

Geologie im Münsterland



Umschlagbild:

Haltern-Schichten in der Quarzsandgrube Haltern-Sythen

Foto: Manfred Rath, Dülmen, im Auftrag der Quarzwerke GmbH, Werk Haltern

Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen

Geologie im Münsterland

Mit 50 Abbildungen, 6 Tabellen und 1 Tafel in der Anlage

Alle Urheberrechte vorbehalten
© 1995 Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen
Postfach 10 80 · D-47710 Krefeld

Bearbeiter:

Dipl.-Geol. Dr. Günter Drozdzewski
Dipl.-Geol. Dr. Martin Hiß
Dipl.-Geol'in Franziska Lehmann
Dipl.-Geol. Prof. Dr. Gert Michel
Dipl.-Geol. Dr. Klaus Skupin
Dipl.-Geol. Dr. Henner Staude
Dipl.-Geol. Dr. Arend Thiermann
Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen
De-Greiff-Straße 195 · D-47803 Krefeld

Dipl.-Landw.'in Dr. Hildegard Dahm-Arens
Breiten Dyk 38 · D-47803 Krefeld

Walter Finke M. A.
Westfälisches Museum für Archäologie
Amt für Bodendenkmalpflege
Außenstelle Münster
Bröderichweg 35 · D-48159 Münster

Redaktion: Dipl.-Geol. Hanns Dieter Hilden

Druck: W. A. Meinke GmbH · Düsseldorf
Printed in Germany/Imprimé en Allemagne

ISBN 3-86029-922-0

Inhalt

Vorwort: Münsterland – Natur und Lebensraum	11
Geologischer Bau (G. Drozdzewski)	14
Erdgeschichte	19
Ordovizium und Silur (G. Drozdzewski)	19
Vieles ist noch unbekannt	22
Devon (G. Drozdzewski)	22
Land und Meer unter heißem Klima	22
Riffe säumen die Küsten	23
Karbon (G. Drozdzewski)	23
Vom Meer zum flachen Schwemmland	23
Ein Faltengebirge steigt auf	24
Vom Moor zur Steinkohle – ein langer Weg durch die Erdgeschichte	26
Kohlenflöze im Ruhrgebiet und Münsterland	28
Perm (A. Thiermann)	30
Rotliegendes	30
Gebirgsbewegungen gestalten den Untergrund neu	30
Ein wüstenhaftes Hochland wird abgetragen, Schichtfluten füllen Senken	31
Zechstein	31
Wieder dringt das Meer vor – Zechstein 1 (Werra-Serie)	33
Die Meeresbrandung hinterläßt Konglomerate	33
Feine Schichtung, filigrane Fossilien – der Kupferschiefer	33
Inseln, Riffe und Untiefen – Zechstein-Mergel und -Kalk	33
Salzlagunen am Rand der Rheinischen Masse	34
Saumwälle von Dolomit und Anhydrit umgürten das Festland – Zechstein 2 (Straßfurt-Serie)	34
Der Wasseraustausch mit dem offenen Meer belebt sich wieder – Zechstein 3 (Leine-Serie)	35
Bildungen am Meeresrand – Zechstein 4 bis 7	35
Trias (A. Thiermann)	35
Buntsandstein	36
Die Rheinische Masse – eine wüstenhafte Halbinsel	36
Wüsten, Flüsse und Seen	36
Das Meer dringt in die Wüste ein	37
Muschelkalk	37
Ein warmes Flachmeer voller Leben	37
Das Meer wird abgeschnürt – der Salzgehalt steigt	38
Frische Meeresströme bringen neues Leben	38
Keuper	38

Langsam weicht das Meer – eine Wüste bleibt zurück	38
Das Meer kehrt wieder – es wird kühler	38
Jura (A. Thiermann)	39
Ölschiefer und Eisenerze – Lias	39
Schwellen und Becken gliedern das Meeresbecken – Dogger ...	39
Tektonisch bewegter Untergrund, Land und Meer im Wechsel – Malm	40
Kreide (M. Hiß)	41
Unterkreide	48
Das Festland prägt das Ablagerungsgeschehen	48
Die Meeresablagerungen an den Küsten des Münsterländer Festlandes	50
Das Festland versinkt im Meer	52
Oberkreide	53
Das Kreide-Meer und Bewegungen der Erdkruste hinterlassen ihre Spuren	53
Die Schichtenfolge	55
Kalkstein und Klippen – vom offenen Meer bis zur Küste, die Ablagerungen des Cenomans	55
Pläner und Grünsand – wichtige Rohstoffe aus dem Meer der Turon- und Coniac-Stufe	57
Graue Mergel und kein Ende – die Emscher-Mergel-Fazies des Coniacs und Santons	58
Sandriffe, Schwammrasen und immer mehr Mergel – ein buntes Nebeneinander verschiedener Ablagerungen im Santon und Campan	59
Bärstein, Flockenmergel, Waldteufel, Pool und Fließ – sie kündigen im Obercampan das Ende der Meeresüberflutung an ...	62
Die Alpen entstehen – was geschieht im Münsterland? (G. Drozdowski)	63
Tertiär (K. Skupin)	66
Subtropische Temperaturen und tiefgreifende Verwitterung auf dem Münsterländer Festland – Alttertiär (Paleozän bis Oligozän)	66
Breite Trogtäler und Schotterkörper; es wird allmählich kälter – Jungtertiär (Miozän bis Pliozän)	69
Quartär (K. Skupin & H. Staude)	71
Die Saale-Kaltzeit – das nordeuropäische Inlandeis dringt in das Münsterland vor	74
Der Ablauf der Vereisung	74
Die Auswirkungen der Vereisung	76
Eisablagerungen – was das Inlandeis mitgebracht hat	76
Schmelzwässer hinterließen vor der Gletscherstirn ihre Sedimentfracht	78
In Eisstauseen setzten sich Ton und Schluff in feinem Wechsel ab	79
Eisstruktur und Untergrundrelief bestimmten die Abflußwege der Schmelzwässer unter dem Inlandeis	79
Terrassenlandschaft und Flußgeschichte	80

Der Einfluß der Klimaverhältnisse auf Sedimentation und Abtragung	80
Die Abfolge der Flußterrassen entschlüsselt die Flußgeschichte	81
Ältere Hauptterrassen	81
Jüngere Hauptterrassen (Untere und Obere Hauptterrasse)	81
Ältere Mittelterrassen	83
Die Abflußverhältnisse während der Saale-Vereisung	85
Jüngere Mittelterrassen	86
Flußsysteme in der Eem-Warmzeit	86
Niederterrassen	87
Flußsysteme des Holozäns	89
Der Mensch greift in den Wasserhaushalt ein – die Veränderungen der natürlichen Abflußverhältnisse	91
Sand- und Staubstürme über der Kältesteppe – Windablagerungen entstehen	92
Flugsand	93
Sandlöß und Löß	93
Ur- und Frühgeschichte (W. Finke)	96
Altsteinzeit (Paläolithikum)	96
Mittlere Steinzeit (Mesolithikum)	98
Jüngere Steinzeit (Neolithikum)	98
Bronzezeit	101
Eisenzeit	102
Römische Kaiserzeit und Völkerwanderungszeit	102
Mittelalter	104
Boden und Bodennutzung (H. Dahm-Arens)	106
Rendzinen, Böden auf den Anhöhen der Oberkreide-Kalksteine	106
Basenreiche Braunerden auf mergelig-kalkigen Gesteinen der Oberkreide-Zeit	106
Basenarme Braunerden auf sandigen Gesteinen der Unterkreide-, auf Kiesen und Sanden der Quartär-Zeit	107
Parabraunerden auf Löß und Sandlöß – Ton und Schluff im Unterboden angereichert	111
Podsole, arme Böden auf Sanden aus Kreide- und Quartär-Zeit	112
Pseudogleye, stauende Nässe – Böden auf tonigen Gesteinen der Kreide- und Quartär-Zeit	114
Auenböden begleiten Bach und Fluß	115
Gleye, Böden mit hohem Grundwasserstand in den Fluß- und Bachtälern	115
Niedermoore	116
Hochmoore	116
Plaggenesche – Zeugen historischer Ackerbaukultur	116

Grundwasser – Dargebot, Nutzung und Gefährdung (G. Michel)	118
Das Münsterländer Becken als hydrogeologisches System	118
Grundwasserneubildung und Grundwasserdargebot	120
Die Sole des Münsterländer Beckens	120
Die Grundwasserlandschaften des Münsterländer Beckens	122
Ruhrgebiet	122
Westliches Münsterland	123
Zentrales Münsterland	124
Östliches Münsterland	124
Egge, Paderborner Hochfläche, Haarstrang	125
Grundwassergefährdung	126
Lagerstätten	128
Steinkohle (G. Drozdewski)	128
Steile Sättel, flache Mulden	128
Die Steinkohlenvorräte sind groß	130
Der Bergbau wandert nach Norden	131
Steinsalz (G. Drozdewski)	132
Das Salz der Zechstein-Lagune	132
Aussolkavernen – Rohstoffgewinnung, Rohstoffspeicherung	132
Erze und Minerale (G. Drozdewski)	133
Eisensteinlager führten zur Errichtung bedeutender Hüttenbetriebe	133
Blei, Zink und Silber aus dem Ruhrgebiet	134
Strontianit im Kernmünsterland	134
Erdgas und Erdöl (G. Drozdewski)	135
Steine und Erden (K. Skupin)	136
Erdgeschichtliche Denkmäler (M. Hiß & F. Lehmann)	140
Steinbrüche und Klippen	140
Höhlen, Erdfälle, Bachschwinden und Karstquellen	142
Große Steine	144
Dünen und Moore	145
Naturasphalt und Erdgas	146
Fossilien als versteinerte Zeugen	146
Schriftenverzeichnis	148
Anhang	
Lieferbare geowissenschaftliche Karten	178/179
Geologisch-paläontologische Museen, Sammlungen und Lehrpfade im Münsterland	180
Erklärung einiger Fachwörter	187

Verzeichnis der Abbildungen

Abb. 1	Ein Blick auf die geologische Karte	11
Abb. 2	Naturraum Münsterland	12
Abb. 3	Der paläozoische Untergrund	14
Abb. 4	Die Struktur des Kreide-Deckgebirges	16/17
Abb. 5	Die Verteilung von Land und Meer zur Zeit des Oberkarbons ...	25
Abb. 6	Modell eines Ablagerungsraums von Kohlenflözen	27
Abb. 7	Die Verbreitung der Kohlenflöze in der oberkarbonischen Schichtenfolge des zentralen Ruhrgebiets und Münsterlandes ..	28/29
Abb. 8	Die Verteilung von Land und Meer zur Zeit des Zechsteins	32
Abb. 9	Die Verteilung von Land und Meer zur Zeit der Unterkreide und der Oberkreide	42/43
Abb. 10	Leitfossilien der westfälischen Kreide	44/45
Abb. 11	Stratigraphie und Schichtenfolge der Münsterländer Kreide	46/47
Abb. 12	Die Externsteine bei Horn-Bad Meinberg	51
Abb. 13	Grünsandstein der Rüthen-Schichten in einem aufgelassenen Steinbruch und als Baustein am Hexenturm in Rüthen	53
Abb. 14	Steil aufgerichteter Oberkreide-Kalkstein im Teutoburger Wald ..	54
Abb. 15	Sedimente belegen den Vorstoß des Oberkreide-Meeres	56
Abb. 16	Klüftung im Plänerkalkstein	58
Abb. 17	Quarzsand der Haltern-Schichten	59
Abb. 18	Versteinerungen aus Schichten des westfälischen Campans	61
Abb. 19	Rutschgefüge – sogenannter Bärsteinhorizont – in den Beckum-Schichten	62
Abb. 20	Die Verteilung von Land und Meer zur Zeit des Paleozäns und des Miozäns	64/65
Abb. 21	Zentimeterdicke Eisenschwarten in den Haltern-Schichten	69
Abb. 22	Quartärzeitliche Ablagerungen im Münsterland	72/73
Abb. 23	Die saalezeitlichen Hauptvorstöße von Inlandeis in das Münsterland	74/75
Abb. 24	Wallartige Geschiebeanreicherung des ehemaligen Eisrandes am Haarstrang	76
Abb. 25	Gestauchter Vorschütt sand und Beckenton an der Basis der Grundmoräne bei Delbrück	77
Abb. 26	Gefaltete und zerscherte Grundmoräne südlich von Coesfeld ...	77
Abb. 27	Der große Stein in Gronau	78
Abb. 28	Die Flußsysteme in der frühen Saale-Kaltzeit	84
Abb. 29	Die Flußsysteme in der späten Weichsel-Kaltzeit	88
Abb. 30	Eine Düne an der Strothe bei Schlangen	92
Abb. 31	Die pleistozäne Schichtenfolge im zentralen und südlichen Münsterland	94/95
Abb. 32	Ein Feuersteinfaustkeil des Neandertalers	96
Abb. 33	In der ausgehenden Weichsel-Kaltzeit lebte der Mensch in zeltartigen Schilfhütten	97

Abb. 34	Feuersteinwerkzeuge vom Fundplatz Westerkappeln	97
Abb. 35	Die Düwelsteene bei Heiden	100
Abb. 36	Pferdegrab in einer Siedlung aus der späten Römischen Kaiserzeit	104
Abb. 37	Die Böden des Münsterlandes	108/109
Abb. 38	Typische Bodenprofile des Münsterlandes	110
Abb. 39	Das Grundwasserflußmodell Münsterländer Becken	119
Abb. 40	Das Gradierwerk aus dem Jahr 1845 in Bad Westernkotten	121
Abb. 41	Ableitung von Grubenwasser im Ruhrtal	122
Abb. 42	Das Wasserwerk Haltern mit Filterbecken zur Grundwasseranreicherung durch Talsperrenwasser	123
Abb. 43	An der Spülpader in Paderborn	125
Abb. 44	Die Bergbauzone des Ruhrreviers	129
Abb. 45	Der Kohleninhalt der flözführenden Oberkarbon-Schichten im Ruhrrevier und Münsterland	130
Abb. 46	Schema der Aussolung einer Kaverne im Steinsalz	133
Abb. 47	Asphaltit auf Klüften der Oberkreide-Schichten	135
Abb. 48	Die Steine-und-Erden-Vorkommen	137
Abb. 49	Erdgeschichtliche Denkmäler	143
Abb. 50	Der „Brabender Fisch“ <i>Istieus grandis</i> (AGASSIZ) aus den Baumbergen	147

Verzeichnis der Tabellen

Tab. 1	Erdgeschichtlicher Überblick	20/21
Tab. 2	Das Münsterländer Tertiär: Schichtenfolge, Meeresspiegelschwankungen und Klima	66/67
Tab. 3	Flußablagerungen am Niederrhein und in Westfalen	82/83
Tab. 4	Gliederung des ausgehenden Pleistozäns und des Holozäns ...	90
Tab. 5	Zeittafel zur Ur- und Frühgeschichte des Münsterlandes	99
Tab. 6	Die Schüttungsmengen der Karstquellen des Haarstranges und der Paderborner Hochfläche	126

Tafel in der Anlage

Verbreitung der Kreide im Münsterland

Vorwort: Münsterland – Natur und Lebensraum

Geschichte vollzieht sich immer innerhalb eines räumlichen Bezugsgefüges. Das Geschehen und sein Umfeld stehen dabei in einem ursächlichen Zusammenhang. Das gilt auch für die Erdgeschichte. „Geologie im Münsterland“ behandelt den erdgeschichtlichen Werdegang dieser Landschaft im Norden Westfalens, ihre geologischen Besonderheiten und ihre natürlichen Standortfaktoren.

Der Landschaftsname „Münsterland“ muß aber hier weitergefaßt werden als die etwa auf historische Territorien oder kulturlandschaftliche und wirtschaftsräumliche Beziehungen zurückzuführende Landschaftsbezeichnung. Beschrieben wird die Geologie einer Region, die durch eine gemeinsame erdgeschichtliche Vergangenheit geprägt wurde. Sie umfaßt im Osten mit den Kreide-Ketten des Teuto-

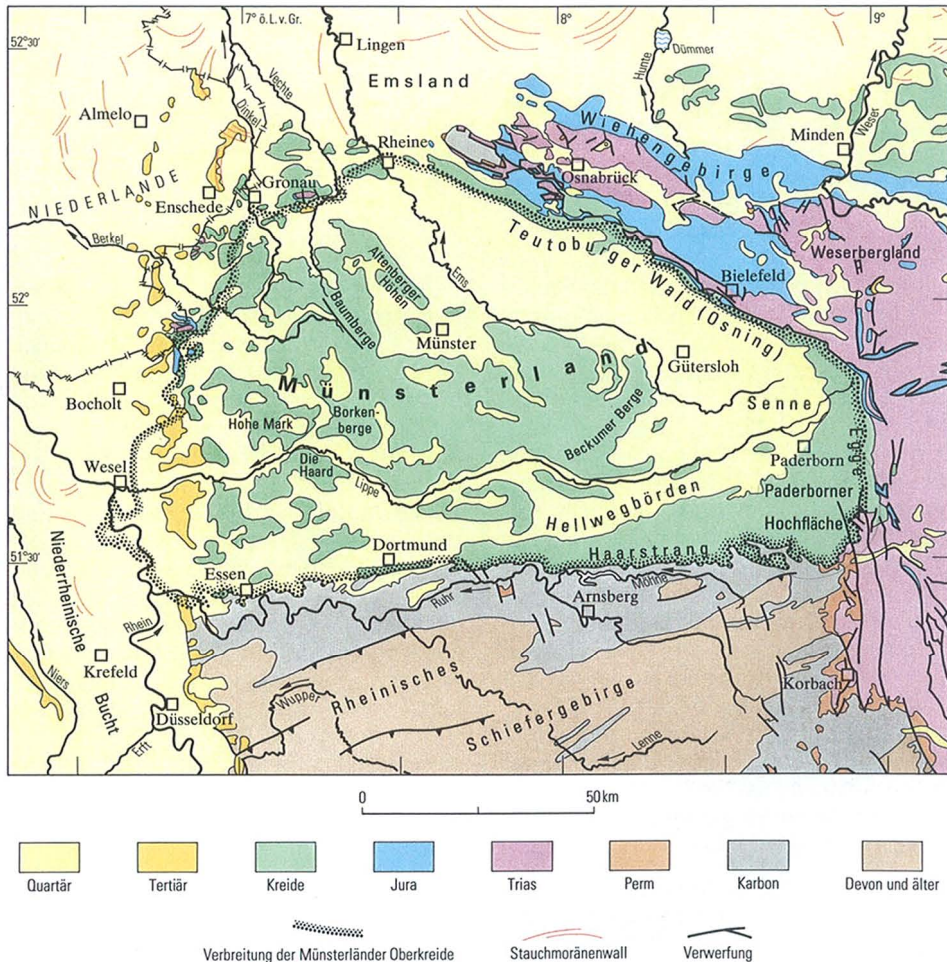


Abb. 1 Ein Blick auf die geologische Karte

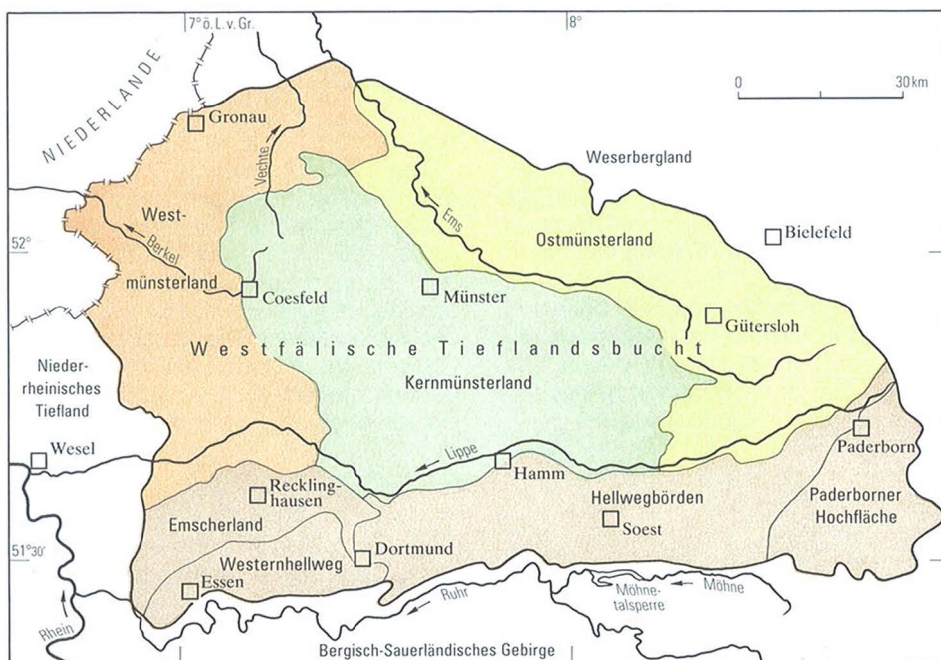


Abb. 2 Naturraum Münsterland

burger Waldes, der Egge und der Paderborner Hochfläche auch Randbereiche des Weserberglandes, im Westen und Nordosten sind Exkurse zum Niederrhein und in das Emsland zwangsläufig gegeben, und im Süden sind die Hellwegbörden sowie der Westernhellweg und das Emscherland – also Teile des Ruhrgebiets – mit einbezogen. Deutlich wird die gemeinsame Entstehung dieser geologischen Großlandschaft, die der Geologe als Münsterländer Kreide-Becken oder -Mulde bezeichnet, bei einem Blick auf eine geologische Karte (Abb. 1). Auch die naturräumliche Bezeichnung „Westfälische Tieflandsbucht“ ist für die beschriebene Region nicht ganz zutreffend, findet diese doch als südlicher Ausläufer des Norddeutschen Tieflandes am Westabfall des Weserberglandes ihre markante Begrenzung (Abb. 2).

Zwischen Naturraum und Mensch bestehen enge Wechselbeziehungen. Die Anlage von Siedlungen und Verkehrswegen, die Entstehung industrieller Zentren und die Bodennutzung richtet sich nach

den natürlichen Voraussetzungen, die ein Landschaftsraum hierfür bietet – letztendlich sind es die geologischen Verhältnisse, die den Lebensraum des Menschen prägen. Andererseits greift der Mensch durch sein Handeln gravierend in das natürliche Landschaftsgefüge ein. Er verändert die natürliche Vegetation und das Landschaftsbild, greift regulierend in den Verlauf der Flüsse ein, schafft bei der Gewinnung der Rohstoffe neue Seen und Höhenzüge, und er verändert – mehr unabsichtlich – die chemische Beschaffenheit von Boden, Grundwasser und Gewässern grundlegend. Das Münsterland mit seinen angrenzenden Gebieten ist ein charakteristisches Beispiel für den Wandel einer Naturlandschaft in eine Kultur- und Industrielandschaft – basierend auf den von der Natur gegebenen Voraussetzungen.

Die Münsterländer Landschaft erhielt ihre heutige Gestalt ab der Oberkreide-Zeit. Als Fernwirkung der Alpenfaltung sank der Münsterländer Raum und wurde vom Meer überflutet. Gegen Ende die-

ses Erdzeitalters richteten sich die Gesteinsschichten des Teutoburger Waldes auf und das Bergisch-Sauerländische Gebirge als Teil des Rheinischen Schiefergebirges hob sich allmählich gegenüber seinem Vorland stärker heraus. Diese Bewegungen verstärkten sich noch einmal während der Tertiär-Zeit. Entscheidend prägte aber das Eiszeitalter (Pleistozän) die Landschaft. Die heute an der Erdoberfläche verbreiteten Fluß-, Schmelzwasser-, Eis- und Windablagerungen stammen aus diesem Erdzeitalter. Ihre unterschiedliche Verbreitung – aber auch die unterschiedliche Ausbildung der Kreide-Gesteine – bedingen die unterschiedlichen Bodenverhältnisse – meist sandiger Boden im West- und Ostmünsterland, überwiegend mergeliger Boden im Kernmünsterland und Lößboden in den Hellwegbörden – und damit wiederum die unterschiedliche Nutzungseignung des Bodens, womit der Kreis von der Geologie zum Menschen wieder geschlossen wäre. Nachdem mit dem Beginn des Holozäns vor etwa 10 000 Jahren die natürlichen Landschaftsveränderungen weitgehend abgeschlossen waren, wurde der Mensch im Laufe des Holozäns, der geologischen Jetztzeit, selbst zum „geologischen Faktor“.

„Geologie im Münsterland“ ist nach „Geologie am Niederrhein“ der zweite Band geologischer Regionalbeschreibungen, die vom Geologischen Landesamt Nordrhein-Westfalen herausgegeben werden. Sie wenden sich sowohl an den natur- und heimatkundlich interessierten

Leser als auch an den Geowissenschaftler, der einen raschen Überblick über diesen Raum gewinnen will.

Ein ausführliches Schriften- und Kartenverzeichnis erschließt die verwendete Literatur. Hierbei sind auch überregionale Arbeiten berücksichtigt, die von besonderer Bedeutung für das Münsterland sind und weiterführende Literaturhinweise enthalten. Dazu gehören auch die Erläuterungshefte zu den Kartenblättern der Geologischen Karte von Nordrhein-Westfalen 1 : 25 000 und 1 : 100 000 (S.178/179). Vor allem das geologische Kartenwerk im Maßstab 1 : 100 000, das mit 13 Blättern das Münsterland und seine Umgebung abdeckt, bietet einen guten Einstieg in die regionale Geologie. In den Erläuterungsheften zu den einzelnen Blättern sind unter anderem zahlreiche erdgeschichtliche Besonderheiten und lohnende Exkursionsziele beschrieben.

Geologische Museen und Sammlungen, geologische Lehrpfade und Freilichtmuseen sind im Anhang dieses Bandes aufgelistet. Darunter finden sich auch einige aus den benachbarten Niederlanden; denn so wie die Menschen diesseits und jenseits der Landesgrenze vieles verbindet, so besitzt auch in der Geologie Hüben und Drüben mehr Gemeinsames als Trennendes. Fachausdrücke lassen sich nie ganz vermeiden. Für den damit nicht so vertrauten Leser werden wichtige Begriffe in einem Glossar (S. 187) erklärt.

HDH

Geologischer Bau

(G. Drozdewski)

Das Münsterland hat im geologischen Kartenbild eine charakteristische, nahezu dreieckige Form mit Seitenlängen zwischen 100 und 150 Kilometern. Es grenzt im Norden an das Norddeutsche Becken und im Osten an die Hessische Senke. Morphologische Grenzen bilden dort im Verlauf der Osning-Störungszone die Höhenzüge des Teutoburger Waldes und des Eggegebirges. Im Westen grenzt das Münsterland an das Zentralniederländische Becken und die Niederrhein-Senke, ohne daß eine deutliche morphologische Abgrenzung gegeben wäre. Im Süden besteht mit dem Anstieg zum Bergisch-Sauerländischen Gebirge ein allmählicher Übergang zum Rheinischen Schiefergebirge.

Betrachtet man das Münsterland in einem geologischen Schnitt, dann läßt sich sein geologischer Aufbau in zwei verschieden alte und unterschiedlich strukturierte Einheiten oder Stockwerke gliedern: den gefalteten paläozoischen Sockel aus Gesteinen des Erdaltertums – die Rheinische Masse – und darüber das flachliegende, überwiegend kreidezeitliche Deckgebirge – das Münsterländer Becken.

Da sich die südliche Fortsetzung des Sockels im Ruhrtal und nördlichen Rheinischen Schiefergebirge in breiter Front heraushebt, ist sein Gebirgsbau auch im Münsterland zur Tiefe hin gut bekannt. Über den Aufbau der darunterfolgenden Erdkruste, das kristalline Basement, in mehr als 10 km Tiefe wissen wir trotz tieferreichender geophysikalischer Untersuchungen jedoch noch wenig.

Der paläozoische Sockel des Münsterlandes, die Rheinische Masse, ist ein Teilstück des Außenrandes des variscischen Faltegebirges. Im Süden hat die variscische Faltung die Schichten intensiv zusammengeschoben. Nach Norden hin schließt sich ein über 50 km breiter Fal-

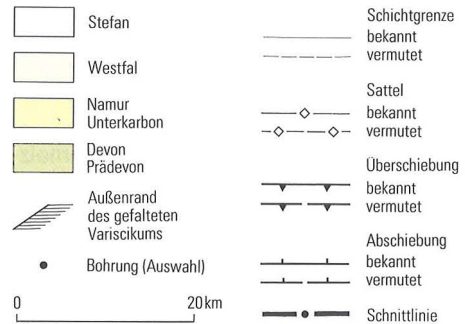
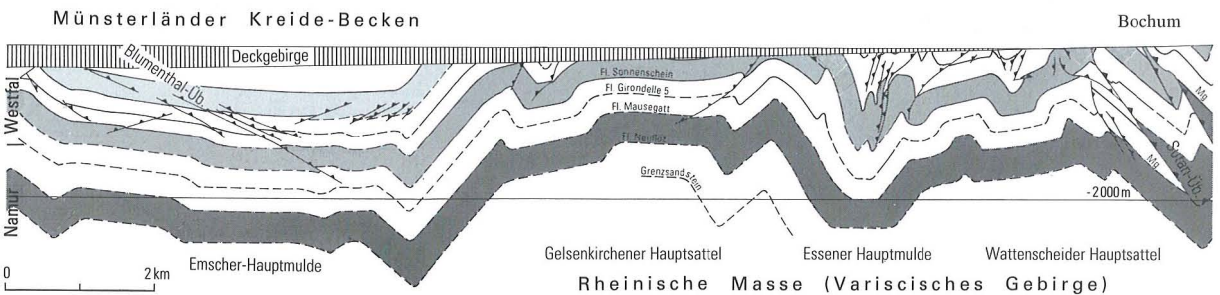
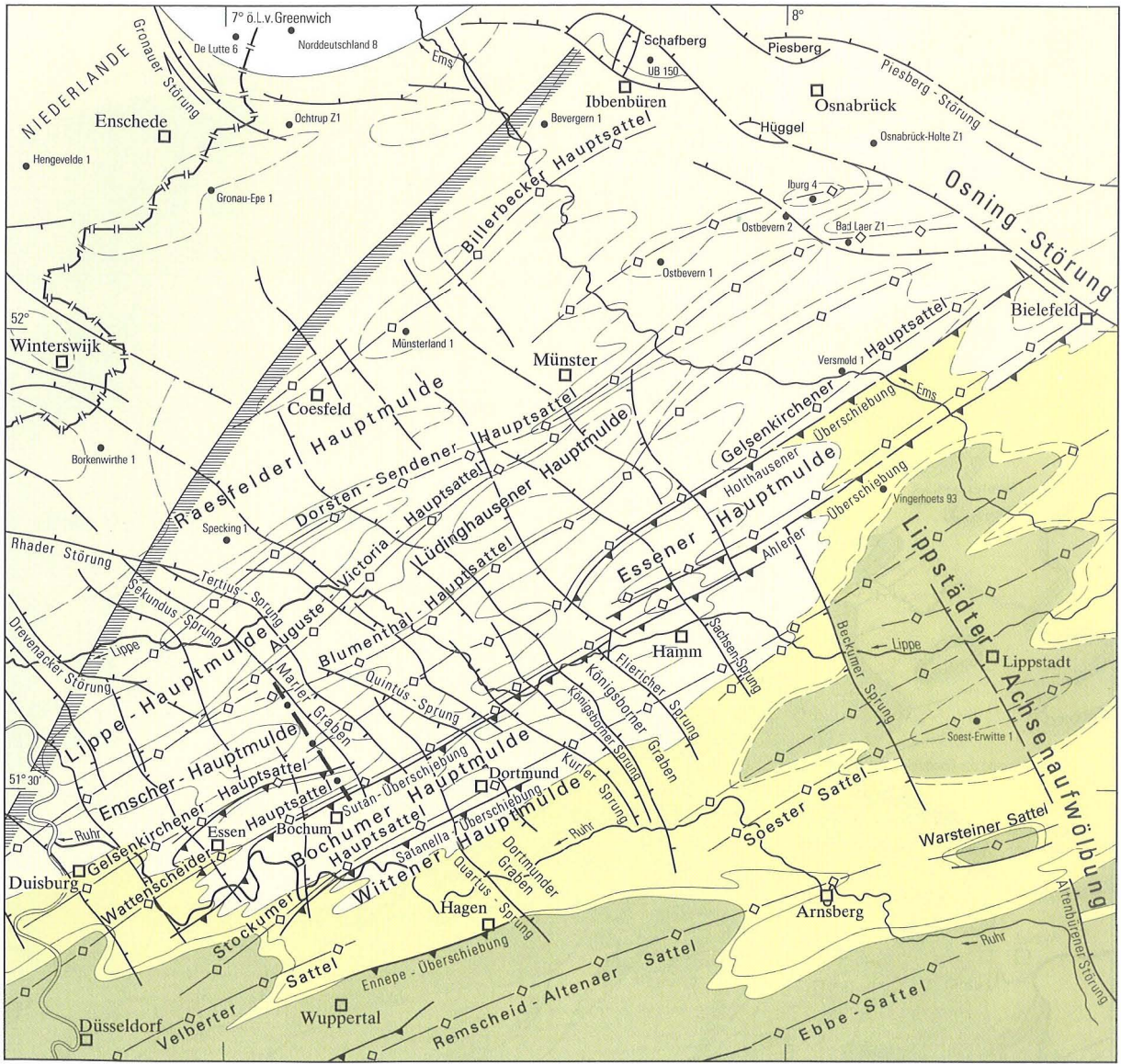


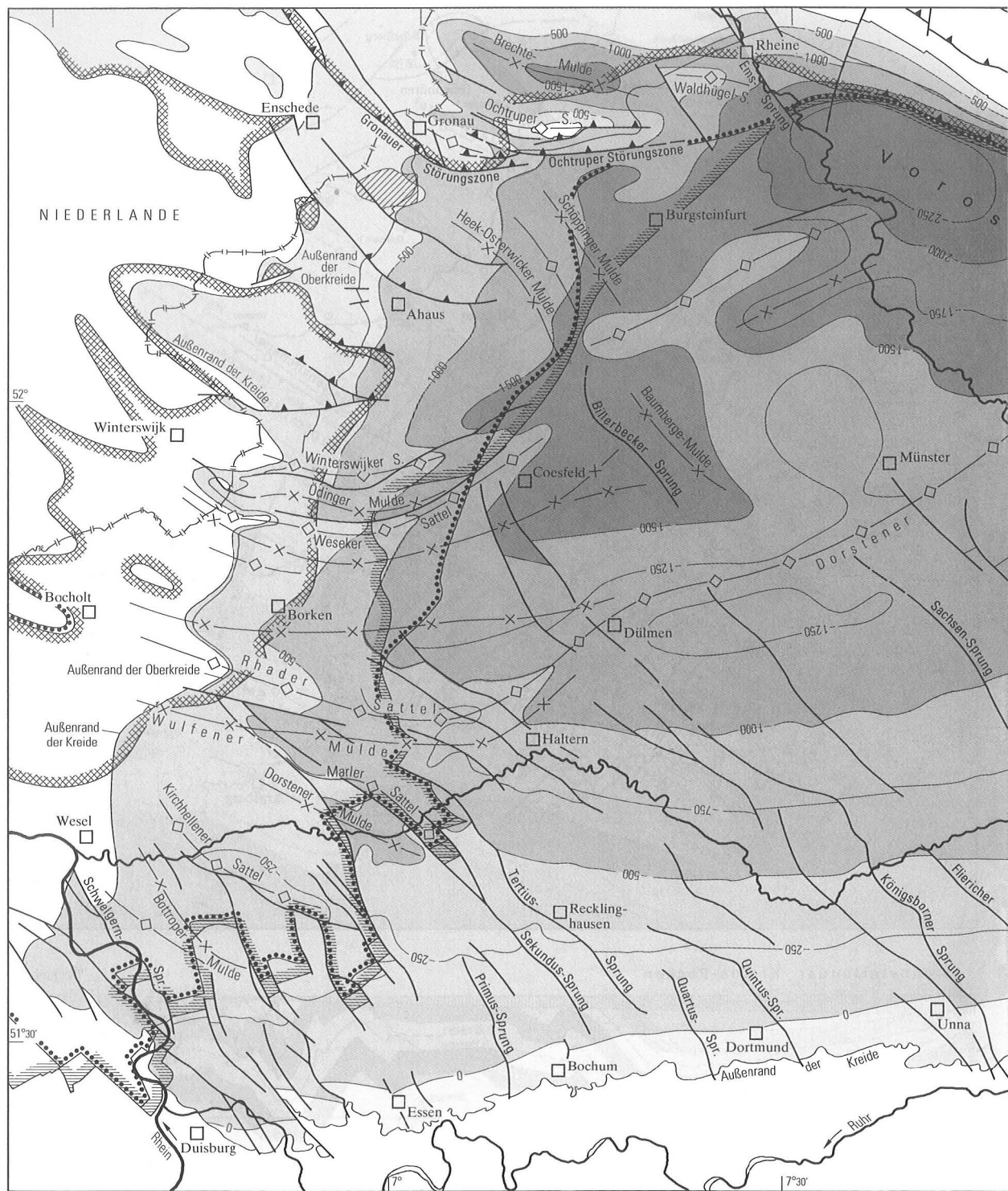
Abb. 3
Der paläozoische Untergrund

tengürtel an, dessen einzelne Strukturen allmählich verflachen und am Westrand des Münsterlandes schließlich ausklingen. In Nord-Süd-Richtung läßt sich der Faltegürtel innerhalb des oberkarbonischen Steinkohlengebirges generell in drei Teile gliedern:

Der südliche, heute bergbaulich stillgelegte Teil besteht aus einer dichten Folge enger Falten, die im Ruhrtal direkt an der Erdoberfläche ausstreichen. Von hier aus hat der Steinkohlenbergbau im Mittelalter seinen Ausgang genommen.

Im nördlich anschließenden, vom Kreide-Deckgebirge des Münsterlandes überlagerten Teil baut sich das Steinkohlengebirge aus relativ großen geologischen Sätteln und Mulden auf, die in Längsrichtung von bedeutenden flachen Verwerfungen durchzogen werden, an denen Gesteinspakete übereinander geschoben wurden (Überschiebungen). Der Bergbau konzentriert sich heute in diesem mittleren Teil auf Bereiche flacher Lagerung in den oft trogförmig ausgebildeten Mulden. Hierzu zählen im östlichen Ruhrrevier die über 50 km lange und bis zu 5 km breite, flache Bochumer Hauptmulde sowie die im mittleren und westlichen Revier gelegene Emscher- und Lippe-Hauptmulde





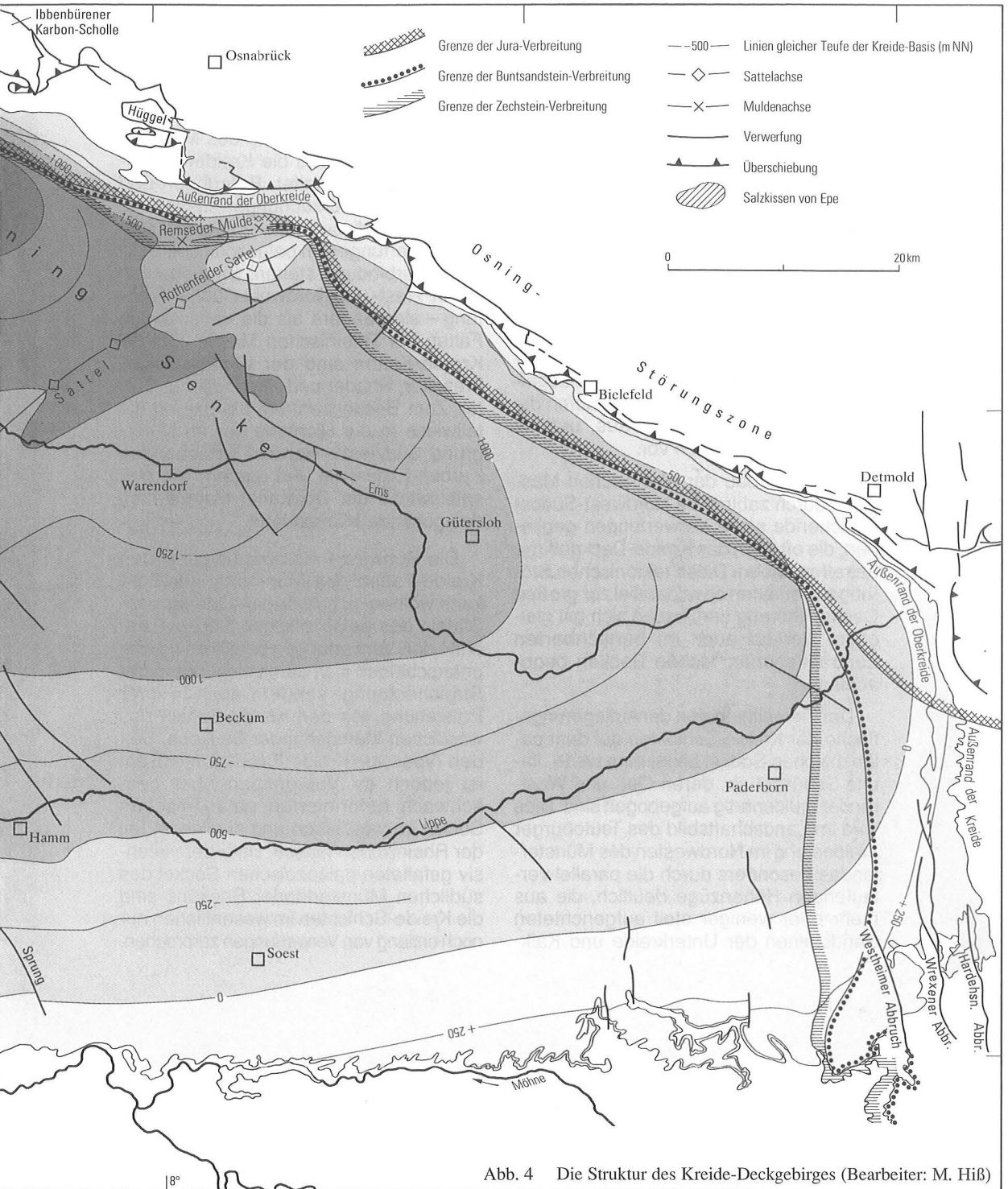


Abb. 4 Die Struktur des Kreide-Deckgebirges (Bearbeiter: M. Hiß)

mit vergleichbaren Ausmaßen (Abb. 3). Im Norden schließt sich eine Zone an, in der breite, flache Mulden vorherrschen, wie beispielsweise die Lüdinghausener und die vom Bergbau noch unberührte Raesfelder Hauptmulde.

Der tektonischen Gliederung des paläozoischen Sockels in Nord-Süd-Richtung entspricht in vertikaler Richtung eine ebenfalls als Stockwerkbau bezeichnete Aufeinanderfolge drei verschiedener Bautypen in den karbonischen Schichten. Unter der flachen Lagerung der breiten Mulden des nördlichen Ruhrreviers (oberes Stockwerk) setzen zur Tiefe hin flache Überschiebungen ein, die im mittleren Stockwerk mit Falten vergesellschaftet sind. Im unteren Stockwerk laufen die Überschiebungen wieder aus, und es herrschen enge Falten vor.

Der Faltenbau der Rheinischen Masse ist durch zahlreiche Nordwest-Südost streichende steile Verwerfungen gegliedert, die oft auch das Kreide-Deckgebirge betroffen haben. Diese tektonischen Störungen verlaufen etwa parallel zur großen Osning-Störung und lassen sich mit gleichem Verlauf auch im benachbarten Zentralniederländischen Becken beobachten.

Der Tiefenlinienplan der Auflagerungsfläche der Kreide-Schichten auf dem paläozoischen Sockel bildet eine weite, flache Schüssel ab, deren Ost- und Westränder muldenartig aufgebogen sind. Dies wird im Landschaftsbild des Teutoburger Waldes und im Nordwesten des Münsterlandes besonders durch die parallel verlaufenden Höhenzüge deutlich, die aus mehr oder weniger steil aufgerichteten Sandsteinen der Unterkreide und Kalk-

steinen des Cenomans und Turons bestehen. In der Nachbarschaft des östlichen Beckenrandes sind die Kreide-Sedimente in der Vorosning-Senke besonders tief abgesenkt (Abb.4).

Vor allem am Westrand des Münsterländer Beckens sind die Kreide-Schichten flachwellig gefaltet. Bohrungen und seismische Untersuchungen lassen erkennen, daß diese flachen Falten mit steilen Verwerfungen im paläozoischen Sockel in Verbindung stehen. Sie verlaufen in Ost-West- und Nordwest-Südost-Richtung – also anders als die variscischen Falten der Rheinischen Masse. Solche Kreide-Falten sind der Winterswijker, Weseker, Rhader und Kirchhellener Sattel. Zum Beckenzentrum hin biegen sie teilweise in die Richtung der im Untergrund Südwest – Nordost streichenden Karbon-Falten um und queren, wie beispielsweise der Dorstener Hauptsattel, das gesamte Münsterland.

Die Südwest – Nordost streichenden Kreide-Falten des Münsterländer Beckens wölben sich über den Oberkarbon-Sätteln des paläozoischen Sockels auf, ohne daß Verwerfungen beteiligt sind. Sie unterscheiden sich damit nicht nur in der Streichrichtung, sondern auch in ihrer Entstehung von den Kreide-Sätteln des westlichen Münsterländer Beckens. Beiden Typen von Kreide-Falten gemeinsam ist jedoch ihr Vorkommen über dem schwach deformierten paläozoischen Sockel im westlichen und südlichen Teil der Rheinischen Masse. Über dem intensiv gefalteten paläozoischen Sockel des südlichen Münsterländer Beckens sind die Kreide-Schichten im wesentlichen nur noch entlang von Verwerfungen zerbrochen.

Erdgeschichte

Die in den Gesteinen des Münsterlandes überlieferte Erdgeschichte reicht etwa 400 Millionen Jahre in die Vergangenheit. Der für das Landschaftsbild heute und seine Vegetation entscheidende Abschnitt der Erdgeschichte war aber vor allem das Eiszeitalter, das vor 2,4 Millionen Jahren begann. Damals lag das Münsterland zeitweise unter dicken Inlandeis-massen begraben. Mehrmaliger Gletschervorstoß und -rückzug, Schmelzwasserströme und verwilderte Flußsysteme der Kältesteppe hinterließen ihre Spuren.

Die erdgeschichtlich jungen Lockergesteine aus dieser Zeit bedecken als relativ dünne Schicht bis über 2 000 m mächtige ältere Gesteine – überwiegend Meeressedimente – der Kreide-Zeit, dem jüngsten Abschnitt des Erdmittelalters (Mesozoikum; Tab. 1). Diese überlagern ihrerseits gefaltete Gesteine des Erdaltertums (Paläozoikum). Hierzu gehört auch die Schichtenfolge aus der Karbon-Zeit, die durch den Steinkohlenbergbau gut erschlossen ist. Die vor der Karbon-Zeit abgelagerten Gesteinsschichten im Untergrund des Münsterlandes wurden dagegen nur in einigen wenigen Tiefbohrungen aufgeschlossen.

Die Gesteine des Erdaltertums wurden gegen Ende dieser Epoche während der karbonisch-permischen Gebirgsbildung zu dem Variscischen Gebirge aufgefaltet, das in der Perm-Zeit bis auf einen Gebirgsumpf wieder abgetragen wurde. Dieser Gebirgssockel aus gefalteten paläozoischen Gesteinen erhielt den Namen Rheinische Masse. An den Außenrändern der Rheinischen Masse liegen zwischen der Kreide-Gesteinen und den gefalteten Karbon-Ablagerungen auch noch Schichten der Jura- und Trias-Zeit des Erdmittelalters (älteres Mesozoikum) und der Perm-Zeit des späten Erdaltertums.

Im ausgehenden Erdaltertum (Perm-Zeit) und während des gesamten Erdmittelalters bestimmte die Rheinische Mas-

se die Paläogeographie des Münsterlandes. Sie liegt zwischen Niederrhein-Senke im Westen und Hessischer Senke im Osten; im Norden wird ihre Grenze zum Norddeutschen Becken durch die Osning-Störungszone und die Ochtruper und Gronauer Störungszonen markiert – bedeutende tektonische Störungszonen, die bereits während der spätvariscischen Faltungsphasen aktiv waren. Als ein nach Süden flach ansteigendes Gebirge wurde dieser Festlandsblock nur randlich und wechselnd weit übergreifend von den mesozoischen Meeren der Trias- und der Jura-Zeit umspült. Erst in der Kreide-Zeit versank ein großer Teil der Rheinischen Masse im Meer. Die Südküste des Kreide-Meeres lag am Nordrand des heutigen Rheinischen Schiefergebirges – daher dünnt das Kreide-Deckgebirge nach Süden allmählich aus. Mit der laramischen Gebirgsbildung am Ende der Kreide-Zeit entstand das Münsterländer Kreide-Bekken, wobei das gesamte Münsterland wieder aus dem Meer herausgehoben wurde.

Durch Einengungsbewegungen der Erdkruste – eine Fernwirkung der Alpen-Gebirgsbildung – hoben sich ab der Oberkreide-Zeit ehemalige Senkungsräume wie das Norddeutsche Becken und die Hessische Senke, und die Ränder des Münsterländer Kreide-Beckens wurden aufgebogen. Dabei wurden die Gesteinsschichten im Teutoburger Wald steil aufgerichtet und zum Teil sogar überkippt.

Ordovizium und Silur

(G. Drozdewski)

Über die Verbreitung altpaläozoischer Gesteine (Tab. 1) im Untergrund des Münsterlandes ist wenig bekannt. Erstmals hat die Bohrung Soest-Erwitte 1 (Abb. 3) im Jahr 1972 geschieferte Ton- und Schluffsteine des Ordoviziums im Kern des Lippstädter Gewölbes – einer

Tabelle 1
Erdgeschichtlicher Überblick

Ära	System	Alter	Gliederung		Paläogeographie, Klima, Fazies	Gestein		tektonische Ereignisse
K ä n o z o i k u m (Erdneuzeit)	Quartär	0,01	Holozän		Klimaerwärmung, Meeresspiegelanstieg, Auswirkungen menschlicher Aktivitäten	künstliche Aufschüttungen; Kies, Sand, Schluff, Ton (Flußbett- und Auensedimente); Flugsand; Torf (Niedermoor, Hochmoor)		
			Pleistozän	Weichsel-Kaltzeit	periglaziale Abtragungs- und Sedimentationsbedingungen im Vorfeld des nordischen Inlandeises	Fließerde, Löß, Flugsand; Kies, Sand, Schluff (Hochflutablagerungen, Niederterrassen)		
		Eem-Warmzeit		warm-gemäßigtes Klima	Torf und Bodenreste			
		Saale-Kaltzeit		Vorstoß des nordischen Inlandeises (Drenthe-Stadium) bis über Rhein und Ruhr	Geschiebemergel, -sand (Moränen); Schmelzwassersand, -kies; Kies, Sand (Mittelterrassen)			
		Holstein-Warmzeit		warm-gemäßigtes Klima	Kies, Sand, Schluff mit Torflagen			
		Elster-Kaltzeit		periglaziale Abtragungs- und Sedimentationsbedingungen im Vorfeld des nordischen Inlandeises	Kies, Sand (Mittelterrassen)			
		ältere Kalt- und Warmzeiten	mehrfacher Wechsel von Abtragung und Sedimentation im Verlauf großer Klimaschwankungen	Kies, Sand (Hauptterrassen, Höhenterrassen)				
	Tertiär	2,4	Pliozän	Klimaverschlechterung, Hebung und Abtragung bis zur Rumpffläche, Beginn des Einschnitts heutiger Täler, höchste Flußterrassen, Verkarstung	Ton, Schluff, Sand, Kies (terrestrisch) Sand, Schluff, Ton (marin)		Hebung der Rheinischen Masse mit dem Münsterländer Kreide-Becken	
			Miozän Oligozän	subtropisches, teilweise semiarides Klima, tiefreichende chemische Verwitterung und Abtragung, Bildung von Rumpfflächen, geringfügige terrestrische Sedimentation; in den Randbereichen zeitweilige Meeresbedeckung				
			Eozän Paleozän					
M e s o z o i k u m	Kreide	65	Oberkreide	Maastricht	Meeresrückzug; das Münsterland wird festlndisch			

Mesozoikum (Erdmittelalter)				Paläozoikum (Erdaltertum)			
Kreide	97	Unterkreide	Alb	von Norden nach Süden fortschreitende Meeresüberflutung, Küstenlinie verlagert sich im Alb in das nördliche Ruhrgebiet	Ton-, Tonmergelstein, z. T. Sandstein; im Süden z. T. Grünsandstein		
			Apt Barrême Hauterive Valangin	an den Rändern im Norden und Osten marin, im Westen limnisch-fluviatile Ablagerungen, sonst Festland mit Abtragung und festländische Ablagerungen	Tonstein, Sandstein		
			Berrias	zunächst salinar, später limnisch-brackische Ablagerungen des Niedersächsischen Beckens erreichen im Norden und Osten die Ränder des Münsterlandes	Sandstein, Tonstein, vereinzelt Kohlenflöze, dolomitischer Mergelstein, z. T. Anhydritlagen		
	Jura	145	Malm Dogger Lias	Flachmeer mit zeitweisigem Trockenfallen sowie Becken und Schwellen im Westen; Salinarfazies, sonst Abtragung	Ton-, Tonmergelstein, Kalkstein, Anhydrit, Gips, Sand- und Schluffstein		
			Trias	204	Keuper	terrestrischer bis brackischer Ablagerungsraum wird limnisch-fluviatil im Westen, sonst Abtragung	Ton- und Mergelstein, Dolomitstein, Sandstein
	Muschelkalk	flaches Meeresbecken im Westen, sonst Flachmeer, im zentralen Teil Abtragung, warmes Klima			Tonstein, Kalk- und Dolomitstein, Tonmergelstein		
	Buntsandstein	marin lagunäre, fluviatile Sedimentation, z. T. flacher Küstenbereich, sonst Abtragung im zentralen Teil, arides Klima			Tonstein, Sandstein, Anhydrit, Steinsalz		
	Perm	245	Zechstein	Meeresüberflutung von Nordwesten, im zeitweilig isolierten Binnenmeer mehrere Eindampfungszyklen, arides Klima	zyklische Wechselfolge von Tonstein, Dolomitstein, lückenhaft Anhydrit, Steinsalz, an der Basis Kalkstein, Kupferschiefer		
			Rotliegend	Hebung, Abtragung, Einebnung des variscischen Gebirges, arides Klima	Konglomerate		
Karbon	290	Oberkarbon (Silesium)	Stefan Westfal Namur	limnische und fluviatile Sedimentation mit Torfbildung und vereinzelt Meeresüberflutungen in der subvariscischen Saumsenke	Tonstein, Schluff- und Sandstein, mit Kohlenflözen		
				marine, klastische Sedimentation	Tonstein, Sandstein, Turbidite, Konglomerate		
		Unterkarbon (Dinantium)	Visé Tournai	Kulm-Fazies, starke Erweiterung des Meeresraumes	Tonstein, pyritisch, Schluffstein, Glanzschiefer, Kieselschiefer, Plattenkalk, dünne Tuffite		
				Devon	360	Oberdevon Mitteldevon Unterdevon	Flachmeer im Nordteil des variscischen Troges; Riffbildung
Silur Ordovizium	400 Mio. Jahre			tieferes Meeresbecken	Tonstein, pyritisch, mit Sandstein		
				asturische Phase der variscischen Gebirgsbildung			
				kaledonische Gebirgsbildung			

Struktur, in der ältere Schichten gewölbeartig herausgehoben sind – erbohrt. Die Bohrung traf unter 159 m mächtigen Kreide-Sedimenten bis in eine Tiefe von ca. 820 m an Schwefelkies reiche Tonschiefer an, die – wie geoelektrische Messungen ergaben – sich bis 3 300 m Tiefe in gleicher Ausbildung fortsetzen dürften. Der größte Teil dieser mächtigen Schichtenfolge über dem darunter lagernden Basement aus kristallinen und metamorphen Gesteinen gehört vermutlich dem Kambrium an. Ähnlich sind die geologischen Verhältnisse in den Ardennen, wo die Sedimente des Kambriums und tiefen Ordoviziums ebenfalls über 3 000 m mächtig sind.

Vieles ist noch unbekannt

Im Norden des Lippstädter Gewölbes sinkt das Altpaläozoikum auf Tiefen von etwa 10 km ab. Die in einem wenig durchlüfteten, tieferen Meeresbecken abgelagerten ordovizischen Schichtenfolgen sind möglicherweise im Silur zur Zeit der kaledonischen Gebirgsbildung gefaltet und über den Meeresspiegel herausgehoben worden. Das Altpaläozoikum in der Lippstädter Aufwölbung könnte damit die östliche Fortsetzung des kaledonischen Gebirges über die Ardennen und das Brabanter Massiv hinaus sein. Dort streichen die Faltenstränge in West-Ost-Richtung und sind nach Süden gerichtet. Alle Deutungsversuche müssen aber vorerst spekulativ bleiben, da es im Münsterland keine Aufschlüsse gibt, die alt- und jungpaläozoische Gesteine im Zusammenhang zeigen. Aus diesem Grund ist auch wenig über das Silur bekannt. Im südlichen Rheinischen Schiefergebirge fehlen sowohl Ablagerungen des jüngeren Ordoviziums wie auch des älteren Silurs. Da dort zwischen ordovizischen und jüngeren Silur-Schichten keine Lagerungsunterschiede bekannt sind, muß offen bleiben, ob die Schichtlücke eine Folge der kaledonischen Faltung ist oder ursprünglich kein Sediment abgelagert wurde.

Devon

(G. Drozdowski)

Im Münsterland gibt es mit den Bohrungen Isselburg 3, Münsterland 1 und Versmold 1 (Abb. 3) bis knapp 6 000 m tiefe Aufschlüsse. Keine dieser Bohrungen hat jedoch Schichten aufgeschlossen, die älter als Mitteldevon sind. Lediglich im Lippstädter Gewölbe haben neben der Bohrung Soest-Erwitte 1 andere, meist aus dem vergangenen Jahrhundert stammende Bohrungen wahrscheinlich auch ältere Devon-Schichten angetroffen, was aber nicht zweifelsfrei zu belegen ist. Die Vorstellungen über die Verbreitung und Ausbildung der devonischen Gesteine im Untergrund des Münsterlandes beruhen daher vorwiegend auf geophysikalische Messungen sowie auf paläogeographische und tektonische Überlegungen, die sich auf Beobachtungen in der näheren und weiteren Umgebung des Münsterlandes stützen.

Land und Meer unter heißem Klima

Mit dem Devon begann die Variscische Ära (Tab. 1), die mit dem Karbon abschloß. Während des größeren Teils dieser Zeit gehörte das Münsterland wie auch das südlich anschließende Rheinische Schiefergebirge zu einem Meeresbecken, das große Gebiete der heutigen Nordsee, Norddeutschland und Polen einnahm. Kontinentale Hochgebiete waren Skandinavien im Norden und das Gebiet um die Britischen Inseln mit dem Ausläufer des Brabanter Massivs in Belgien im Westen. Dazwischen lagen Tiefgebiete. Daher sind auch im Untergrund des Münsterlandes Sedimente des Unterdevons anzunehmen; allerdings ist allgemein mit geringeren Schichtmächtigkeiten als weiter im Süden zu rechnen. Die Festlandgebiete gehörten zu einer riesigen Landmasse, dem Old-Red-Kontinent im Nordwesten.

Nordwesteuropa lag zur Devon-Zeit südlich des damaligen Äquators und teil-

weise im Bereich eines Trockengürtels mit wüstenhaftem Klima. Die Gesteine des Unterdevons und des tieferen Mitteldevons (Eifel-Stufe) bestehen im nördlichen Rheinischen Schiefergebirge vorwiegend aus grauen sandig-tonigen, teilweise auch roten Sedimenten. Sie wurden vor der Küste des Old-Red-Kontinents in einem flachen Meer abgelagert. Teilweise sind aber auch brackische und limnische, örtlich auch festländische Sedimente abgesetzt worden.

Riffe säumen die Küsten

Während des höheren Mitteldevons griff das Meer weit über seine vorherigen Grenzen hinaus. Es breiteten sich neben sandig-tonigen auch kalkreiche Sedimente aus. Im Vergleich zum Unterdevon herrschten nun rein marine Ablagerungsbedingungen vor. Am Nordrand des Rheinischen Schiefergebirges entwickelten sich an Rändern von Inseln und Untiefen mächtige Riffe. Korallen und Stromatoporen bauten mehrere hundert Meter mächtige Rifffkörper auf. Durch Wellenschlag erzeugter Riffschutt bildete gemeinsam mit den Riffkörpern den Massenkalk. Wie die Bohrungen Münsterland 1 und Versmold 1 belegen, reichte diese kalksteinreiche Fazies weit in das Münsterland hinein. Bohrungen im Bereich der Lippstädter Aufwölbung haben ebenfalls mächtigen Massenkalk nachgewiesen, der offenbar in Verbindung mit dem Riffgürtel am Nordrand des Rheinischen Schiefergebirges steht.

Während des Oberdevons starben die Riffe – vermutlich infolge rasch ansteigender Meeresspiegelstände – ab. Sie wurden mit Sand-, Ton- und Kalkschutt überdeckt. Diese Gesteinsfazies reicht ebenfalls weit in das Münsterland hinein. Im höheren Oberdevon entstanden im heutigen Münsterland während einer zeitweiligen Rückzugsphase des Meeres die sandigen Strandablagerungen des Condroz-Sandsteins, die aus dem Verwitterungsschutt des Old-Red-Kontinents im Westen stammen.

Karbon

(G. Drozdowski)

Die Ablagerungen aus der Karbon-Zeit (Tab. 1) sind wegen der wirtschaftlichen Bedeutung der zahlreichen Steinkohlenflöze im höheren Teil dieser Schichtenfolge (s. S.128) wesentlich besser bekannt als die devonischen Gesteine. Südlich des Münsterlandes streichen karbonzeitliche Schichten in einem 10 – 15 km breiten Streifen zutage aus und sind direkt der Beobachtung zugänglich. Im Münsterland liegen sie unter jüngeren Deckschichten, die nach Norden zunehmend mächtiger werden. Bis über die Lippe hinaus reicht die Bergbau- und Explorationszone des Steinkohlenbergbaus (vgl. Abb. 44, S. 129). Die noch weiter im Norden gelegenen Teile des Münsterlandes mit Deckgebirgsmächtigkeiten von über 1 000 m werden nur von relativ wenigen Bohrungen durchteuft. In der Regel sind umso jüngere Schichten des Oberkarbons erbohrt, je weiter die Bohrungen im Norden liegen.

Vom Meer zum flachen Schwemmland

Die Gesteine des Unterkarbons sind im Untergrund des Münsterlandes ähnlich ausgebildet wie die gleichalten Gesteine im Sauerland, auch wenn ihre Mächtigkeit nach den Aufschlüssen in den Bohrungen Isselburg 3, Münsterland 1, und Versmold 1 mit ca. 70 m nur halb so groß ist. Es sind vorwiegend schwarze, oft bituminöse Tonsteine, Alaun- und Kiefelschiefer, aber auch Kalksteine. Diese Gesteinsausbildung des Unterkarbons bezeichnet man als Kulm-Fazies. Die Sedimente sind in einem strömungs- und sauerstoffarmen und daher lebensfeindlichen Meeresbecken entstanden, in dem bodenlebende Tiere nicht existieren konnten. Die Kulm-Fazies ist der erste Hinweis, daß nun eine Vortiefe vor dem aufsteigenden Variscischen Gebirge entsteht und sich innerhalb der Vortiefe ein Spezialtrog bildet, das spätere Ruhrkohlenbecken.

Südwestlich einer Linie, die zwischen Velbert und Kleve am unteren Niederrhein verläuft, ändert sich die Gesteinsausbildung des Unterkarbons in eine durchweg kalkige und dolomitische Ausbildung. Die als Kohlenkalk bezeichneten Schichten sind in einem flachen, gut durchlüfteten Meeresbecken entstanden, das Korallen und Brachiopoden günstige Lebensbedingungen bot.

Zu Beginn des Unterkarbons herrschten im westlichen und vermutlich auch im nördlichen Münsterland zunächst ähnliche Bedingungen. Dort liegt zuunterst der unterkarbonischen Schichtenfolge Kohlenkalk. Anschließend vertiefte sich das Meeresbecken, und die mehr tonigen Sedimente der Kulm-Fazies setzten sich ab.

Die im Unterkarbon beginnende Vertiefenbildung setzte sich im Oberkarbon verstärkt fort. Die kräftige Absenkung eines relativ schmalen, in Südwest – Nordost-Richtung durch Mitteleuropa verlaufenden Spezialtrogs wurde durch die variscische Faltung im Rheinischen Schiefergebirge verursacht. Dort führten Faltung und Überschiebungstektonik zu einer Verdickung der Erdkruste. Die Kruste wurde dadurch schwerer, sank ab und mit ihr das noch ungefaltete Vorland. Am Nordrand des Rheinischen Schiefergebirges wurden während des tieferen Oberkarbons (Namur A und B) über 2 000 m mächtige Meeressedimente abgelagert. Sedimentstrukturen und Fossilinhalt deuten darauf hin, daß die typischen Wechselfolgen aus Ton-, Schluff- und Sandsteinen von Trübeströmen abgelagert wurden, die von untermeerischen Hängen in die Tiefe glitten.

Als sich das Meer anschließend zurückzog, entstand ein weites flaches Schwemmland, das nur noch zeitweise vom Meer überflutet wurde und von mächtigen Strömen durchzogen war (Abb. 5). Auf ständig sinkendem Untergrund lagerten sich ab dem Namur C und während des Westfals mehrere tausend Meter mächtige Deltaschüttungen mit mächtigen Torfhorizonten in der weit nach Norden sich ausdehnenden Vortiefe ab.

Ein Faltengebirge steigt auf

Die insgesamt über 10 km mächtige Füllung dieser Variscischen Vortiefe wurde vor etwa 300 Millionen Jahre, gegen Ende der Karbon-Zeit, infolge andauernder, Nordwest – Südost wirkender Einengung gefaltet, zerbrochen, überschoben und als Faltengebirge über den Meeresspiegel herausgehoben.

Die Faltenzüge des Variscischen Gebirges sind lediglich am Südrand des Münsterlandes an der Erdoberfläche aufgeschlossen. Dort ist die Faltung am intensivsten ausgebildet. Nach Nordwesten werden die Abstände zwischen den großen Faltenzügen immer größer, und es schalten sich zunehmend breite, flache Mulden ein, in denen heute bevorzugt die Steinkohlenflöze mechanisiert abgebaut werden. Mit dem Billerbecker Hauptsattel (s. Abb. 3) verklingen schließlich allmählich die variscischen Faltenzüge.

Westlich der Niederrheinischen Bucht, im Aachener Gebiet, verändert sich das Faltenbild erheblich. Am Nordabfall der Eifel sind die Falten eng, stark verschuppt und deutlich nach Nordwesten geneigt. Die Faltung klingt – anders als im Münsterland – im Vorland rasch zugunsten von flacher Lagerung aus. Dieser Unterschied im Bau und in der Reichweite der Faltung ist offenbar auf das Widerlager zurückzuführen, welches ein alter Gebirgskern – das Brabanter Massiv, das sich von Belgien bis an den Rand des Münsterlandes erstreckt – linksrheinisch der variscischen Faltungsfront entgegenstellte. Rechtsrheinisch, wo ein solcher Störkörper offenbar nicht oder wesentlich tiefer vorlag, konnte sich die vorrückende Faltungsfront unbehindert nach Norden zu ausbreiten. Hierdurch bedingt verläuft die variscische Faltenfront am Westrand des Münsterlandes zwischen Niederrhein und Ems spitzwinklig zu den variscischen Faltenachsen in Südsüdwest-Nordnordost-Richtung. Damit fällt der Westrand des Münsterlandes in etwa mit dem Rand der variscisch gefalteten Rheinischen Masse zusammen.

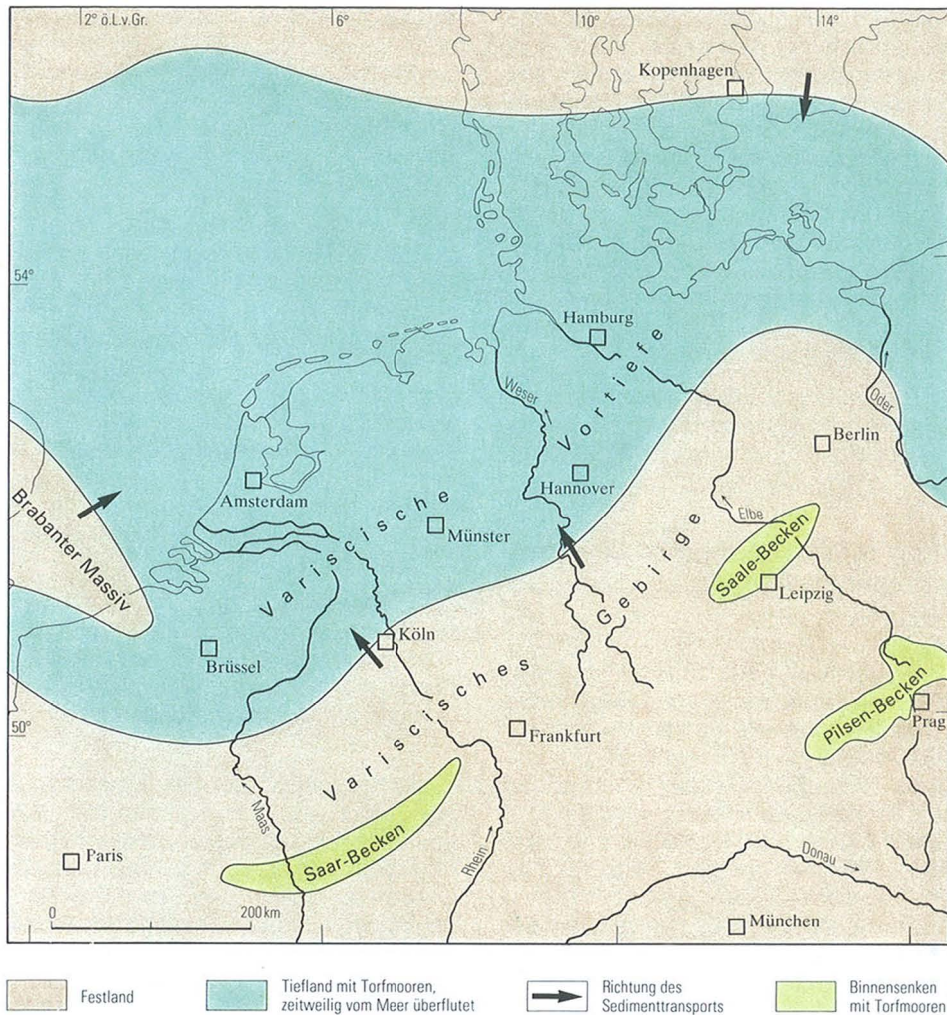


Abb. 5 Die Verteilung von Land und Meer zur Zeit des Oberkarbons (Westfal)

Die Faltenachsen des Variscischen Gebirges liegen nicht horizontal, sondern sind einer Querwellung unterworfen. So steigen die Faltenachsen vom Ruhrgebiet aus nach Südwesten zur Krefelder Achsenaufröhlung wie auch nach Nordosten zur Lippstädter Aufwöhlung an. In der dazwischenliegenden, in sich noch unterteilten Achsendepression befindet sich das eigentliche Ruhrkohlenbecken, während im Bereich der genannten Achsenaufröhlungen die kohleföhlrenden Schichten vollständig abgetragen wurden. Im Bereich der Lippstädter Aufwöhlung, die man

als Ausläufer des Rheinischen Schiefergebirges betrachten kann, liegen unter dem Kreide-Deckgebirge Gesteine des Devons und des Ordoviziums.

Etwa zeitgleich mit der Heraushebung des Steinkohlengebirges im ausgehenden Oberkarbon – und zur Rotliegend-Zeit – beginnt die Zerblockung durch Quer- und Diagonalverwerfungen, die gemeinsam mit späteren bruchtektonischen Phasen zu einer Zerlegung des Gebirges in einzelne Gesteinsschollen föhlte. Ursache für die einsetzende Bruchtektonik

waren überregionale Dehnungsvorgänge, die letztlich im Laufe des Erdmittelalters zu einem Zerfall der großen Kontinentalmasse Pangäa und der Öffnung des Atlantischen Ozeans führten. Im Münsterland bildete sich wie auch in den benachbarten Niederlanden ein überwiegend Nordwest – Südost gerichtetes Bruchmuster aus. Der Ruhrbergbau hat eine Vielzahl derartiger Verwerfungen aufgeschlossen, deren größte bis 50 km lang sind und die Karbon-Schichten bis maximal 1 000 m verwerfen.

Das Variscische Gebirge wurde schnell eingeebnet und war bereits zur Perm-Zeit bis auf einen Gebirgsumpf abgetragen.

Vom Moor zur Steinkohle – ein langer Weg durch die Erdgeschichte

An der Wende Namur B/C (Tab. 1) war die Variscische Vortiefe fast völlig mit Sedimenten aufgefüllt. Vor dem Variscischen Gebirge war ein mehrere hundert Kilometer breites, ebenes Tiefland entstanden, das im Westen bis nach England und im Osten bis nach Polen reichte und durch Meeresbuchten und zahlreiche Seen gegliedert war. Der ständig absinkende Untergrund und die Ablagerung von Sedimenten im Niveau des Grundwasserspiegels waren die Voraussetzung für die Bildung von Wald- und Torfmooren, aus denen die heutigen Steinkohlenflöze hervorgingen.

In die Vortiefe schoben die aus dem gebirgigen Hinterland im Südosten und Nordosten kommenden Flüsse ein riesiges Delta vor. Mäandrierende und miteinander verflochtene Flußsysteme schütteten infolge ihres geringen Gefälles und der nachlassenden Transportkraft Sandkörper auf (Abb. 6). Die Flußläufe verliefen daher oft erhöht auf dammartigen Aufschüttungen, weshalb man solche Flüsse als „Damm-Flüsse“ bezeichnet. Auf diese Weise konnten Höhenunterschiede von mehreren Metern zwischen den Uferwällen der Flüsse und den Niederun-

gen beiderseits der Flußläufe entstehen. Während der Hochwässer durchbrachen die Flüsse häufig ihre Uferwälle und lagerten randlich kleinere Sandkörper ab; in den Flußauen und weiten Niederungen setzten sich jedoch überwiegend tonige Sedimente ab.

Da sich die Vegetation überwiegend im Niveau des Grundwasserspiegels entwickelte, verwesete die pflanzliche Substanz nach ihrem Absterben nicht, sondern reichte sich in ausgedehnten Moorflächen mit meterdicken Torflagen an. Die torfbildenden Moore breiteten sich von den waldbestandenen Uferdämmen der Flußarme über die aufgeschüttete Deltaebene aus. Schließlich verlandeten die von Seen durchsetzten Niederungen, wodurch die Moorlandschaft immer größere Flächen der Deltaebene einnahm.

Diese ökologischen Verhältnisse, verbunden mit einem tropischen Klima, begünstigten eine rasche Entwicklung der Pflanzenwelt. Zahlreiche neue Pflanzengruppen und Arten entstanden zu dieser Zeit.

Die heutigen Steinkohlenflöze sind aus zwei Moortypen hervorgegangen, dem Waldmoor und dem Moorsee. Im Waldmoor wuchsen bis zu 30 m hohe Bärlappgewächse – hierzu gehören die Schuppenbäume –, bis zu 20 m hohe Schachtelhalme und Farne bis zu 8 m Höhe. Die Moorseen nahmen außer zerriebenen Pflanzenresten auch den vom Wind hineingewehten Sporen- und Pollenstaub auf, aus dem sich später die Mattkohle bildete, während aus dem Waldmoor die Glanzkohle hervorging. Waldmoore und offene Wasserflächen änderten häufig ihre Form und Lage. Dadurch entstand die im Ruhrgebiet verbreitete Streifenkohle mit den in Millimeter- bis Zentimeterabstand wechselnden Kohlenarten.

Von heutigen Deltas – wie dem Mississippi-Delta – ist bekannt, daß sich der Fluß mit seinen Nebenarmen nach langem, tausende Jahre dauerndem Vorbau plötzlich einen neuen, kürzeren Weg zum Meer sucht, weil das Gefälle im unteren Flußlauf zu gering geworden ist. Ähnliche

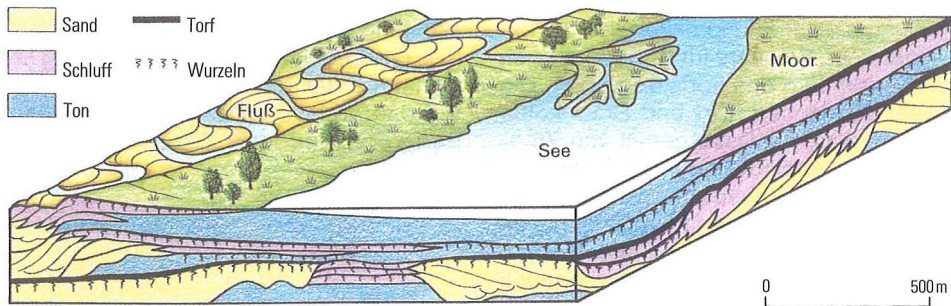


Abb. 6 Modell eines Ablagerungsraums von Kohlenflözen

Verhältnisse herrschten offenbar auch in der oberkarbonischen Vortiefe. Immer wieder baute sich weit von der alten Position entfernt ein neues Delta auf. Das verlassene Delta empfing kaum noch Sediment, sank aber weiter ab und wurde daher schließlich wieder vom Meer überflutet. Damit war die Moorbildung an dieser Stelle für lange Zeit unterbrochen, und die mehrere Meter bis Zehnermeter dicke Torfschicht wurde von Meeressedimenten mit den Überresten von Meerestieren – wie Goniatiten, Brachiopoden und Muscheln – überdeckt. Deltaaufbau, seitliche Verlagerung von Deltaebenen innerhalb des Beckens und die Überflutung verlassener Deltaebenen wiederholte sich während des Oberkarbons mehrere hundert Male. Zwar bildeten sich innerhalb des Beckens kontinuierlich Torfmoore, aber die Bildungsorte verlagerten sich von einer Deltaebene zur anderen.

Die einzelnen Flöze sind somit keine Zeitmarken, die zum Beispiel die Höhe des Grundwasserspiegels zu einer bestimmten Zeit angeben. Flöze sind auch in der Regel nicht beckenweit während Zeiten verminderter Absenkung entstanden; die Moorbildung war vielmehr ein kontinuierlicher, das gesamte flözführende Oberkarbon umfassender Vorgang. Nur während Zeiten stärkeren Meeresspiegelanstiegs – die vermutlich auf das Abschmelzen der polaren Eiskappen zurückgingen – wurde das gesamte Becken überflutet. Dann ertranken die Moore der gesamten Vortiefe für längere Zeit und konnten sich erst wieder nach dem Rückzug des Meeres neu bilden.

Belegt wird dieses Modell der Kohlebildung im Ruhrkohlenbecken durch Lagen vulkanischer Aschen, den sogenannten Kaolinkohlentonsteinen. Die heute Millimeter bis Zentimeter dicken vulkanischen Aschelagen stammen von Vulkanausbrüchen im gebirgigen Hinterland und sind ausgezeichnete Zeitmarken und Leithorizonte innerhalb der kohleführenden Schichten. Einzelne Aschelagen, wie beispielsweise der Kaolinkohlentonstein von Flöz Zollverein 8, finden sich teils innerhalb der Kohle, teils auch mehrere Meter unterhalb des Flözes. Dies belegt, daß die einzelnen Kohlenflöze des Ruhrkohlenbeckens nicht überall gleichzeitig gebildet wurden.

Die in den Mooren angereicherte pflanzliche Substanz unterlag einem kontinuierlichen Umwandlungsprozeß, der sogenannten Inkohlung. Unter diesem Begriff sind alle chemischen und physikalischen Vorgänge zusammengefaßt, die zur Umwandlung der Pflanzen in Torf, Braunkohle, Steinkohle und Anthrazit führen.

Zu Beginn bewirken Kleinlebewesen, vor allem Bakterien, aber auch Pilze, eine sehr langsame biochemische Veränderung des Pflanzenmaterials. Dieser Vorgang der Vertorfung verläuft unter stark vermindertem Einfluß des Luftsauerstoffs, weil die Pflanzen im Moor nach ihrem Absterben sofort unter Wasserbedeckung geraten. Parallel zum chemischen Abbau der Pflanzen läuft ihre mechanische Zerkleinerung durch Mikroben und sonstige Bodenbewohner.

Durch immer neue aufwachsende Torfschichten entsteht über älterem Torf eine

Auflast, die zum Auspressen des im Torf enthaltenen Wassers führt, wodurch sich der Porenraum des Torfs verringert. Die Grenze zwischen Torf und Braunkohle wird bei einem Wassergehalt von 75 % gezogen. Da die Kohle immer mehr zusammengepreßt wird und durch die Abgabe von sogenannten Inkohlungsgasen – wie Kohlensäure (CO_2) und Methan (CH_4) – auch Substanz verliert, schrumpft sie kontinuierlich. Im Durchschnitt entsteht aus 3–4 m Torf 1 m Braunkohle. Wird Braunkohle in noch größere Tiefen mit höherer Temperatur und höherem Druck versenkt, dann bewirkt ein geochemischer Vorgang die Anreicherung des Elementes Kohlenstoff unter Abspaltung von Wasser und den Inkohlungsgasen Kohlensäure und Methan. Es entsteht Steinkohle und schließlich Anthrazit.

Kohlenflöze im Ruhrgebiet und Münsterland

Das Torfwachstum setzte im Ruhrkohlenbecken im Namur C ein und dauerte bis in das Westfal D an. Allerdings sind im Ruhrgebiet die Westfal-D-Schichten später wieder abgetragen worden und nur im Raum Osnabrück noch erhalten.

Insgesamt bildeten sich in 10 Millionen Jahren etwa 300 Torfschichten, aus denen die wenige Zentimeter bis lokal über 5 m dicken Kohlenflöze hervorgegangen sind. Die einzelnen Kohlenflöze gehören jeweils einem ca. 10 m dicken Gesteinszyklus an, der häufig aus einer Folge Sandstein – Tonstein – Wurzelboden – Kohle – Tonstein – Sandstein besteht. Die Sedimentation eines solchen Zyklus nahm etwa 30 000 Jahre in Anspruch. Die Gesamtkohleföhrung des flözföhrenden Oberkarbons ist am Südrand des Ruhrkohlenbeckens mit einem Prozentanteil von über 4 % oder über 100 m Kohle am größten und nimmt nach Nordwesten in

Richtung auf das Vorland auf weniger als 2 % oder weniger als 50 m Kohle ab. Die Abnahme der Moorbildung in Richtung auf das Vorland vollzog sich jedoch zu den verschiedenen Zeiten des Ober-

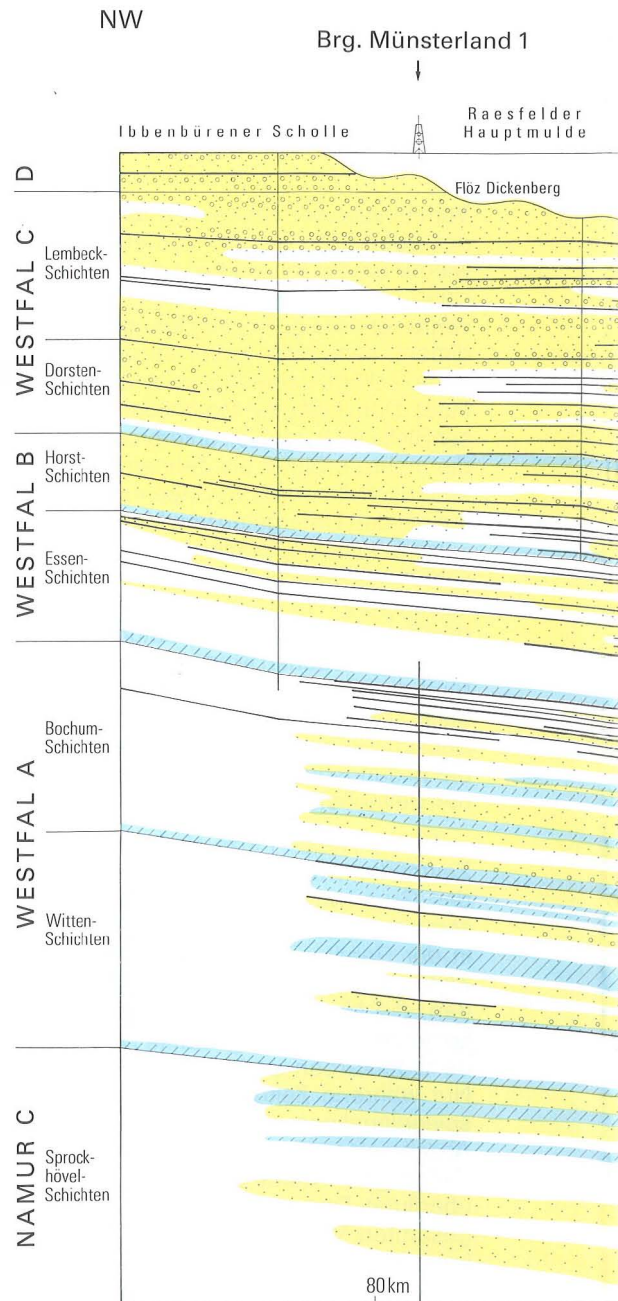


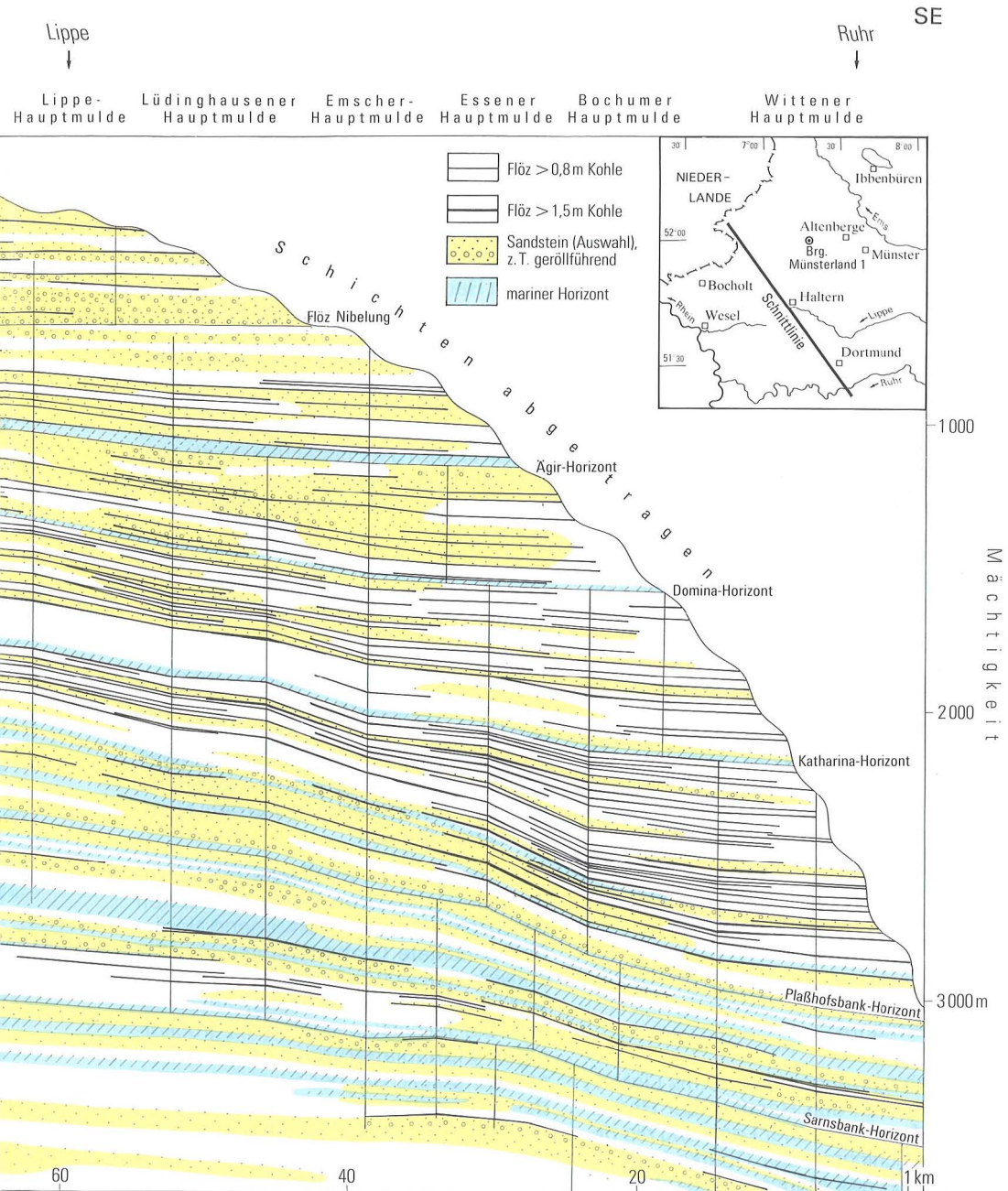
Abb. 7

Die Verbreitung der Kohlenflöze in der oberkarbonischen Schichtenfolge des zentralen Ruhrgebiets und Münsterlandes

karbons nicht gleichmäßig, sondern unter steter Verlagerung der Zentren der Moorbildung in nordwestliche Richtung.

In Schichten des Namurs C sind am Südostrand des Ruhrkohlenbeckens eini-

ge relativ dicke – bis 2 m mächtige – Flöze entwickelt. Am Niederrhein und im nördlichen Münsterland sind diese Schichten noch flözleer. Der Querschnitt durch das zentrale Ruhrkohlenbecken (Abb. 7) läßt



erkennen, daß die reiche Flözführung des südlichen Ruhrreviers innerhalb der Westfal-A-Schichten bereits im Bereich der Emischer-Hauptmulde deutlich zurückgeht, während im jüngeren Oberkarbon (Westfal B und C) eine dichte Flözfolge auch noch über die Lippe-Hauptmulde hinaus nach Nordwesten reicht. Nordwestlich einer Linie Bocholt – Bohrung Münsterland 1 tritt dann nur noch lokal innerhalb der Karbon-Abfolge reiche Flözführung auf, oder mächtigere Flöze sind lediglich vereinzelt in größeren Abständen eingeschaltet. Dieser Befund läßt sich als ein Wandern der optimalen Kohlebildungsbereiche von Südosten nach Nordwesten infolge der in gleiche Richtung vorrückenden variscischen Faltungsfront interpretieren. In den tieferen Schichten des Westfals D läßt sich im Osnabrücker Raum schließlich der rasche Rückgang der Kohleführung beobachten. Über den kohleführenden Schichten lagern dort überwiegend flözleere rote Sand- und Tonsteine.

Als Ursache für die Beendigung der Moorbildung und das Einsetzen vorwiegend rotgefärbter Ablagerungen dürfte zum einen ein stetig absinkender Grundwasserspiegel in Frage kommen. Dadurch wurden absterbende Pflanzen nicht mehr wie früher unter Wasserbedeckung vor der Verwesung geschützt und Verwitterungsprozesse führten zur Oxidation der eisenführenden Minerale innerhalb der Sedimente. Zum anderen dürften auch klimatische Einflüsse in Form eines allmählichen Wechsels von einem feucht-warmen zu einem trocken-warmen Klima die genannten Prozesse begünstigen. Zwischen Westfal und Stefan erfaßte die Faltung die Oberkarbon-Schichten der Variscischen Vortiefe.

Perm

(A. Thiermann)

Die Ablagerungen des Perms (Tab. 1) überlagern an den Rändern der Rheinischen Masse in flacher Lagerung die gefalteten Schichten des Oberkarbons im Untergrund des Münsterlandes. Schich-

ten der Perm-Zeit treten im Münsterland nirgends zutage, sie werden stets von jüngeren Ablagerungen überdeckt. Deshalb wurden sie erst verhältnismäßig spät um die Jahrhundertwende bei Mutungsbohrungen auf Steinkohle entdeckt.

Rotliegendes

Die Zeit des Unterrotliegenden war durch einen ausgeprägten Vulkanismus gekennzeichnet. Die Abfolgen bestehen fast ausschließlich aus vulkanischen Ergußgesteinen mit eingelagerten festländischen Sedimenten. Doch beschränken sich diese auf den weiteren norddeutschen Raum. Im Münsterland und seiner näheren Umgebung fehlen sie.

Die Sedimentfolgen des Oberrotliegenden enthalten unter der Nordsee und in den Niederlanden reiche Erdgasvorkommen. Bei deren Erkundung sind in den letzten Jahren die Entstehungsbedingungen der Sedimente und die paläogeographischen Verhältnisse bekannt geworden.

Gebirgsbewegungen gestalten den Untergrund neu

Durch eine tektonische Umgestaltung nach der variscischen Gebirgsbildung entstand an der Wende Unter-/Oberrotliegendes die kontinentale Mitteleuropäische Senke. Sie bestand aus zwei Trögen, dem Nordpolnischen und dem Norddeutschen Becken.

An der flachen Südflanke des Norddeutsch-Polnischen Beckens sanken gleichzeitig mehrere, vorwiegend Nord – Süd gerichtete Grabensysteme ein. Sie entwickelten sich zu Teilbecken, die spitzwinklig an das zentrale Becken anschlossen. Die Teilbecken wurden mit grobkörnigen Flußablagerungen und Dünen-sanden gefüllt, die der Emsland-Fazies des Oberrotliegenden zugerechnet werden. Nach Norden zu verzahnen sie sich mit den Gesteinen des zentralen Beckens. Solche Gesteine sind auch im äu-

Bersten Westen des Münsterlandes in der Bohrung Isselburg 2 bei Bocholt als 82 m mächtige, graue und rötliche, mittel- bis grobkörnige, teils quarzitisches Sandsteine mit Tonsteinbänkchen bekannt geworden. Sie werden als Flußsedimente vermutlich der Slochteren-Formation des Oberrotliegenden gedeutet, die vom niederländischen Texel-IJsselmeer-Hoch geschüttet wurden. Im Osten traf die Bohrung Bielefeld 1 rotbraunen, fein- bis mittelkörnigen Cornberg-Sandstein an – eine Dünenbildung am Rande der Hessischen Senke.

Ein wüstenhaftes Hochland wird abgetragen, Schichtfluten füllen Senken

Das Münsterland selbst war mit der variscisch gefalteten Rheinischen Masse Teil der sedimentliefernden, gebirgigen Umrahmung. Aus diesem nach Süden ansteigenden Gebirge, einem wüstenhaften Hochland – denn damals herrschte arides, trocken-heißes Klima – wurde grober Gesteinsschutt durch Schichtfluten nach zwar seltenen, dann aber in solchen Klimabereichen gewaltigen Regengüssen in Richtung der Becken transportiert. Bevorzugte Transportwege dürften dabei die damals angelegten Tiefschollen, die Gräben der spätvariscischen Bruchtektonik, gewesen sein (z. B. Dinslakener Graben). Auf ihrem Transportweg waren die Schuttmassen immer wieder lange Zeit der Wirkung des Windes (Windkanter) als auch der ariden Klimabedingungen (Wüstenlack) ausgesetzt.

Wenn auch im Variscischen Gebirge der Rheinischen Masse bei weitem die Abtragung vorherrschte, so daß am Ende des Rotliegenden nur noch ein Rumpfgebirge übriggeblieben ist, so sind dennoch in einigen Senken und Wannen des Gebirges fernab von den Becken im Norden rote bis rotbraune Konglomerate aus dieser Zeit überliefert worden. Räumlich eng begrenzt wurden zwischen Duisburg und Wesel in einigen Bohrungen und Schächten des Steinkohlenbergbaus in

Mächtigkeiten bis 7 m Konglomerate mit Kalk- und Dolomitsteingeröllen (u. a. aus dem Kohlenkalk), quarzitisches Sandsteinen, Hornsteinen und untergeordnet auch Toneisensteinen angetroffen.

Sehr viel weiter als Sedimente sind jedoch klimatische Kennzeichen verbreitet. Das aride Klima des Rotliegenden bewirkte eine tiefgreifende Rotverwitterung der in der Rheinischen Masse damals zu Tage anstehenden Oberkarbon-Schichten im münsterschen Raum. In unzähligen Bohrungen und Schächten – besonders im Ruhrrevier – wurde eine 7 – 25 m unter die Karbon-Oberfläche reichende, sekundäre Rotfärbung festgestellt.

Die Rotliegend-Sedimente sind fossilfrei. So bleibt die letzte Gewißheit der stratigraphischen Einstufung sowohl der Konglomerate als auch der Rotverwitterung unsicher. Gleiche Klimaverhältnisse herrschten auch während der folgenden Zechstein-Zeit (Oberperm). Nur in den nördlichen Randgebieten des Münsterlandes bilden die Zechstein-Konglomerate des auf das Festland auflaufenden Zechstein-Meeres eine klare stratigraphische Grenze. In den weiterhin festländischen Teilen aber bleibt nur die pauschale Zuordnung zum Perm.

Zechstein

Zu Beginn des Zechsteins war das Variscische Gebirge der Rheinischen Masse durch die intensive Abtragung während der Rotliegend-Zeit zu einem flachen Rumpfgebirge erniedrigt worden. Aus dem Norddeutschen Becken drang das Meer auf die absinkenden Randgebiete der Rheinischen Masse vor. Es folgte bei seinem Vorstoß der schon aus der Rotliegend-Zeit angelegten Becken- und Schwellengliederung des nordwestdeutschen Raums. So entstand im Westen die Niederrhein-Senke – ein lagunenartiges Nebenbecken des Norddeutschen Beckens. Das Beckentiefste, in dem sich mächtige Salzlager bildeten, lag auf der Linie Gronau – Winterswijk – Xanten. Auch der äußerste Norden des Münster-

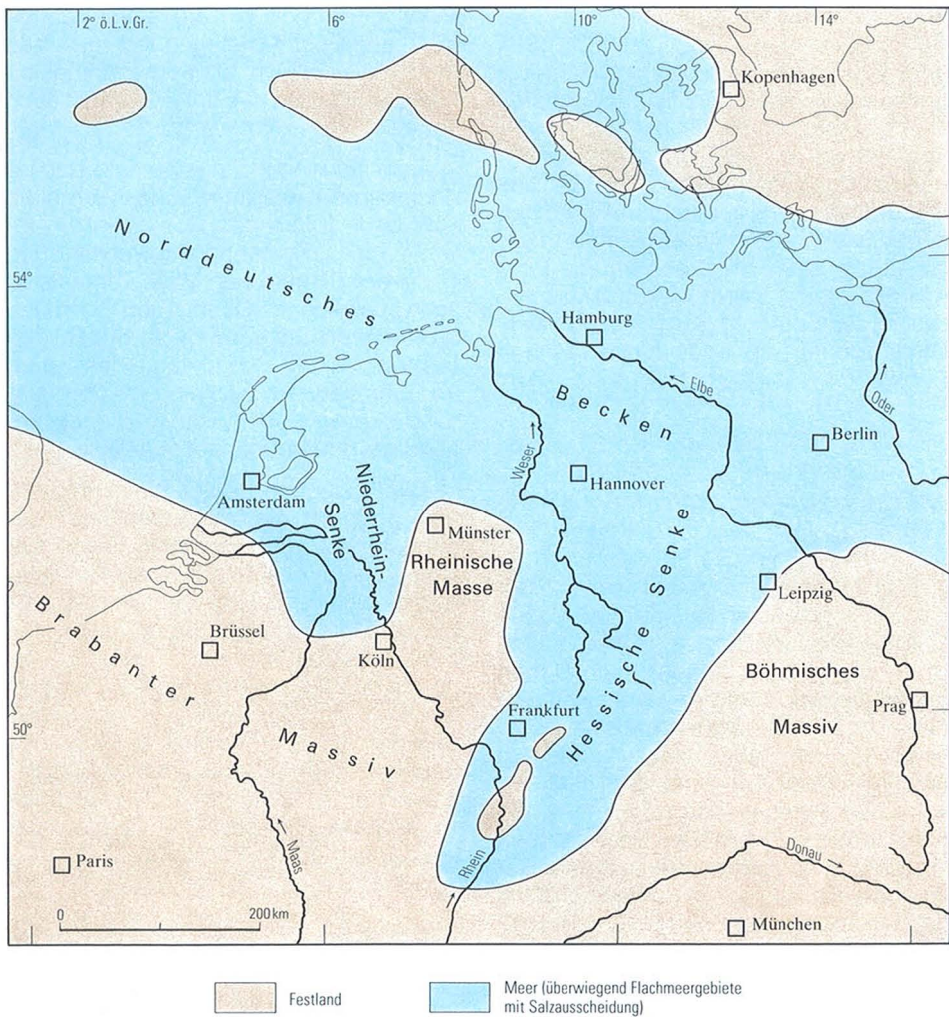


Abb. 8 Die Verteilung von Land und Meer zur Zeit des Zechsteins

landes wurde randlich überflutet. Dort entwickelte sich zu dieser Zeit eine sulfatisch-karbonatische Randfazies. Der Ostrand des Münsterlandes hingegen wurde geprägt durch die von Buchten, Inseln und Untiefen reich gegliederte Küste des Zechstein-Meeres in der Hessischen Senke (Abb. 8).

Zutage treten Gesteine des Zechsteins nur an den Karbon-Horsten des Osnabrücker Berglandes wie bei Ibbenbüren und am Ostrand des Rheinischen Schiefergebirges bei Marsberg.

Paläogeographische Voraussetzung für die Entwicklung der Salzgesteine im Zechstein waren Meeresbecken, die durch eine seichte Untiefe vom offenen Ozean abgetrennt waren. Die Verdunstung des Meerwassers unter aridem Klima führte zur Ausscheidung vorwiegend chemischer Sedimente wie Kalk, Dolomit und Anhydrit sowie auf dem Höhepunkt der Eindampfung zur Bildung von Stein- und Kalisalzlagern. Die eingeschalteten Tone sind zumindest teilweise als sporadische Sedimentzufuhr vom Festland

durch Wasser oder Wind zu deuten. Dieser im norddeutschen Hauptbecken siebenmal wiederholte Zyklus ist in der Niederrheinischen Senke nur im ersten Zyklus voll entwickelt, von den weiteren Zyklen sind nur Reste vorhanden.

Die salinare Sedimentation unterlag in ihrer räumlichen Verteilung bestimmten Gesetzmäßigkeiten. So wurden die Chloride im Zentralteil des Beckens abgesetzt. Zum Beckenrand hin schlossen sich zunächst sulfatische, dann karbonatische und schließlich tonige Schichten an. Die nichtsalinaren, tonigen Horizonte lassen sich über das ganze Becken verfolgen.

Wieder dringt das Meer vor – Zechstein 1 (Werra-Serie)

Die Meeresbrandung hinterläßt Konglomerate

An der Basis des Zechsteins 1 (Werra-Serie) ist stellenweise ein Konglomerat ausgebildet. Seine unterschiedlichen Mächtigkeiten von wenigen Dezimetern bis 2 m und seine Verbreitung wurden von der Morphologie des damaligen Meeresgrundes bestimmt. Ursprünglich handelt es sich dabei um in den Wüstengebieten der Rotliegend-Zeit entstandenen Verwitterungsschutt, der dann vom vordringenden Zechstein-Meer aufgearbeitet wurde. Dabei wurden die Gerölle gut gerundet und gleichzeitig Komponenten aus ferner gelegenen Gebieten beigemischt. Der insgesamt höhere Kalkgehalt des Bindemittels und die graue Farbe des Zechstein-Konglomerats unterscheidet dieses gegenüber den meist rotbraunen, kalkfreien und schlecht sortierten Rotliegend-Konglomeraten. Beide Konglomerate können auch ineinander übergehen und sind dann kaum unterscheidbar.

Feine Schichtung, filigrane Fossilien – der Kupferschiefer

Über dem Zechstein-Konglomerat folgt der bis zu 6 m mächtige, im gesamten

Verbreitungsgebiet des Zechsteins vorkommende Kupferschiefer. Im Gegensatz zur namengebenden Ausbildung dieser Schicht in der Gegend von Mansfeld (Thüringen) kommen im Münsterland hier nur geringe Erzspuren vor. Die äußerst feinschichtigen, sandig-schluffigen Mergel- und Tonmergelsteine entstanden in einem strömungsarmen Meer. So war daher in der Nähe des Meeresbodens das Wasser frei von Sauerstoff, aber reich an Schwefelwasserstoff. In diesem Milieu wurden die aus den oberen Wasserschichten nach ihrem Tod herabsinkenden Tiere und Pflanzen nicht zersetzt, so daß in den Faulschlammsedimenten des Kupferschiefers eine reiche und gut erhaltene fossile Fauna und Flora überliefert ist.

Inseln, Riffe und Untiefen – Zechstein-Mergel und -Kalk

Anschließend kam es wieder zu einem freieren Wasseraustausch mit dem Weltmeer, und helle Kalk-, Mergel-, Kalkmergel- und Dolomitsteine wurden abgelagert. Je nach den paläogeographischen Verhältnissen der damaligen Beckenränder entstanden an der Küstenlinie zur Rheinischen Masse spezielle Gesteinsablagerungen, die sich auch in den stratigraphischen Begriffen für diesen Zeitabschnitt widerspiegeln. Am Niederrhein herrscht rechtsrheinisch die mergelig-kalkige, bis 7,5 m mächtige Ausbildung vor, die sich in der Schichtbezeichnung Zechstein-Mergel dokumentiert. Südwestlich von Dorsten sind darüber hinaus auch Riffdolomite bekannt geworden. Den Nordrand der Rheinischen Masse säumt der Zechstein-Kalk in unterschiedlicher Mächtigkeit bis zu 8 m. Nur bei Iburg und Hasbergen erreicht er bis 36 m Dicke. Gleichzeitig spaltet er auf in einen bis 8 m mächtigen, bituminösen, schwarzen, splittrig brechenden Stinkkalk mit Mergelsteinlagen und den darauf lagernden, bis 30 m dicken, eisenschüssigen, dolomitischen, grauen, porösen, sogenannten Zuschlagkalk. Am Ostrand der Rheinischen Masse (z. B. bei Iburg) fehlt der Zechstein-

Kalk gänzlich. Nach Süden zu geht er infolge der ehemals insel- und buchtenreichen Landschaft in eine kalkige und dolomitische Randfazies über. Die Mächtigkeiten schwanken dort naturgemäß erheblich und erreichen auf den Schwellen nur 40 m.

Salzlagunen am Rand der Rheinischen Masse

Infolge abnehmenden Wasseraustauschs mit dem offenen Meer begann eine starke Eindampfung des Meerwassers, die zu dem salinaren Sedimentationszyklus führte. Zunächst wurde der Rand der Rheinischen Masse vom Wall des Unteren Werra-Anhydrits gesäumt. Seine Mächtigkeit erreicht am Rand der niederrheinischen Lagune bis 90 m. Zum Beckeninnern hin nimmt sie auf 7 – 30 m ab. Den Höhepunkt der salinaren Sedimentation bildete die Ausscheidung des Werra-Salzes. Diese begann im Zentralteil der Niederrheinischen Senke der Linie Winterswijk – Xanten folgend etwas früher, während an den Rändern noch Anhydrit gebildet wurde, bis dann die Chloridfazies auch auf diese Randbereiche übergriff. Am Niederrhein erreicht das Steinsalz im Innern der Lagune im Mittel 200 m Mächtigkeit, dem südlich der Schwelle von Winterswijk bis hin nach Borth auch Kalisalze eingeschaltet sind. Auf die Rheinische Masse greift das Steinsalz nur randlich über. Es erreicht in der randlichen Ausbildung noch Mächtigkeiten von 2 – 30 m. Die stellenweise erheblich größeren Mächtigkeiten in den Strukturen der Sättel von Gronau oder Ochtrup gehen auf die starke Beweglichkeit des Salzes zurück. In diesen Strukturen, aber auch an Störungslinien wie bei Borth am Niederrhein sind durch Salzfließen (Halokinese) bedingte Mächtigkeiten von mehreren hundert Metern entstanden.

Während am Niederrhein der erste Zyklus des Zechsteins mit der Salzbildung endet, folgt im übrigen Randsaum der Rheinischen Masse als Abschluß noch

der bis zu 17 m mächtige Obere Werra-Anhydrit. Mancherorts, wie im Südosten der niederrheinischen Lagune von Nieuwerk bis hin nach Duisburg, aber auch östlich von Büren bei Osnabrück fehlt schon primär das Steinsalz, und der Untere und der Obere Werra-Anhydrit treten zur geschlossenen Folge des Anhydrits 1 zusammen.

Saumwälle von Dolomit und Anhydrit umgürten das Festland – Zechstein 2 (Staßfurt-Serie)

Der zweite Zyklus, der Zechstein 2 (Staßfurt-Serie), beginnt im niederrheinischen Nebenbecken mit dem bis zu 10 m mächtigen Braunroten Salzton, der als feine Trübe vom nahen Festland der Rheinischen Masse eingeschwemmt wurde. Sowohl im Emsland als auch im Osnabrücker Bergland ist der Braunrote Salzton nicht mehr ausgebildet oder wird allenfalls durch Aufarbeitungsreste vertreten.

Die karbonatische Phase mit dem Hauptdolomit ist nur am Nord- und Ost- rand der Rheinischen Masse entwickelt. Sie leitet dort den zweiten Zyklus ein. Am Niederrhein ist diese Phase unterdrückt, und es folgt sogleich der um 10 m mächtige Basalanhydrit. Den Höhepunkt der salinaren Sedimentation bildet das bis zu 50 m mächtige Staßfurt-Steinsalz. Südlich von Wesel fehlt das Steinsalz infolge des nach Norden gewanderten Senkungszentrums, und auch nördlich von Gronau ist es durch die Herausbildung einer Spezielschwelle nicht entwickelt. Dort schließt sich der Basalanhydrit mit dem sonst den Abschluß bildenden 10 m mächtigen Deckanhydrit zu der geschlossenen Folge des Anhydrits 2 zusammen. Stellenweise ist Staßfurt-Steinsalz ursprünglich zwar vorhanden gewesen, heute aber abgelaugt.

Der Nordostrand der Rheinischen Masse und der Übergang zur Hessischen Senke war auch im Zechstein 2 ein flaches Küstengebiet. Hauptdolomit und Anhydrit bilden dort einen küstennahen

Saumwall. Steinsalze treten erst weiter östlich in Ostwestfalen auf.

Der Wasseraustausch mit dem offenen Meer belebt sich wieder – Zechstein 3 (Leine-Serie)

Der dritte Zyklus, der Zechstein 3 (Leine-Serie), beginnt in der Niederrhein-Senke wiederum mit einem tonigen Sediment, dem 5 – 8 m mächtigen Grauen Salztön. Am nordwestlichen Rand der Rheinischen Masse wurde er nur bei Ochtrup und Epe nachgewiesen, am Nord- und Ostrand hingegen ist er nicht mehr entwickelt. In breitem Saum und zwischen 10 – 40 m mächtig umkränzt der folgende Plattendolomit als markanter Leithorizont die Rheinische Masse im Untergrund des Münsterlandes und setzt sich auch in das Innere der Becken fort. Dort ist er aufgrund seiner feinschichtigen, bituminösen Ausbildung Ziel verstärkter, im Münsterland leider vergeblicher Exploration auf Kohlenwasserstoffe gewesen, da er insbesondere im Norddeutschen Becken zum Teil reiche Erdgaslagerstätten enthält.

Über dem Plattendolomit folgt eine wenige Meter, stellenweise auch um 10 m mächtige Folge von roten, grünen und bunten tonig-mergeligen Gesteinen und Dolomitsteinen. Sie vertritt mit ihrem unteren, stellenweise auch anhydritischen Teil den Hauptanhydrit des Hauptbeckens und mit ihrem oberen Teil das Leine-Steinsalz. Leine-Steinsalz ist nur in den tieferen Beckenteilen in den nordwestlichen Randgebieten des Münsterlandes verbreitet. Südlich der Schwelle von Winterswijk fehlt das Leine-Steinsalz gänzlich. Das Senkungszentrum lag nämlich schon nördlich der Schwelle. Das Leine-Steinsalz ist wegen der insgesamt geringen Absenkung aber auch nördlich von Gronau nur bis 30 m mächtig und wegen der Landnähe zur Rheinischen Masse durch rote Tonflaser und Anhydritbänke verunreinigt. Stratigraphisch gehört es zur Riedel-Gruppe, dem oberen Teil des traditionell in die Ronnenberg-Gruppe (un-

ten) und die Riedel-Gruppe (oben) geteilten Leine-Steinsalzes.

Bildungen am Meeresrand – Zechstein 4 bis 7

Die Ablagerungen des jüngsten Zechsteins werden allein durch die Randfazies der Zechstein-Letten vertreten. Unter diesem stratigraphischen Sammelbegriff werden jene, schon im Zechstein 3 teilweise einsetzenden, roten, grünen und bunten Ton- und Mergelsteine mit Dolomitsteinen und Anhydrit zusammengefaßt, die als jüngste Zechstein-Gesteine die Rheinische Masse im Untergrund kranzförmig umgeben.

Im Norddeutschen Zechstein-Becken und im Werra-Becken sind noch drei weitere Eindampfzyklen (Zechstein 5 bis 7) entwickelt. Möglicherweise sind sie in den bisher noch nicht zu untergliedernden Zechstein-Letten enthalten. Vielleicht ist der Zechstein 7 aber auch auf das eigentliche Zechstein-Becken weit nördlich des Münsterlandes beschränkt.

Trias

(A. Thiermann)

Mit dem Beginn der Trias-Periode (Tab. 1) – dreigeteilt in Buntsandstein, Muschelkalk und Keuper – zeichnet sich in Nordeuropa das schon in der Zechstein-Zeit sichtbar gewordene Norddeutsche Becken als Sedimentationsraum genauer ab. Von diesem Gebiet erstreckten sich nach Süden zwei Randsenken. Es sind dies die Niederrhein-Senke im Westen und die Hessische Senke im Osten. Sie werden getrennt durch die Schwellenregion der Rheinischen Masse mit der nach Norden in das Norddeutsche Becken ausgreifenden Hunte-Schwelle. Ausgehend von diesen Senken griff die Sedimentation des Trias-Meeres randlich auf die Rheinische Masse über; nur ihr südlicher Teil war Abtragungsgebiet und damit Sedimentlieferant. Durch vorgege-

bene Reliefunterschiede und durch örtliche Hebungen blieb die Schichtenfolge schon primär stellenweise unvollständig. Großräumige Abtragungen in der Folgezeit ließen die ursprünglichen Verbreitungsgebiete wieder schrumpfen. So sind Sedimente der Trias nur am Rand des Münsterlandes (Abb. 4) erhalten geblieben. Im Westen liegen die Ablagerungen aus der Trias-Zeit unter mächtigem Deckgebirge aus Jura- und Tertiär-Gesteinen verborgen. Zutage treten Gesteine der Trias nur am Nordrand des Münsterlandes und im Osten, im Gebiet der Hessischen Senke. Ihr Ausstrich folgt dort dem Verlauf des Osnings.

Das Klima war subtropisch-arid und wurde erst am Ende dieses Erdzeitalters kühler. Im Gegensatz zum Zechstein ist nur der mittlere Teil der Trias mit dem Muschelkalk durch Meeresablagerungen eines Schelfmeeres geprägt. Buntsandstein und Keuper hingegen dokumentieren mit ihren Ablagerungen eine ständig sich ändernde Wüsten-, Seen- und Flußlandschaft mit zeitweise lagunärem Einschlag.

Buntsandstein

Zur Zeit des Buntsandsteins prägte der nach Nordosten gerichtete Sporn der Rheinischen Masse, die sogenannte Hunte-Schwelle, nachhaltig die Sedimentationsverhältnisse durch Schichtenausfälle und Mächtigkeitsreduktionen. Daher lassen sich auch die Ablagerungen der Niederrhein-Senke im Westen nur unvollkommen mit der Hessischen Senke im Osten vergleichen. Gleiches gilt auch für die Schichtenkorrelation mit der gut durchforschten Beckenfazies des hannoverschen Berglandes. Die zyklisch gegliederte Sedimentation führte von einem marin-lagunären Zustand im Unteren Buntsandstein über einen kontinental-fluviatilen Höhepunkt im Mittleren wieder zurück zu den mehr marin-lagunären Verhältnissen im Oberen Buntsandstein, dem Röt.

Die Rheinische Masse – eine wüstenhafte Halbinsel

Die Ausbildung der Gesteine des Unteren Buntsandsteins ist sehr mannigfaltig und abhängig von der paläogeographischen Situation zur Entstehungszeit. Am Südwestrand des Münsterlandes zwischen Bottrop, Dorsten und Wulfen wurde ein fein- bis mittelkörniger, braunroter Sandstein, der teilweise grobsandig und konglomeratisch entwickelt und bis 230 m mächtig ist, als Teil des am Niederrhein weit verbreiteten Niederrhein-Sandsteins abgelagert. Diese grobe Ausbildung mit Geröllen markiert dort den äußersten Rand des Sedimentationsraums am Gebirgsfuß der Rheinischen Masse. Schon wenige Kilometer weiter nach Nordwesten geht diese Randfazies in die mehr tonige Beckenfazies über. Sie umgürtet als Saum die gesamte Rheinische Masse vom Niederrhein bis Ostwestfalen. Das Gestein besteht überwiegend aus braunroten, feinsandigen Ton- und Tonmergelsteinen, die stellenweise auch anhydritisch sein können. In wechselnder Häufigkeit sind auch Sandsteine eingeschaltet. Im mittleren Teil des Unteren Buntsandsteins sind als Zeugen eines rein marinen Ablagerungsraums die Rogensteine – Gesteine, die aus durch ein sandiges Bindemittel verkitteten Kalkkügelchen (Ooiden) bestehen – eingelagert.

Wüsten, Flüsse und Seen

Auch zur Zeit des Mittleren Buntsandsteins wurden die Ablagerungsbedingungen im Münsterland durch seine Randlage und insbesondere den Sporn der Hunte-Schwelle beeinflusst und erheblich abgewandelt. Daher ist die Zuordnung der Sedimente des Münsterlandes zu den zyklisch gegliederten Folgen in Niedersachsen noch teilweise unklar. Insgesamt aber bleibt festzustellen, daß die Hardeggen-Folge offenbar in der Umrandung des Münsterlandes fehlt, da sie sich auf das eigentliche Buntsandstein-Becken im Norden und Osten beschränkt. Mit einer Diskordanz liegt daher die Solling-Folge

direkt auf der Detfurth-Folge; im Bereich der Hunte-Schwelle liegt sie vielleicht sogar unmittelbar auf Unterem Buntsandstein unter Ausfall der Volpriehausen- und der Detfurth-Folge. Hinweise für kräftige Hebungen und Erosionen in den Randgebieten des Ablagerungsraums geben zum Beispiel Bohrungen im Raum Kirchhellen und Dorsten.

Bei Winterswijk hingegen – nahe dem Tiefsten der Niederrhein-Senke – ist die Schichtenfolge des Mittleren Buntsandsteins nahezu vollständig erhalten geblieben. Diese Beckenfazies wird dort bis 250 m mächtig und ist vorherrschend tonig ausgebildet. Mit der Annäherung an das Münsterland nimmt die Mächtigkeit der Gesteine ab und ihre Korngröße zu. Dieser Übergang von der Becken- zur Randfazies bestimmt die Gesteinsausbildung des münsterländischen Mittleren Buntsandsteins. Insgesamt gesehen umfassen die Gesteine des Mittleren Buntsandsteins rotbraune Sandsteine, denen zwischen Raesfeld und Wesel auch Konglomerate eingeschaltet sind, Wechselfolgen von Ton- und Sandsteinen, Ton- und seltener Schluffsteinen.

Das Meer dringt in die Wüste ein

Mit dem Oberen Buntsandstein schwächte sich die Hebungstendenz der sedimentliefernden Hochgebiete offenbar ab. In der nördlichen Umrandung des Münsterlandes sind daher aus dieser Zeitperiode vorherrschend feinkörnige Ablagerungen rotbrauner Tonsteine mit anhydritischen Bänken und tonigen Sandsteinen überliefert. Sie sind Teile der salinaren Randfazies, die beckenwärts nach Norden in das Röt-Salinar mit dem von Tonsteinen und Anhydriten durchsetzten, meist rotbraunen Steinsalz übergeht. Von Borken bis hin nach Rheine säumen Steinsalz-Ablagerungen das nordwestliche Münsterland. Eine Ausbuchtung des Röt-Salinars der Hessischen Senke berührt das Münsterland im Osten bei Bielefeld.

Muschelkalk

Am Ende der Buntsandstein-Zeit war offenbar das Relief so ausgeglichen, daß das Meer der Muschelkalk-Zeit ohne besondere Aufarbeitungsbildungen weit auf den flachen Block der Rheinischen Masse vorstoßen konnte. Nur selten sind uns vom Niederrhein bis hin nach Ochtrup am Nordrand des Münsterlandes alle drei Stufen des Muschelkalks überliefert. Meist ist nur der Untere Muschelkalk noch erhalten, die anderen Stufen wurden während der Keuper-Periode schon wieder abgetragen. Erst am Ostrand der Rheinischen Masse, in Ostwestfalen, ist der Muschelkalk durchweg vollständig überliefert.

Die Schichten des Muschelkalks reichen im Westen bis in den Raum Dorsten – Bottrop. Im Osten liegt ihre Verbreitungsgrenze heute am Osning, im Norden folgt dieser Erosionsrand ungefähr dem Abschluß des heutigen Oberkreide-Beckens. Die Mächtigkeit geht im Münsterland über 100 m nicht hinaus. Der Ablagerungsraum war Teil eines flachen Binnenmeeres mit einer chemischen, vorwiegend kalkigen Sedimentation mit nur mäßigem, festländischem Einfluß, der sich in der Umrandung der Rheinischen Masse durch eingeschwemmten roten Detritus bemerkbar macht.

Ein warmes Flachmeer voller Leben

Die Gesteine des Unteren Muschelkalks bestehen am West- und Nordrand des Münsterlandes aus feinschichtigen, dunklen, auch dolomitischen Mergelkalk-, Kalk-, Dolomit- und Tonsteinen, denen rotbraune Ton- und Tonmergelsteinlagen eingeschaltet sind. Sie sind hier Teil der Randfazies, die erst im Teutoburger Wald allmählich in die mehr von welligen Kalksteinen mit gelben Dolomitsteinen durchsetzte Wellenkalkfazies übergeht.

Das Meer wird abgeschnürt – der Salzgehalt steigt

Zur Zeit des Mittleren Muschelkalks wurde das nördlich liegende Flachmeer vom offenen Ozean abgeschnürt, so daß am Rande des Münsterlandes Steinsalze ausgeschieden wurden. Im nördlichen Teil des Münsterlandes ist eine Randfazies dieses Salinars aus 30 – 70 m mächtigen, weichen Mergelsteinen mit dolomitischen, grauen Kalksteinen und Anhydriten verbreitet. Die Anhydrite sind häufig in Gips umgewandelt und im Tagesausfluß aufgelöst, so daß nur ein zelliges Gestein übrig geblieben ist.

Frische Meeresströme bringen neues Leben

Die Gesteine des Oberen Muschelkalks sind in der Randfazies der Niederrhein-Senke bei Hünxe noch erhalten. Es sind Kalk- und Dolomitsteine, denen nach oben rotbraune Ton- und Tonmergelsteine mit Dolomitsteinen folgen. Dieser randlichen, durch das Festland der Rheinischen Masse geprägten Entwicklung entspricht östlich des Münsterlandes die klassische, zweigeteilte Ausbildung. Sie ist dort weithin noch erhalten geblieben. Die Gesteine bestehen aus den Trochitenkalken, grobspätige, graue Kalksteine mit Stielgliedern von Seelilien (Trochiten), denen die Ceratiten-Schichten auflagern. Diese setzen sich aus einer Wechselfolge von Kalk- und Tonmergelsteinen zusammen, denen Gehäuse der zu den Ammoniten gehörenden Tintenfische der Gattung *Ceratites* eingelagert sind. Auf die Nähe des Landes weisen bei Bielefeld grüngraue Glaukonite hin.

Keuper

Mit dem Keuper ging aufgrund einer allgemeinen Hebungstendenz der Meeresinfluß zunehmend zurück, und brakisch-lagunäre und limnisch-fluviatile Ablagerungsbedingungen herrschten nun

vor. Weite Teile des Münsterlandes wurden zeitweise zum Abtragungsgebiet.

Langsam weicht das Meer – eine Wüste bleibt zurück

Nur im südwestlichen Münsterland bei Hünxe sind uns in einer tief abgesenkten Scholle noch Gesteine des Unteren und Mittleren Keupers in einer Randfazies des Keuper-Meeres überliefert. Die Gesteine des Unteren Keupers bestehen aus rotbraunen und bunten Ton- und Mergelsteinen mit Dolomitsteinen, die Gesteine des Mittleren Keupers sind denen des Unteren ähnlich, nur führen sie weniger Dolomitsteine. Am Nordrand des Münsterlandes fehlen diese Schichten ganz; erst im Osten, schon im Grenzbereich zu Ostwestfalen, wird die ähnlich ausgebildete Schichtenfolge durch sandige Einschüttungen und Kohlenflöze ergänzt.

Das Meer kehrt wieder – es wird kühler

Im Oberen Keuper verstärkten sich die Gebirgsbewegungen. Die hier am Rande des Münsterlandes weitflächig gerade erst abgelagerten Schichten der Trias wurden über den Meeresspiegel herausgehoben und wieder abgetragen. Diese Hebungstendenzen schwächten sich ab, und von Norden drang das Meer langsam wieder auf das Festland vor. Im Westen beschränken sich die Ablagerungen auf den Raum zwischen Schermbeck und Weseke, wo zunächst in ertrinkenden Tälern und Senken dunkle Tone mit Brackwassermuscheln abgesetzt wurden. Ihnen folgten in geringerer räumlicher Verbreitung schwarzgraue Tone mit sandigen Einschüttungen und einer individuenreichen Fauna mariner Muscheln. Am Nord- und Ostrand des Münsterlandes beginnt die Schichtenfolge häufig mit einem phosphoritischen Konglomerat, im übrigen besteht sie aus einer Wechselfolge von dichten, dunklen Ton- und Tonmergelsteinen sowie Sandsteinen.

Jura

(A. Thiermann)

Der Jura (Tab. 1) ist wieder eine Zeit der Vorherrschaft des Meeres unter einem zunächst noch humiden Klima. Die schon zur Perm-Zeit angelegte Konfiguration des Norddeutschen Beckens blieb auch im Jura in nur wenig abgewandelten Grundrissen zunächst bestimmend für die Sedimentation. Im Lias griff das Meer wahrscheinlich am weitesten auf den Sockel der Rheinischen Masse bis in den Raum Münster bogenförmig über. Im Dogger begann schon wieder der Meeresrückzug, und im Malm gliederte sich, durch Gebirgsbewegungen bedingt, der Meeresraum – insbesondere im Nordosten – in mehrere Becken und Schwellen. Damit war das Niedersächsische Becken als ein kleinräumiges, reich gegliedertes Teilbecken des Norddeutschen Beckens entstanden. Abtragungsvorgänge ließen die Sedimente im zentralen Münsterland gänzlich verschwinden. Nur am Rande des Münsterlandes sind die Jura-Schichten teilweise erhalten geblieben.

Ölschiefer und Eisenerze – Lias

Die Gesteine des Lias treten nur am Weseker Sattel im Westen und im Zuge des Teutoburger Waldes im Nordosten zutage. Sonst sind sie unter jüngeren Ablagerungen verborgen. Die vorherrschend dunklen Ton-, Kalk- und Mergelsteine des Lias weisen auf eine nur geringe Sedimentlieferung von der Rheinischen Masse hin.

Auffälliges Schichtenglied sind im Westen des Münsterlandes stark bituminöse Ölschiefer. Sie entstanden in einem wenig durchlüfteten Stillwasserbereich zu Beginn und gegen Ende des Lias. Anzeichen von Hebungen des Festlandes machten sich mit vermehrten sandig-schluffigen Einschüttungen in das Lias-Becken zu Beginn des Lias bemerkbar; im Beckenbereich entwickelten sich auch

Kalk- und Kalksandsteine mit teilweise oolithischer Struktur. Aufgrund unterschiedlicher Bewegungsintensität des tieferen Untergrunds sind diese Gesteine örtlich und zeitlich unterschiedlich verbreitet.

Als Randfazies säumen oolithische Eisenerze die gesamte Rheinische Masse. Sie entstanden während eines Meeresvorstoßes im Mittellias. Die Erzbestandteile stammen aus den durch die Brandung des vordringenden Meeres abgetragenen älteren Lias-Schichten. Am besten bekannt geworden ist diese Ausbildung am Niederrhein, im Raum Wesel – Bislich, wo die Schichten in einem Muldengraben erhalten geblieben und durch Bohrungen erkundet worden sind.

Die ursprünglichen Mächtigkeiten der Lias-Ablagerungen am Rand der Rheinischen Masse werden auf etwa 600 m geschätzt; heute sind im Westen nur 400 m und im Osten nur noch maximal rund 300 m erhalten. Nur im Westen greifen die Lias-Schichten noch etwas auf die Rheinische Masse über und keilen dann rasch nach Osten aus.

Schwellen und Becken gliedern das Meeresbecken – Dogger

Mit dem Beginn des Doggers machen sich zunehmend den mittelkimmerischen Phasen zugeordnete Gebirgsbewegungen bemerkbar. Dies führte zu einem in Becken und Schwellen gegliederten Ablagerungsraum. In dieser tektonisch unruhigen Zeit entstanden durch Schichtlücken geprägte Schichtenfolgen, die uns nur noch am äußeren Rand des Münsterlandes im deutsch-niederländischen Grenzgebiet und im Osning erhalten geblieben sind. Wenn man auch annimmt, daß im Dogger die Rheinische Masse weithin unter Meeresbedeckung lag, so sind uns Ablagerungen aus dieser Zeit dort nicht überliefert, da sie schon im ausgehenden Dogger als Folge der Hebungen durch die jungkimmerischen Gebirgsbewegungen wieder erodiert wurden.

Das vorherrschende Gestein des Doggers sind graue, dunkle Ton- und Tonmergelsteine mit Geoden. Als Materiallieferant war offenbar die Rheinische Masse im Gegensatz zu den vorangegangenen Perioden ohne Bedeutung. Vorherrschendes Abtragungsgebiet war Fennoskandia, der damalige nördliche, festländische Rahmen des Norddeutschen Jura-Beckens. Am auffälligsten für das Münsterland sind die auf seinen Nordostrand beschränkten sandigen Einschüttungen im Mittleren Dogger (Cornbrash-Sandstein; Bathon), die sich dort mit der tonigen Fazies verzahnen. Sie entstammen den südlichen Ausläufern Fennoskandias, die das damalige Meer einengten. Der ältere Schüttungskörper aus dem Bajoc (Mittlerer Dogger) hatte nur noch Ostwestfalen, nicht aber das Münsterland erreicht.

Tektonisch bewegter Untergrund, Land und Meer im Wechsel – Malm

Im Malm setzte sich die tektonische, teilweise synsedimentäre Umgestaltung des Sedimentationsraums fort, die schon im Dogger begonnen hatte. Die wechselhaften Sedimentationsbedingungen führten zu Unterschieden in Verbreitung, Ausbildung und Mächtigkeiten der Gesteine und zu teilweise unvollständigen Schichtenfolgen.

Sedimente lieferten – anders als zur Zeit des Doggers – nicht nur das damalige fennoskandische Festland im Norden, sondern auch das niederländische Texelljsselmeer-Hoch und die Rheinische Masse. Ein starker festländischer Einfluß kennzeichnet die Malm-Ablagerungen. Das Ablagerungsmilieu wechselt im tieferen Malm (Oxford bis Mittelkimmeridge) zwischen marinen, limnischen und brakischen Verhältnissen, im höheren Malm (Oberkimmeridge bis Tithon) machte sich eine zunehmende Übersalzung des Meerwassers bemerkbar.

Im Raum des Teutoburger Waldes entstanden im Oxford (Unterer Malm) als deltaartige Schüttungen vor der Rheinischen Masse sandige, quarzitisches, aus Schwammskeletten hervorgegangene Gesteine. Diesen folgen die tonig-sandigen, teilweise schluffigen und kalkigen Gesteine des Kimmeridges (Mittlerer Malm), die aber infolge tektonischer Bewegungen des Untergrunds teilweise unvollständig sind, das heißt durch den Rückzug des Meeres sind die Gesteine nicht in vollständiger Abfolge abgelagert worden.

Wesentlich ausgeprägter waren hingegen die tektonischen Bewegungen westlich der Ems am Nordwestrand des Münsterlandes, wodurch die Ablagerungen des Oxfords gänzlich ausgefallen sind. Erst zögernd griff das Meer von Osten kommend im Kimmeridge in einzelnen Rinnen nach Westen vor. In der damaligen Gronauer Senke entstanden im Oberkimmeridge bunte, teilweise sandige kalkige und mergelige Gesteine. Auch im Obermalm setzte sich die Meeresausbreitung mit der Ablagerung der kalkig-mergeligen *gigas*-Schichten am gesamten Nord- und Nordwestrand des Münsterlandes fort. Während eines kurzzeitigen Meeresrückzuges entstand in der Gegend von Gronau und Ochtrup der Eimbeckhäuser Plattenkalk.

Zur Zeit des obersten Tithons schließlich – während der Bildung des Münder-Mergels – wurden Teile des damaligen Meeresbeckens von der offenen See abgeschnürt. In dem ariden Klima der ausgehenden Jura-Zeit bildete sich ein Salinarzyklus aus. Davon umkränzen die unteren Abschnitte in Sulfatfazies aus Gips, Anhydrit und Dolomitstein mit Ton- und Tonmergelsteinen das nordöstliche Münsterland. Sie gehören zu der Randfazies, welche girlandenförmig die nördlich des Münsterlandes gelegene Chloridfazies des Beckeninnern umrahmt. Zwischen dem Ibbenbürener Karbon-Horst und dem Teutoburger Wald hatte sich eine Spezialsenke entwickelt, in der bis zu 160 m mächtiges Steinsalz des Münder-Mergels

fast bis an den Rand des Münsterlandes heranreicht.

Die Zeit des Juras endete wahrscheinlich während der Ablagerung des Münders-Mergels. Die Grenze zur Kreide-Zeit liegt damit nach neuem Kenntnisstand tiefer als man früher angenommen hatte. Eine international verbindliche Grenzziehung steht aber noch aus.

Kreide

(M. Hiß)

Vor 146 Millionen Jahren begann der Zeitabschnitt der Kreide (Tab. 1), in dessen Verlauf sich für das Münsterland bedeutende geologische Vorgänge abspielten. Erstmals seit dem jüngeren Erdaltertum wurde das gesamte Münsterland wiederum Meeresgebiet, in dem sich teilweise bis über 2 000 m mächtige Sedimentgesteine ablagerten. Die heutige Verbreitung der Kreide-Ablagerungen zeigt die Tafel in der Anlage. Neben einer abgedeckten geologischen Karte, in der alle jüngeren Schichten, die die Kreide überlagern, nicht dargestellt sind, verdeutlichen zwei geologische Schnitte und eine Strukturkarte die Verbreitung und Lagerungsverhältnisse der Kreide-Schichten im Münsterland.

Während des größten Teils der Unterkreide-Zeit gehörte das Münsterland weitgehend noch zur Rheinischen Masse, die zusammen mit dem London-Brabanter Massiv und dem Böhmischem Massiv ein quer durch Mitteleuropa verlaufendes Festland bildete. Es unterlag der Verwitterung und Abtragung. Festländische Ablagerungen sind daher nur in einzelnen Relikten überliefert. Das mitteleuropäische Festland trennte das nordeuropäische Borealmeer vom südeuropäischen Tethysmeer. Das Borealmeer war dennoch kein kühles Meer, etwa vergleichbar mit der heutigen Nordsee. Während der Kreide-Zeit lag nämlich der mitteleuropäische Raum – bezogen auf die magnetischen Pole der Erde – etwa 1 200 km weiter südlich als heute. Dies bedeutete

für das Münsterland etwa eine Position von 40° nördlicher Breite. Heute liegt in dieser Breite der mediterrane Raum, so zum Beispiel die Städte Madrid und Neapel. Seit der Kreide-Zeit ist der europäische Kontinent durch die Kontinentalverschiebung langsam nach Norden auf seine heutige Breite gewandert.

Wie bereits zuvor in der Perm-, Trias- und Jura-Zeit waren zu Beginn der Kreide-Zeit nur die nord- und ostexponierten Ränder des Münsterlandes vom Meer bedeckt. Erst zur Zeit der höheren Unterkreide stieß das Meer von Norden nach Süden vor. Während der Oberkreide-Zeit versank schließlich das Münsterland vollständig im Meer (Abb. 9).

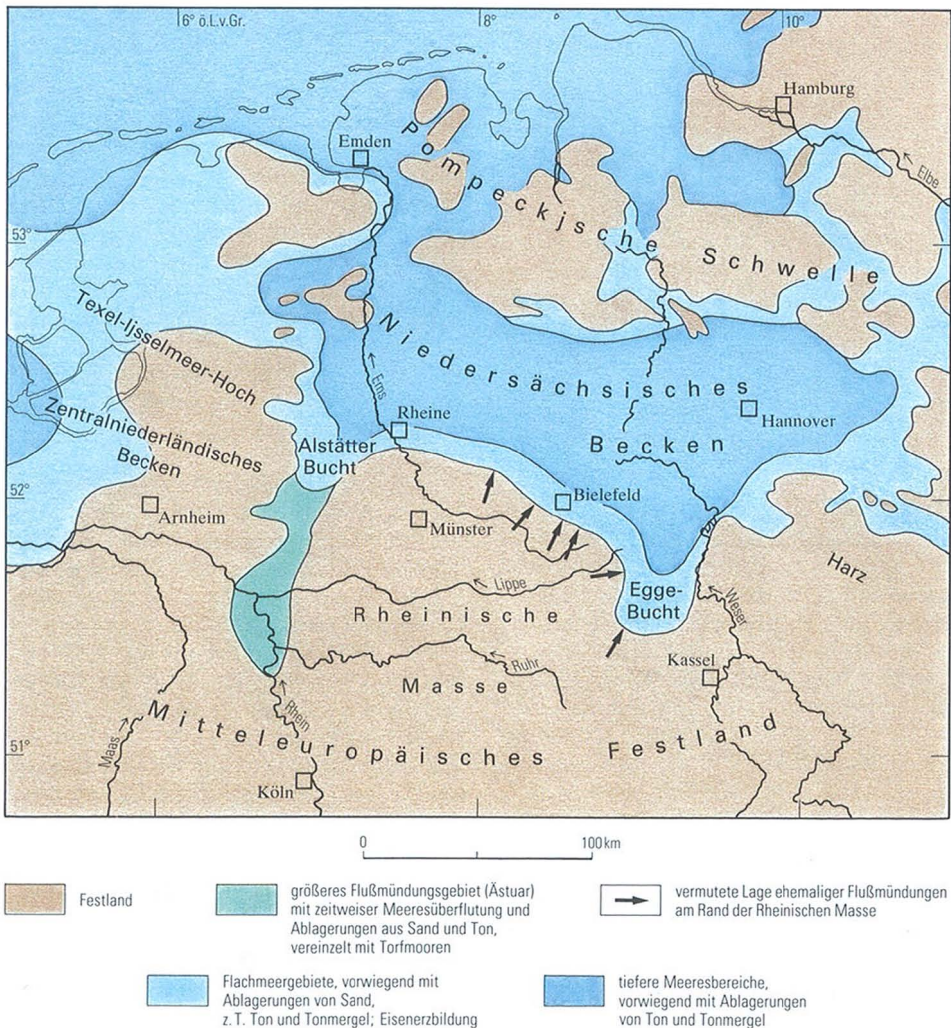
Der erdgeschichtliche Ablauf dieser Meeresüberflutung spiegelt sich in den überlieferten Sedimenten wider. Sandablagerungen deuten zum Beispiel auf die Küsten des Meeresgebietes hin, während sich in küstenferneren Gebieten vorwiegend Ton- oder Kalkschlämme absetzten. Heute finden wir Ablagerungen des Küstenbereichs neben gleichalten Ablagerungen des tieferen Meeres (tiefer Schelf). Altersgleiche Sedimente können somit verschieden ausgebildet, daß heißt faziell unterschiedlich sein.

Die Fazieskunde hat die Aufgabe, Gesteine verschiedener Ablagerungsräume miteinander zu vergleichen und auf ihre Entstehungsbedingungen hin zu untersuchen. Hingegen ordnet die Stratigraphie die Gesteine nach dem Alter. Ein wichtiges Hilfsmittel sind dabei die fossilen Tier- und Pflanzenreste. Nur in einem kurzen Zeitintervall auftretende, aber weit verbreitete Fossilien sind für eine stratigraphische Einordnung geeignet. Sie werden als Leitfossilien bezeichnet. Über längere Zeiträume verbreitete, aber von ökologischen Parametern stark abhängige, häufig nur in ganz bestimmten Gesteinsarten auftretende Fossilien geben Hinweise auf die Ablagerungsbedingungen. Sie eignen sich für Faziesuntersuchungen und werden daher als Faziesfossilien bezeichnet.

Wichtige Leitfossilien der westfälischen Kreide sind unter den Ammoniten und Belemniten zu finden; für die Oberkreide kommen noch Muscheln aus der Familie der Inoceramen hinzu (Abb. 10). Diese Tiergruppen entwickelten sich während der Kreide-Zeit sehr rasch und haben eine große Zahl von jeweils nur in einem kurzen Zeitintervall vorkommenden Leitfossilarten geliefert. Typische Faziesfossilien der Münsterländer Oberkreide, die jeweils nur für einen begrenzten Lebensraum charakteristisch sind, sind beispielsweise Schwämme, Korallen, viele Muschelarten und Seeigel.

Neben den makroskopischen Organismen gibt es aber auch aus dem mikroskopischen Bereich Organismengruppen, die sich für stratigraphische oder fazielle Untersuchungen eignen. Besondere Bedeutung haben hierbei die Foraminiferen, einzellige Protozoen, die vielfältig gestaltete, gekammerte Gehäuse tragen. Solche Mikrofossilien haben den Vorteil, bereits in geringen Gesteinsmengen, beispielsweise in Bohrkernen, erkennbar zu sein.

Abbildung 11 gibt einen Überblick über die stratigraphische Gliederung der Kreide, über wichtige erdgeschichtliche Vor-



gänge und über den zeitlichen und räumlichen Aufbau der Schichtenfolge im Münsterland. Die Abbildung zeigt einen konstanten Zeitmaßstab. Die wahren Schichtmächtigkeiten sind der Abbildung daher nicht zu entnehmen. Die Darstellung verdeutlicht aber sehr eindrucksvoll, daß die Meeresbedeckung des gesamten Münsterlandes während der Oberkreide-Zeit nur etwa gut ein Viertel der gesamten Kreide-Zeit andauerte. Dennoch spielten sich in dieser vergleichsweise kurzen Zeitspanne die geologischen Vorgänge ab, die das heutige Landschaftsbild des Münsterlandes in

seinen Grundzügen wesentlich mitbestimmt haben.

Die in der Abbildung 11 wiedergegebene geomagnetische Polaritätszeitskala basiert auf Untersuchungen magnetischer Anomalien der Ozeanböden. Sie kennzeichnet die phasenweise Umkehr des Erdmagnetfeldes. Von dieser Standardzeitskala sind einige kurzzeitige Anomalien nicht erfaßt, die sich in Kreide-Sedimentfolgen auf den Kontinenten nachweisen lassen. Eine solche Anomalie ist zum Beispiel aus der Zone C34 im Cenoman des Münsterlandes bekannt.

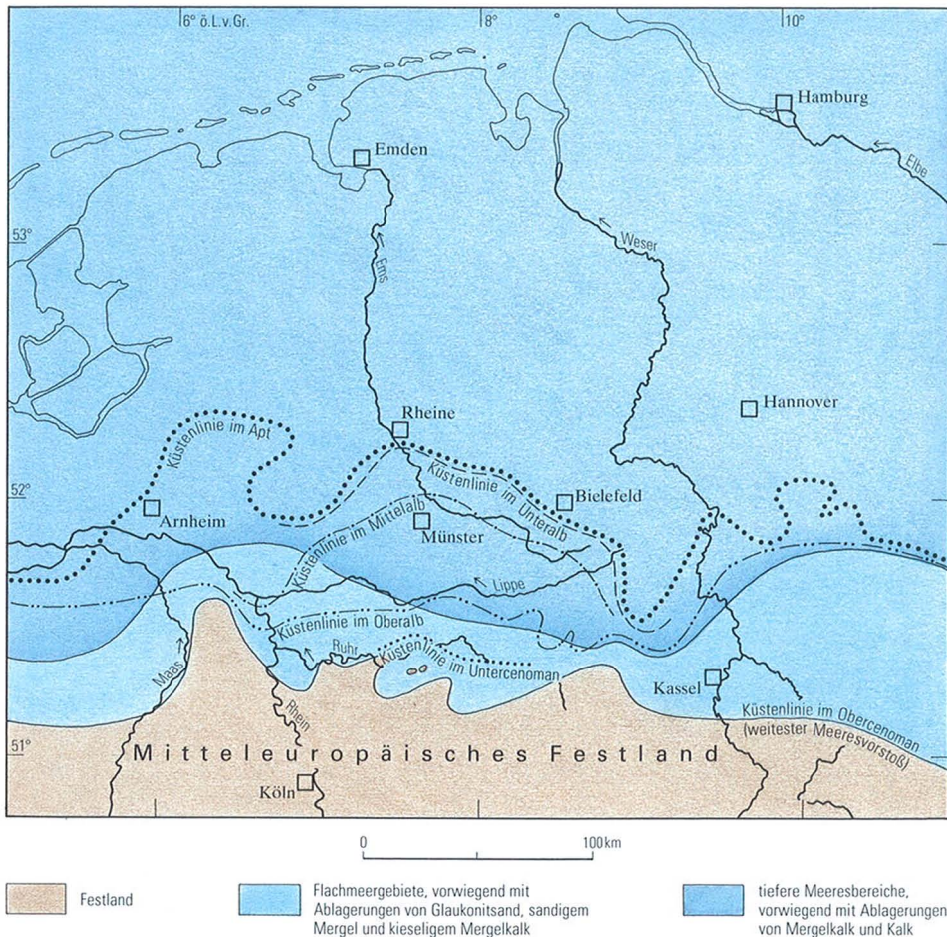


Abb. 9 Die Verteilung von Land und Meer zur Zeit der Unterkreide (Hauterive; links) und der Oberkreide (Cenoman; rechts)

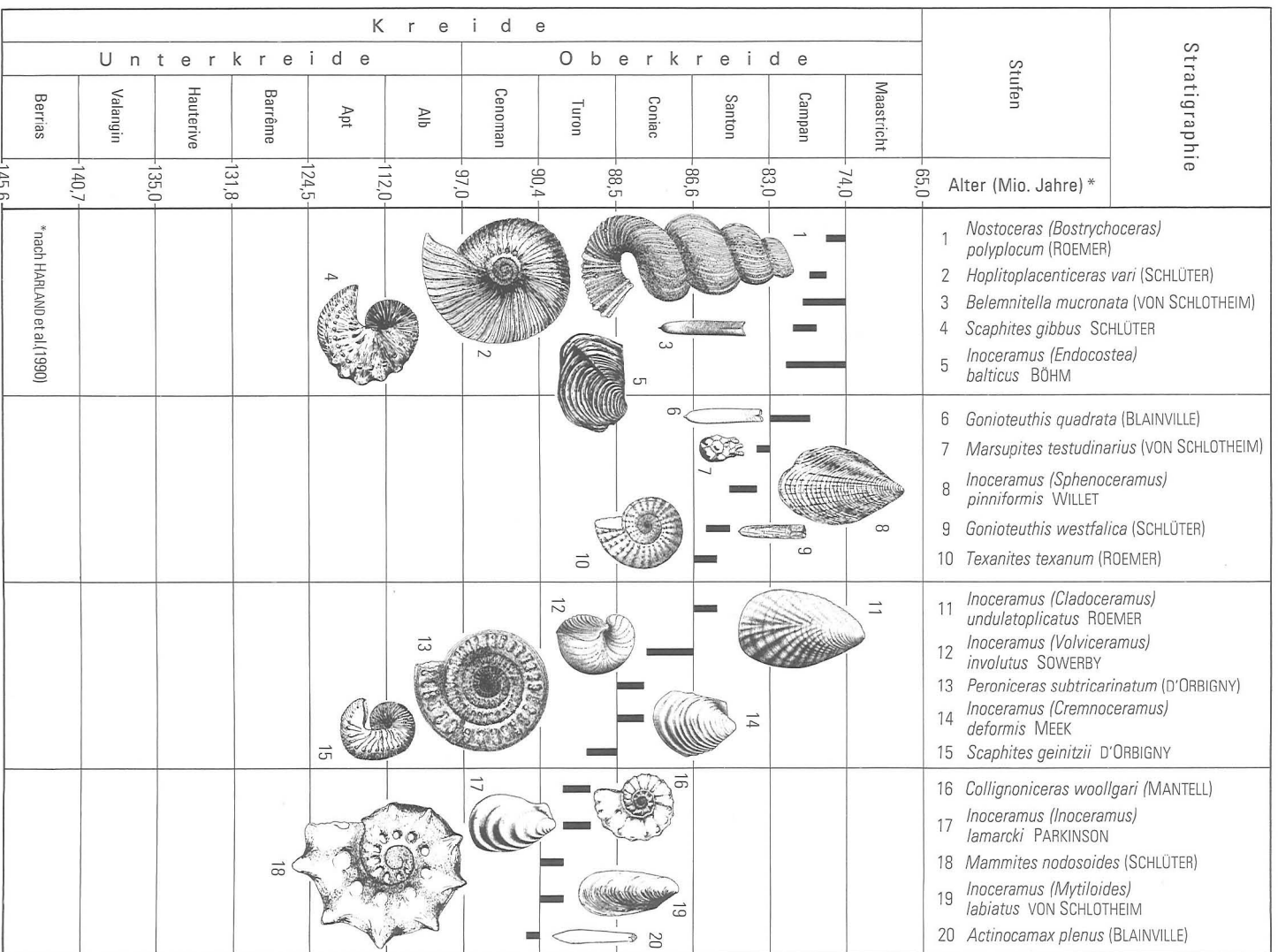
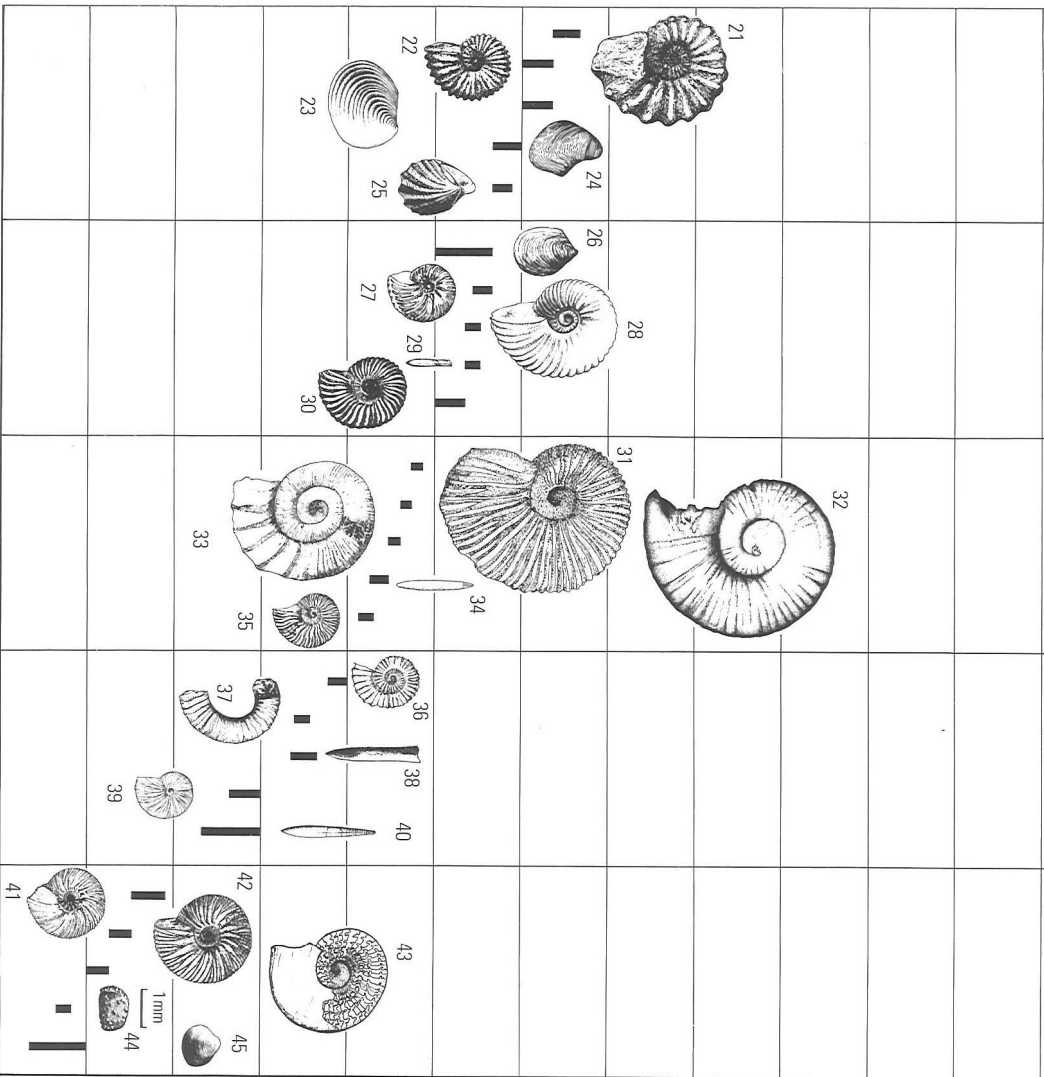
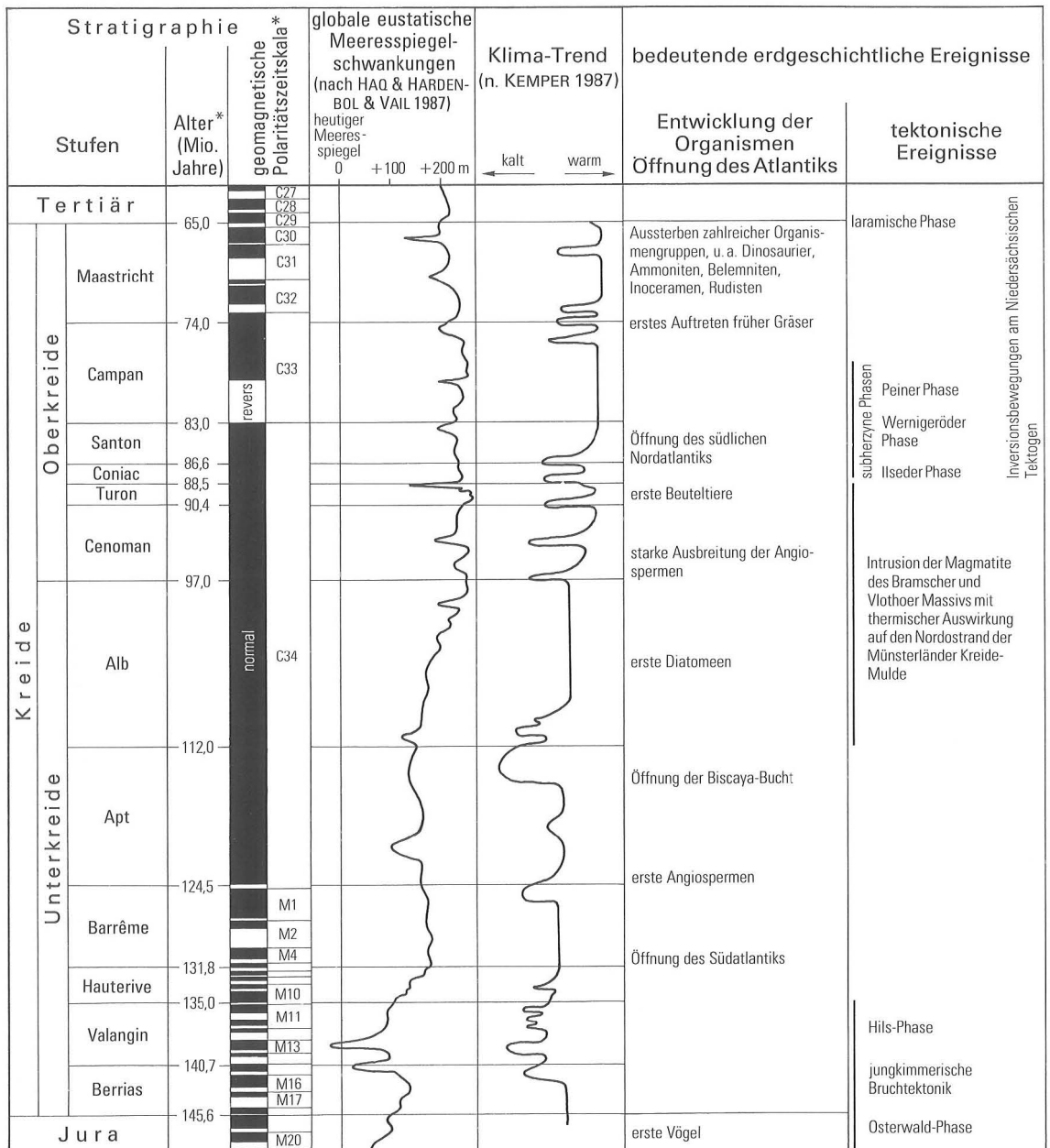


Abb. 10 Leitfossilien der westfälischen Kreide (Fossildarstellungen aus ERNST &

21 <i>Acanthoceras rhotomagense</i> (BRONGNIART) 22 <i>Mantelliceras mantelli</i> (SOWERBY) 23 <i>Inoceramus</i> (<i>Inoceramus</i>) <i>crippsi</i> MANTELL 24 <i>Aucellina gryphaeoides</i> (SOWERBY) 25 <i>Inoceramus</i> (<i>Birostrina</i>) <i>sulcatus</i> PARKINSON	26 <i>Inoceramus concentricus</i> PARKINSON 27 <i>Anahoplites splendens</i> (SOWERBY) 28 <i>Hoplites dentatus</i> (SOWERBY) 29 <i>Neohibolites minimus</i> (MILLER) 30 <i>Leymeriella tardefurcata</i> (LEYMERIE)	31 <i>Parahoplites nutfieldensis</i> (SOWERBY) 32 <i>Chelonicerus laticostatum</i> (SINZOW) 33 <i>Tropaeum drewie</i> CASEY 34 <i>Neohibolites ewaldi</i> (VON STROMBECK) 35 <i>Deshayesites deshayesi</i> (LEYMERIE)	36 <i>Parancyloceras bidentatum</i> (VON KOENEN) 37 <i>Paracrioceras denckmanni</i> (MÜLLER) 38 <i>Oxyteuthis brunsvicensis</i> (VON STROMBECK) 39 <i>Simbirskites phillipsi</i> (ROEMER) 40 <i>Hibolites jaculoides</i> SWINNERTON	41 <i>Dichotomites bidichotomus</i> (LEYMERIE) 42 <i>Polyptichites quadrifidus</i> (VON KOENEN) 43 <i>Platilenticeras latum</i> (VON KOENEN) 44 <i>Cypridea jonesi</i> MARTIN 45 <i>Neomiodon brongniarti</i> (KOCH & DUNKER)	
--	--	--	--	--	--



*nach HARLAND et al. (1990)

Gesteine

	Sand, Sandstein, z. T. konglomeratisch, z. T. glaukonitisch		Sand- und Ton-Wechselfolge mit Kohleeinlagerungen		Mergelstein, sandig, z. T. glaukonitisch		Tonmergelstein, Mergelstein, z. T. dolomitisch, z. T. Kalkstein, mit Gips-, Anhydrit- u. z. T. Steinsalzeinlagerungen
	Tonstein, Mergelstein, sandig, bituminöse Kalksteinbänke		Kalkstein, Mergelkalkstein, sandig, z. T. glaukonitisch		Ton, Tonstein		Tonmergelstein, Mergelstein
	Sand- und Tonstein mit Kohleflözen		Kalkstein, Mergelkalkstein, z. T. Kalkmergelstein		Rutschsedimente, Turbidite		

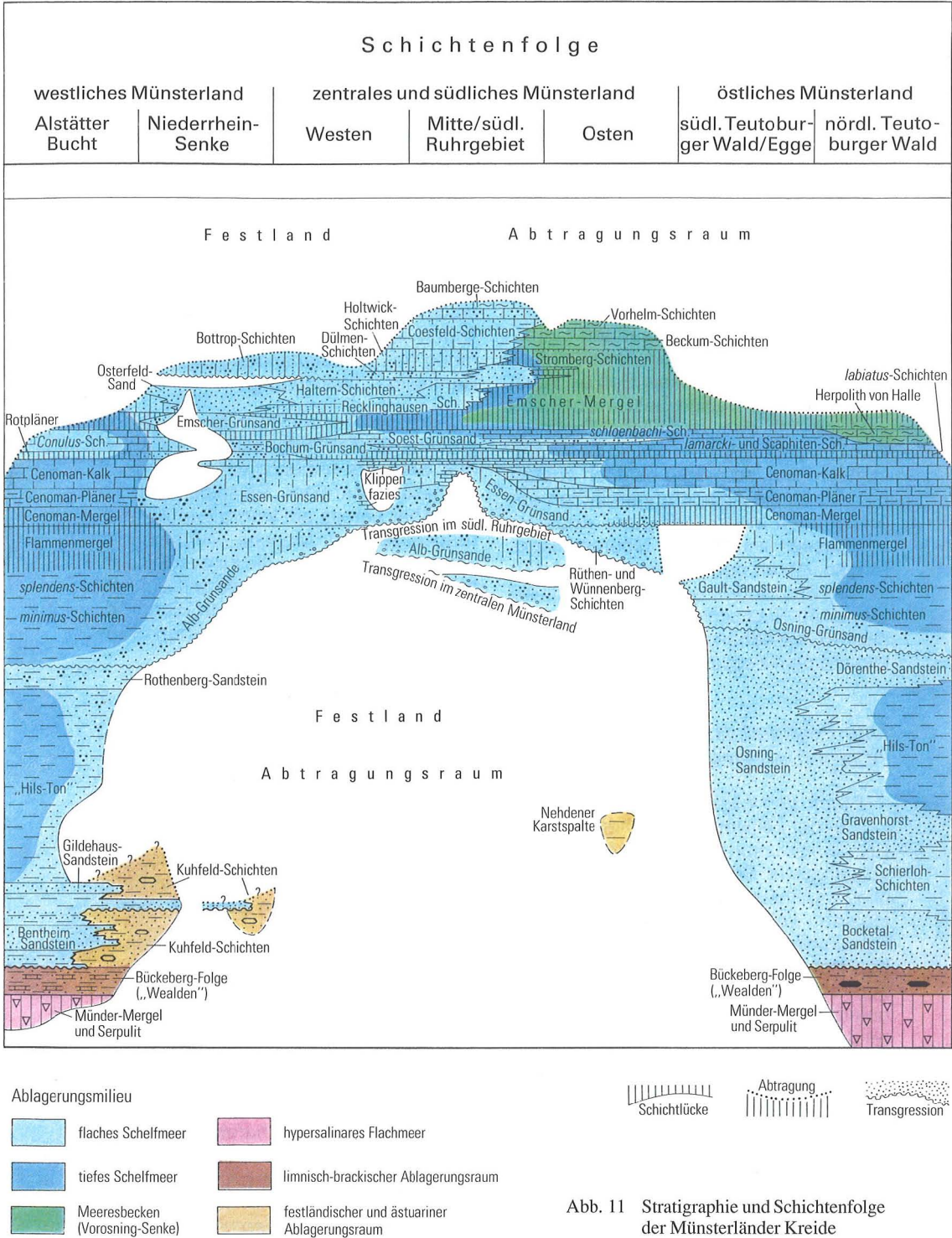


Abb. 11 Stratigraphie und Schichtenfolge der Münsterländer Kreide

Die Kurve der eustatischen Meerespiegelschwankungen (Abb. 11: Spalte 4) stellt den globalen Trend und die globale Zyklizität dar. Relativ kurzzeitige Meerespiegelschwankungen, deren Ursachen in regionalen tektonischen Ereignissen liegen, zeigt diese Kurve nicht. Einige der im Münsterland zu beobachtenden Trans- und Regressionvorgänge sind deshalb nicht dargestellt.

Unterkreide

Fast während der gesamten Unterkreide-Zeit war der größte Teil des Münsterlandes festländisches Gebiet. Auch wenn heute nur wenige Gesteine bekannt sind, die auf dem damaligen Festland, zum Beispiel in Flüssen oder in Seen, entstanden sind, so prägte es doch in starkem Maße die Ablagerungen in den angrenzenden Meeresgebieten. Andererseits lassen sich aus den Meeresablagerungen, die an den Küsten des Münsterländer Festlandes entstanden, indirekt wiederum Rückschlüsse auf das geologische Geschehen und das Landschaftsbild auf dem Festland ziehen.

Das Festland prägt das Ablagerungsgeschehen

Durch den allgemeinen Meeresrückzug an der Zeitwende zwischen Jura und Kreide schrumpfte der dem Münsterland vorgelagerte Sedimentationsraum des Niedersächsischen Beckens zu einem kleinen, weitgehend abgeschlossenen Binnenmeer, das große Ähnlichkeiten zur heutigen Ostsee aufwies. Die Verbindung zum offenen Borealmeer war zeitweise unterbrochen. Im höchsten Jura und während des Berrias, der tiefsten Zeitstufe der Kreide, bildeten sich daher zunächst chemische Sedimente wie Dolomit, Anhydrit und Salz (Münder-Mergel, Serpulit). Später entstanden in einer Seen- und Flusslandschaft Brack- und Süßwassersedimente. Sie sind uns in der Bückeberg-Folge überliefert, deren frühere Bezeichnung „Wealden“ ebenfalls noch geläufig ist.

Die Jura/Kreide-Grenze verläuft im nordwestdeutschen Raum nach derzeitigem Kenntnisstand innerhalb der salinaren Folge des Münder-Mergels (Abb. 11). Eine Serie zum Teil dolomitischer Mergelsteine mit Anhydritbänken reicht bis an den Rand der Rheinischen Masse heran. Sie ist als schmaler Saum am nördlichen Fuß des Teutoburger Waldes bis in den Raum Bielefeld verfolgbar, südlich davon fehlt sie. Steinsalzeinlagerungen, die im Zentrum des Niedersächsischen Beckens – insbesondere im Wiehengebirgs-vorland – große Mächtigkeiten erreichen, finden sich in der unmittelbaren Umrahmung des Münsterlandes nur im Raum Bentheim – Tecklenburg.

Auch die über dem Münder-Mergel folgenden, ähnlich aufgebauten Schichten des Serpulits haben noch vorwiegend salinaren Charakter. Episodisch stellte sich aber bereits ein limnisches Ablagerungsmilieu ein. Manche Gesteinshorizonte, beispielsweise die für den Serpulit typischen Kalkmergelsteine mit zahlreichen Überresten von kalkigen Wurmröhren (Serpeln), dürften in flachen Süßwasserseen entstanden sein.

In der Schichtenfolge des Serpulits deutet sich ein Klimaumschwung an. In der ausgehenden Jura- und zu Beginn der Kreide-Zeit herrschte zunächst ein warmes bis heißes (arides) Klima. Dieses wurde jedoch allmählich von einem subtropischen bis gemäßigten, feuchtwarmen (humiden) Klima abgelöst. Eine Folge dieser Klimaänderung war die Aussüßung des Niedersächsischen Beckens.

Die limnisch-brackischen Ablagerungen der Bückeberg-Folge aus dunklem, zum Teil bituminösem Tonstein und schluffig-feinsandigem Mergelstein reichen im Norden bis an den Rand des Münsterlandes heran. Im Nordwesten sind sie im Bereich der Alstätter Bucht sogar bis in den Raum Stadtlohn verbreitet (Taf. in der Anl.). Charakteristisch für die Schichtenfolge am ehemaligen Beckenrand sind zahlreiche bituminöse Kalksteinbänke, die aus Schill der Brack- und Süßwassermuschel *Neomiodon* (früher

„*Cyrena*“, daher auch als „Cyrenenkalk“ bekannt) aufgebaut sind. Andere weit verbreitete und mitunter massenhaft auftretende Fossilien sind die nur wenige Millimeter messenden Schalen von Muschelkrebssen (Ostracoden) der Gattung *Cypri-dea*, mit denen häufig ganze Schichtflächen gepflastert sind. Seltener sind hingegen Funde von Wirbeltieren, beispielsweise die aus dem Raum Gronau bekannt gewordenen Fischreste, Wasserschildkröten und die Skelette des Wassersauriers *Brancasaurus*.

Etwas anders sehen die Ablagerungen der Bückeberg-Folge im Teutoburger Wald zwischen Tecklenburg und Bielefeld aus. Dort befand sich das Mündungsgebiet (Ästuar) eines Flußsystems, durch das große Sandmassen vom Münsterländer Festland in das Becken transportiert wurden. Die abgelagerten Sande sind heute zu mächtigen Sandsteinpaketen verfestigt. Eingeschaltet sind mehrere Steinkohlenflöze, die immerhin Mächtigkeiten bis zu 90 cm erreichen und bis 1963 abgebaut wurden. Ihre Entstehung aus Mooren und Sumpfwäldern, die sich am Beckenrand und im Bereich der Flußmündung ansiedelten, wird durch Pflanzenfossilfunde einer typischen Auenmoorflora belegt. Neben anderen Pflanzengruppen sind Koniferen (*Sphenolepis*, *Abietes*), Schachtelhalmgewächse (*Equisetites*), Gingkogewächse, Cycadeen („Farnpalmen“, z. B. *Nilssonia*) und andere farnartige Pflanzen vertreten.

Festländische Ablagerungen der jüngeren Unterkreide sind nur selten überliefert, da sie – sofern sie vorhanden waren – zum größten Teil im Verlauf der späteren Meeresüberflutung wieder abgetragen wurden. Größere Bedeutung hat lediglich eine als Kuhfeld-Schichten bezeichnete Wechselfolge von Sand, Kies und Ton, die im Raum Vreden – Südlohn weit verbreitet ist und über 200 m mächtig werden kann. Sie datiert in das Valangin und Hauterive. Ob sie teilweise auch noch in das Barrême hineinreicht, ist nicht sicher belegt. Auch in dieser Abfolge finden sich einzelne Kohleeinlagerungen,

die allerdings nur bis zum Braunkohlenstadium gereift sind. In kleinen, isolierten Vorkommen lassen sich die Kuhfeld-Schichten bis in das Niederrheingebiet nachweisen. Ihre Entstehung ist vergleichbar mit der Ästuarfazies der Bückeberg-Folge im Teutoburger Wald. Der Sedimentationsraum dürfte der Mündungsbereich eines Flußsystems gewesen sein, das über den heutigen Niederrhein und den nordwestlichen Rand des Münsterlandes dem Niedersächsischen Becken zustrebte und in der damaligen Alstätter Bucht das Meer erreichte. Dort verzahnen sich die Kuhfeld-Schichten mit marinen Ablagerungen. Nördlich von Stadtlohn wurde zumindest ihr höherer Abschnitt vollständig unter marinen Bedingungen gebildet. Kurzzeitig konnte das Meer über die Niederung dieses Flußsystems weit nach Süden vordringen. Einen Meereseinbruch, der im Hauterive bis in das Niederrheingebiet vorstieß, belegen Mikrofossilien, die bei Rheinhausen und Neukirchen-Vluyn in sandigen Füllungen tieferreichender Spalten des Steinkohlengebirges gefunden wurden.

Von ihrer Flächenausdehnung vollkommen unbedeutend, aber für unsere Kenntnisse über das unterkretazische Klima- und Landschaftsbild von großem Interesse sind Relikte festländischer Ablagerungen aus dem Zeitraum Barrême bis Alb im nördlichen Sauerland. Es sind Tone und Schluffe, die in Karstspalten und -höhlen des devonzeitlichen Massenkalks bei Brilon, Warstein und im Hönnetal erhalten blieben, weil sie dort vor einer Abtragung geschützt waren. Außer ganz vereinzelten Resten unterkretazischer Bodenbildungen sind sie die einzigen Zeugnisse des geologischen Geschehens auf dem Münsterländer und Sauerländer Festland aus der Zeit vor dem Beginn der Meeresüberflutung. Sie enthalten Pflanzenreste sowie Pollen und Sporen von Bryophyten (Moosen), Pteridophyten (farnartigen Gewächsen), Gymnospermen (Nacktsamer) und frühen Angiospermen (Bedecktsamer). Sie vermitteln uns einen Eindruck von einem feuchtwarmen, subtropisch-mediterranen Klima mit jahres-

zeitlichem Wechsel zwischen Trocken- und Regenzeiten. Die Landschaft war weithin flach, lag wahrscheinlich nur wenig über dem Meeresniveau und wurde von langsam fließenden Gewässern und Seen durchzogen. Trockene Bereiche und sumpfige Standorte mit einer üppigen Vegetation lagen direkt beieinander. In dieses Bild passen auch die berühmt gewordenen Saurierfunde von Nehden bei Brilon. Pflanzenfressende *Iguanodon*-Saurier wurden zusammen mit Krokodil-, Schildkröten-, Fisch- und Insektenresten in einer Karstschlotte gefunden und vermitteln uns einen kleinen Einblick in die Tierwelt des kreidezeitlichen Festlandes und seiner Gewässer.

Die Meeresablagerungen an den Küsten des Münsterländer Festlandes

Im Valangin lebten die Meeresverbindungen zwischen dem Niedersächsischen Becken und dem Borealmeer wieder auf, so daß dort das limnisch-brackische durch ein marines Ablagerungsmilieu abgelöst wurde. Ein Meeresspiegelanstieg im Hauterive bewirkte, daß das Meer zeitweilig bis in das Eggegebirge und in Richtung Niederrhein vordrang, der weitaus größte Teil des Münsterlandes blieb jedoch noch bis in das Alb Festland (s. Abb. 9).

Die unterkretazische Ostküste des Münsterländer Festlandes wird durch den Osning-Sandstein markiert. Dieser im Süden (Eggegebirge) nur wenige Meter mächtige, nach Nordwesten auf über 300 m anschwellende Sandkörper entstand im Zeitraum vom Valangin (im Eggegebirge vom Hauterive) bis in das tiefe Alb. Es ist eine Strand-, Watt- oder Flachwasserablagerung. Durch häufige Umlagerungen im Brandungsbereich und durch küstenparallele Verdriftung des Sedimentmaterials hat sie ihr weitgehend ausgeglichenes, homogenes Aussehen erhalten. Häufig sind auf Schichtflächen Sandrippeln oder Fraß- und Lebensspuren von Organismen, die den Meeresbo-

den bewohnten, überliefert. Sie vermitteln uns einen Eindruck von der Entstehung des Sandsteins. Örtliche Einlagerungen von grobem Sand und Kies zeigen uns die Bereiche ehemaliger Flußmündungen an.

Der Gebirgszug des Teutoburger Waldes (Osning), in dem der Osning-Sandstein heute zutage tritt, folgt nicht exakt der ehemaligen Küstenlinie. Er verläuft vielmehr von Südosten nach Nordwesten in spitzem Winkel in das Niedersächsische Becken hinein. Der Sandstein des nördlichen Teutoburger Waldes ist daher etwas küstenferner entstanden als der im südlichen Teutoburger Wald und im Eggegebirge. Nach Norden verzahnt er sich mit den hauptsächlich aus Tonsteinen bestehenden Beckenablagerungen und spaltet dabei in einzelne, durch sandig-tonige Zwischenschichten getrennte Sandsteinhorizonte auf. Diese haben jeweils eigene Namen erhalten: Bocketal-Sandstein, Gravenhorst-Sandstein, Dörenthe-Sandstein. Bei Bevergern, östlich von Rheine, dünnen auch diese Sandsteinhorizonte aus und gehen in Tonsteine über.

Der Osning-Sandstein baut heute einen der langen Schichtkämme auf, die den Landschaftscharakter des Teutoburger Waldes ausmachen. Durch tektonische Verkippung der Schichten, teilweise bis zur Senkrechthaltung, sowie durch Verwitterung und Abtragung haben sich mitunter bizarre Felsmauern und Felsklippen gebildet. Besonders beeindruckend und wegen ihrer kulturhistorischen Vergangenheit bekannt sind die Externsteine bei Horn-Bad Meinberg (Abb. 12). Eine andere bekannte Felsformation sind die Dörenther Klippen südlich von Ibbenbüren. Dort lockt das „Hockende Weib“ Wanderer an und verleitet Alpinisten zur Erprobung ihrer Kletterkünste.

Die marine Unterkreide-Schichtenfolge zeigt am Nordrand des Münsterlandes deutlichen Beckencharakter. Es dominieren dunkle Tonsteine („Hils-Ton“-Formation, Abb. 11), deren Entstehung in einem ruhigen, nur gelegentlich von festländi-

schen Einschüttungen beeinflussen Milieu des tieferen Schelfs zu suchen ist. Einzelne Sandeinlagerungen und Sandsteinhorizonte kommen, bezogen auf die bis über 1 500 m anschwellende Gesamtmächtigkeit, nur untergeordnet vor. Für die Gliederung der Schichtenfolge sind sie jedoch sehr wichtig. Weiter im Westen, mit Annäherung an die Staatsgrenze zu den Niederlanden, sind sandige und sandig-tonige Sedimente weiter verbreitet. Dort hatte das Niedersächsische Becken seine westliche Begrenzung. Die anschließende Ostniederländische Trias-Platte war ebenfalls Festland und – wenn auch nicht in dem Ausmaß wie die Rheinische Masse – Liefergebiet für die Sande, die am Rand des Beckens zur Ablagerung gelangten. In der Alstätter Bucht gehen die tonigen Beckensedimente ebenfalls in sandigere, küstennahe Ablagerungen über. Sie werden nach Süden zunehmend geringmächtiger und lückenhaft oder verzahnen sich mit den festländischen Ablagerungen der Kuhfeld-Schichten.

Die Sandsteine treten im Landschaftsbild als Bergrücken oder flache Erhebungen in Erscheinung, während die Tonsteine im Untergrund der weiten, mit jungen Sedimenten überdeckten Ebenen liegen. Die bekanntesten und bedeutendsten Sandsteinhorizonte sind der Bentheim-Sandstein (Valangin), der Gildehaus-Sandstein (Hauterive) und der Rothenberg-Sandstein (Apt/Alb).

Der bis zu 80 m mächtige Bentheim-Sandstein bildet einen markanten, vom Bad Bentheimer Schloß gekrönten Höhenzug. Seine untersten Partien sind von Schlamm- und Trübeströmen, durch die das Sedimentmaterial aus höher gelegenen Bereichen in tiefere Teile des Schelfgebiets verfrachtet wurde, abgelagert worden. Der mittlere und obere Abschnitt ist hingegen ein Schelfsandkörper, der als Sandbarre im flachen Wasser der Küste vorgelagert war. Bedeutung hat der Bentheim-Sandstein als Bau- und Werkstein sowie im Untergrund des Emslandes durch seine Erdöl- und Erdgasführung erlangt.

Das Verbreitungsgebiet des Gildehaus-Sandsteins reicht weiter als das des Bentheim-Sandsteins nach Süden in die Alstätter Bucht hinein. Er tritt bei Gildehaus, am Eper Berg oder am Barler Berg südwestlich von Ahaus zutage. Am Barler Berg verzahnt er sich mit den festländischen Kuhfeld-Schichten.



Abb. 12 Die Externsteine bei Horn-Bad Meinberg

Im Rothenberg östlich von Ochtrup liegt die Hauptverbreitung des obersten Sandsteinhorizonts, dem nach diesem Berg benannten Rothenberg-Sandstein. Dieser ist etwa zeitgleich mit dem Dö-

renthe-Sandstein des nördlichen Teutoburger Waldes entstanden. Beide sind letzte Zeichen für die Nähe der Meeresküste, ehe im Mittelalb die große Überflutung einsetzte.

Die unterkretazischen Tonsteine am Nordrand des Münsterlandes sind im Raum Ochtrup, Gronau, Bentheim und Alstätte als Rohstoff für Ziegeleien und Töpfereien bedeutsam. Besonders die Stadt Ochtrup verdankt ihren Ruf als Töpferstadt diesen Tonvorkommen. Darüber hinaus waren zeitweise aber auch die den Tonsteinen eingelagerten eisenreichen Geoden von Interesse. Sie haben zwar zu keiner Zeit eine nennenswerte wirtschaftliche Bedeutung gehabt, führten aber im 19. Jahrhundert immerhin zur Verleihung von Bergrechten. Zahlreiche Schürfversuche – zuletzt noch im Jahr 1938 – wurden daraufhin unternommen.

Das Festland versinkt im Meer

Der für das Münsterland bedeutendste Abschnitt der Kreide-Zeit beginnt im mittleren Alb. Damals setzte die Meeresüberflutung ein, in deren Verlauf das gesamte Münsterland über seine heutige Grenze hinaus Meeresgebiet wurde. Im Alb verlagerte sich die Küste von den Rändern des Münsterlandes nach Süden bis zu einer Linie, die etwa von Moers über Bottrop – Lünen – Hamm – Bad Sassendorf und Rüthen verlief (s. Abb. 9). Fossilien des Mittelalbs, die im Schacht Hünxe bei Wesel am Niederrhein gefunden wurden, belegen, daß die Niederung am Westrand des Münsterlandes, in die das Kreide-Meer bereits im Hauterive schon einmal vorgedrungen war, auch diesmal als erste überflutet wurde.

Das nach Süden vordringende Meer fand eine flache, fast ebene Landschaft vor. Flache Senken wie die im Westmünsterland oder auch im Südosten (Raum Rüthen – Wünnenberg) begünstigten den Meereseinbruch. Härtere Sandsteinhorizonte aus dem Oberkarbon (Steinkohlengebirge) bildeten flache, höchstens einige Meter aufragende Rücken, die erst mit

dem weiter ansteigenden Meeresspiegel ertranken. Sie zeichnen sich heute durch geringmächtige oder fehlende Alb-Sedimente aus. Mit dem Vordringen des Meeres verschob sich auch die sandige Küstenfazies nach Süden, während im Norden mehr tonige Sedimente abgelagert wurden.

Erstmals im Verlauf der Kreide-Zeit stieg der Kalkgehalt in den Sedimenten des Albs stark an. Die Gesteinsabfolge der küstenfernen Fazies beginnt zuunterst mit Tonsteinen; darüber folgen kalkige Tonsteine (Mittelalb) und schließlich Mergelsteine (Oberalb, Flammenmergel). Diese Schichtenausbildung finden wir in der Nordhälfte des Münsterlandes bis zu einer Linie Coesfeld – Münster – Gütersloh. Südlich davon – wo Mittelalb-Schichten geringmächtig sind oder fehlen – überwiegen schluffige, tonige, zum Teil feinsandige Mergelsteine. Sie sind durch einen hohen Kieselsäuregehalt gekennzeichnet, der auf kieselige Schwammnadeln zurückgeht. Ein intensives Bodenleben sorgte dort für eine kräftige Durchwühlung (Bioturbation) des Sediments. Dadurch wurde ein fleckiges, „geflammtes“ Aussehen hervorgerufen, dem das Gestein den Namen „Flammenmergel“ verdankt. Der Kieselsäuregehalt verleiht dem Flammenmergel zum Teil eine hohe Festigkeit, so daß er der Verwitterung zu widerstehen vermag und als Härtling herausragen kann. Die bekannteste, aus Flammenmergel gebildete Höhe ist die Kuppe der Grotenburg bei Detmold, die weithin sichtbar das Hermannsdenkmal trägt.

Noch weiter südlich, im Bereich der oberalbischen Küstenregion, sind fast ausschließlich Sandsteine überliefert, die zum Teil ebenfalls Verkieselungen enthalten können. Charakteristisch ist außerdem das Mineral Glaukonit, ein Eisen-Aluminium-Silikat von grüner Farbe, das in kugeligen Aggregaten von Sandkorngröße im Sediment verteilt ist und dem Gestein insgesamt eine gelbgrüne oder graugrüne Farbe verleihen kann. Solche, mehrfach in der Kreide vorkommenden glaukonitreichen Gesteine werden als

Abb. 13

Grünsandstein der Rüthen-Schichten in einem auf-
gelassenen Steinbruch (unten) und als Baustein am
Hexenturm in Rüthen (oben)

„Grünsand“ bezeichnet. Der bekannteste
Grünsandstein des Albs ist der aus Rü-
then (Abb. 13), der auch heute noch als
begehrter Werkstein in einem Steinmetz-
betrieb verarbeitet wird.

Während der gesamten Unterkreide-
Zeit hielt das vorwiegend gemäßigt war-
me bis humide Klima an. Es wurde nur
von wenigen kurzen, kühlen Phasen un-
terbrochen, so zum Beispiel im Valangin
und an der Wende Apt/Alb. Durch die ge-
nerelle Zunahme des Kalkanteils der Se-
dimente deutet sich ab dem Alb eine wei-
tere Erwärmung des Klimas an, die ihren
Höhepunkt zur Zeit der Oberkreide er-
reichte.

Oberkreide

Das Kreide-Meer und Bewegungen der Erdkruste hinterlassen ihre Spuren

Das geologische Geschehen während
der Oberkreide-Zeit läßt sich im Mün-
sterland in drei große Abschnitte gliedern. Im
ersten Abschnitt (Cenoman, Turon und
tieferes Coniac) setzte sich die im Alb be-
gonnene Meeresüberflutung weiter fort.
Sie erreichte im oberen Cenoman ihren
vermutlich höchsten Stand, der – un-
terbrochen durch kürzere Rückzugspha-
sen – im wesentlichen bis zum Coniac
beibehalten wurde. Das Münsterland
tauchte im Verlauf der Transgression wie
eine von Südwesten nach Nordosten ge-
neigte schiefe Ebene immer tiefer in das
Kreide-Meer ein. Dementsprechend fin-
den wir heute Ablagerungen des tieferen
Wassers (tiefer Schelfbereich) im Norden
und Nordosten. Daran schließen sich
nach Südwesten jeweils Nordwest – Süd-
ost verlaufende Faziesgürtel an, deren
Gesteine im zunehmend flacheren Was-
ser bis hin zum Küstenbereich abgelagert
wurden.



Die zweite Phase (Turon und Coniac) wurde durch Bodenbewegungen an der Westfälisch-Lippischen Schwelle (Niedersächsisches Tektogen) eingeleitet. Gleichzeitig mit der beginnenden Hebung dieser Schwelle setzte eine trogartige Vertiefung des Westfälischen Kreidebeckens ein, deren Achse dem Teutoburger Wald (Osning) – dem südwestlichen Rand der Westfälisch-Lippischen Schwelle – vorgelagert war (Vorosning-Senke). Zunächst wurde die Vertiefung des Ablagerungsraums durch verstärkte Sedimentanhäufung wieder ausgeglichen, so daß sich mit Ausnahme des küstennahen südwestlichen Münsterlandes eine weitgehend einheitliche, homogene Fazies (Emscher-Mergel) einstellen konnte. Die geologischen Schnitte und die Strukturkarte (Taf. in der Anl.) zeigen deutlich die Lage der Vorosning-Senke.

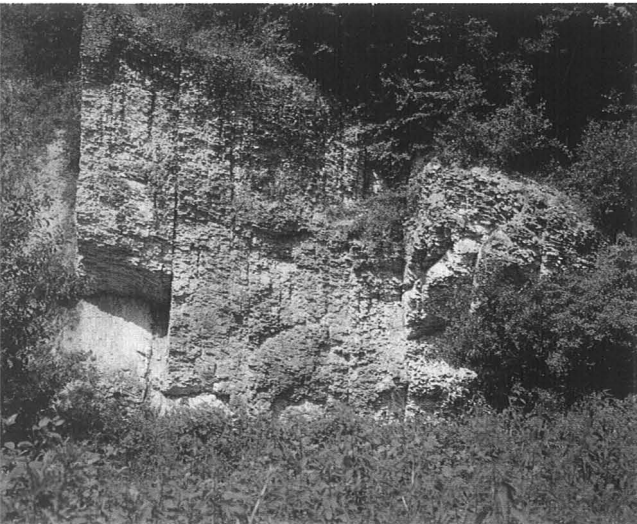


Abb. 14
Steil aufgerichteter Oberkreide-Kalkstein (Turon)
im Teutoburger Wald bei Bielefeld

Im höheren Santon begann die dritte Phase, mit der das Ende der Beckenentwicklung und der allmähliche Meeresrückzug eingeleitet wurde. Auch am Anfang dieser Phase standen Bodenbewegungen entlang der Westfälisch-Lippi-

schen Schwelle, die diesmal jedoch deutlich stärker waren. Sie führten zu ersten Überschiebungen in der Osning-Störungszone und zum Herausheben einzelner Schwellenteile, wie etwa des Ochtruper Sattels. Gleichzeitig verstärkte sich die Eintiefung der Vorosning-Senke, wobei sich die Trogachse etwas nach Westen verlagerte. Die im Trogbereich bis dahin anhaltende Sedimentation kalkhaltiger Tonschlämme (Emscher-Mergel) konnte die Eintiefung jedoch nicht mehr vollständig ausgleichen. Vor allem im höheren Campan setzten daher in dem entstehenden tieferen Meeresbecken turbiditische Schüttungen und subaquatische Rutschungen ein, durch die Sedimentmaterial von Westen her in den Trog verlagert wurde. Im Gegensatz zu der Trogentwicklung im östlichen Münsterland bestand etwa westlich einer Linie Hamm – Baumberge ein weites, durch kleinere Schwellen und Senken gegliedertes Flachmeergebiet, in dem sandige, mergelige und kalkige Sedimente in vielfacher Weise einander abwechselten. Zum Teil ist die Schichtenfolge des Campans dort auch durch Schichtlücken unterbrochen.

Eine vierte und letzte Phase, in der sich das Meer endgültig zurückzog und das Münsterland wieder Festland wurde, läßt sich leider nicht mehr rekonstruieren. Sedimente dieses Zeitabschnitts sind nicht überliefert, sie wurden später wieder vollständig abgetragen. In diese Phase fallen aber weitere Bodenbewegungen an der Westfälisch-Lippischen Schwelle, die zur steilen Aufrichtung und teilweisen Überkipfung der Schichten im Teutoburger Wald (Abb. 14) und zur Heraushebung des gesamten Münsterlandes führten.

Mit der Überflutung weiter, bis dahin landfester Teile Mitteleuropas lebten Meeresverbindungen zwischen dem nordeuropäischen Borealmeer und dem südeuropäischen Tethysmeer wieder auf. Verbindungen bestanden im Westen über das Anglo-Pariser Becken und zeitweise im Osten über die Polnische Furche. Im Gegensatz zur Unterkreide-Zeit stellte sich ein vollkommen neues System von

Meeresströmungen ein. Eine große Bedeutung hatte dabei die plattentektonische Entwicklung des Atlantischen Ozeans.

Die Europäische und Nordamerikanische Platte waren in der Oberkreide-Zeit bereits so weit auseinandergedriftet, daß sich der südliche Nordatlantik öffnete. Ein Seitenarm eines kretazischen Proto-Golfstromsystems führte warmes Meerwasser über das Anglo-Pariser Becken in den westfälischen Raum. Mit diesem warmen Meeresstrom konnten Faunen einwandern, die ursprünglich im Tethysraum beheimatet waren. Vor allem unter den münsterländischen Ammoniten und den planktonischen Mikroorganismen kommen hin und wieder solche Tethysbewohner vor. Gleichzeitig konnten durch eine kühle Meeresströmung über das Nordsee-Grabensystem aber auch kalte Tiefenwässer aus dem arktischen Raum in das Schelfmeergebiet am Nordrand des Mitteleuropäischen Festlandes eindringen und zeitweise in Kaltwasser-Auftriebszonen (Upwelling) in oberflächennahe Wasserschichten aufsteigen. Da solche kalten Tiefenwässer sehr nährstoffreich sind, zeichnen sich Upwelling-Phasen durch eine erhöhte Planktonproduktion und das Vorkommen tiefseebewohnender Faunen aus. Möglicherweise stehen auch einige glaukonit- und phosphoritreiche Horizonte mit Upwelling-Phasen in Verbindung.

Die Schichtenfolge

Kalkstein und Klippen – vom offenen Meer bis zur Küste, die Ablagerungen des Cenomans

Die Schichtenfolge des Cenomans verdeutlicht sehr anschaulich den Ablauf der Meeresstransgression. In den bereits im Alb vom Meer überfluteten Gebieten des nördlichen und östlichen Münsterlandes ist eine dreigegliederte Schichtenfolge mit Cenoman-Mergel, Cenoman-Pläner und Cenoman-Kalk entwickelt. Der Cenoman-

Mergel schließt an die Mergelsteine des höheren Albs (Flammenmergel) an. Der Cenoman-Pläner besteht aus einer Wechselfolge von dünnen Kalksteinbänken mit zwischengeschalteten Mergelsteinlagen. Für solche in den tieferen Oberkreide-Schichten häufig auftretenden Kalkstein/Mergelstein-Wechselfolgen ist der ursprünglich für bestimmte Schichtenglieder der Sächsischen Kreide geprägte Begriff „Pläner“ im Münsterland allgemein gebräuchlich. Bei dem Cenoman-Kalk handelt es sich um einen sehr reinen Kalkstein. Er ist aus Kalkschlamm entstanden, der vornehmlich aus Coccolithen, mikroskopisch kleinen Kalkskelett-Teilchen einer zu den Algen gehörenden Gruppe planktonischer, das heißt im Wasser freischwebend lebender Organismen, besteht. Cenoman-Pläner und Cenoman-Kalk haben in der Baustoffindustrie große Bedeutung und werden entlang des Teutoburger Waldes an mehreren Stellen gewonnen (s. S. 137).

Nach Südwesten, mit Annäherung an die ehemalige Küste, ändert sich die Schichtenfolge unter gleichzeitiger Verringerung ihrer Mächtigkeit. Zunächst schließt sich ein Faziesgürtel an, in dem der Cenoman-Mergel durch glaukonitische sandige Mergelsteine vertreten wird. Im Cenoman-Pläner sind dort Flintlagen, sogenannte Hornsteine, charakteristisch. Sie sind überwiegend als Kieselsäureanreicherungen in Grabgängen von sedimentwühlenden Organismen entstanden. Noch weiter im Südwesten liegen immer jüngere Abschnitte des Cenomans in sandig-glaukonitischer Fazies vor. Diese Schichtenausbildung, die für das Ruhrgebiet charakteristisch ist, wird als Essen-Grünsand bezeichnet. Durch seine reiche Fauna aus Ammoniten, Muscheln (vor allem Austern), Schnecken, Seeigeln, Kalkschwämmen und anderen Fossilien zeichnet er sich als Ablagerung des flachen, küstennahen Schelfs aus.

Im südlichen Ruhrgebiet ist der Transgressionshorizont der Kreide und das Auflager des Essen-Grünsands auf dem Steinkohlengebirge durch zahlreiche Bergbauaufschlüsse bestens bekannt.

Abb. 15

Sedimente belegen den Vorstoß des Oberkreide-Meeres; flach lagernder Essen-Grünsand über dem gefalteten Steinkohlengebirge im Geologischen Garten in Bochum (oben) und grobe Schotter aus Gesteinen des Steinkohlengebirges am Fuß einer ehemaligen Felsklippe am Kassenberg in Mülheim an der Ruhr (unten)



Auch heute vermitteln noch einige Aufschlüsse bei Mülheim an der Ruhr, Bochum (Abb. 15) und Unna einen Eindruck von der Transgression des Kreide-Meeres. Wie bereits zur Zeit des Albs war die Transgressionsfläche durch Härtlingsgesteine des Untergrundes morphologisch gegliedert, so daß in diesen Aufschlüssen eine Vielzahl von unterschiedlichen Gesteinen – wie glaukonitische Sande, sandig-glaukonitische Mergel, Konglomerate, Kiese aus Toneisensteingeröllen, Schillkalksteine – nebeneinander vorkommen. Besonders interessant sind ehemals im Kreide-Meer aufragende Felsklippen, die erst sehr spät, zum Teil erst während des Turons, von Sedimenten bedeckt wurden. Auf ihnen finden sich zahlreiche Auskolkungen. Darin sind fossilreiche, reliktsche, in ihrer Mächtigkeit stark reduzierte Sedimente – häufig rötlich gefärbte Kalksteine – überliefert. Am Kassenberg bei Mülheim an der Ruhr bergen sie unter anderem die ältesten oberkretazischen Ammoniten. Auch eine reiche Korallenfauna findet sich dort, die den Schluß zuläßt, daß warmes Meerwasser mit einem normalen Salzgehalt an die Küste des Kreide-Meeres brandete. Es zeigt sich eine deutliche Beeinflussung der Korallenfauna durch Arten, die aus dem westeuropäischen Raum eingewandert sind.

In der Gesteinsabfolge aus dem höchsten Cenoman ist im gesamten Münsterland ein markanter Faziesschnitt zu beobachten. Im Gebiet der Plänerfazies setzt die Kalksteinfolge plötzlich aus. Sie wird durch eine Mergelstein/Kalkstein-Wechselfolge abgelöst, in der auch rot gefärbte Mergelsteine (Rotpläner) vorkommen können. In der Grünsandfazies wird der Faziesschnitt durch einen Aufarbeitungshorizont – die sogenannte Kalkknollenbank – markiert. Beides sind Anzeichen für eine kurzzeitige Unterbrechung der Transgression und ein Absinken des Meeresspiegels. Da dieser Fazieswechsel auch weltweit aus vielen anderen Kreide-Gebieten bekannt ist, wird ein Klimasturz als Ursache diskutiert (s. Abb. 11: Spalte 5).

Pläner und Grünsand – wichtige Rohstoffe aus dem Meer der Turon- und Coniac-Stufe

Zu Beginn des Turons stellten sich im größten Teil des Münsterländer Kreide-Beckens die Sedimentationsbedingungen der Plänerfazies wieder ein; sie dauerten bis zum Unterconiac an. Vom Teutoburger Wald bis zum nördlichen Ruhrgebiet ist eine recht einheitliche Mergelstein/Kalkstein-Wechselfolge entwickelt. Die einzelnen Schichtenglieder unterscheiden sich lediglich durch ihre wechselnden Anteile an Kalk- oder Mergelsteinlagen. Die herkömmlichen Namen der Schichten werden von charakteristischen Leitfossilien abgeleitet. So geben *Mytiloides labiatus*, *Inoceramus lamarcki* und *Cremnoceramus schloenbachi* – Muscheln der Inoceramen-Gruppe – den *labiatus*-, *lamarcki*- und *schloenbachi*-Schichten ihre Namen. Inzwischen ist man jedoch in der Lage, die gesamte Plänerfazies wesentlich genauer zu gliedern und deren Ablagerungsgeschichte zu rekonstruieren. Neben Ammoniten und Inoceramen als Leitfossilien haben dabei sogenannte „Events“ eine große Bedeutung. Events spiegeln Umweltänderungen wider, die unter anderem durch Meerespiegelschwankungen (s. Abb. 11: Spalte 4), klimatische Einflüsse oder veränderte Meeresströmungen ausgelöst sein können. Die Events der Kreide-Zeit bilden markante Leithorizonte, die sich durch massenhaftes Auftreten bestimmter Fossilgruppen (Seeigel, Austern o. ä.) oder durch eine charakteristische Schichtenbildung (z. B. markante Mergelsteinlagen) auszeichnen.

Am östlichen Haarstrang und auf der Paderborner Hochfläche gestatten uns zahlreiche Steinbrüche der Baustoffindustrie sowie Aufschlüsse in den Talhängen und Talsohlen der Schledden – den dortigen Trockentälern – gute Einblicke in die Plänerfazies des Turons und Unterconiacs. Sehr eindrucksvoll lassen sich dort auch Kluftmuster studieren, die zwar in allen Kreide-Ablagerungen des Münsterlandes auftreten, aber nirgendwo so

ausgeprägt sind wie in diesem Bereich (Abb. 16). Klüfte sind vorwiegend senkrecht stehende Trennfugen, die die Schichten mehr oder weniger geradlinig in mehreren bevorzugten Richtungen durchziehen. Dabei zerlegen sie die einzelnen Bänke in zahlreiche rhombenförmige Körper, ohne daß ein horizontaler oder vertikaler Versatz zu erkennen wäre. Am Haarstrang und auf der Paderborner Hochfläche haben die Klüfte große Bedeutung für die Verkarstung und die Anlage der Schledden, die beide erst später – zur Tertiär- und Quartär-Zeit – erfolgten.

Im Südwesten und Süden des Münsterlandes geht die Plänerfazies – vergleichbar mit den Verhältnissen des Cenomans – in sandig-glaukonitische Sand- und Mergelsteinablagerungen über (Grünsandfazies). Insgesamt ist dort auch die Schichtenmächtigkeit geringer. Am Niederrhein ist die Schichtenfolge durch mehrere Schichtlücken unterbrochen. Das gesamte Turon ist dort auf wenige Meter mächtige Ablagerungen beschränkt.

In zwei, weit nach Osten in die Plänerfazies hineinragenden Horizonten läßt sich die Grünsandfazies bis in den Südosten des Kreide-Beckens verfolgen. Der tiefere ist der Bochum-Grünsand, der im Ruhrgebiet den Hauptteil der turonen Schichtenfolge umfaßt. Östlich von Unna verliert er an Bedeutung, läßt sich aber als dünnes, schwach glaukonitisches und mitunter geröllführendes Kalkmergelsteinband bis zur Paderborner Hochfläche verfolgen. Der obere Horizont wird Soest- oder Anröchter Grünsand genannt. Er besteht im wesentlichen aus zwei, zusammen etwa zwei Meter mächtigen Bänken, die zwischen Werl und Geseke seit dem Mittelalter als Bau- und Werkstein gewonnen werden (s. S. 137). Heute konzentriert sich der Abbau auf den Raum Anröchte, wo besonders feste, verwitterungsresistente Partien des Soest-Grünsands vorgefunden werden.

Bochum- und Soest-Grünsand lassen sich jeweils durch charakteristische Seeigellagen (Events) mit der Plänerfazies verknüpfen. Beide Horizonte entstanden

während eines kurzzeitigen Absinkens des Meeresspiegels, das im oberen Horizont (Soest-Grünsand) wahrscheinlich stärker als im unteren war. Naturgemäß wirken sich solche Meeresspiegelschwankungen in flachen, küstennahen Meeres teilen stärker aus als im tieferen Meer. Die lückenhafte Turon-Schichtenfolge am Niederrhein dürfte damit in Zusammenhang stehen.



Abb. 16

Klüftung im Plänerkalkstein; die Schledde des Hoinkhauser Bachs am Haarstrang

Eine besondere Entwicklung zeigt die sogenannte „Galeriten-“ oder „*Conulus*-Fazies“ des Turons am Nordwestrand des Münsterlandes zwischen Weseke und Gronau. Benannt ist sie nach den häufig dort vorkommenden Seeiegeln der Gattung *Conulus*, die früher den Gattungsnamen „*Galerites*“ trug. Weiche Kalksteine in schreibkreideähnlicher Ausbildung mit zahlreichen Aufarbeitungshorizonten und Hartgründen treten dort auf. Kennzeichnend sind dabei zwei markante Horizonte, in denen massenhaft *Conulus*-Gehäuse nesterartig zusammengeschwemmt

wurden. Dies läßt vermuten, daß die „Galeriten-Fazies“ in einem küstenfernen Seichtwasserbereich gebildet wurde, in dem es durch Grundströmungen immer wieder zur Aufarbeitung des Sediments kam. Ein Zusammenhang zwischen der Verbreitung dieser Fazies und Bewegungen aufgrund von Salzwanderung (Haloginese) des im Untergrund verbreiteten Zechstein-Salzes ist wahrscheinlich.

Eine weitere Besonderheit zeigen das höhere Turon und Unterconiac am Teutoburger Wald im Raum Halle. Infolge tektonischer Vorgänge setzten sich dort große Sedimentpakete am Meeresboden in Bewegung, rutschten ab und nahmen die bereits verfestigten Gesteine des älteren Turons wieder auf. Dabei wurden diese teilweise zerrieben oder zu spindelförmigen Körpern, den sogenannten Facoiden, ausgewalzt. Die Gleitmassen werden als Herpolithe bezeichnet. Submarine Gleitungen kleineren Ausmaßes sind auch von anderen Stellen bekannt, zum Beispiel aus dem Unterturon des Bilker Berges bei Wettringen. Sie sind erste Anzeichen für Erdkrustenbewegungen im Niedersächsischen Tektogen und die beginnende Hebung der Westfälisch-Lippischen Schwelle. Ab dem Mittelconiac nahmen die tektonischen Bewegungen weiter zu. Damit war im nördlichen und östlichen Münsterland eine starke Eintiefung der dem heutigen Teutoburger Wald vorgelagerten Vorosning-Senke verbunden.

Graue Mergel und kein Ende – die Emscher-Mergel-Fazies des Coniacs und Santons

Im Mittelconiac vollzog sich im gesamten Münsterland ein markanter Fazieswechsel. Die bis dahin beherrschende Plänerfazies wird von einer eintönigen Abfolge von Tonmergel- und Mergelsteinen, der Emscher-Mergel-Fazies, abgelöst. Im östlichen Münsterland sind überwiegend sandfreie Tonmergelsteine mit Carbonatgehalten zwischen 20 und 40 % verbreitet. Dort herrschten bis in das Unterca-

pan nahezu unveränderte Ablagerungsbedingungen, so daß sich während des gesamten Zeitraums kalkreicher Ton-schlamm am Meeresboden absetzte, der später zu Tonmergelstein verfestigt wurde.

In der Vorosning-Senke erreicht die Emscher-Mergel-Fazies über 1 500 m Mächtigkeit, im Raum Hamm – Drensteinfurt immerhin noch etwa 600 m. Im Zentrum der Vorosning-Senke sind Einzelheiten hierüber bisher kaum bekannt, da geeignete Aufschlüsse weitgehend fehlen und die Tonmergelsteine meistens von quartärzeitlichen Sedimenten überdeckt sind. Aus Flachbohrungen kennt man jedoch ihre Verbreitung. Im zentralen Münsterland (Raum Beckum – Hamm – Münster) sind insbesondere im höchsten Teil der Tonmergelstein-Serie, den Stromberg-Schichten des Untercampans, vereinzelt dünne Kalksteinbänke eingelagert, die als Ablagerungen aus Trübeströmen (Turbidite) zu deuten sind.

Nach Westen nimmt die Mächtigkeit des Emscher-Mergels rasch ab. Ablagerungen des flachen Schelfs bestimmen dort das Bild. Mit Ausnahme des westlichsten Kreide-Zipfels am Niederrhein sind sie jedoch insgesamt weniger lückenhaft als die Cenoman- und Turon-Ablagerungen. Die Gesteine der Emscher-Mergel-Fazies gehen von Osten nach Westen und zum Teil auch zum Hangenden über in schluffigen Tonmergelstein und Grünsand (Emscher-Grünsand). Ganz im Westen setzt sich die aus den vorhergehenden Zeitstufen bereits bekannte Grünsandfazies nach oben weiter fort. Insgesamt endete die Emscher-Mergel-Fazies im westlichen Münsterland und Ruhrgebiet bereits im Mittelsanton.

Sandriffe, Schwammrasen und immer mehr Mergel – ein buntes Nebeneinander verschiedener Ablagerungen im Santon und Campan

Im Santon und Untercampan setzten sich im Bereich der sich stetig vertiefenden Vorosning-Senke im östlichen Mün-

sterland weiterhin Sedimente der Emscher-Mergel-Fazies ab. Dagegen blieb das westliche Münsterland eine weitgehend stabile, von einem flachen Schelfmeer überdeckte, reich gegliederte Plattform. Dementsprechend vielgestaltig sind dort die nun folgenden Schichten.

Die tonig-mergeligen Sedimente werden von sandig-mergeligen (Sandmergel

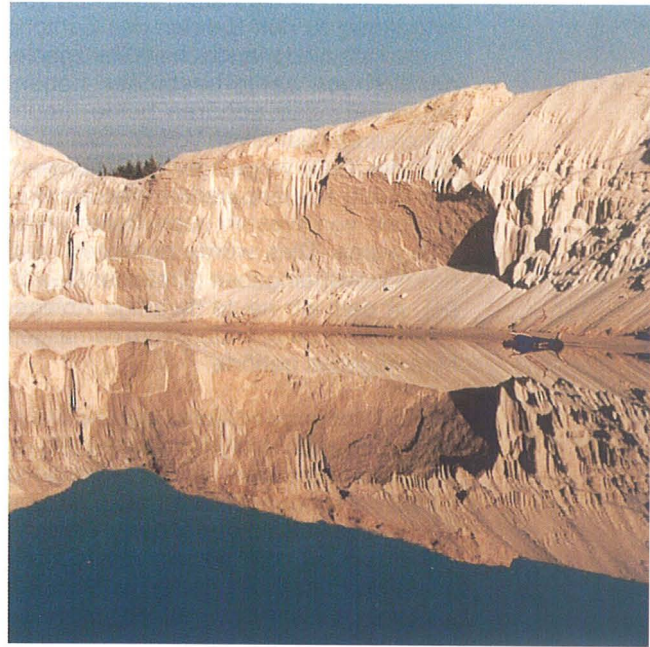


Abb. 17 Quarzsand der Haltern-Schichten

der Recklinghausen-Schichten) und sandigen Ablagerungen (Sande der Osterfeld- und Haltern-Schichten) abgelöst. Von besonderem Interesse als Quarzrohstoff und zugleich als bedeutendes Grundwasserreservoir sind die auch als Halterner Sand bekannten Haltern-Schichten (Abb. 17). Sie bilden in einem etwa 900 km² großen Areal zwischen Dorsten, Haltern, Coesfeld und Borken einen bis zu 300 m mächtigen Sedimentkörper aus teilweise eisenschüssigem Quarzsand mit einzelnen quarzitischen Bänken, der im Westen des Vorkommens auch schwach mergelig sein kann. Eine artenreiche, mitunter in Lebensstellung einge-

bettete Fauna aus Organismen, die am Meeresboden lebten – vor allem zahlreiche Muschelarten –, sowie seine typische Kreuzschichtung weisen darauf hin, daß die Haltern-Schichten als großes Sandriff der südwestmünsterländischen Küste des Kreide-Meeres vorgelagert waren. Ungelöst ist bis heute die Frage, woher die ungeheuer großen Sandmassen stammen, die sich dort ablagerten. Ebenso ungeklärt ist die Frage, inwieweit Verbindungen zu den Sanden des Santons im deutsch-niederländischen Grenzgebiet nördlich von Venlo bestanden haben. Möglicherweise gehören beide, heute voneinander getrennte Vorkommen zu einem der Küste vorgelagerten Sandsaum, der durch küstenparallele Versatzströmungen von Westen nach Osten verlagert wurde. Dies würde bedeuten, daß das Niederrheingebiet (Krefelder Gewölbe), in dem wir heute derartige Ablagerungen nicht mehr finden, zum damaligen Meeresgebiet gehörte.

Eine Hebung des Ochtruper und wahrscheinlich auch des Gronauer Sattels (s. Abb. 4) und deren beginnende Abtragung ist durch sandreiche Mergelsteine und Trümmerkalksteine des höheren Santons dokumentiert, die südlich der Sattelstrukturen bis in den Raum Burgsteinfurt in flachen Höhenrücken zutage treten. Die Trümmerkalksteine, die heute noch in einem alten Steinbruch am Weiner Esch südlich von Ochtrup zu sehen sind, bestehen überwiegend aus Fossilbruchstücken. Sie enthalten konglomeratische Lagen mit Phosphorit sowie Sand- und Tonsteingeröll. Die Gerölle stammen aus den Kernschichten des Ochtruper Sattels.

Auch im südwestlichen Münsterland sind Gebirgsbewegungen nachgewiesen, die den subherzynen Phasen zugeordnet werden und bis in das Campan anhielten (Abb. 11). Hierdurch bedingt lagern die Bottrop-Schichten – sandig-glaukonitische Mergel des Unterampans – mit geringer Diskordanz transgressiv auf den älteren Schichten. Sie sind im Niederrheingebiet bis an den westlichen Rand der

Abb. 18 Versteinerungen aus Schichten des westfälischen Campans

Fische aus den Vorhelm-Schichten (Plattenkalk von Sendenhorst; oben links: *Enchodus gracilis* (VON DER MARCK); oben rechts: *Istieus gracilis* AGASSIZ)

Schwämme aus den Holtwick-Schichten; links: *Coeloptichium princeps* ROEMER; rechts: *Leptophragina munchisoni* (GOLDFUSS)

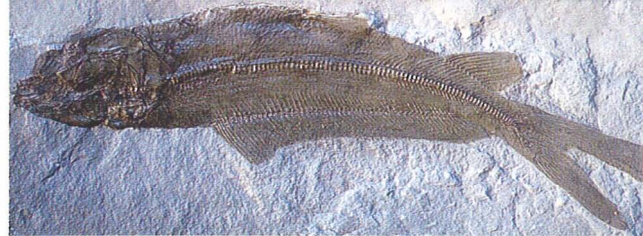
Belemnitella mucronata (VON SCHLOTHEIM), ein wichtiges Leitfossil des Campans (unten links)

Echinocorys sp., ein Seeigel aus den Holtwick-Schichten (unten links)

Der Großammonit *Parapuzosia seppenradensis* (LANDOIS) aus Seppenrade (unten rechts)

Kreide-Verbreitung nachgewiesen. Über ihre ehemals weitere Verbreitung nach Westen ist nichts bekannt.

Die Rekonstruktion der paläogeographischen Situation und des Ablagerungsraums ist für das gesamte Campan schwierig, da im Münsterland nur noch die Unterampans-Schichten größere Verbreitung haben. Oberampans-Ablagerungen sind bis auf einige Areale im zentralen Münsterland durch die spätere Erosion wieder abgetragen. Aus dem Unterampans sind im nordwestlichen Münsterland sandige Kalksteine (Dülmen-Schichten) und helle, sandige Kalkmergelsteine (Holtwick-Schichten) überliefert. Beides sind ursprünglich Ablagerungen eines flachen Schelfmeeres, die vor allem durch ihre reichhaltige Fossilführung bekannt geworden sind. Aus den Dülmen-Schichten sind vor allem Krebse der Gattung *Callianassa* zu nennen. In den Holtwick-Schichten gibt es Horizonte, die eine arten- und individuenreiche Schwammfauna bergen (Abb. 18). Besonders eindrucksvoll sind die häufig vollständig und in Lebensstellung erhaltenen pilzartigen Schwämme der Gattung *Coeloptichium*. Außerdem sind die Campan-Schichten durch zahlreiche Seeigelfunde und durch großwüchsige Ammoniten der Gattungen *Pachydiscus* und *Parapuzosia* berühmt. Der Riesenammonit *Parapuzosia sep-*



penradensis (LANDOIS) aus Seppenrade ist mit einem rekonstruierten Durchmesser von 2,55 m der weltweit größte Ammonit (Abb. 18).

Bärstein, Flockenmergel, Waldteufel, Pool und Fließ – sie kündigen im Obercampan das Ende der Meeresüberflutung an

Mit den Coesfeld-Schichten des tieferen Obercampan setzt sich in der westlichen Hälfte des Kernmünsterlandes die sandig-kalkige Flachwasserfazies weiter fort, während gleichzeitig im Raum Sendenhorst – Ahlen – Beckum kalkig-mer-



Abb. 19

Rutschgefüge – sogenannter Bärsteinhorizont – in den Beckum-Schichten in einem Steinbruch bei Beckum

gelige Sedimente abgelagert wurden. Dort ist in den Beckum- und den darüber lagernden Vorhelm-Schichten – beide sind in zahlreichen Steinbrüchen der Zementindustrie im Raum Beckum gut aufgeschlossen – eine rhythmische Wechselfolge von Kalk- und Mergelstein ausgebildet. Die Kalksteine sind plattig bis bankig und zeigen eine deutliche Korngrößenabnahme (Gradierung) von unten nach oben. An ihrer Basis führen sie häufig kleine Kalkgerölle und weisen Sohlmarken auf. Es sind dies typische Anzeichen für turbiditische Sedimente, die aus

Trübeströmen abgelagert worden sind. Auch einige Mergelsteinlagen – die sogenannten Flockenmergel – enthalten Kalksteingeröllchen. Darüber hinaus sind mehrere Horizonte mit Rutschgefügen zu erkennen (Bärsteinhorizont; Abb. 19), in denen der normale Schichtenverband durch schräggestellte, wirr ineinander verschachtelte oder verfaltete Schichten abgelöst wird.

Der Beckumer Raum lag zu der damaligen Zeit wahrscheinlich am unteren westlichen Hang oder im zentralen Teil der Vorosning-Senke. Anhaltende Bodenunruhen und Erdbeben waren vermutlich die Auslöser sowohl für die Trübeströme als auch für das Abrutschen von bereits abgelagerten Sedimenten. Während für die Rutschmassen nur geringe Transportweiten anzunehmen sind, dürften die Ausgangspunkte der Trübeströme weiter im Westen oder Südwesten in höherer Hangposition am Rand des flachen Schelfgebietes gelegen haben. Aus dem Plattenkalk von Sendenhorst, einer turbiditischen Fazies der Vorhelm-Schichten, stammen vollständig erhaltene fossile Fische, die einst im Kreide-Meer lebten (Abb. 18).

Ablagerungen des höheren Obercampan sind die Baumberge-Schichten. Sie sind heute nur noch in den Baumbergen zwischen Nottuln, Billerbeck und Havixbeck überliefert. Die allerjüngste Schicht der westfälischen Kreide liegt am Fuß des Longinusturms auf dem Westerberg, der mit etwa +187 m NN zugleich der höchste Geländepunkt des zentralen Münsterlandes ist. Bis in ihre höchsten Partien hinein sind die Baumberge-Schichten sandig-mergelige Meeresablagerungen. Sie sind bekannt durch den Baumberger Sandstein, ein wechselnd mächtiger, maximal 5 m messender Werksteinhorizont. Seit dem Mittelalter findet Baumberger Sandstein als Bau- und Werkstein Verwendung. Viele Kirchen und andere historische Gebäude im Münsterland und in den benachbarten Niederlanden wurden aus diesem Stein erbaut. Ein bekanntes Beispiel ist die Fassade des Münsteraner Rathauses. Der Baumberger Sandstein, eigentlich ein sandiger Kalkstein, ist wahr-

scheinlich ähnlich wie die Kalksteinbänke der Beckum- und Vorhelm-Schichten als Ablagerung eines Schlammstroms entstanden, die allerdings nicht im tieferen Becken, sondern bereits nahe dem Ursprungsort rinnenartige Eintiefungen füllte. Charakteristisch hierfür sind Fragmente von fossilen Schwämmen, die in den unteren, gröberkörnigen, von den Steinmetzen als „Bohnsenschicht“, „Waldteufel“ und „Pool“ bezeichneten Partien der Werksteinbänke häufig sind. Die feinkörnige obere, „Fließ“ genannte Partie ist hingegen – wie der Plattenkalk von Sendenhorst – durch ihre gut erhaltenen fossilen Fische berühmt.

Die Turbidite des höheren Campans zeigen uns das nahende Ende der Meeresüberflutung im Münsterländer Kreide-Becken an. Durch die Verlagerung großer Sedimentmassen in die tieferen Beckenbereiche wird die Auffüllung der Vorosning-Senke beschleunigt. Der genaue Zeitpunkt des Meeresrückzugs und des Trockenfallens wird wohl unbekannt bleiben, da Sedimente, die dies erhellen könnten, bereits wieder abgetragen sind. Sedimente des Maastrichts sind im Münsterland nicht gefunden worden.

Die heutige Höhenlage der Kreide-Schichten weit über dem Meeresspiegelniveau ist zum Teil sicher durch Hebungen ab der Wende Kreide/Tertiär verursacht. Heute liegt aber auch der Meeresspiegel gegenüber der Kreide-Zeit wesentlich tiefer, so daß allein dadurch die westfälischen Kreide-Ablagerungen über dem heutigen Meeresniveau liegen würden.

Die Alpen entstehen – was geschieht im Münsterland? (G. Drozdewski)

Ab der Oberkreide-Zeit bewirkte die Kollision der adriatischen mit der europäischen Kontinentalplatte nicht nur den Beginn der Alpen-Auffaltung, sondern als Folge ihrer Fernwirkung auch eine radikale Veränderung der Paläogeographie Nord-europas. Ehemalige Senkungsräume wie

das Niedersächsische Becken im Norden des Münsterlandes wurden als Niedersächsisches Tektogen (Niedersächsische Scholle) herausgehoben und abgetragen, während benachbarte Hochgebiete – wie die Rheinische Masse im Münsterland (Münsterland-Scholle) – rasch absanken und sich dort in der Oberkreide-Zeit mächtige Schichtenfolgen ablagern konnten. Die Oberkreide-Schichten des Münsterlandes bildeten sich mit Mächtigkeiten von teilweise über 2 000 m bevorzugt in einer Randsenke vor der Niedersächsischen Scholle (s. Abb. 4). Im südlichen Vorland dieser Randsenke klang die Absenkung der Münsterland-Scholle allmählich aus und fand schließlich am Nordrand des Rheinischen Schiefergebirges ihr Ende.

Die eigentliche Grenze zwischen der Niedersächsischen und der Münsterland-Scholle ist die Osning-Störungszone zwischen Detmold und Ibbenbüren sowie die Gronauer und die Ochtruper Störungszone im Nordwesten. An dieser steilstehenden, tiefen Bruchzone der Erdkruste bewegten sich während der späten Oberkreide-Zeit die beiden Schollen aufeinander zu und lösten dabei seitliche Verschiebungen im Untergrund der Störungszone aus. Als Folge davon wurde die Niedersächsische Scholle angehoben, randlich gefaltet und in südliche Richtung auf die Münsterland-Scholle aufgeschoben. Die im Teutoburger Wald steil bis überkippt lagernden Oberkreide-Schichten zeugen von diesen Schollenverschiebungen.

Während der Oberkreide-Zeit kam es also zu einer auffälligen Bewegungsumkehr einzelner tektonischer Schollen. Alt-angelegte Bewegungsbahnen zwischen den Schollen wurden von Abschiebungen vielfach in Seitenverschiebungen oder Aufschiebungen und Überschiebungen umgewandelt.

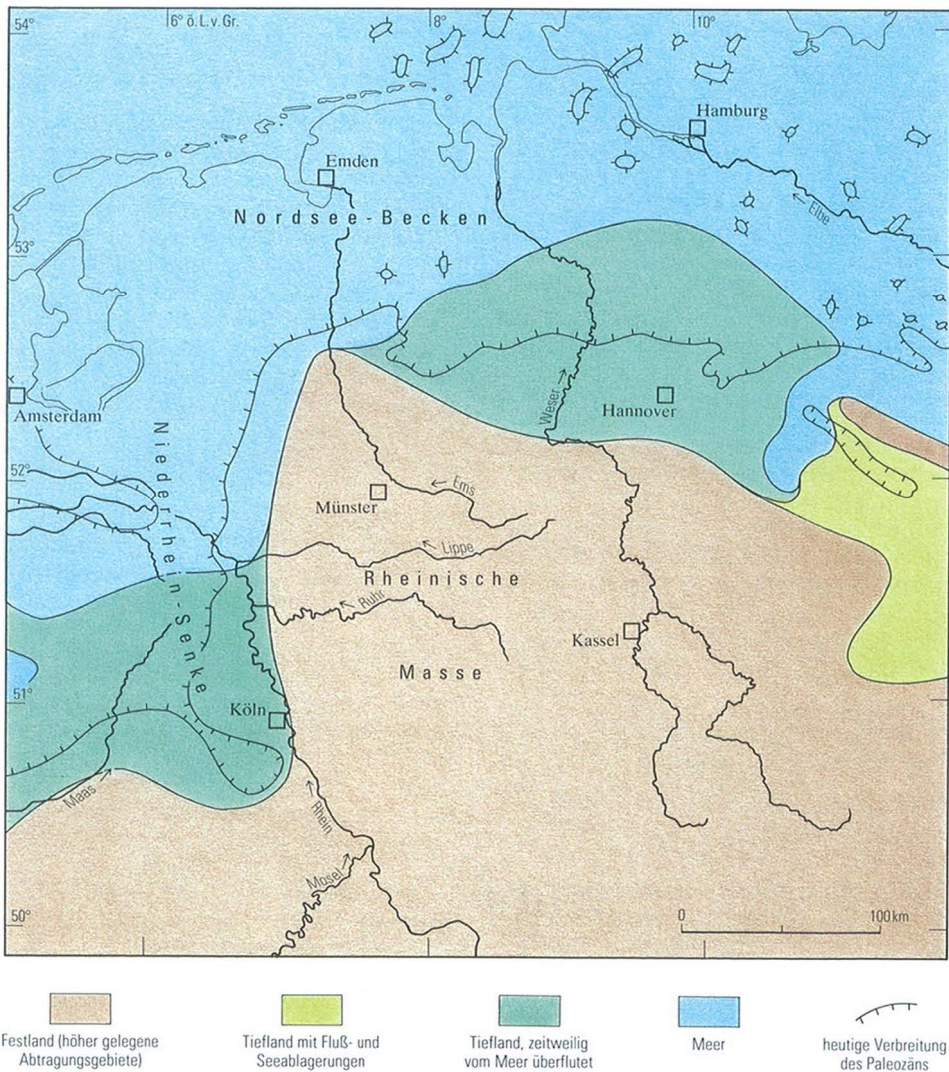
Einen solchen Vorgang bezeichnet man als Inversion. Die Ursache hierfür wurde früher vielfach in isostatischen Ausgleichsbewegungen, beispielsweise als Folge einer Übertiefung des Niedersächsischen Beckens, gesehen. Heute sieht man eher die schon genannte Verände-

rung des regionalen Spannungsfeldes als Fernwirkung der Alpen-Gebirgsbildung als Ursache.

Das gut erschlossene Ruhrgebiet wie auch der Kohlenbergbau in der Ibbenbürener Karbon-Scholle nördlich des Münsterländer Kreide-Beckens tragen maßgeblich zur Entschlüsselung der kreidezeitlichen Tektonik bei. Charakteristisch sind teils aufschiebende teils abschiebende Bewegungen an den im Untergrund bereits vorhandenen steilen Verwerfun-

gen, die sich teils als flache, teils als steile Aufschiebungen oder Abschiebungen in den Oberbau fortsetzen oder sich aber in Form flacher Falten und Flexuren auswirkten.

Auch die schon erwähnte Osning-Störungszone ist – wie an der Ibbenbürener Karbon-Scholle zu belegen – im variscischen Untergrund eine steile Bruchzone, die sich im Deckgebirge des südlichen Vorlandes als flache Überschiebung fortsetzt. Zwischen Borgholzhausen und Det-



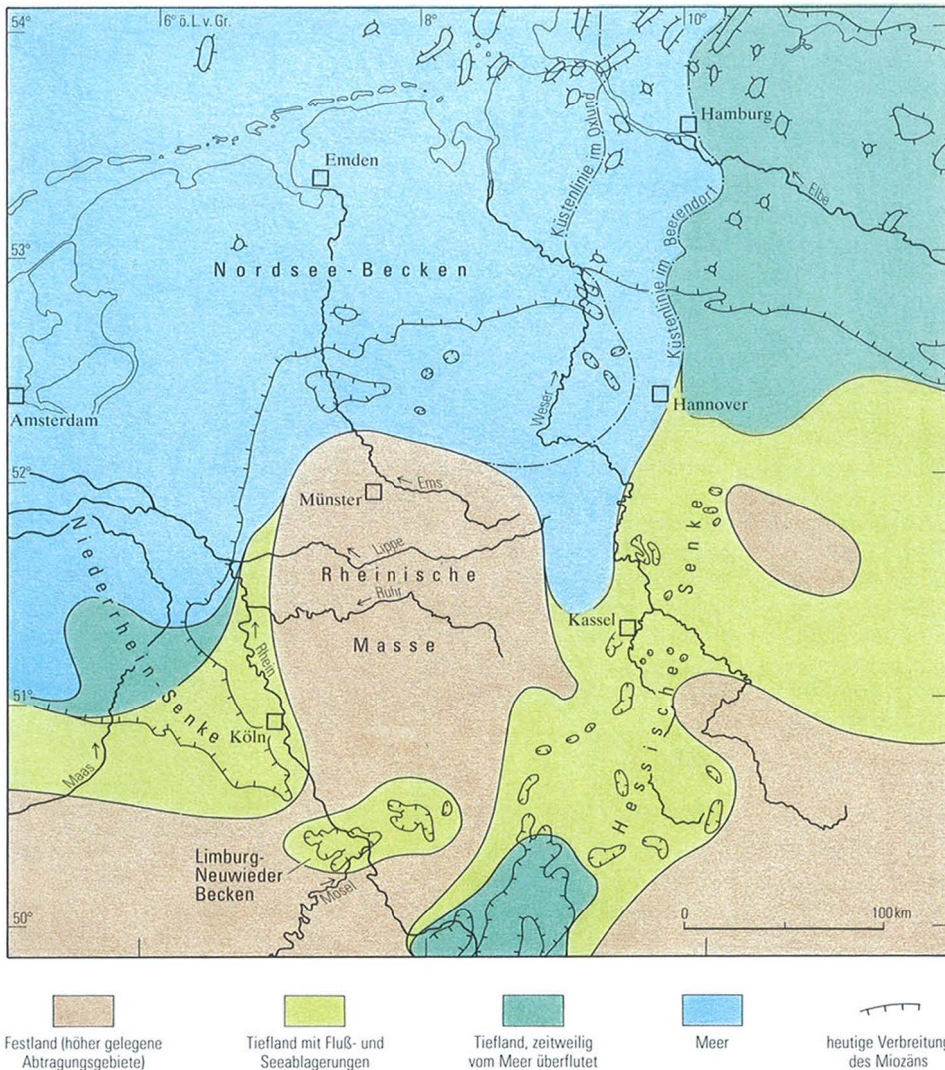
mold bildet sie als Osning-Überschiebung eine durchgehende, südgerichtete Überschiebungsfrent (Abb. 4). Daneben treten allerdings – eng benachbart – parallel verlaufende steile Abschiebungen auf, die ihre Ursache offenbar dem gleichen Bewegungsvorgang verdanken. In ihrer Gesamtheit entstehen solche aus Überschiebungen und Abschiebungen bestehende Strukturen durch scherende Bewegungen einzelner Gebirgsschollen.

Die kreidezeitliche Tektonik wirkte sich regional unterschiedlich aus, wie die Ab-

bildungen 3 und 4 erkennen lassen. Im westlichen und nordwestlichen Münsterland – wo der variscische Untergrund nur noch schwach oder gar nicht gefaltet wurde – herrschen im Kreide-Deckgebirge Falten und Flexuren vor. Im südöstlichen Teil des Münsterlandes mit kräftiger gefaltetem variscischen Untergrund kommen dagegen vorwiegend Verwerfungen vor.

Abb. 20

Die Verteilung von Land und Meer zur Zeit des Paleozäns (links) und des Miozäns (rechts)



Tertiär
(K. Skupin)

Nach dem Rückzug des Kreide-Meeres wurde das Münsterland nur noch randlich vom Meer überflutet. Der überwiegende Teil war festländisches Hebungsgebiet. Vom Nordrand des Sauerlandes bis zum Weserbergland erstreckte sich eine meist flache, nur geringfügig über das Meer aufragende Landschaft. Unter zeitweise subtropischen Klimaverhältnissen mit hohen Niederschlägen überwog auf dem Festland die chemische Verwitterung, durch die sich das Gestein tiefgründig zersetzte. Zurück blieb eine mächtige Verwitterungsdecke aus Ton und aus Graulehm (Kalksteinverwitterungslehm, Terra fusca), deren Reste heute nur noch stellenweise zu beobachten sind. Der größte Teil wurde abgetragen und über das im Laufe der Zeit entstandene Gewässernetz ins Meer geschwemmt.

Die tertiärzeitlichen Meeresablagerungen im westlichen Münsterland sinken nach Westen ab. Dies ist die Folge einer rückläufigen Kippbewegung, die in der ausgehenden Oberkreide-Zeit ganz langsam einsetzte. Die Bildung des Niedersächsischen Tektogens war nunmehr beendet. Es begann die Absenkung der Niederrheinischen Tertiär-Bucht, deren Ostrand in der Fortsetzung der alten Ems-Niederrhein-Senke liegt. Das Gefälle der Oligozän-Basis vom Ausbiß des Tertiärs nach Westen in Richtung Niederrheinische Bucht ist mit 1 – 2° sehr gering. Daß die Tertiär-Schichten des westlichen Münsterlandes auch noch von bedeutender Bruchtektonik betroffen sind, hat jüngst die geologische Landesaufnahme im Raum Bottrop ergeben. Oligozän-Schichten griffen sicher einst noch weiter nach Osten auf die Rheinische Masse über. Miozän-Schichten liegen auf verschiedenen Stufen des Oligozäns, reichten aber weniger weit nach Osten.

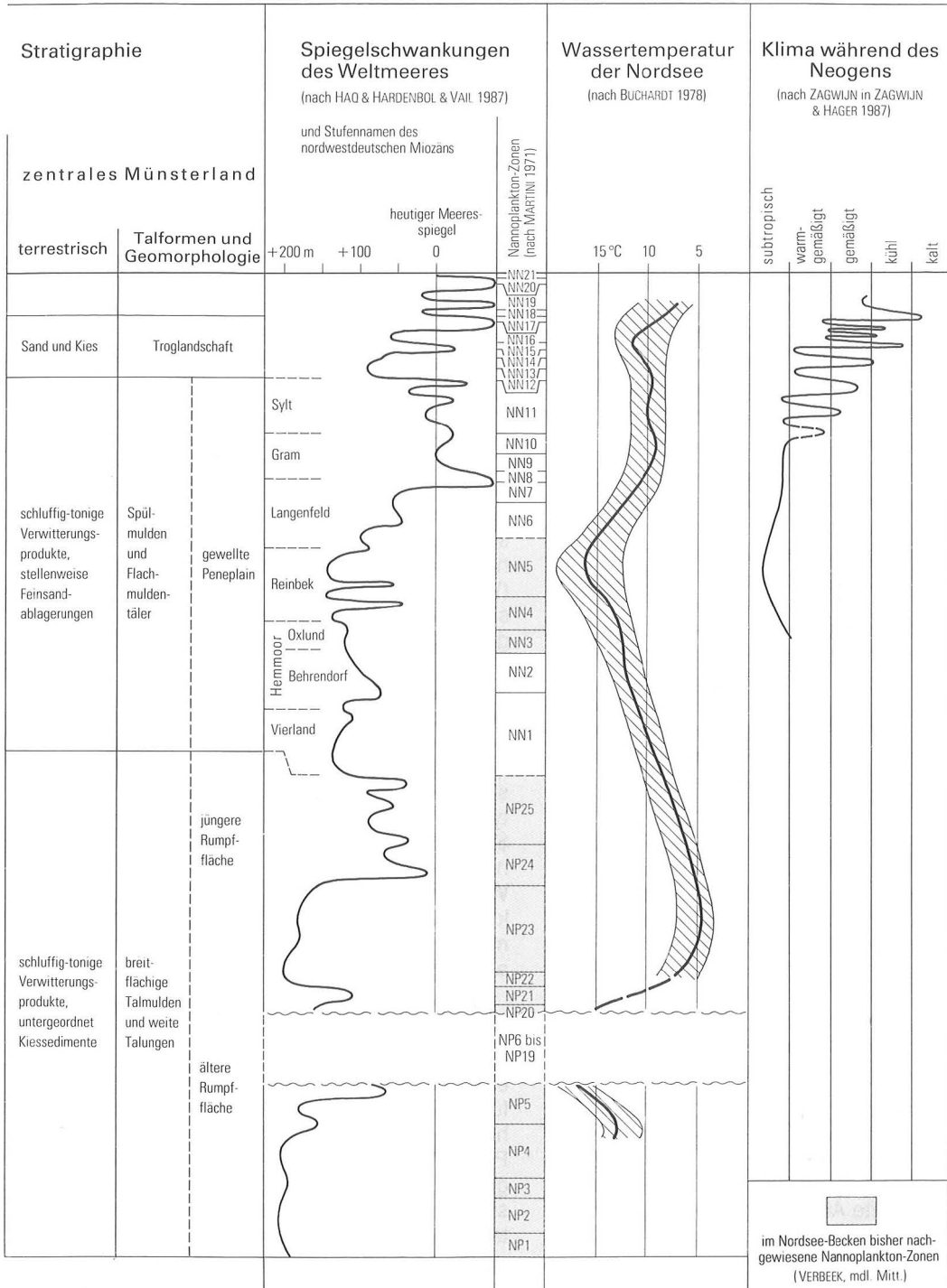
**Subtropische Temperaturen und tiefgreifende Verwitterung auf dem Münsterländer Festland –
Alttertiär (Paleozän bis Oligozän)**

Im Paleozän, zu Beginn des Alttertiärs, unterlag der vom Kreide-Meer freigegebene, nur schwach gewellte Untergrund (Abb. 20) bei subtropischen Klimaverhältnissen der Verwitterung und Ab-

Tabelle 2

Chronostratigraphie (nach BERGGREN et al. 1985)				regionale							
Alter (Mio. Jahre)	Stufen		Nannoplankton-Zonen	westliches Münsterland							
				marin							
1	Pleistozän	Calabrium	NN21 NN20 NN19								
		Piacentin	NN18 NN17 NN16								
		Zanclicium	NN15 NN14 NN13								
	Pliozän	Messin	NN12								
		spätes	Torton					NN11 NN10 NN9	Dingden-Schichten		
			mittleres					Serravallo		NN7	Bislich-Schichten
								Langhe		NN6 NN5	
		Miozän	frühes					Burdigala	NN4 NN3 NN2	Schichtlücke	
								Aquitain	NN1		
			Oligozän					spätes	Chatt		NP25 NP24
frühes	Rupel			NP23 NP22 NP21	Lintfort-Schichten Ratingen-Schichten Walsum-Schichten						
	Eozän			NP10 bis NP20		Schichten von Vreden, Alstätte und Ochtrup					
60	Paleozän	spätes		Thanet	NP9 NP8 NP7 NP6						
			unbenannt	NP5 NP4							
		frühes		Dan	NP3 NP2 NP1						
			Kreide								

Das Münsterländer Tertiär: Schichtenfolge, Meeresspiegelschwankungen und Klima



tragung. Die mittleren Temperaturen erreichten mit über 20° C ihr Maximum; gleichzeitig regnete es viel. Ein Flußsystem war vermutlich noch nicht ausgebildet, und die tonigen Verwitterungsprodukte wurden flächenhaft nach Nordwesten abgespült und fortgeschwemmt.

Marine Schichten des Paleozäns sind am Ostrand der Niederrheinischen Bucht erhalten geblieben. In ihrer karbonatischen Ausbildung zeigen die Meeresablagerungen aus dem frühen Paleozän (Hückelhoven-Schichten, Schichten von Houthem; Tab. 2) noch Anklänge an die Ablagerungen der Kreide-Zeit. Zur Zeit des Oberpaleozäns lagerten sich dort sandig-tonige, häufig glaukonitische Sedimente ab (Sand von Heers, Ton von Landen).

Auch während des Eozäns blieb das Münsterland überwiegend Festland. In der ca. 16 Millionen Jahre währenden Epoche bildete sich eine ausgedehnte Rumpffläche, die sich ohne große Höhenunterschiede vom Nordrand des Rheinischen Schiefergebirges über das Münsterland bis zum Weserbergland erstreckte. Unter dem Einfluß sich abwechselnder subtropischer Regen- und semiarider Trockenzeiten entstanden mächtige Verwitterungsrinden, deren Verschwemmungsprodukte im nordwestlichen Vorland in zum Teil großer Mächtigkeit nachzuweisen sind.

Unvollständige Profile einer marinen Schichtenfolge des Eozäns sind nur im Nordwesten der Westfälischen Bucht überliefert. Sie sind aus dem deutsch-niederländischen Grenzgebiet (dem Raum Vreden-Alstätte) und aus dem Raum Ochtrup bekannt. Dort liegen schluffig-tonige Meeressedimente direkt auf Gesteinen der Unterkreide oder älteren mesozoischen Gesteinen.

Zu Beginn des Oligozäns änderten sich die paläogeographischen Verhältnisse. Wie in der Zeit zuvor herrschten auf dem Festland chemische Verwitterung und flächenhafte Abspülung. Das Ergebnis war eine weitere Einrumpfung des Gebirges. Damit einher ging die Ausbildung eines Fluß- und Beckensystems mit breitflä-

chigen Talmulden oder weiten Talungen, in denen sich schluffige Verwitterungsreste und untergeordnet kieselige Gesteine ablagerten. Am Westrand des Rheinischen Schiefergebirges entwickelte sich die Niederrheinische Bucht zu einem Senkungsraum, und das Meer drang dort ca. 40 km nach Süden vor.

Zur Zeit des Mitteloiligozäns griff das Tertiär-Meer weiter nach Süden aus. Es überflutete teilweise auch das westliche Münsterland und das Weserbergland. Ablagerungen dieses Meeresvorstoßes sind bis in den Raum Oeding, Borken, Raesfeld, Schermbeck, Bottrop und Mülheim nachzuweisen, wobei die ehemalige Meeresküste noch weiter östlich lag. Verwitterung und Abtragung waren auf den zentralen Teil der Rumpffläche zurückgedrängt. In dem relativ flachen Meer wurden zunächst mehr oder weniger stark glaukonitische, sehr gleichkörnige Feinsande abgesetzt, die stellenweise mit einem Basiskonglomerat beginnen können (Walsum-Schichten). Danach lagerten bei sich vertiefendem Meeresboden feingebänderte, schluffige Tone und toniger Schluff ab (Ratingen- und untere Lintfort-Schichten). Diese tonige Abfolge wird auch als Rupel-Ton bezeichnet. Der früher verwendete Begriff Septarienton geht auf den lagenweisen Gehalt an Mergelkalksteingeoden (Septarien) zurück. In seiner typischen Gesteinsausbildung ist das Schichtenglied vermutlich als Bildung eines tieferen Meeresraums bei kühlen Wassertemperaturen anzusehen. Weiter küstenwärts wird das Material zunehmend sandiger, in Richtung auf den Ozean mergeliger.

Im höchsten Mitteloiligozän (obere Lintfort-Schichten) sind Sand- und Schluffgehalt wiederum leicht erhöht, was auf eine Verflachung des Meeres zurückzuführen ist. Damit endet die Zeit eines hohen Meeresspiegelniveaus. Es folgt eine Phase der Regression mit nur zeitweiligen Meeresvorstößen. Insgesamt lassen sich somit aus der vertikalen wie horizontalen Abfolge und Verbreitung der Sedimente Vorgänge von Meeresvorstößen und -rückzügen erkennen.

Während des Oberoligozäns drang das Meer im Bereich der Niederrheinischen Bucht nochmals kurzfristig über die bisherige Verbreitungsgrenze hinaus vor und überflutete dabei auch Teile des angrenzenden Bergischen Landes und Münsterlandes. Im Küstenbereich entstanden sandige Sedimente – dazu gehört zum Beispiel der Grafenberg-Sand –, die im allgemeinen eine reiche fossile Fauna, insbesondere Foraminiferen (Einzeller mit kalkiger, kieseliger oder chitinöser Schale), aber auch Echinodermen (Seeigel), Schwämme, Korallen und Arthropoden (Gliederfüßer) führen. Ablagerungen des Oberoligozäns sind im westlichen Münsterland bis östlich von Brünen nachgewiesen.

Breite Trogtäler und Schotterkörper; es wird allmählich kälter – Jungtertiär (Miozän bis Pliozän)

Im Verlauf des Miozäns fielen zuvor vom Meer bedeckte Teile des Bergischen Landes, des Münster- und des Weserberglandes wieder trocken. Bei zurückgehenden Temperaturen (mittlere Jahrestemperatur 15 – 20 °C) entstanden auf dem Festland Sedimente, die zum Teil beträchtliche Mächtigkeiten erreichen. Sie gehören zu einem Flußnetz, das von breiten, durch Spülmulden voneinander getrennte Flachmuldentäler gekennzeichnet war. Zu diesen Ablagerungen zählen eventuell die Sande von Ammeln bei Ahaus, die am ehesten als fluviatil umgelagerte kreidezeitliche Sande zu deuten sind.

Indirekte Hinweise für eine derartige Abflußrinne gibt es im westlichen Münsterland, wo der Festgesteinsuntergrund durch eine vom Grundwasser beeinflusste Bodenbildung verändert wurde. Im Zentrum dieses ehemaligen, ungefähr Südost – Nordwest verlaufenden Flußsystems der Tertiär-Zeit wurden die unterlagernden Kreide-Sande (Haltern-Schichten) bis in eine Tiefe von 60 – 70 m entmineralisiert und gebleicht (z. B. Glassande von Flaesheim). Die Entmineralisierung und Blei-

chung der Haltern-Schichten ist auf eine intensive chemische Verwitterung während des feuchtwarmen Tertiär-Klimas zurückzuführen, wobei insbesondere die in den Untergrund eindringenden humosen sauren Lösungen aus anmoorigen und torfigen Einschaltungen die wenig stabilen Kalk-, Ton- und Eisenbeimengungen lösten. Dagegen wurden in den ufernahen Partien des Flusses, also im Bereich der Borkenberge und der Hohen Mark, bis zu



Abb. 21

Zentimeterdicke Eisenschwarten in den Haltern-Schichten am Forsthaus Freudenberg bei Schermbeck

58 % Eisen (Glaskopf) führende limonitische Eisenschwarten ausgefällt (Abb. 21). Das sind fossile Grundwasserrabsätze, das heißt fossile Raseneisensteinlagen im ehemaligen Grundwasserschwankungsbereich. Die Merkmale lassen ein ca. 3 bis 6 km breites Tal vermuten, das sich in Südost-Nordwest-Richtung von Flaesheim östlich von Haltern über Sythen/Lehmbraken bis nach Meerfeld/Maria Veen erstreckte.

Meeresablagerungen aus dieser Zeit sind wiederum nur am Westrand der Westfälischen Bucht belegt, wo am Übergang zu der sich weiter absenkenden Niederrheinischen Bucht glaukonitische und glimmerige Sande, Schluffe und Tone (Bislich-, Dingden-Schichten) mit einer reichen fossilen Fauna aus Muscheln, Schnecken, Brachiopoden (Armfüßer), Schwämmen, Korallen, Arthropoden, Echinodermen, Bryozoen (Moostierchen), Foraminiferen und Fischen abgelagert worden sind.

Zur Pliozän-Zeit setzten erhebliche Bodenbewegungen ein, die von Hebungen der Gebirge und Senkungen ihrer Vorländer geprägt waren. Das Meer wich weiter zurück, und das Münsterland fiel auch in den Randgebieten trocken. Die Kalksteine des Kreide-Untergrundes begannen zu verkarsten, und mit der zunehmenden Reliefenergie schnitten sich die Flüsse ein. Die mittlere Jahrestemperatur war auf 10 °C abgesunken. Die seit dem Miozän bestehenden breiten Hohlformen wurden zu Trogtälern mit breiten, mehrstufigen Talböden ausgeräumt. In den feuchteren Klimaabschnitten herrschte Erosion, während in den Trockenzeiten die Flüsse Schotter absetzten. Im Bergland wurde das Lockergesteinsmaterial der tertiärzeitlichen Verwitterungsrinde mobilisiert und den Troggebieten zugeführt.

Gegenüber dem heutigen und dem eiszeitlichen Flußsystem war das Gewässernetz gegen Ende der Tertiär-Zeit weniger dicht und entwässerte stärker in Süd-Nord-Richtung. Aus der Pliozän-Zeit stammen mit großer Wahrscheinlichkeit die am höchsten gelegenen Terrassenreste von Rhein und Ruhr im Bergischen Land (Mettmann- und Homburg-Terrasse) eventuell auch entsprechende Verebungsflächen am Nordrand des Rheinischen Schiefergebirges zwischen Mettmann und Arnsberg. Sie liegen dort in einer Höhe von +200 bis +300 m NN. Ihnen dürften im Bereich des Münsterlandes die Erosionsniveaus der Haard, der Hohen Mark sowie der Baum- und Beckumer Berge entsprechen, die dort in einer Höhe von +140

bis +160 m NN entwickelt sind. Sie finden ihre Fortsetzung vermutlich in den Durchlässen des Teutoburger Waldes bei Bevergern, westlich der Dörenther Klippen, bei Brochterbeck, Lengerich, Iburg, Hilter und Borgholzhausen, deren Talböden eine Höhenlage zwischen +140 und +150 m NN aufweisen. Das Gefälle war durchweg gering und betrug etwa 1 m im westlichen und 2,2 m auf 1 km Flußlänge im östlichen Münsterland. Bei diesem geringen Gefälle transportierten die träge dahinfließenden Gewässer vermutlich hauptsächlich Tontrübe als Zersatzprodukte der in der Westfälischen Bucht weit verbreiteten Kreide-Gesteine, doch werden stellenweise auch gröbere Sedimente angetroffen. Über die genauen Abflußverhältnisse ist wenig bekannt. Die am Nordrand des Münsterlandes am Liener Berg bei Lengerich und am Evensbrink nördlich Hilter nachgewiesenen Sand- und Milchquarzvorkommen müssen aufgrund ihrer Höhenlage von ca. +180 bis +220 m NN vermutlich in das Mittel- bis Alttertiär eingestuft werden.

Das Meer hatte sich nun endgültig aus dem Münsterland zurückgezogen. Im Niederrheingebiet und in den östlichen Niederlanden hinterließ die pliozänzeitliche Nordsee weiße und glaukonitische Sande.

Durch die Absenkung der Niederrheinischen Bucht und der Hessischen Senke am Rand des Münsterlandes wurden Umriß, das heißt Verteilung von Land und Meer, relative Höhenlage sowie Unterschiede in der Vegetation während der Tertiär-Zeit immer wieder neu akzentuiert, ohne daß die tektonischen Ereignisse im Münsterland selbst eine große Rolle spielten. Die Versatzbeträge an Verwerfungen dürften 50 m kaum überschritten haben. Auch der in den Nachbargebieten zeitweise starke Vulkanismus fehlt im Münsterland. Insgesamt war die Tertiär-Zeit im Gebiet des Münsterlandes somit großenteils eine Zeit unscheinbaren Geschehens, die im wesentlichen durch Verwitterung, Abtragung und Einebnung bestimmt war.

Quartär

(K. Skupin & H. Staude)

Vor etwa 2,4 Millionen Jahren setzte auf der Nordhalbkugel der Erde eine deutliche Klimaverschlechterung ein – es wurde kälter. Damit begann die Quartär-Zeit, das bisher letzte Eiszeitalter mit seinem wiederholten Wechsel von Kalt- und Warmzeiten. Es wird in zwei Abschnitte untergliedert: in das Pleistozän (früher Diluvium) mit mehreren großen Inlandvereisungen, die über die Polarregionen hinaus weit nach Süden reichten, und in das Holozän (früher Alluvium), die jüngste Warmzeit, die vor ca. 10 000 Jahren das Pleistozän beendete und bis zur Gegenwart andauert.

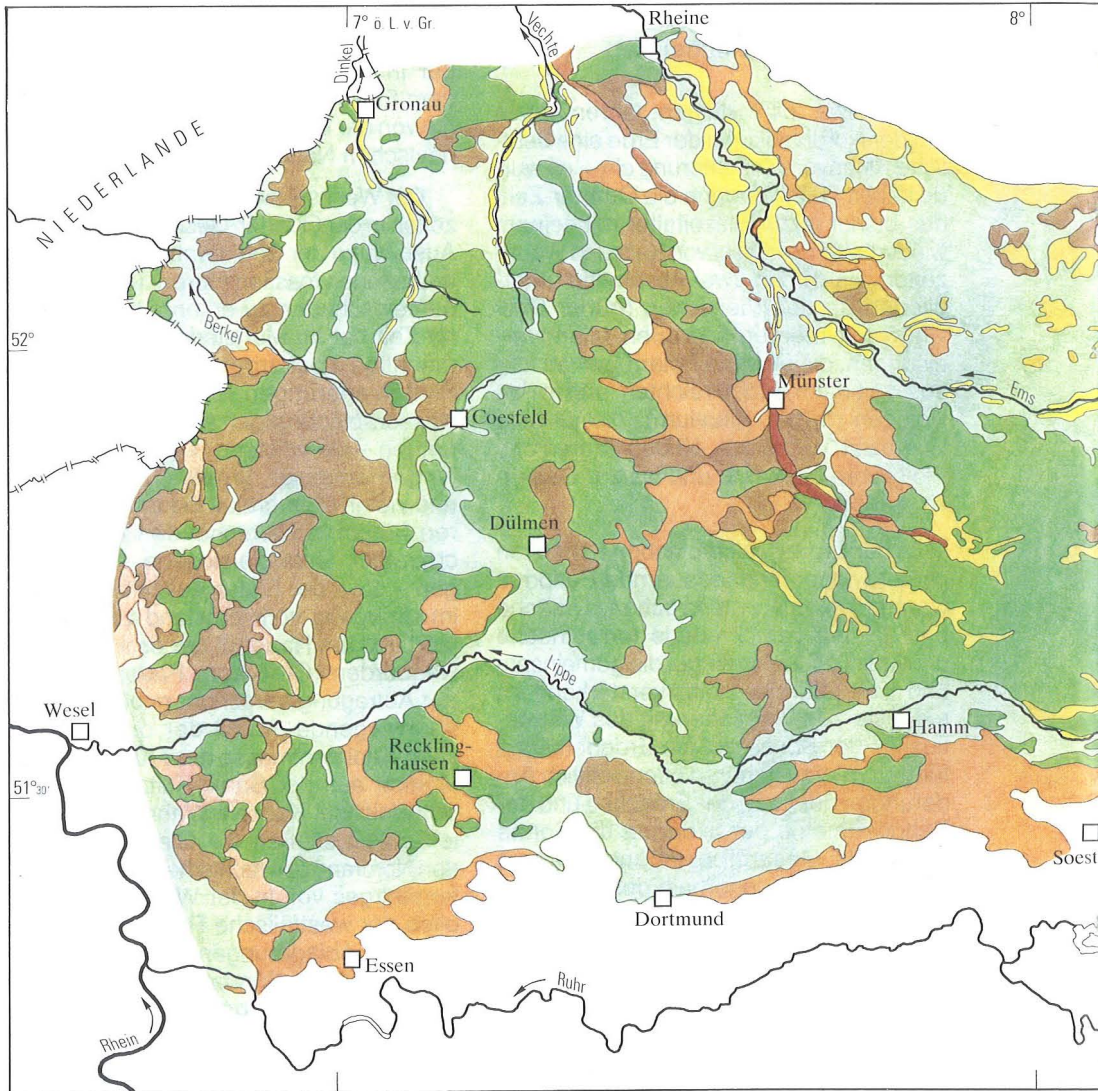
In der Erdgeschichte haben Kaltzeiten immer wieder langandauernde Perioden warmen Klimas unterbrochen. Ursache hierfür sind verschiedene terrestrische und kosmische Vorgänge, die gemeinsam und sich teilweise selbstverstärkend zu einer starken Verminderung des Wärmeinflusses der Sonne auf die Erdoberfläche führten. Hierzu gehören offensichtlich Änderungen der Lage der Erdoberfläche und der Bahngeometrie der Erde um die Sonne sowie die Gesamtbewegung unseres Sonnensystems innerhalb der Milchstraße. Während der Quartär-Zeit kam das Klima auf der Nordhalbkugel wiederholt aus dem Gleichgewicht und leitete damit die Kalt- oder Warmzeiten ein. Die Flächengröße der Schnee- und Eisdecke, die die Reflektion der Sonnenstrahlung von der Erdoberfläche stark beeinflusst, und die Wärmeaufnahme des Meerwassers, die den Wasseraustausch zwischen den äquatorialen und den nördlichen Breiten bestimmt (Reichweite des warmen Golfstroms im Nordatlantik), sind hierbei wichtige Einflußgrößen.

In Nordeuropa konnten sich in den pleistozänen Kaltzeiten gewaltige Schneemassen anhäufen. Diese wandelten sich zu Eis, und der hochwachsende Eisschild bewegte sich unter seinem Eigengewicht radial nach Süden zu, wo seine Außenränder in den wärmeren Klimabereichen

abschmolzen. Die Eisvorstöße kamen zum Stillstand. Die Fließgeschwindigkeit der Inlandeismasse wurde dabei unter dem Einfluß der Schwerkraft in erster Linie von der Eisneubildungsrate im skandinavischen Nährgebiet gesteuert.

Der Wechsel zwischen Kalt- und Warmzeiten in der Quartär-Geschichte ist an der Ausbildung der Sedimente und den darin enthaltenen fossilen Floren- und Faunengemeinschaften zu erkennen. Die Quartär-Zeit hat im Münsterland bis zu 60 m mächtige Lockergesteine – Bach- und Flußablagerungen, Eis- und Schmelzwasserablagerungen sowie Windablagerungen – hinterlassen. Durch die Auffüllung ehemaliger, großflächiger Senken und vieler Täler erhielt die Landschaft ihren heute vorherrschenden Flachlandcharakter. Unterpleistozäne Ablagerungen – etwa der Elster-Kaltzeit – sind nur im Übergang vom Emsland zum Rheinland und am Hangfuß der östlichen Hellwegbörden (Großraum Paderborn) von der Abtragung verschont geblieben. Der überwiegende Anteil der quartärzeitlichen Sedimentmasse des Münsterlandes stammt aus der Saale-Kaltzeit und aus der Weichsel-Kaltzeit. Während der Saale-Kaltzeit stießen die Gletscher bis an den Nordrand des rechtsrheinischen Schiefergebirges vor. In der Weichsel-Kaltzeit blieb der westfälische Raum eisfrei. Neben den Ablagerungen der Flüsse wurden großflächig Windablagerungen (Löß, Sandlöß und Flugsand) bei vorherrschend westlichen Winden vor allem am Nordabfall von Bergischem Land und Sauerland, aber auch entlang den Kreide-Höhen im West- und Zentralmünsterland abgesetzt (Abb. 22).

Zur Ermittlung der globalen Temperaturabläufe in der Quartär-Zeit werden verschiedene physikalische Untersuchungsverfahren für Sedimentproben, aber auch für Eisschichten benutzt und miteinander kombiniert. Das absolute Alter von Gesteinen wird nach der Halbwertszeit ihrer radioaktiven Elemente oder nach der Thermolumineszenz-Methode (Bestimmung der durch Erhitzen freigesetzten Lichtmenge aus natürlichen Mineralen) ermit-



telt. Die paläomagnetische Messung ehemaliger, im Sediment bestimmbarer und sich regelmäßig ändernder Ausrichtungen des Erdmagnetfelds erlaubt indirekt die zeitliche Gliederung einer Schichtenfolge, wenn die Umkehrzeitpunkte der Polung des Erdmagnetfelds durch absolute Altersdatierungen bekannt sind. Die besten Hinweise auf den globalen Temperaturverlauf gibt das Isotopenverhältnis von leichtem Sauerstoff ^{16}O zu schwerem

Sauerstoff ^{18}O , das aus den Kalkschalen von Meereslebewesen (z. B. Foraminiferen) in Tiefseesedimenten und aus den Luftblasen im festländischen Eis bestimmt werden kann. In Kaltzeiten ist in den Kalkschalen das schlechter verdunstbare Sauerstoffisotop ^{18}O angereichert, da ein größerer Anteil des leichter verdunstbaren Sauerstoffisotops ^{16}O in den festländischen Eismassen gebunden ist. Je niedriger die globale Temperatur, desto höher

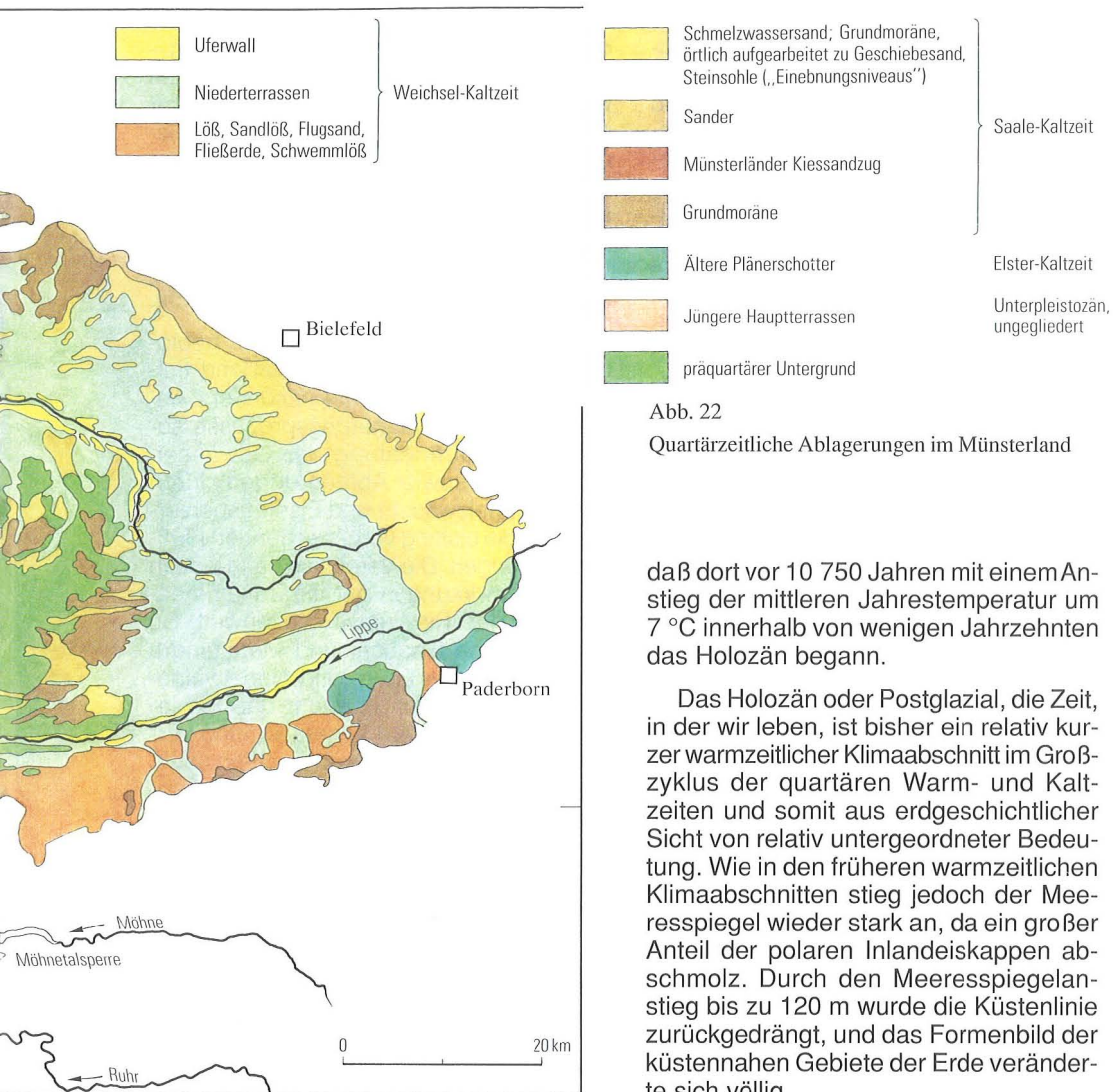


Abb. 22

Quartärzeitliche Ablagerungen im Münsterland

daß dort vor 10 750 Jahren mit einem Anstieg der mittleren Jahrestemperatur um 7 °C innerhalb von wenigen Jahrzehnten das Holozän begann.

Das Holozän oder Postglazial, die Zeit, in der wir leben, ist bisher ein relativ kurzer warmzeitlicher Klimaabschnitt im Großzyklus der quartären Warm- und Kaltzeiten und somit aus erdgeschichtlicher Sicht von relativ untergeordneter Bedeutung. Wie in den früheren warmzeitlichen Klimaabschnitten stieg jedoch der Meeresspiegel wieder stark an, da ein großer Anteil der polaren Inlandeiskappen abschmolz. Durch den Meeresspiegelanstieg bis zu 120 m wurde die Küstenlinie zurückgedrängt, und das Formenbild der küstennahen Gebiete der Erde veränderte sich völlig.

Auch das Holozän untergliedert sich noch in kältere und wärmere Abschnitte, die sich in der Entwicklung von Flora und Fauna widerspiegeln. Unter den physikalischen Untersuchungsverfahren zur absoluten zeitlichen Einstufung von Sedimentproben, Hölzern, Knochenresten oder Kulturgegenständen ist die Radiokarbon-Methode von besonderer Bedeutung. Die Messung der Zerfallsrate des radioaktiven Kohlenstoff-Isotops ^{14}C erlaubt die Datierung der Fundprobe bis etwa 45 000 Jahre zurück. Die biologi-

ist der ^{16}O -Anteil in den Luftblasen, die im Eis eingeschlossen sind. Bohrkerne aus dem polaren Eis zeigen daher, in Verbindung mit der Jahresschichtung der Schneeniederschläge, die Temperaturen der Vergangenheit an. Jüngste Untersuchungen im Rahmen des internationalen Forschungsprojektes GRIP (Greenland Icecore Project) erbrachten aus dem Zentralbereich des grönländischen Eisschildes die überraschende Tatsache,

sche Methode der Dendrochronologie (Jahresring-Zeitmessung an fossilen Bäumen) liefert vor allem für das jüngere Holozän bis maximal 8 000 Jahre innerhalb engbegrenzter Gebiete verlässliche Datierungen, indem die Wachstumsringe verschieden alter langlebiger Bäume – in Europa zum Beispiel die Eiche – zur Dekung gebracht werden. Aus der Breite der Wachstumsringe der Bäume, das heißt den Änderungen im jährlichen Holzzuwachs, kann auch auf die jeweiligen Klimaverhältnisse geschlossen werden. Ab dem jüngeren Holozän sind für Altersdatierungen auch die Kulturpflanzen des Ackerbaus nutzbar. Archäologische Funde und schriftliche Quellen der Menschheitsgeschichte ergänzen und vertiefen die Kenntnisse zum Ablauf des Holozäns.

Ungefähr ab dem 3. vorchristlichen Jahrtausend begann die Einwirkung des Menschen auf die Landschaft, die sich zuerst in einer zunehmenden landwirtschaftlichen Bodennutzung (Waldrodungen) ausdrückte. Seit Beginn des technischen Zeitalters hat der Mensch als „geologischer Faktor“ die folgenreichsten Veränderungen vorgenommen. So hat er unter anderem mit großen Massenumlagerungen für Verkehrsbauten oder mit der Regulierung der Flüsse und Bäche in die natürlichen Prozesse der Landschaftsgestaltung eingegriffen.

Die Saale-Kaltzeit – das nordeuropäische Inlandeis dringt in das Münsterland vor

Aus den arktischen Regionen und dem Hochgebirge sind uns Gletscher wohl vertraut. Es überrascht, daß auch das Münsterland einmal eisbedeckt war, doch gibt es zahlreiche Hinweise dafür. Sie gehen auf die Vereisung in der Saale-Kaltzeit vor ca. 200 000 – 250 000 Jahren zurück, als

das skandinavische Inlandeis während des Höhepunktes seiner Ausdehnung – im Drenthe-Stadium (s. Tab. 3) – auch den westfälischen Raum erfaßte und unter sich begrub. Ausläufer dieser Inlandeis-masse schoben sich in Form einzelner Eisströme (Gletscher) bis auf die Höhen des Haarstrangs vor. Während der vorausgegangenen Elster-Kaltzeit hatte die Vereisung vermutlich nur bis in das Weserbergland und südliche Emsland gereicht.

Die Vereisung veränderte das geologische Geschehen im Münsterland tiefgreifend. Sie beeinflusste besonders Abtragungs- und Ablagerungsprozesse sowie die Abflußrichtung der Gewässer. Fließenden sowie Ablagerungen durch Eis, Schmelzwässer und Eisstauseen ersetzten die bislang vorherrschenden Flußablagerungen. Die Vereisung hatte jedoch auch Auswirkungen auf die Zusammensetzung der Tier- und Pflanzenwelt. So drängte eine Strauch- und Moostundra schrittweise die Laub- und Nadelwälder zurück; schließlich überfuhr das Eis jedoch auch die neue Vegetation und vernichtete sie. In der Tierwelt tauchten neue, der Kälte widerstehende Arten wie Mammut, Wollnashorn, Rentier und andere auf.

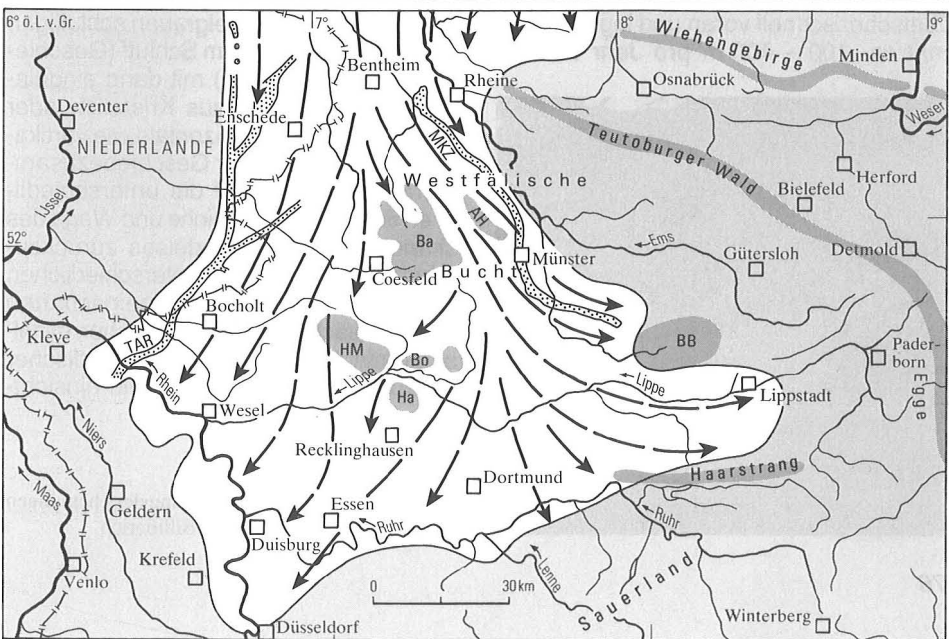
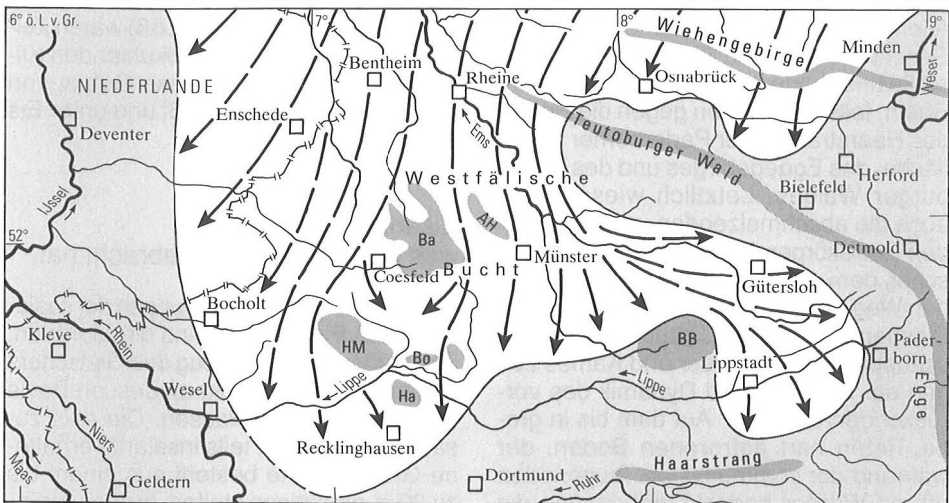
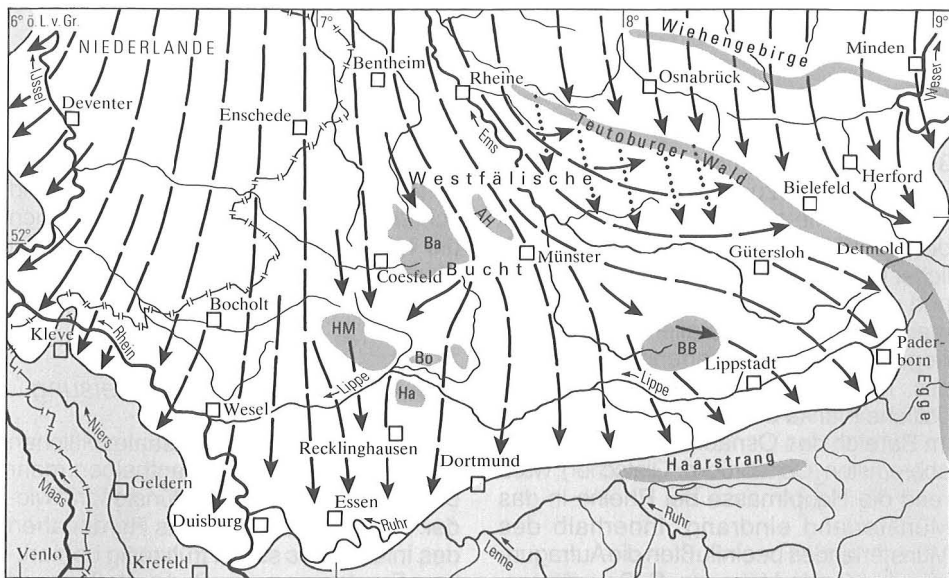
Der Ablauf der Vereisung

Ausgehend von Skandinavien stieß das nordeuropäische Inlandeis während der Saale-Kaltzeit in drei kurz aufeinander folgenden Hauptvorstößen über die Norddeutsche Tiefebene in das Münsterland vor (Abb. 23). Nach ihrem Verlauf entlang der Ems werden sie als Emslandgletscher 1 – 3 bezeichnet. Ein vierter Eisstrom (Emslandgletscher 4) war wahrscheinlich nur eine Nachphase des dritten Hauptvorstoßes.

Bedingt durch das unterschiedliche Relief des Untergrundes wurden die ca.

Abb. 23 Die saalezeitlichen Hauptvorstöße von Inlandeis in das Münsterland





300 – 400 m mächtigen Eismassen an ihrem Südrand zusätzlich in einzelne Inlandeiströme zerlegt, die sich innerhalb der Westfälischen Bucht mit unterschiedlicher Geschwindigkeit vorwärtsbewegten und dabei regional aufspalteten. Bestimmend waren dabei vor allem die Gebirgsriegel des Weser-Wiehengebirges und des Teutoburger Waldes, die etwa die östliche Flanke des Emslandgletschers 1 im Bereich des Osnabrücker Berglandes abbremsten (Osnabrücker Gletscher), während die Hauptmasse bei Rheine in das Münsterland eindrang. Innerhalb des Münsterlandes beeinflussten die Aufragungen der Kreide-Höhen (z. B. Baumberge, Altenberger Höhen, Beckumer Berge) die Geschwindigkeit und Richtung der Eisvorstöße und lenkten diese teils westlich zum Rhein, teils nach Osten gegen die Höhen des Haarstrangs, der Paderborner Hochfläche, des Eggegebirges und des Teutoburger Waldes. Letztlich wiesen aber auch die abschmelzenden und zerfallenden Toteiskörper der älteren Emslandgletscher dem nachfolgenden jüngeren Eis den Weg. Gletscherschrammen (z. B. am Piesberg), aber auch Stauchungen, Verschuppungen oder Oser und Kames zeigten die Richtung und Dynamik des vorrückenden Eises an. Auf dem bis in große Tiefen hart gefrorenen Boden, der während der sommerlichen Tauperioden oft mit Wasser bedeckt war, kamen die Gletscher schnell voran und legten maximal ca. 100 – 400 m pro Jahr zurück.

Während des Höhepunktes der Vereisung füllten die Eismassen das Münsterland schließlich vollständig aus, wobei auch die Höhen der Baumberge, der Hohen Mark, der Haard oder der Beckumer Berge vom Eis bedeckt waren.

Die Auswirkungen der Vereisung

Die Auswirkungen der saalezeitlichen Vereisung finden sich allenthalben mehr oder weniger deutlich im Münsterland wieder. Dabei machte sich das Herannahen des Inlandeises schon frühzeitig bemerkbar. Frostsprengung, Bodenfließen und Staubsandablagerungen (Löß) waren Zeichen eines sich ständig abkühlenden Klimas. Schließlich wurde das Gebiet von der Vereisung selbst erfaßt und unter Eis und Geröll begraben.

Eisablagerungen – was das Inlandeis mitgebracht hat

Augenfälligste Erscheinungen der saalezeitlichen Eisvorstöße sind die Moränen. Sie wurden beim Rückzug des Gletschers als Ausschmelzprodukt an dessen Basis oder Stirn zurückgelassen. Die teils zusammenhängend, teils inselartig erhaltene Grundmoräne besteht aus einem bis zu 20 m mächtigen steifen, grauen, grünlichgrauen oder dunkelgrauen schluffigen Ton bis sandig-tonigem Schluff (Geschiebemergel oder -lehm) mit darin eingelagerten Geschieben aus Kristallin- oder Sedimentgestein. Horizontale wie vertikale Änderungen bei der Geschiebezusammensetzung sind auf die unterschiedlichen Entstehungsbereiche und Wege des skandinavischen Inlandeises zurückzuführen. Aufgrund dieser unterschiedlichen Fracht sind Geschiebegemeinschaften mit hauptsächlich südschwedischer, mittelschwedischer und ostfennoskandischer Herkunft zu unterscheiden, die hinsicht-



Abb. 24

Wallartige Geschiebeanreicherung des ehemaligen Eisrandes am Haarstrang bei Billmerich

Abb. 25

Gestauchter Vorschütsand und Beckenton an der Basis der Grundmoräne bei Delbrück

lich ihrer Zusammensetzung eine enge Verbindung zu den aus Norddeutschland oder den Niederlanden her bekannten Moränengruppen erkennen lassen. Häufig ist die Geschiebeführung der Grundmoräne von den in der Nähe ihres Ablagerungsorts anstehenden Gesteinen des Untergrundes stark geprägt. Man spricht dann von einer Lokalmoräne.

Der äußere Rand des jeweiligen Inlandeisorstößes wird im Münsterland und den angrenzenden Mittelgebirgen in der Regel durch eine Blockpackung oder wallartige Anreicherung von Findlingen markiert (Abb. 24). Größere Endmoränenwälle mit Aufschuppungen des Untergrundes, wie sie weiter westlich vom Niederrhein her bekannt sind, fehlen allerdings. Meist sind nur kleinere Stauchungen (Abb. 25), Abscherungen (Abb. 26), Verschuppungen oder Wellungen und Aufpressungen wahrzunehmen. Vermutlich ist das Inlandeis im durch Eisriegel nach Westen abgesperrten Münsterländer Becken vielfach in flachen Eisstauseen aufgeschwommen, so daß keine unmittelbare Berührung mit dem Untergrund bestand. Auch ein Wasserfilm, der häufig infolge der hohen Auflast an der Basis einer Eismasse auftritt, mag zu dem stellenweise geringen Einfluß auf den Untergrund geführt haben.

In Eisrandnähe sind am Nordrand des Münsterlandes unter Eisbedeckung die sogenannten Drumlins entstanden – längliche, schildbuckelartige Erhebungen aus Moränenmaterial, die parallel zur Eisbewegungsrichtung angeordnet sind. Ihre Anordnung ist auf die schürfende Kraft des von Südwesten gegen den Kamm des Teutoburger Waldes vorrückenden Emslandgletschers 1 zurückzuführen, wo-



bei insbesondere die vor den Gebirgsdurchlässen (z. B. Dörenschlucht, Pforte von Borgholzhausen) liegenden Sandmassen eine Rolle spielten (z. B. Friedrichsdorfer Drumlinfeld).

Nach dem vollständigen Eisrückzug unterlag die Moränenlandschaft im Münsterland der Verwitterung und Abtragung. Als Hinweise auf die Vereisung sind häufig nur noch reliktiertartig steiniger Geschiebesand, Steinsohlen mit Windkantern oder



Abb. 26

Gefaltete und zerscherte Grundmoräne südlich von Coesfeld

größere Findlinge anzutreffen. Besonders große Exemplare haben überregionale Bekanntheit erlangt, zum Beispiel „David und Goliath“ aus dem Raum Glandorf – mit zusammen 70 t Gewicht das ursprünglich größte Einzelgeschiebe des Münsterlandes –, das sogenannte Holtwicker Ei oder der etwa 50 t schwere Gronauer Findling (Abb. 27). Weitere Auswirkungen des eiszeitlichen Klimas lassen sich in Form von Eiskeilen, Würgeböden und Fließerden nachweisen.

Schmelzwässer hinterließen vor der Gletscherstirn ihre Sedimentfracht

Die an der Front des vorrückenden Inlandeises teilweise mit hohem Druck aus dem Eis austretenden Schmelzwässer suchten sich vor der Eisfront einen Weg und füllten die vorhandenen Hohlformen mit zum Teil groben Vorschüttssanden aus. Große Mengen dieser Sedimentfracht sind vor allem im nordöstlichen Münsterland entlang des Teutoburger Waldes erhalten geblieben. Sie wurde durch die Schmelzwässer des Osnabrücker sowie der östlich davon gelegenen Porta- und Aue-Hunte-Gletscher durch die verschie-

denen, den Gebirgsriegel des Osnings querenden Täler in das Münsterland transportiert. Im Laufe der Zeit wurde ein großer Teil des Münsterlandes von diesen Vorschüttssanden überdeckt und die Landschaft um ca. 10 – 30 m aufgehöhht.

Beim Rückzug des Eises wurden zum Teil mächtige Nachschüttssande abgesetzt, die den stillstehenden oder oszillierenden Eisrand in mehr oder weniger breiter Ausdehnung in Form eines Sanders begleiten. Ein klassisches Beispiel ist der Schüttungskörper des Senne-Sanders am Abhang von Teutoburger Wald und Eggegebirge, dessen Sande von den Teilgletschern des Porta- und Aue-Hunte-Gletschers wie die Vorschüttssande über die Quertäler des Osnings in die Westfälische Bucht gelangten. Mit ihrer lang durchhaltenden Parallelschichtung ähneln diese Schmelzwassersedimente einer Kame-Terrasse, die vermutlich gegen einen Toteisriegel geschüttet wurde. Ihre Lage auf den Grundmoränenresten der verschiedenen Emslandgletscher zeigt, daß sie beim Eisrückzug entstanden sind. Kieslagen und Kiesnester in Gebirgsnähe lassen sich als eingelagerte Fließerden deuten.

Abb. 27 Der große Stein in Gronau



In Eisstauseen setzten sich Ton und Schluff in feinem Wechsel ab

Flossen die Schmelzwässer des vorrückenden Eises nach dem Absetzen ihrer Fracht dem natürlichen Gefälle folgend zunächst noch ungehindert nach Westen ab, so änderte sich das Bild im weiteren Verlauf der Vereisung bald ganz wesentlich. Nach Umgehen des Teutoburger Waldes bei Rheine waren die Inlandeismassen im Westen entlang des Rheins weit nach Süden vorgestoßen und versperrten zunehmend die Abflüsse von Schmelz- und Flußwässern zum Rhein und ins Emsland.

Vor dem Gletscher stauten sich die Wässer auf und bildeten wassererfüllte Rinnen, Tümpel und größere Eisstauseen, die sich vor der Stirn des Inlandeises bis zum Hangfuß der Mittelgebirge erstreckten. Typisches Kennzeichen dieses Milieus sind feinkörnige Beckenablagerungen mit einer zum Teil rhythmischen Wechsellagerung toniger, schluffiger und sandiger Sedimente. Durch die größeren Wassermengen im Sommer wurden helle, sandreiche Lagen, bei zurückgehender Wassermenge und damit kleineren Fließgeschwindigkeiten im Winter dunkle, feinkörnige Lagen aus Schluff und Ton sedimentiert.

Eisstruktur und Untergrundrelief bestimmten die Abflußwege der Schmelzwässer unter dem Inlandeis

Mit fortschreitender Verfüllung der Westfälischen Bucht wurden die Eisstauseen zunehmend nach Osten zurückgedrängt und eingeengt. Ihr Wasserspiegel wurde dabei im Gebiet des Weserberglandes, der Paderborner Hochfläche und des Haarstrangs bis über 200 m NN hochgestaut. Vermutlich war das Eis am Südrand noch mindestens 130 – 170 m dick. In dieser Phase flossen die Schmelzwässer längs des Eisrandes und an der Eisbasis ab. Im Norden – vor dem Kamm des Teutoburger Waldes und des Eggegebirges – flossen sie von Nordwesten

nach Südosten, im Süden – entlang der Paderborner Hochfläche und des Haarstrangs – von Ost nach West, wobei sie teilweise über die Talungen des Haarstrangs hinweg auch Anschluß an das Ruhrtal fanden.

Neben dem Relief des Untergrundes haben auch das Kluft- und Spaltennetz sowie das subglaziale Rinnensystem im Eis das Abflußgeschehen und die Abflußrichtung bestimmt. Im geklüfteten Eis folgten die Schmelzwässer dem vorhandenen Spaltensystem, das entsprechend dem ehemals wirksamen Kräftefeld hauptsächlich parallel oder senkrecht zur Eisschubrichtung angeordnet war. Unter dem Gletscher sammelten sich die unter hydrostatischem Druck stehenden Schmelzwässer in subglazialen Rinnen oder Tunneltälern, die den Längsspalten folgten und sich mehr oder weniger tief in den Untergrund eingeschnitten haben. Nach dem Abschmelzen des Eises blieben dort teils Rinnenseen, teils langgestreckte, flußähnlich gewundene, schmale, eisenbahndammähnlich geformte Rücken als Oser zurück. Aus den in breiteren, offenen Eisspalten fließenden Schmelzwässern entstanden die Wallformen der Kames.

Markantestes Beispiel hierfür ist der zunächst als subglazialer Os angelegte und dann zum offenen Kame weiterentwickelte Münsterländer Kiessandzug (Hauptkiessandzug), der das Münsterland von Haddorf westlich von Rheine bis zum Nordrand der Beckumer Berge auf eine Länge von ca. 80 km durchquert. Mit seinem Verlauf gibt er nach älterer Auffassung vermutlich die Fließrichtung eines aus Nordwesten in die Westfälische Bucht eingedrungenen Gletschers wieder. Nach neueren Untersuchungen, insbesondere der Geschiebeverbreitung, könnte der Kiessandzug aber auch den Grenzbereich der Emslandgletscher 1 und 3 nachzeichnen, die teils aus Nordwesten, teils aus Norden bis Nordosten kommend dort aufeinanderstießen. Hierbei war die im nordöstlichen Teil der Westfälischen Bucht mächtigere Eismasse des Emslandgletschers 1 bereits zur Ruhe gekommen

und wies den jüngeren Gletschern im bereits eisfreien Teil des zentralen Münsterlandes den Weg.

Die übrigen aus dem Münsterland bekannten Kames liegen vor allem in den randlichen Teilen der Westfälischen Bucht, und zwar im Übergangsbereich zum Weserbergland und zum Haarstrang. Sie sind meist Nordost – Südwest oder Nordwest – Südost gerichtet. Diese Formen sind sicher überwiegend als Schmelzwasserablagerungen entstanden. Jedoch können auch Aufschüttungen von Flüssen in den Tälern und sanderartige Aufschüttungen vor den Durchlässen des Teutoburger Waldes zu ihrer Entstehung beigetragen haben.

Terrassenlandschaft und Flußgeschichte

Das Münsterland wurde schon vor Hunderttausenden von Jahren durch zwei Hauptvorfluter, und zwar Vorläufer von Lippe und Ems, entwässert. Dazu kamen wie heute noch eine Anzahl von Bächen und weiteren Flüssen. Aber auch zwischen den heute selbständig verlaufenden Bächen und Flüssen bestanden in früheren Zeiten oft Verbindungen, die auf sich ändernde klimatische und tektonische Verhältnisse (z. B. Vereisung, Heraushebung des Sauerlands) zurückzuführen sind. Im folgenden wird deshalb die geschichtliche Entwicklung jedes einzelnen Gewässers nicht isoliert, sondern als Bestandteil der Flußgeschichte in einem bestimmten Zeitabschnitt des Quartärs beschrieben.

Der Einfluß der Klimaverhältnisse auf Sedimentation und Abtragung

Die Bach- und Flußtäler im Münsterland entstanden bevorzugt in den wärmeren Phasen des Quartärs. Dabei bildeten sich in den Niederungen meist breite, eingetieft Talauen; denn dort mäandrierten

die Abflüsse stark und konnten somit die schon abgelagerten Lockergesteine und die unterlagernden weichen Mergelsteine aus der Kreide-Zeit relativ leicht flächenhaft abtragen. Die Einebnungsflächen außerhalb der Täler entstanden im kaltzeitlichen Klima. Unter der Wechselwirkung von Auftauen und Gefrieren des Oberbodens wurden Boden und Gesteinschutt auch bei geringem Gefälle durch Bodenfließen weitflächig verlagert. Solche kaltzeitlich entstandenen Verebnungen sind aus dem Münsterland als großflächige Einebnungsniveaus bekannt, ohne daß sie im einzelnen bekannten Flüssen zuzuordnen wären.

Die weiten Flußterrassen des Münsterlandes, die häufig keine unmittelbare Beziehung zu dem Verlauf heutiger Bäche und Flüsse zeigen, da sich deren Verlauf ständig änderte, entstanden in einem feuchtkalten, subarktischen Klima mit jährlichem Tauwetter. Frostsprengung setzte die Festgesteine in verstärktem Maße. Das Materialangebot war sehr groß, zumal die tiefgründig aufgelockerten Gesteine in einer Landschaft mit lückenhafter Vegetationsdecke leicht erodierbar waren. Die Schneeschmelze im Frühsommer verursachte Hochwasserwellen mit hoher Sedimentfracht. In den gebirgigen Randhöhen des Münsterlandes, wo sich die Abflüsse durch enge Täler zwängten, führte dies bei großen Strömungsgeschwindigkeiten zu einer starken Eintiefung der Täler, während in den Niederungen verwilderte Fließsysteme mit ständig wechselnden Stromrinnen großflächig ihre Sedimente aufschütteten.

Im trockenkalten arktischen Klima besaßen die Flüsse des Münsterlandes aufgrund der meist kleinen Abflußrate nur eine geringe Transportkraft. Vorwiegend feinkörnige Sedimente – meist von Bächen und Flüssen verfrachtete Windablagerungen wie Löß und Flugsand – wurden als Hochflutablagerungen während episodischer Hochwässer abgesetzt. Außerhalb der ständig fließenden Gewässer füllten Verschwemmungsablagerun-

gen und Windablagerungen die Niederungen auf und glichen vielfach die Reliefunterschiede aus. Vor allem im Hangbereich der Mittelgebirge, die das Münsterland umrahmen, wurden Fließerden sedimentiert, die sich im Übergang zu den Niederungen mit den Ablagerungen der Flüsse verzahnen.

Die Abfolge der Flußterrassen entschlüsselt die Flußgeschichte

Mehr oder weniger synchron mit den klimatischen Veränderungen vollzogen sich Aufschotterung, Eintiefung und Talbildung für alle Gewässer des Münsterlandes, so daß sich die Niveaus der Flußterrassen über die Einzugsgebiete der Flüsse hinweg verbinden lassen. Terrassen, die nach ihrer morphologischen Position miteinander verglichen werden, werden als Obere, Mittlere und Untere Terrasse bezeichnet. Wenn man die Altersbeziehungen verdeutlichen will, spricht man von Älteren und Jüngeren Terrassen. Flußterrassen enthalten häufig auch bestimmte geologische Merkmale, die neben den klimatischen Einflüssen auch das Einzugsgebiet eines Flusses widerspiegeln. Über die genaue Kenntnis von Höhenlage, Ausbildung und Alter der Terrassenkörper läßt sich die zum Teil komplizierte Verschachtelung der Schüttungskörper deuten und somit die Flußgeschichte der Gewässer rekonstruieren.

Ein Teil des heutigen Gewässernetzes der Westfälischen Bucht gehört zum Einzugsgebiet des Rheins. Daher ist eine Gegenüberstellung der Terrassenentwicklung Westfalens und des Niederrheins von besonderem Interesse (Tab. 3).

Ältere Hauptterrassen

Im Unterpleistozän verstärkte sich die Hebung des Rheinischen Schiefergebirges, die bereits im Jungtertiär begonnen hatte. Im Übergang zwischen Münsterland und Sauerland entwickelte sich eine flach nach Norden abtauchende Gelände-

flexur, das Gebiet des heutigen Haarstrangs und Westernhellwegs zwischen Dortmund und Mülheim an der Ruhr. Durch diese großmorphologische Veränderung der Landschaft wurde ein Teil der Bäche und Flüsse aus den bis dahin hauptsächlich nach Westen und Südwesten gerichteten Tälern nach Nordwesten in die Westfälische Bucht abgelenkt.

So ergab sich im östlichen Sauerland ab dem Altquartär eine Aufgliederung in das nach Westen ausgerichtete Abflußsystem von Möhne und Ruhr und das Abflußsystem der Alme, die nach Norden in die Westfälische Bucht floß. Die zugehörigen Ablagerungen von Möhne und Ruhr sind als Höhenterrassen (Hösel-Terrassen) oder Ältere Hauptterrassen bekannt. Bei der lockeren Bestreuung mit Geröllen aus paläozoischen Gesteinen auf den Höhen des Haarstrangs handelt es sich vermutlich um aufgearbeitete Flußsedimente tertiärzeitlicher (pliozäner) Bäche oder Flüsse. Die Schotterstreu des Sintfeldes im Süden der Paderborner Hochfläche mit paläozoischen Geröllen ist vermutlich ebenfalls als Rest einer Höhenterrasse oder Älteren Hauptterrasse, und zwar der Äfte, einem Nebenfluß der Alme, anzusehen.

Nach den wenigen isolierten Vorkommen der Älteren Hauptterrassen kann allerdings ihre ehemalige Verbreitung im Münsterland nicht rekonstruiert werden. Relikte aus dieser Zeit sind im zentralen Münsterland eventuell die Beckumer Berge, die Hohe Mark und die Baumberge als isolierte Zeugenberge aus Kreide-Gesteinen.

Jüngere Hauptterrassen (Untere und Obere Hauptterrasse)

Die Niederrheinische Bucht blieb im Unterpleistozän hinter der kräftigen Hebung des Rheinischen Schiefergebirges zurück. Für die Ruhr bedeutete dies eine allmähliche Absenkung der Erosionsbasis beim Eintritt in das Rheintal, und die Flüsse im Einzugsgebiet der Ruhr begannen sich einzuschneiden. Der Haarstrang ent-

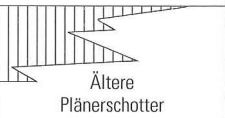
Tabelle 3
Flußablagerungen am Niederrhein und in Westfalen

Jahre vor heute	überregionale Gliederung			Niederrhein	Ruhr, Emscher		
13 000	Oberpleistozän	Weichsel- Kaltzeit	Spätglazial	Hochflutablagerungen Jüngere Niederterrasse	Jüngere Sand-Folge Feinsand-Schluff-Folge		
			Hochglazial	Ältere Niederterrasse	Ältere Niederterrasse	Ältere Sand-Folge Sand-Schluff-Folge	
			Frühglazial			Kies-Sand-Folge	
110 000	Eem-Warmzeit			Schichten von Weeze	„Torf-Schichten“		
127 000	Mittelpleistozän	Saale-Kaltzeit	Warthe-Stadium	Untere Mittelterrasse 4 (Krefelder Mittelterrasse)			
Wärmeschwankung			Vorselaer-Schichten				
Drenthe-Stadium			Untere Mittelterrasse 3				
			Ablagerungen des 2. Inlandeisorstoßes	Ablagerungen der Inlandvereisung			
			Jüngere Untere Mittelterrasse 2				
			Ablagerungen des 1. Inlandeisorstoßes				
			245 000	Ältere Untere Mittelterrasse 2	Untere Mittelterrasse		
330 000			Holstein-Warmzeit		Holstein-Schichten	Holstein-Schichten	
			Elster-Kaltzeit		Untere Mittelterrasse 1		
					Römerhof-Schichten		
	Mittlere Mittelterrasse						
	Obere Mittelterrassen	Obere Mittelterrasse					
790 000	Cromer-Komplex bis Eburon-Kaltzeit		Jüngere Hauptterrassen	Jüngere Hauptterrassen			
2,4 Mio.	Unter- pleistozän	Tegelen-Komplex bis Prätegelen		Tegelen-Schichten	Drüfel-Terrasse Hösel-Terrassen		
				Ältere Hauptterrassen			

wickelte sich zu einer Wasserscheide zwischen dem Mittellauf der Ruhr und dem Verlauf einer alten Lippe. Zuerst floß die Ruhr noch zwischen Witten und Bochum nach Norden, wie die Verbreitung der Oberen Hauptterrasse der Ruhr zeigt. Ab Ende der jüngeren Hauptterrassenzeit wurden die Niederrheinische Bucht und die benachbarten Gebiete des westlichen Münsterlandes mit einer nach Nordwesten gerichteten Kippbewegung in die verstärkte Hebung des Rheinischen Schiefergebirges einbezogen. Der Rhein wurde dabei nach Westen abgedrängt und

begann sich in ein tiefer liegendes Tal-niveau einzuschneiden. Die Ruhr folgte der Verlagerung des Rheins. Ihr Unterlauf bog ab Bochum nach Westen um und nahm weitgehend den heutigen Verlauf an. Aus dieser Zeit stammen die Ablagerungen der Unteren Hauptterrasse der Ruhr. Nach der Verbreitung und Geröllzusammensetzung der Ablagerungen der Jüngeren Hauptterrassen im Übergang zwischen Rheinland und westlichen Münsterland haben Ruhr und Rhein einen ineinander übergehenden, großräumigen Schuttfächer abgelagert.

Tabelle 3
(Fortsetzung)

Münsterland		Paderborner Hochfläche
Untere Niederterrasse Uferwall		Hochflutablagerungen
Oberer Niederterrasse	Talsand Älteste <i>Dryas</i> -Schichten Schluff-Folge Sand-Schluff-Wechselfolge Knochenkies	Niederterrasse („Jüngere Plänerschotter“)
Bodenbildung?		Bodenbildung?
Jüngere Mittelterrassen („Einebnungsniveaus“)		Jüngere Untere Mittelterrassen
Ablagerungen der Inlandvereisung		Ablagerungen der Inlandvereisung
Ältere Mittelterrassen	Oberer Schneckensand	Ältere Untere Mittelterrassen
	Unterer Schneckensand	
	 Ältere Plänerschotter	
		Oberer Mittelterrassen
		Oberer Terrasse der Beke, Schotterstreu des Sintfeldes

Für die flußgeschichtliche Entwicklung im zentralen und östlichen Münsterland gibt es aufgrund von jüngeren Abtragungs- und Umlagerungsvorgängen nur wenige Belege.

Ältere Mittelterrassen

Ab der Elster-Kaltzeit, als die aus Norden vorrückende Inlandeismasse bis in das Weserbergland, aber auch in das südliche Emsland und in die Niederlande vorstieß, wurden die Älteren (Oberen)

Mittelterrassen abgesetzt. Ablagerungen aus den Schmelzwässern des relativ nahen Gletscherrandes (Vorschütt- oder Nachschüttsande) sind aus dem Münsterland nicht bekannt. Das Niveau der Oberen Mittelterrasse entlang von Ruhr und Möhne, die als Rest einer schmalen Hangterrasse erhalten ist, liegt schon deutlich unterhalb der tertiären Rumpfflächen. Im östlichen Sauerland mit der vorgelagerten Paderborner Hochfläche entstand entlang den Gebirgstälern der nach Norden gerichteten Flüsse wie Alme und Afte ebenfalls ein schmales Hangterrassenniveau. Im Unterhangbereich des östlichen Haarstrangs und in der Niederung der südöstlichen Westfälischen Bucht lagerten die alte Alme und ihre Zuflüsse hingegen einen breiten Schuttfächer ab, der vorwiegend aus Kreide-Gesteinen mit einem geringen Anteil an Geröllen aus dem Sauerland und dem Eggegebirge besteht (Ältere Plänerschotter).

Ein Abfluß aus dem Quellgebiet der heutigen Lippe mündete als kurzer Zufluß in die elsterzeitliche Alme, die zur damaligen Zeit vermutlich quer durch das Münsterland nach Nordwesten verlief. Plänerschotter des alten Schuttfächers sind – zumeist in aufgearbeiteter Form – zumindestens noch bis in den Raum Wiedenbrück nachgewiesen worden. Das elsterzeitliche Abflußsystem der Lippe hatte wahrscheinlich westlich einer Wasserscheide zwischen Haarstrang und Bekumer Bergen seinen Ursprung und war wie heute nach Westen auf den Rhein ausgerichtet. Diese Abtrennung der Lippe von ihrem heutigen Quellgebiet blieb bis in die späte Weichsel-Kaltzeit erhalten.

In der Holstein-Warmzeit waren die Hochlagen des zentralen und westlichen Münsterlandes und die Mittelgebirgsumrahmung der Westfälischen Bucht gegenüber den Niederungen deutlicher als heute sichtbar herausmodelliert. Die Abflußrichtungen in der Westfälischen Bucht ähnelten den heutigen. In das Kernmünsterland und das umrahmende Gebirge wurden teilweise enge Bach- und Flußrinnen eingeschnitten, die nachträglich je nach Sedimentliefergebiet mit kiesigen

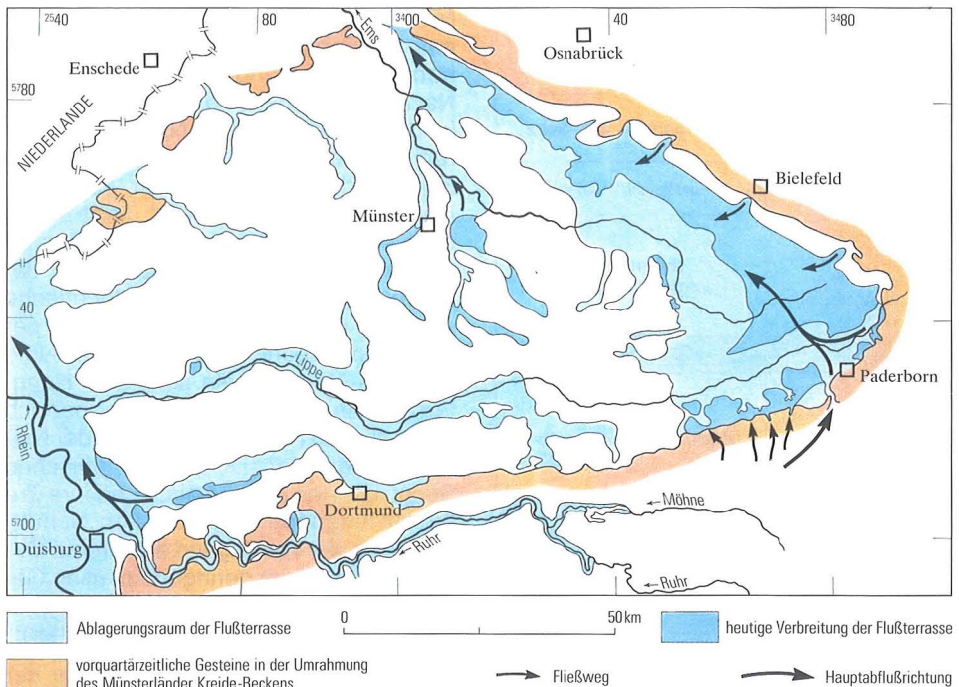


Abb. 28 Die Flußsysteme in der frühen Saale-Kaltzeit

und sandigen oder schluffigen bis tonigen Ablagerungen aufgefüllt wurden (Unterer Schneckensand; vgl. Abb. 31). Auch die holsteinzeitlichen Flußablagerungen am Unterlauf von Lippe und Emscher sind tief eingesenkt, da deren Basisniveau von dem damaligen Rheinniveau bestimmt wurde. Im östlichen Münsterland hingegen schufen die Bäche und Flüsse nur flache Rinnen. In solchen Rinnen ist der Untere Schneckensand örtlich von der nachfolgenden Abtragung und Umlagerung der Sedimente verschont geblieben. Aus seinen isolierten Vorkommen ist kein zusammenhängendes Abflußsystem rekonstruierbar. Erst im Gebiet zwischen Bevergern und Lengerich sind die holsteinzeitlichen Rinnen stärker eingetieft und nehmen somit deutlichere Talformen an. Dies zeigt am besten die Vorosning-Rinne, die entlang der Münsterlandseite des Osnings (Teutoburger Wald) verläuft. Nach der Herkunft spezieller Flußgerölle in der Rinnenfüllung (Lydite des Sauerlan-

des, Unterkreide-Sandsteine des Eggegebirges) war die Vorosning-Rinne vermutlich ein Teilabschnitt des Tals der holsteinzeitlichen Alme, die bei Bevergern in das Emsland mündete.

In der frühen Saale-Kaltzeit (Drenthe-Stadium) wuchs erneut eine Inlandeismasse über Skandinavien auf, die allmählich nach Süden vorrückte. Mit der zunehmenden Abkühlung des mitteleuropäischen Raums im südlichen Vorfeld der Eismassen veränderte sich die Ausbildung der Sedimente. Anfänglich wurde bei noch reichlicher Wasserführung ein unterer Abschnitt des Oberen Schneckensands als gröberkörnige Bach- und Flußablagerungen abgesetzt. Danach folgte der obere Abschnitt des Oberen Schneckensands, ein Schichtenabschnitt aus feinkörnigen Hochflut- und Verschwemmungsablagerungen, die vermutlich einen hohen Anteil an äolischem Material enthalten. Im Bereich des Hellwegs wurde dieser Schichtenabschnitt früher als „Älterer Löß“ bezeichnet.

Infolge der anhaltenden Hebung des Rheinischen Schiefergebirges vertieften sich das Ruhrtal und seine Seitentäler weiter. Entlang des Haarstrangs wurden die Älteren Plänerschotter hangaufwärts rückschreitend weiter erodiert. Die Niederungen des östlichen Münsterlandes waren ein weites Sedimentationsbecken, in das die Bäche und Flüsse von den Randhöhen ihre Sedimente hineinschütteten und das in der Holstein-Warmzeit tiefer gelegte Geländeniveau aufhölzten. Der Obere Schneckensand des östlichen Münsterlandes ist als ein großräumiger Sedimentkörper unter jüngeren Ablagerungen vom Raum Paderborn bis nach Bevergern nachzuweisen. Auch in den während der Holstein-Warmzeit tief eingeschnittenen Flußtälern wie der Angel und Werse südlich von Münster ist er in Bohrungen angetroffen worden. Vor allem in der Nähe der Mittelgebirge sind im Unteren und Oberen Schneckensand häufig Bänke und Linsen von Plänerkiesen eingelagert.

Am Unterlauf von Lippe und Emscher sind Terrassenablagerungen aus der frühen Saale-Kaltzeit erhalten (Abb. 28). Sie werden dort als Untere Mittelterrassen bezeichnet. Im Alme- und Beketal werden die gleichalten Terrassen Ältere Untere Mittelterrassen genannt.

Die Abflußverhältnisse während der Saale-Vereisung

Die nach Süden vorrückende Inland-eismasse der Saale-Kaltzeit sperrte in einem Eishaltstadium entlang des Wiehengebirges den Weserabfluß durch die Porta Westfalica ab und lenkte den Fluß nach Westen durch das weite Längstal des Osnabrücker Berglandes, die Else-Hase-Niederung. Eine Teilmasse des Eises umfloß die Mittelgebirgsschwelle des Osnabrücker Berglandes, bog im Raum Rheine nach Südwesten in das Niederrheingebiet um und drängte den Rhein nach Westen ab. Das Weserwasser floß zuerst unmittelbar in den Rhein. Mit dem weiteren Vorstoß des Eises ins

nordwestliche Münsterland wurde das Wasser vermutlich kurzzeitig im Gebiet von Rheine und Bevergern in die noch eisfreie Westfälische Bucht umgelenkt. Ein nach Osten in das Längstal des Teutoburger Waldes vorrückender Gletscherstrom sperrte jedoch bald diese Abflüsse ab. Nördlich des Osnings wurde dadurch ein großer See hochgestaut, der mit zunehmender Ausdehnung des Eises erst über die westlichen, später auch über die östlichen Paßhöhen des Teutoburger Waldes in die Westfälische Bucht ausfloß.

Das vorrückende Inlandeis veränderte die Abflußverhältnisse im Münsterland grundlegend. Zunächst flossen die Schmelzwässer und das Weserwasser von Nordwesten nach Südosten entlang der Münsterlandseite des Teutoburger Waldes ab. Später strömten vor allem aus dem nach Ostwestfalen abgedrängten Eisstausee der Weser über die Durchbruchstäler des östlichen Teutoburger Waldes große Wassermengen, beladen mit Schmelzwassersanden, direkt in das östliche Münsterland und schütteten im Sennegebiet Sander bis zu 30 m Mächtigkeit auf.

Ein Beispiel für die Ablagerungsverhältnisse der Vorschüttsande im Kernmünsterland sind die Flußtalprofile von Angel und Werse südlich von Münster. Dort füllten die Schmelzwassersande entgegen der alten, nach Norden gerichteten Abflußrichtung dieser Flüsse erst die etwa 4 m eingetieften Täler über Ablagerungen der Älteren Mittelterrasse auf, bevor sie breitflächig das Umland aus Festgesteinen der Kreide überschütteten. Im südöstlichen Münsterland zeigen die Schmelzwassersande im Delbrücker Rücken, im Hangfußbereich des Haarstrangs und in den alten Tälern der Beckumer Berge, daß ihr dortiges Aufschüttungsniveau etwa bis +100 m NN reichte.

Während der vollständigen Vereisung der Westfälischen Bucht flossen die Schmelzwässer aus dem Münsterland weitgehend in subglaziales Schmelzwasserrinnen entlang des Lippetals in das eisfreie südliche Niederrheingebiet ab und

traten zum Teil auch in das Ruhrtal über. Im südöstlichen Münsterland wurde der bisherige Abfluß der Alme nach Nordwesten in die Westfälische Bucht unterbrochen und die Gewässer zusammen mit den Schmelzwässern vor dem Eisrand nach Westen gelenkt. Vor dem Eis entstanden des weiteren große Eisstauseen, deren Lage und Stauniveau vom jeweiligen Vergletscherungsstadium abhingen. In den Eisstauseen setzten sich feinkörnige Beckenablagerungen („Bändertone“) ab, bevor die Seen vom vorrückenden Eis verdrängt wurden. Bei vollständigen Profilen glazigener Ablagerungen zeigt sich daher eine typische dreiteilige Abfolge, die von unten nach oben aus Vorschüttssand, Beckenablagerung und Grundmoräne besteht.

Jüngere Mittelterrassen

Mit dem Abtauen des Inlandeises setzten im Wechsel wärmerer und kälterer Klimaabschnitte der späten Saale-Kaltzeit weitere großräumige Veränderungen der Landschaft in der Westfälischen Bucht ein. Während der Rhein im Warthe-Stadium den großen Terrassenkörper der Unteren Mittelterrasse 4 (Krefelder Mittelterrasse; Tab. 3) ablagerte, sind aus dem Münsterland vorrangig Abtragungsvorgänge bekannt, die meist nicht mit heutigen Flüssen in Verbindung gebracht werden können. Nur örtlich entstanden Terrassenkörper einer Jüngeren Mittelterrasse wie entlang dem unteren Almetal.

Vor allem das Sandergebiet der Senne zeigt weitflächige, mehrfach abgestufte Einebnungsniveaus, die häufig an die großen Durchbruchstäler des Teutoburger Waldes anschließen. Im Vorland dieser Einebnungsniveaus, im Grenzgebiet zur tieferliegenden Niederterrassenlandschaft, ragen plateauartige Inselberge heraus, die als Zeugen dieser spätsaalezeitlichen Landschaftsgestaltung gedeutet werden können. Die abgetreppten Hängeleisten und Verebnungen der Grundmoräne am Haarstrang und die ebenen Flächen mit aufgearbeiteter, teilweise umgelagerter

Grundmoräne im zentralen und westlichen Münsterland sind vermutlich ebenfalls während dieser Einebnungsphasen entstanden. Insgesamt scheint im Münsterland eine bedeutende Materialverlagerung im periglazialen Klima der ausgehenden Saale-Kaltzeit stattgefunden zu haben.

Flußsysteme in der Eem-Warmzeit

Vor allem in der Eem-Warmzeit wurden bei kräftiger Tiefenerosion die alten, meist unter Vorschüttssanden und einer Grundmoränendecke begrabenen Bach- und Flußtäler des Münsterlandes vielfach wieder freigelegt. Hierbei ergab sich weitgehend wieder das Abflußbild, wie es vor der Inlandvereisung bestanden hatte. Durch eine verstärkte Eintiefung ihres Oberlaufs wurde die Lippe zur Vorflut der Alme. Diese ostwestfälische Ur lippe schuf sich eine Flußrinne, die westlich von Rietberg mit Erreichen des Ostrands der Bekkumer Berge nach Norden umbog und ab Wiedenbrück in die Urems einmündete. Im Gebiet von Warendorf teilt sich die eemzeitliche Urems-Rinne in einen nördlichen und einen südlichen Ast. Die südliche enge Rinne zwischen Warendorf und Telgte läßt vermuten, daß hier der Flußverlauf in einem jüngeren Abflußstadium verkürzt wurde.

Östlich von Rheine, am Rand der Westfälischen Bucht, lassen sich Lage und Niveau von eemzeitlicher „Urems-Rinne“ und holsteinzeitlicher Alme-Rinne – junge Hebungen oder Senkungen unberücksichtigt – miteinander vergleichen. Während der holsteinzeitliche Fluß mit einem Basisniveau von etwa +21 m NN einen Festgesteinsdurchbruch bei Bevergern benutzte, verlief der eemzeitliche Fluß mit einem Basisniveau von etwa +13 m NN westlich der Kreide-Rippe von Rodde.

Terrassenkörper von eemzeitlichen Bächen und Flüssen sind innerhalb der Westfälischen Bucht bisher nicht bekannt. In der Schichtenfolge der Berkel-Rinne im Raum Vreden wurden jedoch eemzeit-

liche Ablagerungen nachgewiesenen, deren Sohlfläche teilweise mehr als 25 m unter dem Gelände liegt und damit die starke Eintiefung dieser Erosionsphase zeigt. Für eine eemzeitliche Ausräumung der alten Münsterländer Flußrinnen sprechen auch Torflagen mit einem warmzeitlichen Vegetationsbild unmittelbar über saalezeitlichen Schmelzwassersanden im Raum Haltern im Bereich der westfälischen Lippe sowie die Funde eemzeitlicher Torfgerölle an der Basis der Steverrinne.

Niederterrassen

Die Ablagerung der Oberen (Älteren) Niederterrasse begann im periglazialen Klima der frühen Weichsel-Kaltzeit (Frühglazial, s. Tab. 3), als zum wiederholten Male ein Eisschild über Nordeuropa hochwuchs. Im Frühglazial wurden die eemzeitlichen Flußrinnen des Münsterlandes im wesentlichen mit umgelagerten Schmelzwassersanden der Saale-Kaltzeit angefüllt, die innerhalb der Westfälischen Bucht mit der Hauptfließrichtung nach Westen transportiert wurden. Des weiteren kann aber auch eine Materialzufuhr aus den umrahmenden Mittelgebirgen nachgewiesen werden. So lagerten Alme und obere Lippe einen Schuttfächer – überwiegend Gerölle von Kreide-Gesteinen („Jüngere Plänerschotter“) – ab, der innerhalb der vorherrschend sandigen Abfolge gut zu erkennen ist. Auch die tiefen Abschnitte in den Rinnenfüllungen des Hellwegtals von Soest bis Unna besitzen einen hohen Anteil an Plänerkiesen, die aus den südlich angrenzenden Gebieten mit Kreide-Kalkstein angeliefert worden waren.

Der älteste, teilweise kiesige Schichtenabschnitt der Oberen (Älteren) Niederterrasse von Lippe und Ems wird Kies-Sand-Folge oder Knochenkies genannt, da in ihm häufig Knochenreste von Großsäugetieren wie Mammut, Wollnashorn, Moschusochse, Wildpferd, Ren und Riesenhirsch gefunden wurden. In den jüngeren Bach- und Flußablagerungen des

Frühglazials der Weichsel-Kaltzeit häufen sich schluffige Einlagerungen, die vermutlich vorrangig durch Einschwemmung von Löß entstanden sind (Sand-Schluff-Wechselfolge beziehungsweise Sand-Schluff-Folge).

Im Übergang zum Weichsel-Hochglazial führten die Flüsse des Münsterlandes nur noch periodisch größere Wassermengen. Feinkörnige Hochflutablagerungen – die Schluff-Folge der Oberen Niederterrasse – wurden in den Talauen abgesetzt. Außerhalb der Flußtäler verursachte breitflächiges Bodenfließen von wasserübersättigtem Material auf dauernd gefrorenem Untergrund eine Anhäufung von Sedimentmaterial vor den Hangfüßen und in den Senken der Niederungsgebiete. So entstanden die Fließerden und Verschwemmungsablagerungen entlang der Mittelgebirgsumrahmung der Westfälischen Bucht und der Höhen des Kernmünsterlandes, wobei teilweise ein gesondertes Einebnungsniveau mit einer Deckschicht aus Löß oder Sandlöß ausgebildet wurde (zum Beispiel im Gebiet von Lippstadt und Mastholte).

Vor etwa 14 000 Jahren wurde es im mitteleuropäischen Raum insgesamt wieder wärmer, das Spätglazial der Weichsel-Kaltzeit (s. Tab. 3) begann. In einer erst baumlosen, später locker bewaldeten Tundrenlandschaft lagerten die Flüsse bei periodisch hoher Wasserführung gewaltige Sedimentmassen um, die als Älteste *Dryas*-Schichten mit Resten von Schneckengehäusen und Pflanzen sowie torfig-humosen Bändern und als Talsand mit nur seltenen organischen Beimengungen wieder abgesetzt wurden. Im nördlichen und östlichen Vorland der Kernmünsterland-Höhen entwickelte sich ein ins Emsland abfließendes verwildertes Abflußsystem, durch das die Lockergesteine der saalezeitlichen Glaziallandschaft aus dem östlichen Münsterland großflächig abgetragen und nach Nordwesten umgelagert wurden. Hierdurch wurde das Geländeniveau im nördlichen Münsterland deutlich angehoben. Viele Bäche, die alte Täler mit steiler Gefällelinie in den Hän-

gen des Kernmünsterlandes benutzen, setzen daher heute mit flachem Gefälle ihren Lauf in der Niederterrassenebene fort. Im Westmünsterland benutzten die Abflüsse weiterhin die alten Flußtäler von Lippe und Stever. Aber auch dort hob die starke Sedimentation das Talbodenniveau in den Haupttälern an, wodurch die Wässer nunmehr auch höher gelegene, alte Trockentäler im Gebiet der Kreide-Höhen durchfließen konnten.

Im östlichen Münsterland schuf sich der Oberlauf der Lippe mit einer schmalen Flußrinne zwischen Lippstadt und Hamm-Uentrop einen Durchbruch durch die Festgesteine am Südrand der Beckumer Berge und fand Anschluß an das breitere, alte Tal der elster- und holsteinzeitlichen Lippe des südlichen Münsterlandes. Die Laufänderung war vermutlich durch die sich am Ostrand der Beckumer Berge ablagernden Fließerden bedingt. Zum anderen entstand sie durch die Umschichtung der Schmelzwassersande aus der Senne, wodurch das seit der Eem-

Warmzeit benutzte Flußtal zwischen Delbrücker Höhen und Beckumer Bergen abgeriegelt wurde (Abb. 29). Damit entwickelte sich das vom Oberlauf der Lippe getrennte Einzugsgebiet der heutigen Ems.

In einem wärmeren Klimaabschnitt des Weichsel-Spätglazials – der Alleröd-Zeit, vor etwa 11 000 bis 11 500 Jahren – entwickelten die Flüsse und Hauptbäche des Münsterlandes weitgehend ihr heutiges Abflußbild. Während die Flüsse im Westmünsterland wieder durch die älteren Talränder gelenkt wurden und eine Feinsand-Schluff-Folge mit Torflagen (Emscher, untere Lippe) absetzten, zeigten die Abflüsse in der weiten Talsandebene der Oberen Niederterrasse des östlichen und nördlichen Münsterlandes ein anderes Verhalten: Nach einer Eintiefungsphase wurden die Stromrinnen durch die Aufschüttung von Flußbett- und Hochflutablagerungen über das Niveau der Talsandebene angehoben. Es entstanden aufgehöhte Uferwälle in Überflutungs-

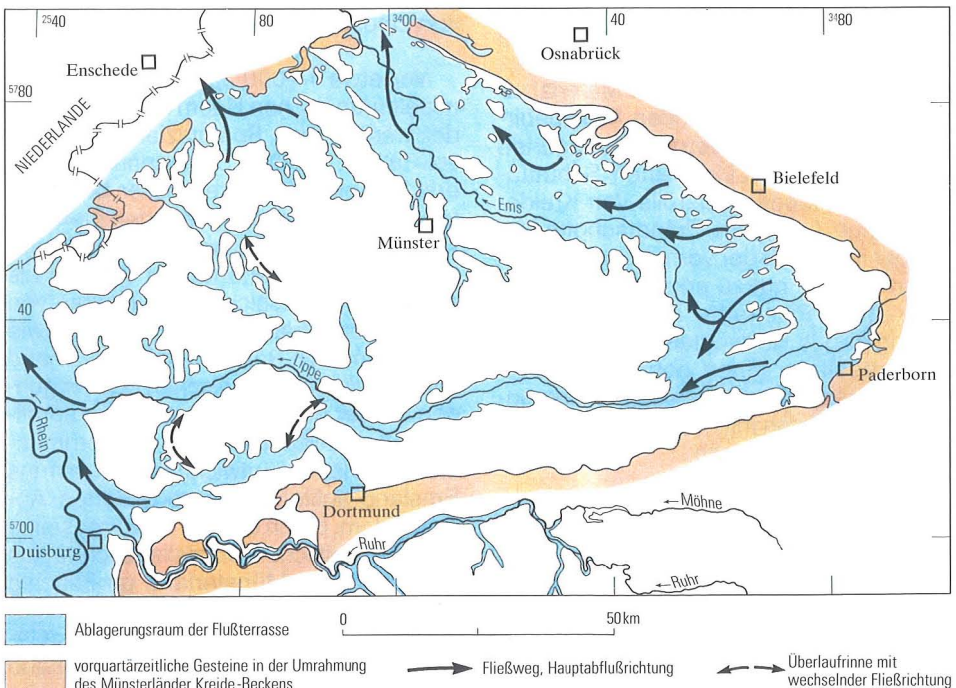


Abb. 29 Die Flußsysteme in der späten Weichsel-Kaltzeit

gebieten, die noch keine begrenzenden Talränder besaßen. Diese Uferwälle begleiteten viele Bäche und Flüsse des Münsterlandes, so zum Beispiel auch die Ems von ihrem Oberlauf bis in das Gebiet von Rheine. Solche Uferwälle entwickelten sich auch noch zur Zeit des Holozäns.

In der letzten Kältephase der Weichsel-Kaltzeit entstand erneut ein Terrassenkörper. Im Unterlauf der Westmünsterländer Flüsse wurden über der Älteren Niederterrasse die Jüngere Niederterrasse und Hochflutablagerungen abgesetzt. Im Lippe-, Emscher- und Emstal (bis nach Harsewinkel) überwog jedoch die eintiefende Erosion. Die Ems verlief in stark mäandrierenden Stromrinnen und bildete mit flächenhafter Abtragung einen breiten Talboden aus, dessen Niveau heute etwa 4 – 5 m unter der Talsandebene der Oberen Niederterrasse liegt. Diese eingetiefte Abtragungsterrasse wird dort folglich Untere Niederterrasse genannt.

Eine vergleichbare Terrassenstufe zeigen auch andere Flüsse des nordwestlichen Münsterlandes, wie zum Beispiel die Dinkel im Gebiet von Epe. Durch den stark mäandrierenden Stromverlauf wurden die Uferwälle in eine Kette isolierter Wallrücken zerlegt.

In den Flußtälern des Kernmünsterlandes – beispielsweise in den Tälern von Werse und Angel – wurde zu Zeiten breitflächiger Überschwemmungen kalkreiche Trübe (abgespülte Verwitterungsböden der Kreide-Gesteine) abgesetzt – die Wiesentonmergel. Wiesentonmergel wurden auch vor den Mündungen alter Täler in die Niederterrassenebene abgelagert, so zum Beispiel beidseitig der Altenberger Höhen und im Raum Wadersloh.

Flußsysteme des Holozäns

Mit einer deutlichen Klimaverbesserung vor etwa 10 000 Jahren setzte die Warmzeit ein, in der wir heute leben, das Holozän oder Postglazial (Tab. 4). Die Flüsse des Münsterlandes schnitten sich in mindestens drei Phasen kräftig ein.

In der ersten, der präborealen bis borealen Erosionsphase, zerschnitten die Stromrinnen die alten Mäander und zerstörten weitgehend den Talboden der Unteren Niederterrasse. Die Sedimentumlagerung und Aufschüttung des Älteren Auensandes beziehungsweise der Inselterrasse erreichte in den Hauptflüssen wie Lippe und Ems, aber auch in den größeren Nebenflüssen relativ schnell deren Oberlauf. Südlich von Rheine liegt dieses frühholozäne Talbodenniveau der Ems etwa 7 m, im Raum Westbevern noch etwa 5 m unterhalb der Talsandebene. Noch vor dem älteren Atlantikum setzte die zweite Erosionsphase ein, die den Talboden der Ems um bis zu 5 m unter ihr frühholozänes Niveau absenkte.

Ab dem mittlerem Holozän stieg infolge hoher Niederschläge der Grundwasserstand an. Gleichzeitig besaßen die Bäche und Flüsse nur noch eine geringe Abflußgeschwindigkeit und Transportkraft. Hauptsächlich im Atlantikum entstanden in den Talauen und den abgeschnürten Mäanderbögen weitflächige Niedermoores, unterlagert von Ausfällungen von Wiesenalk und Wiesenmergel des Boreals. In abflußarmen Gebieten wuchsen Hochmoore auf.

Auf das jüngere Atlantikum folgte eine dritte Erosionsphase, die die Moore in den Bach- und Flußtälern weitgehend zerstörte, gebietsweise jedoch auch Niedermoor- torfe des Atlantikums in alten Mäanderschlingen hinterließ. In den häufig breitflächigen, versumpften Talauen der Oberläufe der Bäche blieben jedoch teilweise große Mooregebiete erhalten, die von jungen Abflußrinnen durchschnitten werden (zum Beispiel Füchter Moor und Bärenbruch nördlich von Sassenberg und Weißes Venn östlich von Velen).

Der deutlichen Eintiefung folgte eine Wiederaufschüttung in den neu geschaffenen Stromrinnen. Bei ständig wechselnden, mäandrierenden Stromstrichen lagerten die Flüsse und Bäche in den Niederungen des Münsterlandes den Jüngeren Auensand ab.

Tabelle 4
Gliederung des ausgehenden Pleistozäns und des Holozäns
 (nach KLOSTERMANN 1992)

	Klimaperioden (nach BLYTT 1876, 1882; SERNANDER 1909, 1910)	Pollenzonen und Vegetationsentwicklung (nach OVERBECK 1975)		Jahre	Klimaentwicklung		Sedimente	Kulturperioden
		(FIRBAS 1949)		vor heute	vor und nach Chr. Geb.	Temp. Juli-Mittel (VAN DER HAMMEN et al. 1967)		
Holozän	Postglazial	IX	XII anthropogen beeinflusste Wälder, Kulturlandschaften, Heiden	1850	1850			Neuzeit
			XI Buchenzeit	1000	1000			Mittelalter
			X Eichen-Buchen-Zeit	2000	Christi Geburt 0			Römische Kaiserzeit
				3000				Eisenzeit
	Subboreal (Späte Wärmezeit)	VIII	IX Eichen-Hasel-Zeit	4000				Bronzezeit
	Atlantikum (Mittlere Wärmezeit)	VII	VIIIb Eichen-Linden-Phase	5000				Neolithikum
			VIIIa Eichenmischwald-Hasel-Zeit (mit Erlenbruchwäldern)	6000				
		VI	VIIIa Ulmen-Linden-Phase	7000				Meso-lithikum
	Boreal (Frühe Wärmezeit)	V	VII Hasel-Eichenmischwald-(Kiefern-)Zeit	8000				
	Präboreal (Vorwämezeit)	IV	VI Kiefern-Hasel-Zeit	9000				
Pleistozän	Spätglazial	III	IV Jüngere Parktundrenzeit	10000				Jungpaläolithikum (Magdalenien)
			IIIb kiefernreiche Waldzeit	11000				
			IIIa birkenreiche	12000				
		II	IIb Ältere Parktundrenzeit	13000				
			IIa Birken-Parktundren-Zeit	14000				
	Hochglazial	Ia	Ic baumlose Tundrenzeit	15000				
			Ia Frostschnitt-Tundra	15000				

Der Mensch greift in den Wasserhaushalt ein – die Veränderungen der natürlichen Abflußverhältnisse

Etwa vom 3. vorchristlichen Jahrtausend an begann die Einwirkung des Menschen auf die Landschaft (s. Tab. 5). An die Waldrodungsphasen schloß sich der Ackerbau an, wodurch der Boden großräumig für einen Flächenabtrag durch Wasser und Wind freigelegt wurde. Die feinkörnigen Bestandteile des Kulturbodens wurden bis in die Neuzeit in die Oberflächengewässer eingespült und überlagerten bei Hochwasser die sandigen Auenablagerungen mit einer geringmächtigen Deckschicht aus Auenlehm.

Ab dem frühen Mittelalter wurde im Münsterland mit der Regulierung oder Neuanlage kleinerer Gerinne begonnen. An den Bächen entstand eine Kette von Wassermühlen mit Stauwehren („Mühlendämme“) und Wassergräben mit künstlichen Zuflüssen („Gräften“) wurden zum Schutz vieler Burgen und Herrnsitze („Häuser“) angelegt. Bis Ende des 19. Jahrhunderts waren die meisten größeren Moorgebiete durch Torfstich für Hausbrandzwecke bis auf Restflächen zerstört. Hierzu wurde das Grundwasser in den Niedermoorflächen der Talauen mit einem abbaubegleitenden Netz flacher Dränagen abgesenkt.

In den 80er Jahren des letzten Jahrhunderts begann der Ausbau der großen Schifffahrtskanäle des Münsterlandes. Zur Speisung dieser Wasserstraßen werden große Abflußmengen aus den Flüssen umgelenkt. So wird der Lippe bei Hamm etwa 280 Mio. m³ Wasser pro Jahr entzogen, das hauptsächlich in den Dortmund-Ems-Kanal geleitet wird.

Seit den 30er Jahren unseres Jahrhunderts wurden zum Hochwasserschutz die größeren Flüsse wie Lippe, Ems, Bever und Hessel reguliert. Damit die Flüsse die Wassermenge der Hochflutwellen aufnehmen können, wurden ihre Strombetten begradigt, verbreitert und vertieft. Im Zuge einer umfangreichen Materialver-

gerung wurden viele Talrandböschungen abgestochen („Wiesenbrechen“), Mäanderbögen durch Anschüttungen abgeriegelt und die Talauen durch Auffüllung von Altwasserarmen und Senken häufig eingeebnet und aufgehöhht. Als Schüttgut dienten oft die Flußbegleiddünen und Uferwälle.

Nach dem 2. Weltkrieg begann die systematische Eindeichung von Ems und Lippe. Damit wurden die Hochflutgebiete weiter verkleinert. Das Ziel des wasserwirtschaftlichen Ausbaus änderte sich ab der 2. Hälfte unseres Jahrhunderts. Während die ersten großen Eindeichungen noch vorrangig dem Schutz der flußbegleitenden Besiedlung vor natürlichen Überschwemmungen dienten, mußten nunmehr auch wasserwirtschaftliche Maßnahmen im Vorgriff auf die Nordwanderung des Bergbaus getroffen werden; denn die kontrollierte Bergsenkung durch den Kohlenabbau verändert gebietsweise das Abflußverhalten der Bäche und Flüsse. Im Raum Marl wird das Umland des abgesenkten Lippelaufs durch bis zu 8 m hohe, flußbegleitende Deiche geschützt.

Mit Schwerpunkt in den 60er und 70er Jahren stand die flächenhafte Grundwasserabsenkung für eine Wandlung von Grünland zu Ackerbau im Vordergrund. Die Flurbereinigungsverfahren umfaßten nicht nur den erweiterten Ausbau der großen Flüsse, sondern auch den der Nebenbäche. Vor allem im Oberlauf der Flachlandbäche, wo die natürlichen Talauen nur gering eingesenkt sind, wurde das Abflußbild grundlegend verändert. Langgestreckte und tiefegelegte Rinnen mit trapez- bis keilförmigen Abflußquerschnitten wurden hergestellt, damit eine Vorflut für ein dichtes Netz von Dränagen entstehen konnte, die auch abflußarme Feuchtgebiete effektiv entwässerten. Aufgrund der nunmehr erhöhten Abflußgeschwindigkeit und zunehmenden Erosionskraft des Wassers mußten die Uferländer vieler Bäche und Flüsse bewehrt werden.

Alle diese baulichen Maßnahmen verstärkten jedoch die Tiefenerosion des flie-

Benden Wassers, wodurch sich die Strombetten immer weiter einsenkten. Durch Unterspülung wurde die Bewehrung der Uferränder fortlaufend beschädigt. Da die Hochwasserwellen nunmehr gelenkt in weitgehend künstlichen Ablauf-rinnen schnell abfließen, tragen sie kaum noch zur Grundwasseranreicherung in den flußbegleitenden Gebieten bei.

Die Auswirkungen derartiger Eingriffe auf die natürliche Fließdynamik der Bäche und Flüsse sind inzwischen erkannt und haben zu einem Bewußtseinswandel geführt. Aus heutiger Sicht muß der Wasserbau in ein ökologisches Gesamtkonzept eingebunden sein, das die Wechselwirkung zwischen Fließsystem und Landschaft berücksichtigt. Mit dem „Rückbau zu einem naturnahen Gewässer“ wird heute vielerorts begonnen, wobei die Maßnahmen von der Neuanlage oder Wiedererrichtung von Stauwehren bis zur Rekonstruktion der alten verschütteten Mäanderläufe reichen. Der Geowissen-

schaftler mit seiner Kenntnis der land-schaftsgeschichtlichen Entwicklung und der Zusammenhänge landschaftsbilden-der Prozesse kann hierzu wesentliche Beiträge liefern.

Sand- und Staubstürme über der Kältesteppe – Windablagerungen entstehen

Die von Skandinavien ausgehenden Eismassen haben in der letzten, der Weichsel-Kaltzeit, die vor ca. 10 000 Jahren zu Ende ging, den Bereich des Weserberglandes und des Münsterlandes nicht mehr erreicht. Dort herrschten aber weiterhin arktische Klimabedingungen, die nur stellenweise eine geringe Vegetation zuließen und so den Winden einen ungehinderten Angriff auf die ungeschützte Bodendecke ermöglichten. Vor allem die weiten Schotterfluren der verwilderten Flüsse und die Moränengebiete lieferten



Abb. 30 Eine Düne an der Strothe bei Schlagen

größere Mengen von feinen Sand- und Schluffteilchen. Die leichten Staubteilchen wurden vom Wind in den vegetationslosen Gebieten ausgeblasen, von Sand- und Staubstürmen weit über die Kältesteppe geweht und anderenorts wieder abgesetzt. So sind weite Gebiete des Münsterlandes von feinkörnigen Ablagerungen bedeckt, die überwiegend in der Weichsel-Kaltzeit äolisch, das heißt vom Wind, verfrachtet und wieder abgesetzt worden sind.

Vom gröberen zum feineren Korn unterteilt man die äolischen Sedimente in Flugsand, Sandlöß und Löß, die gewöhnlich getrennt zur Ablagerung gelangt sind, gleichwohl aber auch fließende Übergänge zeigen und dadurch ihre gemeinsame Entstehung erkennen lassen (vgl. Abb. 31).

Flugsand

Charakteristische Verbreitungsgebiete der Flugsande sind im Münsterland vor allem die Talsandgebiete der Flüsse (z. B. Lippe und Ems), aber auch die Heidesandgebiete im Südwesten (Haltern) und im Osten der Westfälischen Bucht, wo sie als mehr oder weniger geschlossene Deckschicht und als kleinere oder größere Dünenfelder und Einzeldünen (Abb. 30) entwickelt sind.

In den natürlichen Ebenheiten der eiszeitlichen Schmelzwassersedimente und Flußterrassen bilden die Dünenfelder ein unruhig-kuppiges Relief, in dem die größeren Dünen teilweise über 10 m hoch sind und damit beträchtlich über die Geländeoberfläche aufragen. Teils handelt es sich hierbei um Uferbegleiddünen, das heißt langgestreckte Strich- oder Längsdünen, die parallel zu einem Bach oder Fluß angeordnet und häufig den Uferwällen aufgesetzt sind, teils um Bogenndünen, die bei etwa gleich langen Dünenästen als Parabelndünen und – sofern sie einen langen und kurzen Ast haben – als Hakendünen bezeichnet werden. Bei diesem, mit der konkaven Innenseite des Dünenbogens gegen die sie verursachende Windrichtung geöffneten

Dünentyp ist die Luvseite durch ein flacheres, die dem Wind abgewandte Lee-seite durch ein steileres Einfallen gekennzeichnet. Aus der Form der Dünen ist abzuleiten, daß während der Älteren *Dryas*-Zeit der Wind hauptsächlich aus Nordwest bis West, ab der Jüngeren *Dryas*-Zeit bis heute überwiegend aus Südwest kommt.

Die verschiedenen alten Flugsandgenerationen unterscheiden sich vor allem durch die unterschiedlich starke Bodenentwicklung, die bei den älteren Flugsanden zu einer starken Podsolentwicklung (Ortstein), bei den jüngeren Flugsanden lediglich zu Orterde oder Podsolranker geführt hat (vgl. S. 113).

Morphologisch sind die älteren Dünen meist höher und ausgeglichener, die jüngeren Dünen zeigen hingegen ein unruhiges Relief (Kuppendüne). Die Hauptaufwehungszeit der Flugsande lag in der Jüngeren *Dryas*-Zeit des Weichsel-Spätglazials (s. Tab. 4), setzte sich darüber hinaus jedoch bis weit in das Holozän hinein fort. Auch aus allerjüngster Zeit sind Sandaufwehungen durch eingelagerte archäologische Artefakte belegt.

Sandlöß und Löß

Sandlöß und Löß sind vor allem auf den Plateauflächen der Kreide-Anhöhen zu finden. Dort stehen nämlich die tonigen und schluffigen Gesteine des Mesozoikums als Ausgangsmaterial weitflächig an. In der sich nördlich des Haarstrangs entlangziehenden Lößprovinz – der Hellwegbörde mit der sogenannten Unterbörde (Niederbörde) – ist der gelbbraune bis rötlichbraune Löß im Durchschnitt 1 bis 3 m mächtig. Die Dicke der Lößdecke nimmt nach Süden zu kontinuierlich ab. Die nördliche Verbreitungsgrenze fällt etwa mit der Außenkante der Hellweg-talung zusammen. Ähnliches gilt für die Kreide-Höhen (Beckumer Berge, Baumberge und Altenberger Höhen) im zentralen Münsterland südwestlich der Ems, deren Osthänge, die im Windschatten lagen, mit äolischen Ablagerungen bedeckt sind.

NW

nördliches und zentrales
Münsterland

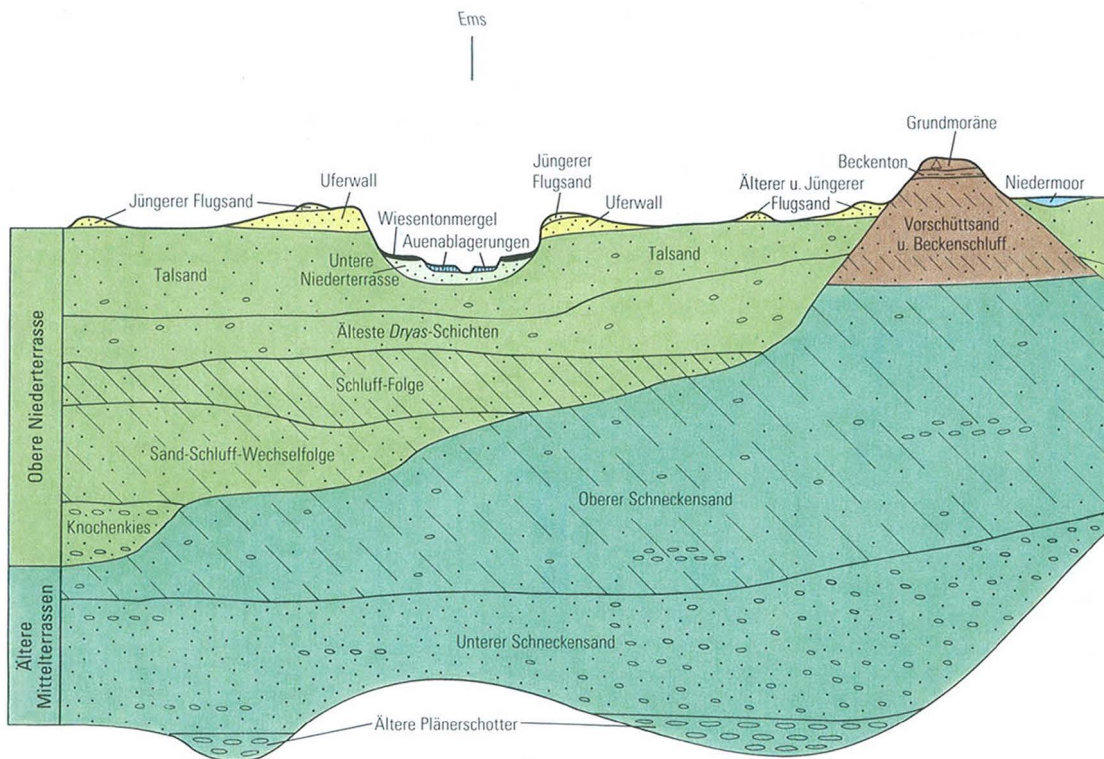
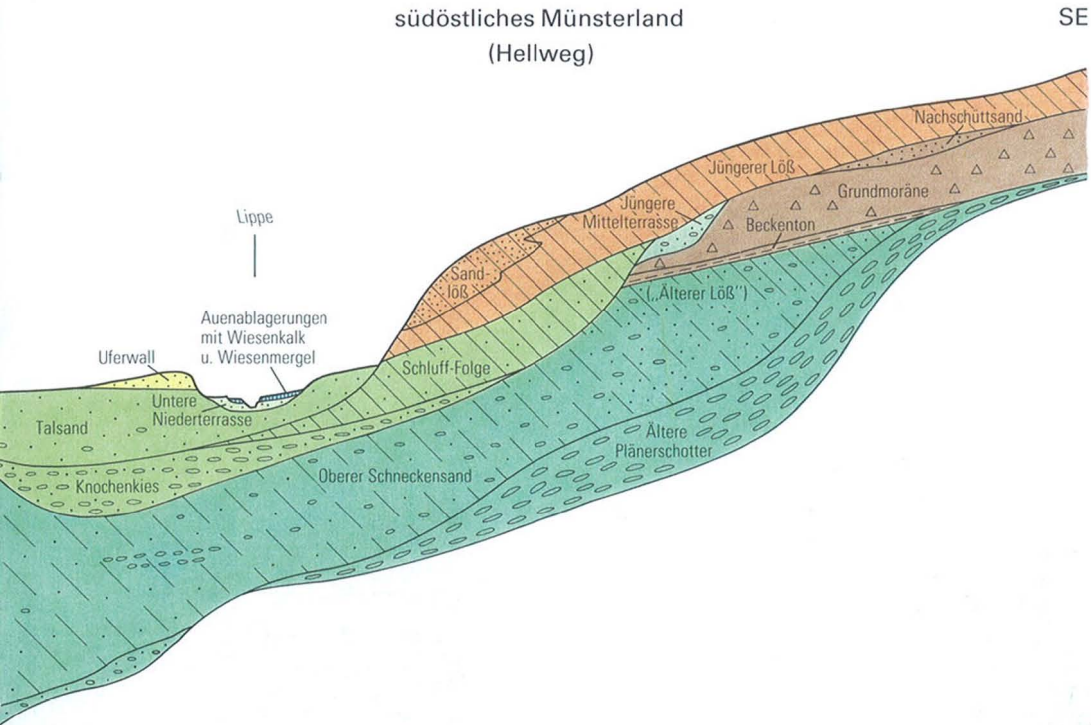


Abb. 31 Die pleistozäne Schichtenfolge im nördlichen und südöstlichen Münsterland (schematisiert, nicht maßstabsgerecht)

Generell ist der Löß ein ungeschichtetes, gelbliches, kalkhaltiges Sediment mit einem charakteristischen Korngrößenmaximum im Grobschluffbereich. Er besteht aus ca. 15 % Ton, 80 % Schluff (davon ca. 60 % Grobschluff) und ca. 4 % Sand. Die meisten der Schluffpartikel sind eckige Quarzbruchstücke und etwas Feldspat. Frischer, unverwitterter Löß ist heute nur noch selten anzutreffen. Durch die Verwitterung seit seiner Ablagerung ist der Löß heute meist vollständig entkalkt

und zu rötlichbraunem Lößlehm umgewandelt. In Hangfußlagen werden Lößmächtigkeiten über 5 m erreicht. Ganz offenbar ist der Löß erst in späteren Zeiten durch Solifluktion oder Verschwemmung dorthin gelangt. Gegenüber dem ursprünglichen Löß ist er dann meistens geschichtet.

Sandlöß besteht aus etwa 5 – 10 % Ton, 60 – 65 % Schluff (etwa 45 – 50 % Grobschluff) und ca. 30 % Sand. Meist



handelt es sich um einen sandstreifigen Löß, dessen Ausbildung auf den unterschiedlich weiten Transport von Schluff und Sand und wechselnden Windstärken zurückzuführen ist. Das Verbreitungsgebiet von Sandlöß zeichnet in der Regel die Grenze zwischen den an der Oberfläche mehr sandigen – den Liefergebieten für den Sandlöß – und den mehr tonig-schluffig geprägten Räumen nach. So ist ein schmaler Streifen von Sandlöß zwischen den sandigen Sedimenten der

Lippeniederung und dem Löß der Hellwegbörde zwischengeschaltet.

Ähnlich wie in anderen Quartär-Gebieten Nordwestdeutschlands wurde der Löß auch im Münsterland hauptsächlich während des Hochglazials der Weichsel-Kaltzeit abgelagert. Doch setzte die Sedimentation von Löß und Sandlöß schon während des Weichsel-Frühglazials ein; sie war mit dem Ende des Hochglazials im wesentlichen beendet.

Ur- und Frühgeschichte

(W. Finke)

Altsteinzeit (Paläolithikum)

Die frühgeschichtliche Epoche der Altsteinzeit (Paläolithikum) liegt im Pleistozän. Die ersten Anzeichen menschlichen Lebens sind im Münsterland aus der Übergangszeit vom Mittelpleistozän zum Jungpleistozän bekannt geworden. In dieser Zeit lebten die „Neandertaler“ (nach ersten Knochenfunden dieser Menschen im Jahr 1856 im Neandertal bei Düsseldorf benannt) unter anderem von der Jagd auf Großsäuger, wie etwa das Mammut, und dem Sammeln von wildwachsenden Pflanzen und ihrer Früchte. Vom Leben dieser frühen Menschen in der offenen Landschaft des Münsterlandes zeugen sogenannte Freilandfundplätze, an denen sie sich wohl in kleinen Gruppen in Zelten oder ähnlichen Behausungen aufgehalten haben. Nachgewiesen sind hier solche Behausungen bisher jedoch nicht. Sie lebten aber auch in natürlichen Höhlen. Die Balver Höhle im Hönnetal im Sauerland hat reiche Funde dieser Zeit geliefert.

Auch im Teutoburger Wald gibt es natürliche Höhlen, etwa die Fledermaushöhle in Tecklenburg-Brochterbeck. Auch gibt es im Teutoburger Wald viele Felsüberhänge, die als geschützte Plätze genutzt werden konnten. Daß an diesen Stellen bisher keine Funde aus der Altsteinzeit gemacht wurden, liegt mit hoher Wahrscheinlichkeit daran, daß sowohl die Fledermaushöhle als auch die anderen Unterschlupfmöglichkeiten mit dicken Hangschuttmassen versiegelt sind.

Vor allem die Spuren handwerklicher Tätigkeiten, meist Überreste der Steinbearbeitung, weisen uns heute auf die Freilandrastplätze hin. Rohmaterial zur Herstellung von Waffen und Gerät fand sich zur Genüge in der umgebenden Natur. Besonders der „Geschiebeflint“ aus den Moränen der Saale-Kaltzeit, der sich durch Schlag oder Druck in gewünschte

scharfkantige Formen bringen läßt, wurde neben anderen Gesteinen, etwa Quarzit, zur Geräteherstellung genutzt. Daneben verarbeitete man organische Rohmaterialien wie Holz, Horn oder Knochen. Werkzeuge aus diesen Materialien sind



Abb. 32

Ein Feuersteinaustkeil des Neandertalers. Der 8 cm große Faustkeil wurde in einer Sandgrube in Münster-Gittrup von einem Saugbagger aus etwa 10 m Tiefe an die Oberfläche gespült.

wegen ihrer leichten Vergänglichkeit aber nur selten erhalten. Daher wissen wir auch über die Steingeräte dieser Zeit wesentlich mehr als über andere Werkzeuge und Waffen. Die Hinterlassenschaften der Neandertaler lassen sich nach der Gliederung des westeuropäischen Materials in drei Formenkreise einordnen: Jung- und Spätacheuléen, Micoquien und Mousterien de tradition acheuléen. Am



Abb. 33 In der ausgehenden Weichsel-Kaltzeit (jüngere Altsteinzeit) lebte der Mensch in zeltartigen Schilfhütten; Rekonstruktion einer Siedlung in Westerkappeln

verbreitetsten sind sogenannte Faustkeil-inventare aus dem Mittelpaläolithikum.

Die meisten Faustkeile des Münsterlandes (wahrscheinlich Mehrzweckwerkzeuge zum Schneiden, Schaben und möglicherweise auch zum Schlagen; Abb. 32) gehören in den Formenkreis des Jung- und Spätsacheuléen. Obwohl diese Faustkeile und die Faustkeilinventare in der Regel mit Resten kaltzeitlicher Fauna vergesellschaftet sind, ist bislang keineswegs sicher, ob sie in die ausgehende Saale- oder in die beginnende Weichsel-Kaltzeit zu datieren sind; über eine Besiedlung dieses Raums in der Eem-Warmzeit wissen wir bisher so gut wie nichts.

Obwohl das Eis in der Weichsel-Kaltzeit nicht mehr bis nach Westfalen vordrang, ist doch bis in das Weichsel-Spätglazial menschliches Leben hier nicht nachgewiesen. Erst gegen Ende der Weichsel-Kaltzeit wanderten wahrscheinlich von Südwesten her wieder Menschen in das Münsterland ein – diesmal vom Typ des *Homo sapiens sapiens*.

Mit dem veränderten Klima änderte sich auch die Lebensgrundlage des Menschen. Großsäuger wie das Mammut waren ausgestorben, und kleines, schnellflüchtendes Wild erforderte neue Jagdmethoden. Bögen und mit Steinspitzen bewehrte Pfeile ermöglichten es, auch weiterhin die Jagd als Hauptnahrungserwerb zu betreiben. Das Sammeln pflanz-

licher Nahrung wurde ebenfalls beibehalten. Offensichtlich gewinnt auch der Fischfang eine größere Bedeutung. Darauf weisen bestimmte Geräte ebenso hin wie die Lage verschiedener Fundplätze. So lagen die Fundplätze in Westerkappeln nördlich des eigentlichen Münsterlandes und am Zwillbrocker Venn in unmittelbarer Nähe späterer Moore, die im Alleröd-Interstadial (s. Tab. 4) wohl noch weitgehend offene Wasserflächen waren.



Abb. 34 Feuersteinwerkzeuge vom Fundplatz Westerkappeln

In Westerkappeln lebten die Menschen damals – wie Grabungsbefunde zeigen – in 2,80 x 3,20 m großen ovalen, zeltartigen Hütten. Diese besaßen ein Gerüst aus armdicken Ästen, die man in die Erde

steckte und wahrscheinlich oben zusammenband; gedeckt waren sie mit Schilf oder Reet (Abb. 33). Spitzen, die aus Feuerstein geschlagen wurden und in ihrer Form einem Federmesser ähnlich sehen (Abb. 34), gaben diesen Menschen ihren heutigen Namen: Federmessergruppen. Neben diesen Spitzen wurden andere Geräte, wie Stichel, Kratzer und Schaber, ebenfalls aus Feuerstein, hergestellt.

Dem wärmeren Klima des Alleröd-Interstadials folgt eine letzte Kältephase, die Jüngere *Dryas*-Zeit. In die wieder ausgedehnte Tundra drangen andere Jäger (die Menschen der sogenannten Ahrensburger Kultur) wohl von Norden her ein, die darauf spezialisiert waren, die jetzt hier lebenden Rentiere zu jagen.

Mittlere Steinzeit (Mesolithikum)

Die Mittlere Steinzeit (Mesolithikum) umfaßt im frühen Holozän die Klimaperioden des Präboreals, des Boreals und teilweise des Atlantikums (Tab. 4, 5). Das Steingeräte-Inventar des um 8 000 v. Chr. beginnenden Zeitabschnitts zeichnet sich durch besondere, kleine, aus Feuerstein geschlagene Stücke (Mikrolithen) aus, die als Waffenspitzen verwendet wurden oder – in Holz oder Knochen eingesetzt – zum Schneiden dienten. Die große Zahl der im Münsterland bekannten Fundplätze dieser Menschen des frühen Holozäns, die ebenfalls von der Jagd, dem Fischfang und dem Sammeln pflanzlicher Nahrung lebten, macht einen deutlichen Anstieg der Bevölkerungszahlen wahrscheinlich.

Während im Lößgebiet Westfalens von Bochum über die Soester bis zur Warburger Börde eine jungsteinzeitliche Besiedlung durch erste Ackerbauern und Viehzüchter der bandkeramischen und der Rössener Kultur – nach ihren mit bandartigen Mustern verzierten Tongefäßen beziehungsweise dem mitteldeutschen Fundort Rössen benannt – minde-

stens schon im 5. Jahrtausend v. Chr. einsetzte, scheint das Münsterland länger von den mittelsteinzeitlichen Jägern und Sammlern bewohnt worden zu sein. Erste Funde der Rössener Kultur in Nottuln aber auch Einzelfunde von Steingeräten, die für das Geräteinventar der frühen Akerbauern jenseits der Lippe typisch sind, machen jedoch deutlich, daß für die Besiedlungsgeschichte des Münsterlandes in diesem Zeitabschnitt noch viele Fragen offen sind. Das gilt auch für den nächstjüngeren Abschnitt, die Michelsberger Kultur – nach einer Höhensiedlung auf dem Michelsberg bei Bruchsal benannt. Von ihr sind uns bisher nur drei Fundplätze auf engem Raum in Coesfeld, Rosendahl und Nottuln bekannt. Diese Fundplätze spiegeln sicher nicht das Siedlungsbild dieser Zeit im Münsterland wider. Es fällt schwer, an einen eng begrenzten Siedlungsraum dieser jungsteinzeitlichen Gruppen um Coesfeld zu denken. Die Fundplätze verbinden sich nicht etwa durch eine gemeinsame besondere geographische Lage. Weder der Boden – in Nottuln Löß, in Coesfeld-Harle und Rosendahl-Osterwick leichter Sand – noch das Geländere relief – in Nottuln liegt die Fundstelle auf einem Südhang der Baumberge, in Harle in leicht hügeligem Gelände und in Osterwick auf einer flachen Kuppe in weithin ebenem Gelände – würden erklären, warum nur dieser eng begrenzte Raum von den frühesten Akerbauern des Münsterlandes besiedelt wurde. Das Fehlen weiterer zeitgleicher Funde im Münsterland dürfte vielmehr auf einer Forschungslücke beruhen.

Jüngere Steinzeit (Neolithikum)

Die Jüngere Steinzeit reicht vom Atlantikum bis in das ältere Subboreal (Tab. 4, 5). Zwischen dem 3. und 2. Jahrtausend v. Chr. wurde das Münsterland endgültig von sesshaften Akerbauern und Viehzüchtern besiedelt. Nach ihren materiellen historischen Quellen wird ihre Kultur als Trichterbecher Kultur – nach ei-

Tabelle 5
Zeittafel zur Ur- und Frühgeschichte des Münsterlandes

Jahre vor heute (maßstabgerecht)	Jahre vor und nach Chr. Geb.	Klima- perioden	Kultur- stufen	historische Ereignisse	Technologien, Lebens- und Siedlungsweisen	
	1 500	Subatlantikum	Spätmittelalter	Territorial- herrschaften	Landwehren	
	5 000		Hochmittelalter	Klostergründungen	Turmhügelburgen	
	10 000		900	Karolingerzeit	Kirchengründungen	Stadtentwicklung
	20 000		750	Merowingerzeit (Franken und Sachsen)	Christianisierung	
			500			
	30 000		400	Völker- wanderungszeit	Bevölkerungs- verschiebungen	Stammesverbände
			400			
	40 000		Christi Geburt 0	Römische Kaiserzeit	Schlacht im Teuto- burger Wald(9 n. Chr.) Römische Angriffskriege	germanische Siedlungen
	50 000	700	Eisenzeit		Eisenverhüttung	
		1 000	Bronzezeit		Metallverarbeitung (Bronzeguß) frühes Handwerk	
	60 000	2 000		Subboreal	Neolithikum	Glockenbecher-K. Trichterbecher-K. Michelsberger K. Rössener Kultur Bandkeramik-Kultur
	70 000	3 000	Atlantikum		Mesolithikum	
		5 000				
	80 000	6 000	Boreal			
		7 000	Präboreal			
	90 000	8 200	Weichsel- Kaltzeit	Jung- paläolithikum	Ahrensburger K. Federmesser K.	
	100 000	40 000				
	110 000	113 000	Eem- Warmzeit	Mittel- paläolithikum		Faustkeile und Abschlaggeräte
115 000	125 000	Saale- Kaltzeit	Alt- paläolithikum			
120 000						
127 000						

ner besonderen Tongefäßform – bezeichnet. Die Zahl der bekannten Fundplätze der Trichterbecherkultur ist zwar wesentlich größer als die der vorausgehenden Michelsberger Kultur, doch auch sie sind bisher nur von einer begrenzten Aussage-

kraft. Eindrucksvoll sind die Grabmonumente der Trichterbecher-Kultur, die Großstein- oder Megalithgräber, die ältesten erhaltenen übertägigen Steinbauten Westfalens. Ihre Verbreitung greift mit wenigen Exemplaren von Norden her über das

Münsterland bis zur Lippe hin, und nur ein einzelner Dolmen fand sich noch südlich der Ruhr bei Essen-Kupferdreh. Wie auch anderenorts sind diese Denkmäler mit Sagen verbunden. Gedanken über ihre zunächst rätselhafte Entstehung werden heute noch in den Namen sichtbar, die einzelnen Großsteingräbern gegeben wurden. Hünengräber werden sie im Volksmund genannt; dabei dachte man an Riesen (Hünen) als ihre Erbauer. Die „Düwelsteene“ bei Heiden im Kreis Borken (Abb. 35) verbinden zum Beispiel heidnischen Totenbrauch mit christlichem (Un-) Verständnis. Der Name der „Sloopsteene“ bei Wersen, Kreis Steinfurt, dagegen ist uns heute schon wieder ein Rätsel. Die „Düwelsteene“ und die „Sloopsteene“ sind die am besten erhaltenen Großsteingräber; die Düwelsteene sind allerdings nach einer Grabung wieder aufgerichtet worden. Aus einer ehemals viel größeren Zahl haben sich bis heute im Münsterland insgesamt nur sechs Monumente erhalten.

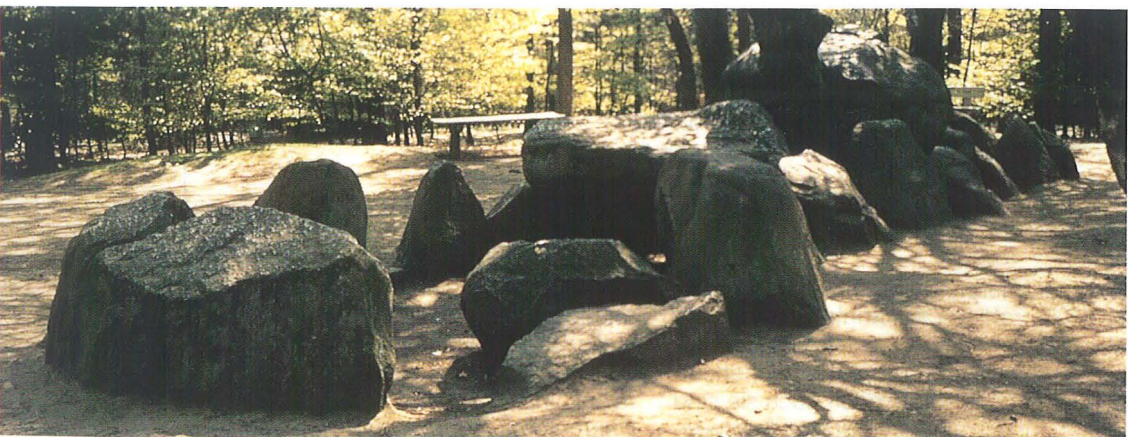
Obwohl die Grabbauten dieser neolithischen Bauern in weiten Teilen Europas eindrucksvoll Zeugnis vom Totenbrauch ablegen, überliefern sie uns doch nur einen Teil ihres Totenkults, ja sogar nur einen Teil ihrer Grabanlagen. Während die Megalithgräber, als Friedhof benutzt, immer wieder belegt wurden, bestattete man gleichzeitig andere Tote einzeln in einfa-

chen Erdgräbern. Das zeitliche und auch räumliche Nebeneinander von Großsteingräbern und Erdgräbern ist bisher nicht befriedigend zu erklären. Obgleich Erdgräber verständlicherweise seltener entdeckt werden, kann man doch heute schon sagen, daß sie sowohl im Hinblick auf ihre Zahl wie auch auf ihre Ausstattung – bezieht man die Beigaben jeweils auf einen Toten – mit den Großsteingräbern durchaus zu vergleichen sind.

Während wir über die Gräber der Trichterbecher-Kultur inzwischen – vor allem aus Grabungen der jüngeren Vergangenheit – einiges wissen, sind uns die Siedlungen dieser Menschen bisher weitgehend verschlossen geblieben. Ausgrabungen auf der Trasse der Autobahn A 31 in Heek, Kreis Borken, die von 1987 bis 1990 durchgeführt wurden, haben zum erstenmal in Westfalen in unmittelbarer Nähe von ca. 20 Erdgräbern der Trichterbecher-Kultur auch drei annähernd vollständige Hausgrundrisse dieser Menschen erbracht.

Nach heutigem Forschungsstand wanderten in der späten Jungsteinzeit Menschengruppen aus östlichen Gebieten in Westfalen ein, die vorwiegend Viehzucht betrieben. Tongefäße mit umlaufenden Ritzlinien und Fischgrätenmustern, aber auch mit Eindrücken gedrehter Schnur

Abb. 35 Die Düwelsteene bei Heiden



(Schnurkeramik) verziert, unterscheiden ihre Keramik deutlich von der Keramik der vorangehenden Trichterbecher-Kultur. Geschliffene Steinäxte mit sorgfältig imitierten „Gußnähten“ weisen darauf hin, daß diese Menschen am Beginn der nächsten Epoche, der Bronzezeit, lebten. Diese Äxte, die wahrscheinlich Werkzeuge waren, wurden für eine überlegene Waffe gehalten, mit der diese Gruppen den Lebensraum der Trichterbecher-Kultur eroberten; sie gaben auch den alten Namen Streitaxtkultur. Heute ist dagegen der Name Einzelgrabkultur üblich geworden, in Anlehnung an die Sitte, Tote einzeln unter Grabhügeln zu bestatten.

In etwas jüngerer Zeit zogen dann aus Südwesten Hirtennomaden in das Münsterland. Sie werden nach ihren typischen glockenartig geformten Tonbechern Glockenbecherleute genannt. Beide Gruppen gehen im Münsterland offensichtlich eine enge Verbindung ein. Am Ende der Jungsteinzeit ist das Fundmaterial von einer einheitlichen Becherform geprägt, die Elemente beider Gruppen zeigt. Funde dieser Menschen sind von vielen Plätzen im Münsterland bekannt. In Greven, Kreis Steinfurt, wurde in einem Grabhügel ein „Bechergrab“ ausgegraben, das mit einem schnurverzierten Becher, zwei Steinbeilen und einem großen Spandolch aus honiggelbem Feuerstein ausgestattet war. Dieser Dolch belegt weitreichende Handelsbeziehungen zum Westen Europas: Feuerstein dieser Art wurde in Grand Pressigny in Mittelfrankreich, ca. 700 km von Greven entfernt, bergmännisch gewonnen und gehandelt. Ebenfalls in die beginnende Bronzezeit gehören andere Formen kunstvoll aus Feuerstein geschlagener Dolche, bei denen aus dem Stein herauspräparierte „Gußnähte“ von der Kenntnis der Metallverarbeitung zeugen.

Zur Zeit der Einzelgrabkultur wurde es üblich, die Gräber mit Palisaden oder Kreisgräben einzuhegen. Dieser Brauch wurde dann im Verlauf der Bronzezeit variiert und zum bestimmenden Merkmal der großen westfälischen Kreisgrabenfriedhöfe der jüngeren Bronzezeit.

Bronzezeit

Die Bronzezeit fällt in das ausgehende Subboreal (Tab. 5). So sinnvoll es aus überregionaler Sicht auch sein mag, eine neue Epoche mit der Nutzung eines neuen überlegenen Werkstoffs, der Bronze, in Verbindung zu bringen, so wenig läßt sich im Münsterland erkennen, daß dieser Epochenwechsel auch mit anderen Menschengruppen in Verbindung steht. Eher scheinen die Becherkulturen bis weit in die Bronzezeit weiterzubestehen. Auch in der älteren Bronzezeit wurden die Körper der Toten einzeln unter großen Grabhügeln beerdigt. Die Monumentalität der Grabhügel scheint den Menschen über viele Jahrhunderte ein wichtiges Anliegen ihres religiösen Totenkults gewesen zu sein. Von ihrem äußeren Erscheinungsbild lassen sich Grabhügel der älteren Bronzezeit nicht von solchen der ausgehenden Jungsteinzeit unterscheiden.

Wie schon bei der Jungsteinzeit wissen wir auch aus den folgenden Jahrhunderten mehr über die Gräber der Bewohner des Münsterlandes als über ihre Siedlungen. Nur in Greven-Wentrop konnten bisher Siedlungsfunde der älteren Bronzezeit in einer Sandgrube geborgen werden. Eine wissenschaftliche Ausgrabung war dort jedoch nicht möglich, so daß über die innere Struktur dieser Siedlung keine Erkenntnisse gewonnen werden konnten. Die Siedlung zeigt jedoch, daß die Landschaft auch nach der älteren Bronzezeit Veränderungen unterworfen war. Die Siedlungsspuren wurden in den Wentrupe Bergen unter teilweise mehr als 5 m hohen, die Ems begleitenden Dünen gefunden.

Von der mittleren Bronzezeit an wurde es allgemein üblich, die Toten auf Scheiterhaufen zu verbrennen. Die Reste der Verbrannten wurden dann in tönernen Urnen, manchmal auch in organischen Behältern, beigesetzt, und zwar sowohl unter auch heute noch sichtbaren Grabhügeln, als auch in großen Gräberfeldern, die aber heute an der Erdoberfläche nicht mehr zu erkennen sind. In Warendorf-

Neuwarendorf wurden in einer Sandgrube bisher 8,3 ha eines solchen Gräberfeldes untersucht, ohne daß die Belegungsgrenze erreicht wurde. Die Größe der Gräberfelder liegt zum einen darin begründet, daß das Münsterland von der älteren Bronzezeit an dichter besiedelt wurde, zum anderen aber auch daran, daß diese Totenkultplätze jahrhundertlang belegt wurden. In der Regel lehnen sich diese jüngeren Gräberfelder an ältere jungsteinzeitliche oder bronzezeitliche Grabhügel an; sie wurden auch noch in der nächsten Epoche, der vorrömischen Eisenzeit, bis in die letzten Jahrhunderte v. Chr. genutzt.

Eisenzeit

Der Übergang zur Eisenzeit (Tab. 5) war auch im Münsterland fließend. Die großen Urnenfriedhöfe wurden weiter genutzt. Die Bestattungsformen änderten sich nur leicht. Die Leichenverbrennung wurde beibehalten, doch wurden immer häufiger Teile des Scheiterhaufens mit ins Grab gelegt. Häufiger als vorher wurden die Reste der verbrannten Toten in organischen Behältern bestattet. Tonerne Urnen, deren Form sich nicht wesentlich änderte, blieben aber weiter in Gebrauch. Neben dem neuen Rohstoff Eisen gelang es jetzt, auch Glas zu schmelzen, wie einzelne Glasperlen aus Gräbern beweisen.

Erst in jüngster Vergangenheit gelang es an verschiedenen Orten im Münsterland, Teile eisenzeitlicher Siedlungen zu ergraben. Die Ergebnisse erlauben jedoch keine wesentliche Aussage etwa über ihre innere Struktur oder über ihre generelle Lage. Zusammenfassend läßt sich sagen: Von der Endsteinzeit an gibt es keine archäologischen Befunde im Münsterland, die eindeutig auf eine Änderung der Bevölkerung hinweisen. Die materiellen Hinterlassenschaften veränderten sich nur allmählich. Aufgrund der unterschiedlichen Funddichte ist damit zu rechnen, daß von der mittleren Bronzezeit an die Bevölkerung stark zunahm.

Dagegen fällt es besonders auf, daß wir aus den letzten beiden Jahrhunderten v. Chr. bisher nur wenige archäologische Quellen besitzen. Die Belegung der großen Friedhöfe ging vor dieser Zeit zu Ende. Ob sich dahinter erste Siedlungsverschiebungen verbergen, oder ob eventuell eine Grabsittenänderung (etwa beigabenlose Gräber an anderen Plätzen) ein Ausdünnen der Siedlungsdichte vortäuscht, ist noch nicht geklärt.

Römische Kaiserzeit und Völkerwanderungszeit

Mit den um Christi Geburt einsetzenden Expansionskriegen der Römer (Tab. 5), die auch auf den westfälischen Teil des freien Germaniens übergriffen, spiegelt sich dessen Geschichte jetzt auch in den ersten geschriebenen Zeugnissen. Für die Siedlungsgeschichte des Münsterlandes bleiben sie jedoch wenig aussagekräftig. Die archäologischen Quellen bleiben für weitere Jahrhunderte die Grundlage historischer Überlegungen.

Die römischen Lager an der Lippe von Dorsten-Holsterhausen, über Haltern, Bergkamen-Oberaden bis nach Delbrück-Anreppen zeigen die gut 20jährige Besatzungszeit dieses Teils des freien Germaniens durch die Römer. Diese kurze geschichtliche Episode wird durch die Varusschlacht 9 n. Chr. beendet. Trotz jahrzehntelangem intensiven, oft mit absurden Hypothesen verbundenem Bemühen konnte der Ort, an dem dieses Ereignis stattfand, bisher nicht eindeutig lokalisiert werden.

Soweit erkennbar, scheint sich mit dem Beginn der römischen Kaiserzeit (0 – 400 n. Chr.) die Siedlungsstruktur im Münsterland zu verändern. Wie schon erwähnt brach vor dieser Zeit die Belegung der großen Urnenfriedhöfe ab. Alle uns bisher bekannten kaiserzeitlichen Siedlungsplätze wurden an neuen Plätzen angelegt und sind nicht aus älteren Siedlungen hervorgegangen.

Wodurch diese Siedlungsveränderung bewirkt wurde, ist bisher nicht geklärt. Ob sich etwa dahinter ähnliche Siedlungsverschiebungen wie am Ende der Kaiserzeit in der sogenannten Völkerwanderungszeit verbergen – in diese Zeit etwa fällt der schriftlich belegte Zug der Kimbern und Teutonen – kann heute noch nicht gesagt werden. Die wenigen bisher bekannten Siedlungen dieser Zeit stehen jedoch vollkommen in einheimischer Tradition und sind nicht von benachbarten römischen Bauformen beeinflusst. Neben in Fachwerk errichteten, ebenerdigen Pfostenhäusern, die in einen Wohn- und Stallteil gegliedert und in der Mitte beider Seiten aufgeschlossen waren, gab es in dieser Zeit auch Speicher und in die Erde eingegrabene kleinere Handwerkshütten, in denen vor allem textiles Handwerk betrieben wurde. Einige Male konnten Standspuren von Webstühlen und Webgewichte nachgewiesen werden.

Die wenigen bisher gefundenen Grabplätze zeigen, daß an der Brandbestattung festgehalten wurde. Offensichtlich wurden die Toten jedoch nicht mehr in großen Gräberfeldern beigesetzt, sondern in kleinen Gruppen. Dabei blieben die Grabformen denen der jüngeren vorrömischen Eisenzeit ähnlich. Die Bestattung in tönernen Urnen gab es nun seltener. Die Toten wurden auch in sogenannten Brandgruben beigesetzt. Dabei wurden Teile des Scheiterhaufens mit den unverbrannten Knochen des Toten und den ebenfalls unverbrannten Resten der Tracht und der Beigaben vermischt in eine Erdgrube gebracht. Neben diesen beiden Bestattungsformen in Brandgruben und tönernen Urnen blieb es auch üblich, die Reste der Toten in organischen, heute vergangenen Behältern zu beerdigen.

Trotz der Nähe der römischen Truppen in der frühen römischen Kaiserzeit an der Lippe und am Niederrhein gibt es verhältnismäßig wenige Zeugnisse römischer Kultur im Münsterland, sieht man von der relativ großen Zahl von römischen Münzen und den hin und wieder auftauchenden Bruchstücken römischer Keramik einmal ab, die beide sowohl auf Handel als

auch auf persönliche Beziehungen einzelner – etwa germanischer Soldaten im römischen Dienst – hinweisen können. Einzelne gefundene Gegenstände – wie etwa einige römische Bronzestatuetten – zeigen jedoch, daß man auch im freien Germanien römisches Kunsthandwerk zu schätzen wußte.

Nach dem heutigen Wissensstand sieht es so aus, als ob sich das Siedlungsbild im Münsterland schon bald wieder verändert hat. In einem Raum, der im Osten bei Warendorf-Milte, im Süden durch die Lippe begrenzt ist und dessen Westgrenze im Bereich des großen Moorstreifens nördlich von Haltern liegt, scheint die kaiserzeitliche Besiedlung recht früh abzubrechen. Das Kernmünsterland war nach Aussage der archäologischen Quellen wahrscheinlich vorübergehend nicht besiedelt. Ob sich dahinter die schriftlich bezeugte Umsiedlung der Brukterer von der Ems an die Ruhr verbirgt, ist zumindest im Augenblick nicht zu klären. Das später fränkische Gebiet außerhalb des Kernmünsterlandes blieb dagegen kontinuierlich besiedelt.

Zum ersten Mal wird in der späten römischen Kaiserzeit für die Menschen, die im Westmünsterland wohnen, ein historischer Name faßbar: Chamaven, im 3. Jh. n. Chr. auch schon Franken genannt. Aber auch die Chaci werden gleichzeitig aus diesem Raum erwähnt. Chamavisches-fränkisches und nördlich von ihnen lebende chakisch-sächsische Verbände unternahmen im 4. Jh. n. Chr. Vorstöße über den Niederrhein in römisches Gebiet. Waren es diese kriegerischen Ereignisse am Ende der römischen Kaiserzeit, die nun zu einem reichen römischen Import in einheimische Siedlungen führten, oder ist dieser Reichtum eher in einem mehr oder weniger friedlichen Zusammenleben zwischen Römern und fränkischen Germanen begründet?

In Heek-Nienborg im Kreis Borken konnten in jüngster Vergangenheit Teile einer solchen Siedlung mit reichem römischen Import ausgegraben werden. Neben dem aus römischen Provinzen im-

portierten Material – Schmuck, Münzen, Glas, Bronze, Keramik – sind auch einheimische Erzeugnisse zahlreich vertreten. Schlacken und Bruchstücke von Gußtiegeln weisen auf eine intensive Handwerkstätigkeit hin. Ein in der Siedlung liegender Teich, der wahrscheinlich während der Nutzung der Siedlung ver-



Abb. 36

Pferdegrab in einer Siedlung aus der späten Römischen Kaiserzeit in Heek-Nienborg

landete, bewahrte durch einen bis heute andauernden hohen Grundwasserstand viele organische Materialien, unter ihnen eine gut erhaltene hölzerne Leiter. Darüber hinaus weisen mindestens zwei Pferdebestattungen im Siedlungsbereich (Abb. 36) auf eine zumindest in Westfalen bedeutende Siedlung der späten Kaiserzeit und frühen Völkerwanderungszeit hin.

In unmittelbarer Nähe wurde bei Untersuchungen im Bereich eines Brückenbauwerks im Verlauf der Straße Nienborg – Gronau – Epe über die Autobahn A 31 eine dreireihige Pfostenkonstruktion, die

ursprünglich wohl als Holz-Erde-Mauer den sanften Höhenrücken – die einzige trockene Wegetrasse in dem moorigen Gebiet des Laster Venns, der Dinkelaue und dem östlich anschließenden Ströen Feld – sperrte. Genau läßt sich diese Moorbrückensperre noch nicht datieren, doch ist als jüngstes mögliches Alter die Zeit der ersten Jahrhunderte n. Chr. wahrscheinlich. Dies zeigt, daß es sich bei der Straße nach Epe um eine sehr alte Verbindung durch mooriges Gebiet handelt, die hohe strategische Bedeutung besaß. Darauf weist auch die wesentlich später in unmittelbarer Nähe angelegte bischöfliche Burg Nienborg hin. Möglicherweise ist also der reiche römische Import dieser Siedlung darauf zurückzuführen, daß die dort lebenden Franken als Föderaten in römischem Dienst Aufgaben der „vorge-schobenen“ Grenzsicherung übernahmen.

Mittelalter

Während im späteren fränkischen Raum die Besiedlung mehr oder weniger kontinuierlich bis ins frühe Mittelalter zu reichen scheint, wird das Kernmünsterland erst im 6./7. Jahrhundert n. Chr. wieder durchgehend besiedelt. In dieser Zeit siedeln sich die Sachsen als Ackerbauern im Kernmünsterland an.

Für das frühe Mittelalter (Tab. 5) läßt sich folgende grobe Siedlungsentwicklung erkennen: In einem Gebiet, daß im Osten etwa bei Warendorf-Milte, im Süden durch die Lippe begrenzt ist und dessen Westgrenze im Bereich des großen Moorstreifens nördlich Haltern liegt, drangen von Norden her im 6./7. Jahrhundert sächsische Siedler ein. Eine erste Durchsicht des Fundguts aus dieser Zeit deutet daraufhin, daß sie aus dem Oldenburger Raum kamen. Sie wanderten wahrscheinlich auf alten Fernwegen in ihre neuen Siedlungsgebiete ein. Während in den schriftlichen Quellen das Vorrücken der Sachsen nach Süden stets mit kriegerischen Auseinandersetzungen verbunden ist, läßt sich in den archäologischen Quellen an keiner Stelle erkennen, daß

die Neusiedlungen mit solchen Auseinandersetzungen in Verbindung standen.

Wahrscheinlich brachten die sächsischen Bauern ihr Vieh mit in ihre neuen Siedlungsgebiete. An günstiger Stelle errichteten sie die ersten Hofstellen. Ihre aus Holz erbauten Häuser sind zunächst rechteckig, erhalten jedoch bald die für die sächsischen Siedlungen typische schiffsförmige Form. Diese Häuser sind durch vorgezogene Eingänge an den Längsseiten zugänglich. Der seitliche Schub des Sparrendachs, das auf den Wandpfosten aufliegt und frei den Innenraum überspannt, wird von schräg gegen die Wand gestellten Außenpfosten aufgefangen. Zu einem mit einem Zaun umfriedeten Hofplatz gehörten neben dem Hauptgebäude verschiedene Nebengebäude. In kleinen, in die Erde eingetieften sogenannten Grubenhäusern wurden handwerkliche Tätigkeiten ausgeübt. Am häufigsten fanden sich Hinweise auf die Herstellung von Textilien, aber auch andere handwerkliche Tätigkeiten konnten nachgewiesen werden.

Um die Hofplätze legte man kleinere Äcker an, die mit einem Haken bearbeitet wurden. Diese Äcker wurden kaum

gedüngt und erbrachten daher auch nur geringe Erträge. Die Viehhaltung stand also zunächst im Vordergrund der Wirtschaft. Bald jedoch wird der Ackerbau intensiviert. Die ursprünglichen Siedlungsplätze werden aufgegeben und die nun mit Plaggen gedüngten Äcker (vgl. S. 116) über die ehemaligen Hofplätze hinaus erweitert. Kleine Gruppensiedlungen in Eschrandlage (Drubbel) zeigen das Ende dieser kleinräumigen Siedlungsentwicklung. Wenn auch diese bäuerlichen Siedlungen weitgehend autark waren, zeigt sich doch an einigen Plätzen, wie in Lengerich-Hohne (Eisenverhüttung) oder in Ostbevern-Schirl (Feinschmied), daß in ihnen wahrscheinlich auch Waren über den eigenen Bedarf hinaus produziert wurden.

Ob sich in den unterschiedlichen Siedlungsstrukturen unterschiedliche Besitzverhältnisse spiegeln, ist bisher nicht bekannt. Für keine der bisher ausgegrabenen Siedlungen reicht eine schriftliche Urkunde bis in so frühe Zeit. Auf dieser bäuerlich geprägten Siedlungsgrundlage entwickelte sich unter anderem durch Kirchengründungen und Besitzveränderungen das heutige Siedlungsbild des Münsterlandes.

Boden und Bodennutzung

(H. Dahm-Arens)

Im Münsterland haben zahlreiche Bodenbildungsfaktoren, die in unterschiedlicher Kombination und Intensität wirksam gewesen sind, zu einem großen Formenreichtum der Böden geführt. Die Vielfalt beruht vor allem auf den unterschiedlichen Ausgangsgesteinen, der Einwirkung von Grundwasser und Staunässe sowie dem Einfluß des Klimas, des Reliefs und nicht zuletzt der Tätigkeit des Menschen. Die große Anzahl der vorkommenden Böden und ihre Vergesellschaftung sind in Abbildung 37 vereinfacht zu elf Bodeneinheiten zusammengefaßt. Jede Bodeneinheit umfaßt Böden vergleichbarer Entwicklung, Bodenart, Bodenartenschichtung und entsprechende Wasserverhältnisse. Als Darstellungsgrenze wurde der Kreide-Außenrand des Münsterländer Beckens gewählt; nur im Westen reicht die Darstellung stellenweise darüber hinaus, da dort die kretazischen Ablagerungen – anders als im Norden, Osten und Süden – kaum als morphologisches Gliederungselement in Erscheinung treten.

Rendzinen, Böden auf den Anhöhen der Oberkreide-Kalksteine

Flach- bis mittelgründige Rohböden aus Carbonatgesteinen, sogenannte Rendzinen, kommen in den exponierten Lagen an den Rändern des Münsterländer Kreide-Beckens vor, insbesondere am Haarstrang und im Teutoburger Wald sowie auf Kuppen und Rücken im zentralen Münsterland, vorzugsweise im Umkreis von Coesfeld, Nottuln und Beckum. Ausgangsgesteine sind Kalk-, Mergelkalk- und Kalkmergelsteine der Oberkreide. Sie tragen meist nur eine geringmächtige Bodendecke. Einem humusreichen, krümeligen oberen Horizont aus tonigem oder schluffig-tonigem Lehm, durchsetzt mit zahlreichen Gesteinsbröckchen, folgt

unmittelbar das nicht oder nur schwach angewitterte Gestein (Abb. 38). Der obere Teil dieses Horizontes ist meist durch Frostsprengung aufgelockert. Rendzinen besitzen einen hohen Basengehalt und Calciumcarbonat bis in die Krume. Sie gehen zum Teil in mittelgründige Braunerde-Rendzinen und Rendzina-Braunerden über. Aufgrund des starken Steingehaltes, der Hanglage und der Dürreempfindlichkeit sind sie und auch ihre Übergangstypen für ackerbauliche Nutzung wenig geeignet. Sie stehen vorwiegend unter Wald – meist Laubwald – werden aber auch als Grünland mit deutlicher Trockenrasenvegetation genutzt. Infolge ihrer Hanglage sind diese Böden erosionsgefährdet und unterliegen permanenter Abtragung.

Basenreiche Braunerden auf mergelig-kalkigen Gesteinen der Oberkreide-Zeit

Vorwiegend auf Verebnungsflächen, zum Beispiel in den Baumbergen, den Beckumer Bergen und auf der Paderborner Hochfläche sowie deren Mittel- und Unterhanglagen, wo im allgemeinen die Durchwurzelbarkeit zunimmt – sei es durch Verwitterung oder durch Akkumulation hangabwärts bewegten Bodenmaterials –, haben sich aus den mergelig-kalkigen Gesteinen der Oberkreide mittel- bis tiefgründige, basenreiche Braunerden entwickelt (Abb. 38). Landschaftlich und hinsichtlich des Ausgangsgesteins sind sie eng benachbart mit den Rendzinen und als nahe verwandte Bodentypen mit ihnen durch fließende Übergänge verbunden. Bodenartlich bestehen diese Braunerden aus tonigem Lehm mit Kalksteinbröckchen. Vielfach ist im Oberboden ein geringer Schluffgehalt vorhanden, der auf Reste von Lößlehm zurück-

zuführen ist. Bei der tonreichen Feinsubstanz (abschlämbbare Bestandteile kleiner als 0,002 mm = 35 – 45 %) handelt es sich um Rückstandston der Kalk- und Kalkmergelsteinverwitterung, die in sehr langen Zeiträumen eine Anreicherung kalkfreien Feinbodens erbracht hat. Möglicherweise sind auch präquartärzeitliche Verwitterungsreste (Terra fusca) – mit bis zu 70 % abschlämbbaren Bestandteilen – an der Zusammensetzung der Böden beteiligt. Außerdem ist für diese Braunerden ein stark wechselnder, aber meist hoher Steingehalt bis in die Krume typisch, der das tonige Feinerdematerial auflockert und so – trotz der schweren Bodenart – die Stauung des Niederschlagswassers unterbindet. Auch sind diese Braunerden durch fortschreitende Verwitterung der im Solum enthaltenen Kalksteinbröckchen langfristig gegen eine Versauerung geschützt. Die pH-Werte liegen stets über 5,5.

Stellenweise, vor allem im nördlichen Hangsaumbereich des Haarstrangs, bestehen die Kalksteinstücke aus abgeflachten, kantengerundeten Schottern (Plänerschotter), die durch intensive Verwitterung unter anderen Klimabedingungen als heute völlig entkalkt und zu sogenannten Hottensteinen umgewandelt sind. Eigentümlicherweise ist bei manchen Plänerkalksteinen nur der Calcit herausgelöst worden; die Gesteinsbrocken sind als solche aber erhalten geblieben, wenn auch mit verminderter Festigkeit, stark verringertem Raumgewicht und hoher Porosität.

Die basenreichen Braunerden werden vorzugsweise ackerbaulich mit Schwergewicht auf Getreidebau genutzt. Sie gehören zwar infolge des hohen Tongehalts zu den schwierigeren Böden, doch mindern die gute Kalkversorgung und die hohe biologische Aktivität den Einfluß der schweren Bodenart. So sind zum Beispiel die Paderborner Hochfläche und die Nordabdachung des Haarstrangs waldarme Agrarlandschaften, in denen der Bodenabtrag weitergeht. Die wenigen bewaldeten Flächen tragen zum Teil sehr alte buchenreiche Laubmischbestände, de-

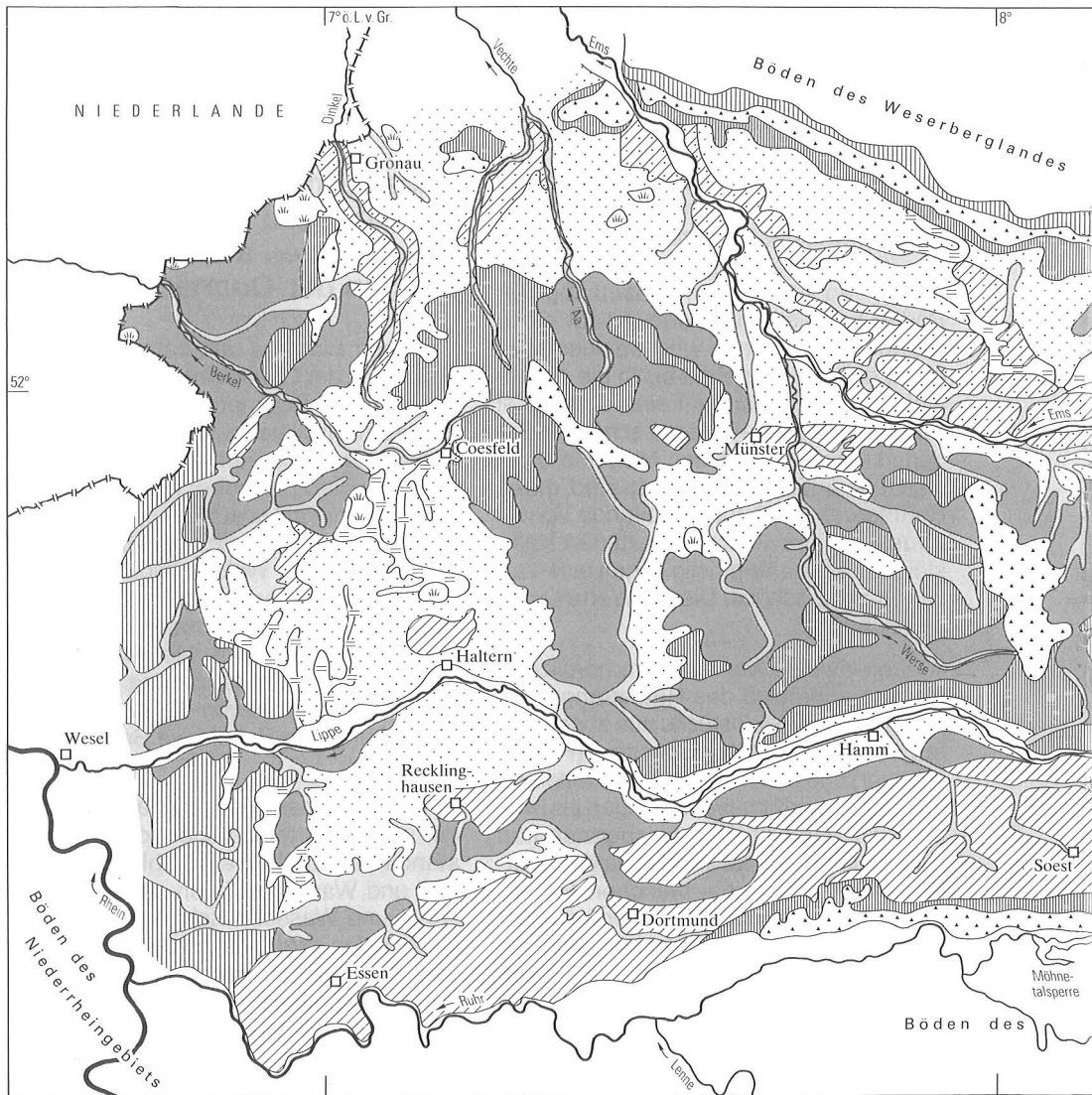
nen stets Kirsche und Bergahorn beige-mengt sind. Als potentielle natürliche Vegetation ist der Perlgras-Buchenwald (Melico-Fagetum) anzunehmen.

Basenarme Braunerden auf sandigen Gesteinen der Unterkreide-, auf Kiesen und Sanden der Quartär-Zeit

Haben sich aus den carbonatreichen Gesteinen der Oberkreide Rendzinen und basenreiche Braunerden entwickelt, so sind aus den silikatreichen Gesteinen der Unterkreide basenarme Braunerden hervorgegangen. Die hohe, weitgehend geradlinige und fast geschlossene Kette aus Osning-Sandstein, die den Hauptkamm des Teutoburger Waldes bildet, trägt basenarme Braunerden mit wechselnder Entwicklungstiefe. Die Böden im Kuppenbereich sind nur flach- bis mittelgründig ohne deutliche Differenzierung. Erst in tieferen Lagen wird durch die modifizierende Wirkung des Reliefs die Bodendecke mächtiger.

Die Böden bestehen aus Sand (> 85 %), der nur selten tonige oder schluffige Bestandteile enthält. Die Durchlässigkeit für Luft und Wasser ist hoch, so daß Nährstoffe und Wasser rasch in den tieferen Unterboden abgeführt werden. Außerdem sind Basengehalt und Rückhaltevermögen für Nährstoffe so gering, daß fast allerorts eine Bleichung des Oberbodens (Podsolierung, s. S. 113) auftritt. Diese ist zunächst durch das Auftreten heller Sandkörner und schließlich an einem vergrauten Horizont von einigen Zentimetern Dicke erkennbar. Die Veränderung in Richtung auf den Podsol hält sich allerdings in bescheidenen Grenzen. Es darf angenommen werden, daß es sich bei den örtlich vorkommenden Podsolon aus Unterkreide-Sedimenten um sekundäre Podsole handelt, denen ein Braunerdestadium vorausgegangen ist.

Die basenarmen Braunerden und ihre podsoligen Übergangstypen werden fast ausschließlich forstlich genutzt. Sie tra-



gen potentiell einen artenarmen Hainsimsen-Buchenwald (*Luzulo-Fagetum*), sind aber vielfach mit Fichten aufgeforstet. Die meist geringe Entwicklungstiefe und der hohe Steinanteil sowie die exponierte Lage, die eine stets wirksame Erosion bedingt, schließen eine landwirtschaftliche Nutzung weitgehend aus.

Auch die Böden aus den Sanden und Kiesen der Rhein-Hauptterrasse am Westrand des Münsterlandes haben sich in relativ erhöhter grundwasserferner Lage

zu basenarmen Braunerden entwickelt. Sie enthalten zur Oberfläche hin meist geringe Tonanteile (bis zu 10 %). Diese können durch Verlehmung im Zuge der Braunerdebildung entstanden sein; sie können aber auch durch Einschlammung aus der ehemals geschlossenen Geschiebelehmdecke in die Flußsedimente gelangt sein. Aufgrund ihres hohen Alters (Unterpleistozän) und der somit sehr langen Einwirkung bodenbildender Prozesse sind diese Böden an Basen verarmt.

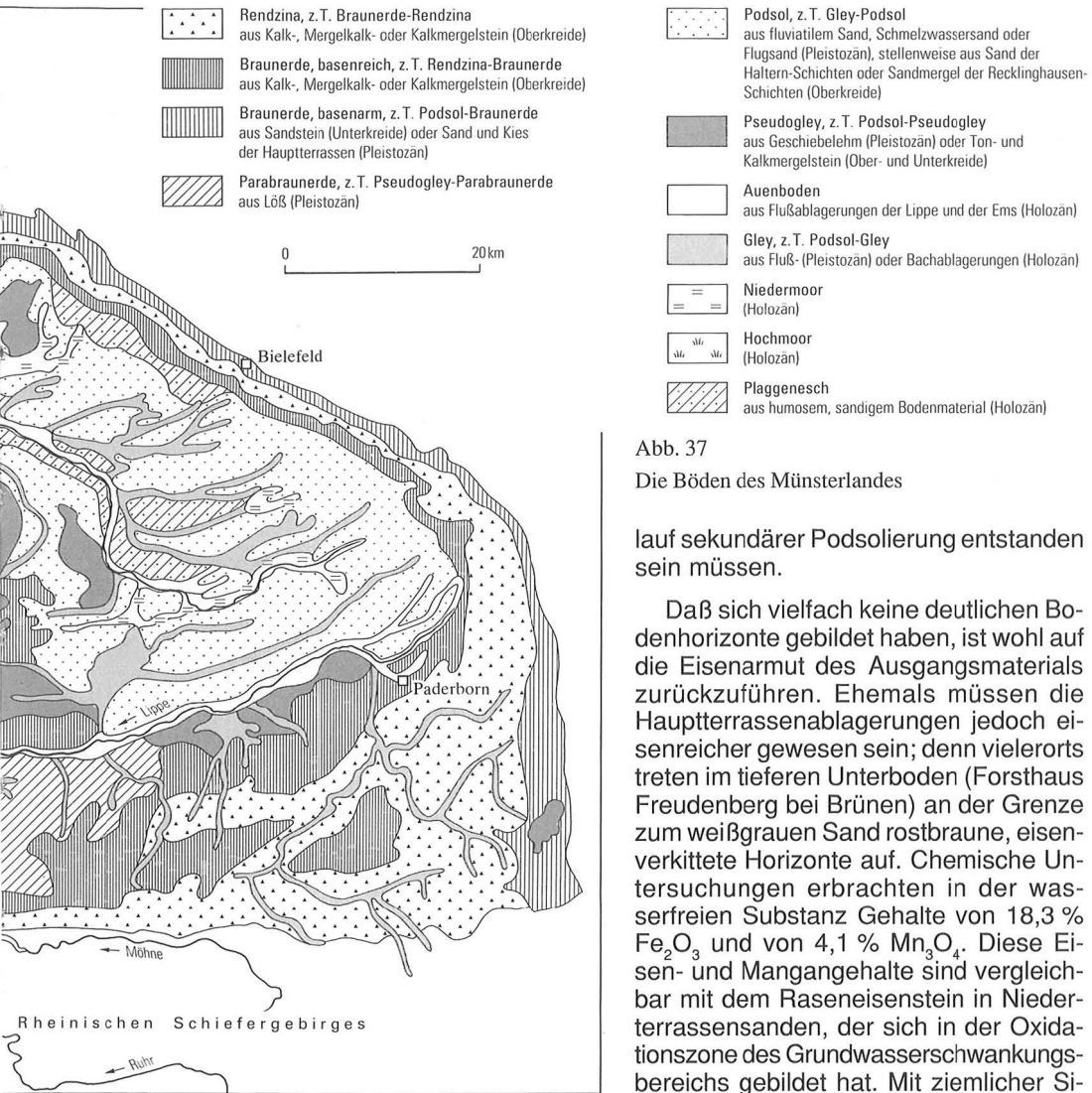


Abb. 37

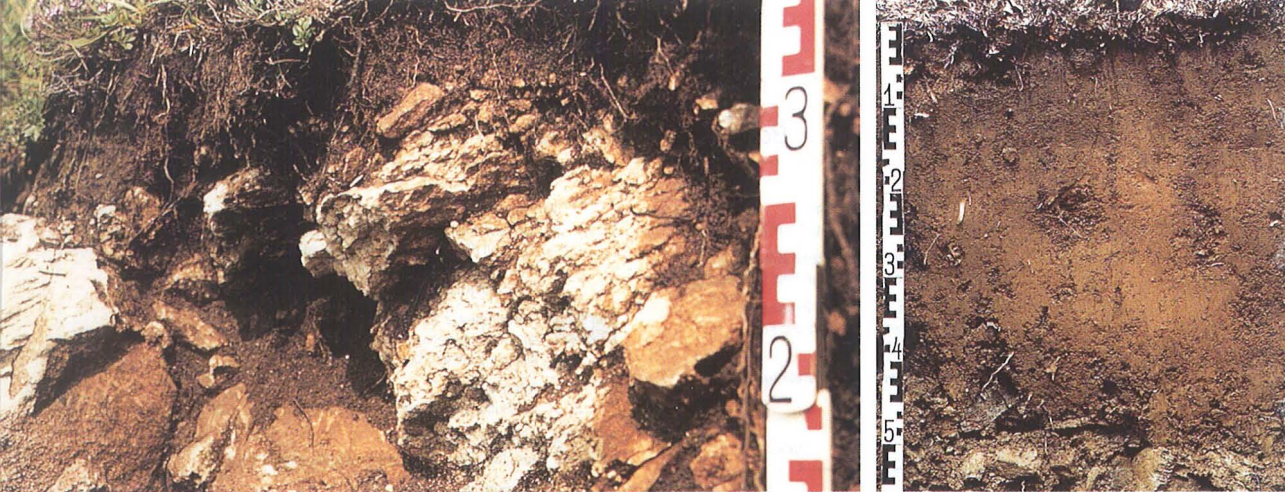
Die Böden des Münsterlandes

lauf sekundärer Podsolierung entstanden sein müssen.

Daß sich vielfach keine deutlichen Bodenhorizonte gebildet haben, ist wohl auf die Eisenarmut des Ausgangsmaterials zurückzuführen. Ehemals müssen die Hauptterrassenablagerungen jedoch eisenreicher gewesen sein; denn vielerorts treten im tieferen Unterboden (Forsthaus Freudenberg bei Brünen) an der Grenze zum weißgrauen Sand rostbraune, eisenverklittete Horizonte auf. Chemische Untersuchungen erbrachten in der wasserfreien Substanz Gehalte von 18,3 % Fe_2O_3 und von 4,1 % Mn_3O_4 . Diese Eisen- und Mangangehalte sind vergleichbar mit dem Raseneisenstein in Niederterrassensanden, der sich in der Oxidationszone des Grundwasserschwankungsbereichs gebildet hat. Mit ziemlicher Sicherheit kann angenommen werden, daß es sich bei den eisenverklitteten Horizonten um fossile Grundwasserabsätze handelt, die in den besonders warmen Interglazialen des Pleistozäns entstanden sind.

Die basenarmen, meist podsoligen Braunerden aus Hauptterrassensedimenten sind überwiegend bewaldet. Bei landwirtschaftlicher Nutzung gehören sie aufgrund ihrer hohen Wasserdurchlässigkeit und geringen nutzbaren Bodenfeuchte zu den trockenempfindlichen und demzufolge zu den ertragsarmen Standorten.

Ihre Tendenz zur Podsol-Braunerde und zum Podsol (s. S. 112) ist überall feststellbar. Typisch für diese Böden ist die Feinbänderung im tieferen Unterboden, die stellenweise bis 3 m unter Geländeoberkante reicht. Sie ist auf vorhergegangene Verbraunungsvorgänge und Tonverlagerung zurückzuführen. Meist sind an den Oberflächen der höherliegenden braunen Tonbänder sehr dünne braunschwarze Säume zu beobachten, die aus Humus- und Sesquioxid-Fällungsprodukten im Ver-



Parabraunerden auf Löß und Sandlöß – Ton und Schluff im Unterboden angereichert

Die Bildung und Verbreitung von Parabraunerden steht ebenfalls in enger Beziehung zum Ausgangsgestein. So ist der in der Weichsel-Kaltzeit am Südrand des Münsterlandes großflächig angewehrte Löß prädestiniert für die Parabraunerdenentwicklung. Besonderes Kennzeichen der Parabraunerden ist eine mechanische Verlagerung von Feinsubstanz – Ton- und Schluffteilchen – aus dem Ober- in den Unterboden. Unter der humosen Krume ist so ein an Feinsubstanz verarmter Horizont entstanden.

Die Löß-Parabraunerden besitzen einen für den Löß typischen Grobschluffanteil von 55 – 65 % mit einem Feinsandanteil von 5 – 10 %. Der Tongehalt beträgt im Oberboden im Durchschnitt 10 – 15 % und nimmt im Unterboden auf 18 – 25 % zu. Der Löß ist meist bis in mehr als 2 m Tiefe entkalkt; geringere Entkalkungstiefen, die fast nur in stark hängigem Gelände angetroffen werden, sind durch Abspülung des Oberbodens zu erklären. Der unverwitterte Löß hat Kalkgehalte von 10 – 15 %. In den Parabraunerden hat eine Tonanreicherung stattgefunden, und zwar in Form von Tonbelägen an Aggre-

gatoberflächen und Bioporenwandungen. Der Sickerwasserdurchfluß wird dadurch gehemmt, was aber ökologisch vorteilhaft ist. Wasser- und Lufthaushalt sind günstig und ausgeglichen. Mit stärkerer Austrocknung ist nicht zu rechnen. Auch die biologische Aktivität ist bis tief in den Unterboden gut. Aufgrund dieser günstigen Bodeneigenschaften zählen die Parabraunerden zu den besten Böden. Sie sind zum Anbau aller Kulturpflanzen geeignet und bringen hohe Erträge.

Die Wälder auf Parabraunerden sind meist Mischwälder aus Stieleiche, Hainbuche, Rotbuche und Winterlinde. Das Laub wird in einem solchen Mischwald in kurzer Zeit zersetzt. Dadurch ist im Spätsommer vor dem neuen Laubfall die alte Laubstreu bereits stark reduziert. Der Humuskörper besteht aus Mull.

Stellenweise hat die Tonverlagerung jedoch zu Tongehaltsunterschieden von teilweise über 10 % geführt, so daß die Versickerung des Niederschlagswassers behindert wird. Dort haben sich Pseudogley-Parabraunerden mit einer deutlichen Marmorierung im Unterboden entwickelt. Sie sind vergesellschaftet mit Pseudogleyen (Staunässeböden), die das Endglied in der Kette der Bodenbildung aus Löß im Münsterland und in seinen Randbereichen sind. Es handelt sich um sekundäre Pseudogleye, die aus stark durchschlämmten Parabraunerden hervorgegangen sind. Die Staunässe wird durch verdichtete Horizonte hervorgerufen, über denen sich eine gebleichte Stauzone entwickelt hat. Bei landwirtschaftlicher Nutzung sind diese Böden natürliche Grünlandstandorte.

Am Nordhang des Haarstrangs, im Übergangsbereich zum Hellweg, führen die Parabraunerden stellenweise Grundwasser in pflanzenreicher Tiefe. Dabei handelt es sich um Karstwasser, das in den klüftigen Kalksteinen des Cenomans und Turons im Kammbereich versickert und entsprechend dem Einfallen der Schichten nach Norden abfließt. An der Grenze zum Mergelstein des Coniacs (Emscher-Mergel) tritt es aus und erfüllt

Abb. 38

Typische Bodenprofile des Münsterlandes
(von oben links nach unten rechts):

Rendzina aus Kalkstein (Oberkreide) am Oberhang des Teutoburger Waldes bei Halle (Westfalen)

Braunerde aus Kalkstein (Oberkreide) am Unterhang des Teutoburger Waldes bei Oerlinghausen

Podsol aus Niederterrassensand der Ems (Pleistozän) bei Amelsbüren

Podsol aus Sand der Haltern-Schichten (Oberkreide) bei Groß-Reken

Pseudogley aus Geschiebelehm (Pleistozän) bei Amelsbüren

Plaggenesch aus Flugsand über Niederterrassensand der Ems (Pleistozän) bei Greffen

als Grundwasser den überlagernden Lößlehm in unterschiedlicher Tiefe. Als Folge haben sich Übergänge zu semiterrestrischen Böden, zu Gley-Parabraunerden mit vom Grundwasser geprägten Bodenhorizonten entwickelt. Sie enthalten im Grundwasserschwankungsbereich vielfach lokal Ausfällungen von Wiesenkalk. Ihr Standortwert und ihre Nutzung entsprechen denen der typischen Parabraunerden.

Als Besonderheit sind Parabraunerden zu erwähnen, die sehr tiefreichend humos sind, stellenweise bis 1,30 m unter Flur. Diese mächtigen humosen Horizonte sind Reste fossiler Schwarzerden. Da die Lößanwehung im Münsterland vermutlich mit dem Ende des Hochglazials der letzten Vereisung ihren Abschluß fand, begann zu diesem Zeitpunkt – noch unter Steppenvegetation oder noch in den baumfreien Tundren des Pleistozäns und des Frühholozäns – die Bodenentwicklung. Dabei entstanden durch Humusanreicherung und Entkalkung des Oberbodens, zumindest in den trockeneren Lagen, Schwarzerden oder Tschernoseme. Erst unter den feuchteren Klimabedingungen des mittleren Holozäns und der seit dem Atlantikum einsetzenden Bewaldung begann ihre Umwandlung. Infolge höherer Sickerwassermengen kam es zu stärkerer Filtrationsverlagerung mit fortschreitender Entkalkung und Versauerung sowie zum Abbau der instabil gewordenen Ton-Humuskomplexe. So entstanden Parabraunerden mit wechselnd mächtigen Resten des Schwarzerdestadiums im Unterboden. Ihre bodenphysikalischen Eigenschaften sind denen der rezenten Schwarzerden Rußlands vergleichbar. Auch diese Böden sind sehr ertragreiche Ackerstandorte.

Die Parabraunerden aus Sandlöß und Flugsand sind in einem von West nach Ost durchgehenden Streifen am Nordrand der Hellweg-Lößzone verbreitet. Sie haben in den meisten Fällen keinen zusammenhängenden Tonanreicherungs-horizont. Dagegen sind in tieferen Profilbereichen häufig mehrere übereinander-

liegende, braune, tonhaltige Bänder zu beobachten, die im allgemeinen 2 – 5 cm mächtig und 10 – 15 cm voneinander entfernt sind. Sie werden zur Tiefe hin sichtbar dünner, bis sie schließlich bei ca. 3 m unter Geländeoberfläche ganz fehlen. Der Ton lagerte sich in tieferen Bodenzonen nicht in einem Horizont, sondern in einer Vielzahl kleiner Bänder an. Diese leichten Parabraunerden haben aufgrund des hohen Sandanteils (> 80 %) ein grobes Filtergerüst, so daß Nährstoffe und Wasser rasch in den Untergrund abgeführt werden. Sie sind aber jederzeit bearbeitbar und bei abgestimmter Düngung ebenfalls gute Ackerstandorte.

Podsole, arme Böden auf Sanden aus Kreide- und Quartär-Zeit

Im Bereich der großen Niederterrassen- und Talsandebenen des Münsterlandes mit ihren weitflächig verbreiteten nährstoffarmen Sanden verschiedener Herkunft – fluviatil, glazigen, äolisch – ist in relativ erhöhten Lagen die Bodenentwicklung stets zum primären Podsol hin verlaufen – einem Bodentyp, bei dem der Oberboden unter der Humusdecke gebleicht ist (Abb. 38). Die Bodenart ist Fein- bis Mittelsand, in die stellenweise schluffig-sandige Bänder eingeschaltet sind. Hinzu kommt eine diesen Verhältnissen ehemals angepaßte anspruchslose Vegetation, zum Beispiel Ericaceen und Nadelhölzer, die mit ihren Pflanzenrückständen ungünstig für die Humusbildung sind. Der mikrobielle Abbau erfolgte – bei stark gehemmter Streuzersetzung – langsam und führte meist nur bis zum Rohhumus. Unter dem Einfluß der sauren Huminstoffe, der niedrigen pH-Werte und der dadurch bedingten intensiven Verwitterung wurden Eisen- und Aluminiumhydroxide in Verbindung mit den Humussolen wandlungsfähig. Sie gelangten in tiefere Bodenschichten, wo sie infolge relativ höherer pH-Werte ausgefällt wurden und sich angereichert haben.

Die Podsolierung hat die Bodenentwicklung in großen Teilen des zentralen Münsterlandes bestimmt. Im allgemeinen sind die Podsole nur schwach bis mäßig ausgeprägt. Meist handelt es sich um trockene Standorte mit geringer Produktion an organischer Substanz und stark gehemmter Streuzersetzung. Auch in den Dünenanden ist die Entwicklung selten bis zum ausgeprägten Podsol fortgeschritten. Sobald aber durch Grundwasser oder durch Staunässe der Wasserhaushalt des Bodens in für die Pflanzen erreichbarer Tiefe günstiger beeinflusst wurde, haben sich mit der verstärkten Pflanzenproduktion die Humussäuremengen und damit die Podsolierungsintensität erhöht. In der bodentypologischen Bezeichnung wird der Wassereinfluß berücksichtigt, zum Beispiel Gley-Podsol mit Grundwasser zwischen 0,8 – 2,00 m unter Flur oder Pseudogley-Podsol mit Staunässe (geringmächtiger Sand über Geschiebelehm oder Tonmergelstein) zwischen 0,8 – 1,3 m unter Flur.

Das gemeinsame Merkmal der Podsole und ihrer Übergangstypen ist die sandige Bodenart, saure Bodenreaktion, Basenarmut und geringes Pufferungsvermögen, große Luft- und Wasserdurchlässigkeit sowie mangelnde nutzbare Wasserkapazität bei steter Bearbeitungsfähigkeit. Sie sind örtlich die gegebenen Ackerstandorte. Nutzungsschwierigkeiten treten nur dort auf, wo sich infolge starker Podsolierung Ortsteinhorizonte gebildet haben. Es handelt sich jedoch insgesamt um geringwertige Böden, auf denen anspruchslosere Kulturpflanzen angebaut werden.

Die Dynamik des Podsols ist auch bei den Böden aus den sehr basenarmen Sanden der oberkreidezeitlichen Haltern-Schichten im Westen des Münsterlandes festzustellen. Allerdings ist ihre Ausprägung weit undeutlicher als die in den pleistozänen Sanden. Hinzu kommt, daß seit der Ablagerung sehr viel Zeit vergangen ist, in der Bodenbildungsvorgänge wirksam waren. Gerade im Verbreitungsgebiet der Haltern-Schichten sind Reste fossiler Böden vorhanden, die infolge ih-

rer Farbintensität Einflüsse rezenter Bodenbildung kaum sichtbar werden lassen. Im allgemeinen tragen die trotz ihres unverfestigten Zustandes morphologisch meist herausragenden Sande der Haltern-Schichten fossile Gleye (Latosole). In leuchtend rostroten Sanden sind oftmals bis zu 20 übereinanderliegende Horizonte aus stark verfestigten Eisenschwarten eingeschaltet. Sie bestehen aus vielen unregelmäßigen Röhren, die zwar horizontbeständig sind, aber nicht als zusammenhängende Eisenanreicherungszone im Sediment liegen. Sie werden als Oxidationsbereiche des Grundwassers gedeutet und müssen in der Tertiär-Zeit mit ihrem tropischen bis subtropischen Klima entstanden sein. Das Korngrößenmaximum liegt mit über 90 % bei 0,1 – 0,6 mm. Eisengehalte treten nur in den der Bodenbildung (rezent und fossil) unterliegenden oberen Zonen auf. Dort überwiegen intensive Rottöne.

Die Podsole aus Sand der Haltern-Schichten gehören zu den ertragsärmsten Standorten des Münsterlandes. Nährstoffvorrat, Rückhaltevermögen und nutzbare Wasserkapazität sind sehr gering. Die Böden stehen deshalb fast ausnahmslos unter Wald, wobei die anspruchslose Kiefer dominiert (Abb. 38).

Podsolierungserscheinungen sind auch bei den Böden aus Sandmergel der Recklinghausen-Schichten, die ebenfalls im Westen des Münsterlandes und in unmittelbarer Nachbarschaft zu den Sanden der Haltern-Schichten verbreitet sind, zu beobachten. Jedoch ist die Ausprägung als Podsol noch geringer. Seit ihrer Sedimentation in der Oberkreide-Zeit sind die Sandmergel überwiegend terrestrischen Einflüssen ausgesetzt gewesen, so daß sich in der langen Zeit tiefreichende Bodenbildungen vollziehen konnten. Ein großer Teil des fossilen Bodens ist schon im Pleistozän durch glazigene und periglaziale Vorgänge abgetragen worden. Nur stellenweise sind Reste, meist der untere Teil ehemals mächtiger Braunlehme (Braunlehm-Plastosole, Fersiallit), erhalten geblieben. Sie sind vor allem aufgrund ihrer leuchtend rostroten Farben – etwas

dunkler rot als bei den Haltern-Schichten – als fossile Böden zu erkennen. Wenn diese Böden heute bodentypologisch als Braunerde-Podsole bezeichnet werden, so muß jedoch betont werden, daß es sich bodengenetisch um Braunlehme handelt, die primär in ihren oberen Horizonten Braunlehmgefüge gehabt haben und aufgrund der starken und lang andauernden Verwitterung erheblich bindiger gewesen sein müssen. Das heute an der Oberfläche anstehende Bodenmaterial ist ein schwach lehmiger, toniger Sand. Die Entwicklung geht deutlich zum Podsol hin, was sich an dem violetten Schimmer und den gebleichten Sandkörnern auf den Feldern – besonders östlich und westlich Reken sowie in der Fren-troper Mark zwischen Marl und Dorsten – zu erkennen gibt. Auf die Gesamtfläche bezogen nehmen diese Böden nur sehr kleine Areale ein. Sie werden vorwiegend – zum Beispiel bei Heiden – ackerbaulich genutzt.

Pseudogleye, stauende Nässe – Böden auf tonigen Gesteinen der Kreide- und Quartär-Zeit

In den weiten Ebenen des Münsterlandes sind die Grundmoränen der Saale-Kaltzeit verbreitet. Sie sind das Ausgangsmaterial für ausgeprägte Staunäseböden, die primären Pseudogleye. Einst waren die Grundmoränen des nordischen Inlandeises in geschlossener Decke vorhanden. Heute sind nur noch inselartig einzelne Reste anzutreffen. Meist handelt es sich um einen grau bis graubraun gefärbten, sandig-tonigen Geschiebelehm mit wechselndem Gehalt an nordischen Geschieben. In dem dicht gelagerten bindigen Material staut sich das Sickerwasser und wird als langanhaltende Staunässe zum bestimmenden bodenbildenden Faktor. Die Vernässungsperioden fallen mit den Zeiten starker Niederschläge und geringer Verdunstung (Herbst bis Frühjahr) zusammen, während es in der Vegetationszeit oft zu star-

ker Austrocknung kommt. In den Pseudogleyen ist der Wechsel von Naß- und Trockenzeiten deutlich sichtbar. Die in der Staunässe gelösten organischen Stoffe mobilisieren das Eisen im Boden. Bei Austrocknung fällt das Eisen (und Mangan) in Flecken, Streifen und Konkretionen wieder aus (Abb. 38). Die Verlagerung und Konzentration der färbenden Eisen- und Manganverbindungen erfolgt während der Naßphasen in einem Reduktionsmilieu. Die Oxidation, das heißt die Ausfällung und Bildung von Konkretionen, findet während der Trockenphasen statt.

Mangelnde Durchlässigkeit, geringe nutzbare Wasserkapazität und fehlende Durchlüftung sind die wichtigsten Eigenschaften dieser schweren Böden. Auf dem meist ebenen Gelände sind bei höheren Niederschlägen die Böden schnell mit Wasser übersättigt, so daß es zu einem Wasserstau an der Oberfläche kommt. Sie werden trotzdem vorwiegend landwirtschaftlich, bevorzugt als Grünland, genutzt. Sind sie bewaldet, so herrschen neben der Stieleiche fast reine Buchenbestände vor.

Ein höherer Standortwert kommt den Pseudogleyen zu, die eine sandige Deckschicht aus Schmelzwasser- oder Flug-sanden tragen. Der Einfluß von Staunässe beschränkt sich in solchen Böden nur noch auf den Unterboden, wogegen im Oberboden Vorgänge der Podsolierung ablaufen konnten. Es ist dort zur Entwicklung von Podsol-Pseudogleyen, zum Teil von Pseudogley-Podsolen, gekommen. Diese Böden lassen sich leichter bearbeiten als die typischen Pseudogleye. Sie haben aber eine zwischen Überfluß und Mangel stark wechselnde Wasserversorgung – wie es charakteristisch für den Wasserhaushalt der Pseudogleye ist. Neben dem Nährstoffmangel im sandigen Oberboden ist dies der Hauptgrund für eine unterschiedliche Ertragsleistung. Diese Böden werden heute überwiegend beackert. Eine Dränung ist dafür jedoch Voraussetzung.

Gleiche oder ähnliche Pseudogleye haben sich aus den bis zur Oberfläche anstehenden Ton- und Kalkmergelsteinen

der Oberkreide im zentralen Münsterland, aus den Tonsteinen der Unterkreide sowie aus den Tonen des Tertiärs am Westrand des Münsterlandes entwickelt. Sie sind ausschließlich in ebener Lage, so daß sich die erforderliche Dränung sehr schwierig gestaltet. Ehedem ist stellenweise durch die „Beetkultur“ ein künstliches Kleinrelief geschaffen worden, um das Oberflächenwasser in die zwischen den Beeten angelegten Gräben abzuführen. Diese Pseudogleye werden heute fast nur als Grünland genutzt.

Auenböden begleiten Bach und Fluß

Im zentralen Münsterland nehmen Böden mit Grundwassereinfluß große Flächen ein. Die im Untergrund anstehenden Oberkreide-Mergel sind oberflächlich verwittert. Diese sogenannte Auflockerungszone führt ein geringmächtiges Grundwasser, das aber vielfach bis fast an die Geländeoberfläche reicht. So haben sich semiterrestrische Böden entwickelt, deren Ausbildung durch das Grundwasser beherrscht wird. In den Flußtälern von Lippe und Ems sind Auenböden entstanden, die zeitweilig überschwemmt werden und einen stark schwankenden Grundwasserspiegel in Abhängigkeit von der Wasserführung der Flüsse haben. Auenböden begleiten Lippe und Ems zu beiden Seiten in ebenen Streifen wechselnder Breite. Unterbrochen werden sie durch Altwasserrinnen und durch kleine Tälchen der zufließenden Bäche aus den anschließenden höhergelegenen Terrassenflächen. Bodenartlich wechseln die Auensedimente horizontal und vertikal zwischen Sand, lehmigem Sand und sandigem Lehm. Im tieferen Unterboden – meist zwischen 1 und 2 m – folgt stets Sand bis schwach lehmiger Sand, der vielfach kiesig ist. Die Auenböden sind beliebte Weidestandorte. Relativ höhergelegene, trockenere Flächen werden dagegen ackerbaulich genutzt, wobei inzwischen der Maisanbau eine dominierende Position erlangt hat.

Gleye, Böden mit hohem Grundwasserstand in den Fluß- und Bachtälern

In Bereichen wenig schwankenden Grundwassers, in denen der Grundwasserspiegel in der überwiegenden Zeit des Jahres zwischen 0,4 und 0,8 m unter Flur liegt, haben sich Gleye entwickelt. Sie nehmen die relativ eingetieften Lagen in der Nachbarschaft der kaum merklich höherliegenden Podsole in den großen Niederterrassen- und Talsandgebieten sowie in den jungen Bachtälern des gesamten Münsterlandes ein.

Bodenart ist Fein- bis Mittelsand mit schluffig-sandigen Bändern. Im Untergrund liegt fast immer gröberer Sand. Auf den vom Grundwasser unbeeinflussten Horizont folgt der rostbraune Oxidationshorizont im Schwankungsbereich des Grundwassers und darunter der stets nasse, fahlgraue Reduktionshorizont im ständigen Grundwasser. Bei längerer Einflußdauer des Grundwassers und zusätzlicher Eisenzufuhr aus umgebenden Böden sind stellenweise harte Fe-reiche Horizonte entstanden, die als Raseneisenstein bezeichnet werden. Örtlich ist bis zu 40 % Eisen angereichert; Probestücke aus Westbevern ergaben zum Beispiel 32,3 % Fe_2O_3 und 6,9 % Mn_3O_4 . Vielerorts wurden auf diese Vorkommen Bergbaurechte verliehen; örtlich ist das Erz auch abgebaut worden (s. S. 133).

Den feuchteren Varianten des Gleys, dem Naßgley und dem Anmoorgley, fehlen harte eisenreiche Horizonte, weil in diesen Böden das Grundwasser höher steht und zeitweilig die Bodenoberfläche erreicht. Bei den trockeneren Varianten sind dagegen die oberen Dezimeter während der niederschlagsärmeren Monate und der stark wasserverbrauchenden Vegetationsperiode grundwasserfrei. Es können dann Einflüsse wirksam werden, die aufgrund der Bodenart und der dadurch bedingten Basenarmut zu einer Podsolisierung führen. Ein hoher Anteil an gebleichten Quarzkörnern in der Krume deutet auf die Podsolisierungsvorgänge

hin. Bodentypologisch werden solche Böden als Podsol-Gleye bezeichnet.

Die Gleye besitzen hohe Wasser- und Luftdurchlässigkeit bei geringer nutzbarer Wasserkapazität. Wenn auch die Grünlandnutzung überwiegt, so nimmt doch die Ackerwirtschaft stetig zu.

Niedermoore

In den stärker eingetieften Lagen der großen Niederungsgebiete und Flußtäler, in denen das Grundwasser ständig an oder über der Oberfläche steht, haben sich Niedermoore oder Moorerden unterschiedlicher Mächtigkeit und mit meist mehr als 40 % Gehalt an organischer Substanz gebildet. Im allgemeinen bestehen sie aus zersetzten Torfen – vorwiegend Schilftorf, Seggen- und Braunmoostorf sowie Erlen- und Birkenbruchwaldtorf – über Sanden, Schluffen und Kiesen. Größere zusammenhängende Niedermoore sind zum Beispiel im Raum Maria-Veen – Hausdülmen (Heubach), im Merfelder Bruch und westlich Rhade (Mühlenbach) anzutreffen. Kleinere Flächen liegen verstreut in den Tälern der Lippe, der Ems und der zahlreichen Bäche, meist als Verlandung von Altwasserläufen. Viele sind jedoch durch Bodenverbesserungsmaßnahmen verändert worden, zum Beispiel mit mineralischem Bodenmaterial überdeckt bei gleichzeitiger Verbesserung der Vorflutverhältnisse. Heute werden sie fast ausschließlich als Grünland genutzt, vorzugsweise als Mähwiesen, da sie wegen ihrer Trittempfindlichkeit nur eingeschränkt beweidet werden können.

Hochmoore

Die Hochmoore im Westen des Münsterlandes, das Schwarze und das Weiße Venn bei Velen sowie das Burloer Venn bei Gross Burlo – entwickelten sich überwiegend auf Geschiebelehm der Grundmoräne. Der nährstoffarme Stand-

ort mit langanhaltender Staunässe begünstigt die Ansiedlung anspruchsloser Torfmoose, die unabhängig vom Grundwasser auf ihren eigenen Polstern wachsen. Da in dem vernässten luftarmen und sauren Milieu keine Zersetzung stattfindet, kam es zur Vertorfung. Die Hochmoore sind heute zum weitaus größten Teil kultiviert. Nur kleinere Areale blieben verschont und sind inzwischen unter Naturschutz gestellt worden. Aber auch dort ist die alte Mooroberfläche nicht mehr ungestört; sie ist durch Torfstechen zum Teil abgebaut worden. Außerdem ist durch Entwässerungsmaßnahmen der landwirtschaftlich genutzten kultivierten Hochmoorflächen in unmittelbarer Nachbarschaft der Wasserhaushalt so verändert worden, daß auch die Hochmoore der Naturschutzgebiete nur noch bedingt „natürlich“ sind.

Plaggenesche – Zeugen historischer Ackerbaukultur

Ein besonderes Kennzeichen der sandigen Gebiete des Münsterlandes sind die Plaggenesche. Sie sind relativ weit verbreitet, vor allem in den Flachlandbereichen und dort meist in schwach erhöhter Lage. Stellenweise nehmen sie größere zusammenhängende Flächen ein, zum Beispiel auf dem Kalkmergelsteinrücken zwischen Borken und Stadtlohn, auf dem Mergelsandsteinrücken zwischen Dülmen und Lette, auf den Flugsandhügeln und Uferwällen entlang der Flüsse und Bäche, im Bereich des Münsterländer Kiessandzuges südlich Münster und auf den Sandern am Hangfuß des Teutoburger Waldes. Zum andern sind sie in Einzellage über das gesamte Münsterland verstreut als sogenannte Hofesche anzutreffen.

Die Plaggenböden sind das Ergebnis einer jahrhundertealten Plaggenwirtschaft, die, vor allem in den Gebieten mit nährstoffarmen Sanden, als älteste Bodenverbesserungsmaßnahme das Ziel hatte, die Ertragsfähigkeit der leichten Böden zu verbessern. Die Plaggen wur-

den als Soden abgestochen, im Stall als Streu genutzt und dabei mit Dung vermischt, kompostiert und später auf das Ackerland aufgebracht. Außer organischer Substanz enthielten die Plaggen meist einen erheblichen Anteil an Mineralboden. Durch den Plaggenauftrag wurden im Laufe der langen Zeit tiefhumose Oberböden von zum Teil 60 cm, vereinzelt auch bis zu 125 cm Mächtigkeit geschaffen (Abb. 38). Seit Ende des letzten Jahr-

hunderts wird durch die Anwendung von Handelsdünger und ähnlichem die arbeitsaufwendige Plaggendüngung nicht mehr ausgeübt. Die Plaggenesche sind landwirtschaftlich geschätzte Böden. Sie sind locker und gut durchwurzelt und vor allem jederzeit leicht zu bearbeiten. Bei genügender Zufuhr von organischem und mineralischem Dünger lassen sich selbst anspruchsvolle Nutzpflanzen erfolgreich anbauen.

Grundwasser – Dargebot, Nutzung und Gefährdung

(G. Michel)

Das Grundwasser ist unser Bodenschatz Nummer 1. Es erfüllt zusammenhängend die Hohlräume der Erdrinde; seine Bewegungsmöglichkeit wird ausschließlich durch die Schwerkraft bestimmt. Hohlräume können Poren, Klüfte (und andere Trennfugen im Gestein) oder – im verkarsteten Kalkstein – Kavernen und kommunizierende Röhrensysteme sein. Entsprechend unterteilt man die grundwasserführenden Gesteine in Poren-, Kluft- und Karstgrundwasserleiter.

Das Münsterländer Becken als hydrogeologisches System

Das Münsterländer Becken ist eine etwa 150 km lange und 80 km breite asymmetrische Muldenstruktur mit einer sehr flachen Südflanke und einer steil stehenden bis überkippten Nord- und Nordostflanke. Die Muldenachse verläuft etwa von Burgsteinfurt über Münster nach Gütersloh; die tiefste Stelle (–2 500 m NN) wird im Gebiet Emsdetten – Lengerich erreicht. Aus hydrogeologischer Sicht ist dieses Becken die geschlossenste Grundwasserlandschaft Nordwestdeutschlands. Struktur, Schichtenaufbau sowie Geländeform legen den Vergleich mit einer riesigen Wanne nahe, in der sich Grund- und Oberflächenwasser sammeln. Wie die Abbildung 39 verdeutlicht, handelt es sich um ein Dreischicht-Grundwasserfließsystem, bestehend aus

- dem unteren Kluftgrundwasserleiter (Unterkreide bis Unterconiac), der an den Rändern mehr oder weniger breit ausstreicht und zum Beckeninnern abtaucht,
- der nahezu undurchlässigen Trennschicht des Emscher-Mergels (Mittelconiac bis Santon) und

- mehreren lokalen, oberflächennahen Porengrundwasserleitern (Haltern-Sande, quartärzeitliche Sande und Kiese).

Den unteren Kluftgrundwasserleiter bilden die Kalk- und Mergelsteine der Oberkreide sowie – ganz untergeordnet – am Ostrand die Sandsteine der Unterkreide. In den Ausstrichbereichen im Osning, in der Egge, auf der Paderborner Hochfläche, am Hellweg und im Ardey-Gebirge ist der Kalkstein lokal verkarstet, und es bildet sich aus den Niederschlägen das Karstgrundwasser, welches an der Westfälischen Quellenlinie (Hellweg) zwischen Dortmund und Bad Lippspringe in Karstquellen ausfließt. Die hydrogeologische Barriere dieser Quellen entspricht der Emscher-Mergel-Grenze – auch wenn diese unter quartären Schichten verhüllt ist. Im Nordosten treten am Kleinen Berg zwischen Bad Laer und Disen Karstquellen analoger Entstehung auf.

Die überdeckende, nahezu undurchlässige Trennschicht des Emscher-Mergels (Durchlässigkeit k_f zwischen 10^{-9} bis 10^{-12} m/s) wird von den Rändern in Richtung auf das Beckenzentrum immer mächtiger (bis 800 m). Gleichwohl bewirkt sie bereits in den randlichen Bereichen eine Trennung des in der Regel mit Sole erfüllten unteren Kluftgrundwasserleiters von den oberflächennahen Porengrundwasserleitern. Lokal ist diese Sperre weniger wirksam, weil entlang von tiefreichenden Verwerfungen die Wasserdurchlässigkeit erhöht sein kann. Es kommt zum Aufstieg der Sole, was eine Versalzung des oberflächennahen Grundwassers zur Folge hat, etwa bei Geseke. Im Kontakt mit Süßwasser entstehen Ionenaustausch-Wässer, zum Beispiel bei Gütersloh. Es handelt sich dabei um Wässer, bei welchen in Gegenwart von tonig-merge-

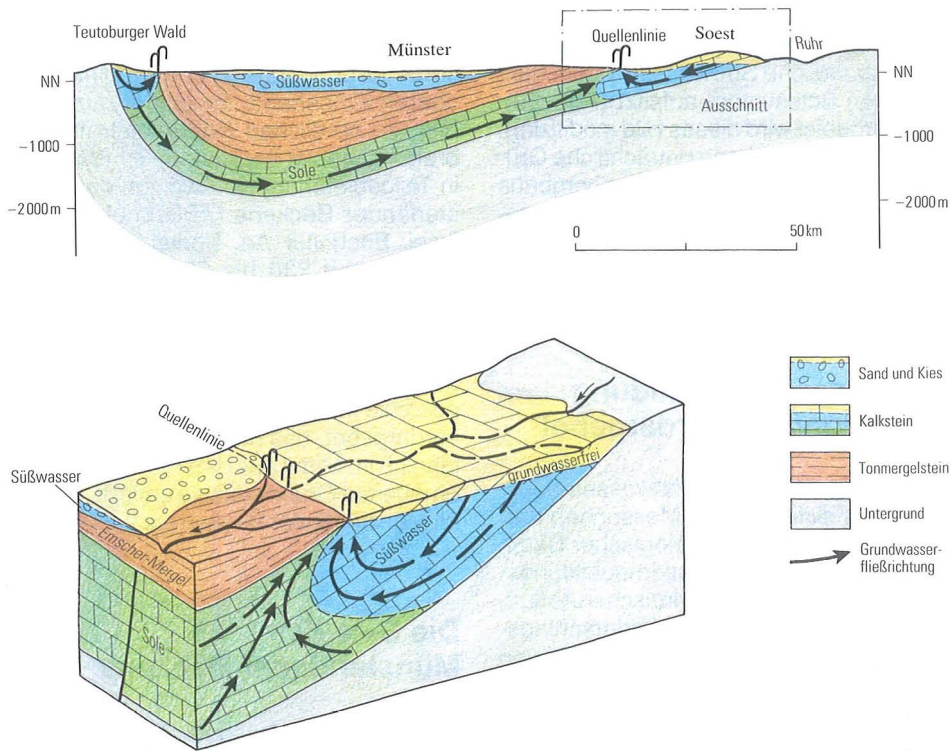


Abb. 39 Das Grundwasserflußmodell Münsterländer Becken (stark vereinfacht)

ligen Gesteinen ein Austausch der Natrium-Ionen der Sole mit den Calcium-Ionen des oberflächennahen Hydrogencarbonat-Wassers (Süßwasser) erfolgt. Das Ergebnis sind Natrium-Hydrogencarbonat-Wässer.

Die oberflächennahen Sand- und Kiesgrundwasserleiter sind überwiegend isoliert über dem Emscher-Mergel verbreitet. Nur in den Randbereichen, dort wo der Emscher-Mergel fehlt, bestehen örtlich hydraulische Verbindungen zwischen dem Kalksteingrundwasserleiter und den überlagernden Porengrundwasserleitern, insbesondere zu den gut durchlässigen Plänerschottern.

Ergänzend zu dieser herkömmlichen hydrogeologischen Untergliederung des Münsterländer Beckens ist neuerdings

eine Grundwasser-Systemanalyse durchgeführt worden. Sie ordnet die vielfältigen, zum Teil widersprüchlich erscheinenden Geländedaten in ein sinnvolles System ein und bildet die Basis für mathematische Modellrechnungen sowie für eine optimale Erschließung und Bewirtschaftung der Wasserressourcen und ihren Schutz.

Das ganze Münsterländer Becken entspricht einem regionalen hydrologischen System, welches sowohl das Grundwasserfließsystem als auch das mit ihm verbundene Oberflächenwassersystem umfaßt. Unterschieden wird zwischen

- dem zentralen, tiefen Salzwasser/Sole-Subsystem (Untersystem) und
- dem randlichen Süßwasser-Subsystem.

Beide Subsysteme stehen miteinander im hydrodynamischen Gleichgewicht, wobei das randliche Süßwassersystem dem zentralen Solesystem aufsitzt (Abb. 39). Im Ruhrgebiet wird dieses Bild modifiziert. Dort hat die langjährige beträchtliche Grubenwasserförderung des Kohlenbergbaus tiefgreifende Veränderungen in beiden genannten Subsystemen hervorgerufen (s. S. 122).

Grundwasserneubildung und Grundwasserdargebot

Das Ausmaß der Grundwasserneubildung läßt sich aus den Messungen meteorologischer und hydrologischer Daten herleiten. Die Grundwasserneubildungsrate entspricht dem unterirdischen Abfluß. Sie ergibt sich aus der Niederschlagshöhe abzüglich Verdunstungsmenge und oberirdischem Abfluß.

Die zeitlich langjährige mittlere Niederschlagsverteilung ist im Münsterländer Becken recht gleichmäßig, mit einem Hauptmaximum im Sommer (Juli bis August) und einem schwächeren Maximum im Winter (Dezember). Die sommerlichen Niederschläge sind überwiegend auf Ausgleichsströmungen (Konvektionen) in der Atmosphäre, die winterlichen auf die vom Westen her einströmenden maritimen Luftmassen zurückzuführen.

Die mittlere jährliche Niederschlagshöhe (Periode 1931 – 1960) liegt zwischen ca. 1 250 mm im Bereich der Egge und < 700 mm in den Regionen Emsdetten – Greven und Hamm bis südlich Münster. Im Zentralbereich des Münsterländer Beckens liegen die jährlichen Niederschlagshöhen einheitlich zwischen 700 und 800 mm. Auf den Anhöhen im Westen (Baumberge, Hohe Mark, Haard) übersteigen sie nur wenig die 800-mm-Grenze, während sie im Nordosten, Osten und Süden stark mit der Höhenlage zunehmen. Die Zunahme der Niederschlagshöhen beträgt dort zwischen 100 und 150 mm im Jahr pro 100 m Geländehöhe.

Die aktuelle Verdunstungsmenge beträgt ca. 475 mm pro Jahr. Die Grundwasserneubildungsrate ist in Teilgebieten der oberen Emsebene, im oberen Lippegebiet, im nördlichen Ruhrgebiet, im Verbreitungsgebiet der Haltern-Sande sowie in Teilgebieten im Nordwesten des Münsterländer Beckens (Abflußgebiete der Issel, Bocholter Aa, Berkel, Dinkel und Vechte) mit 230 bis 270 mm/a relativ hoch. In allen übrigen Gebieten liegt sie im allgemeinen unter 190 mm im Jahr, im stark oberflächenversiegelten Emschergebiet sogar nur bei 152 mm im Jahr. Das gesamte theoretisch nutzbare Grundwasserdargebot, das die Gesamtmenge des jährlich im Mittel aus den Niederschlägen erneuerten Grundwassers umfaßt, beträgt im Münsterländer Becken ca. 2,3 Mrd. m³.

Die Sole des Münsterländer Beckens

Als Sole wird allgemein eine höher konzentrierte wässrige Lösung von Kochsalz (NaCl) bezeichnet. Sie ist jedoch selten völlig rein, sondern enthält noch andere gelöste Stoffe, wie Calcium- und Magnesium-Ionen sowie Sulfat-Ionen, und in geringer Menge oder in Spuren Fluor, Brom und Jod. Die Ionenkonzentration wird in Prozent angegeben (1 % = 10 g/kg gelöstes Natriumchlorid).

Die Sole fließt schon lange Zeit in zahlreichen Quellen am Süd- und Nordrand des Münsterländer Beckens aus, mindestens seit dem Ende der Weichsel-Kaltzeit, also seit 8 000 – 10 000 Jahren. AUGUST HUYSEN (1824 – 1903) beschrieb 1855 in seiner bekannten Sole-Monographie noch über 130 natürliche und künstlich erschlossene Soleaustritte, die heute weitgehend versiegt sind.

Die Salzproduktion aus Sole war die älteste Industrie Westfalens. In Werl ist die Salzherstellung bereits um 700 v. Chr. durch archäologische Funde belegt. Seit der zweiten Hälfte des 19. Jahrhunderts verschlechterte sich die wirtschaftliche

Lage der damals noch vorhandenen Salinen zusehends. Wenige Salinen fanden den Anschluß an das 20. Jahrhundert, indem dort Heilbäder etabliert wurden. Von diesen existierten Werl bis 1927, Unna-Königsborn bis 1941 und Rheine-Gottesgabe bis 1974. Drei Solebäder blieben: Bad Sassendorf (seit 1817), Bad Westernkotten (seit 1845; Abb. 40) und Bad Rothenfelde (seit 1853). Hinzu kamen Bad Waldliesborn (seit 1913), Bad Laer (seit 1836) und das Solbad Ravensberg (seit 1909).

Die Gesamtmineralisation der heute außerhalb des Ruhrgebiets zugänglichen Solen liegt zwischen 2 % (Ravensberg) und 13 % (Bad Waldliesborn). Alle Solen haben durchweg einen hohen Sulfatgehalt (max. 3 000 mg/l in Bad Laer). Lediglich die Sole von Rheine ist nahezu sulfatfrei. Die Sole-Temperaturen zeigen keine Auffälligkeiten. Der Gehalt an gelöstem freien Kohlenstoffdioxid ist postvulkanischen Ursprungs und übersteigt in den meisten Fällen 1 000 mg/kg.

Nichts ist naheliegender, als die Sole von aufgelösten, abgelaugten Steinsalzvorkommen abzuleiten. Im zentralen Münsterland gibt es aber keine Steinsalzlager. Die nächstliegenden intakten Salzlager befinden sich am Niederrhein und im nordwestlichen Zipfel des Münsterlandes. Die These einer Ablaugung dieses Salzes und die Wanderung (Migration) der entstehenden Sole bis zum Südrand des Münsterländer Beckens und bis in die Grubenbaue des Ruhrgebiets muß aufgrund neuerer Untersuchungen eingeschränkt, wenn nicht sogar aufgegeben werden: Die Sole ist nicht in einem einmaligen Vorgang entstanden, sondern sie ist das Produkt der erdgeschichtlichen Entwicklung. Die heutige Verbreitung der Sole und ihr Chemismus sind ebenso wie der Gebirgskörper das Ergebnis eines wechselvollen paläohydrogeologischen Werdegangs. Die Sole ist somit ein „connates“ Wasser im weitesten Sinne des Wortes. Connate heißt im Englischen angeboren. Gemeint ist, daß es sich um ursprüngliches Wasser handelt, das zwar vor vielen Millionen Jahren in dem jewei-

ligen Sediment gebildet wurde, jedoch in vielen Fällen späteren chemischen Veränderungen unterlag. Die Geschichte der Münsterländer Sole begann mit der Cenoman-Transgression. Die Absenkung des Beckens während der Oberkreide-Zeit führte zur Sedimentation sehr mächtiger Kalk- und Mergelschlämme. Das darin enthaltene Sedimentwasser wurde bereits damals ausgepreßt, sickerte wahrscheinlich zu einem Teil in den unterlagernden variscischen Gebirgsumpf ein und trat mit dem dort schon vorhandenen versalzten Tiefenwasser in chemische Wechselbeziehungen. Die Ablaugung damals dem Grundwasser zugänglicher Salzlager des Zechsteins und Röts und eine entsprechende Soleinfiltration dürften ebenfalls eine nicht unwesentliche Rolle gespielt haben.



Abb. 40

Das Gradierwerk aus dem Jahr 1845 in Bad Westernkotten

Im Verlauf der saxonischen Gebirgsbildung wurde das Münsterländer Becken zum Festland. Aus dem Süden her erfolgte eine Infiltration von Süßwasser,

während mutmaßlich im Nordwesten und im Norden erneut Salzlager verschiedenen geologischen Alters abgelaut wurden. Die so entstandene Sole wanderte ab, mischte sich mit dem schon vorhandenen Tiefengrundwasser und führte zu einer erheblichen Zunahme der Salzkonzentration. Somit dürfte die Sole in ihrer heutigen Beschaffenheit bereits im Alttertiär, also vor etwa 60 Millionen Jahren, dagewesen sein. Dies ist zwar nicht meßbar, aber wir können zumindest aus Isotopenuntersuchungen schließen, daß die unverdünnte „Ursole“ älter als 40 000 Jahre ist.

Die Grundwasserlandschaften des Münsterländer Beckens

Ruhrgebiet

Im Ruhrgebiet hat der Bergbau die natürlichen Grundwasserverhältnisse im deckgebirgsfreien Südteil sowie im Mittelbereich des Reviers mit Deckgebirgsmächtigkeiten bis 400 m tiefgreifend verändert. Jährlich müssen etwa 150 Mio. m³ Grubenwasser gehoben werden; davon entfallen je etwa 50 % auf die betriebenen und auf die stillgelegten Zechen (Abb. 41). Die Grubenwasserzuflüsse nehmen von Süden nach Norden ab und es werden drei Zonen unterschieden:

- die deckgebirgsfreie Südzone – jetzt bergbaufrei – mit niederschlagsbedingten und -abhängigen Zuflüssen bis zu 1 600 m³/h pro Schachanlage,
- das mittlere Revier zwischen dem Südsaum des Ausstrichs der Kreide-Schichten und der Emscher mit zunehmendem Deckgebirge bis 400 m Mächtigkeit und Grubenwasserzuflüssen zwischen 30 und 600 m³/h je Schachanlage (das Verhältnis von Kohle- zu Grubenwasserförderung beträgt etwa 1 : 3),
- das nördliche Revier mit Deckgebirgsmächtigkeiten von über 400 m und in Störungszonen Zuflußmengen bis zu

60 m³/h (in tieferen Bereichen thermale Solen – im Extremfall mit 55 °C und 18 % Salzgehalt auf der Zeche Auguste Victoria in Marl).

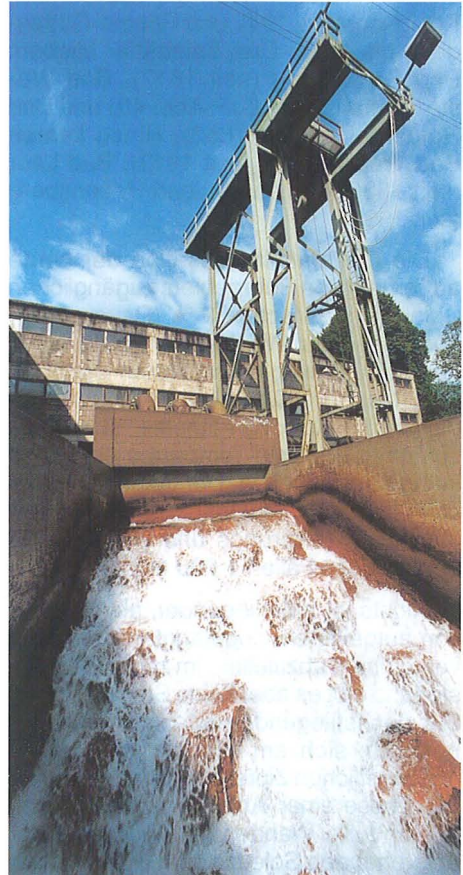


Abb. 41 Ableitung von Grubenwasser im Ruhrthal

In Bereichen, wo die Geländeoberfläche durch Bergbaueinwirkungen abgesenkt ist, sind die Vorflutverhältnisse örtlich gestört. Dort ist das Grundwasser freigelegt und wird in ausgedehnten Polderflächen (eingedeichte Bereiche) über die regulierten Vorfluter zur Emscher gepumpt.

Die natürlichen Grundwasservorkommen reichten schon frühzeitig für die Wasserversorgung von Bevölkerung und Industrie in diesem Ballungszentrum nicht mehr aus, so daß bereits seit etwa hundert Jahren uferfiltriertes und künstlich

angereichertes Grundwasser aus dem mittleren und unteren Ruhrtal zugeleitet wird. Um die großen Wassermengen aus dem Tal der Ruhr, eines relativ kleinen Flusses, sicherzustellen, wurden in ihrem Einzugsgebiet zwecks Erhöhung des Niedrigwasserabflusses fünf große und neun kleine Talsperren errichtet (Gesamtstauraum 471 Mio. m³). Weiterhin wurden vier Stauseen zur biologischen Klärung des Wassers angelegt. Träger dieser wasserwirtschaftlichen Maßnahmen sind der Ruhrtalsperrenverein, der Ruhrverband und die betroffenen Wasserwerke.

Westliches Münsterland

Im Nordwesten des Beckens bilden im Raum Ottenstein die unterkretazischen Kuhfeld-Schichten einen bis 100 m mächtigen Porengrundwasserleiter aus kaum verfestigten Kies und Sand, der für die industrielle Aussolung der Zechstein-Salzstrukturen Epe und Lünten erschlossen wurde.

Im westlichen Münsterland nördlich der unteren Lippe sind die bis 300 m mächtigen, lockeren bis halbverfestigten Fein- bis Mittelsande des Santons (Haltern-Sande) ein besonders ergiebiger Porengrundwasserleiter von überregionaler Bedeutung. In seinem 770 km² großen Verbreitungsgebiet besitzt dieser eine

freie Grundwasseroberfläche mit teilweise über 20 m Flurabstand. Im Südwesten und Westen ist der Grundwasserleiter von Bottrop-Mergel (Campan) oder tertiärzeitlichen Feinsanden und Tonen bedeckt. Das Grundwasser ist gespannt, und es fließt aus älteren Steinkohlemutungsbohrungen artesisch aus („Gahlener Quellen“). Der nutzbare Porenraum der Haltern-Sande beträgt ca. 30 %; die mittlere Grundwasserspende liegt bei 9 l/s · km², welche etwa einer Grundwasserneubildung von 180 Mio. m³/a entspricht. Davon werden derzeit aus mehreren Brunngalerien bereits über 80 Mio. m³/a für die Wasserversorgung des nördlichen Ruhrgebiets entnommen. Nach Süden verzahnen sich die Haltern-Sande mit den Recklinghausen-Schichten, einem ebenfalls ausgedehnten guten Porengrundwasserleiter. Im Nordosten folgen im Hangenden die Dülmen-Schichten als Kluftgrundwasserleiter.

Im westlichen Beckenteil werden die Oberkreide-Schichten von tertiärzeitlichen Schichten überlagert. In ihnen spielt als Porengrundwasserleiter nur der Walsum-Meeressand eine Rolle, der lokal versalztes Grundwasser führt.

Die wichtigsten Grundwasserwerke liegen im Verbreitungsgebiet der Haltern-Sande. Zu nennen sind hier die Wasserwerke der Gelsenwasser AG, und zwar



Abb. 42 Das Wasserwerk Haltern mit Filterbecken zur Grundwasseranreicherung durch Talsperrenwasser; Leistungsfähigkeit der Anlage: 106 Mio. m³/Jahr

Haltern (Abb. 42), Haltern-West und Haard, die Wasserwerke Holsterhausen und Üfter Mark der Rheinisch-Westfälischen Wasserwerke GmbH, die Wasserwerke der Städte und Gemeinden Borken, Coesfeld, Dülmen, Gescher, Reken sowie zahlreiche industrielle Entnehmer (z. B. chemische Industrie und Bergbau). Das größte Wasserwerk, das ausschließlich aus Quartär-Schichten fördert, ist das Wasserwerk IV der Niederrheinischen Gas- und Wasserwerke GmbH westlich Hünxe.

Die ehemalige Saline Gottesgabe bei Rheine (1022 – 1952) liegt am Südflügel des Salzbergener Sattels und förderte ihre Sole aus den an sich unergiebigem Ton- und Tonmergelsteinen der Unterkreide. Diese Sole gehört nach ihrer Herkunft nicht zum Münsterländer Becken, sondern ist durch Ablaugung des hier bis 440 m mächtigen Röt-Salinars entstanden.

Zentrales Münsterland

Die Flachlandgebiete des zentralen Münsterlandes zwischen Ems und Lippe sowie das Flachland südlich der Lippe sind durch die weite Verbreitung grundwassernichtleitender Oberkreide-Gesteine gekennzeichnet. Sie liegen zum Teil frei zutage, zum Teil sind sie von geringmächtigen Lockergesteinen verhüllt.

Eine Besonderheit bietet der Raum Drensteinfurt – Ascheberg. Dort enthalten die heute aufgelassenen Grubenbaue des ehemaligen Strontianitbergbaus größere Mengen Grundwasser, das sich aus den Deckschichten und aus dem oberflächennahen Auflockerungsbereich erneuert. Diese ehemaligen Gruben bilden die Grundlage für eine lokale Wasserversorgung (Grube Klostermann östlich von Ahlen, Grube Bertha-Maria westlich von Drensteinfurt).

In den Höhenrücken von Dülmen und Nienbergen sowie in den Baumbergen überragen die Kalk-, Kalkmergel- und Kalksandsteine des Campans das Flachland. Ihre wechselnde Grundwasserführung ist außer von der Durchlässigkeit der

Gesteine von der topographischen Höhenlage abhängig. Die Baumberge sind örtlich verkarstet, und an ihrem Fuß treten Quellen aus, zum Beispiel am Nordostrand die Quelle der Lasbecker Aa und am Südwestrand die Quellen der Stever und des Nonnenbaches nördlich Nottuln.

Im Zentrum des mittleren Münsterlandes liegt einer der wichtigsten Grundwasserleiter des Münsterländer Beckens. Es ist die überwiegend mit sandigen bis sandig-kiesigen Schmelzwasserablagerungen gefüllte, nur 1 – 2 km breite Rinne des Münsterländer Kiessandzuges, die sich auf 60 km Länge zwischen Sendenhorst südöstlich Münster und Rheine erstreckt. Aus ihr fördern im Stadtgebiet Münster vier große Wasserwerke (Wasserwerke Hohe Ward, Hiltrup, Vennheideweg und Geist). Problematisch sind für die Grundwassergewinnung die weitflächige Bebauung und Versiegelung des Kiessandzuges.

Das morphologisch herausragendste Element sind die Beckumer Berge. Dort stehen Tonmergel-, Mergelkalk- und Kalkmergelsteine an, deren Grundwasserführung recht unterschiedlich ist. Die Sümpfung der Steinbrüche der Zementindustrie bedingt eine flächenhafte Absenkung der Grundwasseroberfläche.

Östliches Münsterland

Am Ostrand des Münsterländer Beckens ist in einer schmalen Zone zwischen Stukenbrock und Paderborn unter der Emscher-Mergel-Überdeckung das tiefe gespannte Grundwasser im oberkretazischen Kalksteingrundwasserleiter nicht versalzt. Dort ist eine Art Süßwasserkalotte ausgebildet, aus welcher die Stadtwerke Bielefeld und Paderborn mit 300 bis 500 m tiefen Brunnen jährlich rund 20 Mio. m³ Trinkwasser fördern.

Wasserwirtschaftlich wichtige Bereiche sind vor allem auch die Verbreitungsgebiete der Sander in der Senne und die Niederterrassenablagerungen von Ems und Lippe. Aus dem Senne-Sander för-

dern die Stadtwerke Bielefeld rund 15 Mio. m³/a, die Stadt Oerlinghausen rund 0,5 Mio. m³/a und westlich Schloß Holte das Gemeinschafts-Wasserwerk Mühlgrund (Stadtwerke Bielefeld und Vereinigte Gas- und Wasserversorgung GmbH) 2 Mio. m³/a Grundwasser.

Im Bereich der Ems-Niederterrasse liegen zehn Wasserwerke der öffentlichen Wasserversorgung, die aus dem unteren Teil der Terrassensande und -kiese Grundwasser fördern: Warendorf, Beckum (Wasserwerk Vohren), Harsewinkel, Isselhorst, Gütersloh (Wasserwerke Quenhorn, Nordrheda-Ems, Sudheide und Spexard), Ummeln (Stadtwerke Bielefeld), Rheda-Wiedenbrück (Vereinigte Gas- und Wasserversorgung GmbH). Im Lippe-Gebiet liegen die Wasserwerke Bornefeld (für Beckum), Lipperbruch und „In den Fichten“ der Stadtwerke Lippstadt. Die Wasserwerke Geseke (Vereinigte Gas- und Wasserversorgung GmbH) und Salzkotten fördern aus den Plänerschottern am Fuße des Hellwegs.

EGGE, Paderborner Hochfläche, Haarstrang

In der Egge tritt der bis zu 60 m mächtige Unterkreide-Sandstein zutage, welcher am Südostrand des Beckens bei flacher Lagerung teilweise als ein ergiebiger Kluftgrundwasserleiter ausgebildet ist und einige starke Quellen speist, z. B. die Apuhl-Quelle und den Bollerborn in Altenbeken. Im tieferen Untergrund dünnt er nach Westen hin aus. In Bad Lippspringe wurde er in der 700 m tiefen, artesischen Thermalwasserbohrung „Martinus-Quelle“ zwischen 484 und 501 m Tiefe angetroffen (27,8 °C, Ca-SO₄-HCO₃-Wasser, Mineralisation 2 g/l).

Die sich westlich anschließende, etwa 400 km² große Paderborner Hochfläche und der Haarstrang bilden das größte zusammenhängende verkarstete Kalksteingebiet Nordrhein-Westfalens. Beim Eintritt in die verkarsteten Bereiche ver-

sickern die Eggebäche in Bachschwinden und werden so zu Karstgrundwasser, welches mit einer mittleren Geschwindigkeit von 200 m/h vornehmlich in nordwestliche Richtung abfließt und in Bad Lippspringe und Paderborn in großen Quellgruppen zutage tritt (Abb. 43). Nach Westen setzt sich diese „Westfälische Quellenlinie“ entlang dem Hellweg bis in die Gegend von Soest – Ampen fort. Die wichtigsten Quellen sind in der Tabelle 6 zusammengestellt. Das Wasserwerk Eikeloh der Stadtwerke Lippstadt basiert auf einer Karstquelle, deren Einzugsgebiet im Haarstrang liegt.

Abb. 43
An der Spülpader in Paderborn



Tabelle 6
Die Schüttungsmengen der Karstquellen
des Haarstranges und der Paderborner Hochfläche

Quelle	TK 25	Höhe (+ m NN)	Schüttung (l/s)		
			Minimum	Mittel	Maximum
Soester Quellen	4414	ca. 90	—	600	—
Quellen von Ampen	4414	95, 100	0	20	250
Ahequelle	4415	99	0	100	725
Quelle von Berenbrock	4315	ca. 108	—	—	—
Erwitter Quellen	4316	91 – 95	24	100	345
Quellen von Bad Westernkotten	4316	a) 87 – 93	1	10	15
		b) 100 – 102	11	50	100
Quellen von Eikeloh	4316	91 – 96	50	100	150
Störmeder Spring	4316	105 – 107	0	50	512
Quellen von Geseke	4317				
Geseker Spring		101	76	100	160
Blauer Kolk und Rosenteich		99	20	80	260
Ringeljucht		101	6	40	70
Völmeder Spring		101	50	100	200
Grützpotte		103	—	—	—
Hederquellen	4317	104	680	1 500	4 350
Paderquellen	4318	112	2 500	3 530	47 300
Lippequelle	4218	140	312	500	1 740
Jordanquelle	4218	142	64	300	940

Grundwassergefährdung

Unsere Grundwasservorräte reichen für die Zukunft aus. Aber es muß ständig etwas getan werden, damit ihre Qualität erhalten bleibt. Durch menschliche Eingriffe ist das Grundwasser vielfältig gefährdet. Seine Gefährdung ist im Vergleich zu den Oberflächengewässern langfristig, weil das Grundwasser nur langsam fließt und die darüberliegenden Bodenschichten Schadstoffe nur verzögert weitergeben.

Seit langem bekannt ist die Gefährdung des Grundwassers durch Freilegung. Wenn – wie vielerorts im Münsterland – Sand und Kies bis unter die Grundwasser Oberfläche abgegraben werden, können Schadstoffe direkt in das Grund-

wasser gelangen. Andererseits wird lokal das Grundwasser durch Bergehalden und unsachgemäße alte Deponien oder Industrieansiedlungen (Kokereien, chemische Werke) verunreinigt.

Grundsätzlich sind alle wassergefährdenden Stoffe für die Qualität des Grundwassers bedenklich. In Industriegebieten sind dies vor allem chlorierte Kohlenwasserstoffe (CKW) und polyzyklische, aromatische Kohlenwasserstoffe (PAK oder PAH), in landwirtschaftlichen Bereichen Nitrat sowie Pflanzenbehandlungsmittel (PBSM), kurz Pestizide genannt.

Zu den chlorierten Kohlenwasserstoffen gehören zum Beispiel Lösungsmittel, die bei der chemischen Reinigung, bei der Herstellung von Lacken, aber auch bei der

Metallentfettung eingesetzt werden. Wenn mit diesen Stoffen nicht sorgfältig und sachgemäß umgegangen wird, können örtlich erhebliche Belastungen des Grundwassers auftreten, die sich wegen der geringen Abbaubarkeit der chlorierten Kohlenwasserstoffe und der besonderen Fließverhältnisse des Grundwassers über lange Zeit langsam im Untergrund ausdehnen. Im Unterschied zu Mineralöl sind die chlorierten Kohlenwasserstoffe schwerer als Wasser und können sich daher bis zur Sohle des Grundwasserleiters verteilen.

In den letzten Jahren hat eine Gruppe von wasserlöslichen organischen Verbindungen (PAK) zunehmend Beachtung gefunden. Es handelt sich dabei um organische Kohlenstoffverbindungen, deren struktureller Grundkörper das Benzol ist. Dazu gehören eine Reihe organischer, häufig giftiger Verbindungen (Phenole, Xylole, Toluole u. a.), die aus vielen menschlichen Tätigkeiten herrühren und sich insbesondere in Industrieabwässern finden.

Eine Ursache der zunehmenden Nitratbelastung des Grundwassers liegt in der großflächigen und intensiven landwirtschaftlichen Nutzung. Vor allem aber die unsachgemäße Düngung mit Gülle aus Massentierhaltungen läßt die Nitratkon-

zentration im oberflächennahen Grundwasser des Münsterlandes ansteigen. Der obere zulässige Nitrat-Grenzwert beträgt 50 mg/l. Deshalb ist das Grundwasser in Sandgebieten mit Intensivkulturen besonders belastet. Es ist alles daran zu setzen, anthropogene Verunreinigungen des Bodensystems und damit des unterirdischen Wassers überhaupt zu vermeiden. Auf die Dauer gesehen, muß der Boden umweltverträglich bewirtschaftet werden. Das Schlagwort hierzu heißt „integrierter Pflanzenanbau“.

Wenn Pestizide in das Grundwasser gelangen, geben sie Anlaß zur Besorgnis für die Gesundheit des Menschen. Deshalb ist die Anwendung spezieller Pestizide in Wasserschutzgebieten verboten. Wasserschutzgebiete werden im Einzugsgebiet der Grundwasserfassungen zum vorbeugenden Grundwasserschutz ausgewiesen. Aufgrund der geologischen, hydrogeologischen und topographischen Verhältnisse werden die qualitativen Schutzgebiete in drei Zonen eingeteilt: Fassungsbereich (I), engere Schutzzone (II) und weitere Schutzzone (III). Insgesamt sind im Münsterland bereits etwa 80 Wasserschutzgebiete von den oberen Wasserbehörden (Bezirksregierungen) festgesetzt worden.

Lagerstätten

Für die Rohstoff- und Energieversorgung der Bundesrepublik Deutschland spielt das Münsterland eine wichtige Rolle. An erster Stelle steht die Steinkohlenlagerstätte des Ruhrgebiets, die noch heute zu den bedeutendsten Lagerstätten Europas zählt. Am Westrand des Münsterlandes liegt eine wichtige Steinsalzlagerstätte, die am Niederrhein bergmännisch abgebaut und bei Gronau durch Aussolung für die Speicherung von Erdgas genutzt wird. Große Steine- und Erden-Vorkommen sind darüber hinaus über das ganze Münsterland verteilt. Eine erst kürzlich entdeckte Erdgaslagerstätte bei Ochtrup belegt, daß der Umrandung des Münsterlandes auch im Hinblick auf Lagerstätten der Kohlenwasserstoffe Bedeutung zukommt.

Steinkohle

(G. Drozdewski)

Nahezu im gesamten Münsterland sind im Untergrund flözführende Schichten des Oberkarbons verbreitet. Die Basis des Deckgebirges sinkt vom Südrand des Münsterlandes bis zur Lippe auf etwa 1 000 m Tiefe ab. In diesem Bereich erstreckt sich in Ost-West-Richtung auf über 100 km Länge vom linken Niederrhein bis Ahlen die Bergbauzone des Ruhrreviers (Abb. 44). Nördlich der Lippe erreicht das Deckgebirge Mächtigkeiten von mehr als 1 500 m und am Nordrand des Münsterlandes in der Vorosning-Senke von mehr als 2 250 m. Die Grenze bergmännischer Kohlegewinnung liegt derzeit bei etwa 1 500 m Tiefe. Der Steinkohlenbergbau dürfte daher etwa bei einem Deckgebirge von 1 200 m seine Grenze haben. Die flözführenden Schichten gehören im Münsterland dem Namur C (Sprockhövel-Schichten) und dem Westfal A bis C (Witten-, Bochum-, Essen-, Horst-, Dorsten- und Lembeck-Schichten) an; eventuell

tritt örtlich noch Westfal D auf. Die über 3 000 m mächtige Schichtenfolge ist zyklisch aus Sand-, Schluff- und Tonsteinen aufgebaut und enthält 200 bis 300 Kohlenflöze von wenigen Zentimetern bis lokal über 5 m Mächtigkeit (s. S. 28).

Die Gesamtkohleführung des produktiven Karbons ist am Südrand des Münsterlandes mit über 4 % der Gesamtschichtenfolge – entsprechend über 100 m Kohle – am größten. Sie nimmt nach Norden in Richtung auf das Vorland des Variscischen Gebirges auf weniger als 2 % beziehungsweise weniger als 50 m Kohle ab. Dieser Befund ist für die Nordwanderung des Bergbaus von Bedeutung, denn er besagt, daß im Norden generell mit geringerer Flözführung zu rechnen ist. Allerdings wird dieser Trend in seinen bergmännischen Konsequenzen insofern abgemildert, als sich während des produktiven Oberkarbons die Bereiche optimaler Kohlebildung allmählich nach Norden verlagerten. Das bedeutet, daß die Schichten des Westfals B und C in den Reserveräumen im Norden durchaus noch ausreichend Kohle führen.

Steile Sättel, flache Mulden

Nach Ablagerung der Westfal-Schichten wurde das Steinkohlengebirge während der asturischen Phase der variscischen Faltung (s. Tab. 1) gefaltet und an flachen Überschiebungsbahnen überschoben. In der Regel handelt es sich bei den Falten um mehr oder weniger steil aufgerichtete, spezialgefaltete, geologische Sättel und dazwischenliegende mehrere Kilometer breite flache geologische Mulden. Für den Kohlenabbau wichtige Mulden sind im Ruhrgebiet die Bochumer, Essener, Emscher-, Lüdinghausener und Lippe-Hauptmulde (Abb. 3). Nach Norden nimmt die Faltungsintensität allmählich ab. Nördlich der Lippe herrscht

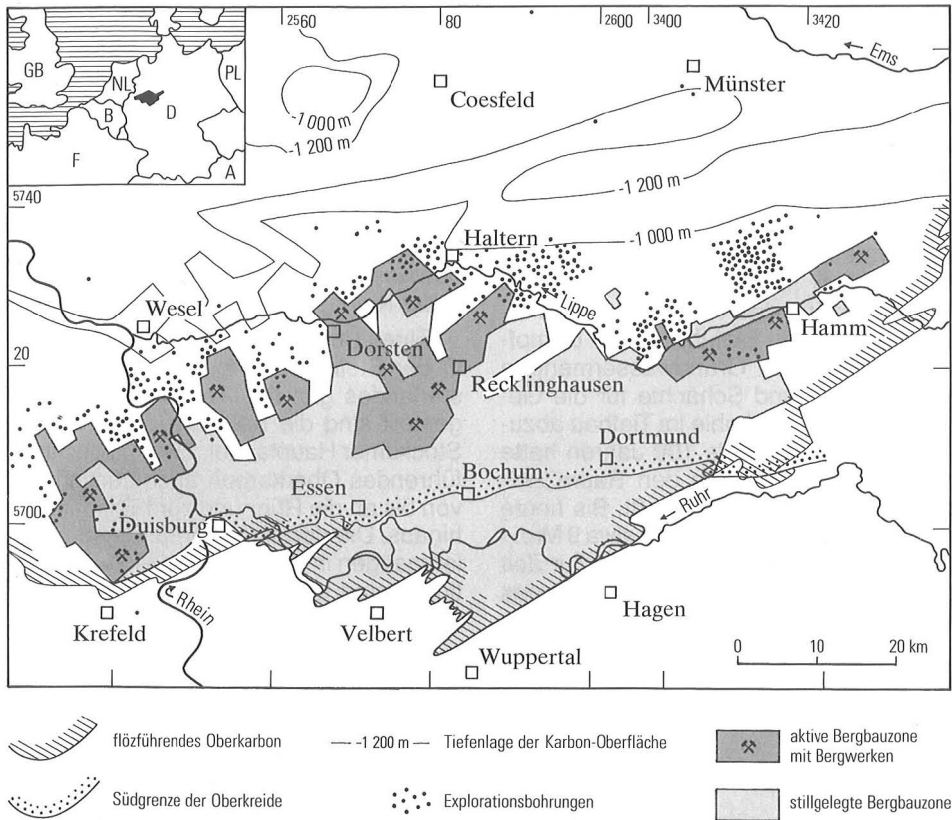


Abb. 44 Die Bergbauzone des Ruhrreviers

in weiten Bereichen flache Lagerung vor. Dafür nimmt umgekehrt proportional nach Norden die Bruchtektonik in Form Nordwest – Südost streichender, steiler Verwerfungen zu. Insgesamt gesehen sind daher die Lagerstättenbedingungen für die Kohlegewinnung als schwierig anzusehen.

Von den zahlreichen Steinkohlenflözen ist nur eine relativ geringe Anzahl bauwürdig. Dabei sind günstige tektonische Lagerungsverhältnisse eine Grundvoraussetzung, weshalb heute fast ausschließlich der Abbau der Kohlenflöze in den breiten, flachen Mulden, nicht aber an den häufig steilen Sattelflanken erfolgt. Mindestkohlenmächtigkeiten von 1 – 1,2 m und günstige rostoffliche Eigenschaften, wie geringer Schwefel- und Aschegehalt

sind weitere Bedingungen. Ein wichtiges Qualitätsmerkmal ist der sogenannte Inkohlungsgrad der Flöze, der unter anderem am Gehalt der Kohle an Flüchtigen Bestandteilen gemessen wird. Er bestimmt zum Beispiel das Verhalten der Kohle bei der Verkokung. Der Inkohlungsgrad ist von der Temperatur abhängig, die auf die Kohle während der Erdgeschichte einwirkte. Ältere, das heißt tiefer liegende Kohlenflöze weisen daher im allgemeinen einen höheren Inkohlungsgrad und niedrigere Gehalte an Flüchtigen Bestandteilen auf als jüngere Flöze. In den Namur-C-Schichten südlich des Ruhrtales finden sich Eßkohlen bis Anthrazite, während in den Westfal-A- bis -C-Schichten Fettkohlen bis Flammkohlen vorherrschen.

Die Steinkohlenvorräte sind groß

Steinkohlenbergbau wird im Ruhrgebiet seit dem Mittelalter betrieben. Die Wiege des Bergbaus liegt südlich des Ruhrtals, wo die an seinen Hängen zutage austreichenden Kohlenflöze oberhalb des Grundwasserspiegels abgebaut und auf der Ruhr transportiert werden konnten. Zu Beginn des 19. Jahrhunderts ermöglichte es die Einführung der Dampfmaschine, große Grundwassermengen abzupumpen und Schächte für die Gewinnung der Steinkohle im Tiefbau abzu-teufen. In weniger als 100 Jahren hatte der Steinkohlentiefbau den Raum zwischen Ruhr und Lippe erfaßt. Bis heute sind im Ruhrgebiet insgesamt etwa 9 Mrd. t Kohle zutage gefördert worden. Zur Zeit (1994) fördern in der Bergbauzone des Ruhrreviers noch 13 Steinkohlenbergwer-

ke rund 45 Mio. Jahrestonnen. Die mittlere Abbautiefe beträgt heute 950 m.

Bei Mengenberechnungen einer Lagerstätte wird zwischen dem Inhalt und dem Vorrat unterschieden. Während man unter dem Kohleninhalt die gesamte anstehende Kohlenmenge versteht, wird unter dem Kohlenvorrat die Teilmenge verstanden, die sich bei Berücksichtigung gewisser bergtechnischer und wirtschaftlicher Kriterien ergibt.

Einen Überblick über den Kohleninhalt in der Steinkohlenlagerstätte des Münsterlandes gibt die Abbildung 45. Dargestellt sind die Bereiche nördlich vom Stockumer Hauptsattel. Zwar gibt es flözführendes Oberkarbon auch südlich davon bis an die Ruhr und zum Teil darüber hinaus. Die dort noch vorhandenen Kohlenmengen in Flözen über 1 – 2 m Mächtigkeit sind jedoch mit ca. 0,1 Mrd. t zu vernachlässigen. Sie liegen zudem in

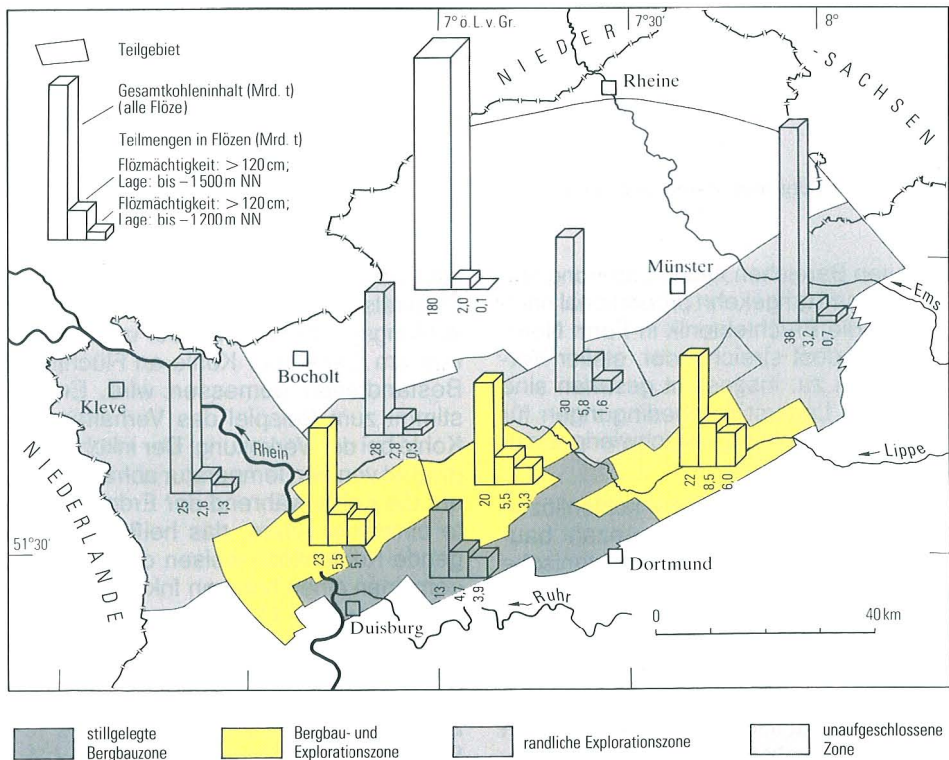


Abb. 45 Der Kohleninhalt der flözführenden Oberkarbon-Schichten im Ruhrrevier und Münsterland

stärker gefalteten Schichten und sind deshalb wirtschaftlich nicht gewinnbar.

Ein Vergleich zwischen den Gesamtkohleninhalten von Flözen aller Mächtigkeiten und den Teilkohlenmengen in Flözen über 1,20 m zeigt, daß der Anteil dieser nach heutigen Maßstäben bauwürdigen Flöze nach Nordwesten kontinuierlich abnimmt. Er beträgt in der Stilllegungs- und Bergbauzone des Ruhrgebiets etwa ein Drittel bis ein Viertel des Gesamtkohleninhalts, in der randlichen Explorationszone aber nur ein Zehntel und im nördlichen Münsterland fast nur ein Hundertstel. Insgesamt wurde im Münsterland und Ruhrrevier ein Gesamtkohleninhalt von rund 400 Mrd. t ermittelt; davon betragen die Kohlenmengen in Flözen von über 1,2 m Mächtigkeit bis 1 500 m Tiefe 44 Mrd. t und bis 1 200 m Tiefe rund 23 Mrd. t. Hiervon stellt der wirtschaftlich gewinnbare Kohlenvorrat erfahrungsgemäß nur etwa ein Viertel dar. Das heißt, nur rund 10 Mrd. t Steinkohle können als gewinnbarer Vorrat gelten. Davon liegen über 1 Mrd. t in der Stilllegungszone, rd. 5 Mrd. t in der Bergbauzone und rund 4 Mrd. t in der Explorationszone und im nördlichen Münsterland.

Angesichts der noch großen Vorräte in der Bergbau- und Stilllegungszone stellt sich die Frage nach den Gründen für die Nordwanderung des Ruhrbergbaus. Die Gründe sind unter anderem folgende: Bis 1955 war die Kohle der erste Energieträger. Der Rückgang der Förderung nach 1955 ist auf das Vordringen anderer, kostengünstigerer Energieträger wie des Erdöls und Erdgas sowie der Kernenergie zurückzuführen. Der Zwang durch ständige Leistungssteigerungen die Produktionskosten niedrig zu halten, führte zu einem selektiven Abbau der Steinkohlenlagerstätten in der Bundesrepublik Deutschland. Dies bedeutet, allein flach und tektonisch ruhig gelagerte Flöze werden vollmechanisch abgebaut, während steil gelagerte oder tektonisch gestörte Kohlenflöze, wie sie im südlichen Ruhrgebiet vorherrschen, vom Abbau ausgenommen werden.

Der Bergbau wandert nach Norden

In den siebziger Jahren wurde unter dem Eindruck der Energiekrise die Sicherung der Energieversorgung neu überdacht. Seit 1970 wurden im Rahmen von Energieprogrammen vor allem am Nordrand der damaligen Bergbauzone des Ruhrreviers 830 Kernbohrungen und umfangreiche seismische Vermessungsarbeiten zur geologischen Erkundung der Reserveräume durchgeführt. Mit seinen Plänen zur Verlagerung des Bergbaus nach Norden stieß der Steinkohlenbergbau jedoch zunächst auf erheblichen Widerstand in Teilen der betroffenen Bevölkerung, die eine Industrialisierung der noch weitgehend landwirtschaftlich genutzten Gebiete befürchteten.

Heute bemühen sich Bergbauunternehmen, die Landesregierung und die betroffenen Gemeinden gemeinsam, die energiewirtschaftlichen und ökologischen Belange aufeinander abzustimmen. Schon frühzeitig verfolgte der Ruhrbergbau das Konzept der Anschlußbergwerke, das in den neuen Abbaugebieten im Norden nur Seilfahrt- und Wetterschächte, aber keine Förderschächte, Abraumhalden oder Aufbereitungsanlagen vorsieht. Die Steinkohle wird untertage zu den bestehenden Schachthanlagen transportiert, zutage gefördert und dort aufbereitet. So gelangt beispielsweise der größte Teil der unter dem Naherholungsgebiet der Haard produzierten Steinkohle auf einem 20 bis 30 km langen, ferngesteuerten Gurtförderer und auf dem Schienenweg bis nach Herne.

Ein gravierendes Problem sind weiterhin die durch den Kohlenabbau verursachten Bergsenkungen. Sie können durch das Einbringen von Bergematerial durch Drucklufttransport, den Blasversatz abgemildert, jedoch nicht ganz verhindert werden. In Bereichen mit hohem Grundwasserstand, wie am Niederrhein oder im Lippetal und im Raum Haltern, kann hierdurch das Vorflutverhalten negativ beeinflusst werden.

Steinsalz

(G. Drozdowski)

Im Untergrund des westlichen Münsterlandes liegt nur wenige Zehnermeter über dem oberkarbonischen Steinkohlengebirge die Steinsalzlagerstätte aus der Zechstein-Zeit (s. S. 31 – 35). Die Lagerstätte entwickelte sich in einem etwa Nord – Süd gerichteten Meeresarm des Norddeutschen Zechstein-Beckens, der sich entlang der niederländischen Grenze westlich von Stadtlohn und Borken bis nach Moers im Süden erstreckt.

Die heutige Verbreitung des Salzlagers und seine Mächtigkeiten werden wesentlich durch Nordwest – Südost verlaufende Verwerfungen bestimmt. Schollenbewegungen während und nach der Ablagerung des Salzes, Wanderungsbewegungen des unter hohem Überlagerungsdruck plastisch reagierenden Salzes (Halokinese) und Ablaugung beeinflussten seine Mächtigkeitsverteilung.

Das Salz der Zechstein-Lagune

Die mittlere Mächtigkeit des Werra-Salzes beträgt im Beckentiefsten auf der Linie Gronau – Winterswijk – Xanten etwa 200 – 250 m. An den Rändern von tektonischen Störungen, in Gräben sowie in störungsgebundenen Salzstrukturen sind durch Salzfließen noch erheblich größere Mächtigkeiten entstanden. Das im allgemeinen flachliegende Salz ist bisweilen an tektonischen Schollenrändern steil aufgerichtet. Allerdings sind nirgendwo Salzstöcke bekannt, wie man sie aus dem norddeutschen Raum kennt. Die Oberfläche der Salzlagerstätte liegt an ihrem Südrand bei ca. – 300 m und sinkt bei Bocholt bis auf – 1 500 m NN ab. Die Verwerfungen der Karbon-Oberfläche sind an der Salzoberfläche weitgehend ausgeglichen oder nur als Schichtenverbiegungen erkennbar. In den darüberliegenden Buntsandstein-Schichten setzen die Verwerfungen oft wieder ein.

Südlich der Schwelle von Winterswijk ist im höheren Teil des Salzlagers eine

Kalialsalzzone eingelagert, deren Mächtigkeit mit der Gesamtmächtigkeit des Salzlagers steigt und maximal einige Zehnermeter betragen kann. Nördlich der Schwelle bewirkte die Verbindung der Zechstein-Lagune zum Hauptmeer eine stärkere Vermischung der durch Verdunstung entstehenden Lauge mit frischem Meerwasser. Die Lauge konnte sich also nicht so stark konzentrieren, daß leichtlösliche Kaliumverbindungen ausfielen. Dort besteht die gesamte Salzlagerstätte nur aus Steinsalz. Dies ist eine gute Voraussetzung für die moderne Salzgewinnung durch kontrollierte Bohrlochsolung und die Anlage von Speicherkavernen, wie sie im Raum Gronau – Epe seit 1973 betrieben wird. Das Salzlager liegt dort in einer Tiefe von 1 000 – 1 400 m und ist zum Teil bis über 400 m mächtig.

Aussolkavernen – Rohstoffgewinnung, Rohstoffspeicherung

Im Solfeld Epe werden zur Solegewinnung in einem Raster Tiefbohrungen in das Salzlager niedergebracht. Über Rohre eingepreßtes Süßwasser löst das Salz auf, sinkt infolge zunehmender Dichte in den entstehenden Hohlräumen nach unten und kann von dort zutage gefördert werden. Eine ungewollte Aussolung in vertikaler Richtung verhindert eine eingebrachte ölige Schutzflüssigkeit, die sich aufgrund geringerer Dichte über dem Spülwasser ansammelt und so das Hangende sichert (Abb. 46). Die konzentrierte Sole wird durch eine 73 km lange Rohrleitung von 70 cm Durchmesser zu den Chemiebetrieben in Rheinberg und durch eine Nebenleitung nach Marl transportiert und dort verwertet.

Durch Veränderung der Rohrlängen und Änderung des Ölspiegelniveaus entstehen in mehreren Schritten zylinderförmige Kavernen bis zu 300 m Höhe und einem Durchmesser bis 84 m. Kavernen dieser Größe liefern etwa 1,5 Mio. m³ Salz. Aus Sicherheitsgründen müssen zwischen den Kavernen Sicherheitspfeiler von mindestens doppeltem Kavernen-

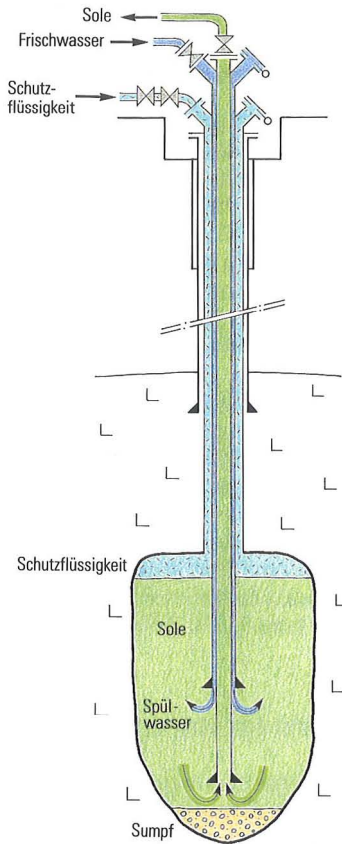


Abb. 46 Schema der Aussolung einer Kaverne im Steinsalz

durchmesser und oberhalb der Kavernen eine „Salzschwebe“ von etwa 80 m verbleiben. Die ausgesolten Kavernen werden anschließend zur Speicherung von Erdöl und Erdgas genutzt. Bislang sind im Raum Gronau – Epe etwa 60 Kavernen ausgesolt worden.

Erze und Minerale

(G. Drozdewski)

Eisensteinlager führten zur Errichtung bedeutender Hüttenbetriebe

In den flözführenden Schichten des Oberkarbons sind im Niveau zahlreicher

Steinkohlenflöze Eisensteinablagerungen eingeschaltet. Die Eisensteine bestehen aus Eisenspat mit unterschiedlichen Kohle- und Tonanteilen. Die Erzlager sind in Mooren entstanden, wie nichtmarine Muscheln und die häufige Verbindung mit Kennel- und Mattkohlen belegen. Die Zersetzung der organischen Substanz in den Torfmooren führte zur Bildung von Eisen-carbonatlösungen, aus denen der Eisenspat abgeschieden wurde. Die Erzlager sind unregelmäßig begrenzt, maximal 1 bis 2 m dick und durch häufige Mächtigkeitswechsel gekennzeichnet. Sie erstrecken sich nur selten über mehrere Kilometer. Die wechselnden Eisengehalte liegen im Durchschnitt bei 30 %.

Eisenstein ist von 1852 mit Unterbrechungen bis in den Zweiten Weltkrieg auf verschiedenen Zechen südlich von Essen, Bochum und Dortmund abgebaut worden. Das Roherz wurde geröstet und in benachbarten Hochofenwerken verhüttet. Der hohe Kohlegehalt begünstigt die Verwendung der Kohleisensteine. Er ermöglichte die einfache und billige Aufbereitung zu hochwertigem Hüttenerz, ohne größeren Kohlezusatz. Die Gesamtförderung betrug im Ruhrgebiet etwa 10 Mio. t Roherz. Steinkohle- und Eisenerzvorkommen im Oberkarbon waren im Ruhrgebiet im 19. Jahrhundert die Grundlage für die Errichtung bedeutender Eisenhüttenwerke wie zum Beispiel die Hattinger Hütte.

Daneben soll der Raseneisenstein als Grundlage für die Entstehung örtlich bedeutender Eisenhüttenbetriebe in historischer Zeit nicht unerwähnt bleiben. Raseneisenstein ist im Münsterland weit verbreitet. Er bildet sich dicht unter der Geländeoberfläche in feuchten Flußniederungen in Form unreiner Brauneisenerzbrocken oder auch kompakter Lagen. Ausgedehntere Vorkommen wurden im Osten der Grafschaft und des Vestes Recklinghausen durch die Eisensteinzeche Pankrätius bekannt. Raseneisensteinvorkommen im Raum Osterfeld waren die erste wirtschaftliche Grundlage für den späteren Konzern „Gute Hoffnungshütte“. Weitere Vorkommen wurden südlich Marl

und nördlich Hüls abgebaut. Auch die Holter Hütte bei Schloß Holte hat früher relativ viel Raseneisenerz verarbeitet.

Blei, Zink und Silber aus dem Ruhrgebiet

Neben den flözartig auftretenden Eisenerzablagerungen kommen im oberkarbonischen Untergrund des Münsterlandes auf steilen Verwerfungen vielfach gangförmige Blei-Zink-Mineralisationen vor. Die Blei-Zink-Erzvorkommen sind an Nordwest – Südost verlaufende Verwerfungen gebunden und bevorzugen die Schnittstellen dieser Verwerfungen mit den Sätteln des Steinkohlengebirges. Einige Erzgänge erreichen Mächtigkeiten von mehreren Metern bis Zehnermetern über eine Erstreckung von mehreren hundert Metern. Hierzu zählen der Wilhelm-Köhler-Gang der Zeche Auguste Victoria in Marl, der Klara-Gang der Zeche Graf Moltke in Gladbeck und der vererzte Prosper-Sprung der Zeche Christian Levin in Essen. Alle unter dem Kreide-Deckgebirge gelegenen Erzgänge des Ruhrgebiets sind erst durch den Steinkohlenbergbau entdeckt worden. Das Roherz hat Zink- und Bleigehalte von durchschnittlich 10 – 12 %. Daneben treten Quarz, Schwerspat und Calcit als Hauptgangmineralisation auf.

Die Entstehung der Blei-Zink-Erzgänge des Ruhrgebiets wurde bislang mit der Bildung der Verwerfungen in der Spätphase der variscischen Faltung in Verbindung gebracht. Nach dieser Auffassung stiegen von einem Pluton unterhalb der Steinkohlenablagerungen heiße, metallhaltige Lösungen in Verwerfungen aufwärts und setzten in Hohlräumen von Störungen und Klüften bei abnehmenden Temperaturen gangförmig das Erz ab. Nach modernen Erkenntnissen über ein jüngeres Alter der meisten Verwerfungen kommt für die Entstehung der Erzgänge ein kretazisches bis tertiäres Alter ohne Beteiligung eines Plutons als Erzlieferant in Betracht. Es wird angenommen, daß heiße Lösungen die Erzgehalte der tief-

liegenden Schichten des Paläozoikums aufgenommen und in höheren Stockwerken wieder ausgeschieden haben.

Die wirtschaftlich bedeutsamen Blei-Zink-Erzgänge des Ruhrgebiets wurden seit 1936 abgebaut. Zwischen 1936 und 1968 förderte das Bergwerk Auguste Victoria rund 5 Mio. t Erz mit 7,0 % Zink, 3,9 % Blei und 65 g Silber pro Tonne. Das Bergwerk Christian Levin produzierte zwischen 1937 und 1958 insgesamt 380 000 t Erz mit 10,7 % Blei, 0,5 % Zink und 26 g Silber pro Tonne. Der Klara-Gang wurde nicht abgebaut. Der Erzbergbau im Ruhrgebiet wurde wegen der sinkenden Metallpreise um 1960 unwirtschaftlich und kam zum Erliegen. Während Christian Levin praktisch erschöpft ist, verblieben auf Auguste Victoria noch Erzreserven von 3 Mio. t mit 7 % Zink und 3,5 % Blei und auf Graf Moltke im Klara-Gang mehr als 2 Mio. t mit 8,7 % Zink und 3,1 % Blei.

Strontianit im Kernmünsterland

Weitere gangförmige Mineralvorkommen sind die Strontianitgänge im mittleren Münsterland nördlich der Lippe bei Hamm. Zwischen Drensteinfurt und Oelde sind in campanen Schichten der Oberkreide über 1 000 Gänge bekannt. Sie verlaufen überwiegend in nordwestlicher und nordöstlicher Richtung und haben eine Erstreckung von wenigen hundert Metern bis zu mehreren Kilometern. Zur Tiefe hin lassen sich die steilen Gänge einige Zehnermeter, teilweise auch 100 m verfolgen, bei einer Breite von 0,3 – 2,2 m. Die Gänge bestehen aus reinem Strontianit, einem Strontiumcarbonat, der sowohl in derben Massen als auch in gut ausgebildeten Kristallen auftritt. In Hohlräumen frei auskristallisierter Strontianit bildet oft Büschel aus spitzpyramidalen Kristallen. Schöne Strontianitstufen waren und sind beliebte Sammlerobjekte.

Zur Entstehung der Strontianitgänge gibt es bis heute keine einheitliche Meinung. Isotopenuntersuchungen deuten jedoch darauf hin, daß das Strontium aus

den Sedimentgesteinen des Campans stammt, während der Tertiär-Zeit durch aufsteigende Tiefenwässer höherer Temperatur mobilisiert wurde und sich auf Klüften absetzte.

Die Strontianitgänge wurden erstmals 1834 bekannt. Der zunächst zaghaft einsetzende Abbau in Tagebauen wurde ab 1874 durch den Tiefbau abgelöst, als Strontiumcarbonat in großem Maßstab bei der Zuckerraffination eingesetzt wurde, um den Restzucker aus der Melasse zu gewinnen. Im Jahre 1883 waren etwa 2 000 Arbeiter im Strontianitbergbau beschäftigt, die Förderung lag bei 7 000 t/a. Nachdem der Bergbau im Ersten Weltkrieg fast völlig zum Erliegen gekommen war, wurde er im Jahre 1945 endgültig eingestellt.

Erdgas und Erdöl

(G. Drozdewski)

Bei der Inkohlung, das heißt der chemischen Umwandlung kohlenstoffreicher Pflanzensubstanzen, entsteht neben der Steinkohle auch Erdgas. Bei der Umwandlung wasserstoffreicher Zellinhaltsstoffe niederer Tiere und Pflanzen entsteht Erdöl und Erdgas. Voraussetzung für die Umbildungsprozesse ist die Versenkung der organischen Substanzen in größere Erdtiefen und damit in Bereiche höherer Temperaturen. Da die großen Mengen flüssiger und gasförmiger Umwandlungsprodukte nicht in der Kohle und im benachbarten Nebengestein allein gespeichert werden können, wandern die freiwerdenden Inkohlungsprodukte in die Poren und Klüfte der Gesteine. An undurchlässigen Schichten bilden sich Lagerstätten.

Im Münsterland, insbesondere im Raum Ascheberg – Lüdinghausen, sind seit langem Erdgasaustritte aus Untersuchungsbohrungen auf Kohle bekannt. Asphaltvorkommen in Rosendahl-Darfeld (Abb. 47) und Buldern auf Nordost – Südwest streichenden Verwerfungen und Klüften in Oberkreide-Schichten wurden als Hin-

weis auf Erdölführung gedeutet. Die planmäßige Suche nach Erdöl und Erdgas begann im Münsterland aber erst relativ spät. Da man bis in die dreißiger Jahre aufgrund von Erfahrungen bei der Erdöl-suche in Norddeutschland mesozoische Speichergesteine an den Flanken von Salzstöcken als Voraussetzung für nutzbare Erdöl- und Erdgaslagerstätten ansah, wurde das Münsterland als nicht hoffig bewertet. Erst in den Jahren 1935 bis 1939 wurden auf Initiative eines Konsortiums unter Führung des flämischen Bohringenieurs Vingerhoets insgesamt sechs Bohrungen auf Erdöl niedergebracht. Sie erreichten Teufen von 1 731 bis 2 363 m. Die Vingerhoets-Bohrungen V 90 und V 91 lagen bei Ascheberg, V 92 bei Hiltrup, V 93 bei Oelde, V 94 bei Senden/Appelhülsen und V 95 bei Seppensrade. Die Bohrungen erbrachten in verschiedenen Horizonten der Oberkreide und des Karbons Öl- und Gasanzeichen, konnten jedoch keine Öl- oder Gaslagerstätte nachweisen.

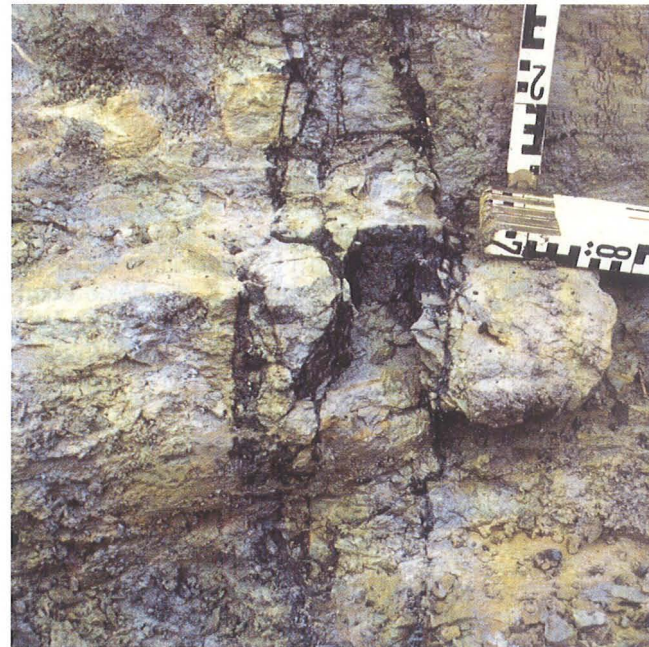


Abb. 47

Asphaltit auf Klüften der Oberkreide-Schichten in einem Schurf in der Bauerschaft Rockel bei Rosendahl-Darfeld

Nach dem Zweiten Weltkrieg wurde die planmäßige Suche nach Kohlenwasserstoff-Lagerstätten fortgesetzt, nunmehr unterstützt durch reflexionsseismische und andere geophysikalische Untersuchungen des Untergrundes. Die spektakulärste Tiefbohrung war die 1961/62 geteufte Gemeinschaftsbohrung Münsterland 1, an der sich das Land Nordrhein-Westfalen und acht Erdölgesellschaften finanziell beteiligten. Bearbeitung und Auswertung der Bohrung erfolgten gemeinsam durch Sachbearbeiter der Erdölindustrie, des Geologischen Landesamtes Nordrhein-Westfalen und anderer Institutionen. Die Ergebnisse wurden 1963 in einem umfangreichen Symposium (Die Aufschlußbohrung Münsterland 1. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., 11) veröffentlicht.

Die Bohrung Münsterland 1 wurde im Billerbecker Hauptsattel angesetzt und erbohrte mit der damaligen westeuropäischen Rekordtiefe von 5 996 m mitteldevonische Schichten. Leider erwiesen sich die potentiellen Speichergesteine im tieferen Teil des Profils infolge der fortgeschrittenen Diagenese als praktisch dicht. Eine Reihe hoffnungsvoller Befunde führte jedoch zu einer Fortsetzung der Erdöl- und Erdgasexploration. Neben umfangreichen geophysikalischen Untersuchungen wurden weitere, zum Teil tiefe Bohrungen niedergebracht, darunter die 5 500 m tiefe Bohrung Vermold 1 und die rund 4 400 m tiefe Bohrung Isselburg 3, die beide ebenfalls bis in das Devon vorstießen. Auch diese Bohrungen wurden nicht fruchtbar.

Der erste Erfolg bei der Kohlenwasserstoff-Exploration scheint Bohrungen im Raum Ochtrup beschieden zu sein. Dort wurden im Jahre 1990 erstmals in einer Bohrung gasführende oberkarbonische Sandsteine angetroffen, die nach oben von einem Zechstein-Salzlager abgedichtet sind und einen für die kommerzielle Lagerstättennutzung interessanten Gasinhalt aufweisen.

Wie schon erwähnt, stammt das Erdgas der nordwestdeutschen Erdgaslagerstätte aus den Steinkohlenflözen der

Oberkarbon-Schichten. Auch das feinklastische kohlige Material im Nebengestein der Kohlenflöze, das etwa ein Drittel des gesamten organischen Inhalts der Oberkarbon-Schichten ausmacht, trägt zur Bildung des Erdgases bei. Auf seinem Weg zur Erdoberfläche sammelt es sich in den porösen Sandsteinen des Oberkarbons, Rotliegenden und Buntsandsteins sowie in den Dolomitsteinen des Zechsteins.

Aber auch die Steinkohlenflöze selbst stellen ein bedeutsames Gasreservoir dar. Es wird geschätzt, daß beim gesamten Umwandlungsprozeß vom Torf bis zum Anthrazit 200 m³ Methangas pro Tonne Kohle gebildet wird. Aufgrund des großen Gasspeichervermögens können an der großen inneren Oberfläche und in dem engen Kluftsystem der Steinkohle bis über 20 m³ Methangas pro Tonne Kohle adsorbiert werden. Das Münsterland mit seinen mehreren hundert Milliarden Tonnen Steinkohle stellt daher insgesamt gesehen eine riesige Erdgaslagerstätte dar, auch wenn nur ein kleiner Teil dieses Gesamtkohleninhalts wirtschaftlich nutzbar wäre. Einer wirtschaftlichen Gasgewinnung mit Tiefbohrungen stehen aber bislang technische Probleme entgegen. Da Steinkohle nur eine geringe Wegsamkeit (Permeabilität) aufweist, würde jeweils nur wenig Erdgas den Bohrlöchern zufließen. In den USA wendet man seit den achtziger Jahren mit Erfolg ein Unterdruckverfahren an, wodurch das Methangas aus den Kohlen desorbieren und in wirtschaftlichen Mengen den Bohrlöchern zufließen kann. Seit kurzem wird in deutsch-amerikanischer Kooperation untersucht, ob auch das Flözgas des Münsterlandes auf diese Weise gewinnbar ist.

Steine und Erden

(K. Skupin)

Grundlage für die Zement- und Kalkindustrie sind die Kalksteine und Mergelkalksteine der Oberkreide (Abb. 48) – vor allem in den nordwestlichen (Bereich

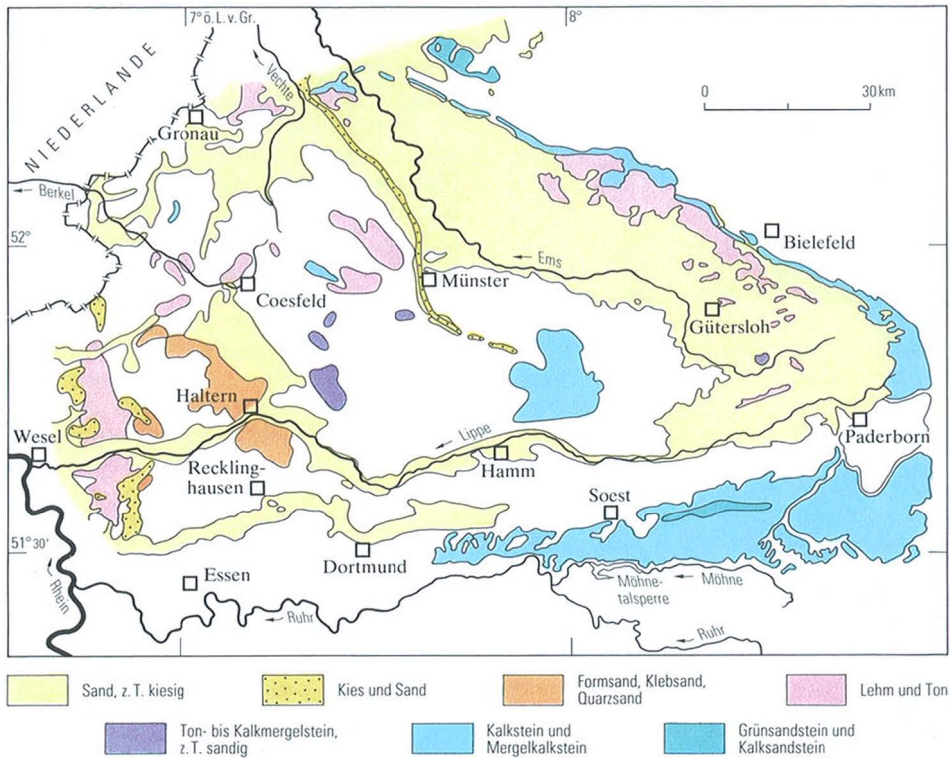


Abb. 48 Die Steine-und-Erden-Vorkommen

Wessum-Südlohn; Waldhügel), nördlichen (Teutoburger Wald) und südlichen Randbereichen (Hellwegbörde, Paderborner Hochfläche) und im Zentrum der Westfälischen Bucht (Beckum-Ennigerloh). Dort besitzen die teilweise mehrere hundert Meter mächtigen Gesteinsschichten des Cenomans, Turons und Campans durchschnittlich einen Carbonatgehalt zwischen 70 – 90 % CaCO_3 , der in einzelnen Gesteinsabschnitten mit ca. 75 – 80 % CaCO_3 dem Sollwert des Rohmehls für die Zementherstellung ziemlich nahe kommt. Auch das für die Zementherstellung erforderliche Mengenverhältnis der Komponenten Siliciumdioxid (SiO_2), Aluminiumdioxid (Al_2O_3), Eisenoxid (Fe_2O_3) und Calciumoxid (CaO) liegt dort von Natur aus schon nahezu ausgewogen vor. Entsprechend den unterschiedlichen Carbonatgehalten werden aus den Schichten des Cenoman-Pläners und Turons

(70 – 90 % CaCO_3) vorwiegend Standardzement und Kalksteinmehl für Düngezwecke oder für den Straßenbau, aus den Schichten des Cenoman-Kalks (90 – 92 % CaCO_3) Sonderzement und Baukalk für die Kalksandsteinindustrie hergestellt. In kleinerem Umfang wird Kalkstein zu Straßen- und Wegebaumaterial verarbeitet. Die im Bereich der Beckumer Berge zur Zementherstellung abgebauten Schichten des Campans enthalten zwar alle die für die Zementherstellung erforderlichen Mineralien, müssen jedoch zur Anhebung des CaCO_3 -Gehalts auf den erforderlichen Anteil mit reinem Kalkstein, meist devonischem Massenkalk, angereichert werden.

Sandsteine, wie zum Beispiel der Grünsandstein der Rüthen-Schichten und der Soest- oder Anröchter Grünsandstein im Südosten der Westfälischen Bucht sowie der Sandstein (Kalksandstein) der Baum-

berge-Schichten zwischen Coesfeld und Münster, werden seit langem bautechnisch genutzt. Mit ca. 70 % Quarzsand ist der Grünsandstein der Rüthen-Schichten am quarzreichsten. Beim Anröchter und Baumberger Sandstein überwiegt mit 50 – 70 % CaCO_3 der Carbonatanteil. Die grüne Farbe ist auf die Glaukonite zurückzuführen. Wegen der guten Bearbeitbarkeit wurde Baumberger Sandstein früher in großem Umfang gewonnen. Zahlreiche Sakral- (z. B. Dom und St. Lamberti in Münster) und Profanbauten (z. B. Rathaus in Münster), Gehöfte und Wasserburgen in der Umgebung von Münster sind aus Baumberger Sandstein errichtet worden. Ähnliches gilt für die Grünsandsteine der Rüthen-Schichten und die Soest-Grünsandsteine, die für Fassadenverkleidungen, vor allem Haussockel, Fenster- und Türrahmen, Treppen und Grabsteine verwendet wurden.

Für die Deckung des örtlichen Bedarfs an Bausand und Baukies werden im Münsterland Vorkommen aus der Kreide-, der Tertiär- und der Quartär-Zeit genutzt. Neben zahlreichen kleineren Abbaustellen haben sich Schwerpunkte des Sand- und Kiesabbaus entwickelt, deren Größe von den örtlichen natürlichen Gegebenheiten wie Größe und Qualität der Lagerstätte, dem Bedarf und der verkehrstechnischen Anbindung an das jeweilige Absatzgebiet abhängig ist.

Im südwestlichen Münsterland sind das neben den bis zu 250 m mächtigen Sanden der Haltern-Schichten des Santons und den Sanden des Tertiärs (Walsum-Meeressand) die darüberliegenden Sande und Kiese der Rhein-Hauptterrasse, die aufbereitet als Betonkies, Bausand und – infolge ihres Quarzreichtums – vor allem als Spezialkies, z. B. für Filter im Brunnenbau oder in der Erdölindustrie und unaufbereitet als Füllmaterial verwendet werden. Die weniger quarzreichen Partien der Haltern- und der Tertiär-Schichten werden als Putz- und Mörtelsande, zur Herstellung von Kalksandsteinen, als Formsande und vor allem als Füll- und Dammschüttmaterial gewonnen.

In den anderen Teilen des Münsterlandes überwiegt die Nutzung von eiszeitlichen Schmelzwasser- und Flußablagerungen. Im allgemeinen dominiert in diesen Vorkommen der Sandanteil (Vor- und Nachschüttand, Talsand), während der Kiesanteil (Ältere Mittelterrasse, Oberer Schneckensand, Knochenkies) bis auf unbedeutende Beimengungen zurücktreten kann. Die Mächtigkeit geht in der Regel nicht über 10 – 30 m hinaus. Als Sand- und Kiesvorkommen von überregionaler Bedeutung sind die Ablagerungen an Lippe und Ems, des Münsterländer Kiessandzuges und des Senne-Sandes hervorzuheben. Untergeordnet wurden oder werden auch die leicht zerfallenden Sandsteine der Unterkreide (Gildehaus-Sandstein, Rüthen-Grünsandstein) gemahlen und als Bausand verwendet.

In den höher gelegenen Ablagerungsgebieten der Mittelterrassen oder der Schmelzwasserablagerungen (Oser, Kame, Sander) entlang dem Fuß der Kreide-Anhöhen von Teutoburger Wald, Eggegebirge und Paderborner Hochfläche erfolgt der Abbau von Sand und Kies teils trocken, teils naß. In den Flußniederungen von Lippe und Ems herrscht der Naßabbau vor, von dem die zahlreichen Baggerseen zeugen. Die kiesarmen bis kiesfreien Sande werden überwiegend als Bausand, Füllsand und zur Kalksandsteinproduktion verwendet. Von den Kiesen werden nur die Ablagerungen am Oberlauf der Lippe mit höheren Anteilen an festeren Grauwackensandsteinen und Lyditen des Rheinischen Schiefergebirges als Betonzuschlagstoff genutzt.

Neben den in der Bauindustrie verarbeiteten Sanden und Kiesen werden auch etwa 5 % als hochwertige Spezialsande in anderen Produktionszweigen verwendet. Diese Spezialsande mit über 97 %, teilweise sogar über 99 % SiO_2 haben in den letzten Jahren zunehmend technische Verwendung in der Glasindustrie, in Gießereien, in der chemischen und keramischen Industrie, im Baugewerbe und in der Reinigungsmittelindustrie gefunden. Über 50 % der Quarzsandförderung

in Nordrhein-Westfalen stammen aus den Haltern-Schichten im Raum Lette, Dülmen, Haltern und Ahsen.

Wirtschaftliche Bedeutung besitzen auch die Ton- und Tonmergelsteine der Unter- und Oberkreide, die innerhalb des Münsterlandes weit verbreitet sind (z. B. Emscher-Mergel) und häufig nur unter geringmächtigen jungen Deckschichten liegen. Hinzu kommen Tonsteine des Tertiärs. Diese Gesteine bilden heute die wichtigste Grundlage für die Ziegelindustrie mit ihren vielfältigen Produkten wie Hintermauersteine, Klinker, Verblender, Kabelschutzhauben und Drainagerohre. Größere Produktionsstätten liegen im nordwestlichen Münsterland im Raum Vreden und Ochtrup (Tonsteine des Apt – Barrêmes), im westlichen und südwestlichen Münsterland im Gebiet zwischen Bocholt, Borken und Bottrop (Ton des Mitteloligozäns), zwischen Lüdinghausen und Seppenrade (Tonsteine des Santons) sowie bei Amelsbüren (Tonmergelsteine des Campans) und Coesfeld (eiszeitliche Grundmoräne). Ein im östlichen Münsterland bei Westerwiehe gelegenes Ziegelwerk nutzt ebenfalls Tonmergelsteine des Santons.

Der ehemals für die Ziegelherstellung weit verbreitete Abbau von saalezeitlichem Geschiebemergel oder Geschiebe-

lehm ist stark zurückgegangen. Abgesehen von einigen darauf spezialisierten Betrieben wird dieser meist nur noch beim Abbau der Kreide- oder Tertiär-Tonsteine mitgewonnen. Das gleiche gilt für die Verwendung von Lößlehm der Weichsel-Kaltzeit.

Belange des Natur- und Landschaftschutzes und Interessenkonflikte mit der Wasserwirtschaft, der Land- und Forstwirtschaft und dem Städtebau erschweren die Gewinnung der oberflächennahen Rohstoffe. Diese sind bei der Darstellung der Steine-und-Erden-Vorkommen in der Abbildung 48 insofern berücksichtigt, als die Grenzziehung nicht nur nach rein lagerstättenkundlichen Gesichtspunkten erfolgte, sondern auch andere Bewertungskriterien für den betreffenden Raum heranzieht. Trotz teilweise reichhaltigem Angebot der nutzbaren Fest- und Lockergesteine ist deshalb in Ballungsgebieten eine Verknappung wegen Raum- und Transportproblemen zu erwarten, welche die Versorgung mit mineralischen Rohstoffen erschweren und erheblich verteuern wird. Deshalb ist eine maximale Ausnutzung der bestehenden und bereits genehmigten Abgrabungen geboten. Die Rekultivierung und Wiedereinbindung der Abbauflächen in die Landschaft ist heute gesetzlich geregelt.

Erdgeschichtliche Denkmäler

(M. Hiß & F. Lehmann)

Die Umwelt, in der wir leben, formte sich in langdauernder Evolution und fortlaufender Anpassung an verschiedenartige Klimate und Lebensräume in Zeiten, die aus Sicht eines Menschenlebens unvorstellbar lange zurückreichen. Und dennoch ist unsere Geschichte mit der Geschichte der Erde eng verbunden: Wo Wasser zur Verfügung stand, der Boden sich zum Anbau von Getreide eignete und Baustoffe für den Hausbau vorhanden waren – beispielsweise Festgesteine oder Lehm und Ton, aus denen Ziegel gebrannt wurden –, finden sich die ersten Siedlungen. Windgeschützte Lagen in Mulden oder Talanfängen waren besonders gesucht.

Bei der Gewinnung von Rohstoffen und durch die natürliche Erosion wurden im Laufe der Zeit Aufschlüsse freigelegt, die uns Einblick geben in die Entwicklungsgeschichte der Erde und ihrer Lebewesen sowie über die Verteilung von Land und Meer in Zeiten, die Millionen von Jahren zurückliegen, als die Existenz des Menschen noch Zukunft war.

Heute braucht der Mensch für seine wirtschaftlichen Interessen mehr Landfläche als früher: ausgedehnte Siedlungs- und Gewerbeflächen, Flurbereinigung, Straßenbau und großflächige Abgrabungen haben unwiederbringlich einzelne, durch die Ereignisse der Erdgeschichte geformte Landschaftsteile verändert oder zerstört. Daher muß es im Interesse aller sein, zumindest einige geologische Aufschlüsse und geomorphologische Formen der Naturlandschaft als Zeugen der Erdgeschichte zu erhalten und zu schützen. Das nordrhein-westfälische Landschaftsgesetz sieht zur Festsetzung von Naturschutzgebieten und Naturdenkmälern ausdrücklich wissenschaftliche, naturgeschichtliche, landeskundliche und erdgeschichtliche Gründe vor. Durch gezielte Landschaftsplanung wird angestrebt, die Vielfalt, Eigenart und Schönheit von Na-

tur und Landschaft als Lebensgrundlage des Menschen und als Voraussetzung für seine Erholung zu erhalten oder wiederherzustellen.

Als zweites Instrument, erdgeschichtliche Denkmäler zu schützen, dient das Gesetz zur Pflege der Denkmäler im Lande Nordrhein-Westfalen (Denkmalschutzgesetz). Bodendenkmäler sind gemäß § 2(5) bewegliche oder unbewegliche Denkmäler, die sich im Boden befinden oder befanden. Als Bodendenkmäler im Sinne des Gesetzes gelten daher auch Zeugnisse tierischen und pflanzlichen Lebens aus erdgeschichtlicher Zeit, sofern an ihrer Erhaltung und Nutzung ein öffentliches Interesse besteht.

Steinbrüche und Klippen

Im Münsterland sind geschützte Festgesteinsaufschlüsse selten. Allerdings können sich aufgelassene Kalksteinbrüche vergleichsweise schnell zu selten gewordenen Kalk-Halbtrockenrasen und Regenerationsräumen gefährdeter Pflanzengesellschaften und Tierarten entwickeln. Bei der Ausweisung von Naturschutzgebieten wurde dies auch berücksichtigt. Ein Beispiel dafür ist der Steinbruch im Kleefeld bei Lengerich, für den spezielle Pflegemaßnahmen zum Schutz sedimentologischer Besonderheiten im anstehenden Kalkstein vorgesehen sind. Daß eine einmal erwirkte Schutzausweisung eines geowissenschaftlichen Aufschlusses dessen Erhalt über Jahrzehnte bewirkt, zeigt der ehemalige Steinbruch Schneiker in den Schichten des Turons bei Halle in Westfalen, der inzwischen von einer Neubausiedlung fast umschlossen ist. Zur Gefahrenabwehr ist er wirkungsvoll eingezäunt, für geowissenschaftliche Untersuchungen steht er Forschung und Lehre aber weiterhin zur Verfügung.

Ablagerungen aus der Unterkreide-Zeit sind im Norden und Westen des Münsterlandes eher unscheinbar und vielfach von eiszeitlichen Sedimenten verhüllt. Sie bestimmen aber im Teutoburger Wald, Eggegebirge und am Südrand der Paderborner Hochfläche das Landschaftsbild. Besonderheiten der Natur, die mit Recht zu einem großen Teil als Naturdenkmäler oder Naturschutzgebiete geschützt werden, sind dort vor allem die zahlreichen Klippen und Felsformationen aus Sandsteinen der Unterkreide. Die spektakulärste und wohl bekannteste Felsformation sind die Externsteine (s. Abb. 12) in Holzhausen bei Horn-Bad Meinberg. Bis zu 38 m ragt dort der Osning-Sandstein senkrecht in die Höhe. Vor der Küste des Kreide-Meeres ehemals horizontal abgelagerte und später verfestigte Sande wurden durch starke Gebirgsbewegungen an der Wende Kreide/Tertiär in ihre heutige steile Lage aufgerichtet. Von der Erosion freigelegt, hat die Verwitterung den Sandstein in 13 einzelne Felspfeiler aufgelöst.

Die Externsteine haben aber auch eine große kulturhistorische Bedeutung. Archäologische Funde beweisen, daß in der Steinzeit etwa um 10 000 v. Chr. Rentierjäger die natürlichen Höhlen in den Sandsteinfelsen zum Schutz aufgesucht haben. Im Mittelalter galten die Felsen als Wallfahrtsort. Hiervon zeugt unter anderem das aus dem 12. Jahrhundert stammende Kreuzabnahme-Relief, das in die Außenwand eines Felsturmes gemeißelt ist. Vorbei an den Externsteinen verlief seit alters der Handelsweg von Paderborn an die Weser. Seit 1813 führte eine befestigte Straße zwischen den Felsen hindurch. Später wurde sie ein Teil der Reichsstraße 1 von Aachen nach Königsberg. Sogar eine Straßenbahn verkehrte dort auf der Strecke Paderborn – Detmold. Erst 1940 wurde die Straße gesperrt und durch eine neue Trasse weiter im Süden ersetzt.

Eine andere bekannte Felsengruppe sind die Dörenther Klippen bei Brochterbeck südlich von Ibbenbüren. Der zum Osning-Sandstein-Komplex gehörende Dörenther Sandstein (höchstes Apt bis

Unteralb) ist dort zu einer Reihe bizarrer Felstürme aufgelöst. Auf einem dieser Türme thront das Hockende Weib, ein Felsblock, der unter einem bestimmten Blickwinkel die Silhouette einer sitzenden Frau erkennen läßt. Der Dörenther Sandstein fällt dort mit etwa 40° nach Südwesten ein. Besonders eindrucksvoll ist an einigen der Felsen das Schichtungsgefüge durch die Verwitterung herausmodelliert worden.

Für den Münsterland-Geologen ist es immer ein faszinierendes Gefühl, in einem Aufschluß vor einer Schichtenfolge zu stehen, die durch eine Diskordanz zweigeteilt ist: im unteren Teil die alten Gesteine des Karbons, verfaltet und gekippt, dann eine messerscharfe Trennlinie, die eine zeitliche Lücke von etwa 200 Millionen Jahren markiert, und darüber die jüngeren Gesteine der Oberkreide, weitgehend flach lagernd und nicht gefaltet. Ebenso ist es für den Bergmann des Ruhrreviers immer ein wichtiges Ereignis und ein Grund zum Feiern, wenn beim Abteufen eines Schachtes endlich nach vielen Metern das Deckgebirge durchörtert und das flözführende Karbon erreicht ist.

Geologen und Bergleute waren daher schon vor vielen Jahren bemüht, wenigstens einen Aufschluß im Ruhrrevier als Lehrbeispiel für die Nachwelt zu erhalten, der Gesteine der Kreide auflagernd auf denen des Karbons zeigt. So wurde im Bochumer Stadtteil Wiemelhausen ein verlassener Steinbruch der längst stillgelegten Zeche Friderika als Naturdenkmal „Geologischer Garten“ hergerichtet (s. Abb. 15). Zu sehen ist dort ein typischer Ausschnitt aus der Karbon-Schichtenfolge in steiler Lagerung mit Ton- und Sandsteinhorizonten, Kohlenflözen und den dazugehörenden Wurzelböden, darüber flach lagernd das sandig-kiesige, glaukonitführende Basissediment der Kreide-Abfolge, der Essen-Grünsand. Man erkennt auch, daß die Oberfläche der Karbon-Gesteine und damit der kreidezeitliche Meeresboden nicht eben war, sondern daß dort der harte, sogenannte Dikkebank-Sandstein eine mehrere Meter hohe Klippe bildete.

Neben dem Geologischen Garten zeigen auch noch einige wenige andere Stellen Ablagerungen der Kreide auf Karbon. Hierzu gehören der Kassenberg bei Mülheim an der Ruhr (s. Abb. 15) sowie kleine Steinbrüche bei Unna-Billmerich, Fröndenberg-Frörmern, Ense-Bremen und Möhnesee-Wamel. Gut zugänglich und sehr instruktiv sind die als flächenhafte Naturdenkmale vorgesehenen Steinbrüche östlich von Frörmern (Abb. 49). Ein flach lagernder massiger Sandstein des Karbons bildet dort eine breite Klippe, an deren Fuß die Kreide-Schichtenfolge mit einem relativ kompletten Cenoman-Profil beginnt. Die Cenoman-Sedimente haben an dieser Stelle eine Mächtigkeit von etwa 3 m. Auf der Klippe aus Karbon-Sandstein sind Cenoman-Gesteine nur reliktsch in einzelnen Auskolkungen, kleinen Rinnen und taschenartigen Eintiefungen in stark reduzierter Mächtigkeit (kondensiertes, kalkreiches Sediment; Klippenkalk) überliefert. Im Zentrum der Klippe liegen darüber transgressiv Ablagerungen des Turons.

Höhlen, Erdfälle, Bachschwinden und Karstquellen

Zu den faszinierenden Naturerscheinungen, die immer schon einen besonderen Reiz auf den Menschen ausgeübt haben, gehören Höhlen, Erdfälle, Bachschwinden und Karstquellen. Daß diese aber auf eine gemeinsame Ursache zurückgehen und miteinander in Zusammenhang stehen können, ist weniger bekannt. Natürliche Höhlen sind typische Ausdrucksformen einer intensiven Verkarstung, nämlich der chemischen Kalksteinauflösung durch fließendes Wasser. Dolinen oder Erdfälle, häufig kreisrunde, trichterförmige Vertiefungen in der Erdoberfläche, entstehen dann, wenn ein Höhlendach einstürzt, und das darüber lagernde Gestein nachsackt. Bäche und Flüsse, die in Karstgebiete eintreten, versinken in Bachschwinden in den Untergrund. Sie fließen als unterirdisches Gewässer auf Klüften und Spalten, erweitern diese dabei zu Höhlen und treten am

Rand des Karstgebiets in Karstquellen wieder zutage. Karstquellen sind in der Regel besonders kräftig schüttende Quellen. In den Kalksteingebieten des Münsterlandes finden wir diese Quellen besonders ausgeprägt an tiefliegenden Stellen der Paderborner Hochfläche. Dolinen und Karstquellen gibt es aber auch in den Baumbergen und am Schöppinger Berg.

Höhlen sind im östlichen Teil der Paderborner Hochfläche häufig. Kluftzonen wurden dort durch die kalklösende Kraft des fließenden Wassers zu Spalten erweitert. Diese Höhlen haben keine spektakulären Tropfsteingebilde, wie sie aus den Schauhöhlen des Sauerlandes bekannt sind. Sie sind auch nicht allgemein zugänglich, sondern stehen unter Naturschutz. Die bekannteste und mit etwa 150 m Länge größte Höhle ist die Hohlsteinhöhle bei Kohlstädt, östlich von Bad Lippspringe, eine typische Klufthöhle in Gesteinen des Mittelturons. Ganz in der Nähe befinden sich auch die Bilsteinhöhle mit dem Kellerloch sowie das Lukenloch.

Die größten Dolinen (Erdfälle) des Münsterlandes kennen wir ebenfalls aus dem östlichen Teil der Paderborner Hochfläche. Die Brichkuhle bei Neuenbeken hat einen Durchmesser von etwa 40 m

Abb. 49 Erdgeschichtliche Denkmäler (von links oben nach rechts unten):

Cenoman-Klippenkalk auf Karbon-Sandstein in einem Steinbruch östlich von Fröndenberg-Frörmern
Schwinden der Sauer bei Grundsteinheim

Die Naßkuhle bei Neuenbeken

Die Jordanquelle in Bad Lippspringe

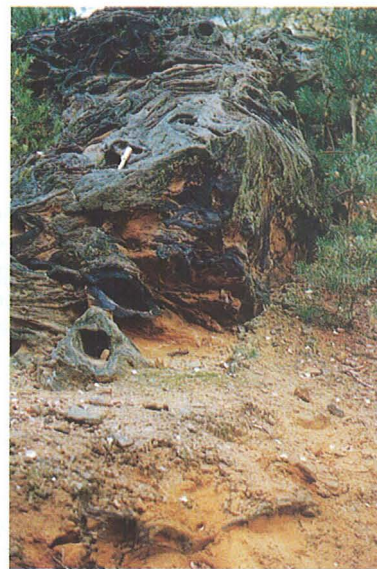
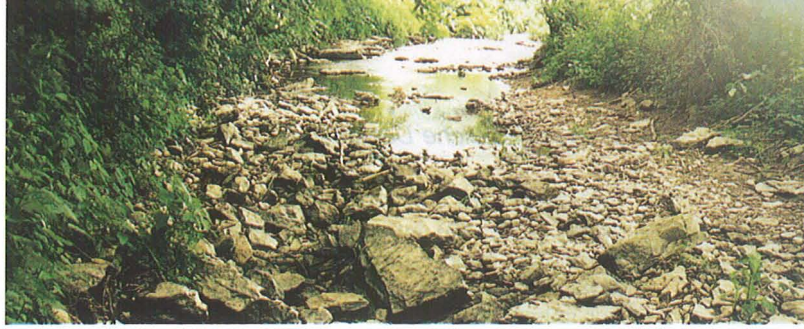
Das Naturdenkmal „David & Goliath“ bei Gländorf

Der Sythener Opferstein in den Borkenbergen

Düne an der Thune nordwestlich Schloß Neuhaus

Im Amtsvenn bei Gronau

Das Naturdenkmal „Ewiges Feuer“ in den Lippewiesen bei Hamm



und eine Tiefe von 20 – 30 m; die Naßkuhle (Abb. 49) ist etwas kleiner und durch eine tonig-torfige Ausfüllung plombiert. Eine Häufung zahlreicher kleiner, nur selten mehr als 20 m im Durchmesser großen und bis zu 8 m tiefen trichterförmigen Eintiefungen gibt es im Waldgebiet zwischen Büren, Brenken und Haaren. Die Kalksteinlösung und Höhlenbildung ist auch heute noch nicht abgeschlossen, wie eine 1956 entstandene Doline beweist.

In den Fließgewässern der Paderborner Hochfläche treten häufig Bachschwinden (Abb. 49) auf. Besonders bekannt sind die Bachschwinden unterhalb von Brenken-Wewelsburg, wo die Alme im Sommer regelmäßig trockenfällt. Färbversuche haben bewiesen, daß das bei Brenken aus der Alme versinkende Wasser in den Quellen von Geseke und Upsprunge wieder zutage tritt.

Am Fuß der Paderborner Hochfläche und am Hellweg treten Karstquellen (Abb. 49) wie Perlen aneinandergereiht entlang einer Linie auf, an der der Emischer-Mergel die klüftigen Kalksteine der Plänerfazies überlagert. Bei Unna-Mühlhausen ist ein Quellgebiet mit sechs sogenannten „Hellweg-Quellen“ im Jahr 1989 als Naturschutzgebiet ausgewiesen worden. Die bedeutendsten und am besten untersuchten Quellen sind die Paderquellen. Sie bestehen aus etwa 200 Einzelquellen, die sich im wesentlichen auf zwei große Quellbereiche unweit des Domes und der Abdinghofkirche im Stadtzentrum von Paderborn verteilen (s. Abb. 43). Die stärkste bisher gemessene Schüttung beträgt 47,3 m³/s. Andere, nicht ganz so berühmte, aber landschaftlich sehr reizvolle Karstquellen liegen am Schöppinger Berg und in den Baumbergen. Die wohl schönste, von hohen Buchen umrahmte und als Naturdenkmal geschützte Quelle ist die Janningsquelle im Westen der Ortschaft Leer. Das glasklare Wasser, das dort am Fuß des Schöppinger Berges den obercampanen Schichten entspringt, reicht aus, um eine wenige hundert Meter bachabwärts liegende Mühle anzutreiben.

Große Steine

Findlinge oder Großgeschiebe gehören zu den Hinterlassenschaften des nordischen Inlandeises, das sie während seiner größten Ausdehnung in der Saale-Kaltzeit in das Münsterland transportiert hat. Da sie von weither, zum Teil aus Skandinavien, herangeführt wurden, sind sie Fremdlinge unter den Münsterländer Gesteinen. Die meisten großen Findlinge sind schon seit alters bekannt und haben Anlaß zu vielen Sagen und Geschichten gegeben, denn es muß schon mit dem Teufel zugegangen sein, daß riesige Blöcke unvermittelt in der Landschaft auftauchen. Wirklich große Findlinge sind heute nur noch selten anzutreffen. Viele der ehemals vorhandenen Großgeschiebe wurden in früheren Zeiten als Werksteine verarbeitet. Die wenigen großen Findlinge, die übriggeblieben sind und sich noch an ihrem ursprünglichen Fundort oder in dessen Nähe befinden, sind inzwischen alle als Naturdenkmäler geschützt. Einer der bekanntesten und wahrscheinlich der größte Findling innerhalb der Westfälischen Bucht ist wohl der Block „David und Goliath“. Dieser in den kleinen „David“ und den großen „Goliath“ zerbrochene Stein aus mittelschwedischem Granit (Abb. 49) hat ein Gewicht von etwa 70 t. Er wurde bei Flurbereinigungsarbeiten in einem Acker in der Nähe seines heutigen Standortes an der Bundesstraße 475 zwischen Glandorf und Kattenvenne gefunden. Ebenfalls gut bekannt ist das „Holtwicker Ei“ in Rosendahl-Holtwick. Es hat ein Gewicht von 30 – 35 t. Ähnlich wie David und Goliath ist auch das Holtwicker Ei ein Granitblock, dessen Heimat in Schweden liegt. Bei Ausschachtungsarbeiten wurde 1993 in Gronau ein etwa 50 t schwerer Findling aus weißem Granit entdeckt und vor dem Hallenbad aufgestellt (s. Abb. 27). Er ist der bisher größte bekannte Findling im westlichen Münsterland.

Ein großer Stein besonderer Art ist der sagenumwobene Sythener Opferstein, auch Blutstein genannt. Er liegt in den Borkenbergen bei Haltern, mitten im Ver-

breitungsgebiet der kreidezeitlichen Haltern-Sande (Abb. 49). Die Sage berichtet, daß dort dem germanischen Gott Wotan Mensch- und Tieropfer dargebracht wurden. Allerhand merkwürdige Löcher und Vertiefungen auf der Steinoberfläche wurden als Runen, Schriftzeichen, Blutrinnen oder Fußabdrücke der armseligen Opfer gedeutet.

Liegt auch die tatsächliche historische Bedeutung des Steins im Dunkeln, so wissen wir über seine geologische Geschichte recht gut Bescheid. Der Stein besteht aus zahlreichen, miteinander verbackenen, dunkelbraunen oder rotbraunen Eisenoxidkrusten, die vollkommen unregelmäßig wulstig oder röhrenförmig angeordnet sind. In kleinen Hohlräumen finden sich immer wieder Reste von lockerem, hellgelbem, teilweise auch blutrotem Sand. Entstanden sind die Krusten in den kreidezeitlichen Sanden, allerdings erst nach dem Rückzug des Kreide-Meeres. Unter den warmen klimatischen Bedingungen der Tertiär-Zeit führte eine intensive Verwitterung zur Mobilisierung und örtlichen Anreicherung von Eisenoxiden. Aber nur an wenigen Stellen ist die Anreicherung so stark gewesen, daß ganze Felsen so wie der Sythener Opferstein entstehen konnten. Heute sind vom Opferstein nur noch Reste erhalten. Leider liegt er in einem militärischen Sperrgebiet und ist nicht frei zugänglich.

Dünen und Moore

Aus der jüngsten geologischen Vergangenheit sind es weniger Einzelobjekte, sondern vielmehr ganze Landschaftsteile, die unseres Schutzes bedürfen, um sie vor einer endgültigen Zerstörung durch übermäßige Nutzung zu bewahren. Dünenfelder und Mooregebiete sind hierfür Beispiele. Beides sind Biotope, die durch den Menschen in großen Bereichen schon zerstört sind oder in ihrem natürlichen Charakter verändert wurden. Heute gibt es jeweils nur noch begrenzte, mehr oder weniger unangetastete Restflächen.

Sie sind Refugien für artenreiche Floren und Faunen.

Die Dünenbildung begann am Ende der letzten Kaltzeit – der Weichsel-Kaltzeit –, als weite Sandflächen in den großen Niederungen verwilderter Flüsse weitgehend von jeder Vegetation entblößt und dem Angriff des Windes ungeschützt ausgesetzt waren. Wir finden Dünen daher vornehmlich in den Niederungen, häufig als Flußbegleitdünen, an den Rändern der heutigen Talauen vergesellschaftet mit Uferwällen. Größere Dünenfelder treten aber auch ganz unvermittelt in der Landschaft immer dort auf, wo genügend Sand als Ausgangsmaterial für die Dünenaufwehung verfügbar war, die bis in die jüngste historische Vergangenheit andauerte. Im Mittelalter wurde die Entstehung von Dünen durch große Rodungen und die ackerbauliche Landnutzung begünstigt.

Die in ihrem natürlichen morphologischen Zustand erhaltenen Dünenfelder sind heute fast alle von Kiefernwäldern bestanden. Nur dort ist uns das typische kuppige Relief einer Dünenlandschaft mit größeren Einzelkuppen überliefert, die durchaus 10 m Höhe und mehr erreichen können. Als ein Beispiel für ufernahe Dünen sei hier das Naturschutzgebiet „Bockholter Berge“ an der Ems südlich von Greven genannt. Beispiele für Dünenfelder in freier Landschaft, weitab von einem Fluß, finden wir in der Metelener Heide zwischen Metelen und Burgsteinfurt, in der Senne nördlich von Paderborn (Abb. 49) oder in der Hohen Mark. In der Hohen Mark wurde der kreidezeitliche Haltern-Sand zu Dünen aufgeweht.

Noch tiefgreifender als die Dünen sind Moore vom Menschen verändert worden. Durch künstliche Entwässerung sind ehemals große Hoch- und Niedermoorgebiete urbar gemacht worden und heute vielfach nicht mehr als Moorflächen zu erkennen. Die Hochmoore des Münsterlandes wurden durch Torfgewinnung, anschließenden Tiefumbruch und landwirtschaftliche Folgenutzung weitgehend vernichtet oder auf ganz geringe Reste re-

duziert. Ehemalige Moore finden wir in allen Teilen des Münsterlandes, zum Beispiel im Bereich von Quellen, in Flußauen oder in den weiten Niederungen im Norden und Westen. In kleinräumigen Resten sind Hochmoorflächen heute im deutsch-niederländischen Grenzgebiet bei Vreden (Zwillrocker Venn), im Amtsvenn südlich von Gronau (Abb. 49), im Gildehauser Venn, im Emsdettener Venn oder im Meerfelder Bruch westlich von Dülmen erhalten geblieben. Niedermoores begegnen uns noch relativ häufig in kleinflächigen Arealen, so beispielsweise das Graeser und Eper Venn südlich von Epe, das Boltenmoor am Rand der Bockholter Berge bei Greven oder das Fächtorfer Moor bei Versmold.

Naturasphalt und Erdgas

Erdöl- und Erdgasspuren wurden im Münsterland mehrfach nachgewiesen. Lagerstätten von wirtschaftlicher Bedeutung sind mit einer Ausnahme allerdings nicht entstanden. Doch gibt es mehrere Austrittsstellen von Kohlenwasserstoffen. So sind im nördlichen Münsterland mehrere Stellen bekannt, an denen Naturasphalt auftritt. Die Lage eines solchen Vorkommens bei Darfeld (Gemeinde Rosendahl) wurde erst kürzlich wiederentdeckt. Man findet heute dort einen schwarzen, mattglänzenden, zähplastischen bis festen Asphalt, der sich auf Klüften und Spalten niedergeschlagen hat (s. Abb. 47). Im 18. und 19. Jahrhundert wurde dieser Asphalt abgebaut. Spuren des Bergbaus und Spuren von Untersuchungen aus den Anfängen des 20. Jahrhunderts sind überliefert.

Ein einzigartiges Naturschauspiel bietet das Naturdenkmal „Ewiges Feuer“ in den Lippewiesen westlich von Hamm. Durch die Ausgasung oberkarbonischer Kohlenflöze, die vor allem im nordöstlichen Ruhrgebiet besonders stark ist, gelangen leicht entzündliche Erdgase über Klüfte im Kreide-Deckgebirge an die Erdoberfläche (Abb. 49). Sie treten dort frei in die Atmosphäre aus. Gelegentlich können

sich die Gase entzünden, so daß dann die Wiesen durch blau züngelndes Licht natürlicher Fackeln erleuchtet werden.

Fossilien als versteinerte Zeugen

Fossilien sind Bodendenkmäler im Sinne des nordrhein-westfälischen Denkmalschutzgesetzes, soweit ein öffentliches Interesse an ihnen besteht. Sie genießen somit auch dann besonderen Schutz, wenn sie sich nicht mehr an ihrem ursprünglichen Fundort befinden. Viele der spektakulären Fossilfunde des Münsterlandes wurden bereits im vorigen Jahrhundert oder zu Anfang dieses Jahrhunderts gemacht, als es noch zahlreiche kleine und kleinste Ziegeleigruben, Steinbrüche und Mergelkuhlen gab, in denen von Hand Rohstoffe gewonnen wurden und man deshalb auf außergewöhnliche Formen aufmerksam wurde. Heute sind diese Gruben fast ausnahmslos verschwunden. Auch beim Bau der westfälischen Wasserstraßen konnten zahlreiche Fossilien geborgen werden. Die bedeutendsten Fossilfunde, von denen hier nur einige wenige exemplarisch genannt werden können, befinden sich heute in den großen geowissenschaftlichen Museen des Münsterlandes.

Das wohl bekannteste Fossil des Münsterlandes ist *Parapuzosia seppenradensis* LANDOIS, der größte Ammonit der Welt. Er hat einen Durchmesser von etwa 1,80 m, muß zu Lebzeiten aber noch größer gewesen sein, da Teile der Wohnkammer nicht überliefert sind. Er wurde 1895 in Schichten des Unterjuras in Seppenrade bei Lüdinghausen entdeckt (s. Abb. 18). Der Begründer des Münsteraner Zoos und damalige Direktor des Westfälischen Provinzialmuseums für Naturkunde, Professor HERMANN LANDOIS, hat ihn nach Münster schaffen lassen und dort wissenschaftlich bearbeitet. Ein weiterer Großammonit, der diesem nur wenig an Größe nachsteht, wurde 1985 im Raum Dülmen gefunden.

Nicht weniger bedeutend sind Funde fossiler Wirbeltiere. Es ist der Schwimmersaurier *Brancosaurus brancai* WEGNER zu nennen, der aus Schichten der Unterkreide – des Berrias – aus einer Tongrube bei Gronau stammt. Berühmt sind auch die Überreste von landlebenden, pflanzenfressenden *Iguanodon*-Sauriern, die erst vor wenigen Jahren bei Grabungen in einer Karstspalte bei Nehden im südlich angrenzenden Sauerland freigelegt wurden. Diese Saurier erreichten eine Länge von mehr als 3 m.

Einzigartig sind auch die fossilen Fische, die in den Werksteinbrüchen der Baumberge sowie in plattigen Kalksteinen bei Sendenhorst gefunden wurden (s. Abb. 18). Verschiedene Hai- und Rochenarten sowie Strahlflosser – höher entwickelte Knochenfische – sind von dort bekannt. Sie verdanken ihre exzellente Erhaltung einer raschen Einbettung in das Sediment, bevor nach dem Tod der Tiere die Verwesung und damit der Zerfall der Skelette einsetzen konnte. Solche Bedingungen sind typisch für Sedimente, die aus Trübeströmen heraus abgelagert wurden. Einer der ersten Fischfunde ist aus dem Jahr 1550 dokumentiert. Der Bildhauer Franz Brabender aus Münster fand damals diesen Fisch, den er entsprechend dem naturhistorischen Weltbild seiner Zeit für eine Forelle („Trutta“), ein Überbleibsel der „Sündflut“ hielt (Abb. 50). Den Fund dieses „Wunders“ ließ er sich gerichtlich beglaubigen. Beim Versuch, den Fisch in den Niederlanden zu verkaufen, wurde Franz Brabender in der Stadt Kampen bei Zwolle als Betrüger verdächtigt und konnte sich einer Verhaftung gerade noch durch Flucht entziehen. Den Fisch mußte er allerdings zurücklassen. Erst diplomatische Bemühungen der Gräfin Walburga zu Bentheim ermöglichten es, den Fisch von den Kampener Bürgern zurückzuerhalten. Fortan wurde er im Schloß zu Bentheim aufbewahrt. Seit dem Ende des Zweiten Weltkrieges ist er allerdings verschollen.

Von eiszeitlichen Großsäugetieren wie Mammut, Wisent, Auerochse oder Höhlenbär wurden in eiszeitlichen Flußablagerungen zahlreiche Knochen gefunden. Aber nur selten gelang der Fund von vollständigen Skeletten. So war es schon ein glücklicher Umstand, daß ein vollstän-

Lapis in quo Figura Trutta expressa, excisus è Lapidicina Baamberg Diacef. Monasteriensis.

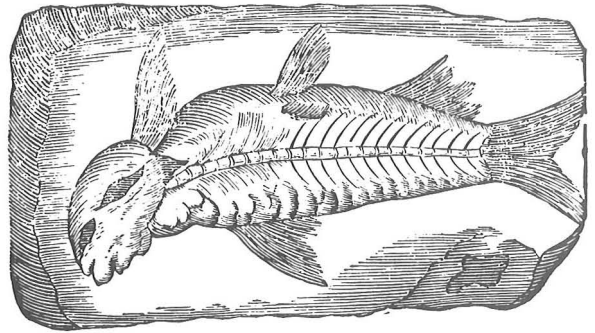


Abb. 50

Der „Brabender Fisch“ *Istieus grandis* (AGASSIZ) aus den Baumbergen, gezeichnet 1676 von G. W. WEDELIUS; älteste Abbildung eines westfälischen Fossils

diges Mammutskelett eines *Mammuthus primigenius* (BLUMENBACH) im Jahr 1910 in einer Tongrube bei Ahlen an das Tageslicht kam. Es gelangte in das Museum des Geologisch-Paläontologischen Instituts in Münster und wurde dessen „Wappentier“. Als besonderer Blickfang ist es im Eingang des Museums aufgestellt.

Die Erde bewahrt die Spuren ihrer Vergangenheit wie ein alter Baum, der alle Erinnerungen an seine Entwicklung und an sein Leben in sich trägt, in ihren Tiefen und an ihrer Oberfläche, in den Gesteinen und in den Landschaftsformen. Diese Spuren, die gelesen und gedeutet werden sollen, gilt es zu erhalten (Deklaration von Digne-Les-Bains – Internationale Erklärung des Rechts der Erde auf ihre Geschichte 1991).

Schriftenverzeichnis

Allgemeine Literatur

- ANDERSON, H.-J., & BOSCH, M. VAN DEN, & BRAUN, F. J., & DROZDZEWSKI, G., & HILDEN, H. D., & HOYER, P., & KNAPP, G., & REHAGEN, H.-W., & STADLER, G., & TEICHMÜLLER, R., & THIERMANN, A., & VOGLER, H. (1987): Erläuterungen zu Blatt C 4306 Recklinghausen. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1 : 100 000, Erl., **C 4306**, 2. Aufl.: 124 S., 9 Abb., 12 Tab.; Krefeld.
- BÄRTLING, R. (1925): Geologisches Wanderbuch für den niederrheinisch-westfälischen Industriebezirk, umfassend das Gebiet vom nördlichen Teil des Rheinischen Schiefergebirges bis zur holländischen Grenze, 2. Aufl. – VIII + 459 S., 123 Abb.; Stuttgart (Enke).
- 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, A. Geologische Karte, B. Bodenkarte, C. Hydrogeologische Karte. – Übers.-Kt. Nordrh.-Westf. 1 : 100 000, Erl., **C 4302**: 180 S., 14 Abb., 8 Tab., 5 Taf.; Krefeld.
- DEUTLOFF, O., & KÜHN-VELTEN, H., & MICHEL, G., & SKUPIN, K. (1982): Erläuterungen zu Blatt C 3918 Minden. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1 : 100 000, Erl., **C 3918**: 80 S., 17 Abb., 2 Tab.; Krefeld.
- DRIESEN, B., & KOCH, M., & MICHEL, G., & STEHN, O., & WREDE, V. (1990): Erläuterungen zu Blatt C 4310 Münster. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1 : 100 000, Erl., **C 4310**, 2. Aufl.: 64 S., 15 Abb., 5 Tab.; Krefeld.
- Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen [Hrsg.] (1978): Geologie am Niederrhein, 2. Aufl. – 47 S., 15 Abb., 3 Tab.; Krefeld.
- Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen [Hrsg.] (1988): Geologie am Niederrhein, 4. Aufl. – 142 S., 39 Abb., 4 Tab.; Krefeld.
- HAHNE, C., & SCHMIDT, R. (1982): Die Geologie des Niederrheinisch-Westfälischen Steinkohlengebietes. – 106 S., 88 Abb., 11 Tab., 1 Taf.; Essen (Glückauf).
- HEINRICH, A. (1987): Geologie und Vorgeschichte Bottrops. – 256 S., 191 Abb.; Bottrop (Hist. Ges. Bottrop e. V.).
- HESEMANN, J. (1975): Geologie Nordrhein-Westfalens. – Bochumer geogr. Arb., Sonderr., **2**: 416 S., 255 Abb., 122 Tab., 11 Taf.; Paderborn.
- KEMPER, E. (1976): Geologischer Führer durch die Grafschaft Bentheim und die angrenzenden Gebiete (mit einem Abriß der emsländischen Unterkreide). – Das Bentheimer Land, **64**, 5. Aufl.: 206 S., 45 Abb., 13 Tab., 34 Taf.; Nordhorn-Bentheim (Heimatver. Grafschaft Bentheim).
- KLASSEN, H. [Hrsg.] (1984), mit Beitr. von DUCHROW, H., & FIEDLER, K., & GAERTNER, H., & GROETZNER, J.-P., & HARMS, F.-J., & HILTERMANN, H., & HINZE, C., & JOSTEN, K.-H., & KLASSEN, H., & KÖWING, K., & MEYER, K.-D., & RABITZ, A., & ROSE, K.-H., & THIERMANN, A., & WEITSCHAT, W.: Geologie des Osnabrücker Berglandes. – Text-Bd.: XVI + 672 S., 127 Abb., 24 Tab., 10 Taf.; Anl.-Bd.: 30 Anl., 1 Kt.; Osnabrück (Naturwiss. Mus.).
- KOCH, L. (1984): Aus Devon, Karbon und Kreide: Die fossile Welt des nordwestlichen Sauerlandes. – 159 S., 151 Abb., 4 Taf.; Hagen (v. d. Linnepe).
- KUKUK, P. (1938): Geologie des Niederrheinisch-Westfälischen Steinkohlengebietes. – 706 S., 743 Abb., 48 Tab., 14 Taf.; Berlin (Springer).
- MÜLLER-WILLE, W. (1966): Bodenplastik und Naturräume Westfalens. – Spieker, **14** (Festband): III – XI + 302 S., 32 Abb., 17 Tab., 1 Kt.-Bd.; Münster/Westf.

- SCHMITZ, R.-W. (1990): Ein mittelpaläolithischer Fundplatz in den Basiskiesen der Emscher-Niederterrasse bei Bottrop/Westfalen. – Eiszeitalter u. Gegenwart, **40**: 107 – 110, 3 Abb.; Hannover.
- SPEETZEN, E. (1990): Die Entwicklung der Flußsysteme in der Westfälischen Bucht (NW-Deutschland) während des Känozoikums. – Geol. u. Paläont. Westf., **16**: 7 – 25, 16 Abb., 1 Tab.; Münster/Westf.
- THIERMANN, A. (1987), mit Beitr. von KOCH, M.: Erläuterungen zu Blatt C 3910 Rheine. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1 : 100 000, Erl., **C 3910**: 68 S., 14 Abb., 2 Tab.; Krefeld.
- WEGNER, TH. (1926): Geologie Westfalens und der angrenzenden Gebiete, 2. Aufl. – 500 S., 244 Abb., 1 Taf.; Paderborn (Schöningh).
- ZIEGLER, P. A. (1982): Geological Atlas of Western and Central Europe, 1. Aufl. – Text-Bd.: 130 S., 29 Abb.; Taf.-Bd.: 40 Taf.; Amsterdam (Elsevier).

Gebirgsbau

- BREDDIN, H. (1929): Die Bruchfaltentektonik des Kreidedeckgebirges im nordwestlichen Teil des rheinisch-westfälischen Steinkohlenbeckens. – Glückauf, **65** (34): 1 157 – 1 168; **65** (35): 1 193 – 1 198, 10 Abb., 1 Taf.; Essen.
- DROZDZEWSKI, G. (1988): Die Wurzel der Osning-Überschiebung und der Mechanismus herzynischer Inversionsstörungen in Mitteleuropa. – Geol. Rdsch., **77**: 127 – 141, 9 Abb.; Stuttgart.
- DROZDZEWSKI, G., & WREDE, V. (1994): Faltung und Bruchtektonik – Analyse der Tektonik im Subvariscikum. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **38**: 7 – 187, 101 Abb., 2 Tab., 2 Taf.; Krefeld.
- Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen [Hrsg.] (1971): Die Karbon-Ablagerungen in der Bundesrepublik Deutschland. Eine Übersicht. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **19**: VIII + 242 S., 79 Abb., 15 Tab., 8 Taf.; Krefeld.
- HOYER, P., & TEICHMÜLLER, R., & WOLBURG, J. (1969): Die tektonische Entwicklung des Steinkohlengebirges im Münsterland und Ruhrgebiet. – Z. dt. geol. Ges., **119**: 549 – 552, 1 Taf.; Hannover.
- WOLBURG, J. (1953): Der Nordrand der Rheinischen Masse. – Geol. Jb., **67**: 83 – 114, 15 Abb.; Hannover.
- ZIEGLER, P. A. (1987): Late Cretaceous and Cenozoic intra-plate compressional deformations in the Alpine foreland – a geodynamic model. – Tectonophysics, **137**: 389 – 420, 11 Abb.; Amsterdam.

Ordovizium bis Karbon

- FRANKE, D. (1990): Der präpermische Untergrund der Mitteleuropäischen Senke – Fakten und Hypothesen. – Niedersächs. Akad. Geowiss. Veröff., **4**: 19 – 75, 22 Abb.; Hannover.
- Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen [Hrsg.] (1963): Die Aufschlußbohrung Münsterland 1. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **11**: VIII + 568 S., 131 Abb., 64 Tab., 48 Taf.; Krefeld.
- Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen [Hrsg.] (1971): Das höhere Oberkarbon von Westfalen und das Bramscher Massiv. Ein Symposium. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **18**: XII + 596 S., 116 Abb., 48 Tab., 30 Taf. (Text- u. Anl.-Bd.); Krefeld.

- Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen [Hrsg.] (1971): Die Karbon-Ablagerungen in der Bundesrepublik Deutschland. Eine Übersicht. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **19**: VIII + 242 S., 79 Abb., 15 Tab., 8 Taf.; Krefeld.
- Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen [Hrsg.] (1982): Krefelder und Lippstädter Gewölbe, die großen Querstrukturen am Rande des Ruhrkohlenbeckens. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **30**: 439 S., 83 Abb., 31 Tab., 28 Taf.; Krefeld.
- HOYER, P., & TEICHMÜLLER, R., & WOLBURG, J. (1969): Die tektonische Entwicklung des Steinkohlengebirges im Münsterland und Ruhrgebiet. – Z. dt. geol. Ges., **119**: 549 – 552, 1 Taf.; Hannover.
- WALTER, R. (1978): Die geotektonische Entwicklung im nordwestlichen Mitteleuropa während des Altpaläozoikums. – N. Jb. Geol. u. Paläont., Mh., **1978**: 621 – 639, 6 Abb.; Stuttgart.
- WOLBURG, J. (1963): Das Unterkarbon- und Devonprofil der Bohrung Münsterland 1. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **11**: 517 – 538, 5 Abb., 2 Tab.; Krefeld.

Perm bis Jura

- ADRICHEM BOOGAERT, H. A. VAN (1975): Het Mesozoicum in Oost-Nederland. – Geol. Overz.-Kt. Nederland, Toelicht.: 72 – 76, 3 Abb.; Haarlem (Rijks Geol. Dienst).
- ADRICHEM BOOGAERT, H. A. VAN (1976): Outline of the Rotliegend (Lower Permian) in the Netherlands. – In: FALKE, H. [Hrsg.]: The Continental Permian in Central, West and South Europe. – Proc. NATO adv. Stud. Inst. Ser., (C) **22**: 23 – 37, 6 Abb., 2 Taf.; Dordrecht (Reidel).
- ADRICHEM BOOGAERT, H. A. VAN, & BURGERS, W. F. J. (1983): The development of the Zechstein in the Netherlands. – Geol. en Mijnb., **62**: 83 – 92, 13 Abb., 1 Tab., 1 Taf.; The Hague.
- BEST, G. (1989): Die Grenze Zechstein/Buntsandstein in Nordwest-Deutschland nach Bohrlochmessungen. – Z. dt. geol. Ges., **140**: 73 – 85, 5 Abb., 1 Tab., 1 Taf.; Hannover.
- BISCHOFF, G., & WOLBURG, J. (1963): Zur Entwicklung des Ober-Malm im Emsland. – Erdöl-Z., **79**: 445 – 472, 4 Abb., 5 Tab., 4 Taf.; Wien, Hamburg.
- BRAND, E., & HOFFMANN, K. (1963): Stratigraphie und Fazies des nordwestdeutschen Jura und Bildungsbedingungen seiner Erdöllagerstätten. – Erdöl u. Kohle, **16**: 437 – 450, 14 Abb.; Hamburg.
- FABIAN, H.-J. (1954): Oberkarbon und Rotliegendes in neueren Bohrungen im Münsterland sowie in der östlichen und nördlichen Umrandung der Rheinischen Masse. – Erdöl u. Kohle, **7**: 66 – 70, 1 Abb.; Hamburg.
- FABIAN, H.-J., & MÜLLER, G. (1962): Zur Petrographie und Altersstellung präsaliner Sedimente zwischen der mittleren Weser und der Ems. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **3** (3): 115 – 139, 3 Abb., 4 Taf.; Krefeld.
- FALKE, H. (1976): Problems of the Continental Permian in the Federal Republic of Germany. – In: FALKE, H. [Hrsg.]: The Continental Permian in Central, West and South Europe. – Proc. NATO adv. Stud. Inst. Ser., (C) **22**: 38 – 52; Dordrecht (Reidel).
- FÜCHTBAUER, H. (1964): Fazies, Porosität und Gasinhalt der Karbonatgesteine des norddeutschen Zechsteins. – Z. dt. geol. Ges., **114**: 484 – 531, 10 Abb., 3 Taf.; Hannover.
- FULDA, E. (1938): Steinsalz und Kalisalze. – In: BEYSCHLAG, F., & KRUSCH, P., & VOGT, H. L. [Hrsg.]: Die Lagerstätten der nutzbaren Mineralien und Gesteine nach Form, Inhalt und Entstehung, **3** (2). – 240 S., 94 Abb.; Stuttgart (Enke).
- GRALLA, P. (1988): Das Oberrotliegende in NW-Deutschland – Lithostratigraphie und Faziesanalyse. – Geol. Jb., **A 106**: 3 – 59, 34 Abb., 3 Taf.; Hannover.
- HEIDORN, F. (1949): Über den westdeutschen Zechstein und seine Einfügung in das paläogeographische Bild der Zechsteinformation. – In: Erdöl u. Tektonik in Nordwestdeutschland: 97 – 113, 6 Abb., 1 Tab.; Hannover, Celle (Amt Bodenforsch.).

- HESEMANN, J. (1964): Die Versuche zur wissenschaftlichen und wirtschaftlichen Erschließung des tieferen Untergrundes im Münsterland. – *Bergfreiheit*, **29**: 105 – 112; Essen.
- HESEMANN, J. (1967): Das Münsterland zur Triaszeit. – *Sonderveröff. geol. Inst. Univ. Köln*, **13**: 15 – 18, 2 Abb.; Köln.
- HESEMANN, J. (1969): Das Münsterland als pliozäne Erosionslandschaft. – *N. Jb. Geol. u. Paläont., Mh.*, **1969**: 530 – 534, 3 Tab.; Stuttgart.
- KATZUNG, G. (1972): Stratigraphie und Paläogeographie des Unterperms in Mitteleuropa. – *Geologie*, **21**: 570 – 584; Berlin.
- LOTZE, F. (1938): Steinsalz und Kalisalze. – In: *Die wichtigsten Lagerstätten der „Nicht-Erze“*: 936 S., 353 Abb.; Berlin (Borntraeger).
- MEYER, K. (1969): Zur Paläogeographie der Stufen Rhät bis Alb im Emsland. – *Erdöl-Erdgas-Z.*, **85**: 484 – 505, 21 Abb.; Wien.
- MÜLLER, W. (1982): Das Deckgebirge. – In: HAHNE, C., & SCHMIDT, R.: *Die Geologie des Niederrheinisch-Westfälischen Steinkohlengebietes*: 72 – 98, 12 Abb., 5 Tab.; Essen (Glückauf).
- PLEIN, E. (1978): Rotliegend-Ablagerungen im Norddeutschen Becken. – *Z. dt. geol. Ges.*, **129**: 71 – 97, 10 Abb., 6 Taf.; Hannover.
- RICHTER-BERNBURG, G. (1955): Über salinare Sedimentation. – *Z. dt. geol. Ges.*, **105**: 593 – 645, 30 Abb., 6 Taf.; Hannover.
- RICHTER-BERNBURG, G. (1955): Stratigraphische Gliederung des deutschen Zechsteins. – *Z. dt. geol. Ges.*, **105**: 843 – 854, 1 Abb., 1 Tab., 1 Taf.; Hannover.
- RICHTER-BERNBURG, G. (1972): Saline deposits in Germany: a review and general introduction to the excursions. – In: RICHTER-BERNBURG, G. [Hrsg.]: *Geology of saline deposits*. – Symp., 1968, Hannover, Proc.: 275 – 287, 13 Abb., 1 Tab.; Paris (UNESCO).
- RICHTER-BERNBURG, G. (1987): Exkursionen in den deutschen Zechstein, Einführung. – Symp. Zechstein, internat., 1987, Kassel, Hannover, Exk.-Führer, 1: 15 – 24, 7 Abb.; Wiesbaden.
- ROSENFELD, U. (1978): Beitrag zur Paläogeographie des Mesozoikums in Westfalen. – *N. Jb. Geol. u. Paläont., Abh.*, **156** (1): 132 – 155, 9 Abb.; Stuttgart.
- RUMOHR, J. (1973): Deltaisch-fluviatile Sedimentation des tiefen Malm (Wiehengebirgsquarzit) am Gehn (Wiehengebirge, Niedersachsen). – *N. Jb. Geol. u. Paläont., Abh.*, **143**: 345 – 383, 10 Abb.; Stuttgart.
- SANNEMANN, D., & ZIMDARS, J., & PLEIN, E. (1978): Der basale Zechstein (A2-T1) zwischen Weser und Ems. – *Z. dt. geol. Ges.*, **129**: 33 – 69, 7 Abb., 1 Tab., 11 Taf.; Hannover.
- TRUSHEIM, F. (1963): Zur Gliederung des Buntsandsteins. – *Erdöl-Z.*, **79**: 277 – 292, 8 Abb.; Wien, Hamburg.
- TRUSHEIM, F. (1971): Zur Bildung der Salzlager im Rotliegenden und Mesozoikum Mitteleuropas. – *Beih. geol. Jb.*, **112**: 51 S., 10 Abb., 2 Tab., 6 Taf.; Hannover.
- WOLBURG, J. (1953): Der Nordrand der Rheinischen Masse. – *Geol. Jb.*, **67**: 83 – 114, 15 Abb.; Hannover.
- WOLBURG, J. (1961): Sedimentations-Zyklen und Stratigraphie des Buntsandsteins in NW-Deutschland. – *Geotekt. Forsch.*, **14**: 7 – 74, 17 Abb., 5 Tab., 12 Taf.; Stuttgart.
- WOLBURG, J. (1968): Vom zyklischen Aufbau des Buntsandsteins. – *N. Jb. Geol. u. Paläont., Mh.*, **1968**: 535 – 559, 12 Abb.; Stuttgart.
- WOLBURG, J. (1969): Die epirogenetischen Phasen der Muschelkalk- und Keuper-Entwicklung Nordwest-Deutschlands, mit einem Rückblick auf den Buntsandstein. – *Geotekt. Forsch.*, **32**: 1 – 65, 32 Abb., 7 Taf.; Stuttgart.
- WUNSTORF, W., & FLIEGEL, G. (1910): Die Geologie des Niederrheinischen Tieflandes. – *Abh. kgl. preuß. geol. L.-Anst., N. F.*, **67**: 172 S., 5 Abb., 2 Taf., 2 Anl.; Berlin.
- WUNSTORF, W., & FLIEGEL, G. (1912): Die Zechsteinsalze des niederrheinischen Tieflandes. – *Glückauf*, **48**: 89 – 96, 1 Abb.; Essen.

Kreide

- ARNOLD, H. (1963): Das Oberkreideprofil der Bohrung Münsterland 1. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **11**: 33 – 44, 3 Abb., 3 Tab.; Krefeld.
- ARNOLD, H. (1963): Regionalgeologische Betrachtungen zum Kreideprofil der Bohrung Münsterland 1. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **11**: 459 – 468, 4 Abb.; Krefeld.
- ARNOLD, H. (1964): Analogien und Unterschiede im Bau des Waldhügels bei Rheine und des Kleinen Berges bei Bad Rothenfelde. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **7**: 621 – 626, 5 Abb.; Krefeld.
- ARNOLD, H. (1964): Die Erforschung der westfälischen Kreide und zur Definition der Oberkreidestufen und -zonen. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **7**: 1 – 14, 1 Abb., 1 Tab.; Krefeld.
- ARNOLD, H. (1964): Die Halterner Sande und ihre Fauna. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **7**: 85 – 112, 9 Abb., 1 Tab.; Krefeld.
- ARNOLD, H. (1964): Zur Feinstratigraphie des *schloenbachi*-Turons von Geseke, Erwitte und Paderborn. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **7**: 487 – 494, 2 Abb., 1 Taf.; Krefeld.
- ARNOLD, H. (1964): Zur Lithologie und Zyklik des Beckumer Campans. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **7**: 577 – 598, 8 Abb., 1 Tab., 1 Taf.; Krefeld.
- ARNOLD, H. (1964): Fazies und Mächtigkeit der Kreidestufen im Münsterländer Oberkreidegebiet. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **7**: 599 – 610, 3 Abb., 1 Taf.; Krefeld.
- ARNOLD, H. (1964): Zur Klüftung der Münsterländer Oberkreide. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **7**: 611 – 619, 6 Abb.; Krefeld.
- ARNOLD, H. (1964): Die höhere Oberkreide im nordwestlichen Münsterland. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **7**: 649 – 678, 6 Abb., 3 Tab.; Krefeld.
- ARNOLD, H. (1964): Die Verbreitung der Oberkreidestufen im Münsterland und besonders im Ruhrgebiet. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **7**: 679 – 690, 2 Abb., 2 Taf.; Krefeld.
- ARNOLD, H. (1966): Westfalen zur Kreidezeit. Ein paläogeographischer Überblick. I. Die Oberkreide. – Natur u. Heimat, **26**: 61 – 69, 3 Abb.; Münster/Westf.
- ARNOLD, H. (1967): Der Untergrund des Coesfelder Raumes. – Beitr. Landes- u. Volkskde. Kreis Coesfeld, **7**: 47 S., 24 Abb.; Coesfeld.
- ARNOLD, H., & THIERMANN, A. (1967): Westfalen zur Kreidezeit. Ein paläogeographischer Überblick. II. Die Unterkreide. – Natur u. Heimat, **27**: 1 – 7, 3 Abb.; Münster/Westf.
- ARNOLD, H., & WOLANSKY, D. (1964), mit Beitr. von HILTERMANN, H., & KOCH, W.: Litho- und Biofazies der Oberkreide im südwestlichen Münsterland nach neuen Kernbohrungen. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **7**: 421 – 478, 13 Abb., 5 Tab.; Krefeld.
- BÄRTLING, R. (1908): Die Ausbildung und Verbreitung der Unteren Kreide am Westrande des Münsterschen Beckens. – Z. dt. geol. Ges., **60**: 36 – 45; Stuttgart.
- BÄRTLING, R. (1921): Transgressionen, Regressionen und Faziesverteilung in der Mittleren und Oberen Kreide des Beckens von Münster. – Z. dt. geol. Ges., Abh., **72**: 161 – 217, 3 Tab., 3 Taf.; Berlin.
- BENTZ, A. (1927): Über das Mesozoikum und den Gebirgsbau im preußisch-holländischen Grenzgebiet. – Z. dt. geol. Ges., **78**: 381 – 500, 6 Abb., 1 Taf.; Berlin.
- BEYER, L. (1972): Der Baumberger Sandstein und seine Nutzung. – Natur- u. Landschaftskde. Westf., **8**: 93 – 100, 3 Abb.; Hamm.
- BOIGK, H. (1968): Gedanken zur Entwicklung des Niedersächsischen Tektogens. – Geol. Jb., **85**: 861 – 900, 11 Abb., 1 Taf.; Hannover.
- BOLSENKÖTTER, H., & KOCH, M. (1974): Zur Hydrogeologie des Gebietes zwischen den Strukturen Winterswijk und Epe (nordwestliches Münsterland) unter besonderer Berücksichtigung der Unterkreide. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **20**: 91 – 110, 3 Abb., 3 Tab.; Krefeld.

- BRAUN, F. J. (1964): Die „grünen“ und „blauen“ Werksteinbänke von Anröchte mit Klieve aus den Scaphitenschichten der Turonserie. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **7**: 479 – 486, 2 Abb., 1 Tab., 2 Taf.; Krefeld.
- BREDDIN, H. (1929): Die Bruchfaltentektonik des Kreidedeckgebirges im nordwestlichen Teil des rheinisch-westfälischen Steinkohlenbeckens. – Glückauf, **65** (34): 1 157 – 1 168; **65** (35): 1 193 – 1 198, 10 Abb., 1 Taf.; Essen.
- CLAUSEN, C.-D. (1979): Über kreidezeitliche bis pleistozäne Karstfüllungen im Warsteiner Massenkalk (Rheinisches Schiefergebirge). – Aufschluss, Sonderbd., **29** (Warstein): 113 – 124, 4 Abb.; Heidelberg.
- CLAUSEN, C.-D., & GREBE, H., & LEUTERITZ, K., & UFFENORDE, H., & WIRTH, W. (1982): Zur Paläogeographie, Tektonik und Karstmorphologie der südlichen und östlichen Warsteiner Carbonatplattform (Warsteiner Sattel, Rheinisches Schiefergebirge). – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **30**: 241 – 319, 6 Abb., 3 Tab., 10 Taf.; Krefeld.
- DROZDZEWSKI, G. (1980): Tiefentektonik der Emscher- und Essener Hauptmulde im mittleren Ruhrgebiet. – In: DROZDZEWSKI, G., & BORNEMANN, O., & KUNZ, E., & WREDE, V.: Beiträge zur Tiefentektonik des Ruhrkarbons: 45 – 83, 23 Abb., 1 Tab., 7 Taf.; Krefeld (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.).
- DROZDZEWSKI, G. (1988): Die Wurzel der Osning-Überschiebung und der Mechanismus herzynischer Inversionsstörungen in Mitteleuropa. – Geol. Rdsch., **77**: 127 – 141, 9 Abb.; Stuttgart.
- DROZDZEWSKI, G., & BORNEMANN, O., & KUNZ, E., & WREDE, V. (1980): Beiträge zur Tiefentektonik des Ruhrkarbons. – 192 S., 108 Abb., 7 Tab., 31 Taf.; Krefeld (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.).
- DROZDZEWSKI, G., & ENGEL, H., & WOLF, R., & WREDE, V. (1985): Beiträge zur Tiefentektonik westdeutscher Steinkohlenlagerstätten. – 236 S., 149 Abb., 7 Tab., 33 Taf.; Krefeld (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.).
- EICHLER, J. (1995): Geschichte(n) um den Baumberger Stein. – 62 S., mehr. Abb.; Havixbeck (Baumberger Sandstein-Mus.).
- ELLERMANN, C. (1962): Neue Alb-Vorkommen in der Münsterschen Kreidebucht und ihre Mikrofauna. – N. Jb. Geol. u. Paläont., Mh., **1962**: 385 – 408, 21 Abb.; Stuttgart.
- ERNST, G., & HARRIES, P., & HISS, M., & KAEVER, M., & KAPLAN, U., & KETTELHACK, C., & SKUPIN, K., & WOLF, E.-O., & WOOD, C. J. (1992): The Middle and Upper Cretaceous of the Münsterland, Westphalia. – Kreide-Symp., 4. internat., 1992, Hamburg, Exk. A-1: 84 S., 34 Abb.; Hamburg.
- ERNST, G., & SCHULZ, M.-G. (1974), mit Beitr. von KOCH, W.: Stratigraphie und Fauna des Coniac und Santon im Schreibkreide-Richtprofil von Lägerdorf (Holstein). – Mitt. geol.-paläont. Inst. Univ. Hamburg, **43**: 5 – 60, 15 Abb., 5 Taf.; Hamburg.
- ERNST, G., & SCHMID, F., & SEIBERTZ, E. (1983): Event-Stratigraphie im Cenoman und Turon von NW-Deutschland. – Zitteliana, **10**: 531 – 554, 7 Abb.; München.
- FRIEG, C. (1977): Lithostratigraphie und Biostratigraphie des Campans am Schöppinger Berg. – Münstersche Forsch. Geol. u. Paläont., **43**: 19 – 45, 3 Abb.; Münster/Westf.
- FRIEG, C. (1982): Paläogeographische und ökologische Bedeutung von Korallenfaunen des Unter-Cenoman und Unter-Turon am Kassenberg bei Mülheim/Ruhr. – Paläont. Z., **56** (1/2): 19 – 37, 4 Abb.; Stuttgart.
- FRIEG, C., & HISS, M., & KAEVER, M. (1990): Alb und Cenoman im zentralen und südlichen Münsterland (NW-Deutschland) – Stratigraphie, Fazies, Paläogeographie. – N. Jb. Geol. u. Paläont., Abh., **181** (1 – 3): 325 – 363, 9 Abb.; Stuttgart.
- FRIEG, C., & HISS, M., & MÜLLER, W. (1989): Stratigraphie im Turon und Unterconiac des südlichen und zentralen Münsterlandes. – Münstersche Forsch. Geol. u. Paläont., **69**: 161 – 186, 5 Abb.; Münster/Westf.

- FRIEG, C., & KEMPER, E. (1989): Mikropaläontologische Gliederung und Abgrenzung von Ober-Alb und Unter-Cenoman in Nordwestdeutschland. – *Geol. Jb.*, **A 113**: 73 – 193, 16 Abb., 24 Taf.; Hannover.
- GASSE, W. (1987): Mikropaläontologie, Sedimentologie und Geochemie der Emscher-Fazies (Oberkreide) des südlichen Münsterlandes. – Diss. Univ. Münster: 295 S., 12 Abb., 36 Tab., 12 Taf.; Münster/Westf.
- Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen [Hrsg.] (1988): *Geologie am Niederrhein*, 4. Aufl. – 142 S., 39 Abb., 4 Tab.; Krefeld.
- GIERS, R. (1958): Die Mukronatenkreide im östlichen Münsterland. Fazies, Stratigraphie und Lagerung. – *Beih. geol. Jb.*, **34**: 148 S., 12 Abb., 4 Taf., 39 Prof.; Hannover.
- GIERS, R. (1964): Die Großfauna der Mukronatenkreide (unteres Obercampan) im östlichen Münsterland. – *Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf.*, **7**: 213 – 294, 10 Abb., 3 Tab., 8 Taf.; Krefeld.
- GRAUPNER, A. (1980): Der Berrias-Steinkohlenbergbau in Niedersachsen 1945 – 1963. – Veröff. niedersächs. Inst. Landeskde. u. Landesentwickl. Univ. Göttingen, (A) **116**: 184 S., 37 Abb.; Göttingen, Hannover.
- HAANSTRA, U. (1963): A review of Mesozoic history in the Netherlands. – *Verh. kon. nederl. geol. mijnbouwkdg. Genoot., geol. Ser.*, **21** (1): 35 – 55, 13 Abb., 5 Anl.; 's-Gravenhage.
- HAMBACH, U., & KRUMSIEK, K. (1989): Eine magnetostratigraphische Gliederung des oberen Alb und unteren Cenoman aus Kernbohrungen des Ruhrgebietes. – *Geol. Jb.*, **A 113**: 401 – 425, 7 Abb.; Hannover.
- HAMBACH, U., & KRUMSIEK, K. (1991): Magnetostratigraphie im Santon und Campan des Münsterländer Kreidebeckens. – *Facies*, **24**: 113 – 124, 8 Abb., 1 Tab.; Erlangen.
- HAQ, B. U., & HARDENBOL, J., & VAIL, P. R. (1987): Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. – *Science*, **235**: 1 156 – 1 167, 5 Abb.; Washington.
- HARLAND, W., & ARMSTRONG, R. L., & COX, A. V., & CRAIG, L. E., & SMITH, A. G., & SMITH, D. G. (1990): A geologic time scale 1989. – 263 S., 210 Abb., 26 Tab.; Cambridge, New York, Port Chester, Melbourne, Sydney (Cambridge Univ. Press).
- HARMS, F.-J. (1993): Ein Aufschluß mit Osningsandstein, Bückeberg-Folge („Wealden“) und Serpult am Butterberg bei Hagen a. T. W. (Landkreis Osnabrück, West-Niedersachsen). – *Osnabrücker naturwiss. Mitt.*, **19**: 11 – 20, 3 Abb., 1 Tab.; Osnabrück.
- HART, B. B. 'T (1969): Die Oberjura-Unterkreide-Sedimentation in den nördlichen und östlichen Niederlanden. – *Erdöl u. Kohle*, **22** (5): 253 – 261, 11 Abb., 2 Tab.; Hamburg.
- HAUSCHKE, N. (1994): Temporäre Aufschlüsse im Campan des nordwestlichen Münsterlandes in den Jahren 1990 – 1992, unter besonderer Berücksichtigung der Fossilfunde. – *Geol. u. Paläont. Westf.*, **32**: 41 – 111, 6 Abb., 24 Taf.; Münster/Westf.
- HENDRICKS, A. [Hrsg.] (1991), mit Beitr. von HAUSCHKE, N., & LANSER, P., & SCHÖLLMANN, L.: Zeugen der Kreidezeit, Leben und Umwelt am Ende des Erdmittelalters. – 58 S., zahlr. Abb.; Münster/Westf. (Landschaftsverb. Westf.-Lippe).
- HENDRICKS, A., & SPEETZEN, E. (1983): Der Osnig-Sandstein im Teutoburger Wald und im Egge-Gebirge (NW-Deutschland) – ein marines Küstensediment aus der Unterkreide-Zeit. – *Abh. westf. Mus. Naturkde.*, **45** (1): 1 – 77, 7 Abb., 7 Taf.; Münster/Westf.
- HERNGREEN, G. F. W., & HARTKOPF-FRÖDER, C., & RUEGG, G. A. J. (1994): Age and depositional environment of the Kuhfeld Beds (Lower Cretaceous) in the Alstätte Embayment (W-Germany, E-Netherlands). – *Geol. en Mijnb.*, **72** (4): 375 – 391, 15 Abb.; Dordrecht.
- HILBRECHT, H. (1988): Hangfazies in pelagischen Kalken und synsedimentäre Tektonik in Beispielen aus dem Mittel-Turon (Oberkreide) von NW-Deutschland. – *Z. dt. geol. Ges.*, **139**: 83 – 109, 15 Abb., 4 Tab.; Hannover.
- HILDEN, H. D., & SUCHAN, K. H. (1974): Neue Untersuchung über Verbreitung, Mächtigkeit und Grundwasserführung der Halterner Sandfazies. – *Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf.*, **20**: 79 – 90, 2 Abb., 2 Tab., 2 Taf.; Krefeld.

- HISS, M. (1982): Cenoman-Transgression und kleinräumige Faziesänderungen der Transgressionssedimente am Beispiel des Geologischen Gartens in Bochum und der Steinbrüche bei Frömern (Westfalen). – *Münstersche Forsch. Geol. u. Paläont.*, **57**: 137 – 162, 11 Abb.; Münster/Westf.
- HISS, M. (1982): Neue Ergebnisse zur Paläogeographie des Cenomans in Westfalen. – *N. Jb. Geol. u. Paläont., Mh.*, **1982** (9): 533 – 546, 6 Abb.; Stuttgart.
- HISS, M. (1983): Biostratigraphie der Kreide-Basisschichten am Haarstrang (SE-Westfalen) zwischen Unna und Möhnesee. – *Zitteliana*, **10**: 43 – 54, 7 Abb.; München.
- HISS, M. (1991): Bohrung Metelen 1001 – eine Forschungsbohrung zur Erkundung des Campans im nordwestlichen Münsterland (NW-Deutschland). – *Facies*, **24**: 87 – 98, 3 Abb., 1 Tab.; Erlangen.
- HISS, M., & SPEETZEN, E. (1986): Transgressionssedimente des Mittel- bis Oberalb am SE-Rand der Westfälischen Kreidemulde (NW-Deutschland). – *N. Jb. Geol. u. Paläont., Mh.*, **1986** (11): 648 – 670, 9 Abb.; Stuttgart.
- HUCKRIEDE, R. (1982), mit Beitr. von FEIST, M.: Die unterkretazische Karsthöhlen-Füllung von Nehden im Sauerland. 1. Geologische, paläontologische und paläobotanische Befunde und Datierung. – *Geol. et Palaeont.*, **16**: 183 – 242, 19 Taf.; Marburg.
- JORDAN, H., & GASSE, W. (1986): Bio- und lithostratigraphisch-fazielle Untersuchungen des glaukonitisch-sandigen Santon und Campan im südwestlichen Münsterland. – *Geol. u. Paläont. Westf.*, **6**: 7 – 49, 3 Abb., 1 Tab., 7 Taf.; Münster/Westf.
- KAEVER, M. (1983): Aspekte der Kreide Westfalens. – *N. Jb. Geol. u. Paläont., Abh.*, **166**: 86 – 115, 5 Abb.; Stuttgart.
- KAEVER, M., & LOMMERZHEIM, A. (1991): Die Bohrung Metelen 1001, Stratigraphie, Palökologie und Fazies zyklischer Sedimente des Campans im nordwestlichen Münsterland (NW-Deutschland). – *Facies*, **24**: 267 – 284, 9 Abb.; Erlangen.
- KAEVER, M., & OEKENTORP, K., & SIEGFRIED, P. (1978): Fossilien Westfalens, 1, Invertebraten der Kreide. – *Münstersche Forsch. Geol. u. Paläont.*, **33/34**: 364 S., 8 Abb., 6 Tab., 67 Taf.; Münster/Westf. – [4. verbess. Aufl.]
- KAEVER, M., & ROSENFELD, U. (1980): Neuuntersuchung der Kreide-Transgressionssedimente im Ruhrgebiet. – *Münstersche Forsch. Geol. u. Paläont.*, **52**: 81 – 96; Münster/Westf.
- KAEVER, M. J. [Hrsg.] (1985), mit Beitr. von BECKER, L. F. B., & GASSE, W., & HILPERT, K.-H., & HISS, M., & JORDAN, H., & KAEVER, M. J., & NORDHAUS, J. H., & NOWAK, B., & WERKMANN-HÜGEL, W.: Beiträge zur Stratigraphie, Fazies und Paläogeographie der Mittleren und Oberen Kreide Westfalens (NW-Deutschland). – *Münstersche Forsch. Geol. u. Paläont.*, **63**: 233 S., 79 Abb., 4 Tab., 11 Taf.; Münster/Westf.
- KAHRS, E. (1927): Zur Paläogeographie der Oberkreide in Rheinland-Westfalen. – *N. Jb. Mineral., Geol. u. Paläont., Beil.-Bd.*, (B) **58**: 627 – 687, 10 Abb., 3 Taf.; Stuttgart.
- KAMPMANN, H. (1983): Mikrofossilien, Hölzer, Zapfen und Pflanzenreste aus der unterkretazischen Sauriergrube bei Brilon-Nehden. Beitrag zur Deutung des Vegetationsbildes zur Zeit der Kreidesaurier in Westfalen. – *Geol. u. Paläont. Westf.*, **1**: 146 S., 20 Abb., 1 Tab., 61 Taf.; Münster/Westf.
- KAPLAN, U. (1986): Ammonite Stratigraphy of the Turonian of NW-Germany. – *Newsl. Stratigr.*, **17** (1): 9 – 20, 4 Abb.; Berlin, Stuttgart.
- KAPLAN, U. (1988): „Ammonshörner“ – Ammoniten. Versteinerte Zeugen urzeitlicher Meere. – *Westf. im Bild, Paläont. in Westf.*, **5**: 24 S., 14 Abb.; Münster/Westf. (Landschaftsverb. Westf.-Lippe, Landesbildst. Westf.).
- KAPLAN, U. (1991): Zur Stratigraphie der tiefen Oberkreide im Teutoburger Wald (NW-Deutschland), 2, Turon und Coniac im Steinbruch des Kalkwerkes Foerth, Halle/Westfalen. – *Ber. naturwiss. Ver. Bielefeld*, **32**: 125 – 159, 11 Abb., 6 Taf.; Bielefeld.
- KAPLAN, U. (1992): Die Oberkreide-Aufschlüsse im Raum Lengerich/Westfalen. – *Geol. u. Paläont. Westf.*, **21**: 7 – 37, 9 Abb., 3 Taf.; Münster/Westf.

- KAPLAN, U. (1994), unter Mitarb. von WOOD, C. J., & WRAY, D. S.: Zur Stratigraphie und Korrelation des Soester Grünsandes, Oberturon, Westfalen. – Ber. naturwiss. Ver. Bielefeld, **35**: 59 – 78, 4 Abb.; Bielefeld.
- KAPLAN, U., & BEST, M. (1985): Zur Stratigraphie der tiefen Oberkreide im Teutoburger Wald (NW-Deutschland), 1, Cenoman. – Ber. naturwiss. Ver. Bielefeld, **27**: 81 – 103, 4 Abb.; Bielefeld.
- KAPLAN, U., & KELLER, S., & WIEDMANN, J. (1985): Ammoniten- und Inoceramen-Gliederung des norddeutschen Cenomans. – Österr. Akad. Wiss., Schr.-R. erdwiss. Komm., **7**: 307 – 347, 6 Abb., 1 Tab., 8 Taf.; Wien, New York (Springer).
- KEMPER, E. (1973): Das Berrias (tiefe Unterkreide) in NW-Deutschland. – Geol. Jb., **A 9**: 47 – 67, 1 Abb., 2 Tab.; Hannover.
- KEMPER, E. (1973): The Valanginian and Hauterivian stages in northwest Germany. – In: CASEY, R., & RAWSON, P. F. [Hrsg.]: The Boreal Lower Cretaceous. – Geol. Jb., Sonderbd., **5**: 327 – 344, 4 Abb., 2 Tab.; Liverpool.
- KEMPER, E. (1987): Das Klima der Kreide-Zeit. – Geol. Jb., **A 96**: 5 – 185, 38 Abb., 20 Taf.; Hannover.
- KEMPER, E. (1992), mit Beitr. von BURGH, J. VAN DER: Die tiefe Unterkreide im Vechte-Dinkel-Gebiet. – 95 S., 20 Abb., 4 Tab., 66 Taf.; Losser (Sticht. het Staringmonum.).
- KEMPER, E., & ERNST, G., & THIERMANN, A. (1978): Fauna, Fazies und Gliederung der Unterkreide im Wiehengebirgsvorland, Osning und im deutsch-niederländischen Grenzgebiet. – Symp. dt. Kreide, 1978, Münster, Exk. A: 84 S., 33 Abb., 3 Tab., 2 Taf.; Münster/Westf.
- KRÖMMELBEIN, K. (1986): Brinkmanns Abriß der Geologie, 2, Historische Geologie, Erd- und Lebensgeschichte, 12./13. Aufl. – 404 S., 70 Abb., 63 Taf., 21 Übers.; Stuttgart (Enke).
- KUNZ, E., & WOLF, R., & WREDE, V. (1988): Ergänzende Beiträge zur Tiefentektonik des Ruhrkarbons. – 64 S., 22 Abb., 3 Tab., 16 Taf.; Krefeld (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.).
- LOMMERZHEIM, A. (1991): Mikropaläontologische Indikatoren für Paläoklima und Paläobathymetrie in der borealen Oberkreide: Bohrung Metelen 1001 (Münsterland, NW-Deutschland; Obersanton bis Obercampan). – Facies, **24**: 183 – 254, 23 Abb., 3 Tab., 8 Taf.; Erlangen.
- LÖSCHER, W. (1910): Die westfälischen Galeritenschichten mit besonderer Berücksichtigung ihrer Seeigelfauna. – N. Jb. Mineral., Geol. u. Paläont., Beil.-Bd., **30**: 269 – 312, 10 Abb.; Stuttgart.
- LÖSCHER, W. (1925): Zur Frage der westfälischen Galeritenbildungen. – Sitz. Ber. niederrhein. geol. Ver., **1924**: 25 – 28; Bonn.
- MEIBURG, P. (1979): Kreide-Transgression und Paläokarst im Gebiet der Warsteiner Karbonat-Plattform (Westfalen). – In: WIEDMANN, J. [Hrsg.]: Aspekte der Kreide Europas. – Internat. Union geol. Sci., (A) **6**: 363 – 384, 9 Abb., 1 Taf.; Stuttgart.
- MEYER, K. (1969): Zur Paläogeographie der Stufen Rhät bis Alb im Emsland. – Erdöl-Erdgas-Z., **85**: 484 – 505, 21 Abb.; Wien.
- MÜLLER, A. (1990): Fische aus der Westfälischen Oberkreide. – Westf. im Bild, Paläont. in Westf., **6**: 36 S., 18 Abb., 1 Tab.; Münster/Westf. (Landschaftsverb. Westf.-Lippe, Landesbildst. Westf.).
- MUTTERLOSE, J. (1995): Die Unterkreide-Aufschlüsse des Osning-Sandsteins (NW-Deutschland). Ihre Fauna und Lithofazies. – Geol. u. Paläont. Westf., **36**: 85 S., 31 Abb., 10 Taf.; Münster/Westf.
- MUTTERLOSE, J., & KAPLAN, U., & HISS, M. (1995): Die Kreide im nördlichen Münsterland und im Westteil des Niedersächsischen Beckens. – Bochumer geol. u. geotech. Arb., **45**: 72 S., 50 Abb.; Bochum.
- OEKENTORP, K. (1984): Die Saurierfundstelle Brilon-Nehden (Rheinisches Schiefergebirge) und das Alter der Verkarstung. – Kölner geogr. Arb., **45**: 293 – 315, 8 Abb.; Köln.
- PELZER, G., & WILDE, V. (1987): Klimatische Tendenzen während der Ablagerung der Wealden-Fazies in Nordwesteuropa. – Geol. Jb., **A 96**: 239 – 263, 4 Abb., 3 Taf.; Hannover.

- PEYRER, E. (1994): Die Baumberger Sandsteinroute. – 226 S., zahlr. Abb., 2 Kt.; Dülmen (Lau-mann).
- Presse- und Informationsamt der Stadt Bochum [Hrsg.] (1978): Bochum – der geologische Gar-ten, 3. Aufl. – 20 S., zahlr. Abb.; Bochum. – [Wiss. Bearb. HAHNE, C.]
- RIEGRAF, W. (1990): Baumberger Sandstein und Plattenkalke von Sendenhorst. – In: WEIDERT, W. K. [Hrsg.]: Klassische Fundstellen der Paläontologie, 2: 175 – 189, zahlr. Abb.; Korb (Goldschneck).
- RIEGRAF, W. (1995): Radiolarien, Diatomeen, Cephalopoden und Stratigraphie im pelagischen Campanium Westfalens (Oberkreide, NW-Deutschland). – N. Jb. Geol. u. Paläont., Abh., **197** (2): 129 – 200, 22 Abb., 2 Tab.; Stuttgart.
- ROEMER, F. (1854): Die Kreidebildungen Westfalens. – Verh. naturhist. Ver. preuß. Rheinlde. u. Westf., **11**: 29 – 180, 2 Abb., 1 Kt.; Bonn.
- RÖMER, J. H. (1967): Die „Aistätter Bucht“. Tektonik en Stratigraphie. – Grondboor en Hamer, **6**: 188 – 201, 3 Abb.; Losser.
- ROSENFELD, U. (1978): Beitrag zur Paläogeographie des Mesozoikums in Westfalen. – N. Jb. Geol. u. Paläont., Abh., **156** (1): 132 – 155, 9 Abb.; Stuttgart.
- SCHAUB, H. (1955): Kreidesedimente in Spalten des linksrheinischen Steinkohlengebirges. – Geol. Jb., **69**: 249 – 254, 2 Abb.; Hannover.
- SCHLÜTER, C. (1871/72): Cephalopoden der oberen deutschen Kreide, 1. – Palaeontographica, **21** (1 – 5): 1 – 120, 15 Taf.; Kassel.
- SCHLÜTER, C. (1876): Die Cephalopoden der oberen deutschen Kreide, 2. – Palaeontographica, **24** (1 – 4): 1 – 144, 20 Taf.; Kassel.
- SCHOTT, W., & JARITZ, W., & KÖCKEL, F., & SAMES, C. W., & STACKELBERG, U. VON, & STETS, J., & STOPPEL, D. (1969), unter Mitarb. von BALDSCHUHN, R., & KRAMPE, K.-D.: Paläogeographi-scher Atlas der Unterkreide von Nordwestdeutschland, mit einer Übersichtsdarstellung des nördlichen Mitteleuropas, Erläuterungen. – 315 S., 18 Abb.; Hannover (B.-Anst. Boden-forsch.).
- SCHUDACK, M. (1987): Charophytenflora und Alter der unterkretazischen Karsthöhlen-Füllung von Nehden (NE-Sauerland). – Geol. u. Paläont. Westf., **10**: 7 – 44, 10 Abb., 4 Taf.; Münster/ Westf.
- 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/ Westf.
- SEIBERTZ, E. (1977): Litho-, Bio-, Ökostratigraphie, Sedimentologie und Tektonik im Soester Grün-sand (oberes Mitteluron, südliches Münsterland). – Geol. Jb., **A 40**: 61 – 113, 19 Abb., 2 Taf.; Hannover.
- SEIBERTZ, E. (1979): Stratigraphie, Fazies und Paläogeographie der „Mittel“-Kreide zwischen Rüthen und Erwitte (Alb – Coniac, SE-Münsterland). – Aufschluss, Sonderbd., **29** (Warstein): 85 – 92, 6 Abb.; Heidelberg.
- SEIBERTZ, E. (1979): Stratigraphisch-fazielle Entwicklung des Turons im südöstlichen Münsterland (Oberkreide, NW-Deutschland). – Newsl. Stratigr., **8** (1): 3 – 60, 34 Abb.; Berlin, Stuttgart.
- SMELROR, M., & VERDENIUS, J. G., & EEM, J. VAN DEN, & RIEGRAF, W. (1995): Palynomorphe und Nannofossilien aus den Baumberger Schichten des westfälischen Oberen Campanium (Oberkreide, NW-Deutschland). – N. Jb. Geol. u. Paläont., Abh., **197** (2): 201 – 224, 6 Abb., 2 Tab.; Stuttgart.
- SPEETZEN, E. (1970): Lithostratigraphische und sedimentologische Untersuchungen im Osning-Sandstein (Unter-Kreide) des Egge-Gebirges und des südöstlichen Teutoburger Waldes (Westfalen, NW-Deutschland). – Münstersche Forsch. Geol. u. Paläont., **18**: 149 S., 43 Abb., 8 Tab., 21 Taf.; Münster/Westf.
- SPEETZEN, E., & EL-ARNAUTI, A., & KAEVER, M. (1974): Beitrag zur Stratigraphie und Paläogeogra- phie der Kreide-Basisschichten am SE-Rand der westfälischen Kreidemulde (NW-Deutsch- land). – N. Jb. Geol. u. Paläont., Abh., **145**: 207 – 241, 9 Abb., 3 Tab.; Stuttgart.

- STILLE, H. (1908): Über die Verteilung der Fazies in den Scaphitenschichten der südöstlichen westfälischen Kreidemulde nebst Bemerkungen zu ihrer Fauna. – Jb. kgl. preuß. geol. L.-Anst., **26**: 140 – 172, 2 Taf.; Berlin.
- STILLE, H. (1908): Zur Kenntnis der Dislokationen, Schichtenabtragungen und Transgressionen im jüngsten Jura und in der Kreide Westfalens. – Jb. kgl. preuß. geol. L.-Anst., **26**: 103 – 125, 6 Abb.; Berlin.
- THIERMANN, A. (1969): Zur Stratigraphie und Fazies der marinen Unterkreide im Gebiet des Ochtruper Sattels am Nordrand der Rheinischen Masse. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **17**: 219 – 242, 2 Abb., 5 Tab., 1 Taf.; Krefeld.
- THIERMANN, A., & ARNOLD, H. (1964): Die Kreide im Münsterland und in Nordwestfalen. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **7**: 691 – 724, 1 Abb., 1 Tab.; Krefeld.
- TYSON, R. V., & FUNNELL, B. M. (1987): European Cretaceous shorelines, stage by stage. – Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., **59**: 69 – 91, 12 Abb.; Amsterdam.
- VOIGT, E. (1963): Über Randtröge vor Schollenrändern und ihre Bedeutung im Gebiet der Mittel-europäischen Senke und angrenzender Gebiete. – Z. dt. geol. Ges., **114**: 378 – 418, 15 Abb.; Hannover.
- VOIGT, E. (1977), mit Beitr. von KOCH, W.: 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.
- VOIGT, E., & SEIBERTZ, E. (1978): Unterkreide/Cenoman-Grenze bis Turon im südöstlichen Münsterland; Campan von Beckum. – Symp. dt. Kreide, 1978, Münster, Exk.-Führer, Exk. C: 38 S., 30 Abb.; Münster/Westf.
- Westfälisches Museum für Naturkunde, Landschaftsverband Westfalen-Lippe [Hrsg.] (1987): Neue Funde aus der Kreide Westfalens. – 28 S., 28 Abb.; Münster/Westf.
- WIEDMANN, J., & SCHNEIDER, H. L. (1979): Cephalopoden und Alter der Cenoman-Transgression von Mülheim-Broich, SW-Westfalen. – In: WIEDMANN, J. [Hrsg.]: Aspekte der Kreide Europas. – Internat. Union geol. Sci., (A) **6**: 645 – 680, 10 Abb., 10 Taf.; Stuttgart.
- WIJHE, D. H. VAN (1987): Structural evolution of inverted basins in the Dutch offshore. – Tectonophysics, **137**: 171 – 219, 11 Abb.; Amsterdam.
- WIRTH, W. (1964): Über zwei Unterkreiderelikte im nördlichen Sauerland. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **7**: 403 – 420, 5 Abb., 1 Taf.; Krefeld.
- WOLBURG, J. (1953): Der Nordrand der Rheinischen Masse. – Geol. Jb., **67**: 83 – 114, 15 Abb.; Hannover.
- WOLF, E.-O. (1995): Sedimentologie, Paläogeographie und Faziesentwicklung der Allochthonite des Campan von Beckum/Zentrales Münsterland. – Berliner geowiss. Abh., **E 16**: 305 – 333, 11 Abb., 4 Tab., 5 Taf.; Berlin. – [GUNDOLF-ERNST-Festschr.]
- ZÖLLNER, P. (1928): Der Grünsandstein von Rüthen. – Steinbruch u. Sandgrube, **29**: 691 – 693, 1 Abb.; Halle/Saale.

Tertiär

- ALBERTS, B., & WREDE, V., & ZELLER, M. (1989): Das Forschungsprogramm „Malachitdom“ – erster Überblick über Durchführung und Ergebnisse. – Mitt. Verb. dt. Höhlen- u. Karstforsch., **35**: 126 – 132, 4 Abb.; München.
- ANDERSON, H.-J., & INDANS, J. (1969): Fossilien aus dem Miocän vom „Tiefen Schafberger Stollen“ bei Ibbenbüren/Westfalen. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **17**: 55 – 68, 7 Abb., 1 Taf.; Krefeld.

- ARENS, H. (1963): Entstehung, Zusammensetzung und Eigenschaften von Graulehmen, erläutert an Beispielen aus dem Rheinischen Schiefergebirge, sowie Braunplastosolen und Terra-Fusca-Relikten in Nordrhein-Westfalen. – Mitt. dt. bodenkdl. Ges., **1**: 63 – 68, 1 Taf.; Göttingen.
- BERGGREN, W. A., & KENT, D. V., & FLYNN, J. J., & COUVERING, J. A. VAN (1985): Cenozoic geochronology. – Bull. geol. Soc. Amer., **96**: 1 407 – 1 418, 6 Abb., 3 Tab.; Boulder/Col.
- BRAUN, F. J. (1969): Bericht über die Vorkommen reiner Quarzsande (SiO_2 -Gehalt über 99 %) im Gebiet von Haltern i. Westf. – 6 S., 1 Kt.; Krefeld (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.). – [Unveröff.]
- BRAUN, F. J. (1974): Die geologischen, petrologischen und lagerstättenkundlichen Verhältnisse im Naturpark Hohe Mark und seiner näheren Umgebung. – Natur- u. Landschaftskde. Westf., **10**: 97 – 104, 1 Abb.; Hamm.
- BREDDIN, H. (1928): Die Höhenterrassen von Rhein und Ruhr am Rande des Bergischen Landes. – Jb. preuß. geol.-Anst., **49** (1): 501 – 550, 11 Abb., 1 Taf.; Berlin.
- BRUNNACKER K., & BOENIGK, W. (1976): Über den Stand der paläomagnetischen Untersuchungen im Pliozän der Bundesrepublik Deutschland. – Eiszeitalter u. Gegenwart, **27**: 1 – 17, 5 Abb.; Öhringen.
- BUCHARDT, B. (1978): Oxygen isotope palaeotemperatures from the danish tertiary, a preliminary report. – In: VINKEN, R. [Hrsg.]: JGCP Project 124, The Northwest European Tertiary Basin, Rep., **2**: 59 – 67; Hannover (Niedersächs. L.-Amt Bodenforsch.).
- BUCHARDT, B. (1978): Oxygen isotope palaeotemperatures from the Tertiary period in the North Sea area. – Nature, **275**: 121 – 123, 2 Abb.; London.
- DAHM, H.-D., & DEUTLOFF, O., & KLOSTERMANN, J., & KNAPP, G., & KÜHN-VELTEN, H., & MICHEL, G., & SKUPIN, K. (1979): Erläuterungen zu Blatt C 4318 Paderborn. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1 : 100 000, Erl., **C 4318**: 55 S., 15 Abb., 2 Tab.; Krefeld. – [2. Aufl. 1985]
- DAHM-ARENS, H. (1972): Entstehung der Eisenschwarten in den Kreidesanden Westfalens. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **21**: 133 – 142, 3 Abb., 1 Tab., 4 Taf.; Krefeld.
- FEIGE, W. (1961): Talentwicklung und Verkarstung im Kreidegebiet der Alme. – Spieker, **11**: 1 – 66, 18 Abb.; Münster/Westf.
- FLOHN, H. (1985): Das Problem der Klimaänderungen in Vergangenheit und Zukunft. – 228 S., 35 Abb., 12 Tab.; Darmstadt (Wiss. Buchges. Darmstadt).
- FRISCH, U., & KOCKEL, F. (1993): Geotektonischer Atlas von Nordwestdeutschland. Das Tertiär 1 : 100 000, 1 : 300 000. – 24 S., 187 Anl.; Hannover (B.-Anst. Geowiss. u. Rohstoffe). – [Unveröff.]
- Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen [Hrsg.] (1978): Das Rheinische Schiefergebirge und die Niederrheinische Bucht im Jungtertiär und Quartär. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **28**: 538 S., 102 Abb., 30 Tab., 19 Taf.; Krefeld.
- HAGER, H., & PRÜFERT, J. (1988): Tertiär. – In: Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen [Hrsg.]: Geologie am Niederrhein, 4. Aufl.: 32 – 40, 2 Abb.; Krefeld.
- HAQ, B. U., & HARDENBOL, J., & VAIL, P. R. (1987): Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. – Science, **235**: 1 156 – 1 167, 5 Abb.; Washington.
- HEMPEL, L. (1962): Das Großrelief am Südrand der Westfälischen Bucht und im Nordsauerland. Beiträge zur Physiogeographie III. – Spieker, **12**: 3 – 44, 3 Abb.; Münster/Westf.
- HEMPEL, L. (1978): Die tertiären Ebenheiten des Haarstranges im Lichte neuerer geologisch-paläontologischer Forschungen. – Erdkunde, **32** (4): 297 – 299, 3 Abb.; Bonn.
- HESEMANN, J. (1969): Das Münsterland als pliozäne Erosionslandschaft. – N. Jb. Geol. u. Paläont., Mh., **1969**: 530 – 534, 3 Tab.; Stuttgart.
- HINSCH, W., & ORTLAM, D. (1974): Stand und Probleme der Gliederung des Tertiärs in Nordwestdeutschland. – Geol. Jb., **A 16**: 3 – 25, 6 Abb., 3 Tab.; Hannover.

- KUKUK, P. (1938): Geologie des Niederrheinisch-Westfälischen Steinkohlengebietes. – 706 S., 743 Abb., 48 Tab., 14 Taf.; Berlin (Springer).
- MEYER, B., & RESCHER, K. (1989): Die Eozän-Vorkommen von Vreden und Alstätte (Münsterland). – Münstersche Forsch. Geol. u. Paläont., **69**: 233 – 249, 9 Abb.; Münster/Westf.
- MURAWSKI, H., & ALBERS, H. J., & BENDER, P., & BERNERS, H.-P., & DÜRR, St., & HUCKRIEDE, R., & KAUFFMANN, G., & KOWALCZYK, G., & MEIBURG, P., & MÜLLER, R., & MÜLLER, A., & RITZKOWSKI, S., & SCHWAB, K., & SEMMEL, A., & STAPF, K., & WALTER, R., & WINTER, K.-P., & ZANKL, H. (1983): Regional Tectonic Setting and Geological Structure of the Rhenish Massif. – In: FUCHS, K., & GEHLEN, K. VON, & MÄLZER, H., & MURAWSKI, H., & SEMMEL, A. [Hrsg.]: Plateau Uplift: 381 – 403, 14 Abb., 2 Tab.; Berlin, Heidelberg, New York, Tokyo (Springer).
- QUITZOW, H. W. (1959): Hebung und Senkung am Mittel- und Niederrhein während des Jungtertiärs und Quartärs. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **4**: 389 – 400, 1 Abb., 5 Taf.; Krefeld.
- QUITZOW, H. W. (1976): Tertiär. – Dt. Planungsatlas, **1** (8), Text-Beil.: 25 – 27, 1 Abb.; Hannover (Schroedel).
- SCHWARZBACH, M. (1968): Das Klima des rheinischen Tertiär. – Z. dt. geol. Ges., **118**: 33 – 68, 9 Abb., 5 Tab.; Hannover.
- SERAPHIM, E. TH. (1962): Über ein Karstareal im Cenoman-Pläner (kro1) bei Wistinghausen. – Ber. naturwiss. Ver. Bielefeld, **16**: 197 – 202, 2 Taf.; Bielefeld.
- SPEETZEN, E. (1990): Die Entwicklung der Flußsysteme in der Westfälischen Bucht (NW-Deutschland) während des Känozoikums. – Geol. u. Paläont. Westf., **16**: 7 – 25, 16 Abb., 1 Tab.; Münster/Westf.
- VINKEN, R. [Hrsg.] (1988): The Northwest European Tertiary Basis. Results of the International Geological Correlation Programme, Project No 124. – Geol. Jb., **A 100**: 7 – 508, 267 Abb., 3 Tab., 7 Kt.; Hannover.
- WIRTH, W. (1970): Eine tertiärzeitliche Karstfüllung bei Eisborn im Sauerland. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **17**: 577 – 588, 4 Abb., 2 Tab., 6 Taf.; Krefeld.
- ZAGWIJN, W. H., & HAGER, H. (1987): Correlations of continental and marine deposits in the South-eastern Netherlands and the Lower Rhine district. – Meded. Werkgr. tertiäre en Kwartaire Geol., **24**: 59 – 78, 15 Abb.; Leiden.

Quartär

- ARENS, H. (1964): Ein Geschiebelehm-Rest am Haarstrang südöstlich Unna/Westf. – N. Jb. Geol. u. Paläont., Mh., **1964**: 125 – 130, 3 Abb.; Stuttgart.
- ARENS, H. (1964): Zur Altersdatierung der Flugsande am Westrand des Münsterschen Kreidebeckens. – Decheniana, **117**: 133 – 140, 2 Abb., 1 Tab.; Bonn.
- ARNOLD, H. (1953): Das südliche Münsterland als Schnittflächen-Landschaft. – Z. dt. geol. Ges., **104**: 529 – 531, 1 Abb.; Hannover.
- ARNOLD, H. (1960): Morphologische Probleme an der oberen Möhne. – Z. dt. geol. Ges., **111**: 739 – 781; Hannover.
- ARNOLD, H. (1967): Das Quartär im Landkreis Coesfeld. – In: Der Landkreis Coesfeld 1816 – 1966: 211 – 216, 1 Abb., 1 Kt.; Coesfeld (Kreisverwalt.).
- BAECKER, P. (1963): Über altpleistozäne Flußrinnen und einige andere Probleme des Pleistozäns im Münsterland. – N. Jb. Geol. u. Paläont., Abh., **117**: 59 – 88, 10 Abb., 2 Taf.; Stuttgart.
- BÄRTLING, R. (1914): Die Endmoräne am Nordabfall des Rheinischen Schiefergebirges und ihre Beziehungen zur Talbildung. – Z. dt. geol. Ges., **65**, Mber.: 191 – 204, 7 Abb.; Berlin.

- BÄRTLING, R. (1921): Die Endmoränen der Hauptvereisung zwischen Teutoburger Wald und Rheinischem Schiefergebirge. – Z. dt. geol. Ges. [Jg. 1920], **72**, Mber.: 3 – 23, 2 Abb., 1 Kt.; Berlin.
- BAUER, H.-J. (1979): Der Münsterländer Kiessandzug. Geologie, Hydrogeologie, Hydrochemie und Wasserwirtschaft. – Berliner geowiss. Abh., (A) **10**: 136 S., 90 Abb., 25 Tab.; Berlin.
- BEHRE, K.-E., & DUPHORN, K., & FRENZEL, B., & GRAUL, H., & GRUBE, F., & LÜNING, J., & MENKE, B., & MEYER, K.-D., & REMY, H., & SCHIRMER, W., & SCHWABEDISSEN, H., & SEMMEL, A., & STREIF, H., & VINKEN, R. (1973): State of Research on the Quaternary of the Federal Republic of Germany. – Eiszeitalter u. Gegenwart, **23/24**: 219 – 370, 9 Abb., 2 Tab.; Öhringen.
- BENTHAUS, F. (1978): Die Eiszeit in Essen. – Mitt. geol. Ges. Essen, **8**: 19 – 37; Essen.
- BEYENBURG, E. (1932): Terrassen und Terrassenablagerungen der Lippe zwischen Hamm und Lünen. – Verh. naturhist. Ver. preuß. Rheinlde. u. Westf., Sitz.-Ber., (C) **1930/1931**: 87 – 95; Bonn.
- BEYENBURG, E. (1934): Älteste Diluvialschotter, Endmoränen und Talsande im Preußisch-Holländischen Grenzgebiet. – Jb. preuß. geol. L.-Anst., **54**: 602 – 627, 1 Abb., 1 Taf.; Berlin.
- BEYENBURG, E. (1934): Flugsandbildungen zwischen den Baumbergen und Münster. – Natur u. Heimat, **1934**: 4 – 6; Münster/Westf.
- BLYTT, A. (1876): Essay on the immigration of the Norwegian flora during alternating rainy and dry periods. – 89 S.; Kristiania.
- BLYTT, A. (1882): Die Theorie der wechselnden kontinentalen und insularen Klimate. – Englers bot. Jb., **2**: 1 – 50. – [Erscheinungsort nicht zu ermitteln]
- BOLSENKÖTTER, H., & HILDEN, H. D. (1970): Ein Beitrag zur Talgeschichte der Stever und der unteren Lippe. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **17**: 47 – 54, 3 Abb.; Krefeld.
- BOSINSKI, G. (1982), mit Beitr. von BRUNNACKER, K., & GÜNTHER, K., & LANSER, P., & SCHUMACHER, E., & TROMNAU, G., & URBAN, B., & VEIL, S.: Das Eiszeitalter im Ruhrland. – Führer Ruhrland-Mus., **2**: 75 S., 46 Abb.; Köln (Rheinland).
- BRANDT, K. (1950): Über das Alter der Dünen im unteren Lippegebiet. – Natur u. Heimat, **10** (3): 1 – 7, 9 Abb.; Münster/Westf.
- BRANDT, K. (1961): Kames im Kreis Recklinghausen. – Vestisches Jb., **63**: 5 – 11, 4 Abb.; Recklinghausen.
- BRAUN, F. J. (1953): Über Bild und Alter der Stauchmoräne bei Ladbergen im nördlichen Münsterland. – Z. dt. geol. Ges., **104**: 531 – 532; Hannover.
- BRAUN, F. J. (1954): Die Terrassen an der mittleren Ruhr. – Geol. Jb., **69**: 391 – 400, 5 Abb.; Hannover.
- BRAUN, F. J. (1968): Bericht über die Exkursion in das Gebiet westlich des Schafberges bei Ibbenbüren am 20. Juni 1965. – Mitt. geol. Ges. Essen, **6**: 42 – 50, 4 Abb., 1 Taf.; Essen.
- BRAUN, F. J., & THIERMANN, A. (1972): Frühweichselkaltzeitliche Fließerden am Fuß des Teutoburger Waldes und des Schafberges im Tecklenburger Land. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **21**: 297 – 302, 3 Abb., 1 Taf.; Krefeld.
- BREDDIN, H. (1928): Die Höhenterrassen von Rhein und Ruhr am Rande des Bergischen Landes. – Jb. preuß. geol. L.-Anst., **49** (1): 501 – 550, 11 Abb., 1 Taf.; Berlin.
- BREDDIN, H. (1928): Die jungtertiäre und diluviale Entwicklungsgeschichte des Bergischen Landes. – Verh. naturhist. Ver. preuß. Rheinld. u. Westf., Sitz.-Ber., **1927**: XI – XXV; Bonn.
- BREDDIN, H. (1938): Die Quartärablagerungen des Niederrheinisch-Westfälischen Industriegebietes. – In: KUKUK, P. [Hrsg.]: Geologie des Niederrheinisch-Westfälischen Steinkohlengebietes: 480 – 500, 26 Abb., 2 Tab.; Berlin (Springer).
- BRELIE, G. VON DER, & HILTERMANN, H., & MÜLLER, H. (1974): Das Alter der Sinterkalke vom Solbad Laer iTW. – Osnabrücker naturwiss. Mitt., **3**: 53 – 68, 2 Abb., 3 Tab.; Osnabrück.

- BRELIE, G. VON DER, & REIN, U., & KLUSEMANN, H., & TEICHMÜLLER, R., & WORTMANN, H. (1957): Pleistozän-Profile im Essener Raum. – N. Jb. Geol. u. Paläont., Mh., **1956**: 113 – 131, 8 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.
- BRELIE, G. VON DER, & TEICHMÜLLER, R. (1957): Das gefaltete „Eozän“ des Antweiler Grabens am Nordabfall der Eifel. – N. Jb. Geol. u. Paläont., Mh., **1957**: 108 – 112, 2 Abb.; Stuttgart.
- BRÜNING, U. (1980): Die Saale-eiszeitlichen Sedimente am Piesberg bei Osnabrück. – Osnabrücker naturwiss. Mitt., **7**: 7 – 42, 18 Abb.; Osnabrück.
- BRUNNACKER, K., & BOENIGK, W., & KOČI, A., & TILLMANN, W. (1976): Die Matuyama/Brunhes-Grenze am Rhein und an der Donau. – N. Jb. Geol. u. Paläont., Abh., **151**: 358 – 378, 10 Abb., 2 Tab.; Stuttgart.
- BUDDE, H., & STEUSLOFF, U. (1951): Drei Torflager aus der Allerödzeit in den jungdiluvialen Absätzen der Emscher und Lippe. – Natur u. Heimat, **11** (2): 1 – 7, 1 Abb., 1 Tab.; Münster/Westf.
- BÜDEL, J. (1959): Periodische und episodische Solifluktion im Rahmen der klimatischen Solifluktionstypen. – Erdkunde, **13**: 297 – 314, 7 Abb.; Bonn.
- BÜKER, R. (1940): Ein aufschlußreiches Bodenprofil im Emstal. – Natur u. Heimat, **2**: 22 – 24, 1 Abb.; Münster/Westf.
- BURRE, O. (1924): Ein Endmoränenbogen bei Herford und Bünde i. Westf. – Jb. preuß. geol. L.-Anst., **44**: 306 – 311; Berlin.
- DAHM, H.-D. (1958): Merkmale und Verbreitung periglazialer Fließerden im nördlichen Egge-Gebirge. – Geol. Jb., **76**: 25 – 36, 6 Abb.; Hannover.
- DAHM, H.-D., & HOHENSCHWERT, F., & SKUPIN, K., & SERAPHIM, E. TH. (1980): Exkursion B2. Quartär im östlichen Münsterland und in Südost-Westfalen. – Westf. geogr. Stud., **36**: 183 – 193; Münster/Westf.
- DAHM-ARENS, H. (1970): Die quartären Sande im nördlichen Westfalen und ihre Bodenbildungen. – Mitt. dt. bodenkdl. Ges., **10**: 318 – 322; Göttingen.
- EHLERS, J. (1994): Allgemeine und historische Quartärgeologie. – 358 S., 176 Abb., 16 Tab.; Stuttgart (Enke).
- EWERT, F. K. (1972): Über den Verlauf der Grundwasserlagerstätte „Uremsrinne“ zwischen Greven und Emsdetten. – Münstersche Forsch. Geol. u. Paläont., **24**: 17 – 29, 1 Taf.; Münster/Westf.
- FEIGE, W. (1961): Talentwicklung und Verkarstung im Kreidegebiet der Alme. – Spieker, **11**: 1 – 66, 18 Abb.; Münster/Westf.
- FINKE, W., & HÖMBERG, PH., & MÜLLER, H.-M., & SPEETZEN, E., & THIERMANN, A. (1980): Exkursion A 1. Quartärgeologie und Vorgeschichte in der Umgebung von Münster. – Westf. geogr. Stud., **36**: 161 – 175, 7 Abb.; Münster/Westf.
- FIRBAS, F. (1949): Spät- und nacheiszeitliche Waldgeschichte Mitteleuropas nördlich der Alpen, 1, Allgemeine Waldgeschichte. – 480 S., 163 Abb., 28 Tab.; Jena (Fischer).
- FRENZEL, B. (1980): Das Klima der letzten Eiszeit in Europa. – In: Das Klima. Analysen und Modelle. Geschichte und Zukunft: 45 – 63, 1 Abb., 6 Tab.; Berlin, Heidelberg, New York (Springer).
- FRICKE, K., & HESEMANN, J., & WÜLBECKE, J. VON DER (1949): Ein neuer Aufschluß mit elster- und saalezeitlichen Bildungen im Lippe-Diluvium bei Waltrop. – N. Jb. Mineral., Geol. u. Paläont., Mh., (B) **1949**: 328 – 332, 3 Abb.; Stuttgart.
- GRABERT, H. (1952): Älteres Pleistozän (Diluvium) zwischen Soest und Beckum (Westfalen). – Geol. Jb., **66**: 685 – 692, 5 Abb.; Hannover.
- GRABERT, H. (1952): Zur Dünenbildung im Münsterland. – Geol. Jb., **66**: 693 – 702, 1 Abb.; Hannover.

- GUENTHER, E. W. (1994): Die Mammutfunde von Stuckenbusch bei Herten. – Geol. u. Paläont. Westf., **28**: 72 S., 26 Abb., 11 Tab.; Münster/Westf.
- GUNDLACH, J., & SPEETZEN, E. (1990): Untersuchungen zur Petrographie und Genese der drenthestadialen Grundmoräne im Westmünsterland (Westfälische Bucht, NW-Deutschland). – N. Jb. Geol. u. Paläont., Abh., **181** (1 – 3): 471 – 499, 13 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.
- HAMBLOCH, H. (1958): Das Alter einiger Dünen an der oberen Ems. – Erdkunde, **12**: 128 – 132, 4 Abb.; Bonn.
- HAMBLOCH, H. (1958): Naturräume der Emssandebene. – Spieker, **9**: 35 – 58; Münster/Westf.
- HAMMEN, T. VAN DER, & MAARLEVELD, G. C., & VOGEL, J. C., & ZAGWIJN, W. H. (1967): Stratigraphy, climatic succession and radiocarbon dating of the Last Glacial in the Netherlands. – Geol. en Mijnb., **46** (3): 79 – 95, 9 Abb.; 's-Gravenhage.
- HARMS, F.-J. (1980): „David & Goliath“: ein Findling bei Glandorf (Landkreis Osnabrück). – Osnabrücker naturwiss. Mitt., **7**: 220 – 222, 2 Abb.; Osnabrück.
- HARMS, F.-J., & BRÜNING, U. (1980): Gletscherschrammen auf dem Piesberg bei Osnabrück. – Osnabrücker naturwiss. Mitt., **7**: 43 – 48, 6 Abb., 1 Tab.; Osnabrück.
- HEINRICH, A. (1980): Eiszeitliche Funde aus dem Rhein-Herne-Kanal bei Bottrop. – Westf. geogr. Stud., **36**: 113 – 115; Münster/Westf.
- HEMPEL, L. (1957): Saaleeiszeitliche Eisrandlagen und ihre Formen am Haarstrang. – N. Jb. Geol. u. Paläont., Mh., **1957**: 241 – 249, 4 Abb.; Stuttgart.
- HEMPEL, L. (1962): Pleistozäne Pseudorumpfflächen und echte Rumpfflächen am Haarstrang bei Salzkotten. – N. Jb. Geol. u. Paläont., Mh., **1962** (2): 83 – 89, 1 Abb.; Stuttgart.
- HESEMANN, J. (1950): Über das Flußsystem der Ur-Ems im nördlichen Münsterland und seine Bedeutung als Grundwasserspeicher. – Bohrtechnik, Brunnenbau, **1**: 207 – 210, 1 Abb., 1 Tab.; Berlin.
- HESEMANN, J. (1950): Über die stratigraphische Stellung der großen Emsterrasse im Münsterland. – Geol. Jb., **64**: 633 – 641, 2 Abb.; Hannover.
- HESEMANN, J. (1957): Elster- und Saale-Eiszeit in Westfalen und anschließendem Rheinland nach ihrer Geschiebeführung. – N. Jb. Geol. u. Paläont., Mh., **1956**: 49 – 54, 1 Abb.; Stuttgart.
- HESEMANN, J. (1969): Das Münsterland als pliozäne Erosionslandschaft. – N. Jb. Geol. u. Paläont., Mh., **1969**: 530 – 534, 3 Tab.; Stuttgart.
- HESEMANN, J. (1971): Über einen eiszeitlichen Sand- und Kieszug im Raum Bielefeld – Halle (Westf.). – Ber. naturwiss. Ver. Bielefeld, **20**: 61 – 65, 4 Abb.; Bielefeld.
- HESEMANN, J. (1975): Kristalline Geschiebe der nordischen Vereisungen. – 267 S., 44 Abb., 29 Tab., 9 Taf.; Krefeld (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.).
- HESEMANN, J. (1978): Norddeutsches Quartär (1972 – 1977). – Zbl. Geol. u. Paläont., **1977** (1): 1 115 – 1 139, 2 Tab.; Stuttgart.
- HOYER, P. (1964): Das Gewässernetz des Münsterlandes als Abbild posthumer Bewegungen an variscischen Großstrukturen. – Z. dt. geol. Ges., **116**: 238 – 243, 2 Abb.; Hannover.
- HUCKE, K. (1967): Einführung in die Geschiebeforschung (Sedimentärgeschiebe). – 132 S., 24 Abb., 5 Tab., 50 Taf., 2 Kt.; Oldenzaal (Nederl. Geol. Ver.). – [Herausgegeben u. erweitert von VOIGT, E.]
- JANSEN, F. (1994): Gliederung der Flußterrassen im Übergangsbereich von Wupper, Ruhr, Emscher und Lippe zum Rhein. – Tag. Dt. Quartärverein. (DEUQUA), **27**, 1994, Leipzig: 24 – 25; Leipzig.
- KAHLKE, H. D. (1981): Das Eiszeitalter. – 192 S., zahlr. Abb.; Köln (Deubner).
- KAISER, K. (1957): Die Höhenterrassen der Bergischen Randhöhen und die Eisrandbildungen an der Ruhr. – Sonderveröff. geol. Inst. Univ. Köln, **2**: 39 S., 8 Abb., 5 Tab., 1 Kt.; Köln.

- KELLER, G. (1938): Gefügeuntersuchungen in Ablagerungen der Endmoräne bei Essen-Kupferdreh. – *Decheniana*, **98 A**: 31 – 37, 7 Abb., 1 Taf.; Bonn.
- KELLER, G. (1950): Beitrag zur Altersfrage der Terrassen an der mittleren Ems. – *Z. dt. geol. Ges.*, **101**: 86 – 92, 3 Abb.; Hannover.
- KELLER, G. (1951): Kames am Fuße des Schafberges bei Ibbenbüren. – *N. Jb. Geol. u. Paläont., Mh.*, **1951**: 1 – 9, 8 Abb.; Stuttgart.
- KELLER, G. (1951): Die Deutung des Kiessandrückens in der Laerer Heide und Laer-Höhe (Bez. Osnabrück) als Kame. – *N. Jb. Geol. u. Paläont., Mh.*, **1951**: 353 – 362, 6 Abb.; Stuttgart.
- KELLER, G. (1952): Sand- und Keshügel vor dem Teutoburger Wald bei Lengerich (Westf.) und Lienen. – *N. Jb. Geol. u. Paläont., Mh.*, **1952**: 433 – 441, 4 Abb.; Stuttgart.
- KELLER, G. (1952): Zur Frage der Osning-Endmoräne bei Iburg. – *N. Jb. Geol. u. Paläont., Mh.*, **1952**: 71 – 79, 3 Abb.; Stuttgart.
- KELLER, G. (1954): Fluviale Feinsande des Saale-Weichsel-Interglazials an der Münsterlandseite des nordwestlichen Teutoburger Waldes. – *N. Jb. Geol. u. Paläont., Mh.*, **1953**: 350 – 357, 4 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.
- KELLER, G. (1954): Fluviale Sand- und Keshügel des Saale-Weichsel-Interglazials am Teutoburger Wald und die Bildung des Brochterbecker Durchbruchtales. – *N. Jb. Geol. u. Paläont., Mh.*, **1953**: 8 – 15, 2 Abb.; Stuttgart.
- KELLER, G. (1954): Faziesverhältnisse im Randgebiet der nordwestfälischen Lößverbreitung. – *N. Jb. Geol. u. Paläont., Mh.*, **1953**: 533 – 543, 5 Abb.; Stuttgart.
- KLOSTERMANN, J. (1992): Das Quartär der Niederrheinischen Bucht. – 200 S., 30 Abb., 8 Tab., 2 Taf.; Krefeld (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.).
- KOCH, H. (1929): Paläobotanische Untersuchungen einiger Moore des Münsterlandes. – *Beih. bot. Cbl.*, (2) **46**: 1 – 70, 9 Abb., 11 Tab.; Dresden.
- KOENIGSWALD, W. VON [Hrsg.] (1995): Eiszeitliche Tierfährten aus Bottrop-Welheim. – *Münchner geowiss. Abh.*, (A) **27**: 1 – 80, 83 Abb., 39 Tab., 1 Beil.; München.
- KRAMM, E. (1978): Pollenanalytische Hochmoor-Untersuchungen zur Floren- und Siedlungsgeschichte zwischen Ems und Hase. – *Abh. L.-Mus. Naturkde. Münster*, **40** (4): 44 S., 29 Abb., 6 Tab.; Münster/Westf.
- KRAMM, E., & MÜLLER, H.-M. (1978): Weichselzeitliche Torfe aus den Ems-Terrassen bei Münster (Westf.). – *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **28**: 39 – 44, 2 Abb.; Öhringen.
- LIEDTKE, H. (1981): Die nordischen Vereisungen in Mitteleuropa. – *Forsch. dt. Landeskd.*, **204**, 2. Aufl.: 307 S., 49 Abb., 17 Tab., 1 Kt.; Trier.
- LIEDTKE, H. (1993): Phasen periglaziär-geomorphologischer Prägung während der Weichsel-Eiszeit im norddeutschen Tiefland. – *Z. Geomorph., N. F., Suppl.-Bd.*, **93**: 69 – 94, 4 Abb., 1 Tab.; Berlin, Stuttgart.
- LÖSCHER, W. (1922): Ruhrdiluvium und Eiszeitbildungen. – *Glückauf*, **58**: 229 – 231; Essen.
- LOTZE, F. (1949): Das Alter der Dünen bei Mantinghausen an der oberen Lippe. – *Natur u. Heimat*, **9** (3): 7 S., 1 Abb.; Münster/Westf.
- LOTZE, F. (1954): Korngrößenanalysen bei stratigraphischen Untersuchungen im Quartär. – *N. Jb. Geol. u. Paläont., Mh.*, **1953**: 1 – 7, 3 Abb.; Stuttgart.
- LOTZE, F. (1954): Das Quartär zwischen Ems und Osning östlich von Rheine. – *N. Jb. Mineral., Geol. u. Paläont., Mh.*, **1953**: 145 – 152, 2 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.
- LOTZE, F. (1954): Zur Talgeschichte der Alme, oberen Lippe und Ems. – *N. Jb. Geol. u. Paläont., Mh.*, **1953**: 306 – 311, 1 Abb.; Stuttgart.
- LOTZE, F. (1954): Der Münsterländer Hauptkiessandzug und seine Entstehung. – *Natur u. Heimat*, **14**: 3 – 12, 4 Abb.; Münster/Westf.
- LÜTTIG, G. (1957): Geschiebezählungen als Hilfsmittel für die Erforschung des Eiszeitalters und seiner wirtschaftlich wichtigen Lagerstätten. – *Umschau*, **13**: 403 – 405; Frankfurt/Main.

- MAAS, H. (1952): Die geologische Geschichte der westfälischen Dünen auf Grund der Bodenbildungen. – Diss. Univ. Münster: 79 S., 10 Abb., 7 Anl.; Münster/Westf. – [Unveröff.]
- MAAS, H. (1955): Die geologische Geschichte der westfälischen Dünen auf Grund der Bodenbildungen. – Z. dt. geol. Ges., **105**: 137 – 138; Hannover.
- MAAS, H., & MÜLLER, E. H. (1954): Bodenkundliche und geologische Hinweise zur Elster-Eiszeit bei Haltern (Westf.). – Geol. Jb., **69**: 407 – 410, 3 Abb.; Hannover.
- MENZEL, H. (1912): Die Quartärfauna des Niederrheinisch-Westfälischen Industriebezirkes. – Z. dt. geol. Ges., **64** (3): 177 – 200, 8 Abb., 2 Tab., 1 Taf.; Berlin.
- MERTENS, H., & BOLSENKÖTTER, H. (1970): Abflußverhältnisse an der Wasserscheide zwischen Ems und Lippe im Raum Rietberg – Mastholte aus heutiger und früherer Sicht. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **17**: 379 – 392, 2 Abb.; Krefeld.
- MEYER, H.-H. (1989): Paläowind-Indikatoren. Möglichkeiten, Grenzen und Probleme ihrer Anwendung am Beispiel des Weichsel-Hochglazials in Europa. – Mitt. geol. Inst. Univ. Hannover, **28**: 61 S., 2 Kt.; Hannover.
- MÜLLER, E. H. (1959): Art und Herkunft des Lösses und Bodenbildungen in den äolischen Ablagerungen Nordrhein-Westfalens unter Berücksichtigung der Nachbargebiete. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **4**: 255 – 265, 1 Abb.; Krefeld.
- MÜLLER, F. (1951): Neue Funde glazialen Diluviums an der Ruhr in der näheren und weiteren Umgebung von Schwerte. – Z. dt. geol. Ges., **103**: 132 – 133; Hannover.
- MÜLLER, H.-M. (1978): Weichselzeitliche Eiskeilsysteme im Emsgebiet bei Münster (Westf.) – Ein Beitrag zur Datierung der Emsterrassen. – N. Jb. Geol. u. Paläont., Mh., **1978** (2): 117 – 128, 7 Abb.; Stuttgart.
- OTTO, R. (1990): Der saalezeitliche Geschiebemergel am westlichen Stadtrand von Münster/Westfalen: Lithologie und seine Eigenschaften als Baugrund. – Geol. u. Paläont. Westf., **16**: 27 – 33, 4 Abb., 1 Tab.; Münster/Westf.
- OVERBECK, F. (1975): Botanisch-geologische Moorkunde unter besonderer Berücksichtigung der Moore Nordwestdeutschlands als Quellen zur Vegetations-, Klima- und Siedlungsgeschichte. – 719 S., 263 Abb., 38 Tab.; Neumünster (Wachholtz).
- PICARD, K. (1951): Beobachtungen im Diluvium des Stadtgebietes Essen. – Geol. Jb., **65**: 573 – 587, 11 Abb.; Hannover.
- PIOTROWSKI, J. A. (1992): Was ist ein Till? Faziesstudien an glazialen Sedimenten. – Geowissenschaften, **10**: 100 – 108, 10 Abb., 1 Tab.; Weinheim.
- POSER, H. (1948): Äolische Ablagerungen und Klima des Spätglazials in Mittel- und Westeuropa. – Naturwissenschaften, **35**: 269 – 276, 307 – 312; Berlin, Göttingen, Heidelberg.
- PYRITZ, E. (1972): Binnendünen und Flugsandebenen im niedersächsischen Tiefland. – Göttinger geogr. Abh., **61**: 153 S., 27 Abb., 3 Anl.; Göttingen.
- QUITZOW, H. W. (1959): Hebung und Senkung am Mittel- und Niederrhein während des Jungtertiärs und Quartärs. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **4**: 389 – 400, 1 Abb., 5 Taf.; Krefeld.
- QUITZOW, H. W. (1974): Das Rheintal und seine Entstehung. Bestandsaufnahme und Versuch einer Synthese. – In: L'évolution quaternaire des bassins fluviaux de la mer du Nord méridionale: 53 – 104, 3 Abb., 2 Tab., 1 Taf.; Liège (Cent. Soc. Géol. Belg.).
- REHAGEN, H.-W. (1964): Zur spät- und postglazialen Vegetationsgeschichte des Niederrheingebietes und Westmünsterlandes. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **12**: 55 – 96, 3 Abb., 4 Taf.; Krefeld.
- RICHTER, D. (1977): Ruhrgebiet und Bergisches Land. Zwischen Ruhr und Wupper, 2. Aufl. – Samml. geol. Führer, **55**: 186 S., 58 Abb., 3 Tab., 1 Kt.; Berlin, Stuttgart.
- ROESCHMANN, G. (1960): Die Grundwasserböden des Emstaales zwischen Rheine und Papenburg und ihre Beziehungen zur Geschichte des Emslaufes. – Geol. Jb., **77**: 741 – 820, 11 Abb., 6 Tab., 2 Taf.; Hannover.

- SCHÄFER, R. (1987): Erfahrungen beim Geschiebesammeln im Münsterländer Hauptkiessandzug. – *Geol. u. Paläont. Westf.*, **7**: 75 – 89, 2 Abb., 3 Taf.; Münster/Westf.
- SCHIRMER, W. (1983): Die Talentwicklung an Main und Regnitz seit dem Hochwürm. – *Geol. Jb.*, **A 71**: 11 – 43, 9 Abb.; Hannover.
- SCHMIERER, TH. (1933): Über eine interglaziale Ablagerung nahe Wiedenbrück und ihre Fauna. – *Jb. preuß. geol. L.-Anst.*, **53**: 695 – 700; Berlin.
- SCHMITZ, R.-W. (1990): Ein mittelpaläolithischer Fundplatz in den Basiskiesen der Emscher-Niederterrasse bei Bottrop/Westfalen. – *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **40**: 107 – 110, 3 Abb.; Hannover.
- 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/Westf.
- SCHWARZBACH, M. (1974): Das Klima der Vorzeit, 3. Aufl. – 380 S., 151 Abb., 41 Tab.; Stuttgart (Enke).
- SERNANDER, R. (1909): De scandaniska Torfmossarnas stratigrafi. – *Geol. Fören i Stockholm Förh.*, **31**: 423 – 448; Stockholm.
- SERNANDER, R. (1910): Die schwedischen Torfmoore als Zeugen postglazialer Klimaschwankungen. – In: *Veränderungen des Klimas seit dem Maximum der letzten Eiszeit. – Geologen-kongr., 11. internat., 1910, Stockholm, Exekutivkomm.*; Stockholm.
- SEMMLER, W. (1978): Neue Aufschlüsse der Grundmoräne im Stadtkerngebiet von Essen. – *Mitt. geol. Ges. Essen*, **8**: 9 – 18, 9 Abb.; Essen.
- SERAPHIM, E. TH. (1972): Wege und Halte des saalezeitlichen Inlandeises zwischen Osning und Weser. – *Geol. Jb.*, **A 3**: 85 S., 14 Abb., 6 Tab.; Hannover.
- SERAPHIM, E. TH. (1973): Drumlins des Drenthe-Stadiums am Nordostrand der Westfälischen Bucht. – *Osnabrücker naturwiss. Mitt.*, **2**: 41 – 87, 10 Abb., 2 Tab.; Osnabrück.
- SERAPHIM, E. TH. (1978): Erdgeschichte, Landschaftsformen und geomorphologische Gliederung der Senne. – *Ber. naturwiss. Ver. Bielefeld, Sonderh. Beitr. Ökol. der Senne*, **1**: 7 – 24, 9 Abb.; Bielefeld.
- SERAPHIM, E. TH. (1979): Der sog. Senne-Sander, eine Kame-Terrasse – Drenthestadiale Grundmoräne und post-moränale Schmelzwasser-Sedimente der Oberen Senne. – *Ber. naturwiss. Ver. Bielefeld*, **24**: 319 – 344, 8 Abb.; Bielefeld.
- SERAPHIM, E. TH. (1979): Zur Inlandvereisung der Westfälischen Bucht im Saale-(Riß-)Glazial. – *Münstersche Forsch. Geol. u. Paläont.*, **47**: 1 – 51, 1 Abb., 2 Tab.; Münster/Westf.
- SERAPHIM, E. TH. (1980): Über einige neuere Ergebnisse zur Vereisungsgeschichte der Westfälischen Bucht und des Unteren Weserberglandes. – *Westf. geogr. Stud.*, **36**: 11 – 20, 1 Abb., 1 Tab.; Münster/Westf.
- SERAPHIM, E. TH. (1985): Dünen, Flugsanddecken und Löß. – In: *Geographische Kommission für Westfalen, Landschaftsverband Westfalen-Lippe [Hrsg.]: Spät- und nacheiszeitliche Ablagerungen/Vegetationsentwicklung. – Geogr.-landeskd. Atlas Westf., (II) 1* (2): 1 – 21, 4 Abb.; Münster/Westf. (Aschendorff).
- SERAPHIM, TH. (1986): Spätglazial und Dünenforschung. Eine kritische Erörterung des spätglazialen Luftdruck-Wind-Systems H. POSERS. – *Westf. geogr. Stud.*, **42**: 119 – 136, 2 Abb.; Münster/Westf..
- SKUPIN, K. (1980): Die Sanderablagerungen der südlichen Senne bei Paderborn. – *Westf. geogr. Stud.*, **36**: 53 – 56, 186 – 187, 1 Abb.; Münster/Westf.
- SKUPIN, K. (1991): Der Löß des Hellwegs. Beobachtungen zur Altersstellung. – *Spieker*, **35**: 55 – 63, 1 Abb., 1 Tab., 4 Prof.; Münster/Westf.
- SKUPIN, K. (1994): Zur Flußgeschichte von Alme, Lippe und Ems im östlichen Münsterland. – *Tag. Dt. Quartärverein. (DEUQUA)*, 27., 1994, Leipzig: 48 – 49; Leipzig.

- SKUPIN, K. (1994): Aufbau, Zusammensetzung und Alter der Flugsand- und Dünenbildungen im Bereich der Senne (Östliches Münsterland). – Geol. u. Paläont. Westf., **28**: 41 – 72, 14 Abb., 6 Tab.; Münster/Westf.
- SPEETZEN, E. (1980): Alterseinstufung der Oberen Niederterrasse. – Westf. geogr. Stud., **36**: 170 – 171; Münster/Westf.
- SPEETZEN, E. (1986): Das Eiszeitalter in Westfalen. – In: Alt- und mittelsteinzeitliche Fundplätze in Westfalen, Tl. 1. – Einführ. Vor- u. Frühgesch. Westf., **6**: 64 S., 19 Abb., 1 Tab., 1 Kt.; Münster/Westf. (Westf. Mus. Archäol.).
- SPEETZEN, E. (1990): Die Entwicklung der Flußsysteme in der Westfälischen Bucht (NW-Deutschland) während des Känozoikums. – Geol. u. Paläont. Westf., **16**: 7 – 25, 16 Abb., 1 Tab.; Münster/Westf.
- STAUDE, H. (1992): Zur Flußgeschichte im Münsterland. – Tag. Arbeitsgem. Nordwestdt. Geologen, 1992, Essen, Kurzfass. u. Exk.-Führer: 33 – 34; Essen.
- THIERMANN, A. (1974): Zur Flußgeschichte der Ems/Nordwestdeutschland. – In: L'évolution quaternaire des bassins fluviaux de la mer du Nord méridionale. – 35 – 51, 8 Abb.; Liège (Cent. Soc. Géol. Belg.).
- THIERMANN, A. (1980): Zur Geologie der Erdfälle des Heiligen Feldes bei Hopsten im Tecklenburger Land. – Westf. geogr. Stud., **36**: 98; Münster/Westf.
- THOME, K. N. (1958): Die Begegnung des nordischen Inlandeises mit dem Rhein. – Geol. Jb., **76**: 261 – 308, 11 Abb.; Hannover.
- THOME, K. N. (1980): Der Vorstoß des nordeuropäischen Inlandeises in das Münsterland in Elster- und Saale-Eiszeit. – Westf. geogr. Stud., **36**: 21 – 40, 9 Abb.; Münster/Westf.
- THOME, K. N. (1981): Haarstrang und Hellwegtal. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1 : 100 000, Erl., **C 4710**: 46 – 52, 3 Abb.; Krefeld.
- THOME, K. N. (1983): Gletschererosion und -akkumulation im Münsterland und angrenzenden Gebieten. – N. Jb. Geol. u. Paläont., Abh., **166** (1): 116 – 138, 2 Abb.; Stuttgart.
- TROLL, C. (1957): Tiefenerosion, Seitenerosion und Akkumulation der Flüsse im fluvioglazialen Bereich. – Petermanns geogr. Mitt., **262**: 213 – 226; Gotha.
- UDLUFT, H. (1934): Das Diluvium des Lippetales zwischen Lünen und Wesel und einiger angrenzender Gebiete. – Jb. preuß. geol. L.-Anst., **54**: 37 – 57, 1 Abb., 1 Taf.; Berlin.
- UDLUFT, H. (1934): Einige Bemerkungen zur Frage der Terrassenaufschotterung und der Diluvialchronologie. – Jb. preuß. geol. L.-Anst., **54**: 396 – 408; Berlin.
- WEGNER, Th. (1910): Die geologischen Verhältnisse. – In: Der Kreis Recklinghausen 1850 – 1910: 13 – 32, 3 Abb., 1 Kt.; Recklinghausen (Schneider & Wiedenhöfer).
- WEGNER, Th. (1910): Über eine Stillstandslage der großen Vereisung im Münsterlande. – Z. dt. geol. Ges., Mber., **62**: 387 – 405, 6 Abb.; Berlin.
- WEHRLI, H. (1941): Interglaziale und vor-saaleeiszeitliche Ablagerungen in der Münsterschen Bucht. – Z. dt. geol. Ges., **93**: 114 – 127, 4 Abb.; Berlin.
- WEIDENBACH, F. (1952): Gedanken zur Lößfrage. – Eiszeitalter u. Gegenwart, **2**: 25 – 36; Stuttgart.
- WEIN, N. (1971): Auensande im Tal der Ems. – N. Arch. Niedersachs., **20** (4): 336 – 347, 9 Abb.; Göttingen.
- WERNER, J. (1986): Der Wind als Geofaktor in Westfalen. – Westf. geogr. Stud., **42**: 107 – 118, 4 Abb., 2 Tab.; Münster/Westf.
- WILL, K.-H. (1982): Paläoböden in Sanden des Münsterlandes. – Geol. Jb., **F 14**: 221 – 225, 1 Abb.; Hannover.
- WOLDSTEDT, P., & DUPHORN, K. (1974): Norddeutschland und angrenzende Gebiete im Eiszeitalter, 3. Aufl. – 500 S., 89 Abb., 27 Tab.; Stuttgart (Koehler).

Ur- und Frühgeschichte

- FINKE, W. (1993): Reliefänderungen durch natürliche und anthropogene Prozesse. Dargestellt an Beispielen aus dem Münsterland. – Spieker, **36**: 43 – 50, 8 Abb., 1 Beil.; Münster/Westf.
- FINKE, W. (1993): Zur frühmittelalterlichen Siedlungsgeschichte im Münsterland. – Spieker, **36**: 51 – 55, 6 Abb.; Münster/Westf.
- HEINRICH, A. (1960): Über die Knochenfunde aus diluvialen Ablagerungen in Bottrop. – Vestisches Jb., **62**: 155 – 156; Recklinghausen.
- HEINRICH, A. (1980): Eiszeitliche Funde aus dem Rhein-Herne-Kanal bei Bottrop. – Westf. geogr. Stud., **36**: 113 – 115; Münster/Westf.
- SCHMITZ, R.-W. (1990): Ein mittelpaläolithischer Fundplatz in den Basiskiesen der Emscher-Niederterrasse bei Bottrop/Westfalen. – Eiszeitalter u. Gegenwart, **40**: 107 – 110, 3 Abb.; Hannover.

Boden und Bodennutzung

- ARENS, H. (1964): Ein Geschiebelehm-Rest am Haarstrang südöstlich Unna/Westf. – N. Jb. Geol. u. Paläont., Mh., **1964**: 125 – 130, 3 Abb.; Stuttgart.
- ARENS, H. (1964): Zur Altersdatierung der Flugsande am Westrand des Münsterschen Kreidebeckens. – Decheniana, **117**: 133 – 140, 2 Abb., 1 Tab.; Bonn.
- BRUNNACKER, K., & BUTZKE, H., & DAHM, H.-D., & DAHM-ARENS, H., & DUBBER, H.-J., & ERKWOH, F.-D., & MERTENS, H., & MÜCKENHAUSEN, E., & PAAS, W., & SCHALICH, J., & SKUPIN, K., & WILL, K.-H., & WIRTH, W., & ZEJSCHWITZ, E. VON (1982): Paläoböden in Nordrhein-Westfalen. – In: Inventur der Paläoböden in der Bundesrepublik Deutschland. – Geol. Jb., **F 14**: 165 – 253, 26 Abb., 5 Tab.; Hannover.
- BURGHARDT, O. (1972): Landschaft und Böden in der Umgebung von Nottuln, Kreis Münster/Westf. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **21**: 175 – 180; Krefeld.
- DAHM-ARENS, H. (1966): Die Böden im Landkreis Coesfeld. – Der Landkreis Coesfeld 1816 – 1966: 217 – 224, 1 Abb., 1 Kt.; Coesfeld (Kreisverwalt.).
- DAHM-ARENS, H. (1970): Die quartären Sande im nördlichen Westfalen und ihre Bodenbildungen. – Mitt. dt. bodenkdl. Ges., **10**: 318 – 322; Göttingen.
- DAHM-ARENS, H. (1972): Entstehung der Eisenschwarten in den Kreidesanden Westfalens. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **21**: 133 – 142, 3 Abb., 1 Tab., 4 Taf.; Krefeld.
- DAHM-ARENS, H. (1979): Böden und Relief der Warburger Börde und ihrer Umrahmung. – Z. Geomorph., N. F., Suppl.-Bd., **33**: 207 – 215, 3 Abb.; Berlin, Stuttgart.
- DAHM-ARENS, H. (1979): Die Böden des Kreises Recklinghausen. – Der Kreis Recklinghausen: 26 – 32, 1 Kt.; Stuttgart (K. Theiss).
- DAHM-ARENS, H. (1982): Schwarzerdebildung in den Lößböden Nordrhein-Westfalens und ihre Abhängigkeit vom Klima. – Phys. Geogr., **1982** (5): 78; Zürich (Geogr. Inst. Univ.).
- DAHM-ARENS, H. (1989): Bodengesellschaften des Teutoburger Waldes und seines Vorlandes. – Decheniana, **142**: 137 – 146, 2 Abb.; Bonn.
- DAHM-ARENS, H. (1989): Die Böden aus Kreidesedimenten am Ostrand des Münsterlandes und ihre Bedeutung für die Landschaftsplanung. – Mitt. dt. bodenkdl. Ges., **59**: 861 – 866, 1 Abb.; Oldenburg.
- MAAS, H., & MERTENS, H., & SCHRAPS, W. G., & WIRTH, W. (1972): Die Bodenkarte von Nordrhein-Westfalen als Unterlage für die Landschaftsplanung. – Mitt. dt. bodenkdl. Ges., **16**: 46 – 55; Göttingen.

- SCHRAPS, W. G. (1975): Pedologisch-geologische Untersuchungen bei archäologischen Ausgrabungen: Eine Untersuchung römischer Spitzgräben. – *Decheniana*, **128**: 37 – 40; Bonn.
- SCHRAPS, W. G. (1984): Kultosole im westlichen Münsterland. – *Decheniana*, **137**: 259 – 266; Bonn.
- SCHRAPS, W. G. (1984): Arktische Strukturböden im Raum Kirchhellen. – *Decheniana*, **137**: 267 – 268; Bonn.
- ZEZSCHWITZ, E. VON (1964): Grundwasser und Bodenbildung in der Soester Niederbörde. – *Geol. Jb.*, **82**: 143 – 176; Hannover.

Grundwasser

- Akademie für Raumforschung und Landesplanung [Hrsg.] (1976): Klimadaten I – III. – Dt. Planungsatlas, **1** (7): 3 Kt., mit Erl.; Hannover (Schroedel).
- Akademie für Raumforschung und Landesplanung [Hrsg.] (1978): Hydrogeologie. – Dt. Planungsatlas, **1** (18): 1 Kt. 1 : 500 000, mit Erl. u. Textteil.; Hannover (Schroedel).
- Akademie für Raumforschung und Landesplanung [Hrsg.] (1982): Die öffentliche Trinkwasserversorgung in Nordrhein-Westfalen. – Dt. Planungsatlas, **1** (7): 1 Kt., mit Erl.; Hannover (Vincentz).
- ANGER, P., & MICHEL, G., & SEMMLER, W. (1968): Das Verschließen der „Solquelle“ Nateln. – *Glückauf-Forsch.-H.*, **29**: 43 – 50, 9 Abb., 2 Tab.; Essen.
- AUST, H., & VIERHUFF, H., & WAGNER, W. (1980): Grundwasservorkommen in der Bundesrepublik Deutschland. – *Schr.-R. Raumordn. B.-Minist. Raumordn., Bauwes. u. Städteb.*, **043**: 64 S., 19 Abb., 11 Tab., 3 Kt.; Bonn-Bad Godesberg.
- BAECKER, P. (1954): Solevorkommen und Grubenwässer im Raum Westfalen. – *Vom Wasser*, **20**: 209 – 251, 14 Abb.; Weinheim.
- BAŞKAN, M. E. (1970): Hydrogeologische Verhältnisse am Südostrand des Münsterschen Kreidebeckens und im Egge-Gebirge unter besonderer Berücksichtigung der Karsthydrologie. – *Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf.*, **17**: 537 – 576, 11 Abb., 6 Tab., 3 Taf.; Krefeld.
- Batelle-Institut e. V. (1978): Planungsgrundlagen für den langfristigen Ausbau der Trinkwasserversorgung in Nordrhein-Westfalen. – *BF-R-63.355-1*, **1 – 3**: 269 + 97 S., zahlr. Abb., Tab. u. Kt.; Frankfurt/Main (Batelle-Inst.).
- BAUER, H.-J. (1979): Der Münsterländer Kiessandzug. Geologie, Hydrogeologie, Hydrochemie und Wasserwirtschaft. – *Berliner geowiss. Abh.*, (A) **10**: 136 S., 90 Abb., 25 Tab.; Berlin.
- BOLSENKÖTTER, H., & KOCH, M. (1974): Zur Hydrogeologie des Gebietes zwischen den Strukturen Winterswijk und Epe (nordwestliches Münsterland) unter besonderer Berücksichtigung der Unterkreide. – *Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf.*, **20**: 91 – 110, 3 Abb., 3 Tab.; Krefeld.
- BUDDE, B., & NOLTE, J. (1983), unter Mitarb. von FLOCKE, M., u. a.: Raumentwicklung und Wasserversorgung des Ruhrgebietes 1954 – 1980. – *Forsch.-Ber. Land Nordrh.-Westf.*, **3188**: 347 S., 119 Abb., 62 Tab., 14 Kt.; Opladen (Westdt. Verl.).
- DEUTLOFF, O. (1978): Erläuterungen zur Karte „Hydrogeologie“. – Dt. Planungsatlas, **1** (18): 34 S., 3 Tab.; Hannover (Schroedel).
- DEUTLOFF, O. (1979): Das Münstersche Becken. – In: HAAR, U. DE, & KELLER, R., & LÜBSCHER, H.-J., & RICHTER, W., & SCHIRMER, H. [Hrsg.]: *Hydrologischer Atlas der Bundesrepublik Deutschland*, Text-Bd.: 176 – 181, 1 Abb., 1 Tab.; Boppard (Boldt). – [Im Auftr. Dt. Forsch.-Gem.]
- DEUTLOFF, O., & HAGELSKAMP, H., & MICHEL, G. (1974): Über die Erdfall-Quelle von Bad Seebach in Vlotho, Ostwestfalen. – *Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf.*, **20**: 27 – 46, 6 Abb., 1 Tab.; Krefeld.

- FISCHBACH, P. (1983): Die Wasserverhältnisse am Haarstrang zwischen Soest und Salzkotten (Westfalen, NW-Deutschland). Ausdruck der Verkarstung des Untergrundes. – Karst u. Höhle, **1982/83**: 195 – 203, 8 Abb., 2 Tab., 4 Taf.; München.
- FRICKE, K. (1961): Tiefenwasser, Solquellen und Solewanderung im Bereich des Münsterschen Beckens. – Z. dt. geol. Ges., **113** (1): 37 – 47, 4 Abb.; Hannover.
- FRICKE, K. (1964): Bemerkungen zu den Solquellen des Hellwegs (Erläutert am Beispiel Bad Westernkotten, Kr. Lippstadt). – Z. dt. geol. Ges., **116** (1): 76 – 87, 4 Abb.; Hannover.
- FRICKE, K., & MICHEL, G. (1969): Hydrogeologische und hydrochemische Ergebnisse der Mineralwasserbohrung „Teutoburger Christinen Brunnen“ in Ummeln, Kreis Bielefeld. – bbr (Bohrtechnik, Brunnenbau, Rohrleitungsbau), **20**: 337 – 341, Abb.; Berlin.
- Geologisches Institut der Westfälischen Berggewerkschaftskasse [Hrsg.] (1966): Die Hydrogeologie des Deckgebirges im niederrheinisch-westfälischen Revier. – 6 Taf., mit Erl.; Bochum. – [Wiss. Bearb. WOLANSKY, D.]
- GEYH, M. A., & MICHEL, G. (1974): Isotopen- und Hydrochemie des tieferen Grundwassers im Raum Paderborn. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **20**: 67 – 78, 5 Abb., 2 Tab.; Krefeld.
- GEYH, M. A., & MICHEL, G. (1979): Hydrochemische und isotonenphysikalische Entwicklung des Grundwassers im Paderborner Aquifer. – Gas- u. Wasserfach, **120**: 576 – 582, 5 Abb., 2 Tab.; München.
- GEYH, M. A., & MICHEL, G. (1983): Tiefes Grundwasser in der Senne. – Z. dt. geol. Ges., **134**: 885 – 903, 5 Abb., 4 Tab.; Hannover.
- GEYH, M. A., & MICHEL, G. (1987): Grundwasserbewirtschaftung und Isotope. – Z. dt. geol. Ges., **138**: 261 – 271, 4 Abb.; Hannover.
- GRAHMANN, R. (1958), mit Beitr. von WUNDT, W.: Die Grundwässer in der Bundesrepublik und ihre Nutzung. – Forsch. dt. Landeskd., **104** (3): 198 S., 48 Abb., 3 Taf., 2 Kt.; Remagen (B.-Anst. Landeskd.).
- HAAR, U. DE, & KELLER, R., & LÜBSCHER, H.-J., & RICHTER, W., & SCHIRMER, H. [Hrsg.] (1978): Hydrologischer Atlas der Bundesrepublik Deutschland. – 68 Kt., Text-Bd., 3 Abb.; Boppard (Boldt). – [Im Auftr. Dt. Forsch.-Gemein.]
- HAGELSKAMP, H., & MICHEL, G. (1974): Die hydrogeologischen Grundlagen der Wasserversorgung des Regierungsbezirkes Detmold. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **20**: 1 – 26, 3 Abb., 4 Tab., 1 Taf.; Krefeld.
- HEDERER, TH. (1977): Trinkwasser aus tiefem Karst der Paderborner Hochfläche. Ein Beitrag zur Hydrogeologie des südöstlichen Teiles der Münsterschen Bucht. – 72 S., 10 Abb., 10 Tab.; Paderborn (Schöningh).
- HILDEN, H. D. (1975), mit Beitr. von JANSEN, F., & SKUPIN, K.: Erläuterungen zu Blatt C 4306 Recklinghausen. – Hydrogeol. Kt. Nordrh.-Westf. 1 : 100 000, Erl., **C 4306**: 110 S., 15 Abb., 12 Tab., 2 Taf.; Krefeld.
- HUYSEN, A. (1855): Die Soolquellen des Westfälischen Kreidegebirges, ihr Vorkommen und muthmasslicher Ursprung. – Z. dt. geol. Ges., **7**: 17 – 252, 567 – 654, 2 Tab., 6 Taf.; Berlin.
- KARRENBURG, H. (1981): Hydrogeologie der nichtverkarstungsfähigen Festgesteine. – 284 S., 83 Abb., zahlr. Tab.; Wien, New York (Springer).
- KOCH, M., & MICHEL, G. (1972), mit Beitr. von SCHRÖTHER, R., & VOGEL, K.: Erläuterungen zur Hydrogeologischen Karte des Kreises Paderborn. – Hydrogeol. Kt. Kreis Paderborn 1 : 50 000, Erl., 84 S., 15 Abb., 5 Tab., 2 Taf.; Krefeld.
- KOCH, M., & MICHEL, G. (1979): Erläuterungen zu Blatt C 4314 Gütersloh. – Hydrogeol. Kt. Nordrh.-Westf. 1 : 100 000, Erl., **C 4314**: 109 S., 22 Abb., 18 Tab., 2 Taf.; Krefeld.
- KOCH, M., & MICHEL, G. (1984): Erläuterungen zu Blatt L 4318 Paderborn. – Hydrogeol. Kt. Nordrh.-Westf. 1 : 50 000, Erl., **L 4318**: 20 S., 1 Tab.; Krefeld.

- KOCH, M., & VOGLER, K. (1981): Markierungsversuche am Haarstrang bei Erwitte (Oberkreide, südliches Münsterland). – Münstersche Forsch. Geol. u. Paläont., **54**: 89 – 137, 5 Abb., 2 Tab., 14 Anl.; Münster/Westf.
- LÖHNERT, E. P. (1990): Beitrag zur Geohydrologie des Karst-Aquifersystems von Paderborn (Nordrhein-Westfalen). – N. Jb. Geol. u. Paläont., Abh., **181** (1 – 3): 519 – 530; Stuttgart.
- MICHEL, G. (1963): Untersuchungen über die Tiefenlage der Grenze Süßwasser/Salzwasser im nördlichen Rheinland und anschließenden Teilen Westfalens, zugleich ein Beitrag zur Hydrogeologie und Chemie des tiefen Grundwassers. – Forsch.-Ber. Land Nordrh.-Westf., **1239**: 131 S., 12 Abb., 10 Tab., 8 Anl.; Köln, Opladen.
- MICHEL, G. (1972): Tiefes Grundwasser in Nordrhein-Westfalen. – Zbl. Mineral., Geol. u. Paläont., (1) **1971**: 673 – 683; Stuttgart.
- MICHEL, G. (1974): Die „Neue Martins-Quelle“ (1973) in Laer, Landkreis Osnabrück. – Heilbad u. Kurort, **26**: 374 – 378, 3 Abb., 2 Tab.; Gütersloh.
- MICHEL, G. (1974): Hydrogeologische Literatur von Nordrhein-Westfalen. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **20**: 495 – 522, 6 Abb.; Krefeld.
- MICHEL, G. (1974): Mineralwasser in Nordrhein-Westfalen. – Zbl. Geol. u. Paläont., (1) **1973** (9/10): 357 – 374, 1 Tab.; Stuttgart.
- MICHEL, G. (1983): Die Sole des Münsterländer Kreide-Beckens. – N. Jb. Geol. u. Paläont., Abh., **166** (1): 139 – 159, 5 Abb., 2 Tab.; Stuttgart.
- MICHEL, G. (1983): Sole im Münsterland – woher, wohin? – Heilbad u. Kurort, **35**: 66 – 76, 7 Abb., 3 Tab.; Gütersloh.
- MICHEL, G. (1994): Wie kommt die Sole ins Revier? – Mitt. geol. Ges. Essen, **12**: 65 – 81, 5 Abb.; Essen.
- MICHEL, G., & NIELSEN, H. (1977): Schwefel-Isotopenuntersuchungen an Sulfaten ostwestfälischer Mineralwässer. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **26**: 185 – 227, 16 Abb., 1 Tab., 1 Taf.; Krefeld.
- MICHEL, G., & STRUCKMEIER, W. (1985): The cretaceous basin of Münster – a general groundwatersystem in response to multiple impacts (water supply, spas, deep mining). – Congr. Assoc. internat. Hydrogeol., **18**, 1985, Cambridge, Mem., **2**: 150 – 159, 4 Abb., 3 Tab.; Cambridge.
- MICHEL, G., & THIERMANN, A. (1981): Die Saline Gottesgabe bei Rheine/Westf. – Z. dt. geol. Ges., **132**: 859 – 879, 6 Abb., 1 Tab., 2 Taf.; Hannover.
- PUCHALT, H. (1964): Zur Geochemie des Grubenwassers im Ruhrgebiet. – Z. dt. geol. Ges., **116**: 167 – 203, 12 Abb., 1 Tab.; Hannover.
- SAUERLAND, H.-J. (1969): Quellen am Hellweg. – Beitr. Heimatkde. Kreis Lippstadt, **3**: 124 S., 83 Abb., 21 Tab., 5 Anl.; Lippstadt.
- SCHNEIDER, E. F., & SCHNEIDER, H. (1977): Tiefe Karstgrundwässer in der oberen Emsebene. – bbr (Brunnenbau, Bau von Wasserwerken, Rohrleitungsbau), **28**: 93 – 100, 4 Abb., 1 Tab.; Köln.
- SCHNEIDER, H. (1964): Geohydrologie Nordwestfalens, Tl. 1 – 3. – 264 S., 268 Abb., 35 Tab., 10 Taf.; Berlin (R. Schmidt).
- SCHNELL, K. (1955): Gewässerkundliche Karten von Nordrhein-Westfalen. – 3 Kt. 1 : 300 000, mehrere Tab.; Düsseldorf (Minist. Ernähr., Landwirtsch. u. Forsten Land Nordrh.-Westf.).
- SEMMLER, W. (1960): Die Herkunft der Grubenwasserzuflüsse im Ruhrgebiet. – Glückauf, **96** (8): 502 – 511, 8 Abb.; Essen.
- SEMMLER, W. (1964): Hydrogeologie in Bergbaugebieten. – Z. dt. geol. Ges., **116** (1): 38 – 54, 11 Abb.; Stuttgart.
- SEMRAU, L. (1994): Entwicklung und Aufgaben der zentralen Wasserhaltung im Ruhrrevier. – Mitt. geol. Ges. Essen, **12**: 83 – 102, 10 Abb.; Essen.

- Stadtwerke Paderborn GmbH [Hrsg.] (1992): Tiefes Grundwasser in Paderborn. – 224 S., zahlr. Abb. u. Tab.; Paderborn (Eigenverl.).
- STILLE, H. (1903): Geologisch-hydrologische Verhältnisse im Ursprungsgebiete der Paderquellen zu Paderborn. – Abh. kgl. preuß. geol. L.-Anst. u. Bergb.-Akad., N. F., **38**: 129 S., 3 Abb., 6 Taf.; Berlin. – [Unveränd. Nachdr. Geol. Jb., **C 14**; Hannover 1976]
- STRUCKMEIER, W. (1990): Wasserhaushalt und hydrologische Systemanalyse des Münsterländer Beckens. – LWA-Schr.-R., **45**: 71 S., 21 Abb., 13 Tab., 5 Kt.; Düsseldorf.
- WOLANSKY, D. (1964): Die Hydrogeologie des Deckgebirges im niederrheinisch-westfälischen Revier in ihrer Bedeutung für den Bergbau. – Z. dt. geol. Ges., **116**: 55 – 69, 5 Abb.; Hannover.

Lagerstätten

- BODE, R. (1980): Strontianit aus dem Münsterland. – Miner. Mag., **4** (2): 88 – 90, 4 Abb.; Stuttgart.
- BURGHARDT, O. (1981): Die wichtigsten Geopotentiale in Nordrhein-Westfalen. – 72 S., 1 Abb., 1 Kt.; Krefeld (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.).
- Deutsche Solvay-Werke [Hrsg.] (1978): Salz/Salt. – 26 S., zahlr. Abb.; Solingen.
- Deutsche Solvay-Werke [Hrsg.] (1983): Das Salz der Chemie. – 63 S., zahlr. Abb.; Solingen.
- DOLEZALEK, B. (1978): Nutzbare Lockergesteine in Nordrhein-Westfalen. – 96 S., 11 Abb., 1 Tab., 1 Taf.; Krefeld (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.).
- DROZDZEWSKI, G., & BORNEMANN, O., & KUNZ, E., & WREDE, V. (1980): Beiträge zur Tiefentektonik des Ruhrkarbons. – 192 S., 108 Abb., 7 Tab., 31 Taf.; Krefeld (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.).
- DROZDZEWSKI, G., & ENGEL, H., & WOLF, R., & WREDE, V. (1985): Beiträge zur Tiefentektonik westdeutscher Steinkohlenlagerstätten. – 236 S., 149 Abb., 7 Tab., 33 Taf.; Krefeld (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.).
- FETTWEIS, G. B., & STANGL, P. (1975): Aufschluß und Nutzung der Kohlenvorräte in der aufgeschlossenen Zone des Ruhrreviers bis 1970. – Glückauf, **111**: 101 – 108, 11 Abb.; Essen.
- GEDENK, R., & HEDEMAN, H.-A., & RÜHL, W. (1964): Oberkarbongase, ihr Chemismus und ihre Beziehungen zur Steinkohle. – Congr. Strat. Géol. Carbonif., 5. internat., 1963, Paris, C. R., **2**: 431 – 450; Paris.
- Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen [Hrsg.] (1979): Inkohlung und Geothermik. Beziehungen zwischen Inkohlung, Illit-Diagenese, Kohlenwasserstoff-Führung und Geothermik. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **27**: XI + 372 S., 96 Abb., 51 Tab., 7 Taf.; Krefeld.
- Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen [Hrsg.] (1991): Steinkohle – sichere Energie für die Zukunft, 2. Aufl. – 24 S., zahlr. Abb.; Krefeld.
- Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen [Hrsg.] (1994): Das Subvariscikum Nordwestdeutschlands, Struktur und Lagerstättenpotential eines Vorlandbeckens. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **38**: 356 S., 177 Abb., 9 Tab., 4 Taf.; Krefeld.
- Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen [Hrsg.] (1994): Lagerstätten in Nordrhein-Westfalen, 4. Aufl. – 24 S., zahlr. Abb.; Krefeld.
- GESING, M. (1995): Der Strontianitbergbau im Münsterland. – Quellen u. Forsch. zur Gesch. Kreis Warendorf, **28**: 647 S., 126 Abb., 51 Tab., 4 Beil.; Warendorf.
- HARDER, H. (1964): Geochemische Untersuchungen zur Genese der Strontianitlagerstätten des Münsterlandes. – Beitr. Mineral. u. Petrogr., **10**: 198 – 215, 2 Abb., 9 Tab.; Heidelberg.
- HEDEMAN, H.-A., & SCHUSTER, A., & STANCU-KRISTOFF, G., & LÖSCH, J. (1984): Die Verbreitung der Kohlenflöze des Oberkarbons in Nordwestdeutschland und ihre stratigraphische Einstufung. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **32**: 39 – 88, 16 Abb.; Krefeld.

- HESEMANN, J. (1964): Die Versuche zur wissenschaftlichen und wirtschaftlichen Erschließung des tieferen Untergrundes im Münsterland. – *Bergfreiheit*, **29**: 105 – 112; Essen.
- HOFFMANN, U., & KREGE, B., & RÖDER, R., & STEINBERG, L. (1984): Arbeitsergebnisse aus dem Forschungsvorhaben Kohlenvorratsberechnung – dargestellt an Beispielen aus dem Ruhrkarbon. – *Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf.*, **32**: 297 – 322, 17 Abb., 12 Tab.; Krefeld.
- HUSKE, J. (1987): Die Steinkohlenzechen im Ruhrrevier. – Veröff. dt. Bergb.-Mus. Bochum, **40**: 1102 S.; Bochum.
- JUCH, D., & Arbeitsgruppe GIS (1988): Aufbau eines geologischen Informationssystems für die Steinkohlenlagerstätten Nordrhein-Westfalens und im Saarland. – Abschl.-Ber. Forsch.-Vorhab. BMFT, **03E-6288-A**: 112 S., 59 Abb., 84 Tab., 2 Anh., 5 Anl.; Krefeld.
- KÄMMERLING, H., & SKUPIN, K. (1994): Der Tudorfer Pflasterstein. – *Warte*, **82**: 13 – 17, 6 Abb.; Paderborn-Höxter (Warte e. V.).
- KÖWING, K. (1973): Erdöl und Erdgas. – In: HOYER, P., & KÖWING, K., & QUITZOW, H. W., & RABITZ, A., & STADLER, G., & VÖGLER, H.: Die Lagerstättenforschung in Nordrhein-Westfalen durch den Geologischen Staatsdienst. – *Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf.*, **23**: 135 – 198, 2 Abb., 2 Taf.; Krefeld.
- KRAMM, U. (1985): Sr-Isotopenuntersuchungen zur Genese der Strontianitlagerstätte Münsterland-Westfalen. – *Fortschr. Mineral., Beih.*, (1) **63**, (1 – 2): 1 S.; Stuttgart.
- KUNZ, E., & WOLF, R., & WREDE, V. (1988): Ergänzende Beiträge zur Tiefentektonik des Ruhrkarbons. – 64 S., 22 Abb., 3 Tab., 16 Taf.; Krefeld (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.).
- LOMMERZHEIM, A. J. (1991): Die geothermische Entwicklung des Münsterländer Beckens (NW-Deutschland) und ihre Bedeutung für die Kohlenwasserstoffgenese in diesem Raum. – *DGMK-Ber.*, **468**: 319 – 372, 13 Abb.; Hamburg.
- LOMMERZHEIM, A. J. (1994): Die Genese und Migration der Erdgase im Münsterländer Becken. – *Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf.*, **38**: 309 – 348, 21 Abb.; Krefeld.
- PALM, H. (1974): Die Reserveräume des Ruhrreviers. – *Mitt. Markscheidewes.*, **81**: 29 – 37, 3 Abb.; Herne.
- PILGER, A., (1961), unter Mitarb. von ANDERSEN, CH., & HESEMANN, J., & JANDER, H., & KNEUPER, G., & MOHR, K., & STOLZE, F., mit Beitr. von ADLER, R., & BITZAN, H., & MICHELAU, P., & PAFFRATH, S., & PIETZNER, H.: Die Blei-Zink-Erzvorkommen des Ruhrgebietes und seiner Umrandung. *TI. 3.* – *Beih. geol. Jb.*, **40**: 385 S., 162 Abb., 4 Tab., 20 Taf.; Hannover.
- RIEDEL, L. (1942): Zur Frage der Erdölhoffigkeit des Münsterlandes. – *Erdöl u. Kohle*, **38**: 1 331 – 1 346, 7 Tab.; Berlin.
- RÖHRS, H. (1992): Erz und Kohle. Bergbau und Eisenhütten zwischen Ems und Weser. – 263 S., 147 Abb.; Ibbenbüren (Ibbenbürener Vereinsdruck.).
- SCHÄFER, H.-U. (1977): Die Kalke und Schluffe der Kreide zwischen Rheine und Ochtrup (Kreis Steinfurt) im Hinblick auf ihre Verwendung als Zementrohstoffe. – *Z. dt. geol. Ges.*, **128**: 231 – 238, 3 Abb.; Hannover.
- SPEETZEN, E. [Hrsg.] (1993): Rohstoffe und Umwelt. Die Steine- und Erden-Industrie Nordrhein-Westfalens im Spannungsfeld zwischen Rohstoffgewinnung und Umweltschutz: 217 – 222, 1 Abb., 1 Tab.; Berlin (Ernst). – [Geol. u. Ökol. im Kontext]
- STADLER, G. (1979): Die Eisenerzvorkommen im flözführenden Karbon des Niederrheinisch-Westfälischen Steinkohlengebietes. – *Geol. Jb.*, **D 31**: 157 – 183, 6 Abb., 3 Tab., 2 Taf.; Hannover.
- TEICHMÜLLER, M., & TEICHMÜLLER, R. (1958): Inkohlungsuntersuchungen und ihre Nutzenanwendung. – *Geol. en Mijnb.*, N. S., **20**, (2): 41 – 66, 22 Abb.; 's-Gravenhage.
- TEICHMÜLLER, M., & TEICHMÜLLER, R., & BARTENSTEIN, H. (1984): Inkohlung und Erdgas – eine neue Inkohlungskarte der Karbon-Oberfläche in Nordwestdeutschland. – *Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf.*, **32**: 11 – 34, 3 Abb., 3 Tab., 1 Taf.; Krefeld.
- UNLAND, G. (1985): Die Strontianitlagerstätte im Münsterland. – *Aufschluss*, **36**: 371 – 374, 2 Abb.; Heidelberg.

- VOGLER, H. (1977): Nutzbare Festgesteine in Nordrhein-Westfalen. – 65 S., 11 Abb., 1 Tab., 1 Taf.; Krefeld (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.).
- WOLBURG, J. (1957): Ein Querschnitt durch den Nordteil des Niederrheinischen Zechsteinbeckens. – Geol. Jb., **73**: 7 – 38, 3 Abb., 2 Taf.; Hannover.

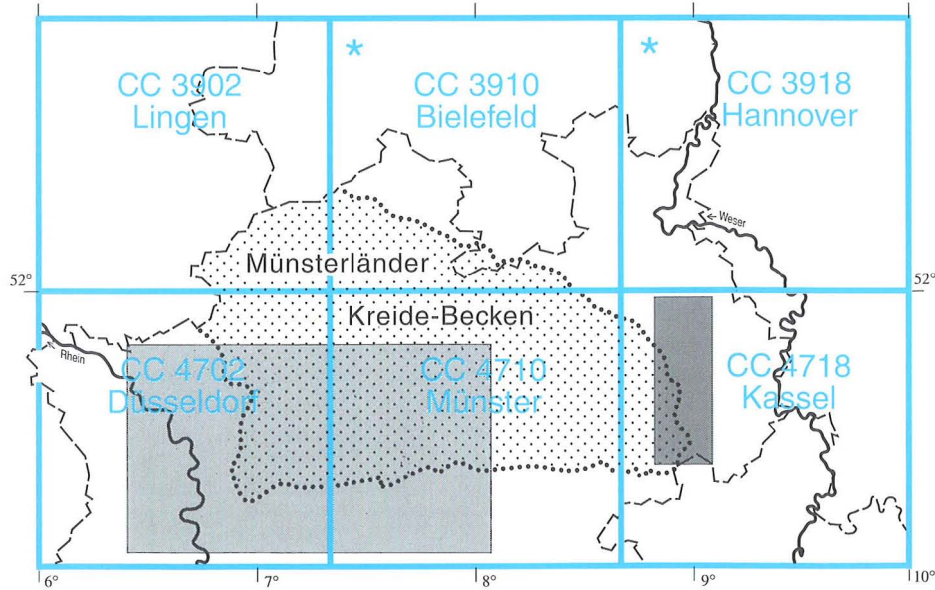
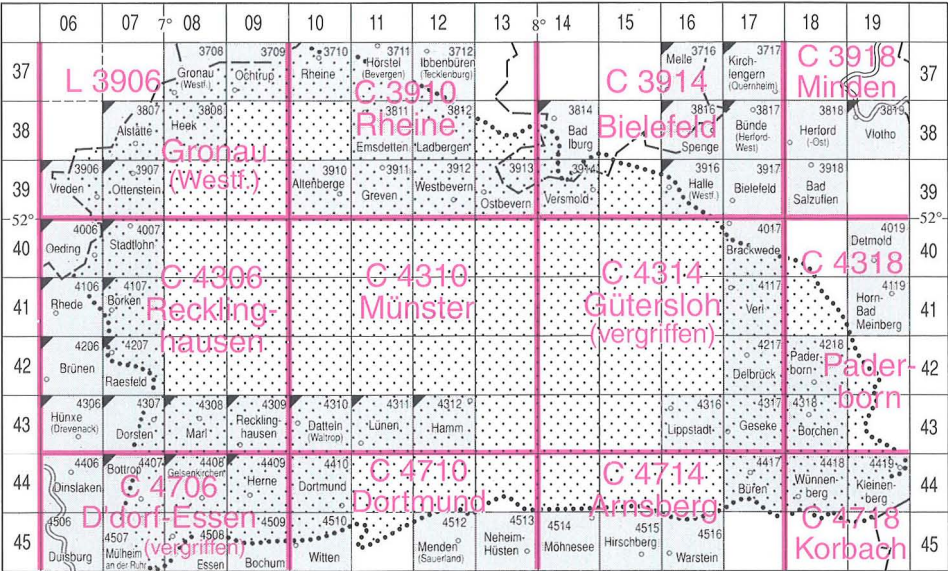
Denkmäler

- ALBERS, H. J., & BURGHARDT, O., & CLAUSEN, C.-D., & DINTER, W. (1982): Bald mehr Schutzmöglichkeit für Zeugen der Erdgeschichte. Geosch Ob-Kataster NW erfaßt aus geowissenschaftlicher Sicht schutzwürdige Objekte. – LÖLF-Mitt., **7** (1): 7 – 15, 7 Abb.; Münster-Hiltrup/Westf.
- ARNOLD, H. (1966): Westfalen zur Kreidezeit. Ein paläogeographischer Überblick, 1, Die Oberkreide. – Natur u. Heimat, **26**: 61 – 69, 3 Abb.; Münster/Westf.
- BÄRTLING, R. (1925): Geologisches Wanderbuch für den niederrheinisch-westfälischen Industriebezirk, umfassend das Gebiet vom nördlichen Teil des Rheinischen Schiefergebirges bis zur holländischen Grenze, 2. Aufl. – VIII + 459 S., 123 Abb.; Stuttgart (Enke).
- BEYER, L. (1972): Der Baumberger Sandstein und seine Nutzung. – Natur- u. Landschaftskde. Westf., **8**: 93 – 100, 3 Abb.; Hamm.
- FRIEG, C. (1982): Paläogeographische und ökologische Bedeutung von Korallenfaunen des Unter-Cenoman und Unter-Turon am Kassenberg bei Mülheim/Ruhr. – Paläont. Z., **56** (1/2): 19 – 37; Stuttgart.
- HENDRICKS, A., & SPEETZEN, E. (1983): Der Osning-Sandstein im Teutoburger Wald und im Egge-Gebirge (NW-Deutschland) – ein marines Küstensediment aus der Unterkreide-Zeit. – Abh. westf. Mus. Naturkde., **45** (1): 1 – 77, 7 Abb., 7 Taf.; Münster/Westf.
- HISS, M. (1982): Ammoniten des Cenomans vom Südrand der westfälischen Kreide zwischen Unna und Möhnesee. – Paläont. Z., **56** (3/4): 177 – 208, 9 Abb.; Stuttgart.
- HISS, M. (1982): Cenoman-Transgression und kleinräumige Faziesänderungen der Transgressionssedimente am Beispiel des Geologischen Gartens in Bochum und der Steinbrüche bei Frömern (Westfalen). – Münstersche Forsch. Geol. u. Paläont., **57**: 137 – 162, 11 Abb.; Münster/Westf.
- KAMPMANN, H. (1983): Mikrofossilien, Hölzer, Zapfen und Pflanzenreste aus der unterkretazischen Sauriergrube bei Brilon-Nehden. Beitrag zur Deutung des Vegetationsbildes zur Zeit der Kreidesaurier in Westfalen. – Geol. u. Paläont. Westf., **1**: 146 S., 20 Abb., 1 Tab., 61 Taf.; Münster/Westf.
- Kreis Unna, Umweltamt, Untere Landschaftsbehörde [Hrsg.] (1985): Geologischer Wanderführer. Rad- und Wanderwege zu den geologischen Naturdenkmälern im Kreis Unna. – 53 S., 31 Abb., 1 Tab., 3 Kt.; Unna. – [Wiss. Bearb. ALBERTS, B., & BURGHARDT, O.]
- MEYER, D. E. (1981): Der Geologische Wanderweg am Baldeneysee im Ruhrtal bei Essen. – Mitt. geol. Ges. Essen, **10**: 7 – 21, 5 Abb.; Essen.
- MORLO, H. (1983): Die Höhlen in Lippe und im Paderborner Land. – Karst u. Höhle, **1982/83**: 121 – 170, 56 Abb., 2 Tab., 2 Taf.; München.
- MÜLLER, A. (1990): Fische aus der Westfälischen Oberkreide. – Westf. im Bild, Paläont. in Westf., **6**: 36 S., 18 Abb., 1 Tab.; Münster/Westf. (Landschaftsverb. Westf.-Lippe, Landesbildst. Westf.).
- PLITEK, K.-H., & REINHOLD, H. (1986): Museen in Westfalen. – 367 S., zahlr. Abb., 1 Kt.; Münster/Westf. (Landschaftsverb. Westf.-Lippe, Westf. Mus.-Amt, Münster).
- Presse- und Informationsamt der Stadt Bochum [Hrsg.] (1978): Bochum – der geologische Garten. – 20 S., zahlr. Abb.; Bochum. – [3. erw. Aufl., wiss. Bearb. HAHNE, C.]

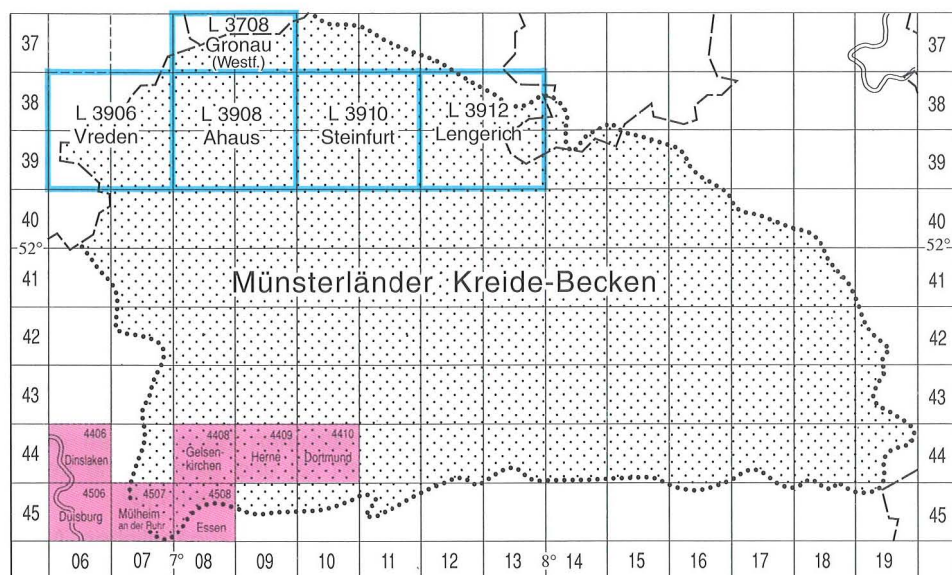
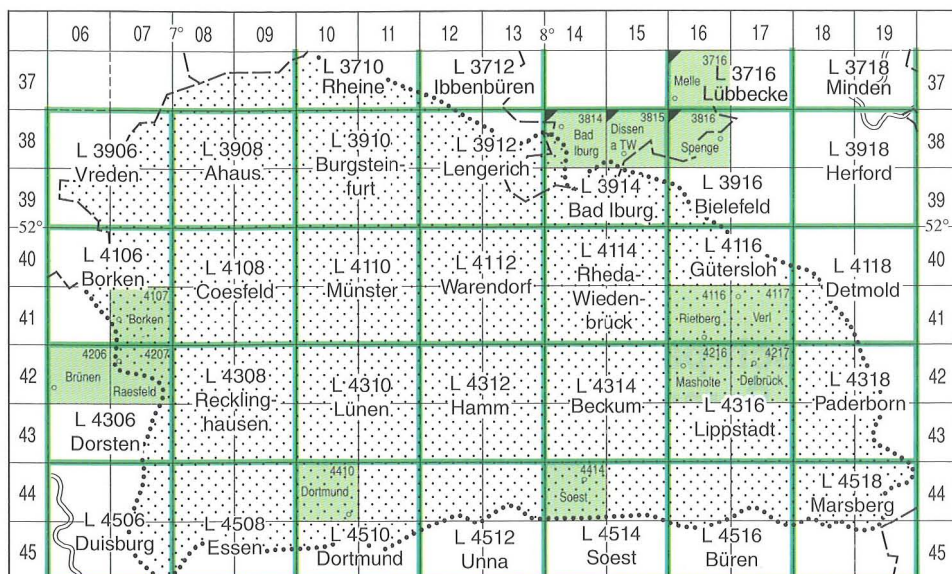
- RIEGRAF, W. (1990): Baumberger Sandstein und Plattenkalke von Sendenhorst. – In: WEIDERT, W. K. [Hrsg.]: *Klassische Fundstellen der Paläontologie*, **2**: 175 – 189, zahlr. Abb.; Korb (Goldschneck).
- SIEGFRIED, P. (1959): Das Mammut von Ahlen. – *Paläont. Z.*, **33** (3): 172 – 184, 3 Abb., 4 Taf.; Stuttgart.
- STEHN, O. (1972): Das Naturdenkmal „Geologischer Garten“ in Bochum-Wiemelhausen. – *Mitt. L.-Stelle Natursch. u. Landschaftspfl. Nordrh.-Westf.*, **10** (2, 8): 229 – 237, 13 Abb.; Düsseldorf.
- Westfälisches Museum für Naturkunde, Landschaftsverband Westfalen-Lippe [Hrsg.] (1987): *Neue Funde aus der Kreidezeit Westfalens.* – 28 S., 28 Abb.; Münster/Westf. – [Wiss. Bearb. LANSER, P.]
- WIEDMANN, J., & SCHNEIDER, H. L. (1979): Cephalopoden und Alter der Cenoman-Transgression von Mülheim-Broich, SW-Westfalen. – In: WIEDMANN, J. [Hrsg.]: *Aspekte der Kreide Europas.* – *Internat. Union geol. Sci., (A)* **6**: 645 – 680, 10 Abb., 10 Taf.; Stuttgart.

Anhang

Lieferbare geowissenschaftliche Karten



- Geologische Karte 1 : 25000 (mit Erläuterungen)
- Geologische Karte 1 : 100000 (mit Erläuterungen)
- Geologische Übersichtskarte 1 : 200000
- Karte der oberflächennahen Rohstoffe 1 : 200000
- Geologische Wanderkarte des Naturparks Eggegebirge und südlicher Teutoburger Wald 1 : 50000
- Geologische Karte des Ruhrkarbons 1 : 100000



-  Bodenkarte 1 : 25 000 (mit Erläuterungen)
-  Bodenkarte 1 : 50 000
-  Hydrogeologische Karte 1 : 50 000
-  Ingenieurgeologische Karte 1 : 25 000

Vertrieb der Karten:

Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen
Postfach 10 80, D-47710 Krefeld
Tel.: (0 21 51) 89 72 10, 89 72 12, Fax: (0 21 51) 89 75 05
■ Internationales Landkartenhaus - GEOCENTER GmbH
Postfach 80 08 30, D-70508 Stuttgart
Tel.: (07 11) 7 88 93 40, Fax: (07 11) 7 88 93 54

Geologisch-paläontologische Museen, Sammlungen und Lehrpfade im Münsterland

Im Münsterland und seiner näheren Umgebung liegen mehrere geowissenschaftliche Spezialmuseen oder Naturkundemuseen mit großen geologisch-paläontologischen Abteilungen. Diese Museen haben in der Regel überregionale Bedeutung. Sie zeigen und dokumentieren die erdgeschichtliche Entwicklung, Fossilien- und Mineralienfunde sowie die Lagerstättennutzung im Münsterland, Emsland, der niederländischen Provinz Twente und im Ruhrgebiet.

Den Spezialmuseen stehen viele heimatkundliche Museen mit geowissenschaftlichen Sammlungen gegenüber, die in der Regel die Besonderheiten eines engeren Raums vorstellen. Obwohl sie oft nur kleine geologisch-paläontologische Sammlungen beherbergen, zeigen sie nicht selten interessante Exponate wie Fossilien oder Mineralien, die für den jeweiligen Raum typisch oder besonders wichtig sind.

Einige ehemalige Steinbrüche im Münsterland und Umgebung sind heute öffentlich zugänglich. Sie sind als Freilichtmuseen hergerichtet oder wurden in geologische Lehrpfade einbezogen. Sie geben einen guten Einblick in den geologischen Bau und die Schichtenfolge des jeweiligen Raums. Darüber hinaus werden von

den Gemeinden oder von örtlichen Heimatvereinen mehr und mehr erdgeschichtliche Informationstafeln an geologisch interessanten Einzelobjekten aufgestellt, die hier im einzelnen nicht aufgeführt werden können.

Die nachfolgende Liste enthält – ohne Anspruch auf Vollständigkeit – Museen mit Sammlungen zur Geologie des Münsterlandes und seiner Umgebung, geologische Lehrpfade und Freilichtmuseen. Sie ist alphabetisch nach den Standorten geordnet. Aufgelistet sind geowissenschaftliche Spezialmuseen oder Museen mit größeren geowissenschaftlichen Sammlungen (1), Museen mit kleinen geowissenschaftlichen Sammlungen oder Abteilungen (2) und geologische Lehrpfade oder Freilichtmuseen (3).

Neben allgemein zugänglichen Ausstellungen und Schausammlungen beherbergen viele der genannten Museen umfangreiche Sammlungen geowissenschaftlicher Objekte, die für wissenschaftliche Bearbeitungen von Interesse sind. Geologische Funde, insbesondere Fossilien aus Westfalen, befinden sich teilweise auch in größeren geowissenschaftlichen Museen oder Universitätsammlungen außerhalb des Münsterlandes und seines Einzugsgebiets. Solche Sammlungen sind hier jedoch nicht aufgeführt.

Ahlen

Heimatismuseum (2)
Wilhelmstraße 12
59227 Ahlen
☎ (0 23 82) 5 94 10

Geologie des Raums Ahlen, geologische Grundlagen des Steinkohlen- und Strontianitbergbaus.

Bad Bentheim

Kreismuseum Grafschaft Bentheim (2)
„Haus Stoltenkamp“
Schloßstraße 28
48455 Bad Bentheim
☎ (0 59 22) 34 26

Geologie des Emslandes, heimische Lagerstätten (Erdöl, Erdgas, Torf).

Geologisches Freilichtmuseum
Gildehaus (3)
Auf den Kühlen
48455 Bad Bentheim (Ortsteil Gildehaus)
Geologische Lehrschau in einem ehemaligen Steinbruchgelände des Bentheim-Sandsteins (Valangin), eiszzeitliche Geschiebe, Fossilien der Unterkreide.

Bad Laer

Heimatismuseum (2)
Kesselstraße 4
49196 Bad Laer
☎ (0 54 24) 2 91 10 (Gemeindeverwaltung)

Geologie des Raums Bad Laer, Oberkreide, Sinterkalk, eiszzeitliche Geschiebe, Solegewinnung.

Bad Rothenfelde

Dr.-Alfred-Bauer-Heimatismuseum (2)
Wellengartenstraße 10
49214 Bad Rothenfelde
☎ (0 54 24) 6 94 23

Geologie des Raums Bad Rothenfelde.

Bergkamen

Stadtmuseum (2)
Jahnstraße 31
59192 Bergkamen-Oberaden
☎ (0 23 06) 86 76

Regionalgeschichte; Mineralogie und Geologie des Raums Bergkamen (z. Zt. in Schulen und in der ehemaligen Waschkaue des Schachtes 3 ausgestellt).

Bielefeld

Naturkundemuseum
Spiegelshof (1)
Kreuzstraße 20
33602 Bielefeld
☎ (05 21) 51 24 83

Geologie, Paläontologie und Mineralogie des ostwestfälischen Raums.

Bocholt

Stadtmuseum (2)
Osterstraße 66
46397 Bocholt
☎ (0 28 71) 18 45 79

Geologie und Landschaftsgeschichte.

Bochum

Deutsches Bergbau-Museum (1)
Am Bergbaumuseum 28
44791 Bochum
☎ (02 34) 58 77-0

Dokumentation der Entwicklung des Bergbaus auf verschiedene Bodenschätze, Bergbautechnik von den Anfängen bis zur Gegenwart; Anschauungsbergwerk; umfangreiche geologische, paläontologische und mineralogische Sammlungen.

Geologischer Garten (3)
Schulzentrum Querenburger Straße
44789 Bochum-Wiemelhausen

Geologische Lehrschau in einem ehemaligen Steinbruchgelände. Die freigelegten Aufschlüsse geben einen großartigen Einblick in die Schichtenfolge des steinkohleführenden Karbons und ihrer Deckschichten.

Borken

Stadtmuseum (2)
Marktpassage 6
46325 Borken
☎ (0 28 61) 6 60 07

Geologie und Paläontologie des Raums Borken, insbesondere Funde der Kreide- und Quartär-Zeit.

Bottrop

Museum für Ur- und Ortsgeschichte (1)
Im Stadtgarten 20
46236 Bottrop
☎ (0 20 41) 2 97 16

Geologie, Paläontologie und Mineralogie. Schwerpunkt ist die Darstellung des Eiszeitalters und seiner Lebewelt, belegt durch eine äußerst umfangreiche Sammlung weichselzeitlicher Säugetiere aus dem Emschertal.

Büren

Kreismuseum Wewelsburg (2)
Burgwall 19
33142 Büren-Wewelsburg
☎ (0 29 55) 61 08

Geologische und paläontologische Funde von der Paderborner Hochfläche (insbesondere Kreide- und Quartär-Zeit).

Castrop-Rauxel

Heimatkundliche Sammlung (2)
Stadtarchiv
44575 Castrop-Rauxel
☎ (0 23 05) 1 06 24 26

Geologische Lehrschau (Sammlung z. Zt. eingelagert).

Coesfeld

Stadtmuseum (2)
Walkenbrückentor
Mühlenplatz
48653 Coesfeld
☎ (0 25 41) 47 23 oder 1 52 00

Geologische Sammlung mit Fossilien aus dem Campan des Raums Coesfeld.

Datteln

Hermann-Grochtmann-Museum (2)
Genthiner Straße 7
45711 Datteln
☎ (0 23 63) 10 73 70

Geologische und paläontologische Funde aus der Karbon-, Kreide- und Quartär-Zeit.

Delden

Salzmuseum (2)
Langestraat 30
NL-7491 AG Delden
☎ (00 31 – 54 07) 6 45 46

Salzstrukturen, Bohrprofile und Salzgewinnung in der niederländischen Provinz Twente.

Denekamp

Naturmuseum „Natura Docet“ (2)
Oldenzaalsestraat 39
NL-7591 Denekamp
☎ (00 31 – 54 13) 5 13 25 oder 5 35 92

Fossilien aus Schichten der Unterkreide am Rand des Münsterländer Kreide-Beckens, insbesondere Funde aus dem Gildehaus- und Bentheim-Sandstein sowie aus dem Berrias („Wealden“).

Detmold

Lippisches Landesmuseum (1)
Ameide 4
32756 Detmold
☎ (0 52 31) 2 52 32

Geologie und Paläontologie, insbesondere Funde aus der Jura- und Kreide-Zeit.

Dorsten

Heimatomuseum (2)
Im Alten Rathaus
Am Markt 1
46282 Dorsten
☎ (0 23 62) 2 57 25

Geologische und paläontologische Funde aus Karbon-, Kreide- und Quartär-Zeit.

Dortmund

Museum für Naturkunde (1)
Münsterstraße 271
44145 Dortmund
☎ (02 31) 5 02 48 56

Geologie und Paläontologie des Raums Dortmund und des östlichen Ruhrgebiets, Mineralien aus aller Welt.

Enschede

Naturmuseum (2)
De Ruyterlaan 2
NL-7511 JJ Enschede
☎ (00 31-53) 32 34 09

Ständige Ausstellung von Gesteinen und Fossilien aus der niederländischen Provinz Twente und dem Münsterländer Kreide-Becken.

Essen

Ruhrlandmuseum (1)
Goethestraße 41
45128 Essen
☎ (02 01) 88 84 11

Geologie, Paläontologie und Mineralogie; Kultur- und Sozialgeschichte der Industrialisierung des Ruhrgebiets.

Mineralienmuseum (1)
Kupferdreher Straße 141 – 143
45257 Essen-Kupferdreh
☎ (02 01) 88 84 65 oder 88 77 12
Mineraliensammlung.

Geologischer Wanderweg am
Baldeysee im Ruhrtal (3)

Geologischer und bergbaukundlicher Lehrpfad am Nordufer des Baldeysees von Heisingen nach Werden zu den Themen: Bildung der Steinkohlenlagerstätte, Schichtenfolge, Tektonik, Bergbaugeschichte. Der Wanderweg berührt klassische Karbon-Aufschlüsse im Bereich der Bochumer Hauptmulde, u. a. ehemaliger Steinbruch an der Kampmannbrücke in Heisingen, Sutan-Aufschluß an der ehemaligen Zeche Karl-Funke und Aufschluß am Pastoratsberg in Werden.

Gelsenkirchen

Städtisches Museum (2)
Horster Straße 5 – 7
45897 Gelsenkirchen-Buer
☎ (02 09) 1 69 43 61

Geologie, Paläontologie (insbesondere Fundstücke zur Karbon-Zeit) und Mineralogie.

Geseke

Hellweg-Museum (2)
Hellweg 13
59590 Geseke
☎ (0 29 42) 5 00 56

Geologie, Paläontologie des Kreide-Kalksteins (Turon und Coniac) aus dem Raum Geseke.

Gladbeck

Museum der Stadt Gladbeck (2)
Wasserschloß Wittringen
Burgstraße 64
45964 Gladbeck
☎ (0 20 43) 2 30 29

Geologische und paläontologische Funde aus der Karbon-, Kreide- und Quartär-Zeit des Raums Gladbeck.

Gronau

Driland-Museum (2)
Bahnhofstraße 8
48599 Gronau
☎ (0 25 62) 44 19
Geologie des Raums Gronau.

Havixbeck

Baumberger Sandstein-Museum (2)
Gennerich 9
48329 Havixbeck
☎ (0 25 07) 33 75

Geologie und Paläontologie der Baumberge, handwerkliche Bearbeitung und Verwendung des Baumberg-Sandsteins, Sozial- und Wirtschaftsgeschichte.

Herne

Emschertalmuseum (2)

Schloß Strünkede

Karl-Brandt-Weg 3

44629 Herne

☎ (0 23 23) 16 26 11

Sammlung zur Geologie und Paläontologie des Raums Herne.

Emschertalmuseum (2)

Heimat- und Naturkundemuseum

Wanne-Eickel

Unser-Fritz-Straße 108

44653 Herne

☎ (0 23 25) 7 52 55

Geologie und Paläontologie (insbesondere Fossilien eiszeitlicher Säugetiere aus dem Emschertal); Mineralien und Erze aus den Ganglagerstätten des Ruhrgebiets; Geologie der Steinkohle, Besucherstollen.

Ibbenbüren

Preussag Anthrazit GmbH (2)

Werksmuseum

Osnabrücker Straße 112 (Tor 1)

49477 Ibbenbüren

☎ (0 54 51) 4 94 77

(Besuch nach Voranmeldung)

Fossilien und Mineralien des Ibbenbürener Steinkohlenbergbaus.

Ladbergen

Heimatmuseum Lonsheide (2)

Dorfstraße 23

49549 Ladbergen

☎ (0 54 85) 14 65

Funde zur Geologie des Raums Ladbergen.

Lippstadt

Städtisches Heimatmuseum (2)

Rathausstraße 13

59555 Lippstadt

☎ (0 29 41) 98 02 65

Funde eiszeitlicher Wirbeltiere aus dem Lippe-tal.

Losser

Geologische Sammlung im Rathaus (2)

Raadhuisplein 1

NL-7580 AB Losser

☎ (00 31 – 54 23) 7 74 44

Fossilien aus der Unterkreide von Losser (Hauterive).

Geologisches Naturdenkmal

Staring-Grube (3)

Künstlicher Aufschluß im Sandstein von Losser (identisch mit dem Gildehaus-Sandstein, Valangin), der als Besuchspunkt hergerichtet ist.

Der Aufschluß ist nach W. C. H. STARING (1808 bis 1877), dem Begründer der geologischen Landesaufnahme in den Niederlanden, benannt. Eine Büste dieses berühmten Geologen befindet sich im Eingangsbereich des Aufschlusses.

Lünen

Museum der Stadt (2)

Schwansbeller Weg 32

44532 Lünen

☎ (0 23 06) 10 46 49

Geologie und Paläontologie des Raums Lünen und Umgebung (Oberkarbon, Oberkreide), vorwiegend Funde aus Schachtanlagen und Aufschlüssen (z. Zt. eingelagert, wird nur in Sonderausstellungen gezeigt).

Marl

Stadt- und Heimatmuseum (2)

Volkspark 14

45768 Marl

☎ (0 23 65) 5 69 19

Funde zur Geologie und Paläontologie des Raums Marl.

Mülheim an der Ruhr

Geologischer Lehrpfad

am Kassenberg (3)

Für die Landesgartenschau 1992 südlich von Schloß Broich eingerichteter Lehrpfad (Fossilienweg), der am östlichen Rand des Steinbruchgeländes am Kassenberg entlangführt. Auf Schautafeln wird die erdgeschichtliche und wirtschaftliche Bedeutung des Kassenberges dargestellt, u. a. Oberkarbon, Kreide-Transgression, Fossilien der Kreide, Natursteingewinnung und Verarbeitung.

Haus Ruhrnatur (2)
Alte Schleuse 2
45468 Mülheim an der Ruhr
☎ (02 08) 4 43 33 08

Informationszentrum der Rheinisch-Westfälischen Wasserwerksgesellschaft mbH (RWW) mit ständiger Ausstellung zum Ökosystem Ruhrtal, frühere und heutige Nutzung. In diesem Zusammenhang werden auch wichtige geowissenschaftliche Aspekte behandelt, u. a. Geologie, Geomorphologie, Boden, Lagerstättennutzung, Wasserwirtschaft.

Münster

Geologisch-Paläontologisches Museum der Westfälischen Wilhelms-Universität (1)
Pferdegasse 3
48143 Münster
☎ (02 51) 83 39 42

Allgemeine und angewandte Geologie; Erdgeschichte; Säugetiere der Eiszeit, u. a. das vollständige Skelett eines Mammuts; Regionalsammlung Westfalen: Paläozoikum und Mesozoikum, u. a. mit den fossilen Fischen aus den Baumbergen (s. Abb. 18) und von Sendenhorst.

Mineralogisches Museum der Westfälischen Wilhelms-Universität (1)
Hüfferstraße 1
48149 Münster
☎ (02 51) 83 34 50

Darstellung kristalliner Objekte aus Natur, Forschung und Technik; Mondforschung.

Westfälisches Museum für Naturkunde (1)
Planetarium
Sentruper Straße 285
48161 Münster
☎ (02 51) 5 91 05

Schausammlungen unter dem Leitthema „Die Welt, in der wir leben“ zu den Bereichen Geologie, Paläontologie und Mineralogie; spezielle Darstellung von Karbon, Kreide, Tertiär und Quartär Westfalens, u. a. befindet sich der größte Ammonit der Welt – *Parapuzosia seppenradensis* Landois (s. Abb. 18) – in diesem Museum.

Nordwalde

Heimatismuseum (2)
Schulgasse 3
48356 Nordwalde
☎ (0 25 73) 92 90

Mineralien und Fossilien, Funde aus dem Eiszeitalter.

Paderborn

Naturkundemuseum im Marstall (2)
Marstallstraße 9
33104 Paderborn
☎ (0 52 54) 8 01 43
Mineralien und Fossilien.

Recklinghausen

Vestisches Museum (2)
Hohenzollernstraße 12
45659 Recklinghausen
☎ (0 23 61) 50 19 46

Ausstellungen zur Geologie des Raums Recklinghausen, Fossilien der Karbon-, Kreide- und Quartär-Zeit.

Schwerte

Ruhrtalmuseum (2)
Brückstraße 14, Altes Rathaus
58239 Schwerte
☎ (0 23 04) 10 42 93

Darstellung der Erdgeschichte Westfalens, geologische und paläontologische Funde.

Steinfurt

Geschiebemuseum Schäfer (2)
Gleiwitzer Straße 20
48565 Steinfurt
☎ (0 25 51) 56 67
(Besuch nach Voranmeldung)

Sammlung eiszeitlicher Geschiebe, vor allem aus Kiesgruben im Münsterländer Kiessandzug.

Tecklenburg

Kreismuseum (2)
Am Wellenberg
49545 Tecklenburg
☎ (0 54 82) 7 07 00

Darstellung zur heimischen Kohle-, Kalk- und Zementindustrie; Fossilien des Tecklenburger Landes.

Unna

Hellweg-Museum (2)
Burgstraße 8
59423 Unna
☎ (0 23 03) 10 34 11

Geologie des Raums Unna (Karbon, Oberkreide); Salzgewinnung, Salinenwesen und Bergbau im Raum Unna.

Rad- und Wanderwege zu den geologischen Naturdenkmälern im Kreis (3)

In einem geologischen Wanderführer (Hrsg. Kreis Unna, Umweltamt, untere Landschaftsbehörde) werden Rad- und Wanderwege zu geologischen Naturdenkmälern im Kreis Unna beschrieben. Die beschriebenen Wege und geologischen Besonderheiten sind in der Örtlichkeit bisher allerdings noch nicht besonders gekennzeichnet.

Velen

Museum Burg Ramsdorf (2)
Burgplatz
46342 Velen-Ramsdorf
☎ (0 28 63) 53 75 oder 68 20
Fossilien der Karbon-, Kreide- und Quartär-Zeit.

Vreden

Moormuseum
Westliches Münsterland (2, 3)
Biologische Station Zwillbrock
Zwillbrock 10
48691 Vreden
☎ (0 25 64) 46 00

Darstellung des Eingriffs des Menschen in die Natur, Entwässerung und Torfgewinnung, später Renaturierung; Reste von Hochmoorflächen; Feuchtwiesen, Heideflächen.

Hamaland-Museum (2)

Butenwall 4
48691 Vreden
☎ (0 25 64) 10 36

Regionalgeschichte; Fossilien der Kreide- und Quartär-Zeit (z. Zt. im Magazin).

Waltrop

Heimatismuseum (2)
„Riphaushof“
Riphausstraße 31
45731 Waltrop
☎ (0 23 09) 7 27 59

Geologie und Bergbau im Raum Waltrop.

Werl

Städtisches Museum Haus Rykenberg (2)
Am Rykenberg 1
59457 Werl
☎ (0 29 22) 86 16 31

Salzgewinnung und Salinenwesen im Raum Werl, Fossilien der Kreide-Zeit.

Werne

Karl-Pollender-Stadtmuseum (2)
Altes Amtshaus
Kirchhof 13
59368 Werne
☎ (0 23 89) 7 14 41

Sammlung zur Geologie und Paläontologie des Raums Werne.

Winterswijk

Museum Freriks (2)
Groenloseweg 86
NL - 7101 AK Winterswijk
☎ (00 31 - 54 30) 1 61 35

Heimatismuseum mit geologisch-paläontologischer Sammlung aus der Umgebung von Winterswijk, insbesondere Fossilien aus Muschelkalk-, Alb-, Cenoman- und Tertiär-Zeit sowie eiszeitliche Geschiebe.

Erklärung einiger Fachwörter

Abschiebung → Verwerfung

Achsendepression, muldenartige Verbiegung von → Faltenachsen

Ammoniten, ausgestorbene Kopffüßer mit spiralig aufgerolltem Gehäuse, Ordovizium bis Kreide-Zeit

Angiospermen, bedecktsamige Pflanzen, seit der mittleren Kreide-Zeit die artenreichste Gruppe der Landpflanzen

Anhydrit, Mineral- und Gesteinsbezeichnung (Calciumsulfat, CaSO_4)

äolisch, durch Wind bedingt

Ästuar, ästuarin, trichterförmige Flußmündung mit Gezeiteneinfluß; typisch für ästuarine Ablagerungen sind Sand-Ton-Schluff-Wechselfolgen

Aschegehalt, Gehalt eines Brennstoffs (Kohle) an nicht brennbaren Bestandteilen

Auenboden, Oberbegriff für → Bodentypen im Überflutungsbereich von Fließgewässern, die durch stark schwankenden Grundwassereinfluß geprägt sind

Aufschluß (geologischer), Stelle, an der Gestein unverhüllt zutage tritt; Aufschlüsse können durch die Kräfte der Natur oder künstlich durch den Menschen erzeugt werden

Bänderton, sehr regelmäßig und feingeschichteter Ton aus hellen und dunklen Lagen (→ Warven), der in Schmelzwasserbecken vor der Gletscherstirn abgelagert wurde; die wechselnde Schichtfärbung geht auf jahreszeitliche Schwankungen der Sedimentation zurück

Balneologie, Bäderheilkunde

Belemniten, ausgestorbene Kopffüßer mit ins Innere der Weichteile verlagerter Schale; erhalten ist meist nur ein kegelförmiger Teil der Schale, das Rostrum, Jura- bis Kreide-Zeit

Biotop, abgrenzbarer, einheitlicher Lebensraum mit spezifischen ökologischen Bedingungen einer an dessen Verhältnisse angepaßten Tier- und Pflanzengemeinschaft; **Paläobiotop**, Biotop in erdgeschichtlicher Vergangenheit (z. B. Riffkomplex, Steinkohlenmoor)

Boden, belebtes Umwandlungsprodukt der Verwitterungsrinde der Erdkruste, setzt sich aus anorganischen Bestandteilen (Material des Ausgangsgesteins, neu gebildete Kolloide und Salze, Wasser) und aus organischen Bestandteilen zusammen

Bodenkunde, Teilgebiet der Geowissenschaften, befaßt sich mit der Untersuchung und Deutung des Zustands, der Entstehung, der Veränderung und Verbesserung sowie dem Schutz des → Bodens

Bodentyp, charakteristische Ausbildung eines Bodens als Stadium der Bodenentwicklung unter bestimmten Umweltbedingungen, gekennzeichnet durch eine bestimmte Abfolge von Bodenhorizonten

boreal, zum nördlichen (kalten) Klimabereich gehörend

Borealmeer, Meeresgebiet nördlich des mitteleuropäischen Festlands

Brachiopoden, Armfüßer, bilateralsymmetrische Meerestiere mit zweiklappigem Gehäuse, äußerlich oft muschelähnlich, Kambrium bis Gegenwart

brackisch, im Grenzbereich zwischen Süß- und Salzwasser

Braunerde, variationsreicher → Bodentyp gemäßigt- → humider Klimabereiche, gleichmäßig braun gefärbt und verlehmt

Breccie, verfestigtes → Sedimentgestein, das hauptsächlich aus eckigen Gesteinsbruchstücken besteht

Bruchschollentektonik (Bruchtektonik), Zerlegung der Erdkruste in einzelne, an → Verwerfungen verstellte Schollen

Deckgebirge, bergmännischer Sammelbegriff für alle Schichten über einer Lagerstätte

Delta (Deltaplattform), Gebiet einer Flußmündung, die sich unter Ablagerung der vom Fluß mitgeführten festen Stoffe in das Mündungsbecken vorschiebt

Denudation, flächenhafte Abtragung einer Festlandsoberfläche

Detritus, Gesteinsschutt, meist körnig

Diskordanz, ungleichsinnige Lagerung von Gesteinsschichten, bei → Sedimentgesteinen z. B. winkeliges Abstoßen der → Schichtung gegenüber einer überlagernden Schichtenfolge

Doline, trichterförmige Eintiefung der Erdoberfläche in → Karstgebieten, die sich bei einem Einsturz der Decke eines unterirdischen Lösungshohlraums in Kalk- und Salzgesteinen bildet

Dolomit, Mineral- und Gesteinsbezeichnung (Calciummagnesiumcarbonat, $\text{CaMg}[\text{CO}_3]_2$)

Drumlin, in Richtung der ehemaligen Eisbewegung gestreckter elliptischer Hügel aus → Moränenmaterial

Einfallen (Fallen), Neigung einer Fläche (z. B. Schicht-, → Schieferungsfläche), ist durch die Fallrichtung und den Fallwinkel gekennzeichnet; Fallrichtung: Richtung, in der die Linie stärkster Neigung (Fallinie) auf der geneigten Fläche abtaucht; Fallwinkel: der größte Winkel zwischen der Fallinie und einer „gedachten“ horizontalen Ebene; zur genauen Raumlagebestimmung einer Fläche wird außerdem das → Streichen gemessen

Eiskeil (fossiler), keilförmige, ehemals mit Eis, heute mit → Sedimentmaterial gefüllte Spalte im Boden

Eiszeit, längerer Abschnitt der Erdgeschichte (bis zu 100 000 Jahre), in dem es infolge absinkender Temperaturen in den Polarregionen zur Bildung zusätzlicher Schnee- und Eismassen kam, die

sich in Form von Gletschern oder → Inlandeis in sonst eisfreie Regionen ausdehnten

Endmoräne, vor der Stirn der Gletscher oder → Inlandeismassen aufgehäufter Wall aus Gesteinsschutt (→ Moräne)

Erdfall → Doline

Erosion (Abtragung), ausfurchende und abtragende Wirkung von Wasser, Wind oder Eis

Erosionsbasis, Niveau, bis zu dem eine → Erosion stattgefunden hat

eustatische Meeresspiegelschwankung, Hebung oder Senkung des Meeresspiegels durch Abschmelzen oder Anwachsen von Eismassen

Event, relativ kurzfristiges erdgeschichtliches Ereignis

Exploration, Erkundung neuer bergbau-licher Abbaufelder oder Lagerstättenteile

Falte (geologische), Auf- und Abbiegung von geschichtetem Gestein; eine Falte setzt sich aus einem → Sattel und einer → Mulde zusammen; Falten können durch gebirgsbildende Vorgänge entstehen (→ Orogenese)

Faltenachse, „gedachte“ Linie, welche die Punkte stärkster Krümmung auf einer muldenförmig oder sattelförmig gekrümmten Fläche miteinander verbindet (→ Falte, → Mulde, → Sattel)

Faltungsphase, Zeitabschnitt, in dem stärkere gebirgsbildende Vorgänge abgelaufen sind

Fazies, Gesamteinheit der gesteinskundlichen und fossilinhaltlichen Merkmale, die ein Gestein charakterisieren; gibt Auskunft über Entstehungsbedingungen und Bildungsräume der Gesteine und Gesteinsfolgen

Festgestein, verfestigtes Gestein

Feuerstein, dichtes, muschelrig und scharfkantig brechendes Gestein aus nicht kristallinem Quarz; findet sich häufig als

Knollen oder Lagen in Kalksteinen der Kreide-Zeit

Findling, großer ortsfremder Gesteinsblock, der durch das → Inlandeis von seinem Ursprungsort zu seinem heutigen Fundort transportiert worden ist

Fließerde, infolge starker Durchnässung bereits bei geringem Gefälle hangabwärts fließender Bodenbrei (→ Solifluktion)

Flint → Feuerstein

Flöz, nutzbare Gesteinsschicht sedimentärer Entstehung (z. B. Kohlenflöz)

Flugsand, durch Wind transportierter, meist feinkörniger Sand

fluviatil, durch einen Fluß erzeugt oder abgelagert

Foraminiferen, überwiegend → marine, einzellige Tiere mit ein- oder mehrkammerigen Gehäusen aus Kieselsäure, Kalk oder miteinander verklebten Fremdkörpern, Karbon bis Gegenwart

Fossil, Versteinierung, Rest vorzeitlicher Tiere oder Pflanzen

Gangvererzung, Spaltenfüllung in Gesteinen durch Erzminerale und Gangmittel (Erzbegleiter)

Geode, kugelig bis linsenförmiger, stark verfestigter Gesteinskörper (Konkretion) als Einlagerung in → Sedimentgestein

Geoelektrik, Verfahren der angewandten → Geophysik; aus der unterschiedlichen elektrischen Leitfähigkeit der Gesteine wird die Schichtenfolge abgeleitet

Geomagnetik, Verfahren der angewandten → Geophysik zum Vermessen des erdmagnetischen Feldes; das Teilgebiet **Paläomagnetik** befaßt sich mit der Ermittlung von Veränderungen des Erdmagnetfeldes im Verlauf der Erdgeschichte

Geomorphologie, Lehre von den Vorgängen, die die Erdoberfläche gestalten, und die Beschreibung der daraus entstandenen Formbilder

Geophysik, Teilgebiet der Geowissenschaften, befaßt sich mit den physikalischen Vorgängen und Erscheinungen in und auf der Erde und deren Ausdeutung; nutzt die physikalischen Eigenschaften der Erdkruste zur Klärung des Aufbaus des Erdkörpers

Geotop, Naturschöpfung, natürlicher Landschaftsteil oder geologischer → Aufschluß, die Kenntnis über die Entwicklung der Erde oder des Lebens vermitteln

Geotopschutz, Bereich des Naturschutzes, der sich mit der Erhaltung und Pflege schutzwürdiger → Geotope befaßt

Geschiebe, vom Gletscher- oder → Inlandeis transportierte, unsortierte Steine und Blöcke (→ Findling), die in → Moränen abgelagert wurden; nach der Gesteinsart unterscheidet man Kristallin (z. B. Granit, Gneis) und Sedimentgeschiebe (z. B. Sandstein, Kalkstein), nach dem Herkunftsort nordische (aus Skandinavien und dem Ostseeraum) und einheimische Geschiebe

Geschiebelehm, durch einsickernde CO₂-haltige Niederschlagswässer entkalkter und dadurch verlehmt → Geschiebemergel

Geschiebemergel, kalkhaltige, tonig-sandige, mit → Geschieben durchsetzte, in der Regel ungeschichtete Ablagerung von meist dunkelgrauer Färbung, die als → Grundmoräne abgesetzt wurde

Gips, Mineral- und Gesteinsbezeichnung (Calciumsulfat, CaSO₄ · 2H₂O)

Glaukonit, glimmerartiges, dunkelgrünes Mineral (Fe-Al → Silikat), das sich im → marinen Bereich bildet

glaziär, mittelbar vom Eis erzeugt

Glazial → Eiszeit

glazial, durch Eis bedingte Erscheinungen in → Eiszeiten

glaziofluviatil, von abfließendem Schmelzwasser der Gletscher oder des → Inlandeises erzeugt oder abgelagert

Gletschertor, Eisgewölbe am unteren Ende eines Gletschers, aus dem Schmelzwasser („Gletscherbach“) austritt

Gley, Grundwasserboden mit rostbraunem Oxidationshorizont im Schwankungsbereich des Grundwassers und fahlgrauem Reduktionshorizont im ständig grundwassererfüllten Bereich; stellenweise sind im Grundwasserschwankungsbereich harte, eisenreiche Horizonte (→ Raseneisenstein) entstanden

Goniatiten, älteste → Ammoniten, Ordovizium bis Perm-Zeit

Graben (geologischer), Gesteinsscholle, die an → Verwerfungen gegenüber ihren Nachbarschollen relativ abgesenkt wurde

Gradierung, gradiert, Sortierung nach Korngrößen im → Sediment

Grundmoräne, meist ungeschichteter und unsortierter, von Ton über Sand bis zu Steinen und Blöcken reichender Gesteinsschutt, der sich an der Basis von Gletschern oder → Inlandeis abgelagert

Gymnospermen, nacktsamige Pflanzen, seit der oberen Perm-Zeit häufig verbreitete Pflanzengruppe, zu denen z. B. die Nadelbäume gehören

Halokinese, Vorgänge, die mit druck- und schwerkraftbedingten Salzbewegungen verknüpft sind

Hartgrund, sehr früh verfestigte Kalk- oder Mergelsteinbank, die von zahlreichen bohrenden Organismen besiedelt werden konnte; einstiger Meeresboden in Zeiten stark verlangsamter oder unterbrochener → Sedimentation

Härtling, aufgrund seiner Widerstandsfähigkeit gegenüber Abtragung und Verwitterung über seine Umgebung herausragender Einzelberg

Herpolith, → Festgestein, das sich aus untermeerisch abgerutschten, noch nicht vollständig verfestigten → Sedimenten gebildet hat, wobei das Rutschsediment

zum Teil vollständig zerrieben oder zu spinselförmigen Körpern ausgewalzt wurde

herzynische Richtung, Nordwest-Südost-Richtung, entspricht dem Verlauf des Harzes

Hornstein → Feuerstein

Horst (geologischer), Gesteinsscholle, die an → Verwerfungen gegenüber ihren Nachbarschollen relativ herausgehoben wurde

humides Klima, Klima der gemäßigten Breiten, in denen der Niederschlag die Verdunstung deutlich übersteigt; der mitteleuropäische Raum gehört dem humiden Klimabereich an

Hydrogeologie, Teilgebiet der angewandten Geologie, befaßt sich mit dem Wassergehalt der Gesteine und Gesteinsfolgen, der Erschließung und dem Schutz des Grundwassers

Ingenieurgeologie, Teilgebiet der angewandten Geologie, befaßt sich mit der Untersuchung und Deutung geologischer Verhältnisse für Belange der Technik

Inlandeis (Binneneis), geschlossene, bis zu mehrere tausend Meter mächtige Eisschicht auf dem Festland polarer Gebiete, die in → Eiszeiten auch in niedere Breiten ausfließen kann

Interglazial → Warmzeit

Interstadial, kurzzeitige Phase gemäßigter Klimaverhältnisse innerhalb einer → Kaltzeit

Inversion, Reliefumkehr, Aufwölbung und Heraushebung ehemaliger Sedimentationsströme

Kaltzeit → Eiszeit

Kame, Hügel aus geschichteten → glaziofluvialen Sanden und Kiesen, die im Randbereich des zerfallenden → Inlandeises zwischen → Toteisblöcken aufgeschüttet wurden

Karst, bildet sich durch Anlösung und Auswaschung chemisch angreifbarer Gesteine, wie Kalkstein, → Gips oder → Anhydrit; mit der chemischen Lösung und Auswaschung des Gesteins durch Niederschlags- und Grundwasser entstehen unterirdische Hohlräume (→ Karstschloten, Karsthöhlen); das Niederschlagswasser und das in Schlucklöchern (Schwinden) versinkende Oberflächenwasser sammelt sich in unterirdischen Wasserläufen (Karstgrundwasser), die in → Karstquellen wieder zutage kommen

Karstschlotte, eine bei der Verkarstung entstandene schlotartige Hohlform, die häufig mit Lockersediment gefüllt ist

Karstquelle, meist stark schüttende Quelle in → Karstgebieten

klastisches Gestein, → Sedimentgestein aus Produkten der mechanischen Zerstörung (→ Verwitterung) anderer Gesteine (Trümmergestein)

Kluft, eine das Gestein und die → Schichtung durchziehende, mehr oder weniger geöffnete Fuge

Koniferen, Nadelgehölze, Bäume oder Sträucher, die nadel- oder schuppenförmige Blätter tragen

Konglomerat, verfestigtes → Sedimentgestein, das hauptsächlich aus gerundeten Gesteinsbruchstücken (Geröllen) besteht

Leitfossil, Versteinerung, die einen bestimmten geologischen Zeitabschnitt kennzeichnet

Lessivierung, Verlagerung kleiner Ton- und Kalkpartikel in tiefere Bodenhorizonte

limnisch, Bezeichnung für Vorgänge und Ablagerungen in Süßwasserseen

Lineament, große, vielleicht bis in die Zone des Gesteinsfließens hinabreichende Bewegungszone in der Erdrinde, an der über größere Zeiträume immer wieder Krustenbewegungen stattfanden

Lockergestein, unverfestigtes Gestein

Löß, sehr feinkörniges, gelbgraues → äolisches Staubsediment

Lößlehm, durch einsickernde CO₂-haltige Niederschlagswässer entkalkter und dadurch verlehmt → Löß

marin, Bezeichnung für Vorgänge und Ablagerungen im Meer

Moräne, meist unsortierter Gesteinschutt, der von Gletschern oder → Inlandeis abgelagert wurde

Morphologie, Oberflächenform einer Landschaft

Mulde (geologische), geometrischer Begriff für eine nach unten (konkav) gekrümmte Gesteinsfolge

Mutungsbohrung, Bohrung für einen Antrag an die Bergbehörde auf Verleihung eines Grubenfeldes

Nachschüttsand, vom Schmelzwasser beim Eisrückzug abgelagerter Sand

Niedersächsisches Tektonogen, durch → Inversion aus dem Niedersächsischen Becken durch tektonische Bewegungen in der jüngeren Kreide-Zeit entstandenes Hochgebiet im Norden der → Rheinischen Masse

Ökologie, Lehre von der Beziehung zwischen Lebewesen und ihrer Umwelt; die **Palökologie** beschäftigt sich mit Lebensweise und Lebensbedingungen von Pflanzen und Tieren in erdgeschichtlicher Vergangenheit

Orogenese, Gebirgsbildung; ein besonders typisches Formenbild der Orogenese ist die Schichtenfaltung in → Sättel und → Mulden

Ortstein, verfestigte Lage im Unterboden eines → Podsol infolge Anreicherung von Aluminium- und Eisenhydroxiden

Os, langgezogener, wallartiger Rücken aus geschichteten Sanden und Kiesen,

die ursprünglich durch Schmelzwasser in Spalten in oder unter dem → Inlandeis abgelagert wurden

Ostracoden, Muschelkrebse, Krebstiere mit zweiklappiger, etwas unsymmetrischer Schale, Bewohner des Salz- und Süßwassers, wichtige Mikrofossilien, Kambrium bis Gegenwart

Paläogeographie, Beschreibung der ehemaligen Verteilung von Land und Meer

Paläomagnetik → Geomagnetik

Paläontologie, Lehre von der urzeitlichen Tier- (Paläozoologie) und Pflanzenwelt (Paläobotanik); Studienobjekte sind die → Fossilien; ihre Forschungen sind eine Grundlage für die → Stratigraphie

Palökologie → Ökologie

Parabraunerde, → Bodentyp, für den eine Tonverlagerung (→ Lessivierung) vom Ober- in den Unterboden charakteristisch ist

paralische Ablagerung, → Sedimentation im Einflußbereich einer Meeresküste

Peneplain, Rumpffläche, Fastebene, eine durch → Verwitterung und Abtragung in Zeiten tektonischer Ruhe sich bildende, mehr oder weniger einförmige, flachwellige Ebene

periglazial, periglaziär, Bezeichnung für das Gebiet in der Umrandung von Eismassen mit starker Frosteinwirkung und die in diesem Raum auftretenden und ablaufenden Erscheinungen und Vorgänge

Phosphorit, meist dunkelbraune, stark phosphorhaltige, knollige Absonderung

Plastosol, plastischer, kaolinitreicher → Boden subtropisch-tropischer Klimabereiche aus → Silikatgesteinen, z. B. Graulehm, Braunlehm

Podsol (Bleicherde), → Bodentyp, bei dem der Oberboden unter einer Rohhumusdecke gebleicht ist; Aluminium- und Eisenhydroxide werden aus dem Oberboden ausgewaschen und im Unterboden angereichert

Postglazial, „Nacheiszeit“, Zeitabschnitt vom Ende der letzten → Eiszeit (Kaltzeit) bis heute (Holozän)

postglazial, zeitlich nach einer → Eiszeit (Kaltzeit)

Prospektion, Aufsuchen und Untersuchen nutzbarer Lagerstätten

Protozoen, Urtiere, tierische Einzeller; zu den Protozoen gehören u. a. die → Foraminiferen

Pseudogley, Staunässeboden mit verdichtetem → Bodenmaterial; der jahreszeitliche Wechsel von Vernässung und Austrocknung führt zu einem Wechsel von Oxidation und Reduktion des Eisens und Mangans, typisch ist daher ein marmoriertes, fahlgrau-rostfleckiges Bodenprofil

Raseneisenstein, Raseneisenerz (Sumpferz, Wiesenerz), Eisenerz, verfestigte Anreicherung von Eisenhydroxiden, die im Grundwasserschwankungsbereich in huminsauem oder CO₂-reichem Wasser unter Zutritt von Sauerstoff, zum Teil unter Mitwirkung von Bakterien, ausgefällt werden

Regression, Rückzug des Meeres aus einem vorher von ihm überfluteten Gebiet

Rendzina, flachgründiger → Boden aus Kalkgesteinen

Rheinische Masse, Teil des → variscischen Gebirgsrumpfes, Hebungsbereich über lange Zeiträume der Erdgeschichte, dadurch meist der Abtragung ausgesetzt; umfaßte das Rheinische Schiefergebirge (ohne die westliche Eifel) und einen großen Teil der heutigen Westfälischen Tieflandsbucht

Rumpffläche → Peneplain

salinare Ablagerung, überwiegend aus Salzgestein

Sander, vom Schmelzwasser abgelagerte, breite Sand- und Schotterfläche vor den Endmoränen der Gletscher

Sandlöß, → äolisches Staubsediment mit Korngrößen zwischen Löß und Sand

Sattel (geologischer), geometrischer Begriff für eine nach oben (konvex) gekrümmte Gesteinsfolge

Schichtung, charakteristische Lagerungsform der → Sedimentgesteine, schichtige Absonderung von Gesteinen, z. B. bedingt durch den Wechsel im Gesteinsmaterial, Veränderung der Korngröße, Änderungen im Ausfällungstyp oder durch eine Pause in den Ablagerungsvorgängen (in diesem Fall ergibt sich eine **Schichtlücke** oder → Diskordanz); bei Deltaablagerungen, in Fließgewässern und bei Windablagerungen (z. B. Dünen) entsteht durch Anlagerung hinter Hindernissen **Schrägschichtung**

Schieferung, engständiges, annähernd paralleles Flächengefüge in tektonisch deformierten → Festgesteinen; Schieferungsflächen verleihen den Gesteinen meist eine bevorzugte Spaltbarkeit

Schluff, → Lockergestein mit Korngrößen zwischen Feinsand und Ton

Schmelzwassersand, durch Schmelzwasser von Gletschern oder vom → Inlandeis abgelagerter (→ glaziofluvialer) Sand

Schreibkreide, weißes, weiches, nur schwach verfestigtes, → marines Kalksediment der Oberkreide-Zeit

Schwarzerde (Tschernosem), durch hohen Humusgehalt dunkelbraun bis schwarz gefärbter → Boden semihumider Klimabereiche

Sediment, Sedimentgestein, durch Vorgänge der → Sedimentation und des biologischen Wachstums gebildetes Gestein

Sedimentation, Ablagerung oder Abscheidung von → Sedimenten (Verwitterungsprodukte von Gesteinen, Reste von Lebewesen, chemische Ausfällungsprodukte); je nach Art des transportierenden Mediums unterscheidet man z. B. die Sedimentation durch Wind (äolische S.), Eis (glaziale S.), Flüsse (fluviale S.), in Seen (limnische S.) oder im Meer (marine S.)

Seismik, Verfahren der angewandten → Geophysik zur Erkundung des Untergrundes mittels künstlich erzeugter Erdbebenwellen

Seismologie, Erdbebenkunde

Silikate, Siliziumverbindungen, wichtigste gesteinsbildende Minerale

Solifluktion, „Bodenfließen“, hangabwärts gerichtete, gleitende und fließende Bewegung von Lockermaterial, insbesondere unter dem Einfluß periodischen Tauens und Gefrierens

Sprung, bergmännischer Ausdruck für Abschiebung (→ Verwerfung)

Spülmulde, flaches Tal mit zeitweiliger Wasserführung

Stauchmoräne, vor der Stirn des vorrückenden → Inlandeises aufgepreßte und gestauchte → Lockergesteine

Staunässe, Feuchtigkeit im → Boden, hervorgerufen durch stauende (meist tonreiche) Bodenhorizonte

Steinsalz, Mineral- und Gesteinsbezeichnung (Natriumchlorid, NaCl)

Steinsohle, Steinlage, die auf einer Landoberfläche durch Ausblasung des feinkörnigen Materials entstanden ist

Störung (tektonische) → Verwerfung

Stratigraphie, Schichtenbeschreibung, Teilgebiet der Geologie, befaßt sich mit der Untersuchung und Beschreibung der Gesteine, ihrer anorganischen und organischen Merkmale und Inhalte zur Festlegung der zeitlichen Aufeinanderfolge der Gesteinsschichten

Streichen, Schnittspur einer geneigten Fläche (z. B. Schicht-, → Schieferungsfläche) mit einer „gedachten“ horizontalen Ebene; zur genauen Raumlagebestimmung einer Fläche wird außerdem das → Einfallen bestimmt

Stromatoporen, ausgestorbene koloniebildende Meerestiere des Erdalters, die – ähnlich wie Korallen – ein kalkiges Skelett absonderten und damit Riffe bilden konnten

subglazial, subglaziär, Bezeichnung für Vorgänge oder Ablagerungen, die unter dem Eis ablaufen oder gebildet werden

subherzyne Phase, eine Zeit der Gebirgsbildung (→ Orogenese) während der Oberkreide-Zeit, die vom Coniac bis zum Campan in einzelnen Phasen ablief

subvariscische Vortiefe, Senkungsgebiet vor dem → Variscischen Gebirge, Bildungsraum der Kohlenflöze im Rheinisch-Westfälischen Steinkohlenrevier

synsedimentär, Bezeichnung für in einem Sedimentationsraum während der → Sedimentation ablaufende Vorgänge

Tektonik, Teilgebiet der Geologie, befaßt sich mit den Bewegungsvorgängen in der Erdkruste und den dadurch hervorgerufenen Lagerungsverhältnissen der Gesteine (z. B. Faltenbau, Schollenbau)

Terrasse, ebene Fläche einer → fluvialen Abtragung (Abtragungsterrasse) oder Aufschüttung (Aufschüttungsterrasse), wobei dieser Begriff nicht nur die ebene Oberfläche, sondern auch den aufgeschütteten → Sedimentkörper bezeichnet

terrestrisch, Bezeichnung für Vorgänge oder Ablagerungen im Bereich des Festlands

Tethys, ein im Erdmittelalter in Ost-West-Richtung erdumspannendes Meer; das heutige Mittelmeer ist ein Rest der Tethys

Teufe, bergmännischer Ausdruck für Tiefe

Textur, internes Gefüge von Gesteinen

Therme, Quelle (oder Bohrung) mit Wassertemperaturen zwischen 20 und 50 °C

Toteis, beim Rückschmelzen der Gletscher oder → Inlandeismassen entstandene isolierte Eiskörper

Transgression, Vorrücken des Meeres auf Festlandgebiete

Transgressionshorizont, Gesteinsschicht, die beim Vorrücken des Meeres auf Festlandgebiete abgelagert wird

Trochiten, Seelilienstielglieder

Trübestrom, Suspension aus großen Mengen von → Sedimentteilchen, die untermeerische Hänge mit großer Geschwindigkeit hinabgleitet

Turbidit, aus einem → Trübestrom abgelagerter → Sedimentkörper

Überschiebung, tektonische Störungsform, bei der sich an einer flach einfallenden Bewegungsfläche eine Gesteinscholle über eine andere geschoben hat

Uferwall, das Flußbett begleitender Wall, der bei Hochwasser aufgeschüttet wurde

Variscisches Gebirge, während der karbonisch-permischen Gebirgsbildung (→ Orogenese) entstandenes zentral-europäisches Faltengebirge, das in der Perm- und Trias-Zeit eingeebnet wurde; Teilstücke des Gebirgsrumpfes (z. B. Rheinisches Schiefergebirge, Harz) sind heute infolge Hebungen an der Erdoberfläche sichtbar

Vorschüttsand, vom Schmelzwasser vor der Front eines vorrückenden Gletschers oder des vorrückenden → Inlandeises abgelagerter Sand

Verwerfung, Verschiebung zweier Gesteinsschollen an einer Bruchfläche; im bergmännischen Sprachgebrauch ist der Begriff auf Abschiebungen beschränkt; dabei zeigt die Bruchfläche ein → Einfallen in Richtung auf die relativ abgesenkte Gesteinsscholle

Verwitterung, Zerstörung, Zersetzung oder Umwandlung von Gesteinen und Mineralen an oder nahe der Erdoberfläche durch exogene Kräfte wie Sonnenstrahlung, Frost, Wasser (und seinem Lösungsinhalt), Wind, atmosphärische Gase oder Organismen; Art, Stärke und Wirkung der Kräfte sind abhängig vom jeweiligen Klima

Vortiefe, Senkungsraum vor einem aufsteigenden Gebirge

Warmzeit, längerer Zeitabschnitt zwischen zwei → Kaltzeiten mit wärmeren, dem heutigen ähnlichen Klima

Warve, innerhalb eines Jahres abgelagerte, etwa 0,5 bis 1 cm dicke Schicht aus einer hellen, gröberen (durch Schneeschmelze im Frühjahr/Frühsummer) und einer dunklen, feineren Lage (infolge abnehmender Wassermenge im Hochsummer/Frühwinter) im → Bänderton; je nach Klimagang der einzelnen Jahre sind die Warven in Mächtigkeit und Ausbildung verschieden und ermöglichen daher zeit-

liche Korrelationen des Gesteins über größere Gebiete

Würgeboden, durch Frost verursachte Verknetung oberflächennaher Bodenschichten

Wurzelboden, mit fossilen Wurzeln durchzogene Schicht im Liegenden der Kohlenflöze

Zungenbecken, zungenförmige Hohlform, die nach Abschmelzen eines Gletschers oder des → Inlandeises hinter der → Endmoräne zurückbleibt

Bildnachweis:

Manfred Rath, Dülmen (Abb. 17)

Geologisch-Paläontologisches Museum
der Westfälischen Wilhelms-Universität (Abb. 18, Fische)

Westfälisches Museum für Naturkunde (Abb. 18, Schwämme, Ammonit)

Ulrich Ludewig, Gronau (Abb. 27)

Westfälisches Museum für Archäologie (Abb. 32 – 36)

Kurverwaltung Bad Westernkotten (Abb. 40)

Ruhrkohle Bergbau AG (Abb. 41)

Gelsenwasser AG (Abb. 42)

Eckhard Spéetzen, Münster (Abb. 49, „David & Goliath“)

und

Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen



ISBN 3-86029-922-0