doch kommen sie in den Kiesgruben entlang der Lippe weiter südlich in größerer Zahl vor (vgl. SKUPIN 1983: 47). Aufgrund der dort aufgefundenen Wirbeltiermischfauna sowie einzelner Torfhorizonte des Amersfoort- beziehungsweise Odderade-Interstadials sind auch die Basisschotter des Blattgebietes Verl vermutlich in das ausgehende Eem-Interglazial bis beginnende Weichsel-Frühglazial zu stellen.

Den Basisschottern direkt aufgelagert oder durch eine mehrere Meter mächtige Sandschicht von diesen getrennt, folgen darüber feingeschichtete graue-grünlichgraue oder dunkelgraue Schluffe (Schluff-Folge; N,U) mit geringmächtigen Zwischenlagen von Fein- bis Mittelsand, feinverteilter organischer Substanz sowie größeren Resten von Pflanzendetritus. Darüber hinaus sind stets einzelne Schotter anzutreffen, die vermutlich aus den Basisschottern abzuleiten sind und den fluvialen Einfluß auch in diesem Abschnitt der Oberen Niederterrasse anzeigen. Örtlich reich ist das Auftreten von Molluskengehäusen (Konchylien). Die weißlichen Gehäuse sind leicht zerbrechlich und bestehen aus einer artenarmen Schneckenfauna (z. B. *Succinea oblonga* DRAPARNAUD, *Pupilla muscorum* MÜLLER etc.) des periglazialen Klimabereichs. Zusammen mit den in den humosen Partien angetroffenen Florenelementen spiegeln sie das Bild einer mehr oder weniger subarktischen Vegetation wider, die baumlos war und höchstens strauchtundrenartigen Charakter besaß. Aufgrund der geologischen Situation dürfte es sich um Wärmeschwankungen des Frühglazials (mittleres Pleniglazial), also des Hengelo- (um 38 000 J. v. h.) und Denekamp- (um 30 000 J. v. h.) Interstadials handeln (vgl. SKUPIN 1983: 51).

Der obere Teil der Lippe-Niederterrasse wird demgegenüber aus grauen, gelblichgrauen oder graubraunen Fein- bis Mittelsanden (Talsand; N,S) zusammengesetzt, in denen untergeordnet einzelne Schluff-, Grobsand- und Feinkieslagen anzutreffen sind. Hinzu tritt ein geringer Gehalt an nordischem Material. Der Abschnitt der Talsande außerhalb der Lippe-Niederterrasse ist vor allem landschaftsbestimmend für den Bereich der Ems und stellt dort überwiegend das einzige Schichtglied innerhalb der Oberen Niederterrasse dar.

Von Ost nach West an Mächtigkeit zunehmend (max. 20 m), besteht der Niederterrassenkörper der Ems aus grauen bis weißgrauen, schwach schluffigen bis schwach kiesigen Fein- bis Mittelsanden, was dem oberen sandigen Abschnitt (= Talsand; N,S) entspricht. Dieser liegt teils älteren quartären Schichten (Holstein-Warmzeit, Saale-Kaltzeit), teils Kreide-Mergeln auf. Die Grenze gegenüber den sandigen Schmelzwasserablagerungen wird durch stärkere Kieseinlagerungen, insbesondere nordische Geschiebe markiert.

Im Bereich der Ziegelei Rehage, an deren Südrand die Niederterrassenablagerungen der Ems stellenweise in einer Mächtigkeit von 3–4 m über der Talaue aufgeschlossen sind, bestehen diese in ihrem oberen Teil (s. Abb. 8) aus schwach grünlich bis hellgrauen, parallel bis schwach schräg geschichteten Fein- bis Mittelsanden, die nach unten zu in eine Wechsellagerung von graubraunen Grobschluffen beziehungsweise Mittelsanden mit einzelnen Grobsandlagen und Kieslinsen übergehen. Einzelne Kiesbänder oder -linsen sind dabei auch in den oberen Abschnitten immer wieder anzutreffen. Diese Kiese bestehen hauptsächlich aus Geröllen der Ober- und Unterkreide sowie paläozoischen Gesteinen des Rheinischen Schiefergebirges. Nordische Geschiebe sind selten, erreichen aber mit bis zu 30 cm Durchmesser beachtliche Größen.

Eine absolute Altersdatierung dieser Schichten mittels Thermolumineszenz (TL)-Verfahren (Untersuchung: L. ZÖLLER, Max-Planck-Institut für Kernphysik, Heidelberg) erbrachte für eine ca. 1 m unterhalb der Beuningen-Steinsohle liegende Sandprobe ein TL-Alter, das je nach Meßverfahren zwischen 30 000 J. v. h. (Regenerierungstechnik) beziehungsweise 40 000 J. v. h. (additive Technik) liegt. In beiden Fällen liegen Maximalalter mit einer Altersüberschätzung vor, die darauf zurückzuführen ist, daß die von der Probe vor der Sedimentation aufgenommene Sonnenenergie geringer war als die im Labor.

Aufgrund der TL-Datierung kann somit als ziemlich sicher angesehen werden, daß die Sande der untersuchten Probe nicht älter als weichselzeitlich sind. Eine genaue Beantwortung der Frage, ob diese ins Mittel- oder Hochweichsel zu stellen sind, ist derzeit nicht möglich.



Abb. 8
Flugsand über Niederterrassensand mit Steinsohle; Ziegelei Rehage; R 66 750, H 42 300

Hier, am Beginn der Terrasse, ist der Anteil der Ems an der Bildung und Ausgestaltung der Oberen Niederterrasse vermutlich recht klein. Vielmehr sind auch die zahlreichen anderen der Ems mehr oder weniger parallel gerichteten Wasserläufe an der Entstehung der Terrasse beteiligt. Einer großflächigen Ausräumung der mittelpleistozänen Sedimente während der Eem-Warmzeit beziehungsweise zu Beginn der Weichsel-Kaltzeit stehen dabei mäßig starke Aufhöhungen während der nachfolgenden Abschnitte der Weichsel-Kaltzeit gegenüber. Sowohl für die Ems wie für deren Nebenbäche ist dabei von einer ehemals weitaus stärkeren Wasserführung auszugehen, als sie die heutigen Gewässer vermuten lassen. Die Transportkraft war beträchtlich erhöht. Danach erfolgte die Aufschüttung der Talsande. Hier waren es sicherlich ganz seicht über dem gefrorenen Untergrund dahinströmende Gewässer, die für eine flächenhafte Verbreitung der Sedimente sorgten (MEYER in MEYER & SCHMID & WOLBURG 1977: 69). Daneben war es die infolge des spärlichen Pflanzenwuchses ständige Laufverlegung der Gewässer, welche eine große laterale Ausdehnung der Ablagerungen bewirkte (GRAHLE in BOIGK et al. 1960: 198).

3.6.1.5.2. Bodenbildung des Alleröd-Interstadials

An der Terrassenoberkante, im Grenzbereich zu den auflagernden Uferwall- und Flugsandbildungen, werden häufig flächenhaft Schluffeinlagerungen, Torf- und Holzreste angetroffen. Das gleiche gilt für die saalezeitlichen Ablagerungen der Grundmoräne und der Vorschüttandsande, an deren Oberfläche es durch die Stauwirkung des Geschiebelehms beziehungsweise eingelagerten Beckenschluff oder Beckenton stellenweise zu einer Moor- oder Anmoorbildung gekommen ist. Zeitlich meist dem Alleröd zugehörig, markieren diese fossilen Bodenbildungen durchweg den einzigen Leithorizont des Spätglazials. Im Gegensatz zu den torfigen Bildungen des Atlantikums (s. Kap. 3.6.2.3.) sind die Ablagerungen des Alleröds dabei häufig periglazial verformt.

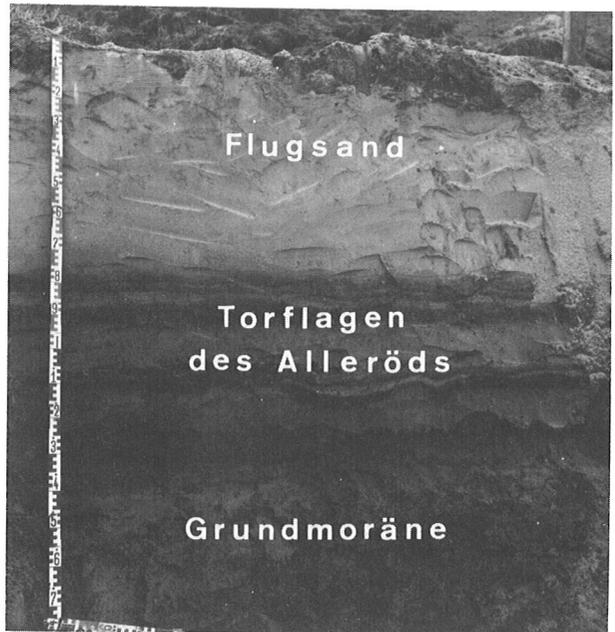
Zwischen einer deutlichen Torfentwicklung in den grund- und stauwassernahen Horizonten bis hin zu nur andeutungsweise wahrnehmbaren Verfärbungen in den grundwasserferneren Bereichen finden sich daneben alle Übergänge. Die Tiefenlage beträgt im allgemeinen 1 – 2 m.

Von den zahlreichen Fundpunkten innerhalb des Blattgebietes sei für den Bereich der Ems-Niederterrasse insbesondere ein Profil etwa 0,5 km östlich der Westerloher Mühle (R 67 440, H 41 330) mitgeteilt. Dort wurde in der flachgewölbten Aufragung des am Südrand der Emsaue befindlichen Uferwalls zwischen 1,7 – 1,8 m Tiefe eine schluffige Torfschicht angetroffen, der eine Probe zur palynologischen Untersuchung entnommen wurde. Innerhalb des dort angetroffenen Pollenspektrums dominierten die Baumpollen mit *Pinus* (Kiefer) und *Betula* (Birke) deutlich gegenüber den Nichtbaumpollen, die hauptsächlich durch die *Cyperaceae* (Sauergräser) vertreten sind. Von den spätglazialen Leitformen findet sich nur *Artemisia* (Beifuß) in geringen Werten. Dies trifft auch für *Filipendula* (Mädesüß) zu. Da für das Profil nur eine Einzelprobe mit uncharakteristischem Pollenspektrum vorliegt, ist eine Einstufung sowohl in das Präboreal wie Alleröd möglich. Unter Berücksichtigung der geologischen Situation Uferwall/Niederterrasse ist jedoch vermutlich dem Alleröd, und zwar dem kiefernreichen Abschnitt III b nach OVERBECK (1950) beziehungsweise II b nach FIRBAS (1949, 1952) der Vorzug zu geben (Untersuchung: H.-W. REHAGEN, Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.).

Weitere Fundpunkte des Alleröd-Horizontes stellen im Bereich der Ems-Niederterrasse die Vorkommen nördlich Espeln (R 72 100, H 43 380), südlich des Hofes Wilsmann im

Abb. 9

Alleröd-Horizont mit Torflagen auf Grundmoräne der Saale-Kaltzeit, darüber Flugsand; Baugrubenaufschluß in Verl-Bornholte; R 68 400, H 49 340



Bereich der Lipplinger Heide (R 68 150, H 40 480), in der Bauerschaft Liemke (R 73 470, H 48 930, s. Kap. 3.6.1.5.3.) und der Bauerschaft Oesterwiehe (R 67 220, H 44 870) dar. Insbesondere bei letzterem Vorkommen läßt das Auftreten von spätglazialen Florenelementen wie *Artemisia* (Beifuß), *Thalictrum* (Wiesenraute), *Helianthemum* (Sonnenröschen) und *Selaginella* (Moosfarn) auch an eine präboreale Bodenbildung denken.

Als Beispiel dafür, daß der auf der Grundmoräne häufig anzutreffende Sand nicht als Schmelzwassersand, das heißt Nachschütt sand, sondern als Flugsand anzusprechen ist, sei ein Aufschluß aus dem Bereich Verl-Bornholte angeführt. In einem dort vorliegenden Baugrubenprofil (R 68 400, H 49 340) aus Fein- bis Mittelsand waren wenige Dezimeter über der Grundmoräne drei Torfbänder in jeweils 0,9 – 1,0 m, 1,05 – 1,10 m und 1,20 – 1,25 m Tiefe ausgebildet, von denen insbesondere das unterste durch Holzkohleeinlagerungen und Holzkohlestückchen gekennzeichnet war (Abb. 9). Auch in den dazwischenliegenden hellgrauen bis gelbgrauen Sandlagen fanden sich in feinverteilter Form Holzkohlestückchen, die aus den unterlagernden Bodenhorizonten durch Aufarbeitung und Umlagerung dort hingelangt sind.

Nach einer an den drei Torfbändern vorgenommenen Pollenanalyse stimmen die Pollenspektren in ihren Grundzügen weitgehend überein. An Baumpollen kommen nur *Pinus* (Kiefer), *Betula* (Birke) und *Salix* (Weide) vor. Dabei nimmt der Anteil der Kiefer von unten nach oben von 56,1 auf 70,9 % zu, analog geht der Anteil der Birke von 41,0 auf 27,3 % zurück. Die Weide bleibt bei ca. 2 %. Innerhalb der Nichtbaumpollen stellen die *Poaceae* (= *Gramineae*, Gräser) und die *Cyperaceae* (Sauergräser) den Hauptanteil dar; von den spätglazialen Florenelementen finden sich noch in geringer Anzahl *Artemisia* (Beifuß), *Plantago* (Wegerich), *Thalictrum* (Wiesenraute), *Sanguisorba officinalis* (Großer Wiesenknopf) und *Filipendula* (Mädesüß). Farne, Torfmoose (*Sphagnum*) und Schachtelhalm (*Equisetum*) errei-

chen nur wenige Prozent. Die Pollenspektren gehören somit dem kiefernreichen Abschnitt des Alleröds an, das ist die Zone III b nach OVERBECK (1950) beziehungsweise II b nach FIRBAS (1949, 1952), (Untersuchung: H.-W. REHAGEN, Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.).

Vergleichbare Bodenbildungen des Alleröds kommen im Bereich der oberen Senne über den dort lagernden Schmelzwassersanden vor. Bei tiefer liegendem Grundwasser sind sie dort vor allem in Form des Usselo-Horizontes entwickelt, einem fossilen Humushorizont mit fingerförmiger Textur und eingelagerten Holzkohlestückchen. Als Beispiel sei noch das Vorkommen im Bereich Hövelriege (R 75 050, H 47 750) genannt.

3.6.1.5.3. Hochflutlehm (**w,L,ta**)

Mit dem Alleröd-Horizont vergesellschaftet sind häufig geringmächtige Schluffe bis sandige Schluffe. Sie stellen Hochflutablagerungen der ehemals über die Ufer getretenen Bäche dar und werden in mehr oder weniger großer Entfernung sowohl über den Talsanden der Oberen Niederterrasse als auch über den Schmelzwasserablagerungen der Saale-Kaltzeit angetroffen.

Im einzelnen handelt es sich dabei zum Teil um kräftigere, graue bis grünlichgraue, schwach sandig bis tonige Schlufflagen, die dem Alleröd-Horizont unmittelbar aufgelagert und wie dieser dann periglazial verformt ist (z. B. Kreuzungsbereich Liemker/Hövelriege Straße, R 75 050, H 47 750; oder Kaunitzer/Liemker Straße, R 73 470, H 48 930), zum Teil liegt eine engständige Wechselfolge von Fein-, Mittel- oder Grobsand mit geringmächtigen Lagen von grauem Schluff mit Holzkohlestückchen vor (z. B. Schloß Holte, R 71 780, H 51 600; und Bahnhof Hövelriege, s. Aufschluß 2, Kap. 10.1.). Die Mächtigkeit dieser Schichtenfolge beträgt im allgemeinen 1 – 1,5 m.

Die flächenhafte Verbreitung von Hochflutablagerungen des Alleröds wurde auch in anderen Gebieten des östlichen Münsterlandes beobachtet (GÜNTHER 1982, SKUPIN 1982, 1983). Danach ist von seichten und schmalen wasserführenden Rinnen auszugehen, die bei Hochwasser leicht über ihre Ufer traten und den mitgeführten Sand sowie Bestandteile des aufgearbeiteten Alleröd-Horizonts über die seitlich anstehenden Lockersedimente ausbreiteten.

3.6.1.5.4. Uferwall (**w,S,sw; w,U,sw**)

Vielfach werden die Flüsse und Bäche des Blattgebietes von langgestreckten, 2–5 m mächtigen Erhebungen aus Sand, schluffigem Sand und sandigem Schluff begleitet. Sie sitzen der Geländeoberfläche der Oberen Niederterrasse unmittelbar auf. Insbesondere südlich und nördlich der Ems im Bereich des Füchte- und Steinhorster Bruchs werden beachtliche Abmessungen mit bis zu 3,2 km Länge und ca. 150 – 250 m Breite erreicht. Durch eine Reihe von schwächeren oder stärkeren Querrinnen sind diese schildförmigen Erhebungen dabei in einzelne flache Hügelgruppen aufgelöst. Gegen die Bachoberläufe zu verschmälern sich diese Rücken mehr und mehr, dünner aus, oder gehen in die schmalen Dammbetten der Sennebäche über. Der Abfall zur Bachau wie zur Niederterrasse ist meist recht steil. Im letzteren Falle sind dafür meist Feldergrenzen oder Knicke entlang von Abgrabungen zur Gewinnung von Grünland verantwortlich zu machen. Ansonsten vollzieht sich der Abfall ganz allmählich, so daß der Querschnitt schwach asymmetrisch ausgebildet ist. Nach BRAUN (in BRAUN & DAHM-ARENS & BOLSENKÖTTER 1968) und THIERMANN (1968) ist die Aufschüttung dieser Uferwälle im Verlaufe des Alleröds erfolgt, als die Bäche bei

Hochwässer über ihre Ufer traten und ihre Sedimentfracht zum Teil bis weit ins Hinterland verfrachteten (s. Kap. 3.6.1.5.3.). Ein Großteil der mitgeführten Sande und Schluffe setzte sich dabei direkt neben der Stromrinne ab und bildete dort flach nach den Seiten zu abfallende Uferwälle. Bei wiederkehrenden Hochwässern wurden die Wälle zum Teil verbreitert, aufgehöhht oder durchbrochen und fortgespült.

Dies trifft vermutlich auch für das Blattgebiet zu. So wird der Beginn der Sedimentation durch die Bodenbildung des Alleröds markiert, die im Bereich Österwiehe (z. B. Uferwall nördlich des Hövelbruchs entlang des Sennebachs) generell in einer Tiefe von 2–3 m entwickelt ist. Die darüberliegenden grauen oder weißgrauen Fein- bis Mittelsande sind schluff- und kiesfrei und enthalten nahe der Geländeoberfläche (0,6–0,9 m unter Flur) verschiedentlich fossile Bodenbildungen des Boreals und Subatlantikums (Untersuchung: H.-W. REHAGEN, Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.). Hierbei handelt es sich vermutlich um Flugsande des Holozäns, so daß neben einer fluviatilen Aufhöhung auch die äolische Sedimentation eine wichtige Rolle gespielt haben dürfte. Überhaupt sind die Uferwälle meist von Flugsanden und Dünen überdeckt, so daß eine scharfe Trennung von Uferwall und Flußbegleitedüne nur schwer vorzunehmen ist. Stellenweise sind die Uferwallbildungen in ihrem Kern auch großenteils aus Vorschüttablagerungen der Saale-Kaltzeit aufgebaut, so daß dort weniger eine Aufschüttung als vielmehr eine Erosionsform der damaligen Gewässer vorliegt. Als Beispiele hierfür seien die Vorkommen südlich der Ems zwischen Steinhorst und Krukenhorst sowie entlang des Furlbachs im Bereich Neuenriege beim Hof Furlmeier genannt.

Zur Erscheinungsform der Uferwälle gehören morphogenetisch auch die *Dammbetten* im Bereich der unteren („feuchten“) Senne. Da das Gefälle der Sennebäche in diesen Zonen geringer wird, setzt sich der aus dem Oberlauf mitgeführte Sand dort verstärkt ab. Dadurch ist es im Laufe der Zeit zu einer natürlichen Aufhöhung der Bachbetten gekommen (MAAS-JOST 1933, DEPPE & SERAPHIM 1968, KLOTZ 1980). Besonders gut ist diese etwa entlang dem Furlbach im Bereich Eselheide zu beobachten. Aber auch weiter stromaufwärts sind selbst entlang kleinster Bachgerinne noch geringe Aufwölbungen an den Ufern vorhanden.

In früheren Zeiten, als der Mensch die Bäche noch nicht durch Dammbauten gebändigt und begradigt hatte, durchbrach das Wasser oft die Uferwälle und suchte sich ein neues Bett im tiefer liegenden Gelände. In den überfluteten Gebieten kam es dabei zur Bildung einer Moor- und Bruchlandschaft. Die letztlich durch die Aufhöhung der Bachbetten verursachte Laufverlegung und Verzweigung („Bifurkation“) der Gewässer ist insbesondere für den Krollbach bei Hövelhof untersucht und geschildert worden (BUSCHMEIER 1978).

Windablagerungen

Weite Bereiche des Blattgebietes *Verl* werden an der Geländeoberfläche von Flugsandablagerungen eingenommen. Sie sind dort insbesondere entlang den Flüssen und Bächen als langgestreckte Uferbegleitedünen oder Aufwehungen der Uferwälle, aber auch als geringmächtige Überdeckungen auf den glazigenen und glazifluviatilen Ablagerungen der Saale-Kaltzeit anzutreffen. Seitlich der quartären Lockergesteinssedimente sind Flugsandablagerungen von zum Teil bemerkenswerter Mächtigkeit auf der Kreide-Anhöhe von Westerwiehe zu beobachten.

Wie die auf dem Blattgebiet fehlenden feinkörnigeren Komponenten Sandlöß und Löß sind die Flugsande überwiegend ein Kennzeichen des periglazialen Klimabereichs der

letzten Kaltzeit, die vor ca. 10 000 Jahren zu Ende ging. Die von Skandinavien ausgehenden Eismassen hatten den Bereich des Weserberglandes und des Münsterlandes nicht mehr erreicht. Statt dessen herrschten dort klimatische Bedingungen vor, die stellenweise einen ungehinderten Angriff auf die mehr oder weniger offen daliegende, vegetationsarme Geländeoberfläche ermöglichten. Hier waren es vor allem die weiten Talsandebenen der Flüsse sowie die Schmelzwasserablagerungen der Gletscher, die in der Lage waren, größere Mengen von Sandteilchen zu liefern. Vermutlich bestand eine Wechselwirkung zwischen Abtrag und Sedimentation insofern, als die Quarzteilchen aus vegetationslosen Gebieten weggeführt und in Gebieten mit Bewuchs wieder abgesetzt wurden. Sowohl im Bereich der Terrassen- als auch im Bereich der Schmelzwasserablagerungen hat eine Flugsandablagerung dabei offensichtlich erst ab dem Spätglazial stattgefunden. Sowohl nach VAN DER HAMMEN (1951) als auch nach DAHM-ARENS (1970) sind die beobachteten Flugsandablagerungen damit in die Gruppe der Jüngeren Flugsande zu stellen. Entsprechend dem in den tieferen Bereichen der Flugsandablagerungen häufig vorkommenden Bodenbildungshorizont des Alleröd-Interstadials, aber auch nach spezifischen strukturellen Merkmalen, werden sie von den darunterliegenden Lockergesteinsmassen abgetrennt. Nach dieser Einteilung war ihre Bildung mit dem Präboreal zu Beginn des Holozäns beendet. Sofern der Wind Gelegenheit hatte, den Untergrund in vegetationsfreien- oder -armen Zeiten flächenhaft anzugreifen, hat sich ihre Ablagerung darüber hinaus bis weit in das Holozän hinein fortgesetzt (s. Kap. 3.6.2.1. u. 3.6.2.2.).

Da der Entstehungszeitraum der Flugsande nur in den seltensten Fällen durch eingelagerte Bodenhorizonte exakt angegeben werden kann, bildet häufig lediglich die Verwitterungsintensität einen Maßstab für das relative Alter. Flugsandablagerungen und Dünen mit einem kräftigen Ortstein im B-Horizont werden kartiertechnisch als alt, das heißt pleistozän- bis holozänzeitlich, Flugsande und Dünen ohne nennenswerte Bodenbildung (Orterde, Podsolranker) als jung, das heißt jungholozänzeitlich, bezeichnet. Hinzu kommen Angaben aus der Morphologie der Geländeoberfläche, die im einen Fall mehr flach gewellt, im anderen Fall mehr kuppig ausgebildet ist.

Infolge der häufig in engem Wechsel neben und übereinander auftretenden bodentypologischen Abstufungen einer Podsolbildung – der Ausbildungsgrad eines Podsols ist neben der zur Verfügung stehenden Zeit zudem von weiteren bodengenetischen Merkmalen abhängig – wurde auf der Karte großenteils auf eine zeitliche Untergliederung der Flugsande in ältere und jüngere Flugsande verzichtet (= Flugsand ungegliedert; S,a). Statt dessen wurde versucht, für einzelne Flugsandvorkommen eine genauere stratigraphische Einstufung anhand pollenanalytischer oder ¹⁴C-Datierungen herbeizuführen.

Im Bereich der oberen Senne wurde der Flugsand großenteils nicht dargestellt, da dies zum einen infolge der Gleichartigkeit von Schmelzwassersand und Flugsand kartiertechnisch nicht möglich war, zum anderen aber, weil vermieden werden sollte, daß der Bereich der Senne durch die zweifellos weithin vorhandene Flugsandbedeckung in ihrer Gesamtheit als Flugsandablagerung erscheint. Aus diesem Grunde wurden dort nur die Flugsande über den Geschiebelehm vorkommen sowie die größeren Dünen wiedergegeben.

3.6.1.5.5. Älterer Flugsand (**S,a(1)**)

Die älteren Flugsande liegen vielfach an der Basis der äolischen Ablagerungen des Blattgebietes. Nur stellenweise stehen sie auch direkt an der Geländeoberfläche an. Die

Mächtigkeit geht dann selten über 1 – 2 m hinaus. Die Schichtung ist überwiegend horizontal. Der Korngröße nach handelt es sich um einen Fein- bis Mittelsand von gelbweißer bis grauer Farbe.

Ein häufiges Kennzeichen der älteren Flugsande sind periglaziale Verformungen im Übergangsbereich zum jeweiligen Untergrund. Dabei sind die Flugsande in Form von Würgeböden, Taschen- und Tropfenböden oder Eiskeilen flächenhaft in das darunter anstehende Gestein eingesenkt. Als Beispiele hierfür seien die Flugsandvorkommen im Bereich der Anhöhe von Westerwiehe (Ziegelei Rehage), des Delbrücker Rückens (Sandgrube Wullengerd) sowie verschiedener anderer Geschiebemergelvorkommen des Holter Waldes und bei Verl-Bornholte genannt (s. Kap. 3.6.1.5.7.). Die Verformung selbst fand noch während des ausgehenden Spätglazials im Verlaufe der Jüngeren *Dryas*-Zeit statt.

Im Bereich der Ems-Niederterrasse wird die Abgrenzung gegenüber dem unterlagernden Terrassensand im allgemeinen durch das Einsetzen von Kies- oder Schluffeinlagerungen im Terrassenkörper markiert. Häufig wird diese Ansprache unterstützt durch das Vorhandensein des Alleröd-Horizonts. Diese meist in einer Tiefe von 1 – 3 m vorhandene Bodenbildung des Spätglazials konnte sowohl in torfiger als auch in feinsandig-holzkohleführender Ausbildung („Usselo-Horizont“) an zahlreichen Stellen des Blattgebietes wahrgenommen werden (Kap. 3.6.1.5.2.). Die Obergrenze wird wiederum durch verschiedene Bodenbildungen des Präboreals, Boreals und vor allem des Atlantikums (Kap. 3.6.2.3.) angezeigt. Darüber folgt in der Regel ein kräftiger Podsolhorizont. Daraus geht hervor, daß die Flugsandaufwehung teilweise ohne Unterbrechung vom Spätglazial bis ins Holozän hinein stattgefunden hat. Durch den gleichmäßig starken und flachwelligen Sandauftrag wird häufig die Oberfläche der Niederterrasse vorgetäuscht. Im Bereich der Uferwälle kommt es hingegen bei verstärkter Flugsandsedimentation oder Dünenbildung zu einer Betonung der Geländemorphologie.

3.6.1.5.6. Ältere Dünen („d(1))

Entlang von morphologischen Kanten sind die Sande häufig zu größeren Dünen aufgeweht. Hierbei handelt es sich in erster Linie um Uferbegleitdünen, das heißt Strichdünen, deren Längserstreckung mit der in diesen Breiten vorherrschenden Windrichtung (West – Ost) zusammenfällt. Im allgemeinen beträgt die Mächtigkeit ca. 3 – 4 m, stellenweise, so entlang des Alkenbrinks westlich von Hövelhof, werden maximal 8 m erreicht. Während die grundwassernäheren Dünenränder und -täler dabei meist landwirtschaftlich genutzt werden, tragen die unruhig gewellten, grundwasserferneren Dünenkämme lediglich einen lockeren Kiefernbestand.

Nach den an verschiedenen Dünenaufschlüssen gemachten Beobachtungen ist die Flugsandaufwehung im wesentlichen zwischen der Alleröd-Zeit des Spätglazials und dem Atlantikum des Holozäns erfolgt. Als Hauptaufwehungszeit ist dabei die Jüngere *Dryas*-Zeit am Ausgang des Pleistozäns anzusehen (POSER 1948). Im Verlaufe des Holozäns war die Aufwehung nur noch gering. Während oder kurz nach dem Atlantikum erfolgte durch die Podsolierung der Dünenoberfläche die vorläufige Beendigung der Flugsandaufwehung und Festlegung des Dünenkomplexes. Als Beispiel hierfür sei die sogenannte Altdüne am Alkenbrink (SERAPHIM 1978: 21) angeführt, wo der Alleröd-Horizont in Form der „Usselo“-Bildung an der Dünenbasis, der Bodenhorizont des Atlantikums ca. 0,3 – 0,6 m unterhalb der mehr oder weniger kräftig podsolierten Dünenoberfläche angetroffen wurde (Kap. 3.6.2.3.).

Gegenüber den Jüngeren Dünen sind die Oberflächenformen weiträumiger und stärker abgerundet. Die gelbweiß bis grau gefärbten Dünensande sind fein- bis mittelkörnig und häufig kreuzgeschichtet.

Frostbodenbildungen

3.6.1.5.7. Periglaziale Strukturen

Dem Periglazialklima der letzten Kaltzeit entsprechen im Blattgebiet eine Reihe von Schichtstörungen im Sediment, von denen insbesondere Eiskeilbildungen, Schichtwellungen, Steinsohlen sowie Taschen- und Tropfenböden hervorzuheben sind. Entsprechend der allgemeinen Dauergefrorenis des damaligen Bodens treten diese Strukturen flächenhaft im Gelände auf, doch sind sie in der Regel nur in größeren Anschnitten oder Aufschlüssen wahrzunehmen.

Von einer Reihe von Geschiebemergelvorkommen, die in den ehemaligen Ziegeleigruben aufgeschlossen waren (z. B. Ziegeleien Müller, Udernhorst, Dresselhaus und Großekämper) werden sanderfüllte Spalten und Nester beschrieben (ARNOLD 1952)., Hierbei mag es sich neben eingestauchten Vorschüttsanden auch um Eiskeile der letzten Kaltzeit handeln. Die oberen Partien (z. B. Ziegelei Großekämper R 73 150, H 40 730) scheinen dabei geflossen zu sein (ARNOLD 1952).

Im Bereich der Sandgrube Wullengerd (R 73 900, H 41 500) bei Ostenland-Haupt fand sich die geringmächtige Grundmoräne von einer Reihe sanderfüllter Frosttaschen durchsetzt, die ihren Ausgang in den darüberliegenden Flugsanden nehmen. Periglaziale Permafroststrukturen mit bis zu 2 m tief herabreichenden Eiskeilen waren auch verschiedentlich in den oberflächennahen Schichten der Sande und Kiese im Bereich der Ziegelei Rehage (R 66 750, H 42 300) bei Westerwiehe nachzuweisen. Dort war der an der Geländeoberfläche vorhandene Flugsand in Form von schmalen Eiskeilen in die darunterliegenden Niederterrassensande eingetieft (Abb. 8, S. 55).

Die im selben Aufschluß an der Grenze Niederterrassensand/Flugsand ausgebildete, etwa 0,10 m mächtige Anreicherungszone (Steinsohle) aus kiesigem Fein- bis Mittelsand ist hingegen vermutlich als Folge einer Sedimentationsunterbrechung und flächenhaften Aufarbeitung des darunterliegenden Lockergesteinsmaterials aufzufassen. So besteht die Kiesfraktion dieser Schicht überwiegend aus Gangquarzen, Quarziten, paläozoischen Grauwacken, Plänerkalken und untergeordnet nordischen Geschieben, wie sie in den darunter anstehenden Niederterrassensanden vorhanden sind. Als Zeitraum dieser Anreicherung durch äolische Ausblasung des Feinkornanteils kommt am ehesten das Hochglazial der Weichsel-Kaltzeit in Betracht, als die Landschaft offen und vegetationslos im Periglazialbereich lag. Windkanter fehlen zwar, doch sind die Schotter der Steinsohle an der Oberfläche durch Wüstenlack zum Teil wie blank poliert (MEYER 1986). In den Niederlanden wird dieser Zeitabschnitt durch die sogenannte Beuningen-Steinsohle repräsentiert (ZAGWIJN & PAEPE 1968).

Der an zahlreichen Stellen des Blattgebietes vorhandene Alleröd-Horizont des Spätglazials zeigt sich vielfach periglazial verformt. Neben kleineren Wellungen und keilförmigen Einsenkungen in den lockeren Untergrund sind stellenweise weiträumig Verbiegungen mit bis zu 2 m Höhendifferenz zu beobachten.

3.6.2. Holozän

Das Holozän geht zum Teil ohne deutliche Grenze aus dem Pleistozän hervor. Wo der Bewuchs fehlte oder durch menschlichen Einfluß beseitigt wurde, setzte sich die Aufwehung von Flugsand und Dünen fort. In den grundwassernahen Schichten bildeten sich Torfe und anmoorige Flächen. In das Holozän fällt vor allem auch die Ausgestaltung der Talauen. Hier setzten sich überwiegend feinkörnige Sedimente wie Sand, Schluff und Ton ab.

Windablagerungen

In zahlreichen Arbeiten über die Entstehung und das Alter der westfälischen Dünen wird darauf hingewiesen, daß deren Bildung und Umformung mit dem Ende des Pleistozäns noch nicht beendet war, sondern sich bis in das Holozän hinein fortgesetzt hat. Nach der im Verlaufe dieser Zeit über die abgelagerten Sande hinweggegangenen Bodenbildung unterscheidet so MAAS (1955) aufgrund der unterschiedlichen Podsolierungsstärken zwei Dünengenerationen. Die erste Generation mit einem geringmächtigen Orterdeprofil ist danach in das Präboreal, die zweite Generation mit einem Podsol im Anfangsstadium in die Zeit der mittelalterlichen Rodungsperioden (ca. 500 – 800 n. Chr. und um 1200 n. Chr.) zu stellen. WILL (1982) weist aufgrund verschiedener Bodenbildungshorizonte sowie archäologischer Artefakte auf vier Dünengenerationen während des Holozäns hin. Vermutlich lassen sich die Aufwehungen während des Holozäns jedoch keinen bestimmten Auslöschungsfaktoren zeitlich genau zuordnen. Die Vielzahl der an verschiedenen Stellen des Münsterlandes und der Senne vorgefundenen Bodenbildungshorizonte unterschiedlichsten Alters innerhalb der Flugsandablagerungen (BÜKER 1940; LOTZE 1949; BRANDT 1950; BURRICHTER 1952; HAMBLOCH 1958; DAHM-ARENS 1970; ARNOLD 1977; SKUPIN 1980, 1982, 1983; WILL 1982) lassen eine mehr oder weniger kontinuierliche Sandaufwehung während des gesamten Holozäns wahrscheinlich erscheinen. Anlaß dafür war die ständige Umgestaltung der Landschaft durch Wasser- und Winderosion. Vor allem die Tieferlegung der Flüsse (Auenbildung) im Verlaufe des Holozäns führte zu einer Offenlegung und Ausblasung der Terrassenkanten. So finden sich die Mehrzahl der jüngeren Dünen zusammen mit den Uferwällen unmittelbar entlang der Fluß- und Bachufer.

3.6.2.1. Jüngerer Flugsand (S,a(2))

Generell gehen die jüngeren Flugsande ohne scharfe Grenze aus den älteren Flugsanden hervor. Wie diese bestehen sie aus einem gelbweißen bis grauen Fein- und Mittelsand. Nur stellenweise ist die Grenze Pleistozän/Holozän in Form eines präborealen Bodenhorizontes entwickelt. Weitaus häufiger ist der Zeitabschnitt des Atlantikums nachzuweisen, dessen fossiler Bodenhorizont im allgemeinen in einer Tiefe von 1 – 2 m unter der Geländeoberfläche anzutreffen ist (s. Kap. 3.6.2.3.). In einem Falle, und zwar im Bereich des Uferwalls am Sennebach, nördlich des Hövelbruchs, lag innerhalb der dort vorhandenen Flugsandbedeckung des weiteren eine Bodenbildung des Subatlantikums (Nachwärmezeit, Zone XIIa nach OVERBECK 1950 beziehungsweise Zone Xa nach FIRBAS 1949, 1952; Untersuchung: H.-W. REHAGEN, Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.) vor (s. Kap. 3.6.1.5.4.). Somit ist von einer Gesamtmächtigkeit der jüngeren Flugsande von ca. 0,5 – 1,5 m auszugehen.

3.6.2.2. Jüngere Dünen („d(2)“)

Die ausschließlich holozänen Jüngeren Dünen sind den Älteren Dünen häufig aufgesetzt oder angelagert und unterscheiden sich von ihnen nur durch ihre unruhig kuppige Oberfläche sowie die schwache Bodenbildung im Oberboden. Nach MAAS (1955) hat meist nur eine Bodenbildung bis zur Orterde oder Podsol-Ranker stattgefunden. Dieser Vorgang betrifft vor allem die jüngsten Sandaufwehungen während des späten Holozäns bis zur Gegenwart (Subboreal – Subatlantikum). Die letzte deutliche Podsolierung betraf Sandablagerungen des Atlantikums.

Aus dem Blattgebiet sind Jüngere Dünen von zahlreichen Stellen bekannt. Größere zusammenhängende Dünenkomplexe konnten vor allem im Bereich des Delbrücker Rückens ausgeschieden werden. Dabei handelt es sich um 2–3 m mächtige Kuppen aus gelbweißem bis grauem fein- bis mittelkörnigem, zum Teil auch grobkörnigem Sand, der den Vorschüttsanden oder älteren Flugsanden aufliegt und ohne große Sortierung aus diesen hervorgegangen ist. Markante Jüngere Dünen sind des weiteren von der Kammlinie des Dünenzuges am Alkenbrink und vom Bereich Eselsheide zu erwähnen, wo diese nördlich und südlich des Furlbachs in größerer Zahl den Nachschüttsanden der Senne unmittelbar aufsitzen.

3.6.2.3. Bodenbildung des Atlantikums

Vergleichbar dem allerödzeitlichen Bodenhorizont des Spätglazials, wird der Abschnitt des Atlantikums im Bereich des östlichen Münsterlandes durch einen geringmächtigen Humushorizont repräsentiert. Trotz der geringen Mächtigkeit ist seine Verbreitung über ein Gebiet von ca. 700 km² nachgewiesen. Im Bereich der Niederterrasse von Lippe und Ems ist er den dort lagernden geschichteten Talsanden in einer Tiefe von 1,0–1,5 m unmittelbar aufgelagert. Darüber folgen ungeschichtete Windablagerungen. Die Mächtigkeit geht über 10 cm nicht hinaus. Häufiger ist ein wenige Millimeter bis Zentimeter starkes Humusband, das an der Basis stets von einem dünnen hellen Streifen begleitet wird. Verschiedentlich sind den humosen Partikeln auch stecknadelkopfgroße Holzkohlestückchen zwischengelagert (ARNOLD 1977). Insofern stark dem Bodenhorizont des Alleröds ähnelnd, fehlt allerdings der Einfluß des periglazialen Klimabereichs, wie er im Falle des Alleröd-Horizonts während der Jüngeren *Dryas*-Zeit vorgelegen und zu entsprechenden Verformungen geführt hat.

Aus dem Bereich des Blattgebietes liegen Beobachtungsstellen weitgestreut vor. So wurde der Bodenhorizont des Atlantikums an 68 Stellen über verschieden alten Quartär-Ab lagerungen nachgewiesen. Ob sämtliche von ARNOLD (1952) angegebenen Fundstellen dabei dem Zeitabschnitt des Atlantikums zugerechnet werden können, ist bei der Ähnlichkeit mit der Tiefenlage und petrographischen Ausbildung des Alleröd-Horizontes allerdings fraglich. Zudem liegen nur in den allerwenigsten Fällen pollenanalytische Untersuchungen vor. Als Beispiel hierfür seien zwei Fundpunkte südlich des Guts Dresselhaus (R 71 720, H 49 750) sowie vom Südwestende der Anhöhe von Verl-Bornholte (R 68 370, H 48 750) angeführt (Untersuchung: G. VON DER BRELIE, Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.). Dabei handelt es sich im einen Falle um einen 0,9 m mächtigen Niedermoortorf, der unter einer 1,1 m starken Sandbedeckung liegt, im anderen Falle um eine in 1,5 m Tiefe entwickelte stark humose Feinsandlage.

Weitere Belege für eine fossile Bodenbildung während des Atlantikums stellen mehrere innerhalb des Blattgebietes vorgefundene Reste von Bodenbildungshorizonten dar. So wurde in einem Baugrubenaufschluß im Bereich Mergelheide, östlich von Schloß Holte-Stukenbrock (R 74 690, H 50 520) in 0,75 – 1,85 m Tiefe ein 0,15 m starker Bodenhorizont angetroffen, der zum Teil an der Grenze Schmelzwassersand/Flugsand, zum Teil im Flugsand selbst liegt. Seine Ausbildung ist gekennzeichnet durch einen unterschiedlich hohen Humusgehalt, zahlreiche Holzkohlestückchen sowie eine kreis- und fingerförmige Struktur, Merkmale wie sie sonst für den Usselo-Horizont des Alleröds charakteristisch sind.

Das gleiche gilt für eine innerhalb des Dünenkomplexes am Alkenbrink westlich Hövelhof angetroffene humose Fein- bis Mittelsandlage, die ca. 0,4 – 0,5 m unterhalb der Dünenoberfläche liegt und eine kreis- bis fingerförmige Struktur sowie feine Holzkohlensplinter enthält (R 74 900, H 43 600). Nach der palynologischen Untersuchung gehört das Pollenspektrum dem Atlantikum (Mittlere Wärmezeit) an, das sind die Zonen VIII a + b nach OVERBECK (1950) beziehungsweise die Zonen VI + VII nach FIRBAS (1949, 1952; Untersuchung: H.-W. REHAGEN, Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.).

Bodenbildungshorizonte des Atlantikums mit einer kreis- bis fingerförmigen Struktur sowie wechselndem Humus- und Holzkohlegehalt konnten auch noch in anderen Dünengebieten nachgewiesen werden, zum Beispiel am Südufer der Rahmke im Bereich Mergelheide (R 76 880, H 50 330) sowie südlich des Rodenbachs im Bereich Liemke (R 72 150, H 49 270), wo sie in einer Tiefe von jeweils 0,35 – 0,50 m beziehungsweise 0,40 – 0,55 m unter der Geländeoberfläche entwickelt sind.

Bach- und Flußablagerungen

Die jüngsten Ablagerungen der Flüsse und Bäche liegen in den Talauen. Darüber hinaus finden sich Flußablagerungen des Holozäns auch in Form von Hochflutabsätzen in den Dammbetten der Sennebäche.

Die Ausdehnung und Eintiefung der Talauen in den Gesteinsuntergrund ist je nach Flußabschnitt, Gefälle und Fließgeschwindigkeit des Wassers unterschiedlich. Beide Merkmale zeigen von Ost nach West beträchtliche Unterschiede.

Im Gebiet der oberen („trockenen“) Senne sind die schmalen Sohlen der Bachtäler in Form von Kastentälern bis zu 15 m in die Schmelzwasserablagerungen des Senne-Sanders eingetieft. Beim Übertritt in die Verebnungsfläche der Oberen Niederterrasse der Ems, insbesondere im Bereich der unteren („feuchten“) Senne, verschwinden die Geländeunterschiede mehr und mehr. Vielfach ist die Verebnungsfläche der Talau dort zum Bach hin schwach geneigt, so daß ein ebener Talboden fehlt beziehungsweise keine deutliche Kante zu den Talsanden der Niederterrasse gegeben ist. Häufig ist die seitliche Begrenzung auch durch junge Flugsandaufwehungen überdeckt. Die stellenweise faßbaren Geländeunterschiede betragen somit dort höchstens 0,5 – 1 m. Viele kleinere Gewässer oder Bachstücke innerhalb der Niederterrasse der Ems haben überhaupt keine eigenen Talböden entwickelt. Eine klar umrissene Aue hat sich die Ems erst unterhalb Krukenhorst geschaffen. Dort ist die bis zu 1,5 km breite Talau durchschnittlich 0,5 – 2 m in die Talsande der Oberen Niederterrasse eingesenkt. Entlang dem zwischen Krukenhof und Papenhof entwickelten Uferwall ist dieser Betrag um weitere 1 – 3 m erhöht. Das gleiche gilt auch für verschiedene Geschiebelehmvorkommen (z. B. Drumilins) innerhalb des Blattgebietes, deren Erosionskanten stellenweise direkt zur Bachau hin abfallen. Häufig sind die Ränder zur Talau dabei künstlich

abgestochen, um einen gleichmäßigen Abstand zum Grundwasser und eine geradlinige Begrenzung zum angrenzenden Flurstück zu erhalten.

Die Zusammensetzung der Talauenablagerungen ist recht einheitlich. Ganz überwiegend handelt es sich um einen Fein- bis Mittelsand, dem stellenweise mehr oder weniger Schluff und Ton beigemischt ist. Dies wiederum ist abhängig von der Beschaffenheit des Untergrundes im jeweiligen Einzugsgebiet. Nach dem Überwiegen der einen oder anderen Komponente kann so zwischen einem Auensand und einem schwach lehmigen Auensand unterschieden werden. Ein gewisser Schluff- oder Tongehalt ist jedoch auch für die „reinen“ Auensande als typisch anzusehen. Daneben finden sich in den Senken weit verbreitet moorige und anmoorige Bildungen.

3.6.2.4. Auensand (,S,ta;Sl,ta)

Der überwiegende Teil der Talauen wird von sandigen Ablagerungen eingenommen. In Form von gelbweißen bis grauen, schwach bis stark humosen Fein- bis Mittelsanden sind sie den Talsanden der Oberen Niederterrasse aufgelagert, wobei sie häufig von torfigen Bildungen unterbrochen werden. Demgegenüber treten bindigere Auensedimente stark zurück. Deren Hauptverbreitungsgebiet ist die stark verengte Ems-Aue unterhalb der Westerloher Mühle, wo eine Anzahl kleinerer Flächen aus schluffig-tonigem bis tonig-schluffigem Sand dem Auensand zwischengelagert sind. Offenbar macht sich dort der Einfluß der nördlich und südlich davon anstehenden Kreide-Anhöhen bemerkbar, von denen schluffig-toniges Verwitterungsmaterial abgeschwemmt und in der Ems-Aue abgelagert wurde. Das gleiche gilt auch für den Nordrand der Grubebach-Niederung, entlang dem sich deutlich bindigere Auenablagerungen nachweisen lassen. Ausgangsmaterial sind hier die Vorschüttssande und Beckentone des Delbrücker Rückens. Ein weiteres Vorkommen von anlehmigem Auensand stellt wenig westlich von Kaunitz eine kleinere Fläche im Bereich Grasmeerwiesen zwischen Roden- und Wapelbach dar. Die Mächtigkeit des Auensandes beträgt im allgemeinen 1,5 m. Seine Ablagerung fällt vermutlich in das mittlere und jüngere Holozän (Atlantikum – Subatlantikum; vgl. SKUPIN 1983).

3.6.2.5. Wiesenkalk und Wiesenmergel (,Kw)

Im Gegensatz zu dem südlich angrenzenden Gebiet von Blatt 4217 Delbrück, auf dem sich Wiesenkalk und Wiesenmergel, etwa im Bereich der Grubebach-Niederung, flächenhaft ausscheiden ließen, fehlen derartige Abscheidungen innerhalb des Blattgebietes Verl fast vollständig. Sie sind nur stellenweise in Form von dünnen Lagen innerhalb von Grundwasserböden nachzuweisen und stehen dabei offensichtlich mit den zum Teil nahe an die Geländeoberfläche herankommenden Oberkreide-Gesteinen in Verbindung (MERTENS 1980).

Im Gegensatz zum Wiesenmergel (50–70% Calcit), der überwiegend mechanisch zur Ablagerung gelangt und daher meist durch Sand, Schluff und Ton verunreinigt ist, verdankt der Wiesenkalk (> 70% Calcit) seine Entstehung einer mehr chemischen Sedimentation im wassererfüllten Sediment. In dem carbonatgesättigten Grundwasser wird Calciumcarbonat dabei durch Erwärmung und Verdunstung sowie unter Beteiligung von Pflanzen, besonders Algen, zusammen mit geringen mineralischen Einschwemmungen abgeschieden. Außerdem sind häufig zahlreiche Schalen von Wasserschnecken darin eingelagert. Im grundwas-

sererfüllten Zustand vergleichsweise dicht gelagert und von schmieriger Konsistenz bildet der Wiesenkalk an der Luft eine bröckelige strukturlose Masse von hellgrauer bis weißlicher Farbe. Der Carbonatgehalt beträgt meist > 90 %. Die Bildung des Wiesenkalks und Wiesenmergels ist vermutlich während des frühen bis mittleren Holozäns erfolgt.

3.6.2.6. Weißeisenerz und „Blaueisenerde“

Zusammen mit den torfigen Bildungen der Bachauen werden verschiedentlich, so zum Beispiel im Gebiet Brandheide am Rodenbach nördlich von Kaunitz (R 70 300, H 48 770) feinporös-strukturlose, durch Sand und Humusstoffe verunreinigte weiße bis hell- oder dunkelbraune Eisenerze angetroffen. Manche Stücke davon sind von erdig-weichen, dunkelblauen Einschaltungen durchsetzt.

Nach der mineralogischen Zusammensetzung (Untersuchung: G. STADLER, Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.) handelt es sich bei den weißen bis hellbraunen oder braunschwarzen Erzpartien überwiegend um Weißeisenerz (Siderit, FeCO_3), die dunkelblauen Mineralneubildungen bestehen hingegen aus „Blaueisenerde“ (Vivianit, $\text{Fe}_3[\text{PO}_4]_2 \cdot 8 \text{H}_2\text{O}$). Beide Bildungen sind charakteristisch für ein stark reduzierendes Milieu. Unter Luftabschluß kommt es dabei zur Abscheidung von kolloidalem Eisencarbonat oder bei Zutritt von phosphorhaltigen Lösungen aus sich zersetzenden Organismen zu Vivianit. Innerhalb flacher Gewässer oder grundwassererfüllter Böden stellen sie häufig die ersten Abscheidungen innerhalb der Abfolge Vivianit – Siderit – Limonit (Goethit) dar (CORRENS 1968).

3.6.2.7. Raseneisenstein (,Er)

In den grundwassernahen Schichten des Blattgebietes, so insbesondere in den Talauenablagerungen der Flüsse und Bäche werden weitverbreitet Ausfällungen von Raseneisenstein („Sumpferz“) angetroffen. Die rostbraunen, in Form von erdig-mehligten Anhäufungen oder knollig-knauerigen bis schlackenförmigen, dann festen Abscheidungen sind durch einen unterschiedlich hohen Gehalt an Brauneisen beziehungsweise mineralischer Substanz gekennzeichnet. Je nach deren Gehalt ist das Gefüge dicht oder porös. Trotz ihrer weiten Verbreitung sind die einzelnen Vorkommen meist klein und auf nesterartige bis quadratmetergroße Einschaltungen begrenzt.

Vorkommen von Raseneisenstein sind insbesondere von drei Stellen des Blattgebietes bekannt. Dazu gehören die Emsniederung unterhalb der Westerloher Mühle, der Bereich Grasmeeerwiesen am Wapelbach westlich Kaunitz sowie das Gebiet nördlich des Wasserwerkes Mühlgrund südwestlich von Schloß Holte-Stukenbrock. Eine am Südrand des Blattgebietes bei Lippling angetroffene Raseneisensteinbildung gehört räumlich zum Gebiet des Grubebachs (vgl. SKUPIN 1983). Die genannten Vorkommen wurden im vergangenen Jahrhundert zum Teil wirtschaftlich genutzt (s. Kap. 6.2.).

Anders als die Ortsteinbildung in nährstoffarmen Böden oberhalb des Grundwasserspiegels geschieht die Ausfällung des Sumpferzes durch Oxidation in flachen grundwassererfüllten Senken. Das zumeist in der Nähe von Anmooren und Niedermooren durch Humuskolloide in Lösung gehaltene zweiwertige Eisen wird dabei unter Beteiligung von Algen und Eisenbakterien (z. B. *Crenothrix*) in die dreiwertige Form (Eisenoxid oder Eisenhydrat = Brauneisenstein) übergeführt (FIEGE 1950, NOLLAU 1970). Danach findet durch Entwässerung eine Anreicherung und Verfestigung zu Raseneisenstein (Limonit, Goethit) statt.

Moorbildungen

3.6.2.8. Niedermoor (,Hn)

Durch Verlandung von offenen Wasserflächen oder auf Mineralboden bei hochstehendem Grundwasser sind an zahlreichen Stellen des Blattgebietes Niedermoore entstanden. Sie sind aus Wasser- und Sumpfpflanzen (z. B. Rohrkolben, Schilf, Seggen) sowie Beimengungen von Erle zusammengesetzt. Stellenweise hat sich heute auf ihnen ein Erlen- und Birkenbruchwald entwickelt, zum Teil sind durch Bodenkultivierung (Übersandung, Grundwasserabsenkung) und wirtschaftliche Ausbeutung nur Reste von ihnen übriggeblieben (MERTENS 1980).

Die Niedermoore liegen in erster Linie in den Niederungen der Flüsse und Bäche, wo eine dauernde Übersättigung gegeben ist. Große Moorflächen sind so vor allem unmittelbar nördlich des Delbrücker Rückens anzutreffen, wo sich Furlbach und Ems sowie deren Nebenbäche eine breite Talaue geschaffen haben. Innerhalb dieses von Hövelhof über Kaunitz nach Westerloh verlaufenden Geländestreifens ist ein mehr oder weniger zusammenhängendes Sumpfgebiet entstanden, das durch Namen wie Lauerbruch, Rengerings Bruch, Espeler Wiesen, Steinhorster Bruch und Fächtebruch gekennzeichnet ist. Größere und kleinere Moorflächen finden sich auch im nördlichen Blattgebiet entlang der Hangfüße der Geschiebelehmücken sowie der Täler zwischen ihnen. Des weiteren sind einzelne Niedermoorflächen vom Südrand des Delbrücker Rückens zu erwähnen, wo das über stauenden Schichten der Vorschüttablagerungen austretende Hangwasser stellenweise zu einer Vermoorung geführt hat.

Die Mächtigkeit der Niedermoore schwankt im allgemeinen zwischen 0,5 – 1,0 m, stellenweise werden auch 1,50 m erreicht. Ihre Entstehung fällt in das Holozän. Für den Bereich des Steinhorster Bruchs ist das Einsetzen der Torfbildung pollenanalytisch dabei bereits im Frühholozän (Zone V/VI nach OVERBECK 1950 bzw. IV/Va nach FIRBAS 1949, 1952 = Wende Präboreal/Altboreal) belegt. Mehrfach durch geringmächtige humusfreie Sandlagen unterbrochen, setzt sich die Torfbildung bis in das Mittelholozän (Zone VIII nach OVERBECK 1950 bzw. VI und VII nach FIRBAS 1949, 1952 = Atlantikum und Zone VIII/IX nach OVERBECK 1950 bzw. VII nach FIRBAS 1949, 1952 = Wende Atlantikum/Subboreal) fort (Untersuchung: H.-W. REHAGEN, Geol. L.-Amt, Nordrh.-Westf.). An anderer Stelle dürfte die Torfbildung auch noch im Spätholozän bis hin zur Gegenwart stattgefunden haben (s. REHAGEN in SKUPIN 1983).

3.6.2.9. Anmoor und Moorerde (,Hm)

An den Rändern der Torfmoore oder als Ausfüllung flacher, vom Wind ausgeblasener Wannen und Senken mit sehr hohem Grundwasserstand und Sauerstoffmangel in den obersten Bodenschichten kommt es nicht zum völligen Abbau der dem Sand zwischengelagerten pflanzlichen Substanz und damit zu einer Ansammlung von Humusstoffen. Sind größere Mengen von Mineralstoffen beigemischt, so werden diese Bildungen als Anmoor (< 30 % organische Masse) oder Moorerde (30 – 60 % organische Masse) bezeichnet.

Anmoor und Moorerde sind in der Kartendarstellung zusammengefaßt. Für ihre Verbreitung gelten dieselben Angaben wie für die Bildungen des Niedermoores (s. Kap. 3.6.2.8.). Die Mächtigkeit der anmoorigen Bildungen schwankt zwischen wenigen Zentimetern bis 0,4 m.

3.6.2.10. Künstliche Aufschüttung oder Auffüllung („y“)

Bei den künstlichen Aufschüttungen und Auffüllungen des Blattgebietes handelt es sich in erster Linie um Abraum, Erdaushub, Bauschutt und Hausmüll. Diese wurden vor allem in den verbliebenen Restlöchern der ehemaligen Ziegelei- oder Sandgewinnungsbetriebe eingebracht. Insbesondere bei letzteren war darauf zu achten, daß keine Berührung mit dem Grundwasser erfolgen konnte. Durch Aufbringen von kulturfähigem Bodenmaterial sind die künstlich veränderten Flächen heute großenteils wieder rekultiviert und werden forst- und landwirtschaftlich genutzt. Infolge der begrenzten Auswahl an geeigneten Standorten innerhalb des Kreisgebietes Gütersloh ist daran gedacht, die westlichste, bereits wieder verfüllte Tongrube der Ziegelei Rehage/Westerwiehe in eine Hochdeponie umzuwandeln. Eine kommerzielle Nutzung erfährt diese Deponie zur Zeit dadurch, daß das dort bei dem Zersatz der Abfallstoffe anfallende Methangas zur Feuerung der Brennöfen eingesetzt wird.

Aufschüttungen kleineren Ausmaßes stellen die künstlichen Übersandungen eines Teils der Niedermoor- und Anmoorflächen dar. Der Verlauf der Ems wurde begradigt und zum Schutz gegen Hochwasser, zum Beispiel im Bereich Steinhorst, durch Dämme eingefaßt.

Von den innerhalb des Blattgebietes vorhandenen künstlichen Aufschüttungen und Auffüllungen („Alttablagerungen“) ist sicherlich nur ein Teil erfaßt. Die auf der Karte dargestellten Standorte geben insofern nur den augenblicklichen Wissensstand wieder.

4. Gebirgsbau

Das Blattgebiet Verl liegt am Ostrand des Münsterländer Kreide-Beckens. Es gehört damit zum östlichen Verbreitungsgebiet der Oberkreide, welche der Rheinischen Masse unmittelbar aufgelagert ist. Das gleichmäßige Einfallen der Schichten gegen das Innere des Kreide-Beckens ist dabei im wesentlichen auf die einengende subherzyn-laramische Gebirgsbildung in der ausgehenden Kreide-Zeit zurückzuführen. Erste subherzyne Bewegungen machen sich bereits während des Unterconiacs durch frühdiagenetische synsedimentäre Gleitungen in dem sich im südlichen Vorland des Teutoburger Waldes bildenden Meerestrog (Vorosning-Senke) bemerkbar (VOIGT 1962, 1963, 1970, 1977; VOIGT & HÄNTZSCHEL 1964). Als Folge der Hebung der Nordwestfälisch-Lippischen Schwelle (Niedersächsisches Tektonogen, BOIGK 1968) sank dort die Erdkruste verstärkt ein (subsequente Saumsenke, VOIGT 1963) und nahm im Verlaufe der Oberkreide große Sedimentmassen in sich auf. Am Ende des Campans verstärkte sich der Einengungsdruck aus Nordosten, und es setzte die Heraushebung und Verformung der Kreide-Ablagerungen ein. An der Wende Kreide/Tertiär fiel das Gebiet trocken. Im Zuge der Heraushebung der Gesteinsschichten kam es zu einer verstärkten Bruchtektonik und der Entstehung von Nordwest-Südost (herzynisch) gerichteten Querstörungen.

Der paläozoische Untergrund der Rheinischen Masse wird von den Kreide-Ablagerungen diskordant überlagert. Er ist im Blattgebiet Verl nirgends aufgeschlossen oder durch Bohrungen erfaßt. Die unter der Kreide-Bedeckung verborgenen groß- und kleintektonischen Baueinheiten des paläozoischen Untergrundes und ihre Auswirkung auf die jüngere Sedimentüberdeckung sind daher nur teilweise genauer bekannt.

4.1. Lagerungsverhältnisse des variscischen Untergrundes

Der Faltenbau des Ruhrkohlenbeckens setzt sich in östlicher Richtung bis in den Bereich des Blattgebietes fort. Auch dort ist der paläozoische Untergrund durch eine Anzahl von Sätteln und Mulden untergliedert (HOYER et al. 1974, CLAUSEN & JÖDICKE & TEICHMÜLLER 1982, PLAUMANN 1982). Allerdings wurden hier die Schichten des Paläozoikums nur noch von einer flachwelligen und flachgründigen Faltung betroffen (HOYER 1964). Dabei liegt das Blattgebiet im wesentlichen in dem Bereich der Wittener Hauptmulde zwischen dem Stockumer Sattel im Norden und dem Soester Sattel im Süden (Abb. 10). Der Soester Sattel

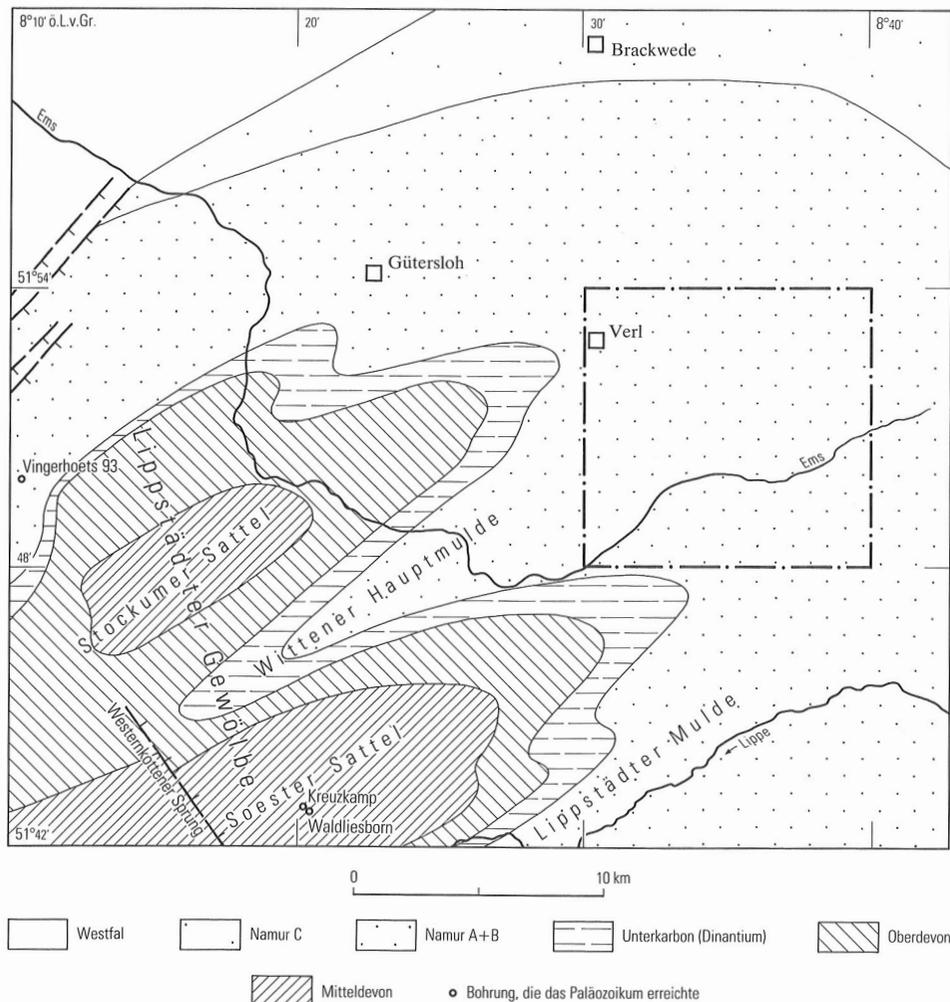


Abb. 10 Tektonische Baueinheiten des paläozoischen Untergrundes (nach CLAUSEN & JÖDICKE & TEICHMÜLLER 1982)

stellt eine Fortsetzung des Velberter Sattels dar. Die Sattel- und Muldenbereiche sind zum Teil spezialgefaltet. Dabei nimmt die Intensität der Faltung von Südosten nach Nordwesten langsam ab. Nach Westen zu wird dieser Faltenbau von dem Devon- und Prädevon-Aufbruch des Lippstädter Gewölbes erfaßt. Hierbei handelt es sich um eine synorogen geprägte, querschlägige Hebungszone im Bereich des Variscikums und Subvariscikums (HOYER et al. 1974).

Über die mit der Faltung der variscischen Saumsenke in engem Zusammenhang stehenden weiteren tektonischen Bauelemente (Längs- und Querstörungen, Überschiebungen, Blattverschiebungen, Klüfte etc.) ist wenig bekannt. Wie seismische Messungen ergeben haben, ist im Süden eine mehr oder weniger starke nordwestvergente Verschuppung des Gebirgskörpers vorhanden, die nach Nordwesten zu langsam abklingt (HOYER in ARNOLD 1977). Ob sich einzelne der großen Überschiebungen des Ruhrgebietes bis in das Blattgebiet hinein fortsetzen, ist unbekannt. Das gleiche gilt für das Vorhandensein von größeren querschlägigen Bruchelementen. Die nächstgelegenen bekannten, den Faltenbau des Gebirges in Nordnordwest – Südsüdost-Richtung querenden Verwerfungen sind der Salzkottener, Westernkottener und Beckumer Sprung im südöstlichen Münsterland.

Im Südwestteil des Blattgebietes ist der Untergrund nach refraktionsseismischen Untersuchungen (PRAKLA, Hannover) anscheinend in eine Reihe postvariscisch entstandener Schollen gegliedert, wobei sich die Bruchtektonik bis in das Kreide-Deckgebirge fortsetzt (s. Kap. 4.2.). Dabei ist am Südwestrand des Blattgebietes die Grenze Karbon/Kreide entlang einer Ostsüdost verlaufenden Abschiebung ca. 100 m gegeneinander verworfen. Das Einfallen der Störung ist mit ca. 70° nach Norden gerichtet. Zusammen mit einer auf dem angrenzenden Blattgebiet 4217 Delbrück vorhandenen, spitzwinklig darauf zulaufenden Störung schließt sie ein tektonisches Hochgebiet ein. Weitere kleinere, jedoch mehr Südwest – Nordost gerichtete Abschiebungen (Sprunghöhen bis 50 m) scheinen noch weiter nördlich im Gebiet Österwiehe vorhanden zu sein. Ob es sich bei diesen Abschiebungen um altangelegte variscische Störungen handelt, die in jüngerer Zeit wieder aufgelebt sind, oder um jüngere subherzyn-laramische oder tertiäre Störungen, kann nicht gesagt werden.

4.2. Lagerungsverhältnisse des Kreide-Deckgebirges

Die Kreide-Schichten liegen dem paläozoischen Untergrund diskordant auf. Die größten Kreide-Mächtigkeiten werden unmittelbar südwestlich des Teutoburger Waldes, ungefähr in der Linie Rheine – Gütersloh erreicht. Dies geht auf die asymmetrische Einmuldung des Kreide-Beckens ab der höheren Oberkreide am Nordrand der Rheinischen Masse zurück und macht sich offenbar auch noch innerhalb des Blattgebietes bemerkbar. Darauf deuten die Ergebnisse der Refraktionsseismik im Gebiet von Gütersloh (PRAKLA, Hannover) sowie verschiedene im Rahmen der Kartierung durchgeführte tiefengeoelektrische Messungen (Bearb.: E.-K. BLOHM, Niedersächs. L.-Amt Bodenforsch., Hannover), die eine generelle Mächtigkeitszunahme von Südost nach Nordwest erbrachten. Dabei ist insbesondere im Südwestteil des Blattgebietes ein enger begrenzter Bereich auszuscheiden, in dem die Muldenachse deutlich nach Südosten abbiegt. Dies stimmt gut mit den Angaben von ARNOLD (1964: 607) überein, wonach der Bereich größter Mächtigkeit, das heißt die Muldenachse des Kreide-Beckens, aus der 120°-Richtung im nördlichen Münsterland in eine ca. 150°-Richtung im östlichen Münsterland umbiegt. Entsprechend der Lage des Blattgebietes am Südostende der Kreide-Mulde besitzen die Schichten ein umlaufendes Streichen und fallen flach nach Nordwesten, Westen beziehungsweise Südwesten hin ein.

Soweit die Tagesaufschlüsse und Bohrungen erkennen lassen, sind die Kreide-Schichten darüber hinaus stellenweise flachwellig verformt. So sind im Bereich Westerwiehe einzelne, ungefähr 300 m breite und 600 – 700 m lange Sättel und Mulden ausgebildet, deren Amplituden ca. 10 m von Sattel- zu Muldenkern betragen und deren Längsachsen in Richtung Westnordwest – Ostsüdost verlaufen. Innerhalb dieser Undulationen besitzen die Kreide-Schichten bei umlaufendem Streichen ein flaches Einfallen von 2–8° in wechselnden Richtungen. Unabhängig von dieser Faltung beträgt das Generalstreichen der Kreide-Schichten ca. 35–40°, das Einfallen liegt bei 0,5° Nordwest (SCHÖNFELD 1985 a).

4.2.1. Störungen

Größere Störungen mit einem Schichtenversatz von durchschnittlich 50–100 m sind lediglich aus dem Westteil des Blattgebietes bekannt. Von den dort im Karbon ansetzenden Störungen läßt sich insbesondere die unmittelbar nördlich des Südrandes des Blattgebietes in Richtung Ostsüdost verlaufende Abschiebung bis zur Geländeoberfläche durchverfolgen und anhand der dort angesetzten Kartierbohrungen mikropaläontologisch auch belegen. Dabei sind Schichten des Mittelsantons gegen Schichten des Obersantons und Unterampans versetzt.

Kleinere Störungen mit Versatzbeträgen bis zu 3 m werden von SCHÖNFELD (1985 a) aus der Tongrube der Ziegelei Rehage beschrieben. Dort sind in den Tonmergeln des Obersantons einerseits glatte, dünne Störungen mit einem Einfallen von 35–70°, andererseits brekziöse und etwas breitere (bis 8 cm) Störungen mit einem Einfallen von 10–40° zu beobachten. Das Streichen dieser Störungen verläuft allgemein Nordost–Südwest bei einem wechselseitigen Einfallen nach Nordwest und Südost. Generell handelt es sich um Einengungsformen, das heißt Aufschiebungen, die eine Beanspruchung in nordwest–südöstlicher Richtung widerspiegeln. Als Ursache ist der auf den Untergrund einwirkende Druck des saalezeitlichen Inlandeises anzunehmen (Glazialtektonik).

Ebenfalls auf eistektonische Beanspruchung sind vermutlich jene Kleinststörungen zurückzuführen, die gelegentlich in den Schmelzwasserablagerungen im Hangenden der Kreide-Mergel anzutreffen sind. Hierbei handelt es sich um Abschiebungen, bei denen die Schichten nur um wenige Zentimeter gegeneinander versetzt sind. Die vertikale Reichweite dieser Abschiebungen beträgt ebenfalls nur einige Zentimeter. Sie sind als Dehnungserscheinungen im Zusammenhang mit Einengungsvorgängen unter dem Eis aufzufassen. Darüber hinaus spielt eventuell auch die Druckentlastung auf das Sediment beim Rückschmelzen des Gletschereises eine Rolle. Hierher gehören vermutlich die von ARNOLD (1952: 26) beschriebenen Absonderungsflächen im Geschiebemergel der ehemaligen Ziegelei GroßBekämper („Auf der Kanneword“) nordwestlich von Ostenland. Innerhalb der Nachschüttsande sind Abschiebungen vor allem auf Nachsackungen der Lockersedimente über abtauemdem Toteis zurückzuführen (PRANGE 1978).

4.2.2. Klüfte

Neben den in Kapitel 4.2.1. beschriebenen Kleinststörungen sind in den Kreide-Mergeln vor allem zahlreiche Klüfte zu beobachten. Am häufigsten sind dabei 3–8 mm breite, mit hellgrauem Ton verfüllte, gebogene Klüfte anzutreffen, die über eine Entfernung von wenigen Metern Richtung und Einfallen ändern (Abb. 2, S. 27). Seltener sind offenstehende Klüfte, die auf weite Strecken durchlaufen und wasserführend sind. Insgesamt sind diese

Kluffflächen zwei Flächenpaaren zuzuordnen, die mehr oder weniger senkrecht aufeinander stehen (Abb. 11):

einem $57-60^\circ$ und $134-145^\circ$
und $3-6^\circ$ und 96° streichenden Flächenpaar

Bezogen auf die nach Westen bis Nordwesten gerichteten Faltenachsen (Kap. 4.2.) sind die $57-60^\circ$ und $134-145^\circ$ streichenden Klufflächen dabei als Diagonal-, die 5° streichenden Flächen als Quer- und die 96° streichenden Flächen als Längsklüfte anzusehen. Dieses Muster ist nach SCHÖNFELD (1985 a) auf eine schwache Beanspruchung in Richtung Nord-nordost – Südsüdwest (rheinisch) zurückzuführen. Nach BÖKE (1963) ist bei den als Diagonalklüfte angesehenen Flächenpaaren aber auch ein Einfluß des Grundgebirges nicht auszuschließen. So zeichnen in den Oberkreide-Deckschichten zonale Kluffhäufungen mit 55° -Streichen die Struktur des variscischen Unterbaus nach. Die $140-150^\circ$ -Richtung (steil herzynisch) ist hingegen als faltenbezogenes Querelement zum Südwest – Nordost verlaufenden Faltenbau aufzufassen.

Nach neueren Erkenntnissen (KOWALD 1984) sind Bruchstrukturen des Untergrundes auch in Lockersedimenten des näheren und weiteren Untersuchungsgebietes nachzuweisen. So sind im Bereich der Senne in verschiedenen Sandgruben, so auch in der Sandgrube Weiser (R 77 270, H 49 000), gut geregelte orthogonale Kluffsysteme ausgebildet, die besonders an länger freistehenden, der Winderosion ausgesetzten Abbaukanten zu beobachten sind. Sie zeigen im allgemeinen einen hohen Regelungsgrad und große Richtungskonstanz. Die Hauptkluffrichtung liegt bei $70-80^\circ$, die Nebenklufttrichtung bei 170° . Als Ursache für die Anlage der Trennflächen sind vermutlich Zugspannungen anzunehmen, wie sie bei unterschiedlichen Setzungsbeträgen über Erosionsrinnen oder durch reaktivierte Bruchsysteme in der unterlagernden Oberkreide vorhanden sind. Großräumig stimmt die 75° -Klufttrichtung mit der Bruchstruktur des Falkenhagener Lias-Grabens überein, der sich über das Eggegebirge bis in den Raum Paderborn – Gütersloh bemerkbar zu machen scheint. Die

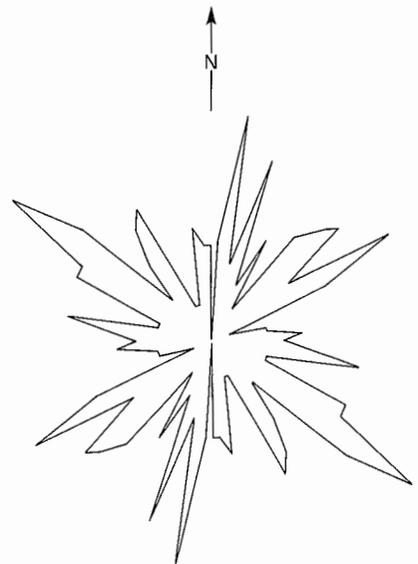


Abb. 11
Kluffflächendiagramm aus Tonmergelsteinen
des Obersantons; Ziegelei Rehage; R 66 750,
H 42 300 (nach SCHÖNFELD 1985 a)

165°-Richtung (eggisch) ist vermutlich auf Klüfte und Störungen des unterlagernden spezialgefalteten Oberkarbons zurückzuführen, die sich durch eine schwache kretazische und postkretazische Dehnungstektonik bis in das Deckgebirge fortgebaut hat (KRONBERG 1977, 1982).

5. Erd- und Landschaftsgeschichte

Von den im Blattgebiet verbreiteten Gesteinsschichten sind nur die Sedimente der Oberkreide und des Quartärs durch Aufschlüsse näher bekannt. Über die geologischen Formationen des tieferen Untergrundes ist vergleichsweise wenig bekannt. Nach den in der näheren und weiteren Umgebung des Blattgebietes vorhandenen Tiefbohrungen (z. B. Blatt 4317 Geseke und 4118 Senne) handelt es sich jedoch auch dort um Ablagerungen des Devons und Karbons.

Sie sind Bestandteil des variscischen Meerestrogos, der sich über einen Zeitraum von Millionen von Jahren in Südwest - Nordost-Richtung erstreckte und von Süden nach Norden fortwandernd sowohl Abtragungsmassen des nordwesteuropäischen Festlandes (Old-Red-Kontinent) sowie der im Süden aufsteigenden Gebirgsteile der Rheinischen Masse in sich aufnahm. Die Gesteinsausbildung entspricht dabei der paläogeographischen Entwicklung und Gliederung des variscischen Geosynklinalraumes.

Die Ablagerungen des Devons sind innerhalb des Blattgebietes durchweg mariner Entstehung. Entsprechend der im Verlauf des Devons stattfindenden Verlagerung des Beckentiefsten von Süden nach Norden sind die Gesteinsschichten in den einzelnen Devonstufen verschieden ausgeprägt. Je nach Entfernung zum nördlich gelegenen Festland ist eine mehr submarine oder marine Gesteinsausbildung zu beobachten (Rheinische und Herzynfazies; H. SCHMIDT 1962). Mächtigen, den Liefergebietsnäheren Teil des Schelfes charakterisierenden Sandsteifolgen mit Buntschieferinlagerungen im Unter- und Mitteldevon stehen im Oberdevon zum Teil Beckenablagerungen in Form geringmächtiger Tonsteinserien mit Sandsteinbänken gegenüber. Die Grenze Schelf/Becken ist durch Stromatoporen- und Korallenriffe gekennzeichnet. Auch im Unterkarbon setzte sich die Absenkung fort. Im tiefen, sauerstoffarmen bis -freien, oftmals Schwefelwasserstoff enthaltenden Wasser kam es zur Ablagerung von geringmächtigen Stillwassersedimenten, die heute als Alaunschiefer, Kieselschiefer (Lydit) und Kieselkalk (Kulmfazies) vorliegen.

An der Wende Unter-/Oberkarbon geriet das Blattgebiet zunehmend in den Einflußbereich der im Zentrum der Geosynklinale beginnenden variscischen Gebirgsbildung. Die von dem sich heraushebenden Gebirge stammenden Abtragsmassen sammelten sich im Vorland des Gebirges in einer Vortiefe, der subvariscischen Saumsenke. Während des Flözleeren (Namur A + B) kamen so große Mengen von Sand, Schluff und Ton zur Ablagerung. Im Namur C verflachte der Ablagerungsraum mehr und mehr. In der nun paralischen (lagunären) Fazies kam es zeitweise zu ausgedehnten Vermoorungen, die immer wieder von marinen Ingressionen unterbrochen wurden. Durch die Versenkung in größere Tiefen entstanden daraus später die steinkohlenführenden Schichten des flözführenden Oberkarbons (Namur C, Westfal). Zusammen mit den Schichten des flözleeren Oberkarbons erreichen sie Mächtigkeiten von schätzungsweise 5 000 m.

An der Wende Westfal/Stephan wurden auch die Sedimente der Vortiefe aufgefaltet und dem variscischen Gebirge angegliedert (asturische Phase). Schon bald nach der Heraushe-

bung der Schichten im jüngsten Oberkarbon und im Rotliegenden fand die Einebnung des Faltegebirges statt. Auch dieser Teil der Rheinischen Masse wurde Abtragungsgebiet und Teil eines Festlandes, das während der gesamten Rotliegend-Zeit, dem Zechstein und der Trias bestand. Erst im Bereich des Teutoburger Waldes werden Sedimente der genannten Formationen angetroffen. Sie stoßen dort an die nördliche Grenze der Rheinischen Masse, die als Halbinsel auch weiter im Osten und Westen vom Meer umgeben war (HESEMANN 1967).

In der Kreide-Zeit stieß das Meer transgressiv in südwestlicher Richtung gegen die Rheinische Masse vor. Der im Verlaufe der gebirgsbildenden Bewegungen des Juras (kimmerische Phase) entstandene Münsterländer Abbruch wurde überflutet und von den Ablagerungen des Neokoms bedeckt. Die westliche Grenze des Neokoms ist dabei ungefähr entlang dem Fuß von Eggegebirge und Teutoburger Wald zu ziehen, im Gault ist das Meer bis ungefähr an den Ostrand des Blattgebietes vorgedrungen. Sowohl im Neokom als auch im Gault wurden im Bereich des Ostrandes der Rheinischen Masse überwiegend sandige Sedimente abgelagert.

Nach Ablagerung des Flammenmergels, einem hellen, harten, kieselig-mergeligen Gestein, der noch in das Alb zu stellen ist, ergriff die Transgression des Kreide-Meeres mehr und mehr Besitz von den übrigen Landesteilen Westfalens. Während des Cenomans und Turons wurde die gesamte Münsterländer Bucht von den Wassermassen des Oberkreide-Meeres überflutet und in den Sedimentationsbereich mit einbezogen. Im Gegensatz zu den sandig-tonigen Ablagerungen der Unterkreide-Zeit kamen jetzt überwiegend mergelige und kalkige Sedimente zur Ablagerung. Nur in den südlichsten Randbereichen, entlang des Anstiegs zum Rheinischen Schiefergebirge, kommen noch sandige Gesteine vor; sie liegen außerhalb des Blattgebietes. Von der Küste gegen das Beckeninnere fortschreitend treten zunehmend mergelige und kalkige Gesteine auf. In vielfacher Wechsellagerung neben- und übereinander bilden sie die sogenannte Plänerfazies. Trotz vereinzelt anhand von Schichtunregelmäßigkeiten beobachteter unruhiger Sedimentationsbedingungen scheint die Ablagerung der Sedimente relativ gleichmäßig und konstant vor sich gegangen zu sein. Einzelne Leitbänke lassen sich so relativ mühelos über größere Entfernung verfolgen. Im Mittel- bis Oberconiac, Santon und Untercampan wurde bei weiterer Absenkung und Nordkipfung des Meeresbodens nur noch Tonmergel sedimentiert; die Meerestiefe scheint dabei bereits wieder flacher geworden zu sein. Im Bereich des Blattgebietes sind an der Grenze Coniac/Santon verstärkt sandige Einschaltungen festzustellen.

Mit dem Rückzug des Meeres am Ende der Kreide-Zeit wurden im Verlauf der saxonischen Gebirgsbildung Egge und Teutoburger Wald herausgehoben. Die im paläozoischen Untergrund vorhandenen Bruchstrukturen lebten postkretazisch wieder auf und setzten sich in das Kreide-Deckgebirge fort.

Während des Tertiärs war das Gebiet Festland. Die Transgressionen des Tertiär-Meeres haben das Gebiet nicht erreicht. Bei warmem bis heißem Klima verwitterte die Kreide-Oberfläche tiefgründig. Es herrschte Abtragung, und die Verkarstung setzte ein. Neben einer flächenhaften Einebnung und Erniedrigung der Landschaft kam es dabei nur stellenweise zur Herausbildung von Landterrassen, die als Folge wiederkehrender epirogenetischer Hebungen bei gleichzeitiger Belebung der fluviatilen und subaerischen Erosion aufzufassen sind (ARNOLD 1953 b, 1960; HESEMANN 1969). Eigentliche Terrassenablagerungen fehlen (THIERMANN 1974).

Während des Quartärs setzte sich die Entwicklung und Ausgestaltung der Schnittflächenlandschaft zunächst fort. Im Zuge der Heraushebung des Sauerlandes an der Wende Pliozän/Pleistozän kam es entlang des Haarstranges und der Paderborner Hochfläche zur Bildung von Rumpftreppen (ARNOLD 1977, HEMPEL 1962), die sich wiederum mit den Piedmontflächen des Sauerlandes korrelieren lassen. Die das Münsterland querenden Flüsse durchbrachen dabei an verschiedenen Stellen den Teutoburger Wald, ohne Sedimentationsspuren zu hinterlassen (HESEMANN 1973). Die schon im Verlaufe des Pliozäns deutlich abnehmenden Temperaturen gingen während des Quartärs weiter zurück. Zeiten mit gemäßigttem Klima, in denen das Blattgebiet vollständig mit Wald bedeckt war, wechselten ab mit Zeiten, in denen lediglich eine subarktische Vegetation gedeihen konnte. Während der Kaltphasen schotterten die Flüsse verstärkt auf, in den Warmzeiten erfolgte eine linienhafte Erosion und Ausgestaltung des Gewässernetzes. Mit der Heraushebung und Kippung des Sauerlandes kehrte die Alme ihre Fließrichtung um und lagerte ihre Sedimentfracht entlang ihres Unterlaufes im Bereich des Münsterlandes ab. Erste Schotterablagerungen sind so etwa aus dem Mittelpleistozän bekannt. Hierbei handelt es sich um Rinnenfüllungen im Oberlauf der Ems, die von dem elster- bis holsteinzeitlichen Schuttfächer der Alme abzuleiten sind. Sie werden von den nachfolgenden Ablagerungen der Saale- und Weichsel-Kaltzeit überdeckt. Insbesondere die mächtigen Eis- und Schmelzwasserablagerungen (Grundmoräne, Vor- und Nachschüttsande, Beckentone) der Saale-Kaltzeit bilden dabei großflächige Relikte der ehemaligen Inlandvereisung. Sie mögen auch auf den Verlauf der Gewässer einen bedeutsamen Einfluß genommen haben. So scheint der seit der Heraushebung des Sauerlandes an der Wende Pliozän/Pleistozän zur Ems hin gerichtete Abfluß der Alme durch diese Ereignisse offensichtlich gestoppt und zur Lippe hin gelenkt worden zu sein.

Im Vorfeld der teilweise nur bis Norddeutschland vorstoßenden Gletscher, also innerhalb des periglazialen Klimabereichs, kam es zu periglaziären Prozessen mit Permafroststrukturen wie Eiskeilbildung, Strukturböden und Fließerden. Heftige Winde führten das Feinbodenmaterial von der Geländeoberfläche fort und setzten es an anderer Stelle in Form von Löß, Sandlöß und Flugsand – das Relief ausgleichend oder belebend – wieder ab.

Im Holozän setzen sich Erosion und Ablagerung fort. Die mit pleistozänen Sanden und Kiesen erfüllte Landschaft wird durch die Tätigkeit des Wassers und des Windes weiter umgestaltet. In den Auen der Bäche und Flüsse gelangen schluffig-tonige bis schluffig-sandige Sedimente zur Ablagerung. Zwischen den Wasserläufen werden der Geländeoberfläche Flugsanddecken, Dünen und Uferwälle aufgesetzt. In den letzten 1000 Jahren hat verstärkt der Mensch in die Geländegestaltung eingegriffen.

6. Mineralische Rohstoffe

Größere wirtschaftliche Bedeutung besitzen gegenwärtig im Blattgebiet nur die Steine- und-Erden-Vorkommen. Andere nutzbare Rohstoffe sind weder nahe der Oberfläche noch im tieferen Untergrund vorhanden.

6.1. Steine und Erden

Von den ehemals zahlreichen Abbaustellen hat sich die Steine- und-Erden-Gewinnung auf wenige Stellen konzentriert (s. Abb. 12). Schwerpunkt der Ziegelherstellung bilden die Tonmergelsteine des Santons und Campans im Bereich von Westerwiehe. Die früher eben-

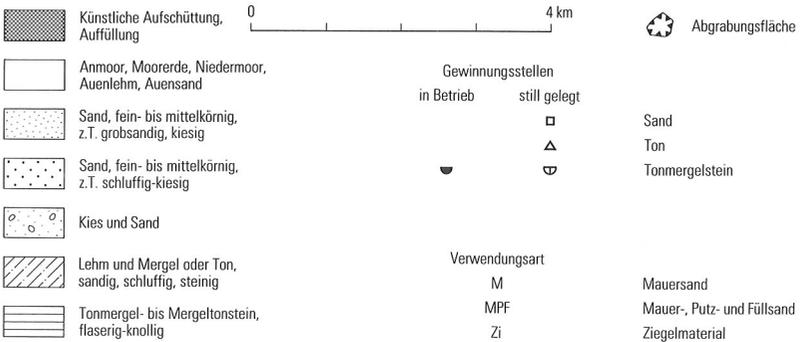
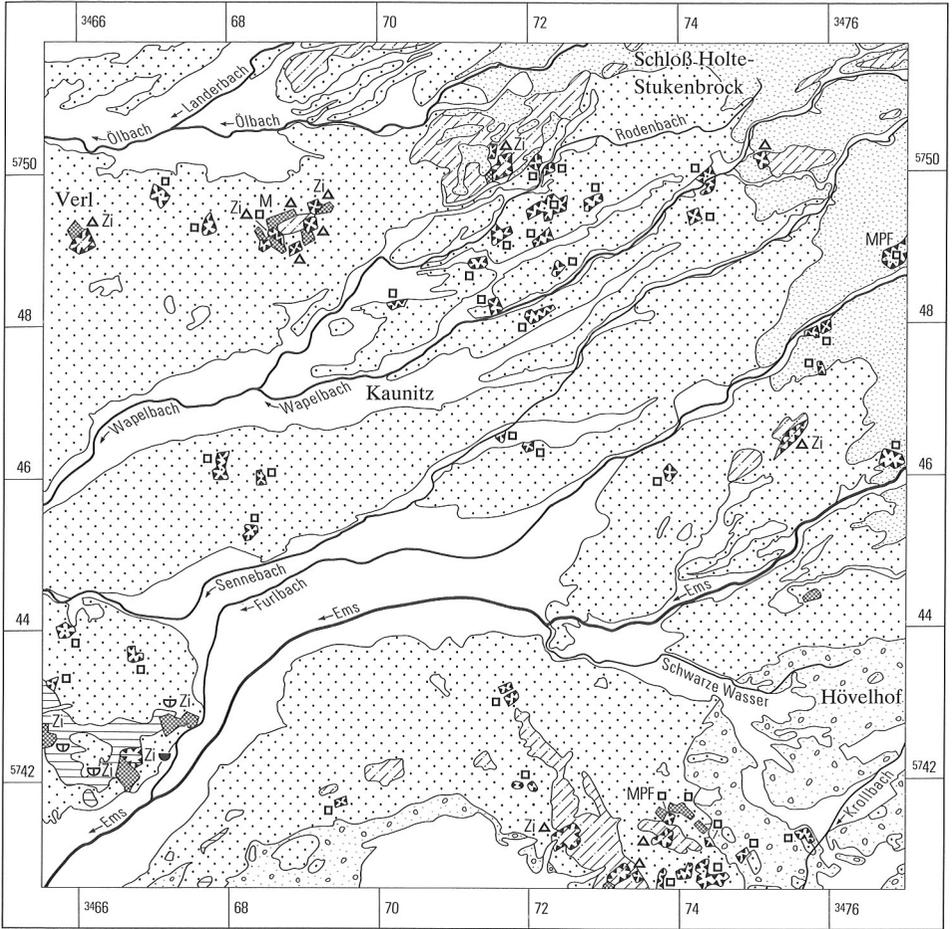


Abb. 12 Steine und Erden

falls als Ziegeleirohstoffe verwendeten Ton- und Schluffsteine der saalezeitlichen Grundmoräne werden nicht mehr genutzt. Eine Abgrabung von Sand findet heute im wesentlichen nur am Rande der Senne im Gebiet Eselheide statt. Ein weiterer Abbaupunkt befand sich bis 1985 im Bereich des Delbrücker Rückens nördlich von Ostenland-Haupt.

6.1.1. Tonmergelstein

Die im Bereich der Anhöhe von Westerwiehe teilweise direkt an der Geländeoberfläche anstehenden Tonmergelsteine des Mittel- bis Obersantons sowie Untercampans bilden seit Ende des vergangenen Jahrhunderts einen vorzüglichen Rohstoff für die Ziegelherstellung. Bei den auf der TK 25, Blatt Verl, aus dem Jahre 1895 verzeichneten zwei Ziegeleibetrieben handelte es sich um die Ziegelei Aldejohann (R 65 550, H 42 700) und Schierenberg (R 67 300, H 42 800). Nach deren Stilllegung Anfang der 30er Jahre gründete JOSEF REHAGE im Jahre 1936 die Firma Rehage-Ziegel, die unweit der ehemaligen Ziegelei Schierenberg ihren Sitz hat (R 67 500, H 42 800) und in großem Umfange Hohlsteinziegel produziert. Bei den im Bereich Westerwiehe anstehenden Tonmergelsteinen des Santons und Campans handelt es sich um einen schwach sandigen, illit- und kaolinführenden Mergelton- bis Tonmergelstein (Tab. 7), dem hin und wieder etwas festere kalkhaltigere Partien zwischen-geschaltet sind.

Bei der Verwitterung zerfällt der Gesteinskörper sehr rasch in zahlreiche feine und feinste Bröckchen. An der Geländeoberfläche ist der Tonmergelstein meist stark verlehmt.

6.1.2. Geschiebemergel

Die im Bereich des Friedrichsdorfer Drummlinfeldes sowie des Delbrücker Rückens vorhandene Geschiebemergelbedeckung bildete bis vor wenigen Jahrzehnten die Grundlage für eine örtliche Ziegelherstellung. Im Raum Verl waren dies insbesondere die Ziegeleien

Tabelle 7

Mineralbestand von Ziegeltonen*

Analysen-Nr.	1	2
Herkunft	Westerwiehe Grube 1	Westerwiehe Grube 2
	%	%
Quarz	ca. 20	ca. 20
Feldspat	–	–
Glimmerminerale, meist oder ausschließlich Illit (Typ Muskovit – Illit)	ca. 20	ca. 20
Kaolinmineral	ca. 20	ca. 20
Chlorit	–	–
Calcit**	30,6	31,3
Dolomit	–	–

* Werte ermittelt aus Röntgenbeugungsanalysen (der Differenzbetrag zu 100% besteht aus röntgenamorphen Substanzen).
Analytiker: G. STADLER

** naßchemisch aus CO₂-Bestimmung ermittelt

Heinrich Lange (R 66 000, H 49 250) am Südwestrand von Verl sowie die Ziegeleien Adolf Müller (R 68 430, H 49 230) und Christian Undernhorst (R 69 120, H 49 450) in Verl-Bornholte. Weitere drei Kilometer östlich von Verl-Bornholte, unmittelbar südlich des Holter Waldes befanden sich die Ziegeleien Eduard Brinktrine (R 71 220, H 50 000), Josef Dresselhaus (R 71 480, H 50 000) und Hermann Balsliemke (R 71 600, H 50 150). Im östlichen Blattbereich wurden im Bereich Hövelriege nordöstlich Gut Oberramsel (R 75 320, H 46 630) bis vor ca. 70 Jahren Ziegel gebrannt. Der entlang des Delbrücker Rückens anstehende Geschiebemergel wurde wenig nordwestlich von Ostenland-Haupt von den Ziegeleien Wilhelm Großekämper (R 73 150, H 40 730; 1890 – 1946), Josef Obermeier (= Siekmann; R 73 000, H 40 550; 1900 – ca. 1950) und Josef Diekmann (R 72 650, H 41 240; „Auf der Kanneword“; 1890 – 1950) abgebaut.

Als Grund für die Stilllegung eines Teiles der oben genannten Ziegeleibetriebe ist wohl in erster Linie die in Stadtnähe sich ausweitende Bebauung anzusehen. Die geringe Mächtigkeit des Geschiebemergels erforderte einen größeren Flächenbedarf und Landerwerb. Zum anderen bedingte die unterschiedliche Qualität des Geschiebemergels eine strengere Sortierung des Ausgangsmaterials. Die gebrannten Ziegel selbst neigten durch eingelagerte Kalkstücke bei der Verwitterung zum Platzen und erforderten deswegen eine besondere technische Behandlung (Eintauchen in Wasser). Durch den hohen Sandgehalt waren die Ziegel außerdem relativ weich, was zu hohen Verlusten beim modernen Transport führte. Deshalb konnten auch keine Gitterziegel angefertigt werden.

Ein Teil der ehemaligen Abbauflächen ist noch heute an den meist mehrere Meter hohen Abbaukanten zu erkennen. Der Rest ist überbaut, verfüllt und rekultiviert (STOLZ 1981).

6.1.3. Sand

Bei den Sanden handelt es sich überwiegend um Schmelzwasserablagerungen der Saale-Kaltzeit. Sie werden an zwei Stellen des Blattgebietes abgebaut. Im Bereich der Senne sind es fein- bis mittelkörnige, zum Teil auch grobkörnige Nachschüttsande, im Bereich des Delbrücker Rückens werden die von Beckentonen durchsetzten Vorschüttsande selektiv abgegraben. Hinzu kommen die äolischen Ablagerungen der Flugsande und Dünen.

Von den Sockelschichten des Delbrücker Rückens beziehungsweise den Liegendsschichten der Stukenbrocker Lehmplatten werden insbesondere die der Grundmoräne unmittelbar unterlagernden Vorschüttsande (Sequenz III, vgl. Tab. 6, S. 45) abgebaut. Sie sind dort an den Flanken der genannten Geländeerhebungen bei reduzierter Grundmoränenbedeckung meist leicht zugänglich oder stehen direkt an der Geländeoberfläche an.

Neben der örtlichen Gewinnung an vereinzelt kleineren Entnahmestellen verlief die Gewinnung des Vorschüttsandes dabei häufig parallel zum Abbau des Geschiebelehm. So fand in den Ziegeleien des Blattgebietes (s. Kap. 6.1.2.) eine gemischte Nutzung des dort anstehenden Substrates statt. Das heißt, neben dem Geschiebelehm wurde der darunter folgende Vorschüttsand bis zum Niveau des Grundwasserspiegels abgebaut. Als Beispiel hierfür sei die ehemalige Ziegelei Adolf Müller in Verl-Bornholte (R 68 320, H 49 250) genannt, wo ein scharfer Mittel- bis Grobsand als Beton- und Mauersand gewonnen wurde. Mit dem Erliegen der Ziegelherstellung aus Grundmoränenmaterial fand auch weitgehend der Abbau von Vorschüttsand ein Ende. Allein die Firma Hermann Wullengerd nördlich Ostenland-Haupt holte nach Beseitigen der Grundmoräne bis vor kurzem noch geringe Mengen an Vorschüttsand heraus (R 73 900, H 41 500). Infolge der dort in unterschiedlicher Teufe

und mit unterschiedlicher Reichweite auftretenden Schluffeinlagerungen (Beckentone) war die Sandgewinnung allerdings stark erschwert, und der Schluff wurde mittels Schüttelrutse selektiv entfernt. Wegen des schwachen Schluffgehaltes wurde der anfallende Sand hauptsächlich als Füll-, Putz- und Mauersand genutzt.

Im Zuge des Neubaus der Autobahn Paderborn – Bielefeld (A 33) wird am Ostrand des Blattgebietes seit mehreren Jahren Sennesand großflächig abgebaut (Sandgrube Günter Weiser, R 77 000, H 49 000). Überwiegend sind es Nachschüttande der Saale-Kaltzeit, hinzu kommen in geringmächtiger Auflage Flugsande und Dünen des Spätglazials bis Holozäns. Allgemein liegt ein Fein- bis Mittelsand mit einzelnen Lagen von Grobsand bis Feinkies mit nordischen Komponenten vor. Im Bereich von Brückenbauwerken wird er als Dammschüttmaterial für die Aufhöhung der Autobahntrasse gebraucht. Nach der bis heute im Trockenabbauverfahren vorstatten gehenden Sandgewinnung ist für die nächsten Jahre ein Abbau bis unterhalb des Grundwasserspiegels mittels Saugbagger vorgesehen.

Kleinere ältere Sandgewinnungsstellen im Bereich der Nachschüttablagerungen sind die durch die ehemaligen Abbaukanten gekennzeichneten tiefer gelegenen Abgrabungsflächen etwa entlang der Ems, nördlich des Emskrugs (R 76 550, H 46 150) sowie entlang des Furlbachs beim Hof Blohm (R 75 940, H 48 000). Sie wurden inzwischen wieder rekultiviert und werden als Viehweiden genutzt. Die Sande dienen dem örtlichen Bedarf.

Bei der Abgrabung der Vor- und Nachschüttablagerungen werden die darüberliegenden Flugsande und Dünen zwangsläufig mitgewonnen. Spezielle Flachentsandungen im Bereich der äolischen Deckschichten haben ehemals an zahlreichen Stellen stattgefunden und finden noch heute statt. Die entsandeten Flächen sind nicht sehr groß und dienen der Materialgewinnung für den örtlichen Bedarf. Zur Begradigung von Flur- und Ackergrenzen sind die vorhandenen Dünen vielfach im unteren Hangfußbereich angeschnitten. Nicht immer ist klar, ob die Abgrabung zu diesem Zweck erfolgte, oder ob die Beackerung einer Abgrabung auf dem Fuße folgte. Durch die Bautätigkeit in Siedlungsgebieten sind zahlreiche, auf älteren topographischen Karten noch verzeichnete Dünen vollständig verschwunden (z. B. Verl-Bornholte). Heute sind die größeren, den Charakter einer Landschaft prägenden Dünenzüge geschützt. Als Beispiel sei die Verlegung der Sandgrube Weiser aus dem ehemaligen, einer Düne folgenden Abbaubereich östlich der Bundesstraße 68 (TK 25: 4118 Senne), zum heutigen Standort angeführt.

6.2. Erze

Die 1842 in der Nachbarschaft des Wasserschlosses Holte gegründete Holter Hütte am Nordrand des Blattes Verl (R 72 650, H 51 580) verarbeitete neben dem eisenführenden Osnig-Sandstein des Teutoburger Waldes aus den Gruben Gute Aussicht und Eintracht (MESTWERDT 1926 a) vor allem Raseneisenerz aus dem Blattgebiet. Zusammen mit den Vorkommen der Grubebachniederung (TK 25: 4217 Delbrück, SKUPIN 1983) bildeten die phosphorreichen Raseneisenerze („Sinnerte“) des Kaunitzer Feldes bei Schloß Holte einen beträchtlichen Anteil der dortigen Roheisenproduktion. In den Jahren 1854 – 1856 wurde dabei mit ca. 3 600 – 7 100 t/Jahr ungefähr die 3 – 5fache Menge gegenüber dem aus den Eisenerzgruben des Osnings stammenden Eisenerzes verhüttet (Zeitschrift für das Berg-, Hütten- u. Salinenwesen 1856, 1857, 1858, 1859, 1860, 1861). Nach der Schließung der beiden Gruben im Jahre 1859 wurde nur noch Raseneisenstein verhüttet und nach kontinuierlichem Rückgang der Vorräte auch deren Abbau um 1880 eingestellt (HERBERT et al. 1969).

Raseneisenerz wurde früher auch südlich von Westerwiehe im Bereich der Emsniederung gegraben und mit Pferdewagen zur Rhedaer Hütte bei Gütersloh verfrachtet (MAASJOST 1933, BERTELSMEIER 1942, ARNOLD 1977).

Heute sind derartige Raseneisenerzbildungen nur noch selten zu finden, da sie durch die Absenkung des Grundwassers und Urbarmachung des Geländes im allgemeinen verwittert sind.

7. Hydrogeologie (G. MICHEL)

In den Erläuterungen zu einer geologischen Karte soll das Kapitel Hydrogeologie lediglich einen Überblick über die hydrogeologischen Verhältnisse vermitteln. Es kann keinesfalls bei Einzelobjekten und Planungen hydrogeologische Spezialuntersuchungen ersetzen.

Das Blattgebiet Verl ist auf den ersten Blick hydrogeologisch wenig interessant und wenig ergiebig (Abb. 13). Es ist morphologisch nur schwach gegliedert, es fehlen markante Quellen, auch gibt es keine Bohrungen bis in die Sole des tieferen Untergrundes. In vielen Bereichen steht das Grundwasser oberflächennah an und kann nur mit Mühe durch Meliorationen tiefer gehalten werden. In der streubesiedelten Landschaft hat sich der Ausbau der zentralen Wasserversorgung sehr verzögert. Andererseits verändert die intensive landwirtschaftliche Bewirtschaftung die Beschaffenheit des Grundwassers negativ und die Einzelbrunnen sind hygienisch gefährdet. Ein größeres Wasserwerk mit einer Förderung von 2 Mio. m³/a existiert erst seit Herbst 1981. Es ist das Wasserwerk „Mühlgrund GmbH“, welches gemeinsam von der Gelsenwasser AG und den Stadtwerken Bielefeld GmbH betrieben wird.

7.1. Hydrogeologischer Überblick

Das Blattgebiet gehört zum Nordostteil des Gebietes von Blatt C 4314 Gütersloh der Hydrogeologischen Karte von Nordrhein-Westfalen 1:100 000 (KOCH & MICHEL 1979). Großräumig liegen folgende Karten im Maßstab 1:500 000 vor:

- Hydrogeologie (1978) aus dem Deutschen Planungsatlas, Band Nordrhein-Westfalen
- Karte der Grundwasserlandschaften (1980)
- Karte der Verschmutzungsgefährdung der Grundwasservorkommen (1980)

Vereinfacht betrachtet sind zwei Grundwasserstockwerke ausgebildet, getrennt durch den „Emscher-Mergel“ (SCHLÜTER 1876). Für den Hydrogeologen ist dieser über 100 Jahre alte stratigraphische Begriff noch gültig und vor allem auch praktisch. Biostratigraphisch gehören die Mergelsteine zum Mittelconiac bis Unteren Mittelsanton. Im Liegenden dieses auf dem Blattgebiet bis 500 m mächtigen Grundwassernichtleiters (Aquiclud) ist in den Kalksteinen der tieferen Oberkreide Sole verbreitet (MICHEL 1983 a, 1983 b). In dem überlagernden, vorwiegend sandigen, quartären Porengrundwasserleiter (Aquifer) ist Süßwasser verbreitet.

Über die Fließvorgänge des versalzten tiefen Grundwassers, der Sole, in dem tieferen Kalksteinuntergrund ist wenig bekannt. Die Sole steht mit dem im Ausstrichbereich des Kalksteinaquifers (Teutoburger Wald) sich ständig neubildenden Süßwasser in hydraulischem Kontakt. Einige Erfahrungen und Indizien deuten darauf hin, daß der ursprüngliche

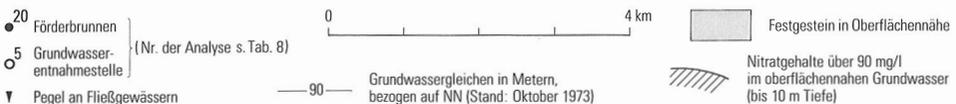
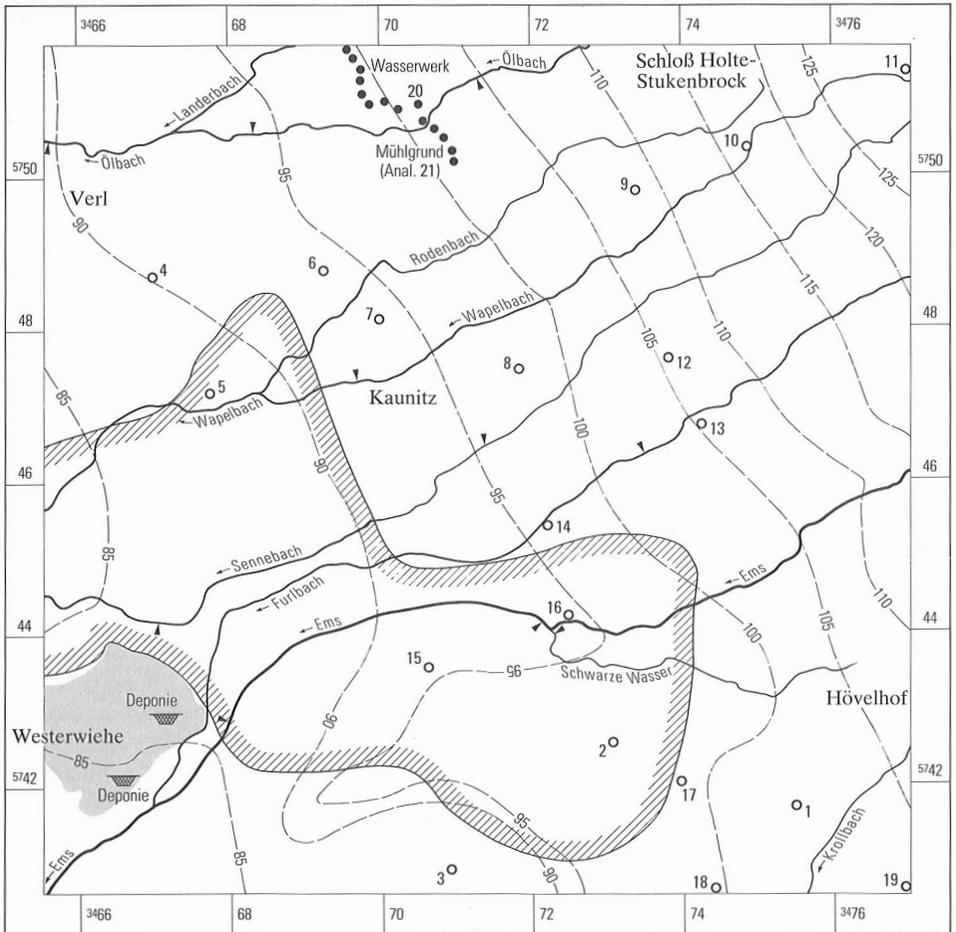


Abb. 13 Hydrogeologische Übersicht

Inhalt des Münsterländer Beckens, also die Sole, allmählich und kontinuierlich von nachschiebendem Süßwasser beckenwärts zurückgedrängt wird (MICHEL & STRUCKMEIER 1985). Somit kann für die Sole eine westwärts gerichtete Fließbewegung angenommen werden, wobei die Geschwindigkeit in der Größenordnung von einem Meter pro Jahr liegen dürfte. Im Blattgebiet ist die Sole bisher nicht erbohrt worden. Es wurde auch gar nicht versucht. Lediglich in einem 70m tiefen Brunnen im Südostteil des Blattgebietes deutet sich eine schwache Versalzung des Grundwassers an (Tab. 8: Anal. 9, S. 86–87).

Das obere Grundwasserstockwerk erstreckt sich fast über das ganze Blattgebiet. Es ist hier der Hauptgrundwasserleiter, der vorwiegend sandig ausgebildet ist. An seiner Basis ist

örtlich Kies verbreitet, im Südwesten sind Schluffe eingeschaltet. Stratigraphisch handelt es sich vorwiegend um den Vorschüttssand (D,S,gf(1)) und die Talsande der Oberen Niederterrasse (N,S), die nicht scharf voneinander abzugrenzen sind, sondern ineinander übergehen und sich petrographisch nicht wesentlich voneinander unterscheiden.

In einigen Bereichen ist unter dem feinsandig-schluffigen Oberen Schneckensand (D.,p), also einem Grundwasserhalbleiter bis -nichtleiter, der Untere Schneckensand (qho) verbreitet. Dieser besteht weitgehend aus Plänerschotter (Tab. 5, S. 35). Er ist normalerweise 2–3 m mächtig, in Ausnahmefällen, zum Beispiel im Raum Verl, jedoch auch bis 10 m. Es handelt sich um einen guten Grundwasserleiter, in welchem Einzelbrunnen stehen. Lokal bedingen Leckagen und poröse Partien im Oberen Schneckensand hydraulische Verbindungen zum oberflächennahen Hauptporengrundwasserleiter.

Die Quartär-Basis (Taf. 2 in der Anl.) ist nicht überall im Blattgebiet auch gleichzeitig die Sohlschicht dieses Hauptporengrundwasserleiters, weil die Oberkreide-Oberfläche örtlich noch vom Oberen Schneckensand (bis 16 m mächtig) oder vom Geschiebemergel (im Holter Wald bis 9 m mächtig) direkt überlagert wird.

Die geologischen Schnitte der Tafel 1 (in der Anl.) verdeutlichen Lagerungsverhältnisse, Verbreitung, jeweilige Mächtigkeit und Korngrößenzusammensetzung des wichtigen Porengrundwasserleiters. Während im Süd- und Südostteil die 20–30 m mächtigen Vorschüttssande mit ihren schluffigen und schluffig-tonigen Einlagerungen das Bild beherrschen, sind es im Nordteil die im Durchschnitt bis 20 m mächtigen Mittelsande der Niederterrasse. Im Bereich des Holter Waldes erreichen die grundwassererfüllten Sande maximal sogar eine Mächtigkeit von 32 m.

Bei den Voruntersuchungen für das Wasserwerk Mühlgrund sind in Pumpversuchen einige hydrogeologische Parameter für die Mittelsande der Oberen Niederterrasse ermittelt worden. Danach beträgt der nutzbare oder durchflußwirksame Hohlraumanteil etwa 14 %. Das hydraulische Vermögen, Grundwasser zu leiten, wird als Permeabilität oder Durchlässigkeit bezeichnet. Die Durchlässigkeit ist eine gesteinspezifische Konstante, welche den Widerstand (Reibung) eines vom Grundwasser durchflossenen Gesteins beschreibt; es ist der allgemein bekannte Durchlässigkeitsbeiwert (k_f). Er schwankt hier zwischen $1,41 \cdot 10^{-4}$ und $2,18 \cdot 10^{-4}$ m/s. Die im hydrogeologischen Schrifttum für Mittelsand angegebenen Werte liegen in der Größenordnung zwischen 10^{-3} und 10^{-4} m/s. Ein weiteres Maß für die Durchlässigkeit eines Grundwasserleiters ist die Brunnencharakteristik, früher auch spezifische Ergiebigkeit genannt. Sie gibt die Beziehung zwischen gepumpter Entnahmemenge und Spiegelabsenkung im Brunnen wieder. Sie liegt hier zwischen 3,6 und 5,1 m³ pro Meter Absenkung, das heißt, aus einem Vertikalbrunnen üblicher Bauart können problemlos 25 m³/h Grundwasser gepumpt werden.

Die freie und ungespannte Grundwasseroberfläche liegt einige Dezimeter bis 2 m unter der Geländeoberfläche. Der Grundwasserabfluß ist generell auf die Ems und ihre Zuflüsse gerichtet. Die Grundwasserisotypen verlaufen zwischen +125 m NN im Nordosten und +85 m NN im Südwesten (Abb. 13); das heißt, die Grundwasseroberfläche ist zwischen 4 und 5 ‰ geneigt.

7.2. Grundwasserneubildung

Für den Grundwasserhaushalt und damit auch für die hydrogeologischen Verhältnisse sind die Niederschläge naturgemäß von ausschlaggebender Bedeutung. Die Nieder-

schlagsmenge wird im allgemeinen als Niederschlagshöhe in Millimetern (mm) angegeben, wobei 1 mm Niederschlag 1 l/m^2 entspricht. Das langjährige Niederschlagsmittel (N) für Verl beträgt 800 mm. Aus den Auswertungen des im Wasserwerk I der Stadtwerke Bielefeld GmbH (TK 25: 4017 Brackwede) aufgestellten Regenmessers wurde ein 20jähriges Niederschlagsmittel von 894 mm errechnet. Bei der Planung des Wasserwerkes Mühlgrund, im Nordostteil des Blattgebietes gelegen, wurden 820 mm zugrunde gelegt. Die regionale Niederschlagsposition des Großraumes Verl innerhalb Nordrhein-Westfalens ist den Übersichtskarten der mittleren Jahresniederschlagshöhe zu entnehmen (Klima-Atlas von Nordrhein-Westfalen 1960; Klimadaten I 1976).

Da das Gelände des Blattgebietes nur relativ wenig nach Westen geneigt ist und in großen Bereichen gut durchlässige Sande an der Oberfläche anstehen, kann mit einer relativ großen Versickerung gerechnet werden. Übertragbare Anhaltswerte liegen von der wägbaren Lysimeteranlage Senne vor (TK 25: 4017 Brackwede, R 70310, H 56920).

Der Versickerungsanteil ist von der Bodenart und dem Bewuchs abhängig: Im Wald ist die Versickerungsrate geringer als auf Acker- und Grünlandflächen. Legt man für wasserwirtschaftliche Planungen einen durchschnittlichen Versickerungsfaktor von 35 % zugrunde, so liegt man auf der sicheren Seite. Auf jeden Quadratkilometer Fläche bilden sich somit jährlich

bei $N = 800 \text{ mm}$: $Q = 0,8 \cdot 0,35 \cdot 10^6 = 280\,000 \text{ m}^3/\text{a}$,

bei $N = 820 \text{ mm}$: $Q = 290\,000 \text{ m}^3/\text{a}$,

bei $N = 894 \text{ mm}$: $Q = 314\,000 \text{ m}^3/\text{a}$.

W. KOEHNE hatte bereits 1930 in einem Gutachten der Landesanstalt für Gewässerkunde (Berlin) für die nördliche Senne die Abflußspende mit $11 \text{ l/s} \cdot \text{km}^2$ bzw. $900 \text{ m}^3/\text{d} \cdot \text{km}^2$ ermittelt. Er zog von dem Niederschlag des besonders trockenen Jahrfünfts 1906 – 1910 (Mittel 780 mm) eine geschätzte Verdunstung von 450 mm ab und erhielt eine Grundwasserneubildung von 330 mm, also $330\,000 \text{ m}^3/\text{a}$ (KOCH & MICHEL 1979: 78).

Weitere Angaben über die Grundwasserneubildung können hier entfallen. Es wird auf das Schrifttum verwiesen, das beispielsweise der Arbeitskreis Grundwasserneubildung (1977) zusammengestellt und ausgewertet hat.

7.3. Grundwasserbeschaffenheit

Eine Auswahl hydrochemischer Befunde enthält die Tabelle 8 (Entnahmestellen s. Abb. 13, S. 82). Die Gehalte an gelösten Kationen und Anionen werden sowohl in mmol/m^3 als auch in mg/l angegeben (DIN 32 625, 1980). Weiterhin erfolgt jeweils die Einstufung in einen der vier Härtebereiche nach dem „Waschmittelgesetz“ (33. Gesetz über die Umweltverträglichkeit von Wasch- und Reinigungsmitteln vom 20. August 1975, BGBl. I: 2255 und BGBl. III: 753 – 758 vom 23. August 1975). Die Brunnenwässer aus dem Sandaquifer sind durchweg sehr weich und liegen in den Härtebereichen 1 – 2. Offensichtlich anthropogen verunreinigte Proben wurden in die Tabelle nicht aufgenommen. Ihr Verbreitungsgebiet ist in der hydrogeologischen Übersichtskarte eingegrenzt (Abb. 13: Nitratgehalte über 90 mg/l).

Die mitgeteilten Analysen repräsentieren:

- Brunnenwasser aus der Übergangszone zum tiefen versalzten Grundwasser (Anal. 1 – 3)
- Brunnenwasser aus dem Porenaquifer des oberen Grundwasserstockwerks (Anal. 4 – 19)
- Trinkwasser vom Wasserwerk Mühlgrund (Anal. 20 u. 21).

Die Analysen 1–3 verkörpern Ionenaustauschwässer (KOCH & MICHEL 1979: 67) und sind typisch für den Übergangsbereich zur Sole in der Tiefe.

Die Analysen 4–19 stammen von Grundwasser aus dem oberen Grundwasserstockwerk. In ihm gibt es außergewöhnlich viele Haus- und Weidebrunnen. So standen für die hydrochemische Beurteilung mehr als 100 Analysen zur Verfügung. Es fällt auf, daß außer im Südwestquadranten die meisten Brunnen zwischen 20 und 30 m tief sind und ein einwandfreies, aquiferspezifisches und nicht anthropogen beeinflusstes Trinkwasser liefern. Im Südwestquadranten sind die Verhältnisse völlig anders. Dort herrschen flache Brunnen vor. Brunnen von 10 m Tiefe sind selten. So verwundert es nicht, daß dort fast alle Brunnenwässer nachhaltig anthropogen negativ beeinträchtigt sind. Neben den extremen Nitratwerten (bis 300 mg/l) treten hier auch hohe Kaliumgehalte auf (40–60 mg/l).

Es ist nicht ungewöhnlich, daß das oberflächennahe Grundwasser durch landwirtschaftliche Düngung beeinträchtigt wird. Dies läßt sich nie völlig vermeiden. Nitrat ist ein unentbehrliches und besonders stark ertragsbeeinflussendes Betriebsmittel für die Produktion pflanzlicher Nahrungsmittel. Andererseits ist Nitrat ein gesundheitsrelevanter Schadstoff, der in immer größerem Ausmaß im Trinkwasser, dem physiologisch unumstritten wichtigsten Lebensmittel, auftritt. Über die Grenzwerte für die Gesundheitsschädlichkeit gehen die Meinungen der Fachleute weit auseinander. Einige meinen, daß es keinen hinreichenden Grund gäbe, wegen unbewiesener Gesundheitsrisiken auf eine optimale Stickstoffdüngung zu verzichten. Bisher genügten noch 90 mg/l Nitrat im Grundwasser den hygienischen Anforderungen. Die EG-Richtlinie vom 15. Juli 1980 schreibt dagegen einen Grenzwert für Nitrat von 50 mg/l vor.

Es ist hier nicht der Ort, in die häufig in der Öffentlichkeit emotional geführte Nitratdiskussion einzugreifen. Auf drei kürzlich erschienene ausgewogene Bücher kann verwiesen werden. Für das eine, „Nitrat – ein Problem für unsere Trinkwasserversorgung?“ (1983), zeichnet die Deutsche Landwirtschafts-Gesellschaft (DLG) verantwortlich. Das andere (ROHMANN & SONTHEIMER 1985) kommt aus dem bekannten Engler-Bunte-Institut, Karlsruhe. Als drittes gab der Deutsche Verband für Wasserwirtschaft und Kulturbau e.V. eine Schrift über Bodennutzung und Nitrataustrag heraus (DVWK 1985).

Im Blattgebiet Verl läßt sich eine Abhängigkeit zwischen Brunnentiefe und Nitratgehalt erkennen (Abb. 14). Der Nitratreintrag in das Grundwasser durch Düngung ist offensichtlich.

Die Analysen 20 und 21 sind repräsentativ für das Roh- und Trinkwasser des Wasserwerkes Mühlgrund. Mit Gesamthärten zwischen 8,5° d und 12,5° d und Carbonathärten zwischen 6,4° d und 8,4° d ist das Wasser als mittelhart zu bezeichnen. Die Gehalte an Chlorid, Sulfat und Nitrat sind ausgesprochen niedrig. Die Eisen- und Mangangehalte sind vor der Belüftung und der Filterung erhöht. Das in das Leitungsnetz abgegebene Trinkwasser ist sauerstoffreich (11,2 mg/l) und entspricht den gesetzlichen Güteanforderungen.

7.4. Grundwassernutzung

Die öffentliche Wasserversorgung erreichte die wesentlichen Teile des Blattgebietes erst relativ spät. Noch heute besitzen viele Gehöfte und Streusiedlungen Einzelbrunnen.

Im August 1973 wurde die „Wasserwerk Mühlgrund GmbH“ gegründet. Ziel und Zweck der Gesellschaft war der Bau einer Grundwasserfassungsanlage in der Gemarkung Verl einschließlich Aufbereitungsanlage und Pumpwerk für eine Jahresförderung von 3 Mio. m³.

Tabelle 8
Grundwasseranalysen

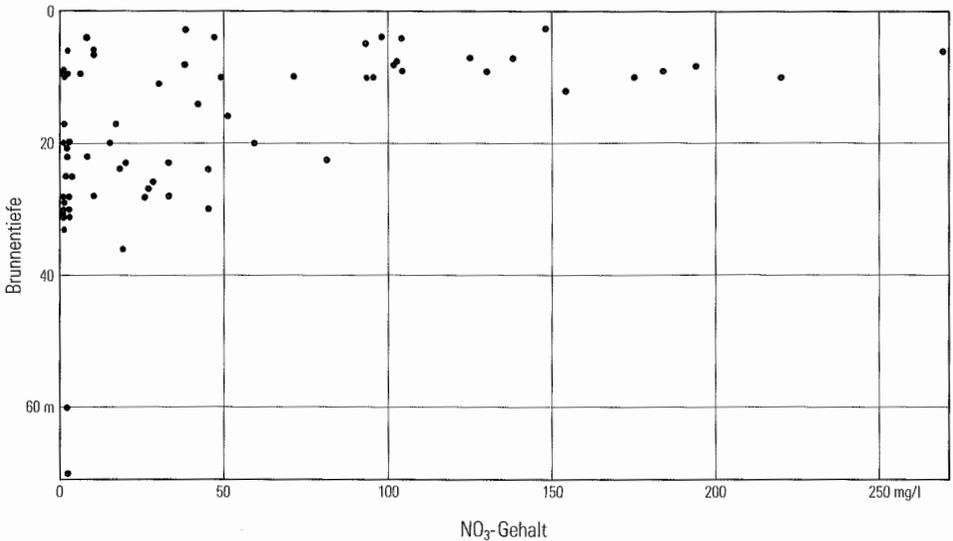
Nr. *	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Entnahmestelle	Dulwallhof	Im Felde	Osterloher Wiesen	Echterhoff	Kettelhoit	Bornholte	Göhren	Kattenheide	Holter Wald
entnommen aus	Brunnen	Brunnen	Brunnen	Brunnen	Brunnen	Brunnen	Brunnen	Brunnen	Brunnen
Lage ^R _H	75 470	73 060	70 925	67 000	67 780	69 300	70 010	71 850	73 405
Tiefe (m)	41 720	42 560	40 930	48 680	47 160	48 790	48 130	47 480	49 800
Geologie **	70	60	25	9	9	9	30	25	32
	krsa1	krsa1	q	q	q	q	q	q	q
Entnahmedatum	Okt. 84	Okt. 84	Okt. 84	Okt. 84	Okt. 84	Okt. 84	Okt. 84	Okt. 84	Okt. 84
Temperatur (°C)	15,2	15,9	15,2	10,8	14,4	15,9	18	15,8	13,6
Leitfähigkeit (µS/cm)	1750	950	850	380	351		320	350	230
pH	7,8	8,2	8,1	7,0	7,0	6,5	7,0	7,9	7,0
Σ Erdalkalien (mmol/m ³)	1 045	1 046	1 271	2 534	1 478	456	1 495	1 828	1 413
Gesamthärte (°d)	5,86	5,87	7,13	14,21	8,29	2,56	8,39	10,25	7,93
Härtebereich n. Waschmittelges.	1	1	1	3	2	1	2	2	2
Säurekap. bis pH 4,3 (mmol/m ³)	3 245	5 834	4 589	2 524	3 737	147	3 622	2 753	2 196
Carbonathärte (°d)	9,10	16,36	12,87	7,08	10,48	0,41	10,16	7,72	6,16
Na ⁺ (mmol/m ³)	20 244	10 971	7 967	697	1 567	174	871	609	392
(mg/l)	465	252	183	16	36	4	20	14	9
K ⁺ (mmol/m ³)	26	26	26	77	51	256	51	77	51
(mg/l)	1	1	1	3	2	10	2	3	2
Mg ²⁺ (mmol/m ³)	247	123	123	164	206	82	123	206	41
(mg/l)	6	3	3	4	5	2	3	5	1
Ca ²⁺ (mmol/m ³)	798	923	1 148	2 370	1 272	374	1 372	1 622	1 372
(mg/l)	32	37	46	95	51	15	55	65	55
Mn, gesamt (mmol/m ³)	< 0,002	< 0,002	< 0,002	< 0,002	< 0,004	< 0,002	< 0,002	< 0,002	< 0,002
(mg/l)									
Fe, gesamt (mmol/m ³)	< 0,001	< 0,002	< 0,002	< 0,002	< 0,002	< 0,002	< 0,002	< 0,002	< 0,002
(mg/l)									
Cl ⁻ (mmol/m ³)	17 599	7 107	3977	1 410	620	423	226	1 072	790
(mg/l)	624	252	141	50	22	15	8	38	28
NO ₃ ⁻ (mmol/m ³)	32	32	32	16	16	16	16	32	
(mg/l)	2	2	2	1	1	1	1	2	<1
HCO ₃ ⁻ (mmol/m ³)	3 245	5 834	4 589	2 524	3 737	147	3 622	2 753	2 196
(mg/l)	198	356	280	154	228	9	221	168	134
SO ₄ ²⁻ (mmol/m ³)	177	177	1 020	926	62	302	42	489	260
(mg/l)	17	17	98	89	6	29	4	47	25
gelöste feste Bestandteile (mg/l)	1 345	920	754	411	351	84	313	342	254

* ausführendes Inst.: Geologisches Landesamt NW (Analysen 1 – 19), Gelsenwasser AG (Analyse 20), Analyse 21: Mittelwerte, errechnet aus Analysen des Hygiene-Instituts des Ruhrgebiets und der Gelsenwasser AG

** krsa1 = Untersanton; q = Quartär

Tabelle 8 (Fortsetzung)

10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
Kips- hagen	Breck- mann	Katten- heide	Furl- kröger	Koldings- heide	Kruken- horst	Espeler Wiesen	Rengering	Lohhude	Lauer- wiesen	Wasser- werk Mühl- grund	Wasser- werk Mühl- grund Trink- wasser
Brunnen	Brunnen	Brunnen	Brunnen	Brunnen	Brunnen	Brunnen	Brunnen	Brunnen	Brunnen	Br. 11	
74 940 50 320	77 030 51 360	73 810 47 610	74 240 46 700	72 165 45 440	70 615 43 560	72 520 44 170	73 965 42 050	74 430 40 660	76 985 40 620	70 560 90 910	70 595 50 845
28	28	27	20	17	30	20	23	31	22	25	
q	q	q	q	q	q	q	q	q	q	q	q
Okt. 84	Okt. 84	Okt. 84	Okt. 84	Okt. 84	Okt. 84	Okt. 84	Okt. 84	Okt. 84	Okt. 84	1985	1985
14,5 280 7,7	15,2 7,0	14,4 178 7,9	13,7 312 7,5	14,9 265 7,35	14,8 310 6,1	16,2 270 7,9	14,9 370 7,7	15,3 430 7,6	17,6 265 7,5	9,2 425 6,8	9,4 475 7,39
1 862 10,44 2 2 557 7,17	1 379 7,74 2 2 196 6,16	1 538 8,63 2 1 688 4,73	1 994 11,19 2 3 556 9,97	1 296 7,27 1 2 098 5,88	1 720 9,65 2 3 900 10,94	1 296 7,24 1 2 655 7,44	2 743 15,38 3 2 901 8,13	3 326 19,11 3 3 999 11,21	1 613 9,05 2 2 868 8,04	1 570 8,5 2 2 300 6,4	2 219 12,5 2 3 000 8,4
348 8 51 2 41 1 1 821 73	174 4 77 3 82 2 1 297 52	305 7 26 1 41 1 1 497 60	653 15 51 2 123 3 1 871 75	479 11 256 10 123 3 1 173 47	435 10 1 049 41 123 3 1 597 64	914 21 77 3 123 3 1 173 47	479 11 77 3 123 3 2 620 105	348 8 51 2 82 2 3 244 130	435 10 26 1 41 1 1 572 63	871 20 51 2 123 3 1 447 58	
< 0,004	< 0,002	< 0,002	< 0,002	< 0,002	< 0,002	< 0,002	< 0,002	< 0,002	< 0,002	4 0,21	0,01
< 0,002	< 0,002	< 0,002	< 0,002	< 0,002	< 0,002	< 0,002	< 0,002	< 0,002	< 0,001	90 5	2 0,06
959 34	226 8	338 12	592 21	564 20	592 21	310 11	874 31	1 354 48	395 14	677 24	620 22
32	2	435 27	500 31	274 17	32 2	48 3	323 20	32 2	32 2	< 0,2	48 3
2 557 156	2 196 134	1 688 103	3 556 217	2 098 128	3 900 238	2 655 162	2 901 177	3 999 244	2 868 175	2 300 140	3 000 183
250 24	260 25	437 42	323 31	115 11	198 19	31 3	926 89	666 64	187 18	437 42	573 55
300	228	253	366	247	398	252	439	502	284	294,21	



8.1. Ingenieurgeologische Beurteilung der Schichten

8.1.1. Festgesteine

Tonmergelsteine der Oberkreide bilden den Untergrund der quartären Schichten und treten nur im südwestlichen Blattgebiet auf der Anhöhe von Westerwiehe, zumeist von einem Sandschleier verdeckt, an die Tagesoberfläche. Sie stehen dort allerdings in unverwittertem Zustand erst in größerer Tiefe als Festgesteine an.

An der Geländeoberfläche verwittern sie zu einem zähen, sandigen Ton. Unter der eigentlichen Verwitterungszone sind sie noch bis zu mehreren Metern Tiefe entfestigt. Die Steifemoduln E_s liegen bei unverwittertem Gestein etwa zwischen 1 000 und 1 500 MN/m². In der aufgelockerten, oberflächennahen Verwitterungszone kann der E_s -Wert bis zu 10 MN/m² heruntergehen. Die Tonmergelsteine und Verwitterungstone sind frost- und wasserempfindlich. Sie erweichen unter dem Einfluß von Niederschlägen und neigen teilweise auch zum Quellen. Nach DIN 18 300 ist das Gestein in entfestigtem Zustand (Verwitterungston) in Klasse 5 (schwer lösbar Bodenarten), sonst in Klasse 6 (leicht lösbarer Fels und vergleichbare Bodenarten) einzustufen.

8.1.2. Lockergesteine

Vorschüttsand und Beckenton kommen im Bereich des Delbrücker Rückens sowie vor allem im östlichen und nordöstlichen Blattgebiet zwischen Hövelhof und Schloß Holte-Stukenbrock nahe an die Geländeoberfläche. Örtlich werden sie von Geschiebemergel oder Flugsand überdeckt. Es handelt sich um schwach schluffige Fein- bis Mittelsande, die mit Schluffen und schluffig-sandigen Tonen im Meter- bis Dezimeterabstand wechsellagern. Die Schichten sind durch die ehemalige Überlagerung des Inlandeises gut konsolidiert. Die Schluffe und Tone sind jedoch wasserempfindlich, das heißt, sie weichen schon bei geringer Wasserzufuhr auf und werden breiig. Außerdem sind sie frostempfindlich. Der Steifemodul E_s der schluffig-tonigen Schichten wird mit 6–20 MN/m², der der Sande mit 30–40 MN/m² eingeschätzt. Die Schichten sind nach DIN 18 300 in Klasse 3 (leicht lösbar Bodenarten) einzustufen.

Sedimente der Grundmoräne finden sich im Süden im Delbrücker Rücken sowie im übrigen Blattgebiet auf den flachen Geländeerhebungen zwischen Verl und Schloß Holte-Stukenbrock. Sie bestehen vor allem aus tonigem Schluff und Sand mit mehr oder weniger starker Beimengung von Kies und größeren Steinen (Geschieben). Die Grundmoräne ist tonig-schluffig oder mehr sandig ausgebildet. Der primär vorhandene Carbonatgehalt der Grundmoräne ist in höheren Partien durch Verwitterungseinwirkung vielfach verschwunden. Der ursprüngliche Geschiebemergel liegt somit jetzt als Geschiebelehm vor. Die Grundmoräne ist infolge der Vorbelastung durch das Eis gut konsolidiert und wenig kompressibel, jedoch bei tonig-schluffiger Ausbildung wasser- und frostempfindlich. Ihr Steifemodul E_s liegt für die tonig-schluffige Ausbildung im Bereich von 10–30 MN/m², für die sandig-kiesige von 50–100 MN/m². Die Grundmoräne ist nach DIN 18 300 in Klasse 5 (schwer lösbar Bodenarten) einzustufen.

Die Nachschüttsande, vor allem im nordöstlichen Blattbereich verbreitet, sind mittel- bis feinkörnig und führen gelegentlich Grobsandlagen. Korngrößenmäßig unterscheiden sie sich kaum von den Bach- und Flußablagerungen der Ems-Niederterrasse und den Ablagerungen ihrer Nebentäler. Letztere bestehen aus schwach schluffigen bis

schwach kiesigen Fein- bis Mittelsanden. Etwa 1–3 m unter der Geländeoberfläche sind häufig Schluffe, Torfe und Holzreste eingelagert. Der Grundwasserspiegel steht allgemein sehr hoch, oft weniger als 1 m unter der Geländeoberfläche. Grundwassererfüllte Fein- bis Mittelsande können bei Erschütterung und Vibration in einen Fließzustand übergehen. Sie dürfen im Bereich des Grundwassers nicht mit Schwingungsrüttlern verdichtet werden. Die Steifemoduln E_s der reinen Nachschütt- und Niederterrassensande liegen im Bereich von 50–100 MN/m², bei Einschaltung von Torfen, Holzresten und Schluffen fallen sie je nach Anteil auf E_s -Werte von etwa 1–10 MN/m² ab. Die Nachschütt- und Niederterrassensande sind nach DIN 18 300 in Klasse 3 (leicht lösbare Bodenarten), die humosen Böden unter der Grundwasser Oberfläche eventuell in die Bodenklasse 2 (fließende Bodenarten) einzustufen.

Die Uferwälle sind 2–5 m mächtige, flache Erhebungen aus schluffigem Fein- bis Mittelsand, teilweise auch aus sandigem Schluff. Sie sind mitteldicht bis locker gelagert. Die Steifemoduln E_s werden je nach Körnung und Lagerungsdichte mit 30–80 MN/m² veranschlagt. Nach DIN 18 300 sind diese Sande in Klasse 3 (leicht lösbare Bodenarten) einzustufen.

Die Flugsandablagerungen sind schwach mittelsandige Feinsande, die entsprechend ihrer äolischen Entstehung eine lockere Lagerung aufweisen. Wegen ihrer geringen Mächtigkeit und ihrer niedrigen E_s -Werte (etwa 30–40 MN/m²) wird eine Verdichtung der Flugsande vor Gründungsarbeiten zweckmäßig sein. Nach DIN 18 300 gehören die Flugsande in Klasse 3 (leicht lösbare Bodenarten).

Auensande bestehen teils aus schluffigem, teils aus humosem Feinsand und sind locker gelagert. Die Steifemoduln E_s sind je nach Schluff- und Humusgehalt mit Werten von ca. 30 MN/m² anzusetzen. Für Baugründungen sind wegen des hohen Grundwasserstandes spezielle Untersuchungen unbedingt erforderlich. Auensande sind nach DIN 18 300 in die Klasse 3 (leicht lösbare Bodenarten) einzustufen.

Im Bereich der Niederungen der Flüsse und Bäche sind ausgedehnte Torf- und Moorerdebildungen verbreitet. Diese Torfe und mehr oder weniger humosen Sande, die stellenweise noch von geringmächtigen, in nassem Zustand weichplastischen Wiesenkalke oder Wiesenmergeln unterlagert werden, sind wegen ihrer großen Kompressibilität als Baugrund ungeeignet und erfordern Bodenaustausch durch Kiessand, der zu verdichten ist. Dies trifft auch für die Wiesenkalke und Wiesenmergel zu. Bei hohem Grundwasserstand können Wasserhaltungen und für ständig genutzte unterirdische Bauwerksteile Wannengründungen erforderlich werden. Spezielle Baugrunduntersuchungen sind notwendig. Nach DIN 18 300 sind diese Schichten der Klasse 1 (Oberboden) und 2 (fließende Bodenarten) zuzurechnen.

8.2. Allgemeine Hinweise

Da im Blattgebiet lokal mit schwierigen Baugrund- und Grundwasserverhältnissen zu rechnen ist und diese nicht für einzelne Baugrundstücke in einer Karte im Maßstab 1 : 25 000 erfaßt werden können, sind jeweils spezielle Baugrunduntersuchungen erforderlich.

Vernäbte, feinsandig-schluffige Böden in den Baugruben- oder Fundamentsohlen sollten durch Einbringen einer Magerbetonschicht vor Auflockerungen geschützt werden. Örtlich kann auch ein Mehraushub um 20 cm und Ersatz durch Kiessand nötig sein, in den der unterlagernde vernäbte Schluff bei Belastung entwässern kann.

Hinsichtlich der zulässigen Belastung des Baugrundes und der Dimensionierung der Fundamente wird auf DIN 1054 verwiesen. Bei den auf weiten Bereichen des Blattgebietes, vor allem in Niederterrassenflächen und Talauen hohen Grundwasserständen sind bei Gründungen entsprechende Vorkehrungen zu treffen.

Das Gebiet des Blattes Verl liegt nach der Karte der Erdbebenzonen (DIN 4149) in Zone 0, das heißt in einem Gebiet, in dem nach bisherigen Erfahrungen keine nennenswerten Erdbebenschäden auftreten.

9. Böden (H. DAHM-ARENS)

Im Rahmen dieser Erläuterung soll den auf der geologischen Karte dargestellten geologisch-stratigraphischen und -petrographischen Einheiten ein bodenkundlicher Inhalt gegeben werden, ohne eine weitere Differenzierung der ausgeschiedenen Flächen vorzunehmen. Eine genauere Darstellung der Böden des Untersuchungsgebietes ist in der Bodenkarte von Nordrhein-Westfalen 1 : 25 000, Blatt 4117 Verl mit Erläuterungen (MERTENS 1980, vgl. auch MERTENS 1972 a), zu finden. Darüber hinaus ist das Gebiet in der Bodenkarte 1 : 100 000, Blatt C 4314 Gütersloh mit Erläuterungen (MERTENS & WILL 1979), sowie der westliche Teil in der Bodenkarte des Kreises Wiedenbrück 1 : 50 000, mit Erläuterungen (MERTENS 1972 b), dargestellt und beschrieben.

Um die Zahl der Bodeneinheiten in der Abbildung 15 überschaubar zu halten, sind die vorkommenden Böden zu acht Bodengesellschaften, entsprechend der Bodensystematik, zusammengestellt. Sie sind nach ihren dominierenden Merkmalskomplexen benannt und nach diesen pedogenetischen Gesichtspunkten, unter Berücksichtigung des kleinen Maßstabes, in der Karte ausgegrenzt.

9.1. Braunerden aus Vorschüttsand

Leichte Braunerden kommen in schwach geneigter Lage kleinflächig an den Flanken von Grundmoränenrücken vor. Ihr Solum wird hauptsächlich aus den dort austreichenden Vorschüttablagerungen gebildet, die bodenartlich aus einem scharfen Mittelsand bestehen, dem einzelne schluffige oder lehmige Lagen zwischengeschaltet sind. Die Verbraunung hängt offensichtlich mit einem höheren Basengehalt des sandigen Ausgangsmaterials zusammen, der noch durch die Einlagerung von einzelnen Geschiebelehmresten verstärkt wird. Bei fehlenden tonig-schluffigen Bestandteilen und zunehmender Versauerung macht sich stellenweise Podsolierung bemerkbar, so daß Übergangstypen zu Podsolen vorkommen. Die Böden sind locker, für Luft und Wasser gut durchlässig, leicht zu bearbeiten und vielfach mit einem tiefreichend humosen Oberboden ausgestattet, der auf jahrhundertlange Plaggendüngung zurückzuführen ist. Sie zählen zu den besseren Ackerstandorten des Blattgebietes mit anspruchsvollere Fruchtartenwahl.

9.2. Podsole aus glazigenem Sand, Niederterrassensand und Flugsand

Die Podsole sind charakteristische Bodenbildungen nährstoffarmer Sande verschiedener geologischer Entstehung. Schwerpunkte der Verbreitung befinden sich im Nordosten und Süden des Blattbereiches, wo in morphologisch deutlich erhöhten Lagen der Trockensenne und des Delbrücker Rückens großflächig Vorschüttsande und Nachschüttsande auftreten,

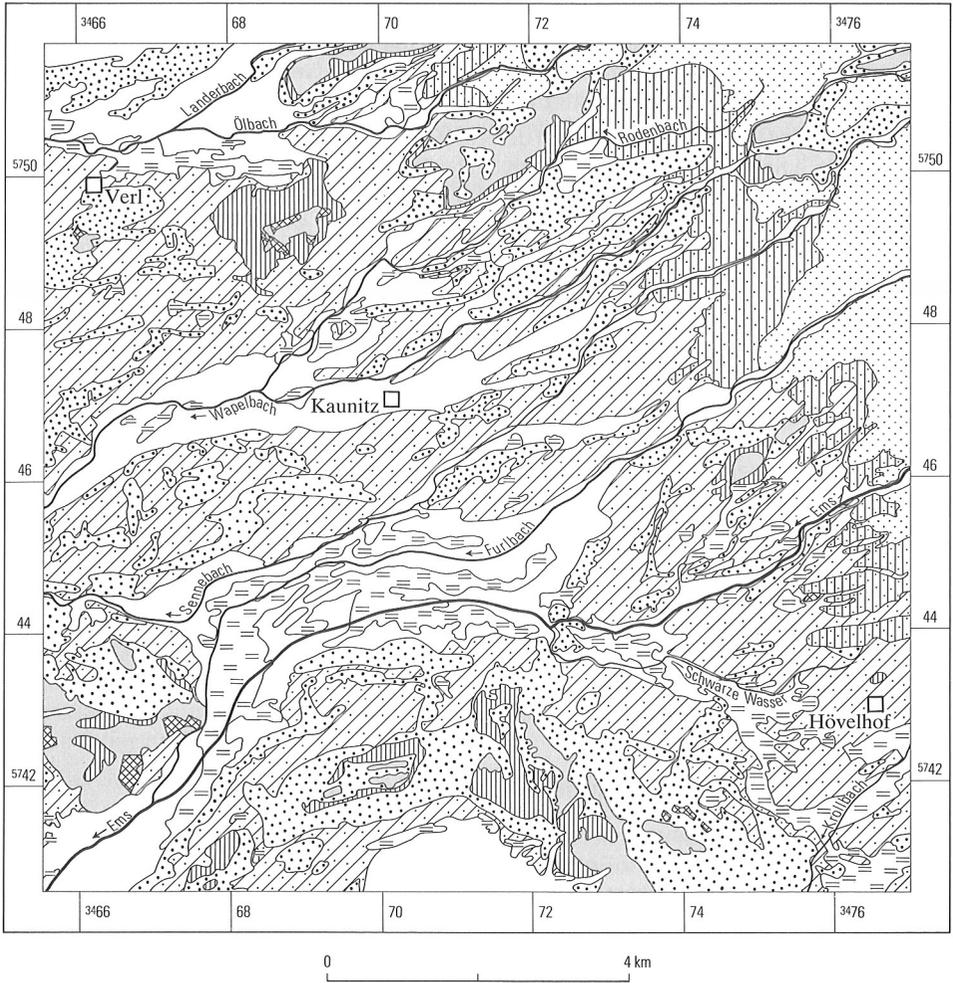


Abb. 15 Bodenkundliche Übersicht

die stellenweise äolisch überprägt, vielfach von Flugsanden unterschiedlicher Mächtigkeit überdeckt sind.

Podsole haben sich aber auch innerhalb der weiten Tal- und Niederterrassenebene der Ems sowie auf den morphologisch schwach herausragenden Kuppen und Uferwällen entwickelt. Dort steigt das Grundwasser stellenweise bis in pflanzennutzbare Tiefe an, so daß Übergänge zu Gley-Podsolen vorherrschen. Die Bodenart ist Fein- bis Mittelsand – im nordöstlichen Teil, im Verbreitungsgebiet der Nachschüttsande, Grobsand – in die stellenweise schluffig-sandige Bänder eingeschaltet sind. Große Luft- und Wasserdurchlässigkeit und geringe nutzbare Wasserkapazität bei steter Bearbeitungsfähigkeit kennzeichnen diese leichten Böden. Sie sind örtlich bevorzugte Ackerstandorte. Nutzungsschwierigkeiten treten nur dort auf, wo sich infolge starker Podsolierung Ortsteinhorizonte gebildet haben. Die



Sand, z.T. lehmig, z.T. schluffig, >20 dm

Braunerde und Podsol-Braunerde

aus Vorschütttsand (Pleistozän), z.T. mit Geschiebelehmresten (Pleistozän)



Sand, z.T. schluffig, z.T. kiesig, >20 dm

Podsol und Braunerde-Podsol

aus Vorschütttsand (Pleistozän), z.T. mit Flugsanddecke (Pleistozän, Holozän)



Sand, z.T. kiesig, z.T. steinig, >20 dm

Podsol

aus Nachschütttsand (Pleistozän), z.T. mit Flugsanddecke (Pleistozän, Holozän)



Sand, z.T. schluffig, z.T. kiesig, 12–20 dm
sandig-toniger Lehm, z.T. kiesig, z.T. steinig

Podsol und Gley-Podsol

aus Flugsand (Pleistozän, Holozän), z.T. über glazigenem Sand oder Geschiebelehm oder Niederterrassensand (Pleistozän)



Sand oder stark lehmiger Sand 0–5 dm
sandig-toniger Lehm, z.T. kiesig, z.T. steinig, 5–15 dm
Tonmergelstein

Pseudogley und Braunerde-Pseudogley

aus Geschiebelehm (Pleistozän) oder Tonmergelstein (Oberkreide), z.T. mit Flugsanddecke (Pleistozän, Holozän)



Sand, z.T. schluffig, z.T. kiesig, >20 dm

Podsol-Gley und Gley

aus Niederterrassensand (Pleistozän), z.T. mit Flugsanddecke (Pleistozän, Holozän)



Sand, z.T. schluffig, z.T. lehmig, z.T. kiesig,
z.T. torfig, >20 dm

Gley und Naßgley

aus Fluß-, Bach- oder Talablagerungen (Holozän)



anmooriger Sand 0–5 dm
Niedermoororf 0–15 dm
Sand, z.T. schluffig, z.T. kiesig

Niedermoor und Moorgley

aus Niedermoororf (Holozän) über Niederterrassensand (Pleistozän)



Abgrabungen, Aufschüttungen und Auffüllungen

natürliche Nährstoffnachlieferung des silikatarmen sandigen Ausgangsmaterials ist sehr gering, ebenso die Sorptionsfähigkeit, da austauschfähige Ton-Humus-Komplexe weitgehend fehlen.

Durch die in den Sandgebieten ehemals übliche Plaggendüngung haben viele Podsole im Blattgebiet einen mächtigen humosen Oberboden erhalten; typologisch sind sie Plaggenesche geworden. Sie sind das Ergebnis einer jahrhundertealten Plaggenwirtschaft und Laubhumusdüngung, die, vor allem in den Sandgebieten, die älteste Meliorationsmaßnahme gewesen ist mit dem Ziel, die Ertragsfähigkeit der leichten Böden zu verbessern. Plaggen wurden in der Allmende als Soden abgestochen, im Stall als Streu genutzt und dabei mit Dung vermischt, kompostiert und später auf das Ackerland aufgebracht. Außer organischer Substanz enthielten Plaggen und Laubhumus einen meist erheblichen Anteil an Mineralbo-

den. So wurde ein tiefreichend humoser Oberboden von zum Teil 60 cm, stellenweise bis zu 125 cm Mächtigkeit geschaffen. Dadurch ist eine deutliche Verbesserung der Sorptions- und Nährstoffverhältnisse, der nutzbaren Wasserkapazität und des Gefüges eingetreten, wodurch der Standortwert erheblich erhöht worden ist. Bei genügender Zufuhr von organischem und mineralischem Dünger lassen sich selbst anspruchsvollere Feldfrüchte erfolgreich anbauen.

Die leichte Bearbeitbarkeit der trockeneren Sandböden hat auch dazu geführt, daß der Waldanteil im Blattgebiet auf weniger als 20 % der Gesamtfläche zusammengeschrumpft ist. In den Restwäldern der ehemals weitgehend unter Wald stehenden Podsole und Gley-Podsole ist die Kiefer durch künstlichen Anbau bestandesbestimmend geworden. Sie wird inzwischen als standortgemäße Baumart mit zum Teil sehr guter Qualität und mit möglicher Umtriebszeit von 140 Jahren geschätzt (BUTZKE in MERTENS 1980).

Vielorts sind vor allem im Flugsand fossile und begrabene Podsole zu finden. Häufig lagern zwei und mehr Podsole übereinander, die jeweils Zeiten der Bodenbildung vergegenwärtigen. Mit Hilfe von Pollenanalysen und Radiokarbonuntersuchungen der Humushorizonte begrabener Podsole sowie Schwermineralanalysen ist das Mindestalter ermittelt worden. Die allerödzeitliche Bodenbildung kommt an mehreren Stellen im Blattgebiet vor (ARENS 1964, DAHM-ARENS 1970, 1982; SKUPIN 1980, 1982). Es handelt sich dabei um Flugdecksand der Älteren *Dryas*-Zeit. Darüber lagern Flugdecksande der Jüngeren *Dryas*-Zeit mit deutlichen Podsolprofilen, deren Entwicklung überwiegend bis in die Jetztzeit reicht. Stellenweise sind sie von jungen Dünenanden überdeckt worden, in denen sich die Bodenbildung noch im Stadium des Podsol-Regosols befindet.

9.3. Pseudogleye aus Geschiebelehm und Tonmergelstein

Auf den ebenen Rückenlagen im nördlichen, südlichen und südwestlichen Teil des Blattgebietes sind Pseudogleye aus sandig-tonigem und tonigem Lehm mit meist langandauernder Staunässe verbreitet. Sie haben sich aus petrographisch unterschiedlichem Geschiebelehm der vorletzten Vereisung sowie – vor allem im südwestlichen Teil – aus Tonmergelstein der Oberkreide entwickelt. Mangelnde Durchlässigkeit, geringe nutzbare Wasserkapazität und fehlende Durchlüftung sind die wichtigsten Eigenschaften dieser schweren Böden. Sie werden vorwiegend landwirtschaftlich, meist als Grünland, genutzt. Bei forstlicher Nutzung sind neben der Stieleiche fast reine Buchenbestände vorherrschend.

Ein höherer Standortwert kommt den Pseudogleyen zu, die eine sandige Deckschicht aus glazigenen oder äolischen Sanden tragen. Typologisch kommen Übergänge zu Braunerden, vereinzelt zu Podsolen vor. Sie lassen sich leichter bearbeiten, haben aber eine zwischen Überfluß und Mangel stark schwankende Wasserversorgung, die neben dem Nährstoffmangel im sandigen Oberboden der Hauptgrund für unterschiedliche Ertragsleistungen ist.

9.4. Gleye aus Niederterrassensand, Fluß- und Bachablagerungen

Die vom Grundwasser geprägten Gleye in der breiten Niederterrassenebene der Ems und in den morphologisch wenig tiefergelegenen Bachtälern und Senken bestehen aus fluviatilen Sand mit schluffigen Lagen in wechselnder Mächtigkeit. Diese Böden nehmen im Blattgebiet den größten Flächenanteil ein. Das Grundwasser schwankt im Mittel zwischen

0,4 und 0,8 m unter Flur, so daß sich typische Gleye entwickelt haben; teilweise auch zwischen 0,2 und 0,4 m mit Entwicklung als Naßgley. Die Böden besitzen hohe Wasser- und Luftdurchlässigkeit. Wenn auch die Grünlandnutzung überwiegt, so nimmt doch die Ackerwirtschaft stetig zu.

In schwach erhöhten Lagen innerhalb der Niederungen sind die fluviatilen Sande vielfach äolisch überprägt. Vor allem dort hat sich im oberen Profilbereich Podsolierung ausgewirkt und zur Entwicklung von Podsol-Gleyen geführt. Die Vorgänge der Podsolierung mit ihren für Profilausbildung und Ertragsfähigkeit der Böden gleichermaßen unerwünschten Folgen setzen sofort ein, sobald das Grundwasser in den quarzreichen Sanden für einen gewissen Zeitraum den oberen Bodenbereich freigibt. Das kann im jährlichen Rhythmus wie auch in einer längeren Jahresfolge sein. Bleichungen sowie diffuse Sauerhumus- und Eisenanreicherungen, zum Teil mit verdichteten Ortstein-Raseneisensteinhorizonten, sind die Folge. Die Podsol-Gleye werden überwiegend landwirtschaftlich genutzt, wobei das ehemals vorherrschende Grünland zugunsten des Ackerlandes immer mehr zurücktritt.

Innerhalb des holozänzeitlichen Emstales, das in die angrenzenden weiten Niederterrassenflächen nicht oder kaum eingetieft ist, haben sich ebenfalls Gleye entwickelt. Sie bestehen überwiegend aus Sand und schwach lehmigem Sand mit zum Teil streifigen Einlagerungen von Mittel- bis Grobsand und Schluff. Häufig sind geringmächtige torfige Lagen vertreten, die stellenweise in Niedermoor torfe übergehen, zum Beispiel großflächig bei Hövelhof, südlich Kaunitz und westlich Westerloh.

Das Grundwasser bewegt sich während des ganzen Jahres fast ausschließlich zwischen 0,4 – 0,8 m unter Flur; stellenweise, insbesondere in den Niedermoorgebieten, auch bis 0,2 m unter Flur. Mit Überflutungen ist häufiger zu rechnen. Die Nutzung ist fast ausschließlich als Grünland, das bei hochstehendem Grundwasser mangelnde Trittfestigkeit hat.

9.5. Niedermoore

Die organogenen Böden, Niedermoore und ihre Übergangsbildungen zu Gleyen, vorwiegend Anmoor- und Moorgleye, haben sich vor allem im südlichen und westlichen Blattbereich in den Fluß- und Bachtälern und in schwach eingetieften Lagen entwickelt. Landschaftsprägend ist vor allem der Niedermoorstreifen, der die Ems von Hövelhof über Rietberg bis kurz vor Wiedenbrück in wechselnder Breite begleitet.

Im Bereich der Niedermoore steht das Grundwasser dauernd an oder über der Oberfläche. Die typische Niedermoorvegetation findet hier einen geeigneten Standort. Die Mächtigkeit der Torfschicht wechselt im Blattgebiet stark. Sie beträgt meist weniger als 1 m. Vielfach macht sie auch nur eine dünne Decke bis zu 0,4 m aus. Die Basis besteht aus Sand und Schluff, vielfach aus einer Wechsellagerung von dünnen Sand- und Schluffbändern. Meist sind sie jedoch durch Meliorationsmaßnahmen mit Sand überdeckt und im oberflächennahen Bereich durchmengt worden bei gleichzeitiger Entwässerung. Sie werden ausschließlich als Grünland genutzt. Das Grundwasser steht auch heute noch dicht unter der Oberfläche, so daß Beweidung kaum möglich ist. Für ihre erfolgreiche landwirtschaftliche Bewirtschaftung ist die Absenkung des Grundwasserspiegels Voraussetzung.

Ein Großteil der Niedermoore gehört heute zu den Feuchtbiotopen, die im Rahmen des Natur- und Landschaftsschutzes als erhaltens- und schützenswert angesehen und als Naturschutzgebiete, zum Beispiel die Grasmearwiesen bei Kaunitz, vorgeschlagen werden oder bereits ausgewiesen sind.

10. Aufschlüsse und Bohrungen

Im Bohrarchiv des Geologischen Landesamtes Nordrhein-Westfalen sind derzeit 710 Bohrungen und Sondierungen aus dem Blattgebiet vorhanden (Stand 1. 1. 1986). Davon haben 10 Bohrungen eine Endteufe zwischen 50 und 100 m, die übrigen 700 liegen unter 50 m. Von diesen Bohrungen erreichen etwa 200 die Quartär-Basis. Während der Kartierung wurden außerdem 220 Handbohrungen von 1 – 2 m Tiefe niedergebracht, welche die aus den vorliegenden geologischen und bodenkundlichen Kartierungen vorhandenen Bohrungen ergänzen.

10.1. Aufschlüsse

Aufschluß 1

Ziegelei Rehage

Lage: R 66 750, H 42 330
+ 89 m NN

Bearbeiter: G. GROSSE-BRAUCKMANN, H.-W. REHAGEN, K. RESCHER,
J. SCHÖNFELD, H. SCHÜTT, K. SKUPIN

-0,60 m	Fein- bis Mittelsand, z. T. stark podsoliert, grau, schwarzgrau, rost- bis gelbbraun	Flugsand (Spätglazial-Holozän)

-0,80 m	Fein- bis Mittelsand, lagige Anreicherung von Kies (Plänerkalkstein 19 %, Unterkreide-Sandstein 11 %, Grauackesandstein u. Gangquarz 50 %, nordische Geschiebe 8 %, Flinte 12 %)	Steinsohle (Hochglazial der Weichsel-Kaltzeit)

-2,20 m	Fein- bis Mittelsand, schwach schluffig-kiesig, Schlufflagen nach unten zunehmend, Kies (wie oben) Periglazialerscheinungen: Eiskeile, an der Grenze Niederterrassensand/Älterer Löß, sanderfüllte Frosttaschen, die in den Älteren LÖß hineinreichen	Niederterrasse Weichsel-Kaltzeit

-6,50 m	sandig-toniger Schluff, stark kalkhaltig, feingeschichtet, stellenweise humos mit einzelnen kleineren Holzresten, teils lagig, teils in Frostspalten oder Trockenrissen zusammengeschwemmt, Lößschnecken, z. T. lagig angereichert, einzelne Kiesstücke (wie oben), grau bis grünlichgrau oder braun	Oberer Schneckensand (Drenthe-Stadium, Saale-Kaltzeit)
-6,80 m	sandig-toniger Schluff, humos, mäßig kieshaltig (wie oben), braun bis dunkelbraun	”

- 7,30 m	sandig-toniger Schluff, z. T. mergelig, bis schluffig-toniger Sand, feingeschichtet, stellenweise humose Anreicherungen, zahlreiche Stamm- und Zweigstücke, Koniferenzapfen, Teich- und Flußmuscheln oder -schnecken, vereinzelt Kies (wie oben) grau bis graubraun oder dunkel- bis schwarzbraun	Bantega- oder Hoogeveen- Interstadial (Drenthe-Stadium, Saale-Kaltzeit)

- 8,50 m	Tonmergel bis mergeliger Ton, kieshaltig, teils frisch, teils fließerdeartig verdichtet, vereinzelte Torfschmitzen (sekundär umgelagert), grau bis grünlichgrau, stellenweise in einzelne Grob- bis Feinkieslagen (Almeschotter) übergehend, sandig, grau	Unterer Schneckensand (Holstein-Warmzeit), fröhrendenzeitlich mit Tonmergelstein der Kreide vermenget
	Tonmergelstein, dunkelgrau	Obersanton

Aufschluß 2

Kanalaufschluß Bahnhof Hövelriege

Lage: R 75 430, H 47 980
+ 115 m NN

Bearbeiter: K. SKUPIN

- 0,300 m	Aufschüttung	
- 0,400 m	Fein- bis Mittelsand, schwarzgrau (Podsol)	Wechselagerung Flugsand/ Hochflutlehm
- 0,450 m	Fein- bis Mittelsand, schwach schluffig, kreis- bis fingerförmige Struktur, etwas Holzkohle, dunkelgrau	"
- 0,500 m	Fein- bis Mittelsand, grau	"
- 0,502 m	Schluff, schwach Holzkohle führend, grau	"
- 0,530 m	Fein- bis Mittelsand (Grobsand), grau	"
- 0,532 m	Schluff, schwach Holzkohle führend, grau	"
- 0,570 m	Fein- bis Mittelsand (Grobsand), hellgrau	"
- 0,573 m	Schluff, schwach Holzkohle führend, grau	"
- 0,610 m	Fein- bis Mittelsand (Grobsand), grau	"
- 0,614 m	Schluff, schwach Holzkohle führend, grau	"
- 0,670 m	Fein- bis Mittelsand (Grobsand), hellgrau	"
- 0,675 m	Schluff, schwach Holzkohle führend, grau	"
- 0,800 m	Fein- bis Mittelsand (Grobsand), hellgrau	"

-0,803 m	Schluff, schwach Holzkohle führend, grau	Wechselagerung Flugsand/ Hochflutlehm
-0,900 m	Fein- bis Mittelsand (Grobsand), hellgrau	"
-0,901 m	Schluff, schwach Holzkohle führend, grau	"
-1,000 m	Fein- bis Mittelsand (Grobsand), hellgrau	"
-1,010 m	Schluff, schwach Holzkohle führend, grau	"
-1,100 m	Fein- bis Mittelsand (Grobsand), hellgrau	"
-1,102 m	Schluff, schwach Holzkohle führend, grau	"
-1,180 m	Fein- bis Mittelsand (Grobsand), hellgrau	"
-1,182 m	Schluff, schwach Holzkohle führend, grau	"
-1,300 m	Fein- bis Mittelsand (Grobsand), hellgrau	"
-1,500 m	Fein- bis Mittelsand, rostbraun bis schwarzbraun (kräftiger Podsol)	"
-1,600 m	Fein- bis Mittelsand, grau	"
<hr/>		
-1,700 m	Fein- bis Mittelsand, sehr reichlich Holzkohle, schwarzgrau	Alleröd-Horizont
<hr/>		
-2,000 m	Fein- bis Mittelsand	Nachschüttsand

10.2. Bohrungen

Bohrung 1

Name: CB 11

Lage: R 69 660, H 42 060
+ 104,0 m NN

Auftraggeber: Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen

Zweck: Erkundung der quartären Schichtenfolge und der Kreide-Basis

Bearbeiter: K. RESCHER, K. SKUPIN

Bohrzeit: 5. 8. 1982

- 2,1 m	Fein- bis Mittelsand, humos, grau bis schwarzgrau	Flugsand
<hr/>		
- 3,0 m	Ton, sandig-schluffig, steinig, z. T. kalkhaltig, nordische Geschiebe, dunkelgraubraun	Grundmoräne
<hr/>		
- 9,0 m	Schluff, sandig-tonig, z. T. warvig geschichtet, braun-graubraun	waterlain till
<hr/>		

- 16,0 m	Mittel- bis Feinsand, gelbgrau	Vorschütt sand und Beckenton
- 18,0 m	Mittel- bis Feinsand mit einzelnen Schlufflagen, graubraun	"
- 23,0 m	Fein- bis Mittelsand, zahlreiche Schlufflagen, grüngrau bis rostbraun	"
- 27,0 m	Schluff, sandig-tonig, grüngrau bis rostbraun	Oberer Schneckensand
- 34,0 m	Schluff, schwach sandig-tonig, grau	"
- 38,0 m	Grob-, Mittel-, Feinkies (Almeschotter), grau bis dunkelgrau	Unterer Schneckensand
- 40,0 m	Tonmergelstein, dunkelgrau	Mittelsanton

Bohrung 2

Name: CB 36

Lage: R 69 000, H 49 480
+ 101,5 m NN

Auftraggeber: Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen

Zweck: Erkundung der quartären Schichtenfolge und der Kreide-Basis

Bearbeiter: K. RESCHER, K. SKUPIN

Bohrzeit: 17. 8. 1982

- 1,2 m	Fein- bis Mittelsand, humos, grau bis schwarzgrau	Flugsand
- 5,8 m	Ton, sandig-schluffig, steinig, z. T. kalkhaltig, nordische Geschiebe, grau bis braungrau	Grundmoräne
- 10,00 m	Mittel- bis Grobsand, rostfarben	Vorschütt sand
- 15,0 m	Mittel- bis Feinsand, gelbbraun	"
- 18,0 m	Fein- bis Mittelsand, graubraun	"
- 24,0 m	Fein- bis Mittelsand, grau bis graubraun	"
- 25,0 m	Fein- bis Mittelsand, schwach schluffig, graubraun	Oberer Schneckensand
- 26,0 m	Fein- bis Mittelsand, schluffig, graubraun	"
- 27,0 m	Fein- bis Mittelsand, schluffig, humos, graubraun bis schwarzbraun	"
- 38,0 m	Fein- bis Mittelsand, schluffig, schwach humos	"

- 41,0 m	Grob-, Mittel-, Feinkies (Plänerschotter u. Gault-Sandstein) grau	Unterer Schneckensand
<hr/>		
- 42,0 m	Tonmergelstein, dunkelgrau	Mittelsanton
Bohrung 3		
Name:	CB 50	
Lage:	R 76 920, H 47 500 + 120,5 m NN	
Auftraggeber:	Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen	
Zweck:	Erkundung der quartären Schichtenfolge und der Kreide-Basis	
Bearbeiter:	H.-W. REHAGEN, K. RESCHER, J. ROTHER, K. SKUPIN, U. WEFELS	
Bohrzeit:	31. 5. 1983	
- 1,0 m	Fein- bis Mittelsand, humos, grau bis schwarzgrau	Nachschüttsand
- 11,0 m	Fein- bis Mittelsand, schwach grobsandig, grau	"
<hr/>		
- 13,0 m	Ton, sandig-schluffig, nordische Geschiebe, grau bis dunkelgrau	Grundmoräne
<hr/>		
- 16,0 m	Fein- bis Mittelsand, graubraun	Vorschüttsand
- 23,0 m	Mittel- bis Feinsand, schwach grobsandig bis feinkiesig, graubraun	"
- 29,5 m	Fein- bis Mittelsand, schwach grobsandig, graubraun	"
<hr/>		
- 40,0 m	Schluff, schwach sandig-tonig, vereinzelt Feinkies, humos, zahlreiche Holzpartikel, grau bis dunkelgrau	Oberer Schneckensand
<hr/>		
- 45,0 m	Tonmergelstein, dunkelgrau	Untersanton

11. Verzeichnis der Schriften und Karten

Schriften

- ANDREE, J. (1927): Das Alter der diluvialen Lippe- und Emscherablagerungen. – Sitz.-Ber. naturhist. Ver. preuß. Rheinld. u. Westf., **1926** (C): 14–28 u. 108–109; Bonn.
- Arbeitskreis Grundwasserneubildung der Fachsektion Hydrogeologie der Deutschen Geologischen Gesellschaft (1977): Methoden zur Bestimmung der Grundwasserneubildungsrate. – Geol. Jb., **C 19**: 3–98, 30 Abb., 9 Tab.; Hannover.
- ARENS, H. (1964): Zur Altersdatierung der Flugsande am Westrand des Münsterschen Kreidebeckens. – Decheniana, **117**: 130–140, 2 Abb., 1 Tab.; Bonn.
- ARNOLD, H. (1952): Kartierbericht zur geologischen Übersichtkartierung 1 : 25 000 der Blätter Gütersloh (4016), Rietberg (4116) und Verl (4117). – 27 S., 32 Abb.; Krefeld. – [Unveröff.]
- (1953 a): Kartierbericht zur geologischen Übersichtkartierung 1 : 25 000 der Blätter Mastholte (4216), Delbrück (4217), Lippstadt (4316) und Geseke (4317). – 88 S., 47 Abb.; Krefeld. – [Unveröff.]
 - (1953 b): Das südliche Münsterland als Schnittflächen-Landschaft. – Z. dt. geol. Ges., **104**: 529–531, 1 Abb.; Hannover.
 - (1960): A. Geologische Karte. – In: Übersichtskt. Nordrh.-Westf. 1 : 100 000, Erl., **C 4310** Münster: 9–126, 5 Abb., 4 Taf.; Krefeld.
 - (1964 a): Fazies und Mächtigkeit der Kreidestufen im Münsterländer Oberkreidegebiet. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **7**: 599–610, 3 Abb., 1 Taf.; Krefeld.
 - (1964 b): 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.
 - (1964 c): Zur Feinstratigraphie des *schloenbachi*-Turons von Geseke, Erwitte und Paderborn. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **7**: 487–494, 2 Abb., 1 Taf.; Krefeld.
 - (1977), mit Beitr. von HOYER, P., & VOGLER, H.: Erläuterungen zu Blatt C 4314 Gütersloh. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1 : 100 000, Erl., **C 4314** Gütersloh: 156 S., 31 Abb., 10 Tab., 1 Taf.; Krefeld.
- BAECKER, P. (1963): Über altpleistozäne Flußrinnen und einige andere Probleme des Pleistozäns im Münsterland. – N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **117**: 59–88, 10 Abb., Taf. 6–7; Stuttgart.
- BÄRTLING, R. (1912): Das Diluvium des Niederrheinisch-Westfälischen Industriebezirks und seine Beziehungen zum Glazialdiluvium. – Z. dt. geol. Ges., **64** (2): 155–200, 3 Abb., 1 Taf.; Stuttgart.
- (1921): Transgressionen, Regressionen und Faziesverteilung in der Mittleren und Oberen Kreide des Beckens von Münster. – Z. dt. geol. Ges., **72**: 161–217, 3 Tab., 3 Taf.; Berlin.
- BERTELSMEIER, E. (1942): Bäuerliche Siedlung und Wirtschaft im Delbrücker Land. – Diss. Univ. Münster: 151 S., 29 Abb., 27 Tab.; Münster. – [Unveröff.]
- 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.
- BÖKE, E. (1963): Rupturen in Kreide und Karbon am Südrand des Kreidebeckens von Münster. – Forsch.-Ber. Land Nordrhein.-Westf., **1315**: 58 S., 40 Abb.; Köln, Opladen.
- 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., & WAGNER, 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.
- BRANDT, K. (1950): Über das Alter der Dünen im unteren Lippegebiet. – Natur u. Heimat, **10** (3): 1–7, 9 Abb.; Münster.
- BRAUN, F. J., & DAHM-ARENS, H., & BOLSENKÖTTER, H. (1968), mit Beitr. von ANDERSON, H.-J., & ARNOLD, H., & HINZ, H., & HOYER, P., & SCHNELL, K., & SIEBERT, G., & VOGLER, H., & WERNER, H.: Erläuterungen zu Blatt C 4302 Bocholt. – Übersichtskt. Nordrhein.-Westf. 1: 100 000, Erl., **C 4302** Bocholt: 180 S., 14 Abb., 8 Tab., 5 Taf.; Krefeld.
- BRINKMANN, R. (1935): Über Rotfärbung in marinen Sedimenten. – Geol. Rdsch., **26**: 124–127, 2 Abb.; Berlin.
- BÜKER, R. (1940): Ein aufschlußreiches Bodenprofil im Emstal. – Natur u. Heimat, **2**: 22–24, 1 Abb.; Münster.
- BURRICHTER, E. (1952): Wald- und Forstgeschichtliches aus dem Raum Iburg. – Natur u. Heimat, **12** (2): 33–45, 3 Abb.; Münster.
- BUSCHMEIER, J. (1978): Der Sedimentationsfächer des Kroll-Baches in Hövelhof. – Ber. naturwiss. Ver. Bielefeld, Sonderh.: Beitr. Ökologie der Senne, **1**: 25–32, 4 Abb.; Bielefeld.
- CLAUSEN, C.-D., & JÖDICKE, H., & TEICHMÜLLER, R. (1982): Geklärte und ungeklärte Probleme im Krefelder und Lippestädter Gewölbe. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **30**: 413–432, 2 Taf.; Krefeld.
- CORRENS, C. W. (1968): Einführung in die Mineralogie. – 2. Aufl.: 458 S., 391 Abb., 1 Taf.; Berlin, Heidelberg, New York (Springer).
- DAHM-ARENS, H. (1970): Die quartären Sande im nördlichen Westfalen und ihre Bodenbildungen. – Mitt. dt. bodenkdl. Ges., **10**: 318–322; Göttingen.
- (1982): Genese und Verbreitung der Paläoböden in Nordrhein-Westfalen. – Geol. Jb., **F 14**: 165–175, 1 Abb.; Hannover.
- DEPPE, A., & SERAPHIM, E. TH. (1968): Erdgeschichte und Landschaftsformen. – In: Sennestadt. Geschichte einer Landschaft: 17–40, 17 Abb., 1 Tab., 1 Kt.; Sennestadt (Stadt Sennestadt).
- DIENEMANN, W. (1941): Zur Kenntnis der Talsande zwischen Weser und Ems. – Z. dt. geol. Ges., **93**: 384–392, 1 Abb.; Berlin.
- DIENINGHOFF, E. (1922): Der geologische Aufbau der oberen Emsebene und ihrer Umrandung. – 8 S.; Münster (Höing). – [Diss.-Ausz.]
- DIN 1054, Baugrund, zulässige Belastung des Baugrunds, mit Beibl. (1976). – 30 S., 15 Abb.,

- 10 Tab.; Berlin, Köln (Beuth-Verl.).
- DIN 4149, Tl. 1, Bauten in deutschen Erdbebengebieten (1981). – 14 S., 6 Abb., 4 Tab.; Berlin, Köln (Beuth-Verl.).
- DIN 18300, Allgemeine technische Vorschriften für Bauleistungen-Erdarbeiten (1974). – 11 S.; Berlin, Köln (Beuth-Verl.).
- DIN 32625, Stoffmenge und davon abgeleitete Größen, Begriffe und Definitionen (1980). – 8 S., 5 Tab.; Berlin, Köln (Beuth-Verl.).
- DREIMANIS, A. (1979): The problems of waterlain-tills. – In: *Moraines & Varves*: 167–177, 8 Abb.; Rotterdam (A. A. Balkema).
- DUPHORN, K. (1976): Kommt eine neue Eiszeit? – *Geol. Rdsch.*, **65**: 845–864, 6 Abb.; Stuttgart.
- DVWK-Schriften, 73 (1985): Bodennutzung und Nitrataustrag. – 245 S., 33 Abb., 38 Tab.; Hamburg (Paul Parey).
- EHLERS, J., & MEYER, K.-D., & STEPHAN, H.-J. (1984): The Pre-Weichselian Glaciations of North-West Europe. – *Quaternary Sci. Rev.*, **3**: 1–40, 11 Abb., 1 Tab., 3 Taf.; Oxford.
- ERNST, G. (1964): Ontogenie, Phylogenie und Stratigraphie der Belemnitenart *Goniotheuthis BAYLE* aus dem nordwestdeutschen Santon/Campan. – *Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf.*, **7**: 113–174, 24 Abb., 3 Tab., 4 Taf.; Krefeld.
- (1968): Die Oberkreide-Aufschlüsse im Raume Braunschweig–Hannover und ihre stratigraphische Gliederung mit Echinodermen und Belemniten. 1. Teil: Die jüngere Oberkreide (Santon-Maastricht). – *Beih. Ber. Naturh. Ges.*, **5**: 235–284, 7 Abb., 1 Tab.; Hannover.
- ERNST, G., & SCHMID, F. (1979), unter Mitarb. von KLISCHIES, G.: Multistratigraphische Untersuchungen in der Oberkreide des Raumes Braunschweig–Hannover. – In: *Aspekte der Kreide Europas*. – *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. (1971): Stratigraphie und Tektonik. – In: *Die Karbon-Ablagerungen in der Bundesrepublik Deutschland*. III. A. 4. Das Oberkarbon im Untergrund von Nordwestdeutschland und dem angrenzenden Nordseebereich. – *Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf.*, **19**: 87–100, 6 Abb., 1 Tab., 1 Taf.; Krefeld.
- FIEGE, K. (1950): Das Raseneisenerz Schleswig-Holsteins. – *N. Jb. Mineral., Geol., Paläont., Mh.*, **1950**: 219–237, 1 Abb.; Stuttgart.
- FIRBAS, F. (1949): Die spät- und nacheiszeitliche Waldgeschichte Mitteleuropas nördlich der Alpen. 1. Allgemeine Waldgeschichte. – 480 S., 163 Abb.; Jena (Fischer).
- (1952): Die spät- und nacheiszeitliche Waldgeschichte Mitteleuropas nördlich der Alpen. 2. Waldgeschichte der einzelnen Landschaften. – 256 S., 18 Abb., 39 Tab.; Jena (Fischer).

- FLOHN, H. (1969): Ein geophysikalisches Eiszeit-Modell. – Eiszeitalter und Gegenwart, **20**: 204–234, 8 Abb.; Öhringen/Württ.
- FRICKE, K., & WEWELMEYER, W. (1960): Neue Thermal-Sole-Bohrung in Bad Waldliesborn 900 m tief. – Heilbad u. Kurort, **1960** (8): 4 S., 3 Abb.; Gütersloh.
- FRÖHLICH, M., & OLTERS DORF, B. (1972): Die Sandlandschaft der Senn. Eine hydrographisch-morphologische Skizze. – Natur- u. Landschaftskde. Westf., **4**: 101–106, 5 Abb.; Hamm.
- GEYH, M. A., & MICHEL, G. (1983): Tiefes Grundwasser in der Senne. – Z. dt. geol. Ges., **134**: 885–903, 5 Abb., 4 Tab.; Hannover.
- GRIMMEL, E. (1973): Bemerkungen zum Geschiebedecksand. – Eiszeitalter u. Gegenwart, **23/24**: 16–25; Öhringen/Württ.
- GRUBE, F. (1979): Zur Morphogenese und Sedimentation im quartären Vereisungsgebiet Nordwestdeutschlands. – Verh. naturwiss. Ver. Hamburg, (NF), **23**: 69–80; Hamburg.
- GÜNTHER, K. (1982): Schloß-Holte Stukenbrock und Hövelhof. – In: Landschaftsverband Westfalen – Lippe [Hrsg.]: Neujahrsgruß 1982: 18–19; Münster.
- HAACK, W. (1930): Die Entwicklung des Diluviums in der weiteren Umgebung von Osnabrück. – Sitz.-Ber. preuß. geol. L.-Anst., **5**: 93 S., 1 Tab.; Berlin.
- (1935): Erläuterungen zu Blatt Lengerich. – Geol. Kt. Preußen u. benachb. dt. Länder 1:25 000: 48 S., 2 Abb.; Berlin.
- HAMBLOCH, H. (1958): Das Alter einiger Dünen an der oberen Ems. – Erdkunde, **12**: 128–132, 4 Abb.; Bonn.
- HAMMEN, T. VAN DER (1951): Late-glacial flora and periglacial phenomena in the Netherlands. – Leidse Geol. Meded., **17**: 71–183; Leiden.
- HARBORT, E., & KEILHACK, K. (1918): Erläuterungen zu Blatt 4118 Senne. – Geol. Kt. Preußen u. benachb. dt. Länder 1:25 000: 27 S., 1 Abb.; Berlin.
- HEDEMANN, H.-A., & TEICHMÜLLER, R. (1971): Die paläogeographische Entwicklung des Oberkarbons. – In: Die Karbon-Ablagerungen der Bundesrepublik Deutschland. III. A. Der paralische Raum. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **19**: 129–142, 6 Abb., 2 Tab.; Krefeld.
- HEITFELD, H. (1957): Zur Stratigraphie der Kreide am Nordrand des Sauerlandes zwischen Sichtigvor und Essentho. – N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **105**: 79–112, 5 Abb., 2 Tab.; Stuttgart.
- HEMPEL, L. (1962): Das Großrelief am Südrand der Westfälischen Bucht und im Nordsauerland. – Spieker, **12**: 3–44, 3 Abb.; Münster.
- (1963): Über morphologische Formengruppen der Erosion an der Ems. – Eiszeitalter u. Gegenwart, **14**: 68–76, 5 Abb., Öhringen/Württ.
- (1980): Der „Osning-Halt“ des Drenthe-Stadials am Teutoburger Wald. – Eiszeitalter u. Gegenwart, **30**: 45–62, 4 Abb., 5 Tab.; Hannover.
- HENDRICKS, A., & SPEETZEN, E. (1983): Der Osning-Sandstein im Teutoburger Wald und im Egge-Gebirge (NW-Deutschland) – ein marines Küstensediment aus der Unterkreidezeit. – Abh. westf. Mus. Naturkde., **45** (1): 11 S., 7 Abb., 1 Taf.; Münster.
- HERBORT, W., & LENZ, W., & HEILAND, I., & WILLNER, G. (1969): Der Landkreis Wiedenbrück, **5**:

- 278 S., 182 Abb., 23 Tab., 1 Kt.; Köln, Wien (Böhlau), Münster (Aschendorff).
- HESEMANN, J. (1950): Über die stratigraphische Stellung der großen Emsterrasse im Münsterland. – Geol. Jb., **64**: 633–641, 2 Abb.; Hannover.
- (1957): Elster- und Saale-Eiszeit in Westfalen und anschließendem Rheinland nach ihrer Geschiebeführung. – N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1956**: 49–54, 1 Abb.; Stuttgart.
 - (1967): Das Münsterland zur Triaszeit. – Sonderveröff. geol. Inst. Univ. Köln, **13**: 15–18, 2 Abb.; Köln.
 - (1969): Das Münsterland als pliozäne Erosionslandschaft. – N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1969**: 530–534, 3 Tab.; Stuttgart.
 - (1973): Norddeutsches Quartär (1961–1972). – Zbl. Geol. Paläont., **1973** (1): 141–167, 3 Tab.; Stuttgart.
 - (1975): Geologie Nordrhein-Westfalens. – 416 S., 255 Abb., 122 Tab.; Paderborn (Schöningh).
- HILTERMANN, H., & KOCH, W. (1956): Biostratigraphie der Oberkreide auf Grund von Mikrofossilien. – Paläont. Z., **30**: 19–32, 6 Abb.; Stuttgart.
- , & – (1962): Oberkreide des nördlichen Mitteleuropas. – In: Leitfossilien der Mikropaläontologie: 299–338, 1 Abb., 1 Tab., Taf. 42–51; Berlin.
- HÖFLE, H.-C. (1979): Klassifikation von Grundmoränen in Niedersachsen. – Verh. naturwiss. Ver. Hamburg, N. F., **23**: 81–92, 3 Abb., 1 Tab.; Hamburg.
- 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., & CLAUSEN, C.-D., & LEUTERITZ, K., & TEICHMÜLLER, R., & THOME, K. N. (1974): Ein Inkohlungsprofil zwischen dem Gelsenkirchener Sattel des Ruhrkohlenbeckens und dem Ostsauerländer Hauptsattel des Rheinischen Schiefergebirges. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **24**: 161–172, 1 Abb., 1 Taf.; Krefeld.
- KAPLAN, U., & SCHMID, F. (1983): Der Großammonit *Pachydesmoceras denisonianum* (STOLICKA) und die Feinstratigraphie des hohen Ober-Cenoman im Hesseltal bei Halle in Westfalen (NW-Deutschland). – Veröff. Naturkde.-Mus. Bielefeld, **5**: 20 S., 19 Abb., 1 Tab.; Bielefeld.
- KARRENBERG, H. (1973), unter Mitarb. von BOLSENKÖTTER, H., & FRICKE, K., & HILDEN, H. D., & KAMP, H. VON: Die Entwicklung der Hydrogeologie im Bereich des Geologischen Staatsdienstes in Nordrhein-Westfalen. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **23**: 199–220, 5 Abb.; Krefeld.
- KEILHACK, K. (1906): Ergebnisse von Bohrungen. IV. – Jb. kgl. preuß. geol. L.-Anst., **27**: 531–680; Berlin.
- KELLER, G. (1950): Beitrag zur Altersfrage der Terrassen an der mittleren Ems. – Z. dt. geol. Ges., **101**: 86–92, 3 Abb.; Hannover.
- Klimakunde des Deutschen Reiches (1939). – **2**: 560 S., 2 Kt.; Berlin (Reimer).
- KLOTZ, B. (1980): Landschaftsführer mit Rundwanderwegen und Pättkesfahrten im Verler Land. – Heimatkd. Schriftenr. Heimatver. Verl, **1**: 48 S., 6 Abb., Fotos u. Skizzen; Verl (Spar- u. Darlehenskasse).
- KOCH, W. (1977): Biostratigraphie in der Oberkreide und Taxonomie von Foraminiferen. –

- Geol. Jb., **A 38**: 11–123, 2 Abb., 1 Tab., Taf. 1–17; Hannover.
- KOCH, M., & MICHEL, G. (1972), mit Beitr. von SCHRÖTHER, R., & VOGEL, K.: Erläuterungen. – Hydrogeol. Kt. Kreis Paderborn 1: 50 000, Erl.: 84 S., 15 Abb., 5 Tab., 2 Taf.; Krefeld.
- , & – (1979): Erläuterungen zu Blatt C 4314 Gütersloh. – Hydrogeol. Kt. Nordrh.-Westf. 1: 100 000, Erl., **C 4314** Gütersloh: 109 S., 22 Abb., 18 Tab., 2 Taf.; Krefeld.
- KOWALD, P.-B. (1984): Strukturgeologische Untersuchungen im Übergangsbereich Rheinisches Schiefergebirge – Münstersche Kreidebucht. – Diss., Techn. Univ. Clausthal: 154 S., 85 Abb., 3 Taf.; Clausthal-Zellerfeld.
- 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.
- KREBS, W. (1982): Das Altpaläozoikum des Lippstädter Gewölbes und seine regional-geologische Stellung in den Kaledoniden Mitteleuropas. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **30**: 201–222, 3 Abb., 1 Tab.; Krefeld.
- KRONBERG, P. (1977): Die regionale und überregionale Bruchtektonik Mitteleuropas – Bestandsaufnahme und Interpretation. – Geotekt. Forsch., **53**: 7–41; Stuttgart.
- (1982): Die Querzone von Lippstadt – Warstein – Ramsbeck im Satellitenbild: Tiefenstrukturen und oberflächennahe Bruchstrukturen. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **30**: 405–411, 2 Abb.; Krefeld.
- KUIPER, J. G. J. (1968): Die spätpleistozänen Pisidien des ehemaligen Ascherslebener Sees. – Arch. Molluskenkd., **98**: 23–38; Frankfurt.
- LIEDKE, H. (1975): Die nordischen Vereisungen in Mitteleuropa. – Forsch. dt. Landeskd., **204**: 160 S., 37 Abb., 13 Tab., 1 Kt.; Bonn–Bad Godesberg.
- LOTZE, F. (1949): Das Alter der Dünen bei Mantinghausen an der oberen Lippe. – Natur u. Heimat, **9** (3): 7 S., 1 Abb.; Münster.
- (1951 a): Das Diluvium der Delbrücker Höhe im Zwischengebiet zwischen Lippe und Ems. – N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1951**: 193–201, 4 Abb.; Stuttgart.
- (1951 b): Das Quartär der Hellwegebene bei Geseke. – N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1951**: 33–38; Stuttgart.
- (1952): Methodisches zur Feinstratigraphie des Turonpläners im Osning bei Lengerich. – N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1952**: 442–443, 1 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.
- (1953): Zur Talgeschichte der Alme, oberen Lippe und Ems. – N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1953**: 306–311, 1 Abb.; Stuttgart.
- (1954): Das Quartär zwischen Ems und Osning östlich von Rheine. – N. Jb. Geol., Paläont., Mh., **1953**: 145–152, 2 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.
- LOŽEK, V. (1964): Quartärmollusken der Tschechoslowakei. – Rozpravy UUG, **31**: 374 S., 91 Abb., XXXII Taf.; Prag.
- (1965): Das Problem der Lößbildung und die Lößmollusken. – Eiszeitalter u. Gegenwart, **16**: 61–75, 5 Abb., 2 Tab.; Öhringen/Württ.
- LÜTTIG, G. (1958): Methodische Fragen zur Geschiebeforschung. – Geol. Jb., **75**: 361–418, 17 Abb., 1 Tab., 3 Taf.; Hannover.
- MAAS, H. (1955): Die geologische Geschichte der westfälischen Dünen auf Grund der Bodenbildungen. – Z. dt. geol. Ges., **105**: 137–138; Hannover.

- MAAS, H., & MÜLLER, E.-H. (1954): Bodenkundliche und geologische Hinweise zur Elster-Eiszeit bei Haltern (Westf.). – Geol. Jb., **69**: 407–410, 3 Abb.; Hannover.
- MAASJOST, L. (1933): Landschaftscharakter und Landschaftsgliederung der Senne. – Diss. Univ. Münster: 69 S., 24 Abb., 3 Kt.; Emsdetten (Heinr. & J. Lechte).
- MANIA, D. (1973): Paläoökologie, Faunenentwicklung und Stratigraphie des Eiszeitalters im mittleren Elbe-Saalegebiet auf Grund von Molluskengesellschaften. – Geologie **21**, Beih. 78/79: 1–175, 14 Abb., 33 Tab.; Berlin.
- MEIJER, T. (1985): The Pre-Weichselian non marine molluscan fauna from Maastricht-Belvédère (Southern Limburg, the Netherlands). – Meded. Rijks geol. Dienst, **39** (1): 75–103, 6 Abb., 2 Taf.; Haarlem.
- MEISEL, S. (1959): Geographische Landesaufnahme 1 : 200 000. Naturräumliche Gliederung Deutschlands. – Die naturräumlichen Einheiten auf Blatt 98 Detmold. – 40 S., 1 Kt.; Bad Godesberg (B.-Forsch.-Anst. Landeskd. u. Raumordn.).
- MENKE, B. (1968): Beiträge zur Biostratigraphie des Mittelpleistozäns in Norddeutschland. – Meyniana, **18**: 35–42, 6 Abb.; Kiel.
- MERTENS, H. (1972 a), mit Beitr. von BUTZKE, H., & FOERSTER, E.: Erläuterungen zu Blatt 4217 Delbrück. – Bodenkt. Nordrh.-Westf. 1 : 25 000, Erl., **4217** Delbrück: 143 S., 8 Abb., 9 Tab., 1 Taf.; Krefeld.
- (1972 b): Die Böden des Kreises Wiedenbrück. Mit einer Einführung in die geologischen Verhältnisse. – 28 S., 3 Abb., 1 Tab., 1 Kt.; Sennestadt (Küster).
 - (1980), mit Beitr. von BUTZKE, H., & FOERSTER, E.: Erläuterungen zu Blatt 4117 Verl. – Bodenkt. Nordrh.-Westf. 1 : 25 000, Erl., **4117** Verl: 93 S., 5 Abb., 3 Tab.; Krefeld.
- MERTENS, H., & WILL, K. H. (1979): Erläuterungen zu Blatt C 4314 Gütersloh. – Bodenkt. Nordrh.-Westf. 1 : 100 000, Erl., **C 4314** Gütersloh: 100 S., 2 Abb., 7 Tab.; Krefeld.
- MESTWERDT, A. (1926 a): Erläuterungen zu Blatt 4017 Brackwede. – Geol. Kt. Preußen u. benachb. dt. Länder 1 : 25 000: 45 S.; Berlin.
- (1926 b): Erläuterungen zu Blatt 3916 Halle (Westf.). – Geol. Kt. Preußen u. benachb. dt. Länder 1 : 25 000: 41 S., 1 Tab.; Berlin.
- MEYER, H.-H. (1986): Steinsohlen – ihre Genese und Altersstellung nach neueren Forschungsbefunden. – Eiszeitalter u. Gegenwart, **36**: 61–73, 1 Abb., 1 Taf.; Hannover.
- MEYER, K.-D., & SCHMID, F., & WOLBURG, J. (1977), mit Beitr. von HEDEMANN, H.-A., & KOSMAHL, W., & LEBKUCHNER, H., & PETERS, H. G., & ROESCHMANN, G., & SCHÖNEICH, H., & SCHÜTTE, H., unter Mitarb. von BERTRAM, H., & REUTER, G., & SCHLENKER, B.: Erläuterungen zu Blatt 3610 Salzbergen. – Geol. Kt. Niedersachsen 1 : 25 000, Erl., **3610** Salzbergen: 111 S., 5 Tab., 1 Taf., 3 Kt.; Hannover.
- MICHEL, G. (1983 a): Die Sole des Münsterländer Kreide-Beckens. – N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **166** (1): 139–159, 5 Abb., 2 Tab.; Stuttgart.
- (1983 b): Sole im Münsterland – woher, wohin? – Heilbad u. Kurort, **35**: 66–76, 7 Abb., 3 Tab.; Gütersloh.
- MICHEL, G., & STRUCKMEIER, W. (1985): The cretaceous basin of Münster – a general ground-water system in response to multiple impacts (water supply, spas, deep mining). – Mem. Assoc. internat. Hydrogeol., **18** (2): 150–159, 4 Abb., 3 Tab.; Cambridge.

- MÜLLER, H.-M. (1978): Weichselzeitliche Eiskeilsysteme im Emsgebiet bei Münster (Westf.) – Ein Beitrag zur Datierung der Emsterrassen. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1978** (2): 117 – 128, 7 Abb.; Stuttgart.
- NIEDERMEIER, G. (1967): Neues zur Stratigraphie und Tektonik der westfälischen Oberkreide-Mulde (Literaturbericht 1945 – 1966). – Zbl. Geol. Paläont., I, **1966**: 1980 – 1999; Stuttgart.
- Nitrat – ein Problem für unsere Trinkwasserversorgung? – Arbeiten der Deutschen Landwirtschafts-Gesellschaft (DLG), **177** (1983): 182 S., 68 Abb., 30 Tab.; Frankfurt/Main (DLG-Verlag-GmbH).
- NOLLAU, G. (1970): Raseneisenerz, Weißeisenerz und Vivianit im Niederungsmoor des Emslandes. – Aufschluß, **21**: 311 – 318, 4 Abb.; Stuttgart.
- OVERBECK, F. (1950): Die Moore Niedersachsens. – Geologie u. Lagerstätten Niedersachsens, **3** (4. Abt.): 122 S., 56 Abb., 2 Taf.; Bremen-Horn. – [2. Aufl.]
- OWEN, H. G. (1973): Ammonite faunal provinces in the Middle and Upper Albian and their palaeogeographical significance. – In: CASEY & RAWSON [Hrsg.]: The Boreal Lower Cretaceous: 145 – 154, 3 Abb.; Liverpool.
- PLAUMANN, S. (1982): Gravimetrische Untersuchungen im Bereich der magnetischen Anomalie von Soest-Erwitte. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **30**: 341 – 352, 4 Abb., 4 Tab., 1 Taf.; Krefeld.
- POSER, H. (1948): Äolische Ablagerungen und Klima des Spätglazials in Mittel- und Westeuropa. – Naturwiss., **35**: 269 – 276 u. 307 – 312; Göttingen, Heidelberg.
- PRANGE, W. (1978): Der letzte weichselzeitliche Gletschervorstoß in Schleswig-Holstein – das Gefüge überfahrener Schmelzwassersande und die Entstehung der Morphologie. – Meyniana, **30**: 61 – 78, 8 Abb.; Kiel.
- RICHTER, K. (1968): Klimatische Zyklen im norddeutschen Vereisungsgebiet. – Eiszeitalter u. Gegenwart, **19**: 262 – 267; Öhringen/Württ.
- ROEMER, F. (1852): Notiz über die Auffindung von Ammonites auritus Sow. in Kreideschichten bei Neuenheerse im Teutoburger Walde als Beitrag zur Entscheidung der Frage nach der Art der Vertretung des Gault in Deutschland. – Z. dt. geol. Ges., **4**: 728 – 733; Berlin.
- ROHMANN, U., & SONTHEIMER, H. (1985): Nitrat im Grundwasser – Ursachen, Bedeutung, Lösungswege. – 468 S., zahlr. Abb. u. Tab.; Karlsruhe (DVGW-Forschungsstelle am Engler-Bunte-Institut der Universität Karlsruhe).
- ROSE, H., & RADZIEWSKI, O. E. (1949): Über den Unterschied der weißen und roten Plänerkalke von Söhle bei Hildesheim. – N. Jb. Mineral., Geol., Paläont., Mh., (A) **1949**: 261 – 265; Stuttgart.
- SCHLÜTER, CL. (1872 – 76): Cephalopoden der oberen deutschen Kreide I. – Palaeontographica, **21** (1 – 7): 1 – 120, 35 Taf.; Kassel.
- (1876): Verbreitung der Cephalopoden der oberen Kreide Norddeutschlands. – Z. dt. geol. Ges., **28**: 457 – 518; Berlin.
 - (1876/77): Cephalopoden der oberen deutschen Kreide II. – Palaeontographica, **24**: 121 – 263, Taf. 36 – 55; Kassel.

- SCHMIDT, H. (1926): Schwellen- und Beckenfazies im ostrheinischen Paläozoikum. – Z. dt. geol. Ges., Mber., **77**: 226–234, 3 Abb.; Berlin.
- SCHMIERER, T. (1932): Über eine interglaziale Ablagerung nahe Wiedenbrück und ihre Fauna. – Jb. preuß. geol. L.-Anst., **53**: 695–700; Berlin.
- SCHNEIDER, P. (1952): Natur und Besiedlung der Senne. – Spieker, **3**: 5–42, 5 Abb.; Münster.
- SCHNEIDER, E. F., & SCHNEIDER, H. (1977): Tiefe Karstgrundwässer in der oberen Emsebene. – Bohrtechnik, Brunnenbau, Rohrleitungsbau, **28**: 93–100, 4 Abb.; Berlin.
- SCHNELL, K. (1955): Gewässerkundliche Karten von Nordrhein-Westfalen. – 3 Kt., viele Tab.; Düsseldorf (Minist. Ernähr., Landwirtsch. u. Forsten Land Nordrh.-Westf.).
- SCHÖNFELD, J. (1985 a): Gliederung, Alter und Fossilführung des Oberkreidemergels von Westerwiehe (Ostwestfalen). – Dipl.-Arb. Univ. Kiel: 148 S., 60 Abb., 4 Taf., 4 Kt.; Kiel.
- (1985 b): Zur Lithologie, Biostratigraphie und Fossilführung des Ober-Santon Mergels von Westerwiehe (Ostwestfalen). – Geol. Paläont. Westf., **5**: 56 S., 28 Abb., 2 Tab., 3 Taf.; Münster.
 - (1986): Fazies, Fauna und Stratigraphie des Ober-Santon von Westerwiehe (Ostwestfalen). – In: DAHMER, D., & ERNST, G., & HILBRECHT, H., & KAPLAN, U., mit Beitr. von APFEL, R., & BADAYE, H., & BOLLMANN, J., & FARMAN, A., & MEYER, H., & NEUWEILER, F., & RASEMANN, G., & REITNER, J., & SCHÖNFELD, J., & WIEDMANN, J., & WOOD, C.: Exkursionsführer. Geländetagung „Ober-Kreide NW-Deutschland“ der Subkommission für Kreide-Stratigraphie, 4.-8. Okt. 1986. Neue Ergebnisse zur Multistratigraphie, Sedimentologie und Palökologie der Oberkreide von Niedersachsen und Westfalen unter besonderer Berücksichtigung des Cenoman bis Coniac: 167 S., zahlr. Abb. u. Tab.; Berlin.
- SCHULTE, H. (1937): Die geologischen Verhältnisse des östlichen Haarstranges, insbesondere des Almegebietes. – Abh. westf. Prov.-Mus. Naturkde., **8** (1): 58 S., 2 Abb., 2 Taf.; Münster.
- SCHWARZBACH, M. (1968): Neue Eiszeithypothesen. – Eiszeitalter u. Gegenwart, **19**: 250–261, 7 Abb.; Öhringen/Württ.
- (1976): Temperatur-Änderungen in der Erdgeschichte. – Geol. Rdsch., **65**: 820–844, 8 Abb., 3 Tab.; Stuttgart.
- SEIBERTZ, E. (1979 a): Probleme der Turon-Gliederung Nordeuropas (Oberkreide) im überregionalen Vergleich. – Newsl. Stratigraph., **7** (3): 166–170, 2 Abb.; Berlin, Stuttgart.
- (1979 b): Biostratigraphie im Turon des SE-Münsterlandes und Anpassung an die internationale Gliederung aufgrund von Vergleichen mit anderen Oberkreide-Gebieten. – Newsl. Stratigraph., **8** (2): 111–123, 5 Abb.; Berlin, Stuttgart.
 - (1979 c): Stratigraphisch-fazielle Entwicklung des Turon im südöstlichen Münsterland (Oberkreide, NW-Deutschland). – Newsl. Stratigraph., **8** (1): 3–60, 34 Abb.; Berlin, Stuttgart.
- SEIBERTZ, E., & SKUPIN, K. (1982): Oberkreide. – In: SKUPIN, K., mit Beitr. von MERTENS, H., & MICHEL, G., & SEIBERTZ, E., & WEBER, P.: Erläuterungen zu Blatt 4218 Paderborn. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1: 25 000, Erl., **4218** Paderborn: 140 S., 19 Abb., 15 Tab., 2 Taf.; Krefeld.
- SEITZ, O. (1956): Über Ontogenie, Variabilität und Biostratigraphie einiger Inoceramen. –

Paläont., Z., **30**: 3–6, 1 Tab.; Stuttgart.

- (1961): Die Inoceramen des Santon von Nordwestdeutschland. I. Teil: Die Untergattungen *Platyceramus*, *Cladoceramus* und *Cordiceramus*. – Beih. geol. Jb., **46**: 186 S., 39 Abb., 15 Taf.; Hannover.
 - (1965): Die Inoceramen des Santon und Unter-Campan von Nordwestdeutschland. II. Teil: Biometrie, Dimorphismus und Stratigraphie der Untergattung *Sphenoceramus* J. BÖHM. – Beih. geol. Jb., **69**: 194 S., 11 Abb., 26 Taf.; Hannover.
 - (1970): Über einige Inoceramen aus der Oberen Kreide. 1. Die Gruppe des *Inoceramus subquadratus* SCHLÜTER und der Grenzbereich Coniac/Santon. 2. Die Muntigler Inoceramenfauna und ihre Verbreitung im Ober-Campan und Maastricht. – Beih. geol. Jb., **86**: 171 S., 12 Abb., 28 Taf.; Hannover.
- SERAPHIM, E. TH. (1966): Führer zur geologisch-landschaftskundlichen Exkursion in das Delbrücker Land am 24. 4. 1966. – Nat. Ver. Bielefeld, 24. Exk.-Führer: 3 S., 1 Skizze.
- (1972): Wege und Halte des saalezeitlichen Inlandeises zwischen Osning und Weser. – Geol. Jb., **A3**: 85 S., 14 Abb., 6 Tab.; Hannover.
 - (1973): Drumlins des Drenthe-Stadiums am Nordostrand der Westfälischen Bucht. – Osnabrücker Naturwiss. Mitt., **2**: 41–87, 10 Abb., 2 Tab.; Osnabrück.
 - (1977): Die Senne – Begriff und räumliche Abgrenzung im Rahmen der Landschaftsplanung und -entwicklung. – Spieker, **25** (1): 123–136; Münster.
 - (1978): Erdgeschichte, Landschaftsformen und geomorphologische Gliederung der Senne. – Ber. naturwiss. Ver. Bielefeld u. Umgebung, Sonderh.: Beitr. Ökologie der Senne, **1**: 7–24, 9 Abb.; Bielefeld.
 - (1979 a): Zur Inlandvereisung der Westfälischen Bucht im Saale-(Riß) Glazial. – Münstersche Forsch. Geol. Paläont., **47**: 1–31, 1 Abb., 2 Tab.; Münster.
 - (1979 b): Erdgeschichte, Landschaftsformen und geomorphologische Gliederung der Senne. – 24. Ber. naturwiss. Ver. Bielefeld: 319–344, 8 Abb.; Bielefeld.
- SKUPIN, K. (1980): Die Sanderablagerungen der südlichen Senne bei Paderborn. – Westf. Geogr. Stud., **36**: 53–56, 186–187, 1 Abb.; Münster.
- (1982): Weichselzeitliche und frühholozäne Bodenbildungen im östlichen Münsterland. – Geol. Jb., **F14**: 217–219, 1 Abb.; Hannover.
 - (1983), mit Beitr. von DAHM-ARENS, H., & MICHEL, G., & REHAGEN, H.-W., & VOGLER, H.: Erläuterungen zu Blatt 4217 Delbrück. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1: 25 000, Erl., **4217** Delbrück: 120 S., 20 Abb., 6 Tab., 2 Taf.; Krefeld.
 - (1985), mit Beitr. von DAHM-ARENS, H., & MICHEL, G., & WEBER, P.: Erläuterungen zu Blatt 4317 Geseke. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1: 25 000, Erl., **4317** Geseke: 155 S., 16 Abb., 12 Tab., 2 Taf.; Krefeld.
- SPEETZEN, E. (1970): Lithostratigraphische und sedimentologische Untersuchungen im Osning-Sandstein (Unter-Kreide) des Egge-Gebirges und des südöstlichen Teutoburger Waldes (Westfalen, NW-Deutschland). – Münster. Forsch. Geol. Paläont., **18**: 149 S., 43 Abb., 8 Tab., 21 Taf.; Münster.
- (1980): Alterseinstufung der Oberen Niederterrasse. – In: Vorträge und Exkursionen der 46. Tagung der Arbeitsgemeinschaft Nordwestdeutscher Geologen in Münster. – Westf. geogr. Stud., **36**: 170–171; Münster.

- SPEETZEN, E., & EL-ARNAUTI, A., & KAEVER, M. (1974): Beitrag zur Stratigraphie und Paläogeographie der Kreide-Basisschichten am SE-Rand der westfälischen Kreidemulde (NW-Deutschland). – N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **145**: 207 – 241, 9 Abb., 3 Tab.; Stuttgart.
- 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** Ladbergen: 84 S., 8 Abb., 6 Tab., 3 Taf.; Krefeld.
- (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** Westbevern: 91 S., 6 Abb., 7 Tab., 2 Taf.; Krefeld.
- STEUSLOFF, U. (1951): Neue Beobachtungen und Erkenntnisse über Flora, Fauna und Klimageschichte des Würmperiglazials in der Niederterrasse der Emscher und Lippe. – Abh. Landesmus. Naturkde., **14** (2): 47 S., 6 Abb., 3 Tab.; Münster.
- (1952): Periglazialer „Tropfen-“ und Taschenboden im südlichen Münsterlande bei Haltern. – Geol. Jb., **66**: 305 – 312, 5 Abb.; Hannover.
- STILLE, H. (1903): Geologisch-hydrologische Verhältnisse im Ursprungsgebiet der Paderquellen zu Paderborn. – Abh. kgl. preuß. L.-Anst. u. Bergakad., N. F., **38**: 129 S., 3 Abb., 6 Taf.; Berlin. – [Unveränd. Nachdr. Geol. Jb., **C 14**: Hannover 1976]
- (1932): Der Ostrand der Rheinischen Masse und seine Kreidebedeckung. – Abh. preuß. geol. L.-Anst., N. F., **139**: 137 – 158, 3 Abb., Taf. 8; Berlin.
 - (1935): Erläuterungen zu Blatt 4219 Altenbeken. – Geol. Kt. Preuß. u. benachb. dt. Ländern 1 : 25 000: 30 S., 1 Abb.; Berlin.
- STOLZ, S. (1981): Ziegeleien im Raum Paderborn und die von ihnen verursachten Landschaftsveränderungen. – Schriftl. Hausarbeit im Rahmen der 1. Staatsprüfung für das Lehramt Sek. I Gesamthochschule Paderborn, Fach Geographie. – VI + 109 S., 37 Abb., 29 Tab., 9 Kt.; Paderborn. – [Unveröff.]
- STREMME, H. (1985): Altersbestimmung und Paläoböden in der Quartärstratigraphie. – Bull. Ass. Fr. Et. Quat. **2–3**: 159 – 166, 3 Abb.; Paris.
- THIERMANN, A. (1968), mit Beitr. von REHAGEN, H.-W., & SCHRAPS, W. G.: Erläuterungen zu den Blättern 3707 Glanerbrücke / 3708 Gronau und 3709 Ochtrup. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1 : 25 000, Erl., **3707** Glanerbrücke / **3708** Gronau u. **3709** Ochtrup: 177 S., 3 Abb., 12 Tab., 4 Taf.; Krefeld.
- (1970), mit Beitr. von DAHM-ARENS, H.: Erläuterungen zu Blatt 3792 Tecklenburg. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1 : 25 000, Erl., **3712** Tecklenburg: 243 S., 22 Abb., 10 Tab., 7 Taf.; Krefeld.
 - (1974): Zur Flußgeschichte der Ems/Nordwestdeutschland. – In: L'évolution quaternaire des bassins fluviaux de la Mer du Nord méridionale. – Cent. Soc. Géol. Belg.: 35 – 51, 8 Abb.; Liège.
 - (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** Mettingen: 200 S., 23 Abb., 12 Tab., 2 Taf.; Krefeld.
 - (1983), mit Beitr. von DUBBER, H.-J., & KALTERHERBERG, J., & SUCHAN, K. H.: Erläuterungen zu Blatt 3613 Westerkappeln. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1 : 25 000, Erl., **3613** Westerkappeln: 144 S., 16 Abb., 10 Tab., 2 Taf.; Krefeld.

- 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.
- (1983): Gletschererosion und -akkumulation im Münsterland und angrenzenden Gebieten. – N. Jb. Geol. 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.
- (1909): Beiträge zur Geologie des mittleren Emsgebietes. – Jb. kgl. preuß. geol. L.-Anst., **27**: 159–187, 1 Taf.; Berlin.
 - (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., **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. Stratigraph., **9** (3): 10 S., 8 Abb.; Berlin, Stuttgart.
- VOIGT, E. (1962): Frühdiagenetische Deformation der turonen Plänerkalke von Halle/Westf. als Folge einer Großgleitung unter besonderer Berücksichtigung des Phacoid-Problems. – Mitt. geol. Staatsinst. Hamburg, **31**: 146–275, 34 Abb., 33 Taf.; Hamburg.
- (1963): Über Randtröge vor Schollenrändern und ihre Bedeutung im Gebiet der Mitteleuropäischen Senke und angrenzenden Gebiete. – Z. dt. geol. Ges., **114** (2): 278–314, 15 Abb.; Hannover.
 - (1970): Untermeerische Großgleitungen in der Kreide Westfalens und die dabei erfolgte Deformation der Sedimente. – Leopoldina, **15** (3): Halle/Westf.
 - (1977): Neue Daten über die submarine Großgleitung turoner Gesteine im Teutoburger Wald bei Halle/Westf. – Z. dt. geol. Ges., **128**: 57–79, 5 Abb., 2 Taf.; Hannover.
- 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.
- WAHNSCHAFFE, F., & VON SCHUCHT, FR. (1921): Geologie und Oberflächengestaltung des norddeutschen Flachlandes. – 4. Aufl.: 472 S., 82 Abb., 29 Beil.; Stuttgart (J. Engelhorn).
- WEGNER, TH. (1926): Geologie Westfalens. – 2. Aufl.: 500 S., 244 Abb., 3 Taf.; Paderborn (Schöningh).
- (1927): Geologie der Münsterschen Ebene. – Westfalenland, **4**: 1–44, 21 Abb.; Paderborn.
- WEHRLI, H. (1941): Interglaziale und vor-saaleeiszeitliche Ablagerungen in der Münsterschen Bucht. – Z. dt. geol. Ges., **93**: 114–127, 4 Abb.; Berlin.
- WILL, K.-H. (1982): Paläoböden in Sanden des Münsterlandes. – Geol. Jb., **F14**: 221–225, 1 Abb.; Hannover.
- WOLDSTEDT, P., & DUPHORN, K. (1974), mit Beitr. von MÜLLER, H., & ROESCHMANN, G., & SCHNEEKLOTH, H., & SINDOWSKI, K.-H., & STREIFF, H., & BOSINSKI, G., & SCHIRMER, W., & SCHIRING, H.: Norddeutschland und angrenzende Gebiete im Eiszeitalter. – 3. Aufl.: 500 S., 91 Abb., 26 Tab.; Stuttgart (Koehler).
- ZAGWIJN, W. H. (1973): Pollenanalytic studies of Holsteinian and Saalian Beds in the North-

ern Netherlands. – Meded. Rijks. geol. Dienst, **35-7**: 252–268, 17 Abb.; Haarlem.

ZAGWIJN, W. H., & PAEPE, R. (1968): Die Stratigraphie der weichselzeitlichen Ablagerungen der Niederlande und Belgiens. – Eiszeitalter u. Gegenwart, **19**: 129–146, 6 Abb.; Öhringen/Württ.

ZANDSTRA, J. (1983): A new subdivision of crystalline Fennoscandian erratic pebble assemblages (Saalian) in the Central Netherlands. – Geol. Mijnbouw, **62**: 455–469, 6 Abb., 4 Tab.; s'Gravenhage.

– (1986): Tellingen van noordelijke kristallijne gidsgesteenten in de Achterhoek en zuidelijk Overijssel en opmerkingen over de depositiegebieden van het landijs tijdens het Saalien in Nederland. – Grondboor en Hamer 40, **3/4**: 76–96; Maastricht.

Zeitschrift für das Berg-, Hütten- und Salinenwesen (1856, 1857, 1858, 1859, 1860, 1861): Eisenerz-Bergbau. – **3**: 91–108; **4**: 97–110; **5**: 88–103; **6**: 119–136; **7**: 125–144; **8**: 79–90; **9**: 91–104; Berlin.

Karten

Bodenkarte von Nordrhein-Westfalen 1:100 000, m. Erl. – Hrsg. Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.; Krefeld.

Blatt C 4314 Gütersloh (1977), Bearb. MERTENS, H., & WILL, K.-H.

Bodenkarte des Kreises Wiedenbrück 1:50 000, m. Erl. (1972). – Hrsg. Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf., Bearb. MERTENS, H.; Krefeld.

Bodenkarte von Nordrhein-Westfalen 1:25 000, m. Erl. – Hrsg. Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.; Krefeld.

Blatt 4117 Verl (1977), Bearb. MERTENS, H.

Böden (1971). – Deutscher Planungsatlas, **1** (1): 2 Kt. 1:500 000, mit Erl. u. Textbeil. – 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 von Nordrhein-Westfalen 1:25 000, mit Erl. – Hrsg. Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.; Krefeld.

Blatt 4017 Brackwede (1982), 2. Aufl., Bearb. MESTWERDT, A.

Blatt 4217 Delbrück (1983), Bearb. SKUPIN, K.

Blatt 4218 Paderborn (1982), Bearb. SKUPIN, K.

Blatt 4317 Geseke (1985), Bearb. SKUPIN, K.

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

Blatt C 4314 Gütersloh (1976), Bearb. ARNOLD, H.

Blatt C 4318 Paderborn (1979), Bearb. DAHM, H.-D., & DEUTLOFF, O., & KNAPP, G., & KOCH, M., & MICHEL, G., & SKUPIN, K.

- Geologische Übersichtskarte 1 : 200 000. – Hrsg. B.-Anst. Bodenforsch. u. Geol. L.-Ämter Bundesrepublik Deutschland; Hannover.
Blatt CC 4710 Münster (Westf.) (1980), Bearb. ZITZMANN, A.
- Geologische Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten 1 : 25 000, mit Erl. – Hrsg. Kgl. Preuß. Geol. L.-Anst.; Berlin.
Blatt 4018 Lage (1915), Bearb. RENNER, O., & KRAISS, A., & KEILHACK, K.
Blatt 4118 Senne (1915), Bearb. RENNER, O., & KRAISS, A.
- Gewässerkundliche Karten von Nordrhein-Westfalen (1955). – Hrsg. Minist. Ernähr., Landwirtsch. u. Forsten, Land Nordrh.-Westf., Bearb. SCHNELL, K.: 3 Kt. 1 : 300 000, mehrere Tab.; Düsseldorf.
- Hydrogeologie (1978). – Deutscher Planungsatlas, **1** (18): 1 Kt. 1 : 500 000, m. Erl. u. Leg. – Hrsg. Akad. Raumforsch. u. Landesplanung, Bearb. DEUTLOFF, O.; Hannover (Schroedel).
- Hydrogeologische Karte von Nordrhein-Westfalen 1 : 100 000, m. Erl. – Hrsg. Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.; Krefeld.
Blatt C 4314 Gütersloh (1979), Bearb. KOCH, M.
- Karte der Grundwasserlandschaften in Nordrhein-Westfalen 1 : 500 000 (1980). – Hrsg. Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf., Bearb. HILDEN, H. D.; Krefeld. – [2. Aufl.]
- Karte der Verschmutzungsgefährdung der Grundwasservorkommen in Nordrhein-Westfalen 1 : 500 000 (1980). – Hrsg. Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf., Bearb. BOLSENKÖTTER, H., & HILDEN, H. D.; Krefeld. – [2. Aufl.]
- Klima-Atlas von Nordrhein-Westfalen (1960). – 77 Kt., 10 Taf. mit Erl.; Offenbach (Dt. Wetterdienst).
- Klimadaten I (1976). – In: Klimadaten I-III. – Deutscher Planungsatlas, **1** (7): 3 Kt. 1 – 1 000 000. m. Erl. – Hrsg. Akad. Raumforsch. u. Landesplanung, Bearb. SCHIRMER, H., & CASPAR, W., & SCHNELL, F., & WITTERSTEIN, F., & BECKER, R. F.; Hannover (Schroedel).