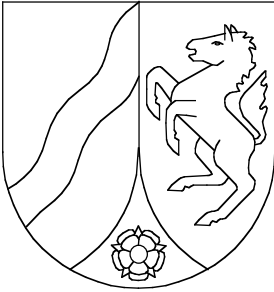


Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen



Geologische Karte von Nordrhein-Westfalen 1:25 000

Erläuterungen
3710 Rheine

GEOLOGISCHES LANDESAMT NORDRHEIN-WESTFALEN

Geologische Karte
von Nordrhein-Westfalen
1:25 000

Erläuterungen
zu Blatt
3710 Rheine

von

AREND THIERMANN

Mit Beiträgen von HANS-JÜRGEN DUBBER, JAKOB KALTERHERBERG,
MICHAEL KOCH und HANS-WOLFGANG REHAGEN

16 Abbildungen, 12 Tabellen und 5 Tafeln

Krefeld

1973

Herausgabe und Vertrieb:

Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen, Krefeld

Geologische Karte Nordrhein-Westfalen 1:25 000	Erl. Blatt 3710 Rheine	174 S.	16 Abb.	12 Tab.	5 Taf.	Krefeld 1973
--	---------------------------	--------	---------	---------	--------	--------------

INHALT

	Seite
1. Vorbemerkungen	13
2. Geographischer Überblick	15
2.1. Morphologie	15
2.2. Gewässernetz	16
2.3. Klima	17
2.4. Wirtschaft und Verkehr	18
3. Geologisch-tektonischer Überblick	20
4. Erdgeschichtlicher Überblick	23
5. Schichtenfolge	25
Paläozoikum	25
5.1. Oberkarbon	25
5.1.1. Westfal B (cwb)	26
5.1.2. Westfal C (cwc)	26
5.1.3. Westfal D (cwd)	26
5.2. Perm	27
5.2.1. Zechstein (z)	27
5.2.1.1. Zechstein 1	28
5.2.1.2. Zechstein 2	28
5.2.1.3. Zechstein 3 und 4	29
Mesozoikum	30
5.3. Trias	30
5.3.1. Buntsandstein (s)	31
5.3.2. Muschelkalk (m)	32
5.3.3. Keuper (k)	34
5.4. Jura	34
5.4.1. Lias (jl)	35
5.4.2. Dogger (jb)	36
5.4.3. Malm (jw)	36
5.4.3.1. Ober-Malm (jwo2-6)	37
5.5. Wealden (w)	38
5.6. Kreide	39
5.6.1. Marine Unterkreide	40

	Seite
5.6.1.1. Valangin (kv)	40
5.6.1.2. Hauterive (kh)	42
5.6.1.3. Barrême (kb)	42
5.6.1.4. Apt (kp)	45
5.6.1.5. Rothenberg-Sandstein (Oberapt-Unteralb) (kR)	46
5.6.1.6. Alb (kl)	47
5.6.1.6.1. Unteralb	47
5.6.1.6.2. Mittelalb	48
5.6.1.6.3. Oberalb	49
5.6.2. Oberkreide	50
5.6.2.1. Cenoman (kc)	50
5.6.2.1.1. Cenomanmergel (kc1)	50
5.6.2.1.2. <i>variens</i> -Pläner (kc2)	52
5.6.2.1.3. <i>rhodomagense</i> -Kalk (kc3)	53
5.6.2.2. Turon (kt)	55
5.6.2.2.1. Unterturon (<i>labiatus</i> -Pläner)	56
5.6.2.2.2. Mittelturon	58
5.6.2.2.3. Oberturon	59
5.6.2.3. Coniac (kcc)	59
5.6.2.4. Santon (ksa)	60
Neozoikum	60
5.7. Quartär (q)	60
5.7.1. Pleistozän	62
5.7.1.1. Saale-Kaltzeit	62
5.7.1.1.1. Drenthe-Stadium	63
5.7.1.1.1.1. Vorschütsand (D,S,gf(1))	63
5.7.1.1.1.2. Grundmoräne (D,Mg)	64
5.7.1.1.2. Fluvioglaziale Bildungen des weichenden Drenthe-Eises	65
5.7.1.1.2.1. Nachschütsand (D,S,gf(2))	66
5.7.1.1.2.2. Münsterländer Hauptkiessandzug (D,G+S,gf; D,X+G+Su,gf)	66
5.7.1.1.3. Warthe-Stadium (sW,,p)	70
5.7.1.2. Eem-Warmzeit (ee)	70
5.7.1.3. Weichsel-Kaltzeit	71

	Seite
5.7.1.3.1. Fließerden (w,L+S,fl; w,L/S,fl; w,Sl,fl; wS,fl)	71
5.7.1.3.2. Flußablagerungen	73
5.7.1.3.2.1. Obere Niederterrasse (Talsand) (w,S,ta und w,Sl,ta)	73
5.7.1.3.2.2. Uferwall (w,S,sw; w,Sl,sw)	76
5.7.1.3.2.3. Untere Niederterrasse (w,Nu)	78
5.7.1.3.3. Windablagerungen	78
5.7.1.3.3.1. Älterer Flugdecksand („S,a(1))	80
5.7.1.3.3.2. Ältere Dünen („d(1))	81
5.7.2. Holozän	81
5.7.2.1. Windablagerungen	81
5.7.2.1.1. Jüngerer Flugdecksand („S,a(2))	82
5.7.2.1.2. Jüngere Dünen („d(2))	82
5.7.2.2. Talauenablagerungen	83
5.7.2.2.1. Inselterrasse (qhl)	84
5.7.2.2.2. Auensand („S,ta; „Sl,ta)	84
5.7.2.2.3. Auenlehm („L,ta)	85
5.7.2.2.4. Wiesenkalk („Kw)	86
5.7.2.2.5. Raseneisenstein („Er)	87
5.7.2.3. Moorbildungen	88
5.7.2.3.1. Niedermoor („Hn) (H.-W. REHAGEN)	88
5.7.2.3.2. Moorerde („Hm)	91
6. Gebirgsbau	92
6.1. Lagerungsverhältnisse	92
6.1.1. Salzbergener Sattel	93
6.1.2. Münsterländer Kreidemulde	94
6.1.2.1. Mulde von Neuenkirchen	95
6.1.2.2. Mulde von Dutum	95
6.1.3. Waldhügel-Sattel	96
6.1.4. Rothenberg-Sattel	97
6.1.5. Störungen und Klüfte	98
6.1.5.1. Querstörungen	98
6.1.5.2. Streichende Störungen	100
6.1.5.3. Klüftung	101
6.2. Alter der Gebirgsbewegungen	102

	Seite
7. Nutzbare Ablagerungen	104
7.1. Steine und Erden	104
7.1.1. Kalkstein	104
7.1.2. Tonstein	104
7.1.3. Kies	105
7.1.4. Sand	106
7.2. Steinsalz	106
7.3. Erz	106
8. Hydrogeologie (M. KOCH & A. THIERMANN)	108
8.1. Hydrographie	108
8.2. Grundwasser in geklüfteten und porösen Gesteinen	108
8.2.1. Grundwasser in geklüfteten Gesteinen	112
8.2.1.1. Unterkreide	112
8.2.1.2. Oberkreide	112
8.2.2. Grundwasser in porösen Gesteinen	113
8.2.2.1. Emsland	113
8.2.2.2. Münsterland	114
8.3. Grundwasserneubildung	115
8.4. Grundwassergewinnung	117
8.4.1. Öffentliche Trinkwasserversorgung	118
8.4.2. Industrie- und Gebrauchswasserversorgung	118
8.4.3. Solegewinnung	119
8.5. Grundwasserreserven	119
8.6. Grundwasserbeschaffenheit	122
8.6.1. Grundwassertypen in geklüfteten Gesteinen	123
8.6.2. Grundwassertypen in porösen Gesteinen	124
9. Ingenieurgeologie (J. KALTERHERBERG)	125
10. Böden (H.-J. DUBBER)	131
10.1. Vorbemerkungen	131
10.2. Faktoren der Bodenbildung	132
10.3. Beschreibung der Böden	132
10.3.1. Rendzinen	132
10.3.2. Braunerden	133

	Seite
10.3.3. Podsol-Ranker	133
10.3.4. Podsole	134
10.3.5. Pseudogleye	136
10.3.6. Auenböden	138
10.3.7. Gleye	139
10.3.8. Niedermoore	142
10.3.9. Plaggenesche	142
10.4. Nutzung der Böden	143
11. Bohrungen	145
12. Schriften und Karten	151

Verzeichnis der Tabellen

	Seite
Tab. 1 Meteorologische und hydrologische Mittelwerte aus dem Gebiet des Blattes Rheine	18
Tab. 2 Stratigraphische Gliederung des Paläozoikums	27
Tab. 3 Stratigraphische Gliederung der Trias	31
Tab. 4 Stratigraphische Gliederung des Juras	35
Tab. 5 Stratigraphische Gliederung der Unterkreide	41
Tab. 6 Stratigraphische Gliederung der Oberkreide	51
Tab. 7 Stratigraphische Gliederung des Quartärs	61
Tab. 8 Hydrogeologische Klassifizierung der Gesteinsfolgen der Unter- und Oberkreide und des Quartärs	110/111
Tab. 9 Chemische Beschaffenheit des Grundwassers	120/121
Tab. 10 Die wichtigsten Gesteins- und Bodenarten auf Blatt Rheine und allgemeine ingenieurgeologisch-bodenmechanische Übersichtsbeurteilung im Hinblick auf Bauvorhaben	in der Anlage
Tab. 11 Analysenwerte typischer Bodenprofile	in der Anlage
Tab. 12 Mittlere Zahl der Trockenperioden Münster 1891–1930	136

Verzeichnis der Textabbildungen

	Seite
Abb. 1 Lage des Blattgebietes	20
Abb. 2 Knauerig-wulstige Kalksteine mit Mergelkalk-Zwischenlagen des <i>rhotomagense</i> -Kalkes. Steinbruch der Rheiner Kalkwerke GmbH am Waldhügel	54
Abb. 3 Von dunklen Grabspuren bodenwühlender Tiere durchzogener <i>rhotomagense</i> -Kalk. Steinbruch der Rheiner Kalkwerke GmbH am Waldhügel	54
Abb. 4 Übergangsbereich des Cenomans zum Turon im Steinbruch der Kalkwerke Dr. Middel & Co. KG am Waldhügel	56
Abb. 5 Knollig-wellige Mergelkalk- und Mergelsteine des Rotpläners (<i>labiatus</i> -Pläner). Steinbruch Dr. Middel & Co. KG am Wald- hügel	57
Abb. 6 Muschelig brechende Tonmergel- und Mergelsteine des Mittel- turons. Böschung des Frische-Baches in der Bauerschaft Catenhorn	58
Abb. 7 Kreuzgeschichtete drenthezeitliche Schmelzwassersande und -kiese des Münsterländer Hauptkiessandzuges. Kiesgrube im Offlumer Sand westlich Neuenkirchen	67
Abb. 8 Kreuzgeschichtete drenthezeitliche Schmelzwassersande des Münsterländer Hauptkiessandzuges. Kiesgrube der Quarzwerke Dr. Müller & Co. in der Bauerschaft Offlum westlich Neuen- kirchen	68
Abb. 9 Pollendiagramm vom Frischhofs-Bach in Rheine-Hauenhorst	88/89
Abb. 10 Übersicht der tektonischen Baueinheiten des Blattgebietes	93
Abb. 11 Mit Lehm gefüllte Störungszone im <i>rhotomagense</i> -Kalk. Stein- bruch Dr. Middel & Co. KG auf dem Waldhügel	99
Abb. 12 Sigmoidal geklüfteter <i>rhotomagense</i> -Kalk. Steinbruch der Rheiner Kalkwerke GmbH am Waldhügel	101
Abb. 13 Korngrößenverteilung der Sande	135
Abb. 14 Einfluß von Grundwasserstand und Mächtigkeit der Plaggen- auflage auf den Haferertrag	136
Abb. 15 Mittlere Grundwasserstände in einem Normal-, Naß- und Trockenjahr bei einem Podsol-Gley und Gley-Podsol aus Sand der Ems-Niederterrasse	140
Abb. 16 Nutzungseignung der Böden und Hinweise für ihre Melioration	144

Verzeichnis der Tafeln in der Anlage (Karten 1 : 50 000)

- Tafel 1 Karte der Quartärbasis
- Tafel 2 Geologische Übersichtskarte
- Tafel 3 Karte der Steine und Erden
- Tafel 4 Hydrogeologische Karte
- Tafel 5 Bodenkarte

Anschrift der Autoren:

Dipl.-Landw. Dr. H.-J. DUBBER
Dr. J. KALTERHERBERG
Dr. M. KOCH
Dr. H.-W. REHAGEN
Dipl.-Geol. Dr. A. THIEMANN

Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen
415 Krefeld
De-Greiff-Str. 195

Druck: Joh. van Acken, Krefeld

1. Vorbemerkungen

Die geologischen Verhältnisse der Umgebung von Rheine hatten zwar schon von jeher das Interesse der Geologen gefunden, zumal der Durchbruch der Ems durch die aufgerichteten Randschichten der Münsterländer Kreide verhältnismäßig gute und dauernde Aufschlüsse ergab, aber eine genaue systematische Kartierung des Blattgebietes begann erst nach dem letzten Kriege. Im Rahmen der Münsterlandkartierung 1 : 100 000 nahmen HESEMANN (1949) den Südtail und wenige Jahre später ARNOLD (1956) den Nordteil des Blattes auf. Wegen der für diese Aufnahmen zur Verfügung stehenden kurzen Zeit wurden nur wenige 2-m-Handbohrungen (62 bzw. 260) niedergebracht. Die auf der Topographischen Karte 1 : 25 000 als Kartierunterlage eingetragenen Grenzen ergaben aber schon eine gute Übersicht des geologischen Baues. Die Ergebnisse wurden in einem Bericht und Manuskriptkarten im Archiv des damaligen Amtes für Bodenforschung hinterlegt.

Später wurden dann einige Ergebnisse dieser Aufnahmen in kleineren Arbeiten mit Kartenskizzen veröffentlicht. So wurde die Gliederung der Ems-Terrassen bei HESEMANN (1950 a) behandelt. Eine abgedeckte geologische Übersichtskarte des nördlichen Teiles wurde von ARNOLD (1964 e) publiziert.

Später wurde der Waldhügel-Sattel durch CLAUSEN & STEHN (1967) und das Gebiet westlich von Neuenkirchen durch NÖTTING (1970) genauer kartiert und durch 2-m-Handbohrungen näher erkundet.

Bei der geologischen Spezialkartierung und Überarbeitung der vorliegenden Aufnahmen im gesamten Blattgebiet im Herbst 1968, 1969 und im Sommer 1970 bestätigten sich zwar die Grundzüge des geologischen Baus, im einzelnen ergab sich jedoch naturgemäß eine stellenweise beträchtliche Abwandlung in der Einstufung, Umgrenzung und Gliederung der geologischen Einheiten, insbesondere des Quartärs.

Das Flachland und Teile des Gebirgslandes mit der anstehenden Kreide wurden systematisch durch 2 m tiefe Handbohrungen abgebohrt. Es wurden über 500 Bohrungen niedergebracht, so daß mit den bereits von den vorangegangenen Bearbeitern mitgeteilten Handbohrungen über 1200 für die Kartendarstellung ausgewertet werden konnten. Aus einigen im Blattgebiet früher abgeteuften Tiefbohrungen und aus der Kenntnis der geologischen Verhältnisse in den Nachbarräumen ließ sich außerdem ein tiefreichendes Querprofil durch das Blattgebiet konstruieren. Die in der Randaufstellung angeführten

geologischen Einheiten stehen nicht alle im Blattgebiet zutage an, da sie entweder nur in Bohrungen angetroffen bzw. im Untergrunde vermutet wurden oder aber an der Oberfläche eine zu geringe Ausdehnung haben.

Für die Kartierung hat sich beim Fortgang der Untersuchungen die Verwendung und Auswertung der Bodenkarte 1 : 5 000 auf der Grundlage der Bodenschätzung (ARENS 1960, OELKERS 1971, MÜCKENHAUSEN & MERTENS 1966) als sehr nützlich erwiesen, da darin insbesondere die Grenzen zwischen der Grundmoräne, den Sanden und der anstehenden Kreide sehr gut zu erkennen waren und so ein rationelles Abbohren ermöglichten.

In dem Gebirgsteil des Blattgebietes wurde mit gutem Erfolg die stereoskopische Betrachtung von Luftbildern (MÜHLFELD 1964) im Maßstab 1 : 15 000 angewendet. Störungen und Schichtgrenzen konnten durch Überhöhung besonders im überbauten Stadtgebiet so stellenweise besser als an Ort und Stelle erkannt oder verfolgt werden. Für das Flachlandsgebiet hingegen war die Flughöhe bei der Luftaufnahme zu hoch, so daß die geringen Reliefunterschiede nicht hervortraten. Eine Befliegung aus dem Jahre 1963 lag für das ganze Blattgebiet vor.

2. Geographischer Überblick

2.1. Morphologie

Morphologisch gliedert sich das Blattgebiet in zwei Teile. Als morphologische Trennung gilt die Hügelkette Thieberg – Stadt-Berg. Zum Emsland gehört der kleinere nordwestliche Teil des Blattgebietes mit den Bauerschaften Lander-sum, Wadelheim, Bentlage und Altenrheine. Zu dem Randbereich des Münsterlandes aber rechnet der weitaus größere südliche Teil des Blattgebietes.

Insgesamt gesehen gehört das Blattgebiet bereits zum norddeutschen Flachland, dem die weiten, von sandigen quartären Ablagerungen aufgebauten Ebenen eigentümlich sind, unter denen sich ein mehr oder weniger unruhiger mesozoischer Sockelbau verbirgt. Nur sofern eine gewisse Härte des Gesteins oder günstige Lagerungsverhältnisse vorliegen, ragen diese älteren Schichten hervor und gliedern die sonst eintönig flache Landschaft.

So gehört zu den morphologisch eindrucksvollsten die langgestreckte WSW – ENE verlaufende Hügelgruppe Thieberg – Stadt-Berg mit dem ihr im mittleren Teil südlich vorgelagerten Waldhügel. Ihre morphologische Bedeutung nimmt von Westen nach Osten ab. So erreicht der Thieberg nördlich Neuenkirchen mit 84,2 m über NN die größte Höhe, am Kriegerdenkmal in Rheine hingegen mißt er nur noch 68,6 m über NN, der Stadt-Berg jenseits des tiefen Einschnittes der Ems hingegen erhebt sich nur noch bis auf 50,6 m über NN.

Auffällig ist die stets steilere Ausbildung des nordwestlichen Hanges dieser Berge gegenüber der flacheren Abdachung des südöstlichen. Die Ursachen dafür liegen in dem nach Südosten gerichteten Einfallen der Schichten.

Die höchste Erhebung des Blattgebietes stellt der Waldhügel im Süden der Stadt Rheine mit 90,4 m über NN dar. Im geologischen Sinne rechnen zum Waldhügel auch noch die kranzförmig den Darbrook umgebenden Erhebungen.

Neben diesen für das Flachland doch recht bedeutsamen Höhen ist der dem Thieberg im Nordwesten parallel laufende Deveshügel (auf der Karte die Höhe 45,5 mit dem Gutsforst Stovern), bemerkenswert, ebenso ist auffällig der lange und schmale Höhenzug südwestlich von Neuenkirchen bis hin nach St. Arnold in der Neuen Kircher Mark.

Den größten Raum, und damit typisch für das Blattgebiet, nehmen die nach Nordwesten sanft abgedachten Verebnungen ein. Die mittlere Höhe des Emslandrandes liegt bei 40 m über NN, während das Münsterland im Süden von 47 m bis auf 40 m über NN im nördlichen Teil abgedacht ist.

Die im großen gesehen eintönig flache Landschaft weist im einzelnen oft eine lebhaftige Gliederung des Reliefs im Bereich weniger Meter auf. Sie wird hervorgerufen durch aufgesetzte Dünen und Flugdecksandfelder, durch ausgeblasene Deflationswannen und die vom Wasser geschaffenen ebenen Talböden und Uferwälle. Diese Einheiten treten besonders deutlich beiderseits des eigentlichen Emslaufes im Osten des Blattbereiches hervor.

Der Fluß verläuft hier mit einer Talauen-Breite bis zu 1 km und ist bis zu 8 m tief eingeschnitten. Die Hänge, wie auch der Talboden selbst, werden durch Terrassenstufen weiter gegliedert.

2.2. Gewässernetz

Der Blattbereich gehört mit seinem größeren östlichen Teil zum Stromgebiet der Ems, der westliche kleinere zählt zum Stromgebiet der Vechte. Die Wasserscheide zwischen den beiden Bereichen läuft ungefähr Nord-Süd von der Bauerschaft Landersum über den Thieberg nach Neuenkirchen und bis nach St. Arnold. Entsprechend der allgemeinen nach Nordwesten gerichteten Abdachung geht dorthin auch die Hauptfließrichtung der Gewässer.

Westlich der Wasserscheide wird das Gelände zur Hauptsache durch Dränagegräben entwässert, die nur flach ausgehoben sind. Sie folgen meist schon natürlich angelegten alten holozänen Talböden. Tiefer eingesenkt und damit als Vorfluter bedeutsam ist hier nur der bei den Einheimischen als Düsterbach bekannte, auf der Karte aber nicht weiter bezeichnete Bach in der Bauerschaft Offlum nördlich von Maxhafen. Er beginnt bei St. Arnold in Dränagegräben. Auf dem Gebiet des Nachbarblattes Ochtrup mündet der Düsterbach alsbald in die Steinfurter Aa. Diese quert mit einer kurzen Schlinge an der Bahnlinie am Tie-Esch auch das Gebiet von Blatt Rheine.

Gegenüber dem Westen ist der Osten jenseits der Wasserscheide hydrologisch viel deutlicher ausgeprägt, da dort die Ems als Hauptvorfluter das Blattgebiet quert. Sie tritt mit einer Höhe der Talau von etwa 33 m über NN bei Gellendorf in das Blattgebiet ein und verläßt es mit 25 m über NN bei Bentlage. Beim Durchbruch durch die Hügelgruppe Thieberg – Stadt-Berg bildeten die harten Cenoman-Kalke früher Stromschnellen mit einer Spiegeldifferenz von etwa 3 m (KELLER 1950). Um die Ems auch hier schiffbar zu machen, wurde im 19. Jahrhundert das Schleusenwehr in Rheine gebaut. Sein Aufstau reicht nach KELELR (1950) bei Niedrigwasser bis zu 20 km stromaufwärts.

Der Talboden der Ems ist im Blattbereich bis zu 8 m in die sandige Ebene des Münsterlandes und des Emslandes eingetieft. Die Breite beträgt bei Gellendorf bis zu 1 km. Mit der Annäherung und dem Durchbruch durch den Oberkreiderücken in Rheine verengt sich das Tal bis auf die Strombreite. Nördlich davon verbreitert sich das Tal dann wieder etwas.

Die engen Mäander der Ems bei Gellendorf sind erst bei den Flußbegradigungen im 19. Jahrhundert durchstochen worden; sie sind inzwischen zum größten Teil verlandet.

Wegen der flachen Neigung des Geländes zeigen auch die Nebenbäche der Ems hier eine auffällige Mäanderbildung. Bemerkenswert ist dabei die bis zu 5 m unter das Niveau der Umgebung hinabgehende Eintiefung etwa des Frische-Baches in der Bauerschaft Catenhorn und des Frischhofs-Baches in der Bauerschaft Hauenhorst. Sie münden nördlich Mesum in die Ems. Ebenso ist das Tal des Hemelter Baches, von Osten kommend, in Eschendorf ausgebildet.

Die starke Eintiefung und die bis zu 300 m gehende Talbreite sind meist nur auf den letzten Kilometern vor der Einmündung in die Ems entwickelt. Mit der Annäherung an ihren Ursprung verliert sich mit der abnehmenden Wasserführung die Neigung zur Mäanderbildung. Im Gegensatz zum Gebirgsland geht der Ursprung der Bäche jedoch nicht auf Quellen zurück, sondern nur auf Drainagegräben, wenn auch im einzelnen, wie in der Bauerschaft Catenhorn, am Südhang des Waldhügels Wasser aus Quellnischen zusitzt.

2.3. Klima

Der Blattbereich gehört zum nordwestdeutschen Klimabereich, der durch die vorwiegend atlantischen, feuchten Luftmassen gekennzeichnet ist, während die trockenen kontinentalen Luftmassen aus dem Osten meist nur für kürzere Zeit bedeutsam werden. So zeichnet sich hier das Klima durch milde, regenreiche Winter und nur selten trockene und heiße Sommer aus.

Genauere Hinweise geben dazu die Karten des Klima-Atlases von Nordrhein-Westfalen (1960) und die Tabellen von SCHNELL (1955). Einige Werte daraus sind in der Tabelle 1 zusammengestellt.

Besonders deutlich wird der Klimacharakter bei der Betrachtung der Lufttemperatur. Das langjährige Monatsmittel für den Januar liegt bei 1 – 2° C und gehört damit zu den höchsten in Nordrhein-Westfalen, ebenso wie im Juli mit 16 – 17° C, während die mittlere Jahrestemperatur in Rheine bei 9,2° C liegt.

Die mittleren Sommerniederschläge (von Mai bis Oktober) betragen 384 mm, während des hydrologisch für die Grundwasserneubildung bedeutsameren Winterhalbjahres fallen 345 mm. Das Jahresmittel der Niederschläge liegt bei 729 mm, davon fließen 261 mm ab, aber der größere Teil von 468 mm verdunstet. Der Anteil der Schneemenge am gesamten Niederschlag liegt bei 10 %, ein Wert, der auch im übrigen Münsterland gilt. Im Vergleich zum Rheinischen Schiefergebirge mit Werten bis zu 30 % liegt er aber deutlich niedriger.

Tabelle 1

Meteorologische und hydrologische Mittelwerte aus dem Gebiet des Blattes Rheine nach SCHNELL (1955) und dem Klima-Atlas von Nordrhein-Westfalen (1960)

	Werte	Beobachtungsperiode
Jahresniederschlag (mm)	729	1931 – 1950
Sommerniederschlag (mm) (1. 4. – 30. 9.)	384	
Winterniederschlag (mm) (1. 10. – 31. 3.)	345	
Jahresverdunstung (mm)	468	
Jahresabfluß (mm)	261	
Sommerabflußspende (l/s · km ²)	3,52	
Anteil der Schneemenge am Jahresniederschlag (%)	10	1881 – 1950
Zahl der Eistage im Jahr (Tageshöchstwert der Temperatur unter 0° C)	15	
Zahl der Frosttage im Jahr (Tiefstwert der Temperatur in 2 m Höhe unter 0° C)	90	
Zahl der Sommertage im Jahr (Höchstwert der Temperatur mindestens 25° C)	25	
Jahresmitteltemperatur der Luft (°C)	9,0	
Wirkliche mittlere Luft- temperatur im Januar (°C)	1,5	
Wirkliche mittlere Luft- temperatur im Juli (°C)	16,8	

2.4. Wirtschaft und Verkehr

Das Blattgebiet gehört fast in seiner gesamten Ausdehnung zum Regierungsbezirk Münster mit dem Landkreis Steinfurt, nur der äußerste Nordwestteil rechnet zum niedersächsischen Regierungsbezirk Osnabrück mit dem Kreise Lingen. Die Bildung des Kreises Steinfurt geht auf den Wiener Kongreß 1815 zurück, der mit der Gründung der Provinz Westfalen auch die Kreiseinteilung geschaffen hat. Diese Einteilung ist bis heute im wesentlichen unverändert geblieben, soweit es die Grenzen des Kreises betrifft.

Über die Bedeutung und Entwicklung von Wirtschaft und Verkehr im Kreis berichtet die statistische Arbeit von LOHMANN (1970), der die folgenden Angaben entnommen sind.

Der Kreis gehört mit heute 243 Einwohnern je km² zu den am dichtesten besiedelten Gebieten des Regierungsbezirks Münster. Der größere erste Anstieg der Bevölkerungszahl, nämlich eine Verdoppelung, fiel in die Zeit von 1871 bis 1925. In der Nachkriegszeit stieg die Zahl weiter an und normalisierte sich bis 1969 auf das Vierfache der Ausgangszahl von 1871. Im einzelnen zeigten sich aber große Unterschiede: so trat besonders die Stadt Rheine hervor, die 1969 fast zehneinhalbmals soviel Einwohner hatte wie 1871.

In der Landwirtschaft sind rund 14 % der Erwerbspersonen tätig; sie ist damit wesentlich stärker als im Landesdurchschnitt (6 %) vertreten. Die Agrarstruktur ist kleinbetrieblich. Mehr als 74 % der Gesamtwirtschaftsfläche des Kreises werden landwirtschaftlich genutzt. Mehr als die Hälfte der Erwerbspersonen (56 %) ist im produzierenden Gewerbe tätig. Im Wirtschaftsbereich Handel und Verkehr treten die Stadt (23 %) und das Amt Rheine (19 %) besonders hervor, die Dienstleistungen sind mit 19 % naturgemäß besonders in Rheine vertreten.

Bestimmend für die industrielle Struktur ist die Textilindustrie, deren allgemeine Schwierigkeit aber den Rückgang der industriellen Gesamtbeschäftigung bedingt. Im Handwerk haben, wie auch sonst im Lande, das Bau- und Ausbauhandwerk das größte Gewicht. Die größte Steigerung im Kreis hatte jedoch das metallverarbeitende Handwerk.

Verkehrsmäßig ist das Blattgebiet gut erschlossen. So ist Rheine Knotenpunkt und Station mehrerer Eisenbahnlinien, von denen die wichtigsten genannt seien:

Münster – Rheine – Emden,
Osnabrück – Rheine – Niederlande und
Essen/Oberhausen – Burgsteinfurt – Rheine.

Hinzu kommen noch einige Neben- und Privatbahnen, die aber meist nur dem Güterverkehr dienen und den Personenverkehr im vergangenen Jahrzehnt eingestellt haben.

Ebenso gut ist die Erschließung durch Straßen, die durch den für die nächsten Jahre geplanten Bau der Bundesautobahn (Europastraße 8) vom Autobahnkreuz Lotte/Osnabrück nach den Niederlanden noch besser werden wird. Die Trasse wird im Bogen nördlich um Rheine herumgeführt. Die größte Bedeutung für das Blattgebiet haben gegenwärtig naturgemäß die Bundesstraßen. Es sind dies die Bundesstraße 70 (Borken – Rheine – Bramsche), die Bundesstraße 65 (Osnabrück – Rheine – Lingen) und die Bundesstraße 481 (Rheine – Greven), hinzu kommen eine große Zahl von Kreis-, Land- und Gemeindestraßen. Die Straßendichte beträgt 1,74 km je km² Fläche, der Landesdurchschnitt beträgt 2,3 km/km².

3. Geologisch-tektonischer Überblick

Ähnlich wie in den Bereichen der Nachbarblätter im Westen und Osten hängt die oben beschriebene einfache morphologische Gestaltung des Blattgebietes mit seinem ebenso entwickelten geologischen Bau an der Oberfläche direkt zusammen.

Im Nordwesten streichen die Schichten des Barrêmes in toniger Fazies in dem langgestreckten Deveshügel, der Höhe 45,5, als die ältesten zutage anstehenden Schichten aus; die höheren Unterkreidestufen hingegen sind weithin von Quartär bedeckt und ragen nur an einzelnen Stellen daraus hervor. Sie werden von den ebenfalls nach Südosten einfallenden Schichten der Ober-

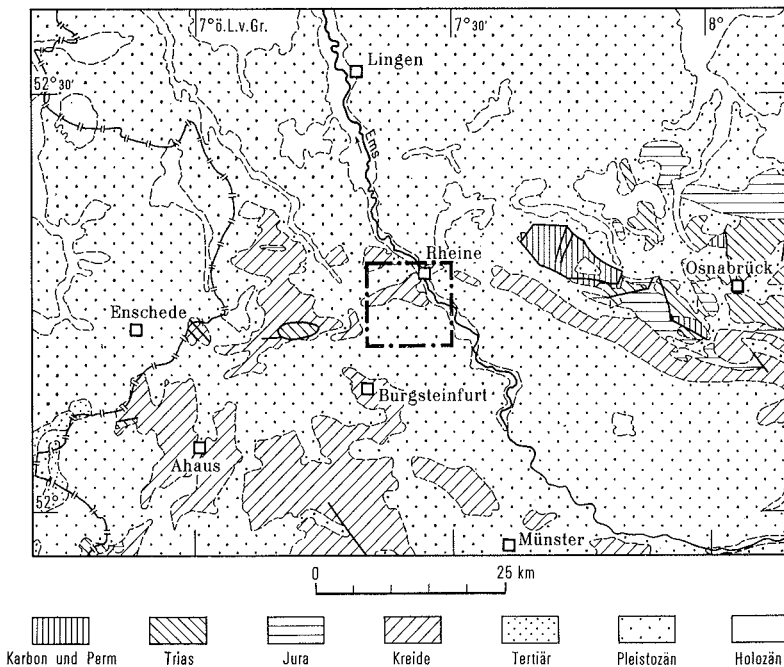


Abb 1. Lage des Blattgebietes

kreide überlagert. Davon treten das Cenoman und das tiefere Turon morphologisch als langgestreckter Höhenzug (Thieberg – Stadt-Berg) hervor. Sie bilden dort einen Teil des Randes der Münsterländer Kreidemulde. Dieser Rand wird noch etwas modifiziert durch die an seiner Innenseite aufgewölbte Struktur des Waldhügels.

Das höhere Turon, das Coniac und Santon gehen dann nach Südosten in die zunehmend flachere Lagerung der eigentlichen Münsterländer Kreidemulde über. Diese Schichten aber sind weithin unter dem mächtigen Quartär des Münsterlandes begraben (Abb. 1).

Wie es der geologische Schnitt E – F zeigt, verbirgt sich im Untergrund des Randes der Münsterländer Kreidemulde der Nordrand der Rheinischen Masse, die hier mit dem sogenannten Münsterländer Abbruch an das Niedersächsische Tektonen grenzt. Dieser auf den östlich anschließenden Gebieten der Blätter 3711 Bevergern und 3712 Tecklenburg als sogenannte Osning-Überschiebung ausgebildete Abbruch läßt sich dort entweder direkt über Tage oder unter quaritärer Bedeckung mehr oder weniger lückenlos verfolgen. Im Blattgebiet aber tritt der Abbruch überhaupt nicht mehr an die Geländeoberfläche; er wird vielmehr im Untergrund vermutet, wie es auf dem Schnitt E – F dargestellt ist. Erst im Westen auf dem Gebiet der Blätter 3709 Ochtrup und 3708 Gronau tritt der Münsterländer Abbruch in zutage ausgehende Überschiebungen überprägt wieder im Kern der Strukturen hervor.

Nördlich des Münsterländer Abbruchs wird auf dem oberkarbonischen Sockel eine mehr oder weniger vollständige, durch die Festlandnähe aber etwas abgewandelte Abfolge von Zechstein, Trias und Jura unter der Kreide vermutet. Südlich davon auf der Rheinischen Masse aber treten nur noch Teile des Zechsteins und des Buntsandsteins auf, ebenso keilt die Unterkreide bis auf das höhere Alb ziemlich bald aus.

Querstörungen wechselnd großer Verwurfsbeträge gliedern die Oberkreiderücken und den Waldhügel in einzelne geneigte Schollen. Am bedeutsamsten aber ist die Ems-Störung zwischen Thie- und Stadt-Berg, der die Ems beim Durchbruch durch den Muldenrand folgt. Sie geht offenbar sehr tief in den Untergrund und ist bis in das Oberkarbon hinein nachgewiesen. Wegen ihres nach Osten gerichteten Einfallens verläuft sie in den Schichten des Oberkarbons östlich der Ems (vgl. die Karte bei HOYER, R. TEICHMÜLLER & WOLBURG 1969).

Während der mesozoische Bau nur im kleineren Teil des Blattgebietes zutage tritt, wird er im übrigen Teil von den Ablagerungen des Quartärs beherrscht. Aus dem Alt- und Mittelpleistozän sind uns nur wenige Schichten bekannt. Bedeutsam aber sind die Ablagerungen aus dem Jungpleistozän und Holozän. Davon sind landschaftsbildend sowohl die Schmelzwassersedimente des Münsterländer Hauptkiessandzuges wie auch die Grundmoräne der Saale-Kaltzeit.

Die Talsandebene der Weichsel-Kaltzeit aber nimmt weniger Raum ein, als auf den Bereichen der Nachbarblätter. Sie wird weithin bedeckt von langgestreckten Dünenzügen und welligen Flugdecksandfeldern; in der Nähe der Ems kommen noch Uferwälle hinzu, und am Fuße der Kreideauftragungen lagern die Fließerden.

4. Erdgeschichtlicher Überblick

Wenn auch die an der Tagesoberfläche anstehenden Schichten erst mit der Kreide beginnen, so erlauben doch die Ergebnisse einiger Tiefbohrungen (HOYER, R. TEICHMÜLLER & WOLBURG 1969, SCHUSTER & WOLBURG 1963 und SCHUSTER 1968) und die Kenntnisse der geologischen Verhältnisse der Nachbarräume (MEYER 1969, THIERMANN 1968, 1970 a, b, WOLBURG 1953, 1954) einen erdgeschichtlichen Überblick auch über die älteren Formationen.

Die ältesten bekannten Gesteine im Untergrund gehören zum Westfal des Oberkarbons. Sie wurden in dem räumlichen Randbereich zwischen der subvariscischen Saumsenke und dem Niedersächsischen Westfal-D-Becken abgelagert. Während diese an der Wende vom Westfal zum Stefan durch die asturische Gebirgsbildung zum Ruhrkarbon aufgefaltet wurde, wobei die Intensität nach Norden abnahm, blieb das Niedersächsische Westfal-D-Becken im wesentlichen außerhalb des variscischen Faltungsraumes. Die Oberkarbonschichten des Kartengebietes an der räumlichen Grenze dieser beiden Einheiten wurden so nur von geringfügigen Bewegungen erfaßt. Als Folge dieser Gebirgsbildung wurde die Rheinische Masse vergrößert und reichte jetzt in den Südwesten des Blattgebietes hinein. Vollständigere Schichtenprofile der folgenden Formationen wurden daher nur im nördlichen Teil des Blattgebietes abgelagert, das zu dem nun entstandenen Germanischen Becken gehörte. Die so nahe heranreichende Rheinische Masse hatte einen starken Einfluß auf die Sedimentation in diesem Becken bis weit in das Mesozoikum hinein.

Zunächst machte sich dieses im Zechstein bemerkbar, dessen vierfache Abfolge der Sedimentationszyklen gegenüber dem zentralen Becken erheblich abgewandelt ist.

Das Germanische Becken behielt seine Bedeutung auch in der Trias. Ihre Schichten wurden als eine epikontinentale Schelfablagerung unter subtropisch aridem Klima in einer übersalzenen Flachsee auf einem gleichmäßig sinkenden Beckenteil sedimentiert. Die Fazies ging dabei von den klastischen Schüttungen des Buntsandsteins über die chemischen Sedimente des Muschelkalkes zu den mehr gemischten des Keupers, wo teilweise auch brackisch-marine Verhältnisse herrschten. Schon während der Ablagerung der Trias machten sich epirogenetische Bewegungen bemerkbar, die insbesondere zu einem transgressiven Übergreifen des Mittelrheins (WOLBURG 1969) führten.

Im Jura dehnte sich das Germanische Becken noch weiter aus und gliederte sich dabei in mehrere Teilbereiche; zu einem von diesen, dem Niedersächsischen Becken, gehörte auch das Blattgebiet. Zunächst wurden rein marine,

fossilreiche, vorwiegend tonige Schichten auf dem langsam sinkenden Untergrund abgelagert. Erst im oberen Jura, dem Malm, wurde dieser Vorgang durch neue Hebungen und Verstellungen abgewandelt, sie stehen mit den jungkimmerischen Gebirgsbewegungen im Zusammenhang. Als Folge transgredieren einige Schichtglieder des höheren Malms auf ältere Ablagerungen. Gleichzeitig wandelte sich die Fazies von den rein marinen Verhältnissen zu brackischen, die dann in den brackisch-limnischen des Wealdens ihren Abschluß fanden.

In der Unterkreide trat die paläogeographisch bedeutsame Lage des Kartengebietes mit dem Rand der Rheinischen Masse im Süden und dem Niedersächsischen Becken im Norden wieder stärker hervor. Die vorwiegend tonigen Gesteine, mit der Annäherung an die damalige Küste zunehmend sandiger werdend, entstanden aus dem Verwitterungsschutt der damals festländischen Rheinischen Masse, der in das Becken geschüttet wurde. Erst mit der ausgehenden Unterkreide, im Mittelalb, versank die Rheinische Masse unter dem transgredierenden Kreidemeer. Damit wandelte sich auch die Fazies über tonig-mergelige zu den kalkig-mergeligen Gesteinen der Oberkreide.

Die in der Kreide wieder verstärkt einsetzenden Bewegungen fanden in der subherzyn-laramischen Gebirgsbildung an der Wende Kreide/Tertiär ihren Höhepunkt. Dabei wandelte sich die paläogeographische Einheit des Niedersächsischen Beckens in das tektonische Element des Niedersächsischen Tektogens (BOIGX 1968). Die Grenzlinie zwischen dem Tektogen und der Rheinischen Masse, der Münsterländer Abbruch, wurde dabei im Osten zur Osning-Überschiebung überprägt; hier im Blattgebiet aber macht sie sich als Überschiebung nur im Kern der Salzstruktur Waldhügel bemerkbar. Im übrigen Teil aber tritt sie nur als eine Flexur in den mesozoischen Schichten der Kreide auf. Diese Erscheinung geht insgesamt auf die Einengung gegenüber dem starren Block der Rheinischen Masse zurück.

Gleichzeitig mit der Aufrichtung der Schichten begann auch ihre Abtragung, so daß heute im Nordosten die Unterkreide und im Süden die Oberkreide anstehen. Die Transgressionen der Meere des Tertiärs haben im Gegensatz zu den östlichen und nördlichen Räumen (ELLERMANN 1963) das Blattgebiet wahrscheinlich nicht mehr erreicht, jedenfalls sind hier keine Ablagerungen mehr aus dieser Zeit bekannt geworden.

Das Quartär brachte erhebliche klimatische Veränderungen während des Pleistozäns, die sich mit Inlandeisbedeckungen und Warmzeiten bemerkbar machten. Wechselnd mächtige Folgen lockerer Kiese, Sande, Geschiebemergel und Torfe wurden damals abgelagert. An der Oberfläche am weitesten verbreitet sind naturgemäß Sedimente der letzten Kaltzeit. Ihre Umlagerung setzte sich bis in das Holozän hinein fort, wo besonders die kleineren Wasserläufe und auch das Emsbett weiter ausgetieft und Dünen und Flugdecksande abgelagert wurden.

5. Schichtenfolge

Die auf der Geologischen Karte und dem dazugehörigen Schnitt dargestellten Schichten reichen vom Oberkarbon bis in das Quartär. Die höhere Oberkreide ebenso wie das Tertiär sind jedoch nicht mehr erhalten.

Paläozoikum

5.1. Oberkarbon

Der Aufbau und die Ausbildung der Schichten des subsalinaren tieferen Untergrundes sind in diesem Raum durch die Erdölbohrungen bekannt geworden; im Blattbereich haben ihn allein die beiden Tiefbohrungen Neuenkirchen 1 und Neuenkirchen 2 (HOYER, R. TEICHMÜLLER & WOLBURG 1969) erreicht. Es sind dies die Schichten des Westfal B und Westfal C. Im nördlichen Teil des Blattgebietes aber stehen unter dem Zechstein wahrscheinlich die Schichten des Westfal D an, wie es aus der Bohrung Salzbergen 2 (FABIAN 1954, FABIAN & GERM. MÜLLER 1962) hervorgeht, die auf dem nördlich anschließenden Gebiet des Blattes Salzbergen liegt. Die Schichten des Westfal B und C gehören nach R. TEICHMÜLLER (1962) und HEDEMANN & R. TEICHMÜLLER (1971) noch zum Rande der subvariscischen Saumsenke. Die Ablagerungen des Westfal D jedoch wurden nach der tektonischen Umgestaltung in dem außerhalb des eigentlichen subvariscischen Faltrungsraumes liegenden Niedersächsischen Westfal-D-Becken abgesetzt.

Die hier im Blattgebiet tief versenkten Schichten des Westfals streichen bei Ibbenbüren, dem Piesberg und dem Hüggel zutage aus. Dazu konnte BISEWSKI (1971) feststellen, daß der Anteil der groben Komponenten im Westfal C und besonders im Westfal D von Ibbenbüren in Richtung Bentheim abnimmt.

Die gesamte Schichtenfolge des Oberkarbons ist vorwiegend fluviatil entstanden mit Ausnahme der verschiedentlich eingeschalteten marinen Niveaus (SCHUSTER 1968, KNAUFF, KÖWING & RABITZ 1971) und der Kohlenflöze. Diese Flöze bildeten sich aus den Waldmooren, die während der Stillstandszeiten der Absenkung entstanden. Sonst aber senkte sich der Ablagerungsraum synsedimentär ab.

Über die Zusammensetzung der Gesteine und die Paläogeographie des Oberkarbons dieses Raumes haben u. a. die folgenden Autoren berichtet: BOIGK (in BOIGK et alii 1960), EBERT (1954), FABIAN & GERM. MÜLLER (1962), PAPROTH &

R. TEICHMÜLLER (1961), R. TEICHMÜLLER (1962, 1964), BÄSSLER, HOYER & JOSTEN (1971), BISEWSKI (1971), FABIAN (1971), JOSTEN & R. TEICHMÜLLER (1971) und HEDEMANN & R. TEICHMÜLLER (1971).

Die fossile Flora haben JOSTEN (1962, 1966, 1971) und GREBE (1971) beschrieben, während die Fauna von KNAUFF (1971a) und PAPROTH (1971) erläutert wurde.

5.1.1. Westfal B (cwb)

Die Schichten bestehen aus einer flachlagernden Wechselfolge von fein- bis mittelkörnigen, grauen Sandsteinen, die teilweise auch tonflaserig und schluffig sind, und grauen, sandigen Tonsteinen, wobei die Tonsteine im Westfal B dieses Raumes nach HEDEMANN & R. TEICHMÜLLER (1971) vorherrschen. Kohlenflöze mit Wurzelböden und konglomeratische Lagen aus Milchquarzen und Tongeröllen sind verschiedentlich eingeschaltet.

Die Mineralzusammensetzung der Nebengemengteile der Gesteine zeigt nach STADLER (in R. TEICHMÜLLER 1964) hauptsächlich Siderit und untergeordnet Chlorit, außerdem Kaolin und Glimmer. Während die kohligen Pflanzenhäcksel in Sand- und Tonsteinen vorkommen, beschränken sich die Wurzelhorizonte auf die tonigen Lagen.

Da bisher noch keine durchlaufenden Profile, sondern nur der obere oder untere Teil des Westfals B (FABIAN 1971) erbohrt wurden, sind die Mächtigkeitsangaben von FABIAN (1971) und SCHUSTER (1968) mit 800 m nur als Anhalt anzusehen.

5.1.2. Westfal C (cwc)

Die Gesteine des Westfals C sind denen des Westfals B weitgehend ähnlich. Auch hier ist eine flach lagernde Wechselfolge von Sandsteinen und Tonsteinen mit eingelagerten Konglomeratbänken und Kohlenflözen entwickelt. Aufgrund der Bohrungen kommen BISEWSKI (1971), FABIAN (1971), SCHUSTER (1968) und HEDEMANN & R. TEICHMÜLLER (1971) zu einer Mächtigkeit der Schichten von 700 m.

5.1.3. Westfal D (cwd)

Die Gesteine des tieferen Teiles des Westfals D ähneln den schon oben beschriebenen älteren Westfal-Ablagerungen. Lediglich in den höheren Teilen der Schichtenfolge macht sich eine Rotfärbung bemerkbar, auch sind die Sandsteine stellenweise etwas grobkörniger. An Mineralien als Nebengemengteile kommen nach STADLER (in R. TEICHMÜLLER 1964) etwas Kaolinit, Chlorit und nur wenig Feldspat, Glimmer, Ankerit, Dolomit und Calcit vor. Die Rotfärbung geht auf Hämatit zurück. In den mehr grauen Gesteinen des tieferen Teiles vertritt der Siderit den Hämatit.

Die Rotfärbung und die nur noch gelegentliche Einlagerung von Pflanzenhäcksel, Wurzelböden und stellenweise auch Kohlenflözen deuten den allmählichen Übergang von den humiden Bildungen des tieferen Teiles zu den mehr ariden des höheren Teiles der Ablagerungen an.

Der rasche Fazieswechsel und der Mangel an bezeichnenden Fossilien haben eine eingehende Korrelation der Bohrungen bisher erschwert. Als Mächtigkeit geben FABIAN (1971) und SCHUSTER (1968) 700 m an.

Tabelle 2

Stratigraphische Gliederung des Paläozoikums

Stufen	Norddeutschland	Blatt Rheine	
Zechstein 4	Aller-Serie	Grenzanhydrit	
Zechstein 3	Leine-Serie	Hauptanhydrit Plattendolomit Grauer Salzton	
Zechstein 2	Staßfurt-Serie	Anhydrit 2 Hauptdolomit	z
Zechstein 1	Werra-Serie	Oberer Werra-Anhydrit Werra-Steinsalz Unterer Werra-Anhydrit Zechsteinkalk Kupferschiefer Zechsteinkonglomerat	
Oberkarbon		Westfal D Westfal C Westfal B	cwd cwc cwb

5.2. Perm

Die Ablagerungen der unteren Abteilung des Perms, das Rotliegende, scheinen nach den Untersuchungen von FABIAN & GERM. MÜLLER (1962) im Raum östlich Bentheim und damit auch im Blattbereich zu fehlen. Hier transgrediert vielmehr weithin das Zechsteinmeer.

5.2.1. Zechstein (z)

Mit dem Beginn des Zechsteins gelangte das Blattgebiet wieder unter den Einfluß des Meeres. Mit einer von Norden nach Süden von etwa 400 auf 100 m abnehmenden Mächtigkeit lagert der Zechstein transgressiv mit einer schwa-

chen Diskordanz auf den verschiedenen Stufen des Oberkarbons. Erreicht wurde der Zechstein im Blattgebiet bisher nur in den beiden Tiefbohrungen Neuenkirchen 1 und Neuenkirchen 2, wie es aus den Veröffentlichungen von SCHUSTER & WOLBURG (1962), HOYER, R. TEICHMÜLLER & WOLBURG (1969) und HARK (1961) hervorgeht.

Die vierfache Abfolge der Sedimentationszyklen, wie sie aus dem zentralen Becken im Nordosten von RICHTER-BERNBURG (1949, 1953, 1955) und BOIGK (in BOIGK et alii 1960) beschrieben wurde, ist hier durch die Randlage nahe dem im Süden liegenden Festland sicherlich erheblich abgewandelt, wie es den paläogeographischen Karten von RICHTER-BERNBURG (1959, Taf. I) zu entnehmen ist.

Über die Ausbildung der Gesteine des Zechsteins ist aus dem Gebiet der beiden Nachbarblätter 3708 Gronau und 3709 Ochtrup von THIERMANN (1968) berichtet worden. Besondere Gesteinsausbildungen aus den Bohrungen Neuenkirchen 1 und Neuenkirchen 2 hat FÜCHTBAUER (1964) beschrieben und die Ergebnisse in einen größeren Rahmen gestellt. Aus diesen Ausführungen und den allgemeinen paläogeographischen Verhältnissen jener Zeit (HEIDORN 1949, RICHTER-BERNBURG 1959) läßt sich der folgende Überblick herleiten.

5.2.1.1. Zechstein 1

Im tiefsten Zechstein macht sich die Randlage weniger bemerkbar, hier ist — ähnlich wie am Niederrhein (R. TEICHMÜLLER 1957) — eine normale Schichtenfolge vom Zechsteinkonglomerat (etwa 0,3 m) über dem dolomitisch-tonig ausgebildeten Kupferschiefer (etwa 0,6 m) und dem Zechsteinkalk (etwa 3,5 m) bis hin zum Werra-Anhydrit (etwa 90 m) entwickelt. Dann aber ist zumindest im südlichen Blattgebiet bereits der erste Zyklus unter Ausfall der Steinsalzbildung abgeschlossen, wie es die Bohrung Neuenkirchen 2 (s. S. 148) ergab. Zur Ausbildung des Werra-Steinsalzes kam es erst im nördlichen Blattgebiet, wie es auch die Karte von FÜCHTBAUER (1964, Abb. 1) zeigt. Dort vermutet WOLBURG (1953) das Salz auch im Kern des Waldhügel-Sattels. Die primäre Mächtigkeit des Salzes mag um 100 m liegen und nach Norden zunehmen. Durch den Salzanstau in der Struktur (TRUSHEIM 1957) wird sie aber dort örtlich mächtiger sein können. Als Abschluß der Salzbildung ist — wie auch sonst im Zechstein der benachbarten Räume — ein Anhydrit zu erwarten.

5.2.1.2. Zechstein 2

Schon HEIDORN (1949) und BOIGK (in BOIGK et alii 1960) machten darauf aufmerksam, daß im Emsland der Braunrote Salzton als einleitende Schicht des zweiten Zyklus fehlt, nur bei Ochtrup wurde er von THIERMANN (1968) beschrieben. So beginnt der Zechstein 2 auch hier mit der Karbonatphase, dem sogenannten Hauptdolomit. Petrographisch besteht er vorwiegend aus Dolomit und untergeordnet auch aus Anhydriten.

FÜCHTBAUER (1964) hat den Hauptdolomit, insbesondere auch aus den beiden Tiefbohrungen Neuenkirchen 1 und 2, näher untersucht. Danach gehört er hier zur massigen Flachwasserfazies, deren Mächtigkeit im Blattbereich bis zu 40 m betragen kann. Das bemerkenswerteste aber ist das von FÜCHTBAUER (1964) beschriebene Vorkommen von fossilen Algenresten. Es sind dies schalig aufgebaute, kugelige Knöllchen, deren Größe lagenweise zwischen 0,05 und 2 mm schwankt. Früher wurden sie als Ooide (FÜCHTBAUER in ANDRES et alii 1959) gedeutet.

Der übrige Teil des Staßfurt-Zyklus ist nur nach den Tiefbohrungen als eine einfache Anhydritfolge entwickelt, die ähnlich wie auf dem Blattgebiet Gronau (THIERMANN 1968) stratigraphisch dem Basalanhydrit, Staßfurt-Steinsalz und Deckanhydrit entspricht, d. h. Basal- und Deckanhydrit schließen sich unter Ausfall des Staßfurt-Steinsalzes zu einer als Anhydrit 2 bezeichneten und 20 – 30 m mächtigen Folge zusammen. Wie es aus der Karte von RICHTER-BERNBURG (1959, Taf. I) hervorgeht, liegt der Rand des Staßfurt-Steinsalzbekens nördlich des Blattgebietes.

5.2.1.3. Zechstein 3 und 4

Die Leine-Serie beginnt wie auch sonst in diesem Raum (HELDORN 1949, BOIGK in BOIGK et alii 1960, THIERMANN 1968) mit dem Grauen Salzton an der Basis, der in der Bohrung Neuenkirchen 2 angetroffen wurde. Darüber lagert der Plattendolomit, ein charakteristischer und im gesamten Zechsteinbecken verbreiteter Horizont. Sein Name rührt von der gleichmäßigen, feinen Bankung des Gesteins im Zentimeter- bis Dezimeter-Abstand durch Einschaltung millimeterdünner und noch feinerer toniger Lagen her. Die im Emsland verbreitete Mächtigkeit (BOIGK et alii 1960) von etwa 40 m findet sich nach FÜCHTBAUER (1964) auch im Blattgebiet wieder und geht hier aber auch bis auf wenige Meter herunter. Charakteristisch für den Plattendolomit ist auch seine Untergliederung in zwei etwa gleich mächtige Abteilungen. Die untere ist mehr kalkig, die obere mehr dolomitisch; insgesamt aber ist der Plattendolomit eine Wechselfolge von syngenetisch abgelagertem Kalk und Dolomit. Der untere Plattendolomit enthält nach FÜCHTBAUER (1964) kaum Algenreste, während die obere dolomitische reich an Algen ist.

Wie BRUEREN (1959) auf holländischer Seite und FÜCHTBAUER (1964) für den deutschen Teil nachweisen konnten, wechseln im Süden des Sedimentationsbereiches oft Gebiete vorwiegend kalkiger mit solchen vorwiegend dolomitischer Ausbildung ab. So traf im Blattbereich die Bohrung Neuenkirchen 2 ein rein kalkiges Profil an. Allerdings räumt FÜCHTBAUER (1964, S. 507) für diese Erscheinung hier einen ganz lokalen Einfluß ein, wenn er schreibt: „Der Vergleich mit dem vorwiegend dolomitischen Profil von Neuenkirchen 1 und die Beobachtungen in der Bohrungsreihe Norddeutschland sprechen dafür, daß es sich bei diesen mikro- und makrokristallinen Kalken ($> 0,1$ mm) z. T.

um calcitisierte Dolomite handelt. Diese Calcitisierung in Neuenkirchen 2 könnte von einer Störungszone aus erfolgt sein; darauf deutet der rasche Wasserzufluß aus dem an sich dichten Gestein hin.“

Ähnlich wie bei den vorangegangenen Zyklen folgt über dem Dolomit ein Anhydrit, hier stratigraphisch als Hauptanhydrit bezeichnet. Mit meist nur wenigen Metern Mächtigkeit (vgl. HEIDORN 1949, Tab. 1) besteht das Gestein wie im Bereich des Nachbarblattes Ochtrup nach THIERMANN (1968) aus grauem, durch tonige und dolomitische Einlagerungen verunreinigtem Anhydrit.

Nach der paläogeographischen Vorstellung von RICHTER-BERNBURG (1959) ist das Leine-Steinsalz noch gerade im nördlichen Blattgebiet zu erwarten, während es HEIDORN (1949) noch im gesamten Bereich vermutete.

Die jüngste Serie des Zechsteins, der Aller-Zyklus, ist im Emsland (BOIGK in BOIGK et alii 1960) durch eine außerordentlich geringmächtige und außerdem örtlich starken faziellen Schwankungen und besonders auch Schichtausfällen unterworfenen Folge vertreten. Östlich, wie in der Nähe von Bentheim (HEIDORN 1949), oder auf Teilen des westlich anschließenden Gebietes des Blattes Ochtrup (THIERMANN 1968) fehlt sie ganz. Aus der paläogeographischen Übersicht von RICHTER-BERNBURG (1959, Taf. I) lassen sich allenfalls eine dünne Folge pelitischer Gesteine mit Anhydrit, stratigraphisch dem Grenzanhydrit entsprechend, herleiten, sicher aber keine mächtigeren chemischen Sedimente. Nach HEIDORN (1949) ist der Grenzanhydrit auch dort verbreitet, wo darunter schon eine primäre Schichtlücke im Zechstein vorliegt, d. h. er greift weiter auf den Beckenrand über.

Mesozoikum

5.3. Trias

Ähnlich wie die Ablagerungen des Zechsteins sind solche der Trias im Blattgebiet nur aus den Bohrungen Neuenkirchen 1 und 2 (HARK 1961, SCHUSTER & WOLBURG 1962, WOLBURG 1969) bekannt geworden, da sie von jüngeren mesozoischen Schichten heute verdeckt nur im Untergrund anstehen. Im äußersten Südosten des Blattbereiches können sie vielleicht auch gänzlich fehlen, denn auf dem Nachbarblatt Bevergern geriet die Tiefbohrung Bevergern 1 direkt aus der Unterkreide in das Oberkarbon (SCHUSTER & WOLBURG 1962) unter Ausfall der Trias und des Juras (vgl. auch THIERMANN 1970 b). Vollständigere Trias-Profile treten im Bereich des Blattes Rheine allenfalls im äußersten Norden auf. Diese Erscheinung ist nach den Überlegungen von WOLBURG (1969) wohl schon eine Folge ursprünglicher Sedimentationslücken und frühzeitiger Erosionen. Hinzu kommt aber auch die starke Abtragung im Zuge jungkimmerischer Bewegungen im Malm und die Transgression des Meeres im Alb der Unterkreide (s. S. 47).

Wie es WURSTER (1964) gezeigt hat, wurde die Trias als eine epikontinentale Schelfablagerung unter einem subtropisch-ariden Klima in einem sinkenden Becken sedimentiert. Über die epirogenetische Entwicklung der mittleren und höheren Trias, insbesondere aufgrund neuerer Bohrungen hat WOLBURG (1969) berichtet.

5.3.1. Buntsandstein (s)

Der Ablagerungsraum des nordwestdeutschen Buntsandsteins gliedert sich in ein nördliches Hauptbecken und zwei südlich daran anschließende NNE-streichende Nebenbecken, die durch eine dazwischen liegende Schwelle getrennt werden. Dieser bei WOLBURG (1961, 1968, 1969 „Rheinische Schwelle“ und bei TRUSHEIM (1963) „Hunte-Schwelle“ genannte Sporn der Rheinischen Masse scheidet so die östlich gelegene „Hessisch-Hannoversche Senke“ (WOLBURG 1969) oder „Weser-Senke“ (TRUSHEIM 1963) von der westlichen „Niederrhein-Emsenke“ (WOLBURG 1969) oder „Ems-Senke“ (TRUSHEIM 1963).

Tabelle 3

Stratigraphische Gliederung der Trias

Abteilung	Stufen	Blatt Rheine	
Keuper	Rhät	Ober-	<i>Triletes</i> -Schichten
		Mittel	<i>contorta</i> -Schichten
		Unter-	
	Gipskeuper		
	Lettenkohlenkeuper	regionale Schichtlücke	
Muschelkalk		Oberer	Ceratiten-Schichten (vielleicht fehlend) Trochitenkalk
		Mittlerer	Mittlerer Muschelkalk
		Unterer	Unterer Muschelkalk
Buntsandstein		Oberer (Röt)	Pelitische Folge Rötsalinar
		Mittlerer	Mittlerer Buntsandstein
		Unterer	Unterer Buntsandstein

Das Blattgebiet liegt am nordwestlichen Rand der Rheinischen Schwelle. Der Verlauf der Schuttströme des Buntsandsteins läßt für den Kartenbereich nach WOLBURG (1961, Abb. 17) eine NW-Richtung in die Ems-Senke hinein erkennen. Die gesamte primäre Mächtigkeit des Buntsandsteins mag nach

der Karte von TRUSHEIM (1963, Abb. 1) etwa 400 – 500 m betragen. Vielleicht ist sie aber auch kleiner.

Gegliedert wird der Buntsandstein, ähnlich wie der Zechstein, nach der Abfolge von Sedimentationszyklen, die auf epirogenetische Bewegungen des Ablagerungsraumes zurückgeführt werden. Nach WOLBURG (1968) entwickeln sich die Zyklen von einer mehr oder weniger marinen Tonserie über eine brackische Wechselfolge zu einem limnischen Sandstein, der nach oben hin wieder mehr einem brackischen Milieu entstammt. Aufgrund etwas anderer Vorstellungen über die Paläogeographie zur Zeit des Buntsandsteins kam zuvor BOIGK (1959, 1961) zu einer entgegengesetzten Gliederung, indem er die Zyklen stets mit einer größeren Sandschüttung beginnen läßt, die dann über eine tonig-sandige Wechselfolge zu einem Tonstein als Abschluß führte.

Über die lithologische Ausbildung des Buntsandsteins in den Tiefbohrungen Neuenkirchen 1 und 2 und seine Gliederung im Blattbereich lassen sich wegen der gleichartigen paläogeographischen Verhältnisse auch Angaben aus den Arbeiten von WOLBURG (1968, 1969), BOIGK (in BOIGK et alii 1960) und den Erläuterungen zum geologischen Blatt 3709 Ochtrup (THIERMANN 1968) herleiten. Das Gestein besteht aus einer Wechselfolge von rotbraunen, violetten, stellenweise auch graugrünen, manchmal etwas feinsandig-schluffigen Tonsteinen mit staubfeinem Glimmer und etwas festeren, fein- bis mittelkörnigen, rötlichgrauen und rotbraunen Sandsteinen, die meist kreuzgeschichtet und stellenweise aber auch eben und plattig sind.

Im höheren Buntsandstein, dem Röt, macht sich ein bedeutsamer Umschwung in der Fazies bemerkbar. Ähnlich wie es BOIGK (in BOIGK et alii 1960) und THIERMANN (1968) aus dem südlichen Emsland beschreiben, treten auch im nördlichen Blattgebiet nach WOLBURG (1969) die Rötsteinsalze auf. Ihre Mächtigkeit kann nach den Isopachen bis zu 200 m betragen. Nach den Literaturangaben aus den Nachbargebieten sind die Steinsalze meist durch rote Tonfasern und Anhydrite verunreinigt. Nach Süden zu keilt das Steinsalz etwa in der nördlichen Hälfte des Blattgebietes ziemlich schnell aus und geht in die pelitische Folge rotbrauner, glimmeriger Tonsteine über, die als Randfazies ähnlich wie bei Ochtrup (THIERMANN 1968) die Salze umgibt. Durch die späteren Gebirgsbewegungen und Transgressionen können aber hier gerade im südlichen Teil auch Teile des höheren Buntsandsteins fehlen (vgl. auch S. 30).

5.3.2. Muschelkalk (m)

Die schon aus der Zeit des Zechsteins und Buntsandsteins her angelegte Niederrhein-Emsenke behielt auch nach WOLBURG (1969) im Muschelkalk ihre Bedeutung, nur war sie jetzt zunehmend schmaler geworden. Im Gegensatz zu den anderen beiden Abteilungen der Trias herrschten hier mehr marine

Verhältnisse. Die ursprüngliche Mächtigkeit des Muschelkalkes mag nach WOLBURG (1969) im Blattbereich etwa 150 m betragen haben.

Aus den auf S. 30 schon näher erläuterten Gründen sind aber heute Muschelkalkablagerungen nur im nördlichen Teil zu erwarten. Im Süden geriet die Tiefbohrung Neuenkirchen 2 nach SCHUSTER & WOLBURG (1962) aus der Unterkreide gleich in den Buntsandstein. Im Schnitt E – F zur geologischen Karte ist daher nur im Norden des Waldhügel-Sattels der Muschelkalk in Anlehnung an WOLBURG (1953) dargestellt worden. Nach den Beschreibungen von THIERMANN (1968) aus dem Raum des westlich anschließenden Blattes 3709 Ochtrup ist dort der Muschelkalk im ganzen Blattgebiet wieder vorhanden, jedoch ohne den mittleren und oberen Teil.

Die Gliederung und Ausbildung der Gesteine des Muschelkalkes im Blattbereich ist bisher noch nicht durch Tiefbohrungen erkundet, doch lassen sich aus den bekannten paläogeographischen Verhältnissen (WOLBURG 1969) und den Beschreibungen aus den Nachbarräumen (BOIGK in BOIGK et alii 1960, BENTZ 1927 a, THIERMANN 1968) die folgenden Aussagen herleiten.

Die feinere lithologische Untergliederung des Unteren Muschelkalkes, wie sie im hannoverschen und lippischen Bergland üblich ist, wird hier nicht möglich sein. Sie war schon im Osnabrücker Raum nur schwierig aufzustellen (HAACK 1926); der Untere Muschelkalk ist vielmehr bis hin zur holländischen Grenze im Westen einheitlich ausgebildet. Das Gestein besteht aus einer Wechselfolge von fein- und ebengeschichteten, nur stellenweise derben, blaugrauen mergeligen, stellenweise auch dolomitischen Kalksteinen und vorherrschend graublauen und graugrünen und stellenweise auch rotbraunen feinschichtigen Ton- und Mergelsteinen. Dünne Anhydritbänke und -flaser sind nach WOLBURG (1969) und THIERMANN (1968) ebenfalls anzutreffen.

Der Mittlere Muschelkalk besteht aus mürben, weichen grauen, stellenweise auch gelblichen und violetten Ton-, Tonmergel- und Dolomitmergelsteinen, denen öfter auch zellige graue und gelbliche Kalksteine und Dolomite und stellenweise auch Anhydrite als Bänke eingelagert sein können. Sie sind Teile der randlichen Fazies der im Norden schon außerhalb des Blattgebietes vorkommenden Steinsalze.

Die Gesteinsfolge des Oberen Muschelkalkes beginnt mit einer nur stellenweise vorhandenen mergelig-dolomitischen Übergangsschicht, sonst aber mit massig-derben grauen, spätigen Kalksteinen mit Trochiten (Stielglieder fossiler Seelilien), den sogenannten Trochitenkalken. Die darüber normalerweise folgenden Ceratiten-Schichten, eine Wechselfolge von grauen, plattigen Kalk- und Tonsteinen mit vereinzelt Dolomiten sollen nach WOLBURG (1969) wenigstens in ihrem höheren Teil durch eine Schwellenbildung reduziert sein, wenn nicht der Obere Muschelkalk hier überhaupt fehlt, wie es aus der Darstellung von MEYER (1969, Abb. 2) hervorgeht.

5.3.3. Keuper (k)

Im Anschluß an die Zeit des Muschelkalkes kam es — besonders wie hier am Rande des Sedimentationsbeckens — zu einer tektonischen Umgestaltung, als deren Folge das Rhät über verschiedene Stufen der Trias transgrediert. Diese Erscheinung wurde früher insbesondere auch von LÖGTERS (1951) der kurzzeitigen sogenannten altkimmerischen Orogenese zugeschrieben. Wie nun WOLBURG (1969) nachweisen konnte, hat es sich beim Fortgang der geologischen Forschung gezeigt, daß es sich hierbei weniger um einen einmaligen Vorgang handelt, als vielmehr um mehrere epirogenetische Bewegungen von verschiedener Intensität, je nach der Lage zu den einzelnen Schwellen und Senken.

Als deren Folge sind offenbar nach MEYER (1969) und WOLBURG (1969) hier die Schichten des Unteren und Mittleren Keupers, aber auch des Unteren Oberkeupers (Unterrhät), die sich nach WURSTER (1964) und WILL (1969) durch ein mehr festländisch beeinflusstes Ablagerungsmilieu auszeichnen, überhaupt nicht abgelagert worden. Im Blattgebiet transgrediert erst das marine Mittelrhät mit den *contorta*-Schichten und hinterließ zusammen mit dem mehr limnischen Oberrhät, den *Triletes*-Schichten (WILL 1969) Sedimente in einer Mächtigkeit von etwa 20 m (MEYER 1969). Diese Keuper-Sedimente (ko) sind aber nur nördlich des Oberkreiderückens im Untergrund zu erwarten.

Die Gesteine der *contorta*-Schichten bestehen nach WOLBURG (1969) hauptsächlich aus grauen bis schwärzlichen, teilweise dolomitischen oder kalkigen Tonsteinen, denen stellenweise hellgraue bis weißliche, teilweise grünstichige Sandsteine zwischengelagert sind.

Der Name dieser Schichten rührt von der bezeichnenden, weltweit verbreiteten Muschel *Pteria* (*Avicula*) *contorta* (PORTLOCK) her und wurde von WILL (1969) eingeführt. Daneben treten an bezeichnenden Foraminiferen auf *Ammodiscus parvulus* TEN DAM, *Glomospira* sp. und *Proteonia* sp.

Die Gesteine der *Triletes*-Schichten, von WILL (1969) wegen des häufigen Vorkommens von Megasporen so benannt, bestehen aus grauen, grünlich-grauen und bräunlichen Tonsteinen, denen nach MEYER (1969) gröberklastische, braune feinschichtige, flaserige und glimmerstaubige Sandsteine nur vereinzelt zwischengelagert sind.

5.4. Jura

Die Ablagerungen des Juras sind im Blattbereich infolge der kimmerischen Bewegungen weithin erodiert worden. Nur im Norden werden nach den paläogeographischen Karten von MEYER (1969) und BISCHOFF & WOLBURG (1963) noch Reste des Juras im Untergrund vermutet. Wie weit der Jura (mit Lias und Dogger) ursprünglich nach Süden auf den Sockel der Rheinischen Masse über-

gegriffen hat, ist nicht bekannt. Immerhin kommen BRAND & HOFFMANN (1963) aus faziellen Erwägungen zu erheblichen ursprünglichen Mächtigkeiten von mehreren hundert Metern und damit auch zu einer weit im Süden liegenden Küstenlinie. Erst im höheren Jura, dem Malm, kam es zu einer tektonischen Umgestaltung des Sedimentationsraumes und Ausbildung des eigentlichen Niedersächsischen Beckens. Gleichzeitig wurde dabei wahrscheinlich fast der gesamte Blattbereich festländisch bis auf den nördlichsten Teil, wo eine küstennahe Fazies im Malm abgelagert wurde, die dann schließlich zu der brakisch-limnischen des Wealdens führte.

5.4.1. Lias (jl)

Im Blattgebiet sind Ablagerungen des Lias nach der Darstellung von BISCHOFF & WOLBURG (1963) nur im Untergrund nördlich vom Thie- und Stadt-Berg zu erwarten. Die Mächtigkeit wird von MEYER (1969) heute bis auf ungefähr 150 m geschätzt; die ursprüngliche Mächtigkeit wird für diesen Raum mit etwa 250 m angegeben. Durch die nachfolgende Doggertransgression sind die höheren Teile des Lias wieder erodiert worden.

Tabelle 4

Stratigraphische Gliederung des Juras

Abteilung	Stufen	Blatt Rheine
Malm	Wealden 1 – 3a	Wealden w
	6	Serpulit
	3 – 5	Münder Mergel jwo2-6
	2	Eimbeckhäuser Plattenkalk
	1	
Dogger	Kimmeridgium	regionale Schichtlücke
	Oxfordium	
	Callovium	— — — — — ? — — — —
	Bathonium	
	Bajocium	Dogger jb
Lias	Aalenium	
	Toarcium	regionale Schichtlücke
	Carixium	— — — — — ? — — — —
	Sinemurium	
	Hettangium	Lias jl

Die Gesteine gehören hier nach BRAND & HOFFMANN (1963) zu der mehr tonigen Westfazies. Sie bestehen aus dunkelgrauen Ton- und Mergelsteinen mit vereinzelt Geoden, nur gelegentlich weisen sie nach MEYER (1969) einen geringen Feinsandgehalt auf. Untergeordnet sind graubraune Kalksandsteine

eingeschaltet. Anhand der reichen Fossilführung ist nach BRAND & HOFFMANN (1963) und HOFFMANN (in BOIGK et alii 1960) eine genaue Gliederung in Ammoniten-Zonen möglich.

5.4.2. Dogger (jb)

Zum Ausgang des Lias und dem Beginn des Doggers machten sich tektonische Bewegungen des Untergrundes, die den mittelkimmerischen Phasen zugerechnet werden, bemerkbar. Sie bedingen eine kleine Schichtlücke, und so transgrediert erst der Dogger β mit dem Bajocium unter Ausfall des Aaleniums (HOFFMANN in BOIGK et alii 1960, MEYER 1969). Durch die Gebirgsbewegungen im Malm und die dabei einsetzende Abtragung sind die Ablagerungen des Doggers wahrscheinlich nur noch im Untergrund nördlich des Stadt-Berges mit einer Mächtigkeit von etwa 50 m zu erwarten, wie es aus den Kartendarstellungen von BISCHOFF & WOLBURG (1963, Taf. I) und MEYER (1969, Abb. 7) hervorgeht. Eventuell ziehen sie auch noch etwas weiter nach Westen bis nach Bentlage hin. Im geologischen Schnitt E – F werden sie dort in etwas geringerer Mächtigkeit dargestellt. Nach Norden im Raum Salzbergen – Altenrheine schon ebenso außerhalb des Blattbereiches wie im Osten nimmt die Mächtigkeit des Doggers dann zu.

Die Gesteine des Doggers sind denen des Lias weitgehend ähnlich, es herrschen dunkle Ton- und untergeordnet auch Tonmergelsteine vor. Vereinzelt treten auch Toneisensteingeoden auf, stellenweise sind graue, festere, kalkige Sandsteine als Flaser und Linsen eingeschaltet. Eine genaue biostratigraphische Gliederung nach Ammoniten-Zonen (HOFFMANN in BOIGK et alii 1960, BRAND & HOFFMANN 1963) ist auch in den Gesteinen des Doggers anwendbar.

5.4.3. Malm (jw)

Über die Entwicklung und Ausbildung des Malms im Emsland und damit auch über den Blattbereich haben eingehend BISCHOFF & WOLBURG (1963) und MEYER (1969) berichtet. Auf ihre Untersuchungen und Beschreibungen gehen die folgenden Ausführungen im wesentlichen zurück.

Zu Beginn des Malms kam es zu tektonischen Bewegungen (den sogenannten jungkimmerischen Phasen), die zur Hebung und ostwärtigen Kippung der Emslandtafel mit der darauf folgenden Abtragung großer Schichtfolgen führte (s. S. 34). Erst zögernd griff das Meer von Osten kommend wieder auf die Emslandtafel über, deren Ostgrenze nach BISCHOFF & WOLBURG (1963) etwa 8 – 10 km östlich der Ems N – S verläuft. Westlich dieser Linie fehlen Ablagerungen des Oxfords gänzlich, solche des Kimmeridge beschränken sich auf einzelne Spezialsenken. Erst im Ober-Malm mit den *gigas*-Schichten transgredierte das Meer wieder flächenhaft in diesen Raum, in dem sich nun das Niedersächsische Becken genauer ausgrenzte (JARITZ 1969). Jedoch war zu

dieser Zeit der Blattbereich bis nach Norden in die Gegend von Salzbergen noch Teil des Festlandes. Ablagerungen der *gigas*-Schichten (Ober-Malm 1) sind also im Untergrund nicht zu erwarten.

5.4.3.1. Ober-Malm (jwo2-6)

Erst zur Zeit des Ober-Malm 2 (KLINGLER 1955, 1956) dehnte sich das Meer weiter nach Süden aus und transgredierte weiter auf die Rheinische Masse und hinterließ Sedimente, die stratigraphisch zum Eimbeckhäuser Plattenkalk gestellt werden. Die Küstenlinie und damit auch die Verbreitung dieser Schichten beschränkt sich nach der Karte von BISCHOFF & WOLBURG (1963, Taf. II) wahrscheinlich auf den Untergrund von Bentlage und Altenrheine.

In der Zeit des Ober-Malm 3 – 5 überschritt das Meer wohl diese Küstenlinie und verlief nun etwas weiter südlich. Stratigraphisch werden die Ablagerungen jener Zeit auch als Münders Mergel bezeichnet. Sie gehören hier nach SCHOTT (1951) zur Sulfatfazies mit feinsandig-konglomeratischen Einlagerungen, die girlandenförmig die Chloridfazies des Beckeninneren umrahmt.

Der Höhepunkt der Meeresausbreitung im Zuge der Osterwald-Phase war die Zeit der Ablagerung des Serpulits, der Ober-Malm 6. Diese Sedimente lagern vermutlich im Norden des Blattgebietes im Untergrund der Bauerschaften Landersum und Bentlage bis hin nach Altenrheine. Nach BISCHOFF & WOLBURG (1963) verläuft die Küste etwa entlang dieser Linie.

Zutage ausstreichend wurde der Serpulit auf dem Gebiet des nördlichen Nachbarblattes 3610 Salzbergen im Bett der Ems zuerst von FR. ROEMER (1850) erwähnt. HOSIUS (1860) und VON DECHEN (1883) beschrieben von dort schwarze Kalke mit Paludinen (Schnecken) und Wurmröhren der Art *Serpula coacervata* BLUMENBACH und helle Trümmerkalke, die nur aus diesen Serpelresten bestehen. Sie wurden von SCHOTT (1951) als Trümmer von Serpelriffen gedeutet. Am Bentlager Kolk führte schließlich G. MÜLLER (1896 a) ebenfalls diese Serpelkalke an und beschrieb auch ihre Auflagerung auf Lias oder Dogger, ohne jedoch diese Transgressionsfläche klar einstufen zu können. Im Blattbereich Rheine wird der Serpulit ähnlich ausgebildet sein, wegen der Nähe zum Festland womöglich noch etwas sandiger.

Da nun im Blattbereich bisher aber noch keine Bohrung Gesteine des Malms erreicht hat, erscheint es noch verfrüht, die minutiöse Gliederung und Beschreibung der Gesteine, wie sie BISCHOFF & WOLBURG (1963) und THIERMANN (1968) aus dem westlichen Nachbarraum wegen der guten Aufschlußverhältnisse mitgeteilt haben, hierher zu übertragen. Es sei daher nur eine allgemeine Beschreibung der vermuteten Schichtausbildung gegeben.

Die größte Mächtigkeit im Blattgebiet wird mit BISCHOFF & WOLBURG (1963, Taf. I) bei 250 m vermutet. Der bedeutsamste Faktor für die Fazies der Gesteinsausbildung ist mit MEYER (1969) die Wassertiefe und Küstennähe, welche

die vorherrschend karbonatischen und sulfatischen Sedimente bedingen, während die Beckenfazies außerhalb des Blattbereiches im Norden mehr tonig und chloridisch ist. Die Gesteine des Ober-Malms sind hier vorherrschend als graue, stellenweise wohl auch rötliche und braune, etwas feinsandige Ton- und Mergelsteine ausgebildet, die mit grauen Dolomiten, dolomitischen Sandsteinen und insbesondere den schon oben erwähnten Trümerkalken im höheren Teil wechsellagern. Anhydritische und konglomeratische Einschaltungen geringer Mächtigkeit mögen vorkommen.

Wegen des mehr brackischen Charakters der Ober-Malm-Ablagerungen fehlen die nur im marinen Bereich vorkommenden Ammoniten; zur biostratigraphischen Gliederung werden daher Ostracoden (Muschelkrebse) verwendet. Eine darauf aufgebaute Biostratigraphie haben BISCHOFF & WOLBURG (1963) vorgelegt.

5.5. Wealden (w)

Das bereits im Ober-Malm vorgezeichnete Niedersächsische Becken (SEITZ 1949, SCHOTT 1949, 1951, JARITZ 1969) bildete auch den Ablagerungsraum des nordwestdeutschen Wealden. Im Norden wurde es von der Pompeckj'schen Schwelle, im Westen von der Ostholländischen Triasplatte und im Süden von der Rheinischen Masse begrenzt. Gegenüber dem Ober-Malm greifen aber einige Horizonte des Wealdens besonders im Norden und Süden über dessen Verbreitungsgrenzen hinweg.

Das Blattgebiet liegt am Südrande des Beckens. Im Untergrund des nördlichen Teiles wird der Wealden mit einer bis auf 150 m ansteigenden Mächtigkeit (MEYER 1969) vermutet, nach Süden keilt er alsbald – am Rande der Rheinischen Masse im Untergrund verborgen – etwa an der Linie Maxhafen – Mesum aus. Die Tiefbohrung Neuenkirchen 1 hat nach MEYER (1969) den Wealden noch gerade erreicht.

Die Ablagerungen des Wealdens (DUNKER 1846, CREDNER 1863, ANDERSON & HUGHES 1964, BESSIN 1928) stellen zwar eine lithologisch und faziell mehr oder weniger geschlossene Einheit dar, dennoch ist seine stratigraphische Stellung seit jeher umstritten, da sie auch eng mit der Frage der Jura/Kreide-Grenze verbunden ist. Exakt lösen läßt sich dieses Problem nur im rein marinen Bereich mit den dort vorkommenden leitenden Ammoniten. In dem brackisch-limnischen Milieu des nordwestdeutschen Wealdenbeckens ist ohne diese Leitfossilien nur eine ungefähre Grenzziehung möglich. Hier wird vorerst noch der Auffassung von MARTIN & WEILER (1963) gefolgt, die aufgrund von Ostracoden-Gesellschaften die Grenze zwischen Jura und Kreide in den Wealden zwischen die Stufen 3 a und 3 b legen.

Der lithologisch recht einheitlich aufgebaute Wealden läßt sich nach WOLBURG (1949, 1959) nach der phylogenetischen Abfolge der Arten der Ostraco-

dengattung *Cypridea* BOSQUET gliedern. Der tiefere Wealden mit den Stufen 1 – 3 a zeichnet sich durch ein mehr brackisch-limnisches Ablagerungsmilieu aus; der höhere, bereits zur Kreide gerechnete und das untere Valangin vertretende Teil hingegen wurde in einer brackisch-marinen Umgebung abgelagert. Er ist durch die von KEMPER (1961 a, b) so genannten „Mischfaunenbänke“ gekennzeichnet, in denen sowohl marine als auch brackische Formen gemeinsam vorkommen. Wie es SCHOTT (1968a) unlängst gezeigt hat, bestehen zwischen den paläogeographischen Verhältnissen des nordwestdeutschen Wealdenbeckens und der heutigen Ostsee mancherlei Beziehungen, die zu einer weiteren Klärung beitragen.

Die Gesteine des Blattgebietes gehören nach SEITZ (1949) hier am Rande der Rheinischen Masse zur Ton- und Sandfazies, nach Westen geht sie vielleicht in die bei Ochtrup von THIERMANN (1968) beschriebene Kalkfazies über. Zutage anstehend streichen die Gesteine erst auf dem Gebiet des nördlichen Nachbarblattes 3610 Salzbergen aus. Sie wurden dort von HOSIUS (1860) und G. MÜLLER (1896 a, 1904) aus dem Emsbett beschrieben. Nach diesen Mitteilungen und den allgemeinen paläogeographischen Verhältnissen zu urteilen, bestehen die Gesteine des Wealdens im Blattgebiet selbst aus grauen und braunen, etwas bituminösen Ton- und Mergelsteinen, denen häufiger aus Muschelschalen und Schill aufgebaute sogenannte Cyrenenbänke und nach Süden zunehmend auch graublaue Kalksandsteinbänke eingelagert sind. Mit Annäherung an die Beckengrenze im Süden des Blattgebietes treten wahrscheinlich die tonig-mergeligen Ablagerungen zugunsten der mehr kalkig-sandigen zurück.

Neben den schon oben erwähnten Mikrofaunen sind für den Wealden die Arten der früher zur Muschelgattung *Cyrena* LAMARCK gestellten Formen typisch. Sie sind nach der Revision durch HUCKRIEDE (1967) jedoch als Vertreter der Neomiodontiden anzusehen.

5.6. Kreide

Die Ablagerungen der Kreide haben für das Blattgebiet eine besondere Bedeutung, denn sie stellen die einzigen direkt zutage anstehenden Schichten des Mesozoikums dar. Mit ihrem Ausstrich bestimmen sie den geologischen Bau (s. S. 20) und das Landschaftsbild (s. S. 15) des Blattgebietes ganz entscheidend. Über ihre Ausbildung ist im Gegensatz zu den bisher beschriebenen Schichten, die alle im Untergrund verborgen sind, sehr viel mehr bekannt geworden. Nur die tiefste Unterkreide und die höhere Oberkreide sind auch hier wegen der Bedeckung durch jüngere Schichten nicht alle zutage anstehend.

Die Fazies der Sedimente der Unterkreide im Blattgebiet wird durch seine Lage am Rande des Niedersächsischen Beckens bestimmt. Die hier unmittelbar benachbarte Rheinische Masse als Teil des festländischen Rahmens machte sich durch die sandigen Einschüttungen ständig bemerkbar. Erst mit der

ausgehenden Unterkreide verschwand die im Süden so nahe liegende Küste, da die Rheinische Masse unter dem transgredierenden Kreidemeer versank. Damit wandelte sich auch die Fazies über tonig-mergelige Schichten zu den mergelig-kalkigen der Oberkreide. Diese wurden hier in küstenfernen Räumen abgelagert.

5.6.1. Marine Unterkreide

Mit dem Beginn des Mittelvalangin kam das Blattgebiet als Teil des Niedersächsischen Beckens wieder in den Bereich mariner Sedimentation, die hier durch eine vorherrschend tonige Schichtenfolge mit eingeschalteten Sandeinschüttungen (KEMPER 1969) ausgezeichnet ist. Eine eingehende sedimentpetrographische Untersuchung der Diagenese der Sandsteine aus dem östlichen Nachbarraum hat KAUTZ (1964) vorgelegt. Wie es die Untersuchungen von KELLER (1953), KREMP (1953), M. & R. TEICHMÜLLER (1953) und WOLBURG (1953, 1954) ergeben haben, sind die Gesteine der Unterkreide überwiegend aus dem Verwitterungsschutt des damals auf der Rheinischen Masse zutage anstehenden Oberkarbons entstanden.

Die Küste zur Rheinischen Masse lag bis an die Obergrenze des Unteraltms wahrscheinlich im südlichen Blattbereich, denn die Tiefbohrungen Neuenkirchen 1 und 2 trafen nach SCHUSTER & WOLBURG (1963) keine tiefere Unterkreide mehr an und gerieten aus dem Mittelalt gleich in den Wealden bzw. den Buntsandstein. Diese Lage nahe der Küste läßt es mit LÖGTERS (1951) wahrscheinlich sein, daß die grobe Küstenfazies des Osning-Sandsteins mit eingeschalteten dünnen Tonsteinlagen, wie sie KELLER (1953) aus dem benachbarten Teutoburger Wald eingehend beschrieb, auch hier im Untergrund des mittleren Blattgebietes vorkommt. Einen Hinweis darauf hat insbesondere die Bohrung Waldhügel 1 (vgl. auch LÖGTERS 1951 und WOLBURG 1954) gegeben. Da nach Norden hin die Unterkreide jedoch ebenso wie im Westen (THIERMANN 1968) in der tonigen Beckenfazies austreicht, verzahnen sich im Bereich des Blattes Rheine die Küsten- und Beckenfazies miteinander, wie es LÖGTERS (1951, Abb. 5) in einem Faziesprofil bereits dargestellt hatte. Nach Süden, im Untergrund des Blattgebietes zwischen Maxhafen und Mesum verborgen, keilen dann diese Schichten alle aus, wobei die jüngeren Stufen jeweils etwas über die älteren hinweggreifen. Erst mit dem Mittelalt beginnend wurde dann die Nordhälfte der Rheinischen Masse vom Meer überflutet. Damit hörten die klastischen sandigen Einschüttungen auf, d. h. dieser Teil der Unterkreide liegt im ganzen Blattgebiet in toniger küstenferner Fazies vor.

5.6.1.1. Valangin (kv)

Für diese Stufe der Unterkreide war früher die Bezeichnung Valendis üblich. In der jüngsten Zeit hat sich aber die sprachlich richtigere Schreibweise Valangin allgemein durchgesetzt, denn der Name ist nach HAEFELI, MAYNC, OERTLI &

Tabelle 5
Stratigraphische Gliederung der Unterkreide

Stufen	Blatt Rheine		
Alb	Ober-	Oberalb	kl
	Mittel-	Mittelalb	
	Unter-	Rothenberg-Sandstein kR	
Apt	Ober-	Apt	kp
	Unter-		
Barrême		Barrême	kb
Hauterive		Hauterive	kh
Valangin (Valendis)	Ober	Valangin	kv
	Mittel		
	Unter-	Wealden 3 b – 6	w

RUTSCH (1965) von dem Typus-Profil bei der schweizerischen Ortschaft Valangin bei Neuenburg abgeleitet.

Nach der bisher noch üblichen stratigraphischen Einteilung wird das Unter-valangin, wie es auf S. 39 näher ausgeführt ist, noch durch die brackisch-marinen Ablagerungen des höheren Wealdens vertreten. Erst mit dem Mittel-valangin treten wieder rein marine Verhältnisse auf, wobei der Übergang durch die „Mischfaunenbänke“ (KEMPER 1961 a) gekennzeichnet ist. Die Obergrenze zum Hauterive ist durch das erste Auftreten der Ammonitenart *Endemoceras noricum* (F. A. ROEMER) gegeben.

Ablagerungen des Mittel- und Obervalangins wurden bisher im Blattgebiet selbst noch nicht angetroffen; sie streichen aber nach G. MÜLLER (1896 a) im Emsbett unmittelbar am Südrande des nördlich anschließenden Blattes 3610 Salzbergen zutage aus. Wegen des südöstlichen Einfallens und aus den allgemeinen paläogeographischen Erwägungen werden sie daher auch im Blattbereich unter den jüngeren Kreideschichten anstehend vermutet. Im Vergleich zu den Nachbarräumen lassen sich daher auch die folgenden Aussagen über ihre Ausbildung angeben.

Die bis zu 150 m mächtigen (MEYER 1969) und nach Süden bald auskeilenden Gesteine des Mittel- und Obervalangins bestehen aus dunklen, graubraunen, feinsandig-schluffigen Ton- und ganz untergeordnet Tonmergelsteinen, denen nach Süden zunehmend auch graubraune tonige Sandsteine eingeschaltet sein können. Wahrscheinlich treten auch hier die im südlichen Emsland zur Valangin-Gliederung herangezogenen mächtigeren Sandsteine, wie der Benthheimer Sandstein (KEMPER 1968 a, b, 1969) und der Dichotomiten-Sandstein auf.

Soweit sich überhaupt Faunenreste in der küstennahen Fazies finden lassen, wird das untere Mittelvalangin nach den Arten der Ammonitengattung *Platylenticeras* HYATT gegliedert (KEMPER 1961 a), der übrige Teil nach anderen Ammonitenarten (vgl. THIERMANN 1968). Parallel dazu hat KEMPER (1961 b, 1963) eine Gliederung nach Mikrofaunen vorgelegt.

5.6.1.2. Hauterive (kh)

Ablagerungen des Hauterives werden im Blattgebiet in der äußersten Nordwestecke unter dem Quartär direkt anstehend vermutet. Im übrigen Raum tauchen sie nach Südosten fallend unter die jüngeren Kreidestufen ab.

Ähnlich wie auch die Ablagerungen aus dem Valangin wurden solche des Hauterives im nördlich anschließenden Gebiet des Blattes 3610 Salzbergen erstmalig in diesem Raum im Emsbett zutage anstehend von G. MÜLLER (1896 a, 1904) beschrieben, allerdings scheinen dort die Lagerungsverhältnisse unklar zu sein, was schon BENTZ (1927 a) auffiel.

Nach den Arbeiten von WOLBURG (1954), KEMPER (1968 a, 1969) und MEYER (1969) sowie BOIGK (in BOIGK et alii 1960) aus dem südlichen Emsland, deren Ergebnisse sich wohl auf das Blattgebiet übertragen lassen, bestehen die bis zu höchstens 300 m im Norden (MEYER 1969) mächtigen Hauterive-Gesteine überwiegend aus grauen, dunklen Tonmergel- und Mergelsteinen mit häufig flaserigen mergeligen Sandsteinen und sandigen Mergelsteinen. Brotlaibartige Toneisensteingeoden sind bankweise eingeschaltet.

Bemerkenswert sind die wahrscheinlich auch im Blattgebiet in bestimmten Niveaus des Hauterives vorkommenden Sandsteinhorizonte des *noricum*-Sandsteins und des Gildehauser Sandsteins. Lithofaziell bieten diese Sandsteine nach KEMPER (1969) das breiteste Spektrum, das von küstennahen Sanden und Trümmererzen bis zu den meerwärtigen Bioturbationsgesteinen (durch bodenwühlende Organismen entschichtete Gesteine) reicht. Über ihre Ausbildung westlich des Blattgebietes, wo sie zutage anstehen, haben ausführlich KEMPER (1968 a) und THIERMANN (1968) berichtet.

Gegliedert wird das Hauterive, soweit in der Küstenfazies Megafossilien überhaupt auftreten, im unteren Teil nach den Arten der Ammonitengattung *Endemoceras* (THIERMANN 1963), für den oberen Teil werden Ammoniten (RAWSON 1971) der Gattungen *Simbirskites* PAVLOW, *Craspedodiscus* SPATH und *Crioceras*-Formen verwendet.

5.6.1.3. Barrême (kb)

Unter einem dünnen Schleier quartärer Überdeckung treten die Ablagerungen des Barrêmes als die ältesten zutage austreichenden Schichten des Mesozoikums im Blattgebiet in einem langgestreckten Höhenzug im Norden der

Bauerschaft Landersum und des Bentlager Flugplatzes hervor. Ober- und Untergrenze des Barrêmes tauchen allerdings unter mächtigere quartäre Sande ab.

Die hier im Blattgebiet bis auf 400 m hinaufgehende Mächtigkeit ist die größte unter den Mächtigkeiten der Unterkreide-Stufen. Sie erklärt sich paläogeographisch nach KEMPER (1963), MEYER (1969) und THIERMANN (1968) aus der synd sedimentären Absenkung des sogenannten Brechte-Troges zwischen der Rheinischen Masse und dem Raum Bentheim – Salzbergen im Norden. Zwar ist seine Ausbildung nur im westlich anschließenden Gebiet der Brechte-Mulde besonders durch die Tiefbohrung Brechte 1 bekannt geworden. Es ist aber mit MEYER (1969, Abb. 16) sehr wahrscheinlich, daß dieser Trog auch in das Gebiet von Blatt Rheine hineinstreicht.

Im Ochtruper Sattel ließ sich nach THIERMANN (1968, 1969) das Barrême morphologisch und bedingt faunistisch gliedern. Hier jedoch war die morphologische Gliederung des Ausstrichs wegen der küstenfernen und damit tonigeren und gleichmäßigeren Fazies nicht möglich. Das Barrême wurde daher als eine Einheit dargestellt.

Einen guten Einblick in die Ausbildung der Schichtenfolge gibt die Tongrube der Ziegelei Krusemeier (R 25 92 900, H 57 96 950). Dort sind mit KEMPER (1963) etwa 127 m (mit 40 m Lücken) des höheren Mittelbarrêmes und unteren Oberbarrêmes erschlossen. Leider ist die Grube schon aufgelassen und wird gegenwärtig mit Müll verfüllt.

Die Gesteine des Barrêmes bestehen aus feinsandigen, glimmerstaubigen und meist nur mäßig gut geschichteten, grauen, graublauen und stellenweise auch mehr bräunlichen Tonsteinen. Nach einer Röntgenbeugungsanalyse von STADLER (1971) handelt es sich um sehr schwach calcitführende, illitisch-kaolinitische Tonsteine. Einzelne Lagen haben einen höheren Kalkgehalt und sind daher als Tonmergelsteine anzusprechen.

Bänke von brotlaibartigen, braunen Toneisensteingeoden bis zu 20 cm im Durchmesser treten im Profil öfter auf. Oft zeigen sie auch Schrumpfungsrisse und Klüfte, die aber meist nicht durch diese in der Schichtungsebene meist deutlich abgeplatteten Geoden hindurchgehen. Wie es ARNOLD (1956) in situ feststellte, streichen die Klüfte von 0 – 5° und fallen mit 75 – 80° nach Westen ein. Diese Geodenlagen sind besonders auf den westlich anschließenden Gebieten der Blätter 3708 Gronau und 3709 Ochtrup (THIERMANN 1968) als Eisenerze gemutet worden.

Bezeichnend sind besonders die im mittleren und oberen Teil des Barrêmes offenbar gehäuft auftretenden 1 – 5 cm starken flaserigen, tonigen Sandsteine mit seltenen konglomeratischen Lagen und Nestern aus Karbonkohlebröckchen, Pflanzenresten und Quarzgeröllen bis etwa 5 mm Durchmesser. Sie werden schon bei BENTZ (1927 a) und WOLBURG (1954, S. 109) erwähnt. Sie werden wohl dem hier ausfingenden und vertonenden Gravenhorster Sand-

stein des nordwestlichen Teutoburger Waldes entsprechen, der nach KELLER (1953) das Mittel- und Oberbarrême umfaßt. Nach Süden hin schließen sich diese Sandsteine mit der Annäherung an die Rheinische Masse wahrscheinlich zu dem geschlossenen Paket des Gravenhorster Sandsteins zusammen. So wurde nämlich in der Bohrung Waldhügel 1 im Barrême eine Sandsteinfoolge angetroffen, die nach WOLBURG (1954) und KELLER (1948) vielleicht dem Gravenhorster Sandstein entsprechen könnte.

Bei der Verteilung und dem Vorkommen von Fossilien läßt sich nach KEMPER (1963) der paläogeographischen Lage entsprechend unterscheiden zwischen einer fossilarmen Trogfazies mit Belemniten, in der sich nur kümmerliche Faunengemeinschaften sandschaliger Foraminiferen und einzelne Kalkschaler (Lagenidae) finden, und einer durch kalkschalige Foraminiferen der Gattungen ausgezeichneten Flachmeerfazies.

Die von KEMPER (1963) bestimmte Fauna aus dem einzigen Aufschluß des Blattgebietes der Tongrube der Ziegelei Krusemeier gehört zur Trogfazies und ergab als Alter höheres Mittelbarrême und unteres Unterbarrême. Sie setzt sich aus folgenden Arten zusammen:

Megafauna:

Oxytheutis brunsvicensis (STROMBECK)
Oxytheutis depressus STOLLEY
Ancycloceras sp.

Mikrofauna:

sandschalige Foraminiferen
Haplophragmoides neocomianus gaultinus BERTHELIN
Ammobaculites der *subcretaceus-reophacoides*-Gruppe
Ammobaculites goodlandensis CUSHMAN & ALEXANDER
Glomospira gordialis (JONES & PARKER)
Verneulinoides subfiliiformis BARTENSTEIN
Verneulinoides neocomiensis (MJATLIUK)
Gaudryinella sherlocki BETTENSTAEDT

Kalkschaler und Ostracoden kommen nur ganz untergeordnet vor und beschränken sich ausschließlich auf die Lagen mit etwas höherem Kalkgehalt:

Citharina acuminata (REUSS)
Marginulina pyramidalis (KOCH)
Lenticulina (*Lenticulina*) *münsteri* (F. A. ROEMER)
Lenticulina (*Lenticulina*) *ouachensis* (SIGAL)
Lenticulina (*Lenticulina*) *heiermanni* BETTENSTAEDT
Lenticulina (*Lenticulina*) *cultrata* (MONTFORT)
Lenticulina (*Marginulinopsis*) *robusta* (REUSS)
Lenticulina (*Marginulinopsis*) *gracilissima* (REUSS)
Lenticulina (*Sytacenaria*) *bronnii* (F. A. ROEMER)
Conorotalites bartensteini BETTENSTAEDT
Gavelinella barremiana BETTENSTAEDT
Cythereis aff. *acuticostata* TRIEBEL

5.6.1.4. Apt (kp)

Ablagerungen des Apts treten im Blattgebiet nirgends direkt zutage, sie werden vielmehr in einem breiten Streifen nördlich der Bauerschaft Landersum bis hin nach Bentlage unter dem hier mächtigen Quartär anstehend vermutet. Nur in einigen Bohrungen wurden die Gesteine erreicht. Jedoch lassen sich die geologischen Kenntnisse der Nachbargebiete (WOLBURG 1954, KEMPER 1968 a, b, THIERMANN 1968, 1970 a, b) ähnlich wie bei den anderen Unterkreidestufen auch auf das Blattgebiet übertragen.

Nach KEMPER (1963) und MEYER (1969) behielt der im Westen des Blattgebietes im Barrême angelegte Brechte-Trog auch im Apt – wenn auch weniger schnell synsedimentär sinkend – seine Bedeutung bei und erstreckte sich wahrscheinlich mit seinen Rändern auch in das Blattgebiet von Rheine.

Im Norden des Blattgebietes mag die Mächtigkeit bis 200 m hinaufgehen, nach Süden zu nimmt sie im Untergrund alsbald ab, und südlich des Thieberges im Bereich der Bauerschaft Hauenhorst keilt das Apt an der Rheinischen Masse wahrscheinlich aus (s. auch S. 40).

Die Gesteine des Apts bestehen gegenüber den meist kalkfreien und dunkleren Tonsteinen des Barrêmes aus mehr hellgrauen, oft feinsandig-schluffigen Ton- und Tonmergelsteinen, denen stellenweise tonige, flaserige Bänke von Feinsandsteinen und Lagen von Toneisensteingeoden eingeschaltet sein können. Bemerkenswert sind die im unteren Apt vorkommenden dunklen bituminösen, blätterigen und feinschichtigen Blättertone oder „Blätterschiefer“.

Für die Ablagerungen des Apts bezeichnend ist das häufige Vorkommen von Glaukonit, der sich mit Siderit zu Glaukonit-Siderit-Bänken zusammenschließen kann. Nach KEMPER (1964) entsprechen diese Bänke stellenweise auch den Lagen von Toneisensteingeoden. Das höhere Apt im Süden ist sandig in der unten näher beschriebenen Fazies des Rothenberg-Sandsteins ausgebildet.

Im Gegensatz zu den bisher beschriebenen Stufen der Unterkreide lassen sich die tonigen Ablagerungen des Apts sowohl nach Megafossilien als auch nach dem Vorkommen von Mikrofaunen gut gliedern. In der Zusammensetzung der Mikrofaunen läßt sich – ähnlich wie im Barrême – nach KEMPER (1963) zwischen einer Trogfauna aus vorwiegend sandschaligen Foraminiferen mit Arten der Gattungen *Verneuilina* und *Ammobaculites* und Vertretern der Nodosariidae unterscheiden, während für die flacheren Meeresteile Vertreter der Gattungen *Epistomina* und *Lamarckina* charakteristisch sind.

Parallel zu der mikrofaunistischen Gliederung hat KEMPER (1963, 1964, 1967, 1970) nach den Funden leitender Ammonitenarten der Gattungen *Deshayesites*, *Dufrenoya*, *Tropaeum*, *Epicheloniceras* und *Hypacanthoplites* eine neue Zonengliederung vorgelegt.

5.6.1.5. Rothenberg-Sandstein (Oberapt-Unteralb) (kR)

Am Nordrand der Rheinischen Masse ist mehr oder weniger lückenlos die Fazies des Rothenberg-Sandsteins verbreitet. Auch im Blattbereich wurde er nach WOLBURG (1954) in der Bohrung Waldhügel 1 mit einer Mächtigkeit von 220 m angetroffen.

Die stratigraphische Stellung des Rothenberg-Sandsteins war früher umstritten (BÄRTLING 1925, BENTZ 1927 a). Erst WOLBURG (1954) gelang die Einstufung aufgrund der Mikrofauna aus den ihn einschließenden Tonsteinen. Demnach begann die Sandschüttung im höheren Oberapt und setzte sich bis in das Unteralb hinein fort. Nach Osten zu beginnt diese Fazies hauptsächlich erst im Unteralb und wurde im nordwestlichen Teutoburger Wald von KELLER (1953) als Dörenther Sandstein bezeichnet (vgl. auch THIERMANN 1970 a, b).

Der Name geht auf den Rothen-Berg, den Locus typicus, auf dem Gebiet des Nachbarblattes 3709 Ochtrup zurück, wo ihn THIERMANN (1968, 1969) ausführlich beschrieb. Im Gebiet von Rheine ist seine Ausbildung sicher ähnlich. Nach KEMPER (1969) wird seine Entstehung im tieferen Wasser an einer Küste mit steilem Relief angenommen, denn Sortierung und Rundung der Gerölle sind außerordentlich schlecht, d. h. sie wurden nicht weit transportiert. Nur gelegentlich mag es nach LÖGTERS (1951) zu Umlagerungen als Folge von Küstenversatzströmungen gekommen sein (vgl. auch REINECK 1970).

Das Gestein besteht aus tonig-flaserigen, glaukonitisch und sideritisch gebundenen, in frischem Zustand graugrünen, sonst aber gelbbraunen bis rotbraunen Sandsteinen, die unterschiedliche Körnung aufweisen, vorherrschend aber fein- bis mittelkörnig sind. Bezeichnend sind die häufigen konglomeratischen Lagen aus erbsen- bis stecknadelkopfgroßen, bunten Quarzgeröllen und kleinen Kohlebröckchen aus dem Oberkarbon. In schlierig-flaserigem Wechsel sind den Sandsteinen dunkelgrüne, stark feinsandige Tonsteine mit daumendicken Lagen brauner Toneisensteingeoden eingelagert. Sanderfüllte Grabgänge von ehemals den Meeresboden durchwühlenden Tieren sind häufig.

Nach Norden hin scheint der Rothenberg-Sandstein, ähnlich wie auch auf dem Gebiet des benachbarten Blattes 3709 Ochtrup, in die oben beschriebene tonige Fazies überzugehen. Wäre nämlich der Rothenberg-Sandstein dort noch vorhanden, so hätte er sich durch die quartäre Bedeckung in der Bauerschaft Landersum und in Bentlage durchgepaust, wenn nicht gar anstehend gezeigt. Diese Vertonung läßt sich paläogeographisch mit der größeren Küstenferne erklären, die von den sandigen Schüttungen nicht mehr erreicht wurde.

Fossilien sind in dem Sandstein naturgemäß kaum zu erwarten, so sind bisher vom Rothen-Berg nur zwei Ammonitenreste, ein *Sanmartinoceras* und ein *Parahoplites* bekannt geworden (KEMPER 1968 a).

5.6.1.6. Alb (kl)

Während der tieferen Unterkreide lag das Blattgebiet ständig in unmittelbarer Nähe der Küste, die sich zwar immer mehr nach Süden verlagerte, aber erst mit der Mittelalb-Transgression verschwand sie aus der unmittelbaren Nähe. Dieser Wechsel macht sich auch in einem Wandel der Sedimentationsverhältnisse bemerkbar, indem die stellenweise noch sandigen Ablagerungen des Unter- und des tiefen Mittelalbs schließlich in die mehr tonig-mergeligen des Oberalb übergehen und damit die endgültige Küstenferne dokumentieren.

Im nördlichen weitaus größeren Teil des Blattgebietes liegt eine konkordante Abfolge der Unterkreide vom Valangin bis zum Alb vor. Nur etwa südöstlich der Linie Maxhafen – Gellendorf greift das Mittelalb transgressiv auf die schwach gestörte und nur wenig verstellte Unterlage weitaus älterer Gesteine über, die zur Rheinischen Masse gehören. Die von MEYER (1969, Abb. 20) nach den Tiefbohrerergebnissen gezeichnete Skizze läßt erkennen, wie das Mittelalb zunächst auf Wealden, dann Buntsandstein und schließlich wohl auf Zechstein und auf Oberkarbon transgredierte (vgl. auch hierzu den Schnitt E – F der Geologischen Karte).

Die gesamte Mächtigkeit des Albs wird mit SCHUSTER & WOLBURG (1962) und MEYER (1969) auf etwa 450 m im mittleren Teil und 150 m im Süden geschätzt.

Die Gesteine des Albs streichen in einem breiten Streifen am Nordwestfuß des Thieberges und des Stadt-Berges meist unter einer mächtigen Quartärdecke aus. Nur in den Bauerschaften Landersum und Wadelheim und am Emsufer der Rheiner Vorstadt Schotthock treten sie in kleinen Flächen direkt zutage, stellenweise auch von einem dünnen Schleier quartärer Sedimente überkleidet.

5.6.1.6.1. Unter alb

Im Raum Neuenkirchen-Rheine ist nach den Bohrungen Rheine Z1 (SCHUSTER & WOLBURG 1963) und Waldhügel 1 (WOLBURG 1954) das Unteralb noch sandig in der nach Süden sogleich auskeilenden und nach Norden schnell vertonenenden Fazies des Rothenberg-Sandsteins ausgebildet (s. auch S. 46). Die obere bis 100 m in der Mächtigkeit hinaufgehende Hälfte mag dem Alter nach zum Unteralb gehören.

Im übrigen Raum, insbesondere im Bereich des Ausstriches, liegt das Unteralb in etwa 150 m mächtiger, toniger Fazies vor. Das Material besteht aus schwarzgrauen, stark glimmerigen und oft etwas feinsandig-schluffigen Ton- und untergeordnet auch Tonmergelsteinen. Stellenweise sind auch flaserige Feinsandsteinbänke mit Quarzgeröllen und Glaukoniten sowie Bänke von knolligen Toneisensteingeoden zwischengeschaltet.

Die Untersuchung einer beim Bau der Kläranlage im Devesfeld in der Bauerschaft Bentlage (R 94 900, H 96 700) genommenen Probe auf Mikrofossilien

durch KNAUFF (1971 a) ergab nur eine arme Sandschaler-Foraminiferen-Fauna mit

Verneuilinoides subfiliiformis BARTENSTEIN
Ammobaculites reophacoides BARTENSTEIN

5.6.1.6.2. Mittelaib

Die Gesteine des Mittelaibs erreichen eine im Nordwesten des Blattbereiches bis auf 150 m (SCHUSTER & WOLBURG 1963) hinaufgehende Mächtigkeit. An der Basis ist hier, ähnlich wie in den benachbarten Räumen am Nordrand der Rheinischen Masse, eine wenige Meter mächtige Folge von hellgrauen und grünlichen, stark glaukonitischen, oft etwas geflammten Tonsteinen und tonigen Sandsteinen ausgebildet. Diese Lage wurde durch VON DER MARCK (1859) und BECKS (in G. MÜLLER 1896 a) am Emsufer nördlich der Eisenbahnbrücke am sogenannten „Pott“ aufgefunden. Heute ist diese Stelle jedoch durch Uferbefestigungen überbaut.

Die stratigraphische Einordnung dieser Basisfolge als *minimus*-Grünsand ist durch den Fund des leitenden Belemniten *Neohibolites minimus* durch G. MÜLLER (1896 a) gesichert.

Diese jüngsten grobklastischen Ablagerungen der Unterkreide sind nach WOLBURG (1954) die letzten Anzeichen einer epirogenetischen Hebung der Rheinischen Masse vor ihrem Absinken, das dem Meer des höheren Albs die endgültige Überflutung ermöglichte.

Den übrigen mächtigeren Teil des Mittelaibs bauen graue bis schwarze, stellenweise auch grünliche glaukonitische, mäßig feste glimmerstaubige Ton- und Tonmergelsteine auf. Eine Röntgenbeugungsanalyse von STADLER (1971) aus dem Hohlweg zur Ems (R 25 97 860, H 57 96 700) ergab einen illit-kaolin-führenden Mergeltonstein. Nach oben hin treten örtlich auch farbige Schlieren auf, die schon den Übergang zur Fazies des hangenden Flammenmergels kennzeichnen.

Faunenreste sind nicht gerade häufig. In der Bohrung Neuenkirchen 2 wurden nach SCHUSTER & WOLBURG (1963) neben Inoceramenprismen die Ostracoden *Gavelinella* sp. und *Cythereis bonnemai* TRIEBEL aufgefunden.

Aus einer Probe vom Emsufer in Bentlage (R 97 860, H 96 700) bestimmte KNAUFF (1971) die folgende Fauna:

Ostracoden:

Cythere semiconcentrica MERTENS
Protocythere tricostata TRIEBEL

Foraminiferen:

Spiroplectammina complanata (REUSS)
Gavelinella intermedia (BERTHELIN)
Dentalina cf. *distincta* REUSS
Globigerina intracretacea GLAESSNER
Hyperammina sp.

Schwammnadeln

5.6.1.6.3. Oberalb

Das Oberalb wird hier wie auch sonst am Rande der Rheinischen Masse durch den Flammenmergel vertreten. Die Mächtigkeit geht nach den Ergebnissen der Tiefbohrungen bis auf 150 m hinauf (SCHUSTER & WOLBURG 1963).

Der Übergang vom mittleren zum oberen Alb ist durch eine allmähliche Zunahme des Kalkgehaltes gekennzeichnet, ohne daß aber eine scharfe lithologische Grenze erkennbar wäre. Der tiefere Teil des Flammenmergels ist mehr aus dunklen und schwarzgrauen, der obere dagegen, in der Umgebung des Hofes Jeusfeld in der Bauerschaft Landersum weithin anstehend, wird aus mittel- bis dunkelgrauen Tonmergel- und Mergelsteinen aufgebaut. Durch Grabspuren ehemals den Meeresboden durchwühlender Tiere, wechselnden Tongehalt und Reste ehemaliger Kieselschwämme wird eine hier allerdings nur wenig ausgeprägte Flammung hervorgerufen, die Anlaß zur Namengebung war. Stellenweise sind auch schluffige und glimmerstaubige Partien und selten Toneisensteinkonkretionen in dem weichen, scherb-ig-bröckelig brechenden Gestein anzutreffen.

So ergab die Röntgenbeugungsanalyse einer Probe durch STADLER (1971) aus einem Brunnenaushub in der Bauerschaft Landersum (R 25 92 350, H 57 93 300) einen illitisch-kaolinitischen Tonmergelstein.

Heute durch Uferbefestigungen überbaut ist der schon von HOSIUS (1860) und G. MÜLLER (1896 a) beschriebene Ausstrich der Oberalbschichten im Emsbett nördlich der Einmündung des kleinen Schifffahrtskanals in die Ems in der Rheiner Vorstadt Schotthock.

Der lithologische Übergang zu den liegenden und hangenden Schichten ist fließend. Die Abgrenzung stützt sich daher neben den Bohrlochmessungen vor allem auf die Mikrofauna. In der Bohrung Neuenkirchen 2 wurden nach SCHUSTER & WOLBURG (1963) die folgenden Ostracoden festgestellt:

Dicolocapsa sp.
Isocytheris fissicostis TRIEBEL
Cythereis thörenensis TRIEBEL
Dolocytheridea bosquetiana (JONES & HINDE)
„*Cythere*“ *steghausi* MERTENS
„*Cythere*“ *semiconcentrica* (REUSS)

Aus dem Material eines Brunnenaushubs (R 25 92 350, H 57 93 300) in der Bauerschaft Landersum bestimmte KNAUFF (1971 a) die folgende Mikrofauna:

Ostracoden:

Neocythere vanveeni MERTENS

Foraminiferen:

Arenobulimia preslii (REUSS)
Dorothyia gradata (BERTHELIN)
Gavelinella intermedia (BERTHELIN)
Valvulineria gracillima DAM
Globigerina infracretacea GLAESSNER
Sigmoilina antiqua (FRANKE)

5.6.2. Oberkreide

Die mergelig-kalkigen Schichten der Oberkreide sind im Gegensatz zu denen der Unterkreide in einer landfernen Flachsee abgelagert. Deren Untergrund sank syndementär ständig ab und nahm so als Randtrog (VOIGT 1963, WAGENBRETH 1965) auf der Rheinischen Masse eine große Sedimentmenge auf.

Die Schichten des Cenomans und des tieferen Turons treten in dem langgestreckten Höhenzug des Thie- und des Stadt-Berges als Rand der Münsterländer Kreidemulde (ARNOLD 1964 a, b) direkt zutage. Die gleichen Schichten streichen auch in dem unmittelbar südöstlich davon liegenden Sattel des Waldhügels aus. Von den jüngeren Kreidestufen verbergen sich nach ARNOLD (1964 c, d) noch Coniac und Santon unter dem mächtigen Quartär südlich von Rheine. Die Grenzen ihrer Verbreitung im Untergrunde sind nach der Arbeit von ARNOLD (1964 d) konstruiert.

5.6.2.1. Cenoman (kc)

Ähnlich wie in den benachbarten Gebieten am Rande der Münsterländer Kreidemulde läßt sich das hier zwischen 150 m und fast 200 m mächtige Cenoman durch den nach oben ständig zunehmenden Kalkgehalt in drei sowohl lithologisch als auch in der Form des morphologischen Ausstriches unterscheidbare Unterstufen gliedern. Die beiden oberen entsprechen auch Biozonen, deren leitende Ammoniten allerdings nur in den größeren Aufschlüssen gefunden wurden.

5.6.2.1.1. Cenomanmergel (kc1)

Die etwa 60 – 80 m mächtigen Cenomanmergel treten am Hangfuß des Thie-Berges in der Bauerschaft Landersum und in Bentlage nördlich des Rheiner Kriegerdenkmals zutage. Ihre Unter- und Obergrenze sind jeweils als ein Geländeknick ausgebildet, die Ausstrichfläche selbst stellt eine sanft geneigte Verebnung dar. Meist aber liegt der Cenomanmergel unter der mächtigen Fließerde am Hangfuß des Cenomankalkrückens begraben.

Die Flammenmergel des Oberalbs gehen ohne deutliche lithologische Grenze allmählich in die Cenomanmergel über, da auch hierin stellenweise eine undeutliche Flammung zu bemerken ist. Doch bieten die Abwesenheit sowohl von feinsandig-glimmerigen Beimengungen als auch von Toneisensteingeoden stets ein gutes Merkmal für den Cenomanmergel.

Dieser allmähliche und wenig scharfe Übergang wurde nördlich Rheine an dem heute durch Befestigungen überbauten Emsufer schon von G. MÜLLER (1896) und RANDEBROCK (zitiert nach BENTZ 1927 a) erwähnt. Heute ist dieser Grenzbereich nur noch westlich des Hofes Jeusfeld in der Bauerschaft Landersum zu beobachten.

Im übrigen bestehen die Cenomanmergel aus hellgrauen, teilweise auch etwas gelblichen tonigen Mergelsteinen, denen dunkelgraue, ungeschichtete oder nur wenig geschichtete und von Grab- und Wühlspuren durchzogene Tonmergelsteine zwischengeschaltet sind. Stellenweise sind auch Pyritkonkretionen und im mittleren Teil knollige, hellgraue Mergelkalksteine eingeschoben, die meist gelblich verwittern. Nach BENTZ (1927 a) können diese Mergelkalke geschlossene Bänke von Mächtigkeiten zwischen 0,8 – 2,0 m erreichen.

Eine Abgrenzung gegen die liegenden und hangenden Schichten ist neben der morphologischen Ausbildung im Ausbiß auch mikrofaunistisch und mit Schlumberger-Diagrammen bei Bohrungen möglich, wie es SCHUSTER & WOLBURG (1962, 1963) dargestellt haben. In der Bohrung Neuenkirchen 2 wurden die folgenden Ostracoden bestimmt:

Gavelinopsis cenomanica (BROTZEN)

Schuleridea jonesiana (BOSQUET)

Neocythere vanveeni MERTENS

Protocythere auriculata (CORNUEL)

Megafossilien haben keine stratigraphische Bedeutung; so kommt die gelegentlich zu findende Austernart *Aucellina gryphaeoides* (SOWERBY) auch schon im Oberalb vor. Reste artlich nicht bestimmbarer Inoceramen treten selten auf.

Tabelle 6

Stratigraphische Gliederung der Oberkreide

Stufen			Blatt Rheine	
Unter-Senon				
Santon			Santon	ksa
Emscher				
Coniac			Coniac	kcc
Turon	Ober-	Zone des <i>Inoceramus schloenbachi</i>		
	Mittel-	Schichten mit Scaphiten Zone des <i>Inoceramus lamarcki</i>	Turon	kt
	Unter-	Zone des <i>Inoceramus labiatus</i>	Rotpläner	ktr
Cenoman	Ober-	Zone des <i>Acanthoceras rhotomagense</i>	rhotomagense-Kalk	kc3
	Mittel-	Zone der <i>Schloenbachia varians</i>	variens-Pläner	kc2
	Unter-	Zone des <i>Neohibolites ultimus</i>	Cenomanmergel	kc1

5.6.2.1.2. *varians*-Pläner (kc2)

Der *varians*-Pläner mit einer Mächtigkeit von 60 – 80 m streicht am Nord-westhang des Thie- und des Stadt-Berges zutage aus. Wegen der nur flachen Lagerungsverhältnisse sind Unter- und Obergrenze als ein Geländeknick ausgebildet. Allerdings ist die Untergrenze nur in der Bauerschaft Landersum südöstlich des Hofes Benning und im Rheiner Stadtteil Schleupe an der Tagesoberfläche zu sehen, da sie sonst durch die mächtigen quartären Fließerden überdeckt wird. Die Obergrenze hingegen ist allenfalls von einem dünnen Schleier von Fließerden überkleidet.

Die Ausstrichfläche selbst bildet im Westen des Blattgebietes, nördlich von Neuenkirchen etwa beim Haus Brook, ähnlich wie der Cenomanmergel eine geneigte, etwas konkave Verebnungsfläche. Im weiteren Verlauf nach Nord-osten, jenseits der großen Querstörung, treten jedoch die *varians*-Pläner als eine eigene kleine Geländestufe hervor. Besonders deutlich wird dies in der Anhöhe 57,2 in der Bauerschaft Landersum, in dem Geländebuckel östlich des Hofes Stockmann am Eisenbahnhaltepunkt Wadelheim und in der Höhe 68,6 mit dem Rheiner Kriegerdenkmal im Stadtteil Thieberg.

Diese besondere morphologische Ausbildung hat ihre Ursache in dem mit nur 5 – 10° besonders flachen Einfallen und dem breiten Ausstrich, wo einzelne etwas härtere Partien dieses Reliefs durch die Verwitterung haben entstehen lassen.

Im Kern des Waldhügel-Sattels, dem Darbrook, bilden die *varians*-Pläner die Scheitelformation. Ringförmig von den harten *rhodomagense*-Kalken umgeben hat sich hier eine konkave Schalenform entwickelt, wobei das Material bei der Verwitterung durch einen kleinen Wasserlauf forttransportiert ist. Dieser durchschneidet in einem Einschnitt westlich der Höhe 61,5 beim Hof Rohlmann die festen Kalke. Während am Thieberg stellenweise das ganze Profil der *varians*-Pläner entblößt ist, treten im Darbrook nur die oberen Teile zutage.

Der *varians*-Pläner geht aus dem liegenden Cenomanmergel durch eine häufigere Einschaltung von Mergelkalkbänken hervor. Das Gestein des *varians*-Pläners besteht hauptsächlich aus blaugrauen, meist unregelmäßig wellig geschichteten, knollig-knauerig begrenzten Kalkmergelsteinbänken. Sie brechen scherbisg-muschelig und weisen durchweg eine dunkle Flammung auf, die durch ehemals den Meeresboden durchwühlende Tiere hervorgerufen ist, wodurch diese Partien einen etwas höheren organischen und tonigen Gehalt aufweisen. Dazwischen schalten sich etwa alle 20 cm bis zu fingerbreite Lagen blaugrauer Mergelsteine mit Schwefeleisenkonkretionen und Pyritfucoiden (Wurmpuren) ein. Der Anteil der Mergelsteine nimmt zum oberen Teil etwas ab, so daß hier die knollig-knauerigen und wulstigen Kalkmergelsteine vorherrschen.

Einen Einblick in den Aufbau dieser Schichtenfolge kann man heute nur noch an der Steilwand an der Ems nördlich des Schleusenwehres nehmen. Dieser teilweise verstürzte Anschnitt war schon von G. MÜLLER (1896 a) und POELMANN (1930) beschrieben worden.

Megafossilien kommen in den *varians*-Plänen relativ häufig vor, jedoch werden bei den gegenwärtigen schlechten Aufschlußverhältnissen kaum welche gefunden. Aus dem heute weitgehend verwachsenen und verstürzten Bahnanschnitt (ca. R 25 97 500, H 57 95 000) in Rheine-Thieberg, nördlich der Bundesstraße 70, hat TIETZE (1905) die folgende Fauna gefunden, in der sich auch der namengebende Ammonit befand:

Schloenbachia varians (SOWERBY)
Schloenbachia coupei (BRONGNIART)
Scaphites aequalis SOWERBY
Inoceramus orbicularis MÜNSTER

5.6.2.1.3. *rhotomagense*-Kalk (kc3)

Der etwa 40 – 50 m mächtige *rhotomagense*-Kalk stellt mit seinem fast reinen Kalkstein das Endglied der durch zunehmenden Kalkgehalt gekennzeichneten Sedimentationsverhältnisse des Cenomans dar. Wegen ihrer relativen Festigkeit gegenüber der Verwitterung bilden diese Kalke den langgestreckten Höhenzug des Thie- und Stadt-Berges mit dem südlich vorgelagerten Waldhügel. Sie bestimmen mit dem breiten Ausstrich wegen der flachen Lagerung eindrucksvoll das geologische Kartenbild.

Die Untergrenze tritt als deutlicher Geländeknick am Nordhang der Hügelgruppe, aber auch am Waldhügel, hervor, die Obergrenze zum Turon ist am Südfuß ähnlich ausgebildet. Nur ist diese im Gegensatz zur Untergrenze oft von Quartär bedeckt, wie etwa am Stadt-Berg. Die *rhotomagense*-Kalke fallen insgesamt stets etwas steiler ein als die heutige Hangneigung. Das bedeutet, trotz der an sich recht großen Mächtigkeit streichen die einzelnen Bänke in Flächen zutage aus, die ein Vielfaches ihrer Mächtigkeit darstellen. Damit aber machen sich kleinste Härteunterschiede gegenüber der Verwitterung bemerkbar, die so zu dem bewegten Kleinrelief führen, wie es besonders auf dem Thieberg nördlich der Bauerschaft Sutrum-Harum zu sehen ist. Hinzu kommen aber auch Klüfte und Störungen, von denen die bedeutenderen auch auf der Karte dargestellt sind (s. S. 93).

Der lithologische Aufbau des *rhotomagense*-Kalkes, bei den Einheimischen auch „Klipp“ genannt, läßt sich am besten in den ausgedehnten Steinbrüchen des Rheiner Kalkwerkes und der Firma Dr. Middel & Co. KG am Waldhügel und in den Brüchen der Firmen Deitmar und Breckweg (im Planquadrat R 25 95 000, H 57 93 000) westlich von Rheine-Dutum studieren.

Der *rhotomagense*-Kalk besteht hauptsächlich aus weißgrauen bis weißen, festen, knauerigen, von wulstigen Schichtflächen begrenzten Kalksteinen, die

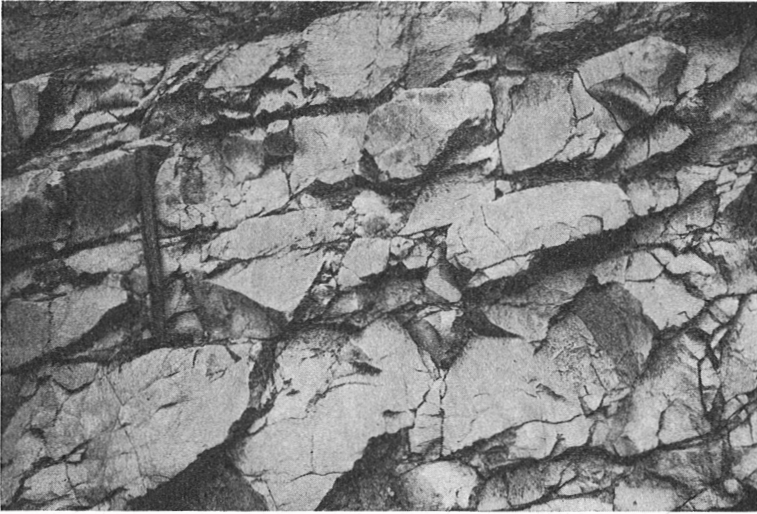


Abb. 2. Knauerig-wulstige Kalksteine mit Mergelkalk-Zwischenlagen des *rhotomagens*-Kalkes. Steinbruch der Rheiner Kalkwerke GmbH am Waldhügel, R 98 000, H 92 650

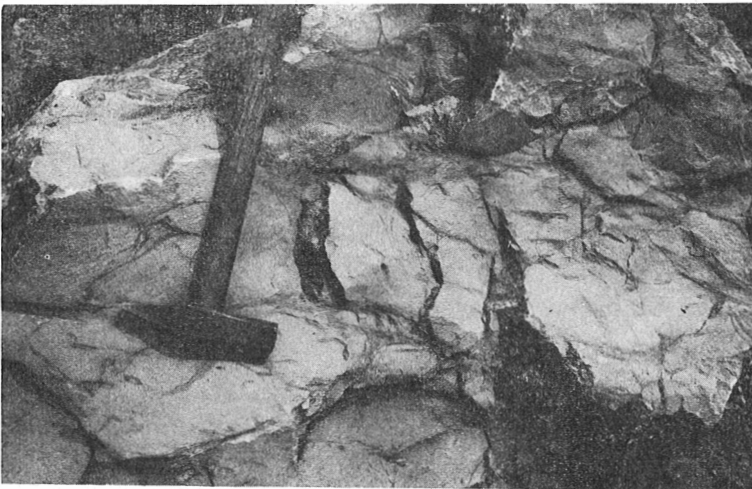


Abb. 3. Von dunklen Grabspuren bodenwühlender Tiere durchzogener *rhotomagens*-Kalk. Steinbruch der Rheiner Kalkwerke GmbH am Waldhügel, R 97 900, H 92 780

in 10 – 40 cm Abständen durch graue, feinschichtige Kalkmergelsteine von Daumendicke gebankt wurden (s. Abb. 2). Die meist stark sigmoidal (FIEDLER 1965, 1968) geklüfteten Kalksteine brechen scherbzig-muschelig und besitzen eine raue Bruchfläche. Häufig sind sie von bläulichen marmorartigen Schlieren und Flammungen durchzogen, die auf die im Meeresboden grabenden Tiere zurückzuführen sind (s. Abb. 3). Diese Grabgänge weisen einen etwas höheren Tongehalt mit etwas Pyrit auf. Vereinzelt findet sich auch Schwefel-eisen in Form von kugeligen und stengeligen Aggregaten, die bei der Verwitterung zu einem braunen Mulm zerfallen.

Wie es zuerst CLAUSEN & STEHN (1967) am Waldhügel feststellten, sind die obersten 10 m unterhalb des Turons durch ockerfarbene bis gelbliche Kalksteine ausgezeichnet. Diese Kalke treten auch als Lesesteine deutlich hervor, wie man es auf den Äckern nordwestlich des Hofes Waltmann am Waldhügel sehen kann. Weiter im Westen, bei Neuenkirchen, scheinen sie allmählich zu verschwinden, ebenso nach Osten.

Das obere Cenoman gilt allgemein als fossilarm, jedoch trifft dieses für die *rhotomagense*-Kalke des Blattgebietes, insbesondere am Waldhügel, nicht zu. So sind im Laufe der Zeit durch RANDEBROCK (zitiert in BENTZ 1927 a) und ARNOLD (1956) eine ganze Reihe von Fossilien bekannt geworden, von denen einige auch bei der Kartierung wiedergefunden wurden, darunter der namengebende Ammonit:

Acanthoceras rhotomagense (DEFRANCE)
Acanthoceras mantelli SOWERBY
Nautilus elegans MANTELL
Baculites cf. *obliquatus* SOWERBY
Inoceramus tenuis MANTELL
Inoceramus crippsi MANTELL
Inoceramus virgatus SCHLÜTER
Puzosia subplanulata SCHLÜTER
Ostrea vesicularis BRONGNIART
Holaster planus MANTELL
Terebratula subrotunda SOWERBY
Rhynchonella sp.
Pholadomya sp.
Cerithium sp.
Turritella sp.

5.6.2.2. Turon (kt)

Von den insgesamt etwa 250 m mächtigen Ablagerungen des Turons treten im Blattbereich nur die unteren Teile zutage. Diese streichen am Südfuß des Thieberges und am Waldhügel-Sattel aus. Zum größten Teil wird das Turon jedoch schon vom mächtigen Quartär des Münsterlandes bedeckt, unter das es zunehmend flacher lagernd abtaucht. Mit den Ablagerungen des Turons enden also die zutage anstehenden Stufen der Oberkreide und des Mesozoikums überhaupt im Blattgebiet.

Ähnlich wie das Cenoman läßt sich bei guten Aufschlußverhältnissen auch das hier zur Mergelkalkfazies (ARNOLD 1964 c) gehörige Turon aufgrund seiner Fauna und Lithologie in vier Unterstufen gliedern. Die rhythmische Abfolge zwischen Mergel und Kalk läßt im Aufschluß sogar eine feinstratigraphische Unterteilung im Zentimeterbereich zu, die sich über weite Strecken verfolgen läßt, wie es LOTZE (1952, 1953) und NIEDERMEIER (1967 b, 1967 c) zeigen konnten. Da aber im Blattgebiet nur das tiefere Turon zutage ansteht, und im Bereich der Stadt Rheine das dort anstehende mittlere Turon weithin überbaut ist, war eine gegliederte Darstellung auf der Karte nicht möglich; es wurde vielmehr als eine Einheit dargestellt. Nur die auffälligen Rotpläner an der Basis wurden gesondert ausgehalten.

5.6.2.2.1. Unterturon (*labiatus*-Pläner)

Die Rotpläner werden im Blattbereich etwa 10 – 12 m mächtig; sie bilden den untersten Teil der insgesamt 40 – 50 m mächtigen *labiatus*-Pläner, so genannt nach dem Leitfossil *Inoceramus labiatus* SCHLOTHEIM. Die Rotpläner treten in einem deutlich ausgeprägten Geländeknick am Hang des Thieberges bei Neuenkirchen bis hin zum Waldhügel bei Rheine hervor. Außerdem sind die rotbraune Bodenbildung und das Vorkommen der rotbraunen Lesesteine ein ausgezeichneter Leithorizont für die Kartierung. Auf der Karte sind die Rotpläner mit dem Symbol kt,r dargestellt.

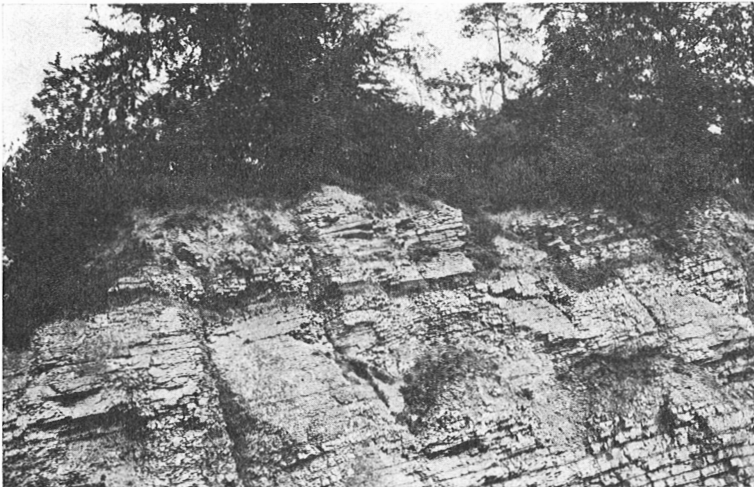


Abb. 4. Übergangsbereich des Cenomans zum Turon im Steinbruch der Kalkwerke Dr. Middel & Co. KG am Waldhügel, R 98 100, H 92 880

Den besten Einblick in den Aufbau der Rotpläner geben die ausgedehnten Steinbrüche des Rheiner Kalkwerkes GmbH und von Dr. Middel & Co. KG am Waldhügel (s. Abb. 4 u. 5), die auch bei ARNOLD (1956), CLAUSEN & STEHN (1967) und NIEDERMEIER (1967 c) beschrieben werden.

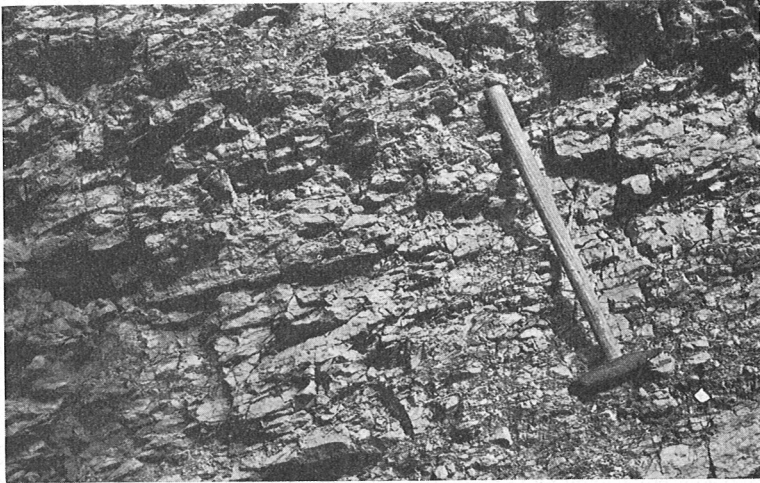


Abb. 5. Knollig-wellige Mergelkalk- und Mergelsteine des Rotpläners (*labiatus*-Pläner). Steinbruch Dr. Middel & Co. KG am Waldhügel, R 98 100, H 92 900

Die Rotpläner bestehen aus vorwiegend rötlichbraunen und untergeordnet auch grünen und weißgrauen, knollig-welligen, weichen Mergelsteinen und flaserigen Mergelkalksteinen. Durch wechselnden Tongehalt wird eine undeutliche Flammung hervorgerufen. Eine Röntgenbeugungsanalyse des Rotpläners vom Waldhügel (R 25 98 140, H 57 92 900) durch STADLER (1971) ergab, daß die Mergelkalke (Calcit 75 %) auch etwas quarz- und illitführend sind.

Die Rotfärbung wurde von LÖSCHER (1925) durch lateritische Staubeinwehungen in das damalige Meeresbecken erklärt. BRINKMANN (1935) hingegen deutete sie mehr als das Ergebnis halmyrolytischer Umsetzungen am Meeresboden in den tieferen Teilen des Turonmeeres. Wahrscheinlich hat die Rotfärbung aber noch andere, bisher nicht näher erforschte Ursachen.

In den unteren 2 m treten Megafossilien so gut wie überhaupt nicht auf, sie entsprechen mit NIEDERMEIER (1967 c) wohl den von RANDEBROCK (zitiert nach BENTZ 1927 a) sogenannten *mytiloides*-armen roten Mergeln; darüber aber kommen die Reste der Muschelart *Inoceramus labiatus* SCHLOTHEIM (= *Inoceramus mytiloides* MANTELL) in einigen Bänken gesteinsbildend vor. Diese

Inoceramen werden auch in den höheren und nicht mehr rötlichen, sondern weißgrauen *labiatus*-Plänen noch gefunden.

Die höheren übrigen Schichten der *labiatus*-Pläner bestehen aus grauen, feinschichtigen, durch bodenwühlende Organismen meist etwas marmoriert und flaserig erscheinenden Mergelsteinen, denen auch untergeordnet festere hellgraue, knollig-knauerige Kalkmergelsteine eingelagert sind. Eine solche geschlossenere, einige Meter mächtige Bank scheint etwa 20 m über der Turonbasis vorzukommen, denn in diesem Niveau etwa tritt besonders am Waldhügel eine deutliche Geländestufe hervor, die schon CLAUSEN & STEHN (1967) aufgefallen war. Zum Hangenden hin nimmt die Bedeutung dieser festeren Kalkmergelsteine ab, und gleichzeitig werden die Mergelsteine etwas dunkler.

5.6.2.2. Mittelturon

Die Ablagerungen des Mittelturons sind im Blattbereich etwa 100 m mächtig. Sie streichen mit ihrem unteren Teil, den *lamarcki*-Schichten stellenweise im Stadtgebiet von Rheine am Nord- und Osthang des Waldhügels aus und werden auch vom Frische-Bach in der Bauerschaft Catenhorn durch sein tiefes Einschneiden in das Quartär am Fuß der Bachbettböschungen freigelegt. An



Abb. 6. Muscheligh brechende Tonmergel- und Mergelsteine des Mittelturons. Böschung des Frische-Baches in der Bauerschaft Catenhorn, R 99 250, H 91 260

diesen Böschungen mögen stellenweise auch noch die Scaphiten-Schichten, der höhere Teil des Mittelturons, ausstreichen. Sonst aber ist das Mittelturon weithin vom Quartär des Münsterlandes bedeckt.

Das Gestein besteht aus einer Wechselfolge von grauen, feinschichtigen Tonmergel- und Mergelsteinen und blaugrauen, im höheren Teil auch mehr gelblichen, knollig-knauerig begrenzten Kalksteinen, die jeweils eine Mächtigkeit von 2 – 10 m haben und sich durch einen muscheligen Bruch auszeichnen (s. Abb. 6). Eine Röntgenbeugungsanalyse einer Gesteinsprobe vom Frische-Bach (R 25 98 600, H 57 91 180) durch STADLER (1971) ergab einen quarz- und illitführenden Tonmergelstein mit ca. 45 % Calcit.

Eine mikrofaunistische Untersuchung des Gesteins von der gleichen Stelle durch KNAUFF (1971 a) zeigte die folgende Fauna von Foraminiferen:

Globotruncana stephani CANDOLF
Globotruncana marinata (REUSS)
Globotruncana peraventricosa (HOFKER)

Das namensgebende Leitfossil, die Muschelart *Inoceramus lamarcki* PARKINSON (= *brongniarti* der älteren Autoren wie HOSIUS 1860), wurde am Nordhang des Waldhügels an den auf der Karte gekennzeichneten Stellen ebenso aufgefunden wie an dem Anschnitt des Güterbahnhofes östlich des Waldhügels, wo große *lamarcki*-Individuen von HAACK (1925 c) und CLAUSEN & STEHN (1967) angeführt werden.

5.6.2.3. Oberturon

Die etwa auf 100 m in der Mächtigkeit geschätzten Schichten des Oberturons treten nirgends mehr zutage. Sie sind gegenüber der Verwitterung wenig widerstandsfähig. Sie bestehen aus einer Wechselfolge von Kalk- und Mergelsteinen. Stellenweise scheint diese Folge auch glaukonitisch zu sein. So wurden von NÖTTING (1970) in den pleistozänen Sanden östlich Neuenkirchen (H 93 190, R 90 200) umgelagerte Glaukonite mit einer von KNAUFF (1970) bestimmten, nicht besonders typischen Mikrofauna aufgefunden.

5.6.2.3. Coniac (kcc)

Die Ablagerungen des Coniacs unterliegen nach ARNOLD (1964 c) stärkeren Mächtigkeitsschwankungen und erreichen im Blattgebiet Mächtigkeiten bis 600 m. Sie gehören nach ARNOLD (1964 c) zur reinen Tonmergelfazies. Nur wenige Bohrungen haben die Gesteine bisher angetroffen. Danach bestehen sie aus dunkelgrauen Tonmergelsteinen. In den älteren Bohrprotokollen werden diese Schichten meist als „graue Emschermergel“ angeführt.

Unter mächtigem Quartär bis zu 25 m verborgen (s. auch Taf. 1), streichen die Ablagerungen des Coniacs in dem Raum der Dorfbauerschaft südlich von Neuenkirchen aus und ziehen dann in einem breiten Streifen durch die Bauer-

schaft Hauenhorst bis hin an die Ems-Störung. Dort wird der Ausbiß nach Norden versetzt und ist dann unter dem Quartär von Eschendorf und Gellendorf zu erwarten.

5.6.2.4. Santon (ksa)

Die ähnlich wie im östlich anschließenden Bereich mit über 1 000 m ungewöhnlich mächtigen Sedimente des Santons streichen unter dem Quartär im äußersten Südosten des Blattgebietes zwischen der Gemarkung Im Brook und im Süden von Mesum aus. In zwei kleinen, auf der Karte auch dargestellten Flächen treten die Santon-Ablagerungen so dicht an die Geländeoberfläche heran, daß sie mit dem 2-m-Bohrstock noch erreicht wurden. Nach diesen Ergebnissen und anderen tieferen Bohrungen bestehen sie aus dunkel- bis mittelgrauen Tonmergelsteinen. Das Santon dieses Raumes wurde von ARNOLD (1964 c) zur Tonmergelfazies gestellt. Diese Schichten stellen die jüngsten Ablagerungen des Mesozoikums im Blattbereich dar.

Eine Röntgenbeugungsanalyse einer Probe aus dem Brook (R 25 97 850, H 57 87 700) durch STADLER (1971) ergab einen illitisch-kaolinitischen und etwas sideritführenden Mergeltonstein.

An dem gleichen Fundpunkt konnte KNAUFF (1971 a) die folgende Foraminiferenfauna bestimmen:

Globotruncana lapparenti lapparenti BROTZEN
Globotruncana lapparenti tricarinata (QUEREAU)
Neoflabellina deltoidea (WEDEKIND)
Stensiöina exsculpta gracilis BROTZEN

Neozoikum

5.7. Quartär (q)

Die Ablagerungen des Quartärs nehmen den größten Teil der Oberfläche des Blattgebietes ein. Sie bedecken weithin diskordant die älteren Schichten vom Hauterive bis zum Santon der Oberkreide. Ihre Mächtigkeit reicht von 30 m an lokalen Eintiefungen des Untergrundes bis zu einem dünnen, nur wenige Zentimeter mächtigen und daher nicht dargestellten Schleier auf den Höhen des Thieberges und des Waldhügels.

Diese Ablagerungen aus lockeren Kiesen, Sanden, Tonen, Torfen und Geschiebemergel entstanden durch den mehrfachen Wechsel des Klimas zwischen Kalt- und Warmzeiten im älteren Quartär, dem Pleistozän. Dabei wurden verschiedene Sedimente mehrfach umgelagert. Dies setzte sich an der Oberfläche bis in das Holozän, dem jüngeren Quartär, fort (s. Tab. 7).

Tabelle 7
Stratigraphische Gliederung des Quartärs

Stufen	Norddeutschland	Blatt Rheine	
Holozän	Subatlantikum	Auensand (S,ta;Sl,ta)	Jüngere Dünen („d(2))
	Subboreal	Raseneisenstein (Er)	und jüngerer
	Atlantikum	Auenlehm („L,ta)	Flugdecksand (S,a(2))
	Boreal	Wiesenkalk („Kw)	
	Präboreal	Inselterrasse (qhl)	
Jung-Pleistozän	Jüngere Dryas-Zeit	Untere Niederterrasse (w,Nu)	Ältere Dünen („d(1))
	Alleröd-Interstadial	Uferwall (w,S,sw;w,Sl,sw)	und Älterer
	Ältere Dryas-Zeit	w,Sl,fl; w,L/S,fl;	Flugdecksand (S,a(1))
	Bölling-Interstadial	w,Sl,fl;	
	Älteste Dryas-Zeit	Obere Niederterrasse	
	Hochglazial	(w,S,ta;w,Sl,ta)	
	Frühglazial		
	Weichsel-Kaltzeit		
	Eem-Warmzeit	Schluffe, Tone und Torf (ee)	
	Warthe-Stadium	Periglaziale Ablagerungen (sW,,p)	
Mittel-Pleistozän	Groß-Interstadial	Münsterländer Hauptkiessandzug (D,G + S,gf;D,X + G + Su,gf)	
		Nachschüttungsand (D,S,gf(2))	
	Drenthe-Stadium	Grundmoräne (D,Mg)	
		Vorschüttungsand (D,S,gf(1))	
Alt-Pleistozän	Holstein-Warmzeit	vermutet, aber bisher noch nicht nachgewiesen	
	Elster-Kaltzeit		

5.7.1. Pleistozän

Aus dem Altpleistozän sind im Blattgebiet, wie auch sonst in den Nachbarräumen, keine Ablagerungen bekannt geworden. Mittelpleistozäne Ablagerungen dagegen, in den im Osten anschließenden Blattgebieten nachgewiesen (THIERMANN 1970 a, b), lassen sich hier im Raum Rheine nur vermuten. Die in großer Zahl bis auf den mesozoischen Untergrund durchgeführten Bohrungen geben unter der saalezeitlichen Grundmoräne mit ihren einförmigen, mehr oder weniger sandig ausgebildeten Profilen und den fehlenden organischen Einlagerungen keine beweiskräftigen Hinweise auf Ablagerungen des Mittelpleistozäns (Elster-Kaltzeit, Holstein-Warmzeit).

Solche Sedimente lassen sich im Blattgebiet wohl noch am ehesten im Tiefsten von Rinnen, wie der von LOTZE (1954 a) so bezeichneten „Vorosning-Rinne“ erwarten (vgl. hierzu Taf. 1). Sie ist an der Tagesoberfläche nicht zu erkennen, da sie gänzlich von quartären Ablagerungen erfüllt ist. Als eine etwa 2 km breite, in die Oberkreidemergel bis zu 25 – 30 m unter das heutige Geländeniveau eingetiefte Rinne tritt sie von Osten her kommend in dem Raum von Mesum in das Kartiergebiet ein und läuft mit lokalen Übertiefungen in der Gegend von Hauenhorst aus. Als weiterer potentieller Ablagerungsraum für solche Sedimente ist die von WEGNER (1926) so bezeichnete, ähnlich ausgebildete „Urems-Rinne“ anzusehen. Sie folgt etwa dem Tal der heutigen Ems.

Somit gehören die ältesten im Blattgebiet mit Sicherheit nachgewiesenen Ablagerungen zum Jungpleistozän, und zwar zum Drenthe-Stadium der Saale-Kaltzeit. Dabei lassen sich sowohl glazigene Ablagerungen – wie der Geschiebemergel – als auch glazifluviale – wie etwa die Kiese und Sande des Münsterländer Hauptkiessandzuges unterscheiden. Der nach einer kurzen Rückschmelzphase, dem Gerdau-Interstadial (= Groß-Interstadial), erfolgte neue Vorstoß des Saale-Inlandeises mit dem Warthe-Stadium erreichte das Blattgebiet nicht mehr. Schichten der darauf folgenden Eem-Warmzeit wurden in Bohrungen angetroffen.

In die Weichsel-Kaltzeit schließlich fällt vor allem die Ausbildung und Ausgestaltung der weiten Talsandebene des Münsterlandes, der unteren Niederterrasse der Ems und der Uferwälle. Daneben machten sich an den Hängen Periglazialerscheinungen, wie das Bodenfließen, bemerkbar. Auffällig ist die häufig starke äolische Überprägung und Umlagerung der weichselzeitlichen Sedimente, die sich bis in das Holozän hinein fortsetzte.

5.7.1.1. Saale-Kaltzeit

Während der Saale-Kaltzeit dehnte sich das Inlandeis von Nordeuropa, ähnlich wie in der vorausgegangenen Elsterzeit erneut nach allen Seiten aus. Dabei lassen sich zwei durch das Gerdau-Interstadial getrennte größere Vor-

stöße unterscheiden. Aber nur der erste, der Drenthe-Vorstoß, erreichte das Kartengebiet.

Schon vor dem Herannahen des Inlandeises wurde während des zunehmend kälter werdenden Periglazialklimas durch Frostsprengung und Bodenfließen frei gewordener Schutt abgelagert. Die Hauptmenge der saalezeitlichen Sedimente jedoch wurde vom Inlandeis selbst herantransportiert.

So lagerten die vom anrückenden Inlandeis herabfließenden Schmelzwässer im unmittelbaren Vorland die sogenannten Vorschüttssande ab. Sie wurden dann vom Eis überfahren und später beim Rückzug des Eises von seinem Ausschmelzungsprodukt, der Grundmoräne überlagert. Während des Eisrückzuges wurden von den Schmelzwässern die Nachschüttssande aufgeschüttet.

Nachdem sich das Eis während des Gerdau-Interstadials, von dem hier keine Sedimente bekannt wurden, weit nach Norden zurückgezogen hatte, breitete es sich mit dem Warthe-Vorstoß erneut aus. Dieser aber erreichte das Blattgebiet bekanntlich nicht mehr; er fand vielmehr mit den Endmoränen der Lüneburger Phase seinen Abschluß.

5.7.1.1.1. Drenthe-Stadium

5.7.1.1.1.1. Vorschüttssand (D,S,gf(1))

Jeweils während der wärmeren Perioden im Sommer strömten von dem heranrückenden Inlandeis Schmelzwässer herab und lagerten ihre Fracht in breiten Schwemmfächern im Vorland der Gletscherstirn ab. Sie sind also schon primär nur lückenhaft vorhanden; ein großer Teil ist bei dem späteren Überfahren durch das Inlandeis wieder aufgearbeitet. Oft war das Material aber auch so fest gefroren, daß es vom Eis nicht gestaucht wurde. Im nordöstlichen Vorland des Teutoburger Waldes stehen diese Schichten direkt zutage an und sind dort von KELLER (1951) und THIERMANN (1970 a) ausführlich beschrieben. Hier im Bereich des Blattes Rheine hingegen sind sie von jüngeren Ablagerungen bedeckt und nur aus Bohrungen im münsterländischen Teil, ähnlich wie von Blatt 3711 Bevergern, bekannt geworden (LOTZE 1954 a, THIERMANN 1970 b).

Die Vorschüttbildungen — meist nur im Bereich der Urems- und der Vorosning-Rinne erhalten — bestehen aus einer durchschnittlich 3 m mächtigen, stellenweise aber auch wesentlich dicker oder dünner werdenden Folge von braungrauen bis gelben, stellenweise etwas lehmigen Mittel- bis Grobsanden mit Schluffen und häufigen linsenförmigen Bänken von einheimischen Gesteinen, die aus Plänerkiesen und Osningsandstein-Geröllen bestehen. Eine intensive Kreuzschichtung ist für die Vorschüttbildungen typisch.

Die nordischen Gesteine, wie Granite und Gneise, sind nicht gerade häufig, ebenso die aus der skandinavischen und norddeutschen Oberkreide stammenden

den Feuersteine. Dieser Tatbestand ist jedoch bei Vorschüttssanden immer wieder beobachtet worden. Erklärt wird dies mit der kräftigen Aufarbeitung des einheimischen Materials im Vorland des Gletschers. Dabei treten dann die vom Eis herangebrachten nordischen Gesteine mengenmäßig so stark zurück, daß ihr Anteil seitens über 5 % hinausgeht.

Die von HAACK (1930 a, 1935 a) aus dem Lengericher Gebiet angeführten Bändertone als Ablagerungen von Staubecken vor dem Eis wurden hier im Kartengebiet bisher noch nicht beobachtet.

5.7.1.1.1.2. Grundmoräne (D,Mg)

Auf seinem Weg von Nordeuropa nahm das Inlandeis beträchtliche Gesteinsmengen aus dem überfahrenen Untergrund in sich auf, dabei wurden die Gesteine weitgehend aufgearbeitet. Nachdem das wohl 300 m mächtige Inlandeis (KELLER 1952) weggeschmoizen war, blieb als unsortiertes und daher schichtungsloses Material die Grundmoräne zurück. Sie bedeckte ursprünglich wohl ziemlich lückenlos die gesamte Fläche des Blattgebietes. Aber schon während das Eis zurückwich, begann ihre Abtragung und Zerstörung.

Im Blattgebiet ist sie jedoch heute noch — auch an der Oberfläche — weit verbreitet und bildet geschlossene Decken bis zu 15 m Mächtigkeit. Die Grundmoräne stellt die geologisch älteste Schicht des im Kartengebiet zutage anstehenden Quartärs dar.

Auffällig ist ihr auch aus anderen Gebieten bekanntes bevorzugtes Vorkommen an den nach Süden geneigten Hängen. In der Bauerschaft Catenhorn bedeckt die Moräne als Schürze den Südhang des Thieberges und den des Waldhügels. Daneben tritt sie aber auch flächenhaft und Anhöhen bildend, wie im Raum Neuenkirchen, beim Flughafen Bentlage oder im Ortsteil Hauenhorst südlich Rheine auf. Mehr flächenhaft verbreitet und mit der Oberfläche im Niveau der Talsandebene tritt sie in der Osterbauerschaft und der Mesumer Mark heraus. Im Brook östlich von St. Arnold dagegen liegt die Oberfläche der Grundmoräne wenige Dezimeter unter dem Niveau der sie umgebenden Talsandfläche.

Im frischen unverwitterten Zustand besteht die Moräne aus Geschiebemergel, einem innigen, schichtungs- und regellosen, meist dunkelgrauen Gemenge von Tonen, Mergeln, Sand, Kies und größeren mäßig kantengerundeten Geschieben. Die Geschiebe kommen zum großen Teil aus den Ursprungsgebieten des Inlandeises in Skandinavien. Sie bestehen dann aus kristallinen Gesteinen wie Granit, Gneis und Porphy, hinzu kommen die nordischen Sedimentgesteine des Kambriums und Silurs und die Feuersteine (Flinte) aus der Oberkreide der Ostseegebiete und Norddeutschlands. Einzelne, besonders große nordische Geschiebe, auch Findlinge genannt, wurden auf der Geologi-

schen Karte besonders dargestellt. Sie kommen z. T. auch außerhalb der heutigen Moränenbedeckung als Erosionsreste vor.

In der Nähe von Höfen und Wegekreuzen liegen sie aber meist an sekundärer Stelle. Für dekorative oder auch kultische Zwecke wurden sie von Menschenhand dorthin gebracht.

Das örtlich gehäufte Vorkommen grober nordischer Blöcke ließ sich nach SERAPHIM (1966) in der Gegend von Brackwede bei Bielefeld für die Kartierung von Eishalten verwerten. Hier dagegen kam es nicht zu einem solchen eiszeitlichen Halt mit einer Grobgeschiebeanreicherung.

Die östlich des Blattgebietes noch recht häufigen Geschiebe von Sedimentgesteinen aus dem Osnabrücker Bergland treten hier merklich zurück und fehlen stellenweise auch gänzlich, da das Inlandeis auf seinem Wege in den Raum Rheine an dem Bergland vorbeigeführt wurde.

Im einzelnen kann die Zusammensetzung des Geschiebemergels örtlich stark schwanken. So ist sie im münsterländischen Teil südlich von Rheine und Neuenkirchen stark sandig, da hier das Eis viel Sand aus dem unmittelbaren Untergrund aufgenommen hat. Im Norden des Thieberges dagegen mit der anstehenden Unterkreide ist sie mehr tonig ausgebildet.

An der Erdoberfläche ist der graue Geschiebemergel bis zu einer Tiefe von 1–3 m zu einem gelbbraunen, sandig-bindigen Geschiebelehm verwittert. Dabei ist der bis zu 20 % betragende Kalkgehalt fortgeführt; stellenweise scheint die Grundmoräne aber auch primär schon kalkfrei zu sein (G. MÜLLER 1896 b). Ferner werden die zweiwertigen Eisenverbindungen zu dreiwertigen oxydiert, dadurch wandelt sich die ursprüngliche graue Farbe in eine braune um. Außerdem wird der Tongehalt in die tieferen Schichten eingespült, so daß die Sande, Kiese und Geschiebe im Geschiebelehm besonders stark angereichert werden.

Aber auch die in den Bohrungen angetroffenen Grundmoränen sind örtlich außerordentlich sandig; oft findet sich nur noch ein lehmiger Sand mit Geschieben vor. Hierbei handelt es sich wahrscheinlich um frühzeitig umgelagerte und dabei enttonte Reste der Moräne.

Die Grundmoräne ist im Blattbereich nirgends aufgeschlossen. Bei Ausschachtungen für Hausbauten, Kanalisationen und dergl. ist sie jedoch immer wieder genauer zu untersuchen.

5.7.1.1.2. Fluvioglaziale Bildungen des weichenden Drenthe-Eises

Neben der vom fließenden Wasser nicht umgelagerten und deshalb unsortierten Grundmoräne finden sich im Kartengebiet weit verbreitet auch wohl-sortierte und kreuzgeschichtete Ablagerungen der Schmelzwässer des wei-

chenden Inlandeises. Grundsätzlich lassen sich dabei zwei zeitlich und genetisch unterschiedliche Typen erkennen, deren Gesteinsmaterial jedoch stets ungefähr das gleiche ist. Die eigentlichen Nachschüttbildungen sind an das Gebiet unmittelbar an dem zurückschmelzenden Inlandeis gebunden. Die Ablagerungen des Münsterländer Hauptkiessandzuges aber bildeten sich in den beim Abschmelzen zunächst noch übrigbleibenden, ausgedehnten Toteisblockfeldern.

5.7.1.1.2.1. Nachschütt sand (**D,S,gf(2)**)

Diese Nachschüttbildungen treten in kleinen, etwas hügeligen Flächen in der Bauerschaft Landersum nördlich von Neuenkirchen zutage. Als dünner, nur bis 1 m mächtiger Schleier lagern sie nördlich des Hofes Jeusfeld auf der Grundmoräne, während sie nördlich von Haus Brook eine kleine Anhöhe bilden. Wegen fehlender Aufschlüsse bleibt es bei diesem Vorkommen unklar, ob es sich dabei vielleicht auch um den Erosionsrest eines Kames handelt.

Nach den Handbohrungen und Aufgrabungen handelt es sich bei diesen Nachschüttbildungen um eine intensiv kreuzgeschichtete, bis 4 m mächtige Wechselfolge von weißgrauen bis gelbbraunen, meist etwas lehmigen Fein- und Grobsanden mit eingeschalteten dünnen Kiesbänken. Ähnlich wie bei den Vorschüttbildungen überwiegen auch hier die einheimischen Gerölle, während der Anteil nordischer Gesteine, wie Granit und Gneis, etwa 10 % beträgt. Er bildet somit ein wichtiges Unterscheidungsmerkmal gegenüber den Vorschütt-sanden, wo ihr Anteil sehr viel niedriger liegt.

Daneben wurden im münsterländischen Teil des Blattgebietes bei einigen Bohrungen grob- bis mittelkörnige Sande auf der Grundmoräne lagernd angetroffen.

Die Deutung der Bohrproben als Nachschüttbildungen bleibt aber meist etwas problematisch, da auch jüngere Sedimente eine ähnliche lithologische Zusammensetzung haben. Die typische fluvioglaziale Kreuzschichtung mit raschem Materialwechsel aber läßt sich in den Bohrproben naturgemäß nicht mehr erkennen.

Die räumliche Verteilung der Nachschütt-sande wird ursprünglich sehr viel größer gewesen sein, als es die wenigen Bohrungen vermuten lassen. Sie sind wahrscheinlich mit der schon unmittelbar nach dem Eisrückzug verstärkteinsetzenden Erosion (LOTZE 1954 a) oder später abgetragen worden.

5.7.1.1.2.2. Münsterländer Hauptkiessandzug (**D,G+S,gf; D,X+G+Su,gf**)

Ein außerordentlich eigenartiges und für das Münsterland einmaliges Vorkommen von Schmelzwasserablagerungen stellen Form und Inhalt des Münsterländer Hauptkiessandzuges dar. Dieser Zug beginnt bei Ennigerloh – Hoest

im Münsterland und zieht als meist 1 km breiter Wallberg über oder stellenweise auch neben einer in die Gesteine der Kreide eingetieften Rinne, deren Gefälle 0,8 m auf 1000 m beträgt, nordwestwärts und tritt südlich von St. Arnold in das Blattgebiet ein (s. auch WIEGEL 1957, Abb. 13, S. 119). Er hebt sich hier um 5 m über die bei + 50 m NN liegende Talsandebene als markanter Geländerrücken heraus und verläuft über die Neuenkircher Mark bis in die Bauerschaft Offlum, wo er dann auf das Gebiet von Haddorf (auf Blatt Ochtrup gelegen) übertritt.

Einen guten Einblick in den inneren Aufbau des Kiessandzuges geben die ausgedehnten Kiesnaßbaggereien südwestlich von Neuenkirchen. Sie lassen insgesamt die von Nordwesten nach Südosten gerichtete Schichtung und drei Faziestypen erkennen. Im Gegensatz zu den Verhältnissen auf dem Bereich des Nachbarblattes Ochtrup (THIERMANN 1968) lassen sich diese hier – mit einer Ausnahme im Norden – wegen des sehr fließenden Übergangs nicht getrennt auf der Karte darstellen.

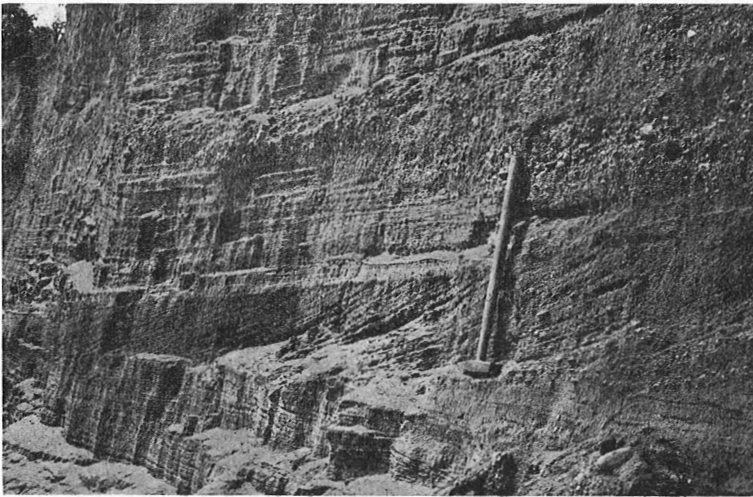


Abb. 7. Kreuzgeschichtete drenthezeitliche Schmelzwassersande und -kiese des Münsterländer Hauptkiessandzuges. Kiesgrube im Offlumer Sand westlich Neuenkirchen. R 91 500, H 90 400

Den Kern des Kiessandzuges bilden hier wie auch sonst kiesige Grobsande mit kopfgroßen Geschieben aus nordischem und einheimischem Material und in gefrorenem Zustand transportierte Tongerölle, die heute zerfallen sind. Stellenweise sind auch Fein- und Mittelsande eingeschaltet. Auffällig ist die

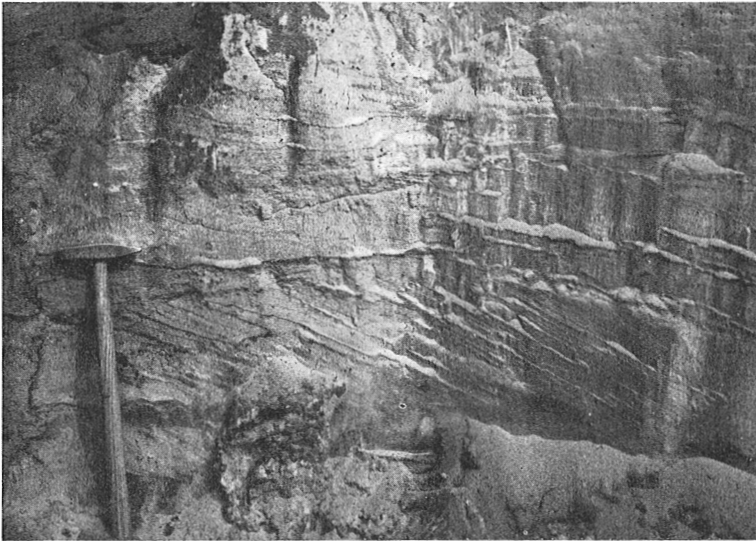


Abb. 8. Kreuzgeschichtete drenthezeitliche Schmelzwassersande des Münsterländer Hauptkiessandzuges. Kiesgrube der Quarzwerke Dr. Müller & Co. in der Bauerschaft Offlum westlich Neuenkirchen. R 92000, H 90000

Intensive Kreuzschichtung mit dem für Schmelzwässer typischen schnellen horizontalen und vertikalen Materialwechsel (s. Abb. 7, 8). Wegen ihres relativ starken Widerstandes gegenüber der Verwitterung treten diese Grobsande und -kiese als Härtinge hervor und bedingen so den Wallberg. Die Mächtigkeit der Schüttungen des Kiessandzuges geht bis auf 30 m hinauf (s. auch Schnitt A—B der Geologischen Karte). Im nördlichen Teil des Blattgebietes, im Gutsforst Stovern, zeichnen sich diese Schichtendurch einen etwas höheren Ton- und Schluffgehalt aus. Diese sind auf der Karte auch gesondert mit dem Symbol D,X+G+Su,gf dargestellt.

Den stratigraphisch höheren Teil des Kiessandzuges nehmen gelbweiße, scharfe, teilweise tonig-bindige Mittelsande und Kiese ein, denen aber die ganz großen Komponenten des oben beschriebenen tieferen Teiles fehlen. Sie sind heute teilweise schon wieder abgetragen und umgeben daher nur noch randlich die als Härtinge an der Tagesoberfläche herausragenden tieferen Schichten. Diese Abtragung muß aber schon vor der Ablagerung der Dünen und Flugdecksande vor sich gegangen sein, da diese den Kernschichten direkt auflagern.

Die in die Kreidegesteine eingetiefte Rinne unter der Kiesbedeckung (s. Taf. 1 und Schnitt A—B der Geologischen Karte) konnte durch Bohrungen und geo-

elektrische Messungen von FLATHE (1958) in ihrem Verlauf erkundet werden. Dabei zeigten sich auch hier einzelne lokale Übertiefungen, wie sie aus anderen Gebieten des Kiessandzuges bekannt geworden sind, ferner die nordwärts gerichtete Neigung der Talsohle, die im Gegensatz zur südlichen Schüttung der Grobkiese steht.

Die Genese dieses ganzen Komplexes der Kiessandzone ist auch heute noch nicht zufriedenstellend geklärt, obwohl schon seit langem darüber diskutiert worden ist (VON DER MARCK 1858, HOSIUS 1872). WEGNER (1909, 1911, 1926) deutete den Zug als „Münsterländer Endmoräne“, WOLFF (1928) hielt die Kiessandzone für eine kames- oder os-artige Bildung, während HANS SCHNEIDER (1938) sich für eine alleinige Deutung als Os entschied, also eine Aufschüttung am Boden des Eises in einem langgestreckten Gletschertunnel.

In neuerer Zeit sind diesen Fragen LOTZE (1951, 1954 b), WIEGEL (1957), ARNOLD (1960) und BAECKER (1963) nachgegangen. Nach den Untersuchungen von LOTZE (1954 b) und BAECKER (1963) ist die Rinne im südlichen Gebiet bei Münster teilweise als Trog eines elsterzeitlichen Talgletschers angelegt, der später im Holstein-Interglazial örtlich einen von Süden kommenden Fluß aufnahm. Nach der Überfahung durch das Eis des Drenthe-Stadiums der Saale-Kaltzeit pauste sich die Rinne auf die Eisoberfläche durch und zog dort die Entwässerung des später wieder schmelzenden Eises an sich.

Im Blattgebiet finden sich hingegen keine Anzeichen für eine schon zu Beginn der Vereisung vorliegende Rinne. Hier scheint sie erst durch die Schmelzwässer im Toteis der Drenthe-Vereisung geschaffen zu sein, wobei die Klüfte im Eis den Wässern den Weg vorschreiben. Schwer erklärbar ist dabei allerdings die Entstehung einer solchen langen Kluft. Durch das strömende Wasser wurde das Inlandeis schließlich durchschnitten, die Rinne in den Untergrund weiter eingetieft und dort die Schotterfracht abgelagert. Nach dem Forttauen des Eises blieb dann der Wallberg zurück. Der Kiessandzug wäre damit im Blattbereich als eine Kames-Bildung zu deuten, deren allgemeine Entstehungsbedingungen KELLER (1952) näher erläutert hat.

Die engen genetischen Beziehungen zwischen den Schmelzwasserablagerungen und dem umgebenden Eis sind uns durch das Verzahnen und allmähliche Übergehen der Schotter und Sande in den Geschiebemergel zwischen Neuenkirchen und St. Arnold überliefert (s. auch Schnitt A—B der geologischen Karte). Auf solche randlichen Übergänge und das „Hineinhängen“ der Grundmoräne machte schon LOTZE (1954 b) bei Münster aufmerksam.

Bei genauerer Betrachtung erscheint die Entstehung jedoch noch mehr komplex zu sein, als es oben angedeutet wurde, denn nicht alle Beobachtungen über den Kiessandzug finden eine eingängige Erklärung. So ist z. B. bei Münster, zwischen Sendenhorst und Albersloh, die Rinne im Untergrund mehrere hundert Meter nach Süden gegenüber dem Wallberg verschoben.

Mit ARNOLD (1960, S. 46) läßt sich abschließend nur feststellen: „Durch diese Deutungen allein sind die Umkehrung der Strömungsrichtung, das einheitliche südostwärtige Anlagerungsgefüge und die geringe Rolle glaziärer Störungen wohl kaum befriedigend zu erklären. Für ein festländisches Os wären Richtung und Länge ganz ungewöhnlich. Die Os-Theorie erklärt auch nicht das Fehlen eines richtigen Sanders an der Mündung. Eine Kame würde nicht so einheitlich geschüttet sein, die Annahme einer wiederholten Kippung erscheint allzu gekünstelt. Man kann also nur feststellen, daß es sich gewiß um keine Endmoräne, sondern um eine komplexe drenthezeitliche Schmelzwasserablagung im abschmelzenden oder toten Inlandeis handelt“.

5.7.1.1.3. Warthe-Stadium (sW,,p)

Während HESEMANN (1950 a) nach dem Eisrückzug im Münsterland hauptsächlich Abtragungsvorgänge annahm, konnten LOTZE (1954 a) und BAECKER (1963) nachweisen, daß zu dieser Zeit mit ihrem ausgeprägten Periglazialklima auch Sedimente in Form feinkörniger Sande und grauer Schluffe, wenn auch lückenhaft, abgelagert wurden.

In den Bohrungen des münsterländischen Teiles des Kartengebietes (s. Schnitt C—D der Geologischen Karte) wurden ganz selten solche meistens bis 3 m, selten mächtigere graue Schluffe und Sande, die nach unten etwas gröber werden, unter den Sanden der Niederterrasse bemerkt.

Nach den Bohrprotokollen ist die Abgrenzung dieser periglazialen Schichten gegenüber den Niederterrassensanden oft nicht möglich, da der als Grenze von BAECKER (1963) vermutete Erosionshorizont aus kiesigen Sanden entweder nicht immer ausgebildet ist oder nicht erkannt wurde.

Das nur seltene Vorkommen wird neben der primär lückenhaften Sedimentation und der auf die Senken und Depressionen beschränkten Ablagerungsräume auch durch die nachträgliche während der Weichsel-Kaltzeit verstärkt einsetzende Abtragung bedingt sein.

5.7.1.2. Eem-Warmzeit (ee)

Wie auch im übrigen Westfalen sind terrestrische Ablagerungen der Eem-Zeit sehr selten bekannt geworden. Dies mag verschiedene Ursachen haben. So beschränken sich wahrscheinlich die eemzeitlichen Ablagerungen schon ursprünglich, ähnlich wie in verschiedenen vorausgegangenen Perioden, auf die tiefer gelegenen Becken und Senken; ob diese miteinander zusammengehangen haben, bleibt ungewiß. Regelrechte Flußsysteme, wie sie aus der Holstein-Warmzeit bekannt wurden, sind bisher jedenfalls noch nicht aufgefunden.

Vielleicht verbergen sich in den graubraunen tonig-schluffigen Sanden unter den Niederterrassensanden neben den oben beschriebenen warthezeitlichen Ablagerungen auch eemzeitliche fluviatile Sedimente, die nach GRAHLE (in BOIGK, DIETZ et alii 1960, S. 194) durch Süßwasserdiatomeen charakterisiert werden. Durch die schon oben erwähnte, mit dem Beginn der Weichsel-Kaltzeit stärker einsetzende Erosion sind sie wahrscheinlich weithin abgetragen.

Die von KELLER (1954) als Bildungen des Eem-Interglazials gedeuteten Sande am Hangfuß des Teutoburger Waldes lassen sich nach BRAUN & THIERMANN (1972) sehr viel zwangloser als weichselzeitliche Fließerden erklären (s. S. 73).

Im Blattgebiet wurde bisher nur an einer Stelle (R 25 97 820, H 57 95 800) in Rheine beim Bau der Kläranlage an der Ems durch pollenanalytische Untersuchungen von LESCHIK (1962) eine 74 cm mächtige Torflage der Eem-Warmzeit mit großer Wahrscheinlichkeit nachgewiesen. Sie wurde in einer Tiefe von 3,2 m unter den Sanden der Inselterrasse angetroffen. Die aufgefundene Florenfolge entspricht den Zonen d und e der Gliederung von JESSEN & MILTHERS (1928) und den Abschnitten E 2a bis E 3b nach ZAGWIJN (1961). Im unteren Teil des Profils überwiegen die Pollen von Kiefer (*Pinus*), Hasel (*Corylus*) und Weide (*Salix*), im oberen die Pollen des Eichenmischwaldes und der Erle (*Alnus*).

5.7.1.3. Weichsel-Kaltzeit

Das von Nordeuropa während der Weichsel-Kaltzeit sich erneut ausbreitende Inlandeis erreichte das Kartengebiet nicht mehr, vielmehr bezeichnen die Moränen der Brandenburger Phase die äußerste Randlage des Eises. Vorstoß und Rückzug gliederten sich stärker als bei den vorangegangenen Vereisungen durch Wärmeschwankungen in mehrere Rückschmelzphasen (s. Tab. 7).

Diese Klimaschwankungen machten sich naturgemäß auch im Kartengebiet bemerkbar, allerdings sind nur aus wenigen dieser verschiedenen Perioden Ablagerungen bekannt geworden.

Räumlich am weitesten verbreitet sind die Talsande, deren Absatz eine tiefgreifende Erosion in der frühen Weichselzeit voranging. Ihnen lagern die Uferwälle, Flugdecksande und Dünen auf. An den Hängen des Gebirges und der Anhöhen entstanden die Fließerden.

5.7.1.3.1. Fließerden (w,L+S,fl; w,L/S,fl; w,Sl,fl; w,S,fl)

Die Hänge der zutage anstehenden Oberkreide-Kalkkrücken, der Thieberg, der Stadt-Berg und der Waldhügel, werden an ihrem Fuß von geneigten, örtlich wechselnd mehr lehmigen oder tonigen Sandflächen begleitet, deren Oberflächen mehr oder weniger eben und kaum gewellt sind. Sie werden nur von den von den Höhen herabkommenden Ablaufrinnen quert.

Nachdem die stratigraphische und genetische Einstufung dieser Ablagerungen in gleicher geologischer Situation weiter im Osten am Teutoburger Wald früher geschwankt hatte (vgl. THIERMANN 1970 a, b), ist ihre Erklärung nunmehr als Fließerden (BRAUN & THIERMANN 1972, VINKEN 1969) gesichert, die im Wechsel mit Flugsanden im Periglazialklima der frühen Weichsel-Kaltzeit abgelagert wurden.

Diese immer wieder eingeschalteten Flugsande sind äußerst fein- und gleichkörnig und vor allem kreuzgeschichtet. Die eigentlichen Fließerden hingegen sind durch eine knäuelig verwürgte Schichtung ausgezeichnet. Ihr grober, scharfkantiger Gesteinsschutt besteht aus dem jeweils oberhalb am Hang anstehenden Gebirgsmaterial. Insgesamt gesehen zeigen die Fließerden stets eine Übereinstimmung ihrer Schichtung mit der Morphologie ihrer Auflagerungsfläche. Ihre Mächtigkeit geht am Hangfuß und in Geländemulden, wie etwa dem Stadtgebiet von Rheine, bis auf 5 m hinauf.

Aufgrund der 2-m-Handbohrungen ließen sich im Blattbereich erstmals für das nördliche Münsterland flächenhaft vier nach dem Tongehalt verschiedene Faziesbereiche von Fließerden unterscheiden.

Der sowohl in vertikaler als auch in horizontaler Richtung intensivste Wechsel zeigte sich im Bereich der Stadt Rheine links der Ems in den Stadtteilen Dutum, Dorenkamp und Lauge und im Talkessel des Darbrook am Waldhügel. Die Bohrungen und vereinzelt Baugruben zeigten einen stellenweise intensiven Wechsel von gelbbraunem und grauem Lehm und Fein- und Mittelsand mit kantigen Geröllen aus Kreidekalk- und Mergelsteinen und vereinzelt nordischen Geschieben. Oft nur wenige 100 m daneben war das Profil dann fast nur sandig oder auch nur lehmig ausgebildet, ohne daß scharfe Grenzen zu ziehen waren. So wurde das stratigraphische Symbol w,L+S,fl dafür eingesetzt.

Ein scharf zweischichtig gegliedertes Vorkommen der Fließerde wurde am Nordhang des Thieberges zwischen den Höfen Jeusfeld und Leifker in der Bauerschaft Landersum angetroffen. Die mit dem Symbol w,L/S,fl auf der Karte gekennzeichnete Fließerde besteht in ihren oberen 1 – 1,5 m aus weißgrauem, mit Kalksteinen durchsetztem, praktisch sandfreiem Lehm, der auf den ersten Blick für die Verwitterungsrinde der anstehenden Oberkreide gehalten werden könnte. Darunter aber zeigen sich in dem Bohrstock in 1 – 1,5 m Tiefe scharfkantige, etwas lehmige und von Kalkstücken durchsetzte Mittel- und Grobsande mit eingeschalteten Feinsanden. Die Grobsande lassen vermuten, daß es sich hierbei um solifluidal umgelagerte Nachschüttssande handelt, die 600 m nordöstlich von Haus Brook eine kleine Anhöhe bilden.

Am weitesten verbreitet, allerdings nur im Raum links der Ems und damit auf die Hänge des Thieberges und des Waldhügels beschränkt, ist die mit dem Symbol wSl,fl bezeichnete Fließerde. Sie besteht aus gelbbraunem, lehmigem Sand mit den kantigen, für die Fließerden typischen Gesteinsbrocken. Dabei

herrschen die Kalksteine des Cenomans und Turons hier vor, das nordische Material tritt, bedingt durch die Grundmoräne, nur in der Bauerschaft Catenhorn mehr in Erscheinung.

Mächtigkeiten von 2 m und darüber hinaus erreicht diese Fließerde nur unten am Hangfuß; hier verzahnt sie sich dann in der charakteristischen, schon von BRAUN & THIERMANN (1972) beschriebenen Weise mit der Niederterrasse. Besonders augenfällig werden diese Beziehungen im Blattbereich in der Bauerschaft Wadelheim nördlich des Thieberges, indem hier die Niederterrassensande weithin lehmig ausgebildet sind (s. auch S. 75).

Im größten Teil ihrer Ausstrichfläche bleibt die Mächtigkeit der Fließerde aber unter 1 m. Nur als dünner Schleier überkleidet sie die Hänge, damit trägt sie aber deutlich zur Bodenverbesserung bei (s. S. 133). Die auf der Karte dargestellte Grenze zwischen der Fließerde und dem oben anstehenden Kreidegestein tritt auch morphologisch durch einen Geländeknick hervor, in dem der sanft geschwungene, von der Fließerde bedeckte Unterhang an den etwas steiler ansteigenden Oberhang mit der von der Bedeckung freien Oberkreide grenzt.

Eine ausgesprochen sandige, nur von dünnen lehmigen Lagen und von kantigem Kreidematerial durchzogene Fließerde, mit dem Symbol w,S,fl bezeichnet, lagert an den Hängen des Stadt-Berges östlich Rheine.

5.7.1.3.2. Flußablagerungen

Die bedeutsamsten Sedimente der Weichsel-Kaltzeit stellen die Ablagerungen des fließenden Wassers dar. Ihre Deutung ist im einzelnen oft erschwert durch die nachträglichen periglazialen und äolischen Umlagerungen.

Im Blattgebiet treten die Talsande (obere Niederterrasse) mit der in diese eingeschnittenen unteren Niederterrasse der Ems und den Uferwällen als kartierbare fluviatile Bildungen auf.

5.7.1.3.2.1. Obere Niederterrasse (Talsand) (w,S,ta und w,Sl, ta)

Die Talsande gehören zu den an der Oberfläche mit am weitesten verbreiteten Ablagerungen des Quartärs. In den weiten Ebenen des Münsterlandes, aber auch in denen des Emslandes, zu dem der Norden des Blattgebietes zählt (s. S. 15), geben sich die Talsande durch ihre fast tischebenen Flächen zu erkennen. Sie werden nur von den aufgesetzten Dünen, Flugdecksandfeldern und den Uferwällen sowie den eingesenkten Talböden der Gewässer und der Unterstufe der Niederterrasse unterbrochen.

Durch einen deutlichen Geländeknick grenzt die Talsandebene an den Fuß der Kreideanhöhen und quartären Erhebungen. Die Kante zu den tiefer liegenden Talauen der kleineren Gewässer ist dagegen oft nur wenig ausgeprägt.

An den Lauf der Ems zwischen Mesum im Süden und der Saline Gottesgabe im Norden ist die etwas tiefer liegende Verebnung der unteren Stufe der Niederterrasse geknüpft. Daraus ergibt sich ähnlich wie auf Blatt Bevergern eine Zweiteilung der Niederterrasse.

Über das Alter und die Entstehung der Talsande haben sich verschiedene Meinungen entwickelt, ohne daß es aber zu einer endgültigen Klärung der damit zusammenhängenden Fragen gekommen ist, die zuletzt ausführlicher von GRAHLE in BOIGK, DIETZ et alii (1930, S. 196 ff.), HESEMANN (1950 a) und HEMPEL (1963) behandelt wurden.

Nach TIETZE (1907, 1909, 1914), HARBORT & KEILHACK (1918), BÄRTLING (1921 a), WEGNER (1927), BEYENBURG (1934), HAACK (1935 a), DIENEMANN (1941) und HEMPEL (1963) sollte die Aufschüttung der Talsande in der Saale-Kaltzeit begonnen haben und nach BÄRTLING (1921 a) und BEYENBURG (1934) auch abgeschlossen sein. Während HARBORT & KEILHACK (1918) die Zeitdauer nicht behandelten, glaubten WEGNER (1927) und HEMPEL (1963) an eine Fortsetzung der Aufschüttung bis in die Weichsel-Kaltzeit. DIENEMANN (1941) und TIETZE (1909, 1914) nahmen sogar eine Fortdauer über diese Zeit hinaus bis in das Alluvium (Holozän) an. HAACK (1935 a) dagegen hielt nur eine Umlagerung in der Weichsel-Kaltzeit für möglich.

Die moderne Anschauung der ausschließlich weichselzeitlichen Entstehung wurde zuerst von MESTWERDT (1926) vertreten. Ihr schlossen sich später HESEMANN (1950 a) und KELLER (1950) an, denen es im Blattgebiet südlich von Elte gelang, die Talsandebene mit der älteren Niederterrasse der Ems gleichzusetzen.

Damit sind auch die alten Anschauungen von BÄRTLING (1921 a), BEYENBURG (1934) und DIENEMANN (1941) über eine teilweise fluvioglaziale Entstehungsweise der Talsande überholt. Ihre fluviatile Ablagerung sieht aber GRAHLE (in BOIGK et alii 1960) besonders im höheren Teil durch äolische Einschaltungen unterbrochen.

Die heute flächenhaft weite Verbreitung wird allgemein mit GRAHLE (in BOIGK, DIETZ et alii 1960, S. 198) auf die verstärkte Wasserführung auch kleinerer Wasserläufe zurückgeführt, deren Transportkraft daher sehr viel größer war, als es die heute kleinen Rinnsale vermuten lassen. Außerdem wurden diese Wildwasser auch kaum durch Pflanzenwuchs an einer ständigen Laufverlegung gehindert. Die von LOTZE (1954 a) erkannten, weitflächig verbreiteten Rhythmen in der vertikalen Korngrößenverteilung lassen eine ungleichmäßige Intensität der Aufschüttung deutlich werden.

Die am Anfang erwähnte geradezu tischebene Oberfläche der Talsandebene läßt sich aber weder durch die fluviatile Ablagerung noch durch die äolische Überprägung erklären. Bei der Ausbildung dieser Flächen haben sicherlich

auch periglaziale Umlagerungen (BRAUN, mündl. Mitt.) eine Bedeutung gehabt. Durch Solifluktionvorgänge wurden auf dem gefrorenen Untergrund die kleinsten Reliefunterschiede ausgeglichen. Darauf weisen auch die stellenweise angetroffenen Periglazialstrukturen im höchsten Teil der Talsande hin.

Während GRAHLE (in BOIGK et alii 1960) die Aufschüttung der Talsande im Emsland erst mit dem Ende der Weichsel-Kaltzeit für abgeschlossen hält, ergeben sich aus dem Blattgebiet und den südlich anschließenden Gebieten Hinweise für eine wesentlich frühere Beendigung. So wird die Talsandebene nahe der Ems von aus der Allerödzeit stammenden Uferwällen (vgl. S. 78) überlagert, d. h. ihre Entstehung war mit der ausgehenden Älteren Dryas-Zeit abgeschlossen.

Die Mächtigkeit der Talsande geht über 12 m nicht hinaus, meist beträgt sie sogar nur 3–5 m. An ihrer Basis ist meist eine von BAECKER (1963) erwähnte Grobsandlage ausgebildet. Die Talsande liegen durchweg diskordant auf verschiedenen älteren Quartärschichten, da es kurz vor ihrer Ablagerung zu einer verstärkten Erosion gekommen war, wie es bereits verschiedentlich erwähnt wurde.

In ihrem unteren Teil führen die Talsande (w,S,ta) einen Mittelsand, dem öfter Grobsandlagen eingeschaltet sind. Nach oben hin geht diese Folge dann in einen feingeschichteten Mittel- bis Feinsand über. Mit der Annäherung an die Ems südöstlich von Rheine wurden die Talsande insgesamt etwas gröber im Korn. Die Übergänge sind jedoch so fließend, daß keine Grenzziehung möglich ist.

Eine auffällig lehmig-schluffige Ausbildung der Talsande, mit dem Symbol w,S,ta bezeichnet, ließ sich am Nordhang des Thieberges in den Bauerschaften Landersum, Wadelheim und Bentlage und am Südhang westlich Neuenkirchen beim Gehöft Nordhoff von den übrigen sandigen Talsanden (w,S,ta) abtrennen. Schon die Aufnahmen der Reichsbodenschätzung verzeichneten auf diesen Flächen lehmige Sande. Wegen ihrer Bindigkeit neigen sie beim Trocknen zur Klumpen- und Rißbildung. Daher sind sie auf den Ackerflächen sofort kenntlich. Stellenweise, besonders am Hangfuß zum Thieberg, treten Kalkstücke und dünne Lehmبانke auf. Im übrigen ist ihr vertikaler Aufbau den übrigen Talsanden (w,S,ta), wie sie oben beschrieben wurden, weitgehend ähnlich.

Der Lehmgehalt der Talsande in diesem Bereich rührt von den Fließerdeungen her, die sich vom Hang des Thieberges in den Talsand hinein erstrecken. Durch fluviatile und äolische Umlagerungen sind die lehmigen Komponenten dann stellenweise mehr als einen Kilometer weit nach Norden gelangt und haben so zu der besonderen faziellen Entwicklung geführt.

Aus dem Bereich des östlich anschließenden Nachbarblattes 3711 Bevergern beschrieb KELLER (1950) lößähnliche Feinsande und stellte sie zu den Talsanden.

Bei der Kartierung ergab sich jedoch (THIERMANN 1970 b), daß es sich hierbei um eine weit verbreitete Einschaltung in den Uferwällen handelt (s. unten).

5.7.1.3.2.2. Uferwall (w,S,sw; w,Sl,sw)

Die Ems und die Vechte werden an den Außenrändern ihrer Talauen von Uferwällen begleitet, deren Breite zwischen 1 km – wie bei Mesum – und 2 km – wie in den Bauerschaften Bentlage und Schotthock nördlich von Rheine und Offlum östlich Neuenkirchen schwankt. Sie erheben sich bis zu 3 m über die Niederterrassenhauptstufe, der sie aufgesetzt sind. Durch Querrinnen oder durch ehemalige Mäander im Niveau der Terrassenstufe, wie es z. B. in den Bauerschaften Kirchspiel bei Mesum oder Bentlage deutlich wird, gliedern sich die Uferwälle in einzelne flach schildförmige Hügelgruppen. Der Abhang zur Talsandebene ist meist sehr steil und noch durch Feldergrenzen und Knicke überprägt, ähnlich sind die Hänge zur Wasserseite hin gestaltet. Hier sind sie durch die tief eingeschnittene untere Niederterrassenstufe meist noch deutlicher abgesetzt. Die Uferwälle mit ihrer im Gegensatz zur tisch-ebenen Talsandfläche mehr kuppig-welligen Oberfläche erreichen ihre größte Höhe meist nahe der Ems. Es entsteht daher der für Uferwälle so typische, etwas asymmetrische Querschnitt.

In der Ausbildung des Materials der Uferwälle lassen sich im Blattbereich zwei Faziesbereiche unterscheiden. In ihrer typischen Zusammensetzung, ähnlich wie im Blattgebiet 3711 Bevergern (THIERMANN 1970 b), sind die Uferwälle zwischen Gellendorf und Schotthock rechts der Ems und bei Mesum links der Ems und an der Vechte in der Bauerschaft Offlum entwickelt. Sie sind mit dem Symbol w,S,sw bezeichnet.

Das Material der Uferwälle besteht aus feinkörnigen, meist eben- und wenig kreuzgeschichteten bis 3 m mächtigen Sanden, denen selten auch grobkörnige Lagen eingeschaltet sind. Bemerkenswert sind die im höheren Teil stellenweise eingelagerten lößähnlichen Feinsande. Sie wurden zuerst von KELLER (1950) irrtümlich als Flotitsandeinlagerungen in der Niederterrasse beschrieben. Bei der Kartierung wurden solche oft mehrere Dezimeter mächtigen Flottsande als ausgedehnte Linsen in den Uferwällen an der Ems in der Bauerschaft Schotthock festgestellt. Infolge der feinen Körnung bilden diese Sande sehr standfeste Böschungen. Die zur Ems hinabführenden Wege sind hier deshalb, wie in Lößgebieten, tief als Hohlwege eingeschnitten. Da aber die Übergänge in die normale Fazies der Uferwälle so fließend ist, und indem stets ein schneller Fazieswechsel festgestellt wurde, erschien eine Grenzziehung nicht möglich (vgl. auch THIERMANN 1970 b).

Die andere, ausgesprochen lehmig-sandige Ausbildung der Uferwälle, auf der Geologischen Karte mit w,Sl,sw bezeichnet, beschränkt sich allein auf die linke Seite der Ems mit der Bauerschaft Bentlage und das Stadtgebiet von

Rheine mit den Stadtteilen Schleupe und Wietesch und dem Bereich östlich des Bahnhofes.

Diese räumliche Verknüpfung der lehmigen Uferwälle mit den am Hangfuß von lehmigen Fließerden und Terrassenablagerungen umkleideten Oberkreideerhebungen des Thieberges und des Waldhügels lassen auch die genetischen Bezüge klar werden. Die Hochwässer der Ems, welche die Uferwälle aufschütteten, arbeiteten die ins Strombett hineinreichenden lehmigen Sedimente am Fuß der beiden genannten Erhebungen auf und lagerten sie in den Uferwällen wieder ab. Dabei gelangte das lehmige Material nicht über den Stromstrich der Ems auf die rechte Seite des Flusses hinüber.

Merkwürdigerweise sind den vorangegangenen Bearbeitern die Uferwälle als markante fluviale Bildungen überhaupt nicht aufgefallen. So wurden sie, wie bei HESEMANN (1950 a) und KELLER (1950), als etwas unruhiger ausgebildete Teile der Niederterrasse angesehen oder gar – wie bei HEMPEL (1963) – örtlich wegen ihrer Höhenlage als saalezeitliche Aufragungen gedeutet. GRABERT (1952) und GRAHLE (in BOICK et alii 1960, S. 201) hatten solche Bildungen als sogenannte Flußbegleitdünen aufgefaßt, deren Sand Auswehungen der Talauen entstammen sollte. Für die äolische Anlieferung solcher Sandmengen, wie sie in den Uferwällen vorliegen, sind die Talauen jedoch viel zu klein. Auch erklären sie nicht die Tatsache, daß beiderseits der Wasserläufe solche Erhebungen vorliegen.

Sehr viel zwangloser lassen sie sich aber als Uferwälle deuten, wie sie schon von BRAUN (1965), BRAUN (in BRAUN et alii 1968) vom Niederrhein und THIERMANN (1968, 1970 b) von der Ems und der Vechte beschrieben wurden. Ihre rezente Bildung wird von WILHELMY (1958) erläutert.

Demnach entstanden die Uferwälle bei Hochwasser, wenn das Wasser über die Ufer der damaligen Stromrinne trat und flächenhaft verbreitert dahinflöß. Dabei erlahmte am Rande der Flußrinne die Transportkraft des Wassers, und die im Wasser mitgeführten Sande lagerten sich als flach nach den Seiten abfallende Uferwälle ab.

Die Uferwälle bildeten sich nicht in einem kontinuierlichen Vorgang, sondern ihre Entstehung war von Ruhepausen unterbrochen. Aus diesen Zeiten stammen die immer wieder zu beobachtenden Einschaltungen kreuzgeschichteter, gleichkörniger äolischer Sande. Diese äolische Überprägung gewann dazu nach dem Abschluß der Uferwallbildung eine größere Bedeutung. So sind ihnen besonders im Bereich des Standortübungsplatzes Gellendorf ausgedehnte junge Dünenfelder aufgesetzt. An anderen Stellen ist es durch die intensive landwirtschaftliche Kultur oder – wie im Stadtgebiet von Rheine – durch die Bebauung heute kaum oder gar nicht mehr möglich, die flachen Überwehungen von den eigentlichen Uferwällen zu trennen. In diesen Gebieten wurde dann auf der Geologischen Karte der Uferwall dargestellt.

Für die Altersdeutung der Entstehung der Uferwälle ergeben sich aus dem Blattgebiet direkte Hinweise. So fand Dr. DUBBER (freundl. mündl. Mitt.) bei Aufgrabungen in der Bauerschaft Kirchspiel nördlich von Mesum den für die Allerödzeit typischen Usselo-Horizont (ERBE 1958, EDELMAN & MAARLEVELD 1958) in den Uferwällen. Es ist dies ein Bodenhorizont mit fingerartigen Ausstülpungen nach oben und unten (s. S. 79). Den gleichen Horizont fand schon BRAUN (1965) und BRAUN (in BRAUN et alii 1968) in den Uferwällen des Niederrheins.

5.7.1.3.2.3. Untere Niederterrasse (w,Nu)

Die zuerst von HESEMANN (1950 a) beschriebene untere Stufe der Niederterrasse ist direkt an den Lauf der Ems geknüpft und hängt also eng mit ihr zusammen. Diese untere Niederterrasse bildet aber offenbar, wie es schon HESEMANN (1950 a) bemerkte, keinen eigenen Terrassenkörper, denn es besteht kein petrographischer Unterschied zwischen den beiden. Sie stellt also wohl mehr eine Erosionsfläche dar, die durch das rückwärtige Einschneiden der Ems in die obere Niederterrasse (Talsandebene) und Uferwälle entstanden ist. Nur örtlich mag sich durch die Umlagerungen beim Eintiefen ein eigener Körper ausgebildet haben, dessen Mächtigkeit aber über 2 m nicht hinausgeht und der aus Fein- und Mittelsanden besteht. Bei Rheine kommen örtlich auch Kalksteingerölle vor.

Morphologisch läßt sich diese untere Stufe gut von der oberen (Talsandebene) abgrenzen, da sie durchweg maximal etwa 4 m tiefer liegt. Allerdings wurden die beiden Stufen aneinandergrenzend nur am Bahnhof in Mesum angetroffen. Sonst ist die Unterstufe am Außenrande, wie etwa nördlich und südlich von Rheine, in die Uferwälle eingeschnitten. Die Breite der Unterstufe beträgt um 1 km in der Bauerschaft Kirchspiel nördlich von Mesum. Weiter im Norden ist sie jedoch nur als ein 200–300 m breiter Streifen zwischen den Uferwällen an der Ems ausgebildet.

Für die Entstehung der unteren Niederterrassestufe der Ems in der Jüngerer Dryas-Zeit gab zuerst BREUKER (1958) Hinweise, dem auch ARNOLD (1960, S. 53) folgte. Diese Einstufung wird auch im Blattbereich bestätigt, denn die untere Niederterrassestufe ist in die allerödzeitlich entstandenen Uferwälle (s. S. 77) eingeschnitten. Die von THIERMANN (1970 b, S. 60) angeführte Vermutung für eine frühere Entstehung schon in der Älteren Dryas-Zeit hat sich nicht bestätigt, da die Uferwälle offensichtlich nur auf der Hauptstufe der Niederterrasse (Talsandebene) und nicht auch auf der Unterstufe lagern.

5.7.1.3.3. Windablagerungen

Als das Inlandeis seine größte Ausdehnung im Norden Europas erreichte, herrschte hier im Kartengebiet ein besonders intensives Periglazialklima. Aus

der damals von pflanzlichem Bewuchs fast freien Talsandebene wurde durch den Wind das feinere Material ausgeblasen, ebenso aus dem Verwitterungsschutt des Gebirges und anderen pleistozänen Ablagerungen. Dies setzte sich dann in abnehmendem Maße wegen der zunehmend stärker hervortretenden Vegetation bis in das Holozän hinein fort.

Das feine Material wurde als Dünen- und Flugdecksande wieder abgesetzt. Diese beiden Einheiten sind aber nur morphologisch voneinander unterschieden, im übrigen entsprechen sie einander in der stratigraphischen Stellung und der Lithologie. Der im Osten bei Tecklenburg so weit verbreitete Löß kommt hier nicht mehr vor. Dies hängt nach MERKT (1968) wohl damit zusammen, daß die tonigen Gesteine des Mesozoikums als das ursprüngliche Ausgangsmaterial des Lösses hier fast gänzlich unter dem mächtigen, vorwiegend sandigen Pleistozän begraben sind.

Nach den Aufschlüssen und Handbohrungen zu urteilen, schloß sich die Flugsandüberwehung an die fluviatilen Bildungen der Weichsel-Kaltzeit nicht direkt an, vielmehr wird sie durch einen Brodelboden in der Niederterrasse (Talsand) getrennt.

Eine genauere Altersdatierung der Aufwehung der Flugsanddecke läßt sich aus dem Blattgebiet nicht herleiten. Jedoch geben die Untersuchungen aus den benachbarten Gegenden hierzu Hinweise. Danach wurden die Dünen und Flugsande nicht in einem kontinuierlichen Vorgang abgelagert. So konnte ARENS (1964) bei Stadthagen drei Generationen von Flugsanden unterscheiden, die durch Bodenbildungen aus dem Bölling-Interstadial und dem Alleröd-Interstadial mit dem Usselo-Horizont getrennt wurden. Bisher haben sich für den ersteren Bodenhorizont im Kartengebiet nur unklare Andeutungen ergeben.

Die Bodenbildung des Usselo-Horizontes wurde aus dem Emsland von ERBE (1958) und GRAHLE (in BOIGK, DIETZ et alii 1960, S. 199) und aus den Niederlanden von EDELMAN & MAARLEVELD (1958) und von BRAUN (1968) aus dem Gebiet von Blatt 3611 Hopsten näher beschrieben. Im Blattbereich ist dieser Horizont in den Uferwällen bei Ausschachtungen gelegentlich aufgeschlossen.

Der Usselo-Horizont (vgl. S. 78) besteht aus einer etwa 10 – 15 cm mächtigen humosen Lage mit auffälligen, fingerartigen Ausstülpungen nach oben und unten, denen sich nach unten ein ebenso mächtiger Horizont aus gebleichtem Sand anschließt. Holzkohlereste kommen in beiden Ausstülpungen vor. FRECHEN & LIPPOLT (1965) konnten in den Ablagerungen des Alleröd-Interstadials auch vulkanische Tuffe nachweisen, die auf Vulkanausbrüche im Gebiet des Laacher Sees zurückgeführt werden.

Ihr vorläufiges Ende fand die Aufwehung der älteren Dünen und Flugsande erst im beginnenden Holozän im Präboreal. Erst in dieser Zeit entstand der so ausgeprägte Podsol-Horizont als Abschluß. Heute sind die Flugdecksandfelder, besonders aber die Dünen, in ihrer äußeren Form durch die landwirt-

schaftliche Kultur stark überprägt. Wegen der größeren Entfernung ihrer Oberfläche zum Grundwasserspiegel werden sie meist nur für den Ackerbau genutzt. In der Nähe älterer Höfe tragen sie daher oft eine mehrere Dezimeter mächtige Auflage humoser Sande, die aus der bis in unser Jahrhundert reichenden Plaggendüngung stammen.

5.7.1.3.3.1. Älterer Flugdecksand (**S,a(1)**)

Die älteren Flugdecksande gehören zu den an der Oberfläche des Blattgebietes mit am weitesten verbreiteten Ablagerungen des Quartärs. Ihre größte Mächtigkeit geht bis 3 m hinauf. Eine dünne Flugsandhaut überzieht fast alle älteren zutage anstehenden Schichten. Wenn sie nur die obersten Dezimeter des Ackerbodens betrifft, wurde sie nicht gesondert dargestellt. Wird sie etwas mächtiger, so ist sie auf der Karte als Schraffur, wie z. B. bei Neuenkirchen, eingetragen.

Größere zusammenhängende Flugdecksandfelder lagern auf der Talsandebene in der Mesumer Mark und in Eschendorf. Sie bestimmen das Landschaftsbild durch ihre unruhige wellige Oberfläche, die außerdem hier im Bereich der Talsandebene stets etwas höher liegt. Charakteristisch für die Flugdecksande ist ihr ausgeprägtes Podsolprofil als Abschluß (s. auch S. 134), das aber örtlich auch sekundär durch Plaggenhieb, Abgrabung, Ausblasung oder dergleichen fehlen kann.

Die Flugsande bestehen aus gelbgrauen, lebhaft kreuzgeschichteten Feinsanden, denen stellenweise, insbesondere in der Nähe des Kiessandzuges, auch Sande gröberer Körnung eingelagert sind.

Lagern die Flugsande in Mächtigkeiten bis 1,5 m auf Kiesen oder der Grundmoräne, wie es in der Neuenkircher Mark nordwestlich von St. Arnold festgestellt wurde, so finden sich darin immer wieder bis zu walnußgroße Gerölle. Ihr Auftreten widerspricht aber nur scheinbar einer Deutung der Schichten als Flugdecksand. Es handelt sich hierbei vielmehr um Gerölle aus der unterlagernden Grundmoräne, die während der jeweils kälteren Jahreszeiten allmählich „hochgefroren“ sind. Diese Gerölle ließen die Kälte wegen ihrer besseren Leitfähigkeit gegenüber dem umgebenden Lockermaterial schneller in den Boden eindringen und damit die unter ihnen befindliche Feuchtigkeit jeweils etwas eher unter Volumenausdehnung gefrieren. Diese Volumenvergrößerung hob dann die Gerölle im Laufe der Jahrtausende bis in das Niveau der Flugsande an.

Sicherlich ist aber auch ein Teil der Gerölle an der Oberfläche der Flugdecksande in der Neuenkircher Mark durch stärkere Winde in den vegetationsarmen Zeiten der ausgehenden Weichsel-Kaltzeit aus dem Kiessandzug freigeblasen und dann langsam eben durch die Winde auf andere Substrate, wie hier den Flugdecksand, fortgeschoben.

5.7.1.3.3.2. Ältere Dünen („d(1))

Eine vorherrschende Streichrichtung der älteren Dünen, wie sie KEILHACK (1917) in bestimmten Räumen Norddeutschlands aufgefallen war und wie sie auch aus dem Bereich des Nachbarblattes 3711 Bevergern (GRABERT 1952, THIERMANN 1970 b) beschrieben wurden, ließ sich im Blattgebiet nicht feststellen. Die äußere Form der Dünen wird vielmehr durch den Kampf zwischen Bewuchs und Windangriff (ARNOLD 1960) geprägt.

Die Dünen erheben sich bis zu einer Höhe von 2 m über ihre Umgebung, selten ist sie größer. Ihre Breite an der Basis geht von wenigen Metern bis zu 500 m, meist sind sie jedoch um 100 m breit. Ihre stellenweise etwas gewundene Längserstreckung kann, wie in der Neuenkircher und der Mesumer Mark, mehrere Kilometer betragen.

Da die Dünen nur eine morphologische Varietät der Flugdecksande darstellen, ist ihre gegenseitige Abgrenzung oft nur schwer möglich. Auf den Tal-sandflächen sind sie dagegen durch deutlich ausgebildete Geländeknicke stets gut von diesen zu trennen. Meist ist aber diese Grenze durch die Landwirtschaft verändert. Die Oberfläche der Dünen ist durchweg wellig und kuppig und durch teilweise sehr steile Hänge gekennzeichnet, ohne daß aber jenes für die jüngeren Dünen typische, äußerst unruhige Relief entsteht. Dieser Gegensatz läßt sich besonders gut in der Bauerschaft Hauenhorst beobachten.

Das Material der Dünen besteht naturgemäß, wie bei den Flugdecksanden, aus lebhaft kreuzgeschichteten gelbweißen bis -grauen, gleichkörnigen Feinsanden, denen gelegentlich auch gröbere Sande eingeschaltet sein können. Nach oben hin sind auch die Dünen durch ein ähnliches, gut ausgebildetes Podsolprofil mit einem ausgeprägten Ortsteinhorizont abgeschlossen, das aber ebenso wie bei den Älteren Flugdecksanden (s. S. 80) durch Plaggenhieb, Abgrabung, Ausblasung und dergleichen fehlen kann.

5.7.2. Holozän

Die Schichten des Holozäns, des jüngsten Abschnittes der Erdgeschichte lassen sich nicht durch eine scharfe Grenze von denen des jüngsten Pleistozäns abtrennen; sie gehen vielmehr, wie bei der Flugsand- und Dünenbildung, unmerklich ineinander über. In das Holozän fällt vor allem auch die Ausgestaltung der Talauen, insbesondere der des Emslaufes und die Ausbildung der Torfe und anmoorigen Ablagerungen. Hinzu kommt die zunehmende Einwirkung des Menschen.

5.7.2.1. Windablagerungen

Wie es bereits auf S. 79 dargelegt wurde, reicht die Ablagerung der älteren Flugdecksande und Dünen noch in das Holozän hinein. Darüber liegen aber stellenweise die ausschließlich holozänen, jüngeren Flugdecksande und Dü-

nen. Auch diese Aufwehungen sind durch eingeschaltete Bodenbildungen oder Torfe zu gliedern. So wurde durch REHAGEN (1969) in den jüngeren Flugdecksanden der Rodder Mark im Bereich des Blattes 3711 Bevergern (THIERMANN 1970 b) ein Bruchwaldtorf aus dem Subboreal nachgewiesen. Bodenbildungen des gleichen Alters hat MAAS (1955) in Nachbarräumen aufgefunden. HAMBLOCH (1958 b) konnte bei Harsewinkel auch eine subatlantische Bodenbildung feststellen. Eine solche Trennung ließ sich aber im Blattgebiet in flächenhafter Darstellung nicht durchführen. Die jüngeren Flugdecksande und Dünen wurden vielmehr, ähnlich wie die älteren, als jeweils eine Einheit dargestellt.

Nach oben werden diese holozänen Aufwehungen mit einem eben angedeuteten podsoligen Horizont (Podsol-Ranker, vgl. auch S. 133) oder auch gänzlich ohne Bodenbildung abgeschlossen. Dieser obere Teil wurde nach MAAS (1955) hauptsächlich in geschichtlicher Zeit etwa während der großen mittelalterlichen Rodungen zwischen 800 und 1000 n. Chr. abgelagert.

Mit etwas schwächerer Intensität haben sich die Sandverfrachtungen bis weit in das 19. Jahrhundert hinein wegen des Plaggenhiebs für die Plaggendüngung fortgesetzt, wie es schon BRANDT (1950) vermutet. Gelegentlich kommt es noch heute zu kleinen Verwehungen, wofür KEILHACK (1917) und GRABERT (1952) eindrucksvolle Beispiele anführen.

5.7.2.1.1. Jüngerer Flugdecksand (S,a(2))

Mit den jüngeren Dünen eng verbunden sind die jüngeren Flugdecksande. Sie treten nur in kleinen Flächen in den Bauerschaften Offlum und Hauenhorst und in der Gellendorfer Mark auf. Sie gehen in den Mächtigkeiten nur selten über 2 m hinaus. Sie unterscheiden sich von den älteren Flugsanddecken durch ihr etwas unruhiges wellig-kuppiges Relief und die kaum entwickelte oder fehlende Bodenbildung. So tragen sie meist eine nur kümmerliche Vegetation aus Kiefern und Heidekraut, und allenthalben tritt der feinkörnige, gelbe Sand direkt hervor.

Diese jüngeren Flugdecksande lassen sich offenbar nur dann flächenmäßig als solche erkennen, wenn sie seit ihrer Entstehung möglichst von der landwirtschaftlichen Nutzung verschont geblieben sind, wie dies in den Waldgebieten der Fall ist. Durch Plaggenauftrag und Einebnung des typischen kleinwelligen Reliefs bei der Kultivierung gleicht sich das äußere Erscheinungsbild zunehmend an die älteren Flugsande an, und eine kartenmäßige Trennung wird problematisch.

5.7.2.1.2. Jüngere Dünen („d(2))

Die älteren Dünen und Flugdecksande, aber auch die Uferwälle, werden stellenweise im Kartengebiet von einer jüngeren Dünengeneration überlagert; dabei ist eine besondere Häufung im Ostteil festzustellen. So überdecken die

jüngeren Dünen in der Gellendorfer Mark mehr als 2 km². Eine bestimmte, allgemein vorherrschende Streichrichtung läßt sich, wie bei den älteren Dünen, ebenfalls nicht bemerken. Die Oberfläche der jüngeren Dünen ist außerordentlich unruhig und wellig-kuppig. Die Hänge der bis zu 5 m hohen Dünen sind sehr steil und langgestreckte Dünenzüge fehlen, vielmehr sind es einzelne, im Grundriß runde bis ovale Hügel. Dieses Relief im Verein mit der fehlenden oder nur schwach ausgebildeten Bodenbildung ermöglicht eine Abgrenzung dieser jüngeren Dünen.

5.7.2.2. Talauenablagerungen

Die Ablagerungen in den Talauen weisen von den holozänen Sedimenten die größte Mannigfaltigkeit auf. Neben Sanden und Lehmen, die vom fließenden Wasser abgelagert werden, finden sich häufig auch in den Senken moorige Bildungen. Die Übergänge der einzelnen Bildungen sind oft unscharf; ein rascher Fazieswechsel ist typisch.

Die Talauen in dem anstehenden Gebirge des Thieberges und des Waldhügels sind meist nur wenige Meter breit und tief eingeschnitten. An den sandigen, von der Fließerde bedeckten Unterhängen, wie in den Bauerschaften Wadelheim und Catenhorn, verschwinden die Talböden gänzlich. Diese Erscheinung fand sich auch auf den benachbarten Gebieten (THIERMANN 1970 a, b) und wurde schon von EBERT (1954) mit dem Versickern des Wassers in den Sanden erklärt.

In die Talsandflächen sind die Talauen meist nur wenige Dezimeter tief eingeschnitten. Ihre Ränder sind oft durch die landwirtschaftliche Nutzung überprägt und teilweise eingeebnet. Zuweilen aber sind sie auch steiler abgestochen, um einen gleichmäßigen Abstand zum Grundwasser und eine größere Wiesenfläche zu haben. Nach der ersten topographischen Karte 1 : 25 000 aus dem Jahre 1895, also vor der allgemein großflächig in diesem Raum einsetzenden Kultivierung, ließen sich gerade die Talböden gut kartieren, da sie meist mit anderem Bewuchs als ihre Umgebung dargestellt waren.

Deutlicher ausgebildet sind die Talauen im Bereich der Uferwälle der Ems in der Bauerschaft Bentlage und bei den stärker wasserführenden Bächen wie zum Beispiel dem Frischhofs-Bach oder dem Hemelter Bach. Viele der kleineren Talböden im Oberlauf werden heute nicht mehr von Wasserläufen durchzogen. Dies hat in erster Linie klimatische Ursachen, hängt aber auch mit dem Ausbau der Dränagen und der allgemeinen künstlichen Tieferlegung des Grundwasserspiegels zusammen.

Im Gegensatz zu den übrigen Wasserläufen des Blattgebietes läßt die zwischen 500 – 800 m breite Niederung der Ems eine deutliche Gliederung in die eigentliche Talaue mit dem heutigen Emslauf und einer um 2 m höher liegenden Verebnung, der Inselterrasse, erkennen.

5.7.2.2.1. Inselterrasse (qhl)

Als bedeutsamer Flußlauf wird auch die Ems, ähnlich wie der Rhein oder die Lippe, von einer Inselterrasse begleitet, die in 1–3 m Höhe über der eigentlichen, heute noch bei Hochwasser überschwemmten Talaue (,S,ta) und um 2 m unter der unteren Stufe der Niederterrasse (w,Nu) verläuft. Durch ein späteres Tieferlegen der Erosionsbasis der Ems, die von einem starken Mäandrieren begleitet war, ist die ursprünglich zusammenhängende Inselterrasse in mehrere inselartig aus der Niederung aufragende Verebnungsflächen zerschnitten. Besonders gut läßt sich diese Ausbildung in der Bauerschaft Gellendorf nördlich von Mesum beobachten. Die Inselterrasse wird heute durchweg mit Ackerbau genutzt, weniger durch die Wiesen- und Weidenwirtschaft. Sie wird durch die stärkeren Hochwässer normalerweise auch nicht überschwemmt.

Die ebene Fläche der Inselterrasse wird durch ausgespülte, vermoorte Senken und aufgesetzte Flugdecksandfelder unterbrochen und erhält dadurch ein flachwelliges Relief. In diesen Flugdecksanden verbergen sich jedoch stellenweise auch fluviatile Ablagerungen und fluviatil umgelagerte Flugsande.

Ähnlich wie auch die Unterstufe der Niederterrasse bildet die Inselterrasse weniger einen eigenen Terrassenkörper, vielmehr entstand sie durch das rückwärtige Einschneiden der Ems in die Sande der Niederterrasse. Sie stellt also in erster Linie ein Erosionsniveau dar. Bei diesem Vorgang kam es naturgemäß auch zu Um- und Ablagerungen. Sie sind wohl die obersten, meist etwas mehr tonigen, vorherrschend aber sandigen zwei Meter einer eigenen Terrassenablagerung.

Die Inselterrasse der Ems wurde zuerst von BEYENBURG (1934) beschrieben und ebenso wie von ROESCHMANN (1960) als eine Bildung der Weichsel-Kaltzeit, also eine Niederterrassenstufe, angesehen. Späterhin sind den Fragen ihrer Entstehung HESEMANN (1950 a), KELLER (1950) und HEMPEL (1963) nachgegangen. Diese drei Autoren nahmen holozänes Alter der Inselterrassen an; eine genauere Altersdeutung schien danach nicht möglich. Nun ist der Inselterrasse, ähnlich wie im Blattgebiet Bevergern (THIERMANN 1970 b), etwa 350 m südöstlich des Hofes Puls in der Bauerschaft Gellendorf ein Niedermoor aufgesetzt. Diese Moore entwickelten sich vorzugsweise im feuchtwarmen Abschnitt des Atlantikums. Das kann als Hinweis für ein boreales Alter der Inselterrasse angesehen werden. Die gleiche Altersstellung vermuten auch ARNOLD (1960) für die Inselterrasse im Oberlauf der Ems und Lippe und BRAUN (in BRAUN et alii 1968) am Niederrhein.

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

Das Material der Talauen in der anstehenden Oberkreide, im Thieberg, dem Waldhügel und in der Aue des Frische-Baches in der Bauerschaft Catenhorn, zeigt die größte Vielfalt, ohne daß aber scharfe Grenzen zu ziehen sind.

Auf der Karte wurde ihre Füllung darum auch einheitlich als lehmiger Sand dargestellt, obwohl örtlich naturgemäß große Abweichungen vorkommen können. Besonders in den höheren Lagen findet sich oft eine meist allerdings nur wenige Dezimeter mächtige Wechselfolge von umgelagerten sandigen und steinigen Fließerden, herabgeschwemmtem Verwitterungsschutt, Lehmen und zuweilen auch größeren nordischen Geschieben. Bedeckt wird diese Folge meist von fein- bis mittelförnigen, lehmigen Sanden, die mit dem Symbol „L₁ta auf der Geologischen Karte angegeben sind.

Ebenfalls stark lehmige Sande, die jedoch das ganze Auenprofil einnehmen, wurden in den Talböden bei Neuenkirchen und im Oberlauf des Frischhofs-Baches im Brook aufgefunden. Die lehmige Komponente entstammt hier ganz offensichtlich den Ausspülungen aus der verwitternden Grundmoräne, während die Sande wohl aus den Flugdecksanden herzuleiten sind.

Dagegen sind die übrigen ebenfalls nur wenige Dezimeter mächtigen Talböden in der Talsandebene des Münsterlandes sehr einheitlich aus feinkörnigem, gelbbraunem, streckenweise etwas humosem Sand aufgebaut.

Eine Sonderstellung nimmt die tief eingesenkte, heute von der Ems noch benutzte Talaue ein. Sie zerschneidet und zertalt in gewundenen Flußschlingen die höher liegende Inselterrasse. Im Gegensatz zu den übrigen Alluvionen des Kartengebietes, deren Entstehung sich wohl über das ganze Holozän erstreckte, entwickelte sich diese tiefste Talaue der Ems erst in und nach dem Boreal (vgl. auch ARNOLD 1960, S. 58). Eine genauere Datierung ist aber nicht möglich, da sich ihre Bildung und Umwandlung bis heute noch fortsetzt. So wird die Talaue bei den Hochwässern immer wieder überschwemmt.

Einige der Mäander sind von der Ems nach solchen Überschwemmungen verlassen, andere sind durch die künstliche Begradigung stillgelegt. Das Material dieser Talaue besteht aus tonig-lehmigen, meist etwas humosen Sanden, wie in der Bauerschaft Gellendorf; hinzu kommen mehr grobkörnige Sande und stellenweise auch anmoorige Bildungen.

5.7.2.2.3. Auenlehm (L₁ta)

Auenlehme wurden im Blattgebiet nur an wenigen Stellen abgelagert. Dabei läßt sich ein enger genetischer Zusammenhang zu der in der Nachbarschaft zutage anstehenden Grundmoräne erkennen, indem diese als Liefergebiet diente. So sind die Auenlehme in dem breiten Talboden unmittelbar östlich des Hofes Naenströning in der Bauerschaft Maxhafen südwestlich von Neuenkirchen und jene im Oberlauf des Frischhof-Baches in der Bauerschaft Hauenhorst aus dem umgelagerten, feinen tonigen und schluffigen Material des Geschiebelehms entstanden. Nur bei dem kleinen Vorkommen in der Emsaue nördlich der Eisenbahnbrücke läßt sich eine solche direkte Beziehung nicht

herleiten. Hier verbergen sich in dem Auenlehm sicherlich auch von weiter her durch die Ems transportierte Lehme des verschiedensten Ursprungs.

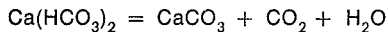
Der Auenlehm besteht aus einem gelbbraun verwitternden, sonst grauen, nur an wenigen Stellen auch etwas feinsandig-schluffigem Lehm, der meist schon im ersten Meter nach unten in Sande und lehmige Sande übergeht, wie es auch in dem Kartensymbol „L/S,ta“ ausgedrückt wird. Die gleichen Beziehungen zur Umgebung und ähnliche Mächtigkeitsverhältnisse wurden auch auf dem Nachbargebiet von Blatt Bevergern (THIERMANN 1970 b) angetroffen.

Da bisher noch keine organischen Einschaltungen im Auenlehm des Blattgebietes gefunden wurden, ist die Zeit seiner Entstehung im Holozän noch nicht geklärt. In den Tälern der Leine und Weser wurden nach LÜTTIG (1960) zuerst Auenlehme im jüngeren Atlantikum abgelagert, danach folgte die zweite Ablagerungsperiode mit dem Beginn des frühen Mittelalters, als durch den zunehmenden Ackerbau weite Waldflächen gerodet wurden.

5.7.2.2.4. Wiesenkalk (Kw)

Am Nordhang des Thieberges in der Bauerschaft Wadelheim lagert in der langgestreckten Talaue unterhalb der zum Naturschutz gestellten Randelbach-Quelle unter 1 – 3 Dezimetern schluffigem Sand ein bis zu 0,8 m mächtiger Wiesenkalk, der stellenweise tonigem Lehm, sonst aber einem Fein- und Mittelsand auflagert. Nach einer Analyse von STADLER (1971) handelt es sich dabei um einen quarz- (etwa 10 %) und feldspatführenden (etwa 3 %), also schluffigen Mergelkalk mit einem Calcitgehalt von etwa 84 %.

Dieser Wiesenkalk hat seinen Ursprung in dem stark mit Calciumhydrogencarbonat ($\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$) beladenen Wasser der Randelbach-Quelle (s. Tab. 10, Analyse 23). Beim Austritt an die Oberfläche erwärmt und entspannt es sich. Dabei zerfällt diese Verbindung unter Abscheidung von Kohlendioxid, und der freie Kalk fällt als Wiesenkalk ähnlich wie der Quelltuff (THIERMANN 1970 a, S. 132) aus nach der Formel:



Die in dem Bachwasser lebenden Algen und höheren Pflanzen assimilieren einen großen Teil des Kohlendioxids und beschleunigen so die Ausfällung.

Nach einer mikromorphologischen Untersuchung von ERKWOH (1973) „besteht die Grundmasse hauptsächlich aus feinkörnigen Kalkspäten (Korngröße 0,003 – 0,01 mm = Fein- bis Mittelschluff), die unregelmäßig geformt und teilweise ineinander verzahnt sind, so daß insgesamt ein mikroaggregatischer Verband vorliegt. Eingestreut in die Grundmasse sind häufig feinste Partikel von Pflanzenresten und gröbere Calcite (0,03 bis über 0,2 mm), wobei es sich hauptsächlich um mehr oder weniger zerkleinerte Molluskenschalen handelt.“

Die Quarze und Feldspäte kommen nur lagen- und nesterweise als Grobschluff (0,02 – 0,06 mm) und vereinzelt als Feinmittelsand (0,1 – 0,25 mm) vor.

Auffällig sind die reichlich vorkommenden Schneckenschalen, die nach BACHMANN (1972) aus stillwasserliebenden Formen des Holozäns bestehen. Wahrscheinlich sind die Quellteiche am Quellmund der eigentliche Lebensraum gewesen, aus denen sie dann nach dem Tode in die Talaue verfrachtet wurden. So erklärt es sich auch, daß die ausgewachsenen Individuen fehlen. Sie sind wegen ihrer Größe auf dem Transport zerstört worden.

Nach den Untersuchungen von SCHÄFER (1973) mag der Wiesenkalk hauptsächlich in dem wärmeren Klima des Atlantikums entstanden sein.

Aus den Wiesenkalen konnte BACHMANN (1972) folgende Faunengemeinschaft aus Schnecken und Muscheln vom Punkt R 25 94 500, H 57 94 750 feststellen:

Schnecken:

Valvata (V.) cristata O. F. MÜLLER
Valvata (C.) piscinalis (O. F. MÜLLER)
Valvata (C.) pulchella (STUDER)
Bithynia (B.) tentaculata (LINNE)
Lymnaea (L.) stagnalis (LINNE)
Lymnaea (G.) palustris (O. F. MÜLLER)
Lymnaea (R.) peregra f. *peregra* (O. F. MÜLLER)
Planorbarius corneus (LINNE)
Planorbis planorbis (LINNE)
Planorbis carinatus (O. F. MÜLLER)
Gyraulus albus (O. F. MÜLLER)
Armiger crista f. *cristatus* (DRAPARNAUD)
Cochlicopa lubrica (O. F. MÜLLER)
Vertigo (V.) antvertigo (DRAPARNAUD)
Succinea (S.) putris (LINNE)

Muscheln:

Pisidium (R.) millum HELD
Pisidium sp. indet.

5.7.2.2.5. Raseneisenstein (Er)

In den grundwassernahen und daher feuchten Senken der Talauen und der Talsandebene sind stellenweise an der Oberfläche oder auch unter 2 – 3 dm feinkörniger Sande knollig-knauerige, höchstens faustgroße, schlackenartige Klumpen von Raseneisenstein angetroffen worden. Die rostbraunen, wechselnd festeren oder zerreiblichen Blöcke sind meist durch Sand verunreinigt und kommen nur nesterartig vor, ohne sich zu richtigen Blöcken zusammenzuschließen.

Da die Vorkommen oft nur eine wenige Quadratmeter große Ausdehnung haben, wurden sie auf der Karte nicht dargestellt. Nur südlich des Hofes Rukamp südwestlich von St. Arnold, beim Gut Winterbrock in der Mesumer Mark und am

Dortmund-Ems-Kanal wurden größere Vorkommen entdeckt und auf der Karte dargestellt.

Die Ausfällung des aus Eisenhydroxid $\text{Fe}(\text{OH})_3$ bestehenden Sumpferzes geschah durch Oxydation des zunächst durch Humusschutzkolloide noch gelösten Eisens. Diese nach FIEGE (1950) besonders in der Nähe von Anmooren und Niedermoor torfen in größerer Konzentration vorkommenden Humuskolloide ermöglichen dem so gelösten Eisen weit zu wandern.

5.7.2.3. Moorbildungen

5.7.2.3.1. Niedermoor (Hn) (H.-W. REHAGEN)

Zur Ausbildung von Niedermooeren kam es im Blattbereich durch das Hangdruckwasser am Fuß der Hänge in den Talauen. Solche treten in dem breiten

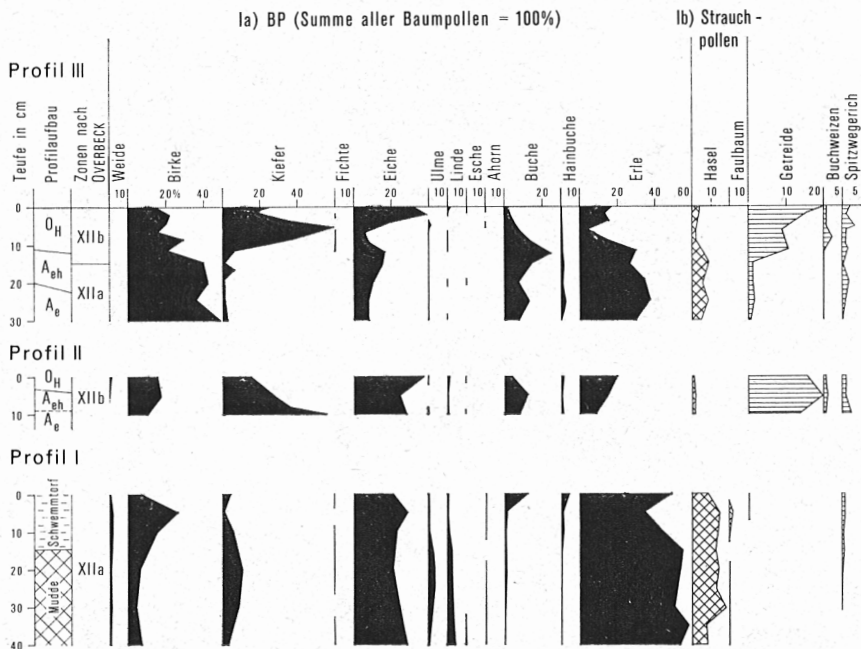


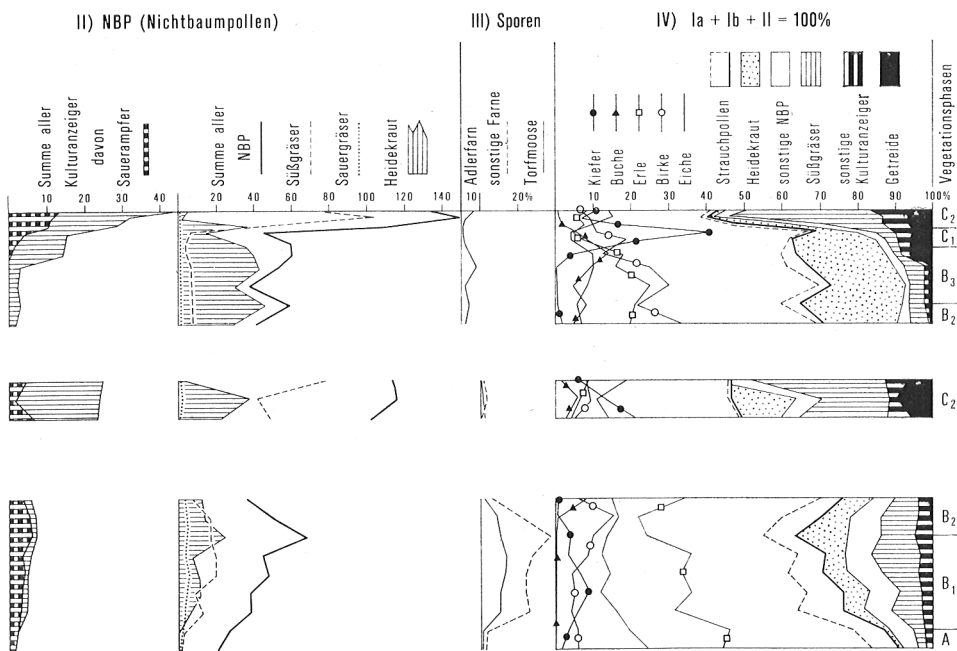
Abb. 9. Pollendiagramm vom Frischhofs-Bach in Rheine-Hauenhorst

Tal in der Dorfbauerschaft und in einer besonders typischen Ausbildung am Osthang des Waldhügels in der Emsaue auf.

Ein heute durch den Frischhofs-Bach in der Bauerschaft Kirchspiel bereits stark erodiertes bis 1,5 m mächtiges Niedermoor, das im Bach eine kleine

Stromschnelle bildet, wurde pollenanalytisch untersucht. Um eine sichere Altersbestimmung zu gewährleisten, wurden zwei nahegelegene Rohhumusprofile bearbeitet. Durch diese zusätzlichen vegetationsgeschichtlichen Untersuchungen konnten gleichzeitig benachbarte geomorphologische Bildungen datiert werden; dabei läßt sich jedoch nur ein Mindestalter ermitteln. Für eine Reihe ähnlicher Punkte dieses Blattes ist dies Beispiel als typisch anzusehen.

Die drei Profile wurden im Handstich geborgen. Die Präparation erfolgte nach der Acetolyse-Methode von ERDTMAN (1960), ggf. unter Vorschalten einer dreitägigen Behandlung mit kalter 36 %iger Flußsäure. Ausgezählt wurde auf 300 – 500 BP (Baumpollen) pro Präparat. Als Bezugsbasis gilt die BP-Summe von 100 %; auf diese Grundsumme sind die Werte von Hasel (*Corylus*), den NBP (Nichtbaumpollen) sowie den Sporen der Farne und Moose bezogen.



Knapp 100 m ostwärts der Bahnlinie Rheine – Münster wurde im Bett des Frischhof-Bachs (R 25 00 580, H 57 90 350) das Profil I (s. Abb. 9) geborgen, das zeitweise überflutet wird. Die unteren 25 cm sind von muddeähnlichem Charakter, die oberen 15 cm schwemmtorfartig.

Das BP-Diagramm wird klar von der Erle (*Alnus*) beherrscht; die Pollen dürfte ein lokal stockender farnreicher Erlenwald gestreut haben. Stärker ist nur noch die Eiche (*Quercus*) mit 20 – 30 % vertreten, die an trockeneren Stellen gestanden haben dürfte. Das Pollendiagramm läßt drei Phasen erkennen. Der Abschnitt A weist noch eine verhältnismäßig hohe Bewaldungsdichte auf und wenig Kulturanzeiger, sieht man vom Sauerampfer (*Rumex*) ab. Der niedrige Anteil der Buche (*Fagus*) und Hainbuche (*Carpinus*) im BP-Spektrum läßt dennoch den Einfluß des Menschen an der Gestaltung des umgebenden Waldes deutlich erkennen, der diese beiden Bäume zugunsten der Eiche (Eichelmast) zurückgedrängt hat. Im Abschnitt B₁ lockert sich die Bewaldungsdichte zunehmend auf. Das Ansteigen der Pollenkurven lichtliebender Bäume (Birke, Kiefer, Hasel) und der NBP überhaupt lassen dies erkennen. Der Rückgang der Erle und die Zunahme der Süßgräser (Poaceae) ist kennzeichnend für das Zunehmen der Wiesen- und Weideflächen, das Ansteigen der *Calluna*-Kurve für Verheidung. Diese Entwicklung kehrt sich im Abschnitt B₂, mit dem das Profil I abbricht, wieder um.

Das Profil II (s. Abb. 9), ein Rohhumusprofil, ist nur wenige Meter entfernt am östlichen Ufer des Frischhof-Bachs (R 26 00 550; H 57 90 380) entnommen worden und liegt im Niveau um ca. 1,50 m höher. Seine Pollenkurven gleichen praktisch den entsprechenden Phasen in Profil III; die geringen Abweichungen resultieren aus den unterschiedlichen Standortbedingungen.

Das Profil III (s. Abb. 9), ebenfalls ein Bodenprofil mit Auflagerohhumus stammt von der Kuppe einer Düne (R 26 00 530, H 57 90 385) etwa 3 m oberhalb der Entnahmestelle von Profil II. Sein Pollendiagramm weist von Anfang an bereits auf eine lockere Bewaldungsdichte hin. Infolge des trockeneren Standortes werden hier Birke (*Betula*) und Heidekraut in ihrer Dominanz noch begünstigt. Der reichlich gefundene Erlenpollen wird von den am Bachrand stockenden Erlen in diesen lockeren Bestand eingeweht. Das Aufkommen der Buche und Eiche drängt die Birke zwar zurück, doch die Bewaldungsdichte nimmt nicht zu. Nun verändert der Mensch durch das Auftreten mit der Kiefer (*Pinus*) das Vegetationsbild des Standortes. Unter den Kiefern erstickt die Heide; gleichzeitig nimmt die Kulturintensität zu. In dem allmählich lichter werdenden Kiefernforst kommen Eichen auf; im Unterwuchs breiten sich die Süßgräser aus.

Vegetationsgeschichtlich gehören die Phasen dem jüngeren Teil der Nachwärmezeit bzw. dem Subatlantikum an, Zone XII a und b nach OVERBECK & SCHNEIDER (1938) bzw. Zone X a und b nach FIRBAS (1949). Der zeitliche Beginn dieser Zone kann je nach Landschaft differieren. Frühestens beginnt er mit den karolingischen Rodungen um 800 n. Chr. Die Diagramme der Profile I und III, die chronologisch ungefähr aneinander schließen, setzen jedoch später ein. Das unterste Pollenspektrum in Profil I dürfte frühestens etwa bis 1300 n. Chr.

zurückreichen, das Aufforsten mit Kiefern erfolgte spätestens Mitte des 19. Jahrhunderts.

Auch die übrigen Niedermoore dürften meist im Subatlantikum angelegt worden sein oder aber schon im feuchtwarmen Klima des Atlantikums.

5.7.2.3.2. Moorerde (Hm)¹⁾

In den Altwasserschlenken der Ems und auch in den Senken und Vertiefungen der übrigen Talauen sowie den vom Winde ausgeblasenen Wannen der Talsandebene und in den abflußlosen Tälern zwischen den Dünen und Flugsanden finden sich öfter moorige Ablagerungen von wenigen Dezimetern Mächtigkeit. Sie bestehen aus schwarzgrauen, stark humosen bis torfigen Sanden und stellenweise Schluffen. Der organische Gehalt dieser Bildungen liegt zwischen 30 und 60 %. Ihre Entstehung verdanken die Moorerden dem hohen Grundwasserstand, der die völlige Zersetzung der pflanzlichen Substanz verhindert. Wie BURGHARDT & JÄGER (1968) zeigen konnten, hängt die Vermoorung oft mit der Ausbildung undurchlässiger, wasserstauender Bodenhorizonte zusammen.

1) In dem Bereich der östlich anschließenden Blätter 3711 Bevergern und 3712 Tecklenburg wurden diese Bildungen unter der Bezeichnung „Anmoor“ beschrieben. Da dieser Begriff aber in der Bodenkunde für bestimmte Bodentypen verwendet wird, es sich hier aber um ein echtes Sediment handelt, wird daher der neutrale Name „Moorerde“ gewählt.

6. Gebirgsbau

Das Blattgebiet liegt auf der Grenze zweier tektonischer Grobelemente. Der südliche Teil gehört zur Münsterländer Oberkreidemulde, unter der sich Teile der Rheinischen Masse verbergen. Der nördliche ist ein Teil des Emsland-Tektogens (WOLBURG 1954). Dieses stellt wiederum einen Ausschnitt des Niedersächsischen Tektogens (BOIGK 1968) dar, ein saxonisches Bruchfaltengebiet, das im Norden von der Pompeckj'schen Scholle und im Süden von der Rheinischen Masse begrenzt wird. Für dieses Gebiet sind Ost – West streichende, durch eggische Querstörungen modifizierte Strukturen und ein insgesamt nach Norden sinkender Faltenspiegel charakteristisch. Die Strukturbildung geht im wesentlichen auf die subherzyn-laramischen Bewegungsphasen zurück. Ihre Intensität war an der Grenze zwischen dem Niedersächsischen Tektogen und der Rheinischen Masse am größten und führte dort zu südvergenten Überschiebungsstrukturen, von denen im Blattgebiet der Waldhügel-Sattel und die Flanken des Salzbergener Sattels und des Rothenberg-Sattels zutage treten. Die Überschiebungsbahnen in den Sattelkernen im Untergrund waren als jungkimmerische Abschiebungen angelegt (WOLBURG 1953).

6.1. Lagerungsverhältnisse

Der geologische Bau des Blattgebietes wird im einzelnen nur durch wenige tektonische Elemente (s. Abb. 10) bestimmt, die auch morphologisch im Landschaftsbild hervortreten können. So streichen im nordwestlichen Blattbereich in der Höhe 45,5 und der Bauerschaft Landersum Teile der Unterkreide der Südflanke des Salzbergener Sattels aus. Sie leitet nach Süden über in den auffälligen Rand der Münsterländer Kreidemulde, hier von den Gesteinen des Cenomans und Turons gebildet, der in dem langgestreckten Höhenzug des Thieberges bei Neuenkirchen bis zum Stadt-Berg östlich von Rheine zutage tritt. Dieser Rand ist im einzelnen durch Verbiegungen und Querstörungen etwas gegliedert. So verbirgt sich im Westen unter dem Quartär der Linie Offlum – Neuenkircher Mark die Mulde von Neuenkirchen (BENTZ 1927 a) und südlich daran anschließend der abtauchende Rothenberg-Sattel. Im Stadtgebiet von Rheine liegt die Dutum-Mulde (RANDEBROCK 1920, zit. nach BENTZ 1927 a). Diese Mulde ist das Bindeglied zu dem anderen bedeutsamen Element, dem Waldhügel-Sattel.

Das an der Tagesoberfläche bzw. der Quartärbasis allein aus Schichten der Kreide aufgebaute Gebiet des Blattes Rheine zeigt nach der Tiefe zu ein we-

sentlich vielschichtigeres und tektonisch durch den Münsterländer Abbruch komplizierteres Bild.

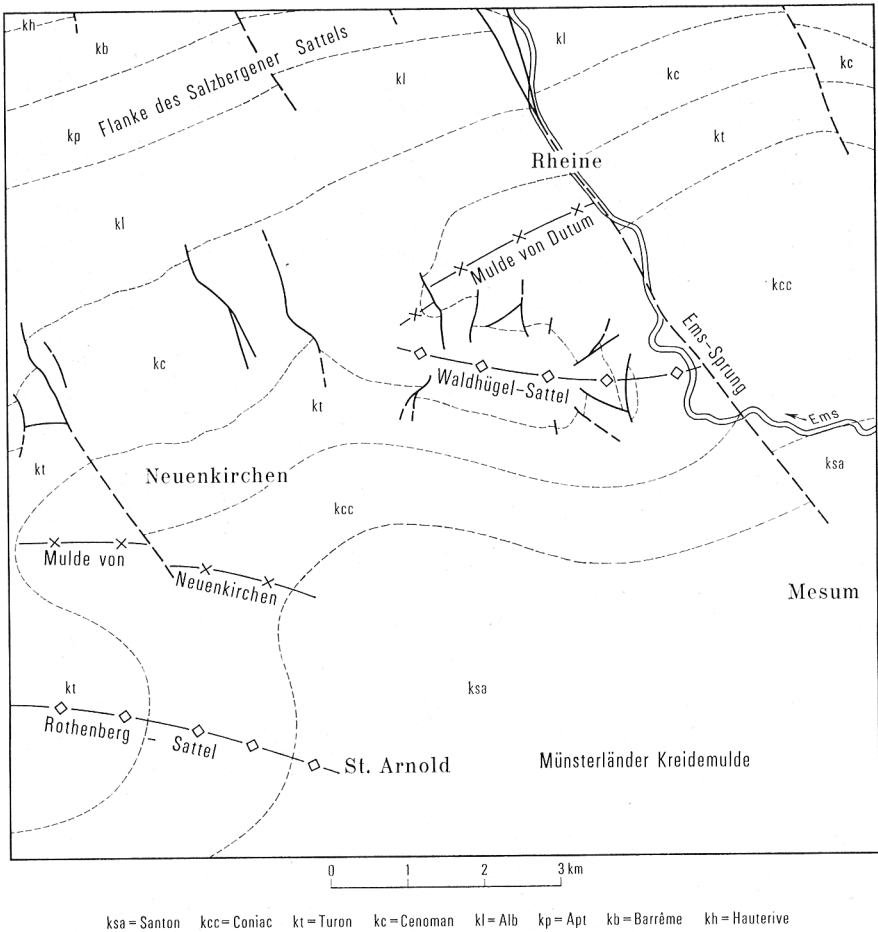


Abb. 10. Übersicht der tektonischen Baueinheiten des Blattgebietes

6.1.1. Salzbergener Sattel

Von dieser sehr vielgestaltig gebauten Struktur mit Buntsandstein und Muschelkalk als Scheitelformation und Rötsalz im Kern greift nur ein Teil des Südflügels auf den nordwestlichen Randbereich des Blattgebietes Rheine über.

Als älteste Schicht streicht hier unter dem Quartär des Gutsforstes Stovern das Hauterive aus, während das Barrême direkt zutage kommt.

Der hier ganz einfachen Südflanke steht im Norden, außerhalb des Blattbereiches, bei Salzbergen ein äußerst komplizierter Bau des Sattelkernes gegenüber, bei dem bedeutende Unterschiede zwischen der oberflächennahen Tektonik und den Strukturelementen der Tiefe bestehen. Dort treten neben herzynischen Aufwölbungen auch solche mit Ost – West-gerichtetem Streichen auf. Unübersichtlich werden die Verhältnisse dort auch durch eine ganze Reihe von Querstörungen. Einen kurzen Abriss über den Bau des Sattels gibt BOIGK (in BOIGK et alii 1960, S. 221).

Der Salzbergener Sattel ist selbst der Teil einer weithin durchlaufenden Antiklinale, nämlich des Bentheim–Salzbergener Sattelzuges. Wegen der weiteren Entfernung von der Rheinischen Masse ist diese Struktur nicht mehr überkippt, sondern nur asymmetrisch gebaut, indem der allein auf das Blattgebiet übergreifende Südflügel steiler steht. Nach den älteren Auffassungen wurde dieser Zug als ein westlicher Ausläufer des Osnings angesehen, der bei Rheine in die Ost – West-Richtung drehen soll (HAACK 1926, BENTZ 1927 a, b, BÄRTLING & BENTZ 1929). Dem widersprechen jedoch im tieferen Untergrund vorhandene niedrig aufgereichte, flach herzyn streichende Aufwölbungen. Es wird deshalb heute dem Sattelzug eine eigene tektonische Stellung zuerkannt (BOIGK 1955, LÖGTERS 1951, HEIDORN & KESSLER 1959). Die Aufwölbung taucht nach Westen ein und wird von einer Reihe eggisch streichender Querstörungen gekreuzt. Zwei bedeutendere, die Schüttorfer und die Heidfeld-Störung, gliedern die Struktur in drei einzelne tektonische Einheiten, den Bentheimer Sattel, die Schüttorfer Scholle und den Salzbergener Sattel (vgl. auch THIERMANN 1968 a, S. 109 ff.).

Diese Querbrüche werden von BOIGK (1955) ähnlich den bei Ochtrup geschilderten Verhältnissen auf Einflüsse des im tieferen Untergrund verborgenen Variscikums zurückgeführt.

6.1.2. Münsterländer Kreidemulde

An den Salzbergener Sattel schließt sich nach Südosten der Rand der Münsterländer Kreidemulde an. Mit einem Streichen von 60° verläuft er zwischen Neuenkirchen im Westen und Altenrheine im Osten. An seinem Aufbau beteiligen sich im Westen am Thieberg die Schichten des Cenomans vom Cenomanmergel bis zum *rhodomagense*-Kalk und die des Unterturons. Wegen des mit 6° nach Südosten gerichteten flachen Einfallens ist nördlich Neuenkirchen die Ausbissfläche des *rhodomagense*-Kalkes mit fast 1,5 km sehr breit. Erst am äußersten westlichen Blattrand jenseits der großen Querstörung beim Hof Linnemann wird das Einfallen sehr viel steiler, damit geht der Ausbiss auf 400 m zurück.

Nach Osten nimmt das Einfallen der Cenomankalke erst jenseits des großen zwischen den Bauerschaften Wadelheim und Sutrum verlaufenden Quersprunges zu. Hier wurden in den großen Kalksteinbrüchen Werte um 10° gemessen, die noch weiter nach Osten im Bahneinschnitt bis auf 20° ansteigen können. Mit diesem steileren Einfallen nehmen sowohl die Höhe als auch die Breite des Ausbisses ab. Durch den Ems-Sprung getrennt finden sich im Stadt-Berg dieselben Lagerungsverhältnisse wieder. In dem Einschnitt der Tecklenburger Nordbahn wurden nämlich Einfallswerte von 20° gemessen. Insgesamt wird die Kreide hier am Ems-Sprung um etwa 200 m nach Nordwesten verschoben. Außerdem ist die Abtragung schon so weit fortgeschritten, daß der Stadt-Berg nur noch eine Höhe von 50,6 m hat.

Insgesamt gesehen nimmt das Einfallen der Oberkreideschichten nach Südosten ab. So folgen dem Cenoman und Turon ständig flacher lagernd, schon unter dem Quartär verborgen, die Schichten des Coniacs und des Santons. Etwas abgewandelt wird dieses allgemeine Bild durch die randlichen Spezialeinmündungen der Mulde von Neuenkirchen im Westen und der Mulde von Dutum in Rheine und den Ausläufer des Rothenberg-Sattels im Westen.

6.1.2.1. Mulde von Neuenkirchen

Mit diesem Namen wurde von BENTZ (1927 a) die Fortsetzung der auf dem Nachbarblattgebiet 3709 Ochtrup gelegenen Brechte-Mulde (THIERMANN 1968) in den Bereich des Blattes Rheine bei Neuenkirchen bezeichnet. Während sie dort bei einem Ost – West-Streichen ihrer Muldenachse von Unterkreide-Schichten aufgebaut wird, verläuft sie hier mit einem noch WNW – ESE gerichteten Achsenstreichen in den Ablagerungen der Oberkreide, aber unter dem Quartär.

Nach Südosten zu ist kein echter regionaler Muldenschluß vorhanden, vielmehr geht in der Bauerschaft Brookhaar die Muldenachse in die große Münsterländer Kreidemulde über; damit verklingt die Neuenkirchener Mulde in den Schichten des Santons. Nach WNW jedoch hebt sich die Achse heraus, daher ist hier ein umlaufendes Streichen in den einzelnen Schichtgliedern ausgebildet. Santon und Coniac sind noch völlig vom Quartär verdeckt; erst die Basis-schichten des Turons treten bei Neuenkirchen zutage. Den auch morphologisch markanten Muldenschluß bilden dann die weithin ausstreichenden Cenomansschichten mit dem Bilker Berg, schon auf dem Blatt 3709 Ochtrup gelegen, und dem Westteil des Thieberges.

6.1.2.2. Mulde von Dutum

Diese Mulde bildet den kleinsten tektonischen Bauteil des Blattgebietes. Sie wurde zuerst von RANDEBROCK (1920, zit. nach BENTZ 1927 a) bei seinen Kartierarbeiten erkannt. Die Mulde trennt mit ihrem bis zu 2 km breiten, unter dem Quartär der Stadtteile Dutum und Dorenkamp von Rheine verborgenen

Ausstrich den Außenrand der Münsterländer Kreidemulde von dem südlich liegenden Waldhügel-Sattel, d. h. naturgemäß fallen die beiden Seitenflügel der Mulde mit denen der eben genannten Einheiten zusammen.

Ähnlich wie bei der Mulde von Neuenkirchen hebt sich auch hier die Muldenachse nach Westen heraus. Die Rotpläner an der Basis des Turons bezeichnen das umlaufende Streichen im Stadtteil Dutum. Nach Osten wird die Muldenachse zunehmend flacher und endet dann abrupt an dem Ems-Sprung. Die den Muldenkern bildenden höheren Turonschichten bleiben unter dem Quartär verborgen. Der Südflügel wird von einer ganzen Reihe von Querstörungen in einzelne Schollen gegliedert, die aber ihren Ursprung in der Salztektunik des Waldhügel-Sattels haben. Der zum Thieberg gehörende Nordflügel scheint ungestört zu sein. Allerdings geht hier die Quartärbedeckung sehr weit den Hang hinauf, so daß evtl. Sprünge verdeckt sind. Ihr Vorhandensein würde sich jedoch auch in der Kammlinie bemerkbar machen. Dort aber wurden keine Anhaltspunkte gefunden.

6.1.3. Waldhügel-Sattel

Diese Struktur hat seit jeher die besondere Aufmerksamkeit an sich gezogen (RANDEBROCK 1920, BENTZ 1927 a, WOLBURG 1953, ARNOLD 1964 e), da sie fast frei von quartärer Bedeckung ist. Sie stellt einen ringsum geschlossenen Sattel dar, dessen Achse WNW – ESE streicht und im ganzen asymmetrisch gebaut ist, indem der Südflügel mit 30° Einfallen steiler steht als der Nordflügel mit nur 20°.

Den Bau des Sattels hat zuerst RANDEBROCK (1920) durch eine Kartierung näher erforscht, dessen Vorstellungen späterhin von BENTZ (1927 a) und mit einigen Abänderungen auch ARNOLD (1956, 1964 a) gefolgt sind. Auf einige Gemeinsamkeiten, aber auch Gegensätze im Bau des Waldhügels zum Sattel des Kleinen Berges bei Rothenfelde hat ARNOLD (1964 a) hingewiesen. Die Aufnahmen von CLAUSEN & STEHN (1967) führten dann zu einem Abschluß der Vorstellungen über die geologischen Verhältnisse an der Tagesoberfläche. Über den Bau der tieferen Stockwerke hat zuerst WOLBURG (1953) Überlegungen angestellt, denen auch hier gefolgt wird, und die dem Schnitt E – F der Geologischen Karte zugrunde liegen.

Den Satteln über Tage bilden die Schichten des *varians*-Pläners. Sie streichen in der morphologischen Mulde der Bauerschaft Darbrook unter einer stellenweise darüberliegenden Fließerdedecke aus. Diese Schichten bezeichnen außerdem die Scheitellinie der Struktur, deren Verlauf durch einige um die Nord-Süd-Richtung schwankende Querstörungen versetzt wird, und die den Sattel in einzelne Teilbereiche zerlegen. Nach Westen taucht die Scheitellinie steiler ab, denn der Westteil jenseits der beim Hof Rohlmann zu einem Tälchen erweiterten Querstörung ist relativ zum Mittelteil abgesunken. Nach Osten

dagegen taucht sie nur langsam, durch antithetische Schollen gestückelt ab, ehe sie an dem im Untergrund verlaufenden Ems-Sprung, wie auch die ganze Struktur, endet.

Hier zergliedern nämlich radiale Sprünge, wie beim Hof Honekamp im Süden und an der Hühnerfarm im Norden, oder die auffällige streichende Störung westlich des Hofes Waltmann die Ostflanke dergestalt, daß jeweils der östliche Teil gegenüber dem westlichen herausgehoben ist, wobei die Schichten insgesamt nach Osten hin einfallen.

Der schon an der Geländeoberfläche asymmetrische Bau des Sattels mit der eingangs erwähnten steiler stehenden Südflanke und dem Coniac als jüngster Mantelschicht im Süden gegenüber dem Turon im Norden wird nach der Tiefe zu immer ausgeprägter. Leider blieb die seinerzeit im Sattelkern abgeteufte Bohrung Waldhügel 1 bei 558 m Teufe im Barrême stecken, so daß schon WOLBURG (1953), dessen Vorstellungen dem Schnitt E—F der Geologischen Karte zugrunde liegen, sich nur auf geophysikalische Untersuchungen und paläogeographische und regionaltektonische Überlegungen stützen konnte.

Danach wird der Waldhügel-Sattel bedingt durch den Münsterländer Abbruch, an dem das Niedersächsische Tektonen an die Rheinische Masse grenzt (s. S. 100). Nördlich des Abbruches wird auf dem oberkarbonen Sockel eine mehr oder weniger vollständige, durch die Festlandsnähe aber etwas abgewandelte Folge von Zechstein, Trias und Jura unter der zutage anstehenden Kreide vermutet. Südlich davon, auf der Rheinischen Masse, werden nur noch Teile des Zechsteins und des Buntsandsteins vermutet, während die Unterkreide bis auf das höhere Alb ziemlich rasch auskeilt.

Nach der gesamten tektonischen Situation wird auf dem Nordflügel eine jungkimmerisch angelegte Abschiebung angenommen, während auf dem Südflügel eine Überschiebung vermutet wird. Diese beiden Störungen haben für den Bau des Sattelkernes eine grundlegende Bedeutung. Zwischen ihnen nämlich drang das äußerst bewegliche Zechsteinsalz auf, wobei es innerhalb des Zechsteins sicherlich zu Zerschörungen und Überfaltungen kam. Während an der nördlichen Abschiebung heute relativ gesehen die Schichten des Juras bis in das Niveau der Trias abgesunken sind, diente die südliche Überschiebung dem Zechsteinsalz als Gleitbahn auf dem mit hochgeschleppten und steil aufgerichteten Zechstein und Buntsandstein.

Nach oben hin geht dann in den Schichten der Unterkreide die Überschiebung in eine normale südvergente Sattelbiegung über.

6.1.4. Rothenberg-Sattel

Zusammen mit dem Waldhügel-Sattel gehört der Rothenberg-Sattel zu jenem Kranz der durch den Zechsteinsalz-Anstau in ihrem Kern modifizierten, südvergenten Strukturen, die von der holländischen Grenze im Westen bis nach Rheine die Rheinische Masse girlandenförmig umgeben.

Auf das Blattgebiet greift nur die Ostflanke des Rothenberg-Sattels mit ihrer in dieser Richtung abtauchenden Sattelachse über. Unter dem Quartär verborgen treten hier Turon, Coniac und Santon als Mantelschichten auf. Im Santon der Münsterländer Kreidemulde bei St. Arnold verklingt dann die sattelförmige Lagerung.

Der an der Tagesoberfläche ebenfalls einfach gebaute Sattelkern mit dem Apt als Scheitelformation liegt bereits im Bereich des westlich anschließenden Nachbarblattes 3709 Ochtrup. Ihm steht dort nach WOLBURG (1953) und THIERMANN (1968) in der Tiefe ein sehr viel komplizierterer Aufbau gegenüber. Die normale Lagerung geht dort in eine überkippte und schließlich in eine nordwärts einfallende Überschiebung über, an der Zechstein und Trias keilförmig auf den südlichen überkippten Unterkreideflügel aufgedrungen sind. Im Untergrund des Blattbereichs Rheine ist dieser Bau sehr wahrscheinlich nicht mehr zu erwarten. Hier ist allein die normale randliche Sattellagerung vorhanden.

6.1.5. Störungen und Klüfte

Störungen haben an der Geländeoberfläche des Blattbereichs eine gewisse Bedeutung, da sie vorherrschend quer zum Streichen verlaufen und so die ausstreichenden Höhen der Oberkreide in einzelne Abschnitte gliedern. Für die tieferen Stockwerke ist jedoch der zu einer streichenden Überschiebung überprägte Münsterländer Abbruch das ausgeprägte Element. Die Klüftung schließlich hat in Form der Sigmoidalklüftung die Oberkreidegesteine in kleine brotlaibartige Körper zerlegt.

6.1.5.1. Querstörungen

Schon aus der topographischen Karte wird ersichtlich, daß die langgestreckten Höhen des Thieberges und des Waldhügels durch kleine Quertäler eine Längsgliederung erfahren. Diese werden durch Quersprünge hervorgerufen, an denen die Gesteine so tiefgreifend zerrüttet sind, daß sie der Verwitterung einen geringeren Widerstand entgegensetzten und so tiefer ausgeräumt werden konnten. In den ausgedehnten Aufschlüssen des Waldhügels sind solche von einem braunen, von Kalkstücken durchsetzten Lehm erfüllte Störungs- und Rutschelzonen zu beobachten (s. Abb. 11).

Am bedeutsamsten im Westen ist die Querstörung unmittelbar westlich der Höfe Nordhoff und Puppe. Sie trennt die steiler stehende Oberkreide im Westen von der flacher lagernden des Thieberges im Osten. Landschaftlich am stärksten ausgeprägt und regionaltektonisch von großer Bedeutung ist der zuerst von TIETZE (1912) und WOLBURG (1954, S. 75) näher beschriebene Ems-Sprung. Er trennt im Blattgebiet den Thie- und den Stadt-Berg voneinander und hat den Durchbruch der Ems durch den Rand der Münsterländer Kreidemulde vorgezeichnet. Es ist dies eine durch das ganze Emsland laufende und erst weit im Norden



Abb. 11. Mit Lehm gefüllte Störungszone im *rhodomagense*-Kalk. Steinbruch Dr. Middel & Co. KG auf dem Waldhügel. R 98 100, H 92 880

bei Meppen auslaufende Störungszone, die das Emsland-Tektogen von der nordwestfälisch-lippischen Schwelle (HAACK 1925 a, b) trennt. Sie greift tief in den Untergrund bis in das Subsalinar ein und ist bis in das Oberkarbon hinein nachgewiesen.

Dieser Sprung bezeichnet außerdem den nördlichsten Sporn der Rheinischen Masse, wo im Untergrund ihr Nordrand aus der WSW – ENE-Richtung in die WNW – ESE-Richtung umbiegt. Nach der Karte der Karbonoberfläche von

HOYER, R. TEICHMÜLLER & WOLBURG (1969) besitzt der dort Ems-Störung genannte Sprung ein insgesamt nach Osten gerichtetes Einfallen. Deshalb verläuft er in dieser Tiefe, bezogen auf die Erdoberfläche östlich der Ems.

Dieser Ems-Sprung hat für das Blattgebiet auch eine wirtschaftliche und hydrogeologische Bedeutung insofern (s. auch S. 119), als er den aus der Tiefe aufsteigenden, mineralisierten Wässern den Weg vorzeichnet. Diese werden in der Saline und dem Solbad Gottesgabe in Bentlage nördliche von Rheine genutzt.

6.1.5.2. Streichende Störungen

Allein auf den tieferen Untergrund beschränkt aber ist die große streichende Störung, der sogenannte Münsterländer Abbruch, mit dem die Rheinische Masse an das Niedersächsische Tektonen grenzt. Die Vertikalbewegungen dieser beiden tektonischen Großschollen führte an ihrem Rand bei gleichzeitiger Annäherung zu einer Pressung, die als „Randeffekt“ (LOTZE 1953) oder „Scharnier“ (BOIGK 1968) hier von Enschede in Holland bis Rheine zur Ausbildung von Überschiebungsstrukturen mit südlicher Vergenz führte, zu denen im Blattbereich die oben näher beschriebene Struktur Waldhügel gehört.

Die in den östlich anschließenden Räumen von Bevergern und Tecklenburg (THIERMANN 1970 a, b) als Osning-Überschiebung ausgebildete Störung läßt sich dort entweder über Tage oder mehr oder weniger lückenlos unter quartärer Bedeckung verfolgen. Westlich von Bevergern aber tritt sie dann nicht mehr bis an die Oberfläche, sondern wird im Untergrund als Überschiebung vermutet, die nach oben hin in eine Flexur übergeht. Erst in dem Waldhügel-Sattel kam es, verstärkt durch den Salzanstau, zu einer echten Strukturbildung. Die Überschiebung läuft, wie auf dem Schnitt E – F angegeben, wahrscheinlich schon in den Schichten der tieferen Unterkreide aus und wird nach der Tagesoberfläche zu durch eine Sattelbiegung ersetzt. Erst im Westen, im Bereich der Blätter 3709 Ochtrup und 3708 Gronau (THIERMANN 1968) tritt dieser Schollenrand zu Überschiebungen überprägt in den Strukturen wieder zutage.

Für den inneren Bau des Waldhügels ist neben der südlichen Überschiebung auch die ihr parallel laufende nördliche Abschiebung von Bedeutung, da zwischen diesen beiden Störungslinien der Satteln Kern aus Zechstein und Buntsandstein aufdrang (s. S. 97).

Daneben treten auch weiter im Süden noch Abschiebungen auf, wie sie in der Bohrung Neuenkirchen 2 angetroffen wurden. Diese Sprünge gehören zu den jungkimmerisch angelegten Randstaffeln (s. S. 102), die für den Übergang der damaligen Rheinischen Masse zum Niedersächsischen Becken typisch waren.

6.1.5.3. Klüftung

Eine besondere, an die Aufrichtung der Oberkreide am Nord- und Ostrand der Münsterländer Kreidemulde geknüpfte Erscheinung stellt die von schon von ARNOLD (1956) abgebildete und von FIEDLER (1965, 1968) näher untersuchte und als schieferungsähnliches tektonisches Element gedeutete Querplattung (Sigmoidalklüftung) dar. Bei einer stärkeren tektonischen Durchbewegung, wie es im Waldhügel-Sattel besonders deutlich wird, können sich die von der Schieferung, Schichtung und Querklüftung begrenzten Sigmoidkörper aus dem Schichtverband lösen und dachziegelartig übereinander gleiten. Das Gestein ist durch die tektonische Beanspruchung daher in einzelne, linsige Gefügekörper aufgelöst, deren Achsen im Streichen der Schichten liegen (s. Abb. 12).

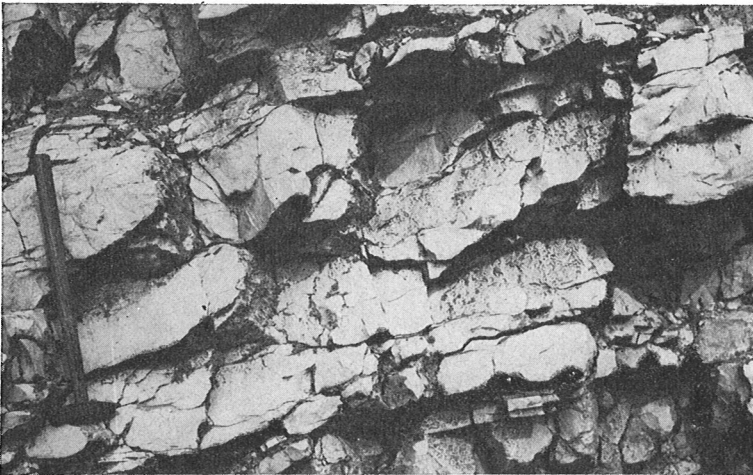


Abb. 12. Sigmoidal geklüfteter *rhotomagensen*-Kalk. Steinbruch der Rheiner Kalkwerke GmbH am Waldhügel. R 97 900, H 92 780

Eine Analyse der Klüftung in den Kalken des Cenomans und des Turons in den ausgedehnten Aufschlüssen des Thieberges und des Waldhügels haben ARNOLD (1956) und CLAUSEN & STEHN (1967) vorgelegt. Danach kommen zwei bankrechte Hauptklüftscharen vor; die eine mit einem NE – SW bis N – S-Streichen, die andere fast rechtwinkelig dazu mit einem SE – NW bis E – W-Verlauf. Hinzu kommen jene Begleitklüfte, die die Schichtung spießwinkelig schneiden. Meist sind die Klüfte mit Calcit wieder verheilt. Auffällig sind auch die von ARNOLD (1956) und CLAUSEN & STEHN (1967) schon beschriebenen Harnischbildungen auf den Klüftflächen, die auf Bewegungen hinweisen. Aufgrund der Ausbildung dieser Strömungen lassen sich Bewegungen sowohl in der Fallrichtung als auch im Streichen und diagonal dazu herleiten.

6.2. Alter der Gebirgsbewegungen

Im Laufe der Erdgeschichte ist das Blattgebiet von mehreren Gebirgsbewegungen ergriffen worden. Ihre Auswirkungen auf die Paläogeographie und die Ausbildung der Schichten sind teilweise schon im Kapitel 5. Schichtenfolge beschrieben worden. Das heute vor uns liegende tektonische Bild mit dem nach Südosten abtauchenden Rand der Münsterländer Kreidemulde mit den ihn etwas abwandelnden kleinen Spezialmulden und der Waldhügel-Sattel ist im wesentlichen das Ergebnis der subherzyn-laramischen Gebirgsbildung, deren Bewegungen aber teilweise eng mit der jungkimmerischen Tektonik verbunden sind.

Die jungkimmerische Gebirgsbildung im Malm führte sowohl zu Verbiegungen als auch zu Schichtverstellungen an Störungen. Besondere Bedeutung haben dabei die streichenden oder Längsstörungen in der WSW – ENE-Richtung wie im Untergrund des Waldhügels.

Die überzeugende Vorstellung von WOLBURG (1953) geht nun dahin, daß die Überschiebungsflächen dieses Sattels, wie auch der anderen weiter im Westen, jungkimmerisch als Staffelbrüche angelegt waren. Diese Längsbrüche begrenzen die vom Nordrand der Rheinischen Masse zum Niedersächsischen Becken hin absteigenden Staffeln. Diese wurden von den nachfolgenden Formationen erst wieder langsam ausgeglichen und dann langsam überschritten. Diese Gekankengänge liegen auch der Darstellung der Malm-Transgression im Schnitt E – F der Geologischen Karte zugrunde.

Die mit einer Einengung des Niedersächsischen Beckens einhergehende subherzyne Gebirgsbewegung in der höheren Oberkreide wirkte sich wegen des hier steileren Anstieges zum starren Block der Rheinischen Masse besonders intensiv aus (LÖGTERS 1951). Dabei wurden dann die jungkimmerisch angelegten Längsbrüche zu Überschiebungen überprägt.

Die genauere zeitliche Einstufung dieser Bewegungen, die zu dem heute vor uns liegenden tektonischen Bild geführt haben, läßt sich aus dem Blattgebiet heraus nicht führen. Hier läßt sich nur eine Bewegung in der höheren Oberkreide herleiten, denn das Coniac und das Santon sind noch mit verstellt.

Aus der weiteren Umgebung lassen sich aber die Anhaltspunkte für die subherzynen Bewegungen feststellen. So entdeckte schon BÄRTLING (1924) in dem Obersanton des Weiner Esches südlich von Ochtrup Buntsandsteingerölle, die aus dem damals also schon freigelegten Kern des Ochtruper Sattels stammen. BOIGK (1968) erwähnt die Transgression von Campan über Santon bei Bockstedt und von Campan über Santon und Turon bei Düste. Von frühdiagenetisch und synsedimentär veränderten Sedimenten im Campan der Baumberge berichtet LOTZE (1951, 1957), und von solchen aus der Gegend von Halle/Westf. schreiben VOIGT & HÄNTZSCHEL (1964). Ähnliches machte sich nach

VOIGT (1962) an der gleichen Stelle auch schon im Turon bemerkbar. Ferner sind durch das diskordante Übergreifen von Santon auf Alb und Cenoman an der Struktur Hebelermeer von SCHREIBER (1957) subherzyne Bewegungen erwiesen.

Insgesamt setzt sich demnach die subherzyne Gebirgsbildung aus einer ganzen Reihe von Einzelbewegungen zusammen, deren Höhepunkt aber von LÖGTERS (1951) für diesen Raum, zu dem das Blattgebiet gehört, in das ausgehende Campan verlegt wird. Zu der gleichen Feststellung gelangten auch STADLER & R. TEICHMÜLLER (1971) bei der Betrachtung der geologischen Abläufe im Zusammenhang mit dem Aufdringen des Bramscher Massivs.

Den iaramischen Bewegungen an der Wende Kreide/Tertiär wird von LÖGTERS (1951) nur ein epirogener Charakter zugestanden, d. h. ihre Intensität war wesentlich schwächer. Im Tertiär schließlich machen sich nur noch kleine tektonische Veränderungen bemerkbar. In dieser Zeit entstanden wahrscheinlich die Querstörungen, die den Rand der Münsterländer Kreidemulde, aber auch die Flanken des Waldhügel-Sattels gliedern. Wenigstens beschreibt FABIAN (1954) solche Bruchformen in der Struktur Emlichheim, und BOIGK (1955) berichtet von solchen in der Struktur Scheerhorn, die sich dort sogar bis ins Pleistozän fortsetzen sollen.

7. Nutzbare Ablagerungen

Wirtschaftlich genutzt werden im Blattgebiet gegenwärtig nur einige Steine- und Erden-Vorkommen, deren Vorräte allerdings beträchtlich sind. Die früher gelegentlich als Eisenerz abgebauten Toneisensteine besitzen heute keine Bedeutung mehr. Zu erwähnen sind schließlich noch die tiefliegenden Steinsalzlager, die bisher nicht genutzt werden.

7.1. Steine und Erden

Die Art und Verbreitung der im Blattgebiet an der Tagesoberfläche auftretenden Fest- und Lockergesteine und der Abbaustellen sind im Gegensatz zur Geologischen Karte auf der Tafel 3 vereinfacht dargestellt. Abgebaut werden heute nur Kalksteine der Oberkreide, Kiese des Münsterländer Kiessandzuges und die Sande in den weiten Flachlandbereichen. Die früher als Ziegelrohstoffe verwendeten, weit verbreiteten Tonsteine der Unterkreide werden heute nur außerhalb des Blattgebietes genutzt.

7.1.1. Kalkstein

Die auf dem Thieberg, Stadt-Berg und Waldhügel ausstreichenden Kalksteine der Oberkreide mit den *rhodomagense*-Kalken (kc3) des Cenomans und untergeordnet den *labiatus*-Plänen des Turons (kt) wurden seit je her genutzt. Heute werden sie in ausgedehnten Gruben auf dem Thieberg von den Firmen Breckweg und Deitmar und auf dem Waldhügel von den Firmen Kalkwerke Rheine GmbH und Dr. Middel & Co. KG für die Branntkalkherstellung abgebaut.

Die mit 10 – 20° einfallenden, etwa 40 – 50 m mächtigen Schichten bestehen aus knauerig-welligen, jeweils 10 – 40 cm mächtigen weißgrauen Kalksteinen, die durch daumendicke Lagen dunkelgrauer Mergelsteine gebankt werden (vgl. S. 53). Die klingend harten, hellen Kalksteine haben einen Calcitgehalt von 93 – 94 %, während der Gehalt bei den mergelreicheren und damit dunkleren Teilen 80 – 82 % beträgt.

7.1.2. Tonstein

Die tonigen Gesteine der Unterkreide streichen im nördlichen Blattgebiet im Gutsforst Stovern, auf der Höhe 45,5 und in der Bauerschaft Landersum weithin zutage aus. Sie sind aus diesem Raum schon von früher her als Ziegelrohstoffe bekannt gewesen.

Die insgesamt über 1000 m mächtigen, mit ungefähr 30° nach Südosten einfallenden Schichten bestehen aus graublauen, illitisch-kaolinitischen Ton- und Tonmergelsteinen, denen etwa alle 1 – 5 m Lagen von brotlaibartigen Toneisensteingeoden zwischengeschaltet sind. Außerdem kommen einzelne Niveaus mit Sandsteinen und sandigen Tonsteinen vor.

Die Tonsteine des Barrêmes wurden bis vor wenigen Jahren von der Ziegelei Krusemeier in Hummeldorf verziegelt. Die auf der Höhe 45,5 gelegenen Tongruben werden jetzt teilweise mit Müll verfüllt. Die Tonsteine des Albs (kl) wurden vor Jahrzehnten in der Bauerschaft Wadelheim abgebaut. Die Tongrube (R 93 995, H 94 600) ist heute im Gelände nur noch als flache Senke zu erkennen.

Über die Eignung der Unterkreidetone für die Blähtonherstellung (SCHELLMANN & FASTABEND 1963, 1972) liegen noch keine Untersuchungen aus dem Blattgebiet vor.

Ein für die Ziegelherstellung sehr viel schlechter geeignetes Material stellt die von großen Geschieben durchsetzte Grundmoräne (s. S. 64) dar. Der an der Oberfläche zu Geschiebelehm verwitterte Geschiebemergel besteht nach seiner Korngrößenverteilung neben den bis zu mehreren Kubikmeter großen Geschieben aus kiesigem bis sandigem, meist aber tonigem Schluff. Nach der ersten Ausgabe der Topographischen Karte 1 : 25 000 des Blattes Rheine von 1895 befand sich eine seit Jahrzehnten auflässige und daher völlig verwachsene Ziegeleigrube in der weiten Grundmoräne östlich von Neuenkirchen in der Bauerschaft Harum (ca. R 25 95 250, H 57 90 600).

7.1.3. Kies

Die Kiesvorkommen des Blattgebietes gehören mit zu den reichsten des Münsterlandes. Sie sind geknüpft an den Münsterländer Hauptkiessandzug (D,G+S,gf), der sich von der Bauerschaft Offlum westlich Neuenkirchen bis hin nach St. Arnold mit einer Maximalmächtigkeit von 30 m erstreckt. In einer Reihe von Naßbaggereien der Quarzwerke Dr. Müller & Co. wird das aus Kies und untergeordnet aus feineren Sanden und Geröllen bestehende Material (s. S. 67) gewonnen. Die Kiese und Sande werden für den Betonbau verwendet.

Eine noch verstärkte Gewinnung wird aber auf Schwierigkeiten stoßen, da der Hauptkiessandzug gleichzeitig das Hauptgrundwassergewinnungsgebiet dieser Gegend darstellt. Schon jetzt gewinnen die Städte Ochtrup und Rheine zusammen etwa 1 Mio. m³ Wasser jährlich aus dem Raum Haddorf, zu dem auch der Offlumer Sand gehört. Zur Verhütung von Ölverschmutzungen darf deshalb nur mit elektrisch betriebenen Maschinen gebaggert werden.

7.1.4. Sand

Die fein- bis mittelkörnigen Sande der Niederterrasse (Talsande) (w,S,ta) stellen das an der Oberfläche am weitesten verbreitete Material dar. Hinzu kommen hier noch die Dünen- („d(1)“, „d(2)“) und Flugdecksande („S,a(1)“, „S,a(2)“) und die Schwemmsande der Uferwälle (w,Sl,sw; w,S,sw).

Wegen ihrer feinen und gleichmäßigen Körnung sind diese Sande jedoch als Mörtel- und Betonzuschlag nicht geeignet. Dagegen lassen sie sich gut bei der Kalksandsteinherstellung verwenden, wie es bei dem Kalksandsteinwerk in Rheine-Gellendorf geschieht. Im übrigen werden sie weithin in vielen kleinen Gruben zu Wegeausbesserungen, Aufschüttungen und dergleichen abgebaut.

Die Vorräte sind so gut wie unerschöpflich; ihre Mächtigkeit geht bis 10 m. Allerdings steht meist das Grundwasser nur wenig unter dem Geländeniveau.

7.2. Steinsalz

Im nördlichen Teil des Blattgebietes werden im Untergrund Steinsalze des Zechsteins (s. S. 28) und des Röts (s. S. 32) vermutet. Diese Salze liegen dann jedoch sehr tief versenkt in Teufen zwischen 1500 und 2500 m. Die Mächtigkeit des Zechsteinsalzes dürfte um 100 m betragen, und nur im Kern des Waldhügel-Sattels wird sie durch die Salzzuwanderung größer sein (s. S. 28). Die Steinsalze des Röts enthalten gegenüber den im allgemeinen reineren Zechsteinsalzen tonige Einschaltungen und Beimengungen. Ihre Mächtigkeit wird nach WOLBURG (1969) auf etwa 200 m geschätzt.

7.3. Erz

In den Tonsteinen der Unterkreide, insbesondere in denen des Barrêmes, treten mehr oder weniger geschlossene Lagen von brotlaibförmigen Toneisensteingeoden auf. Die einzelnen Geoden erreichen Durchmesser bis zu 20 cm, doch diese Lagen stehen zu den sie einschließenden Tonsteinen im Verhältnis von ungefähr 1 : 10, sie bilden also nur einen kleinen Teil. Eine Durchschnittsanalyse von Geoden aus dem westlichen Anschlußgebiet durch die Preußische Geologische Landesanstalt aus dem Jahre 1906 ergab einen Fe-Gehalt von 33,65 %, der nach dem Rösten auf etwa 47 % anstieg.

Auf diese Vorkommen von „Eisensteinflözen“ wurde nach den Unterlagen des Landesoberbergamtes Dortmund im 19. Jahrhundert eine Reihe von Grubenfeldern von je 2,2 km² Größe auf Eisenstein verliehen. Sie tragen links der Ems die Bezeichnung Wohlbeck I, IV, V, VII, VIII und Wolbeck IX und rechts der Ems Rheine IV und Rheine V.

Über die damals besonders im westlich anschließenden Raum der Brechte-Mulde (Blatt 3709 Ochtrup) beschriebenen Schürfvorsuche haben eine ganze

Reihe von Autoren berichtet: CREDNER (1862), VON DER MARCK (1863, 1864), KETTE (1898), KOSSMANN (1898), WILLERT (1908), EINECKE & KÖHLER (1910), KRUSCH (1918), EINECKE (1950) und zuletzt zusammenfassend WAGER (in BOIGK et alii 1960, S. 363 ff.), KEMPER (1968 a) und THIERMANN (1968, S. 117 ff.).

In dieser Literatur wird der wirtschaftliche Wert der Lagerstätte teils als sehr günstig beurteilt, teils wird aber auch keine Möglichkeit einer rentablen Nutzung gesehen. So wurde bisher auch noch kein Abbau im großen betrieben. Jedoch sollen nach CREDNER (1862) früher für kurze Zeit die Geoden aus dem Barrême der „Dieweshöhe“, der Höhe 45,5 am nördlichen Blattrandgebiet, für die Eisenhütte in Meppen im Tagebau gewonnen worden sein.

8. Hydrogeologie

Von MICHAEL KOCH & AREND THIERMANN

8.1. Hydrographie

Der Nordwestrand der Münsterländer Kreidemulde mit dem Thieberg und dem Stadt-Berg trennt das Münsterland im Süden vom Emsland im Norden.

Im Stadtgebiet von Rheine durchschneidet die Ems in einem tiefen Einschnitt den Rand der Kreidemulde. Sie verläßt an dieser Stelle das Münsterland und tritt in das Emsland ein.

Durch den Ems-Einschnitt in Rheine werden die hydrographischen Verhältnisse wegen der Unterbrechung der orographischen Wasserscheide, die auf den Kammlagen des Thieberges und Stadt-Berges verläuft, vereinfacht, weil sich die gesamte oberirdische Entwässerung beidseitig direkt auf den Hauptvorfluter Ems einstellt. Lediglich im Westen gehört ein Teil des Blattgebietes zum Niederschlagsgebiet der Vechte (s. S. 16).

Darüber hinaus sind im Blattgebiet die natürlichen hydrogeologischen Verhältnisse durch Flußbegradigungen der Ems und den Anstau am Schleusenwehr Rheine künstlich verändert (s. S. 16). Auch der mit dem Wasserspiegel über Geländeniveau liegende Dortmund-Ems-Kanal führt örtlich zu Veränderungen. Außerdem wirkt der ehemalige Max-Clemens-Kanal wie eine Dränage. Er führt bei Maxhafen vermutlich beträchtliche Wassermengen aus dem südlichen Hinterland dem Einzugsgebiet der Vechte zu.

Ähnlich wie beim Oberflächenwasser wird der Grundwasserabfluß von der Morphologie und den vorhandenen Vorflutern beeinflusst. Infolge der Baumaßnahmen an den Gewässern des Blattgebietes hat sich jedoch seit langer Zeit der Grundwasserabfluß auf die heute bestehenden Verhältnisse eingestellt (s. Taf. 4).

8.2. Grundwasser in geklüfteten und porösen Gesteinen

Die Grundwasserführung der im stratigraphischen Teil beschriebenen Fest- und Lockergesteine beruht auf der als Grundwasserwegsamkeit bezeichneten Eigenschaft. Das Ausmaß der Grundwasserwegsamkeit oder Durchlässigkeit wird durch das Vorhandensein von offenen tektonischen Trennfugen und Gesteinsporen bestimmt. Danach kann man, auch ohne Berücksichtigung stratigra-

phischer Grenzen, die nur in wenigen Fällen zugleich hydrogeologische Grenzflächen sind, alle Schichten entweder als Grundwasserleiter (Aquifer), Grundwasserhalbleiter (Aquitard) oder Grundwassernichtleiter (Aquiclude) einteilen.

Diese aufgrund relativ unterschiedlicher Grundwasserwegsamkeit erfolgte Einteilung berücksichtigt nicht, daß dasselbe Gestein einmal als Grundwasserleiter vorliegen kann, wenn es in Oberflächennähe aufgelockert ist, zum anderen auch die Eigenschaften eines Grundwassernichtleiters besitzt, wenn in größerer Tiefe infolge des Überlagerungsdruckes alle Klüfte geschlossen sind.

Es ist somit sinnvoller, die im Blattgebiet vorhandenen Schichten in der Reihenfolge der abnehmenden Durchlässigkeit zu gliedern, wobei die Schichtmächtigkeit der jeweils grundwasserführenden hydrogeologischen Einheit sowie die Lagerungsverhältnisse und die aus Pumpversuchen erhaltenen Daten zugrunde gelegt wurden (s. Taf. 4). Die Durchlässigkeit ist dabei ein realer Wert und drückt den Durchfluß des Grundwassers durch einen geologischen Körper in Strecke je Zeiteinheit aus. Damit ist die Durchlässigkeit zugleich ein Wertmaß bei der qualitativen Einstufung bestimmter Schichten oder hydrogeologischer Einheiten. Bezieht man die Durchlässigkeit auf den grundwassererfüllten Anteil einer Schicht, so erhält man mit der Transmissivität T (m^2/s), dem Produkt aus Durchlässigkeitswert (m/s) und der grundwassererfüllten Mächtigkeit eines Grundwasserleiters (m) zugleich auch quantitative Aussagen zum Grundwasserdurchfluß.

Die Durchlässigkeit ist bei Festgesteinen vom vorhandenen offenen Kluftraum und bei Lockergesteinen vom nutzbaren Porenraum abhängig. Man unterscheidet demzufolge Kluftgrundwasserleiter und Porengrundwasserleiter. Festgesteine können Kluft- oder Porengrundwasserleiter, aber auch beides sein, während alle durchlässigen Lockergesteine Porengrundwasserleiter sind. Bei den Kluftgrundwasserleitern erfolgt die Grundwasserbewegung in den offenen tektonischen Trennfugen, das sind Klüfte und Spalten der Festgesteine. Somit ist auch der Grundwasserdurchfluß von der Klufthäufigkeit, der Kluftdicke und der Länge von Klüften und Spalten abhängig. Beim Vorhandensein zahlreicher Klüfte und Spalten ist er am günstigsten, und die Durchlässigkeit – man bezeichnet sie auch als Trennfugendurchlässigkeit – erreicht in solchen Fällen optimale Werte.

Bei den Porengrundwasserleitern bezeichnet man die Durchlässigkeit als Porendurchlässigkeit. Sie ist von der Kornzusammensetzung, der Gleichkörnigkeit, der Lagerungsdichte und dem nutzbaren Porenvolumen abhängig.

Auf Tafel 4 sind die an der Oberfläche anstehenden Fest- und Lockergesteine hydrogeologisch nicht besonders herausgestellt, sondern nur Bereiche gleicher Durchlässigkeit angegeben.

In der Tabelle 8 werden alle Schichten, soweit sie im Blattgebiet hydrogeologisch überhaupt von Bedeutung sind, entsprechend ihrer hydrogeologischen

Tabelle 8

Hydrogeologische Klassifizierung der Gesteinsfolgen
der Unter- und Oberkreide und des Quartärs

bedeutsam als	Geklüftete Gesteine (Festgesteine der Unter- u. Oberkreide)		Poröse Gesteine (Lockergesteine des Quartärs)
	im Untergrund	im Auflockerungsbereich, in Oberflächennähe	
Aquifer Grundwas- serleiter mit guter Trenn- fugen- und/oder Porendurch- lässigkeit	Kalkstein des Turons (kt)	Kalkstein des Turons (kt)	Auensand (S,ta; Sl, ta) Dünensand („d(1); „d(2); Flugdecksand (S,a(1); S,a(2)) Uferwall (w,S,sw; w,Sl, sw) Terrassensand (w,S,ta; w,Sl,ta; w,Nu) Münsterländer Haupt- kiessandzug (D,G + S,gf) Nachschütt sand (D,S,gf(2)) Vorschütt sand (D,S,gf(1))
	<i>rhotomagense-</i> Kalk (kc3)	<i>rhotomagense</i> -Kalk (kc3)	
		Mergelstein und Kalkmer- gelstein des Turons (kt)	
		<i>varians</i> -Pläner (kc2)	
Aquitard Grundwas- serhalbleiter	Mergelstein und Kalk- mergelstein des Turons (kt)	Tonmergelstein des Santons (ksa)	Fließerde (w,S,fl und w, Sl, fl)
	<i>varians</i> - Pläner (kc2)	Rotpläner (ktr)	periglaziale Bildungen (sw,p)
		Cenoman-Mergel (kc1) Tonmergelstein des Albs (kl) Sandiger Tonstein des Apts (kp)	Interglazialbildungen (ee) Moorbildungen (Hm;Hn)

Funktion klassifiziert und zu hydrogeologischen Einheiten zusammengefaßt. Letzteres ist nur bei aufeinanderfolgenden Schichtenserien möglich, falls sie sich hydrogeologisch ähnlich verhalten.

Bestimmend für die Hydrogeologie des Blattgebietes von Rheine ist die Grundwasserführung der mesozoischen Festgesteine der Unter- und Oberkreide, sowie der Lockergesteine des Quartärs.

Tonstein und sandiger
Tonstein des Barrême
(kb)

Aquiclude Grundwas- sernichteileiter	Tonmergel- stein des Santons (ksa) Tonmergel- stein des Co- niacs (kcc) Rotpläner (ktr) Cenoman- Mergel (kc1) Tonmergel- stein des Albs (kl) Sandiger Tonstein des Aptis (kp) Tonstein und sandiger Tonstein des Bar- rême (kb) Ton- und Tonmergel- stein des Hauterive (kh)	Fließerde (w,L/S, fl und w,L + S, fl) Grundmoräne (D,Mg) Auenlehm (L/S, ta) Wissenkalk (Kw)
---	--	---

Festgesteine der Unterkreide sind in der Höhe 45,5 im Devesfeld sowie in den Bauerschaften Landersum und Wadelheim aufgeschlossen. In den Anhöhen des Thieberges mit dem Waldhügel und im Stadt-Berg tritt die Oberkreide zutage. In den übrigen Teilen des Blattgebietes liegen die mesozoischen Schichten (hier allein Schichten der Kreide) unter einer bis 30 m, örtlich über 30 m mächtigen Deckschicht quartärer Lockergesteine.

8.2.1. Grundwasser in geklüfteten Gesteinen

8.2.1.1. Unterkreide

Die generell nach Südsüdosten einfallenden Unterkreidestufen vom Hauterive bis zum Alb sind hauptsächlich tonig-mergelig ausgebildet. Sie sind als Grundwassernichtleiter anzusprechen. Trotzdem kann örtlich im oberflächennahen Auflockerungsbereich und an einzelnen Störungen und Klüften Grundwasser auftreten.

Diese Schichten bilden im Emsland die Basis der quartären Lockergesteins-Deckschicht und sind dort als schwer durchlässige Sohlfläche des oberen Grundwasserstockwerkes von Bedeutung (s. S. 113).

Im Apt/Alb tritt durch Einschaltung sandiger Partien im Westen des Blattgebietes eine Faziesänderung auf, die sich in dieser Richtung zunehmend verstärkt und im Raum Ochtrup zur Entwicklung eines festen Sandsteins führt (Rothenberg-Sandstein). Dieser ist dort höhenbildend und zugleich ein guter Poren- und Kluftgrundwasserleiter. Infolge der zunehmenden Vertonung und der im Gebiet von Rheine größeren Tiefenlage (– 500 m NN) ist er im Norden des Blattgebietes nicht mehr von hydrogeologischer Bedeutung. Im übrigen beschränkt sich die Grundwasserführung nur auf die sandigen Einschaltungen und stärker klüftigen Partien.

8.2.1.2. Oberkreide

Die in den Anhöhen des Thieberges und Stadt-Berges zutage austreichenden Pläner- und Kalksteine der tieferen Oberkreide (Cenoman bis Turon) sind Kluftgrundwasserleiter mit guter Trennfugendurchlässigkeit. Im Gegensatz zu den Unterkreide-Sandsteinen sind sie auch noch in größerer Tiefe grundwasserführend.

Die Tonmergel- und Mergelsteine der Oberkreide (Cenoman-Mergel, Rotpläner und Turon-Mergel) führen nur im Kluftnetz des oberflächennahen Auflockerungsbereiches und örtlich auf Störungen und größeren Klüften Grundwasser. Der Auflockerungsbereich ist im allgemeinen einige Meter mächtig. Nach der Tiefe nimmt die Trennfugendurchlässigkeit jedoch ab, da dort die Klüfte in zunehmendem Maße geschlossen sind.

Bei diesen Gesteinsserien, die im wechselnden Verband mit guten Kluftgrundwasserleitern liegen, ist oftmals die exakte hydrogeologische Einstufung schwierig. So ist insbesondere der Turon-Mergel mit dem Rotpläner in den Höhengebieten (Thieberg, Stadt-Berg) dort als Aquitard anzusprechen. Bei größerer Tiefenlage unter jüngeren Schichten besitzt er dagegen die Eigenschaften eines echten Grundwassernichtleiters und hat dann Bedeutung bei der Stockwerksgliederung der Schichten (s. S. 113).

Die Tonmergelsteine und Mergelsteine des Coniacs und Santons, die nur im Münsterland vorkommen und dort unter quartären Lockersedimenten liegen, sind als Grundwassernichtleiter anzusprechen. Sie bilden generell die Basis der quartären Schichten und sind dann, ähnlich wie die Unterkreide-Gesteine im Emsland, als schwer durchlässige Sohlfläche des oberen Grundwasserstockwerkes bedeutsam, das durch versickernde Niederschlagswässer auf diese Weise im Porenraum der Lockergesteine entsteht. Lediglich an Stellen, wo diese Festgesteine nahe an die Oberfläche heraufreichen, können sie wie die Cenoman- und Turon-Mergel im oberflächennahen Abschnitt aufgelockert sein und dann im Kluftnetz des Auflockerungsbereiches örtlich Grundwasser führen.

Aufgrund des Abtauchens der Oberkreide nach Südosten gelangen die Aquifers dieser Abfolge in zunehmend größere Tiefe (s. Schnitt E–F der Geologischen Karte).

Bei Wechsellagerung von Grundwasserleitern und Grundwassernichtleitern können somit mehrere voneinander unabhängige Grundwasserstockwerke übereinander auftreten. Das oberste Grundwasserstockwerk hat einen freien ungespannten Grundwasserspiegel. Dagegen ist das Grundwasser der tieferen Grundwasserstockwerke stets mehr oder minder stark gespannt.

Am Südrand des Thieberges und Stadt-Berges kommen Lockergesteine als Überlagerung der Kalksteine und Pläner des Turons vor, so daß das Grundwasser in beiden Schichten hydraulisch miteinander in Verbindung stehen kann. In diesem Fall tritt ein tieferes Grundwasserstockwerk nur im *rhodomagense*-Kalk auf. Wird das Turon weiter südlich auch noch von Tonmergelsteinen des Coniacs und diese von einer mächtigen Lockergesteinsdecke überlagert, können zwei tiefere Grundwasserstockwerke vorliegen, und zwar das höhere von beiden in der Kalkstein- und Plänerkalkstein-Fazies des Turons (kt), das tiefere im *rhodomagense*-Kalk (kc3) des Cenomans.

8.2.2. Grundwasser in porösen Gesteinen

Der hydrogeologische Bau der Flachlandbereiche im Emsland und Münsterland ist einander weitgehend ähnlich. In beiden Teilen des Blattgebietes sind die quartären Lockergesteine die wichtigsten Grundwasserleiter.

Soweit sie schwer durchlässigen Gesteinen der Unter- und Oberkreide aufliegen, sind sie durch ständige Versickerung von Niederschlagswässern grundwassererfüllt und besitzen eine freie ungespannte Grundwasseroberfläche. Sie bilden stets das oberste Grundwasserstockwerk.

8.2.2.1. Emsland

Im Emsland wird der Untergrund von schwer durchlässigen Gesteinen der Unterkreide gebildet. Darauf liegen im Blattgebiet bis zu 10 m mächtige Deckschichten des Quartärs. Die Quartärbasis (s. Taf. 1) ist morphologisch nur

schwach gegliedert und zeigt durch flache rinnenartige Eintiefungen in der Gemarkung Bentlage im Untergrund den früheren Verlauf der Ems (Urems-Rinne). Diese entwickelt sich im Norden des Flußeinschnittes zwischen Thieberg und Stadt-Berg und tieft sich in Richtung auf Salzbergen zunehmend ein. Im Rinnentiefsten kommen demzufolge die größten Quartärmächtigkeiten vor (s. Taf. 4).

Im Emsland besitzt lediglich das in der quartären Deckschicht entstehende obere Grundwasserstockwerk hydrogeologische Bedeutung. Dies gilt insbesondere für die Rinnenbereiche mit mächtigeren Lockergesteinsfüllungen, da in Quartärgebieten im allgemeinen die Höffigkeit²⁾ mit der Schichtmächtigkeit zunimmt.

Außerdem ist die Höffigkeit abhängig von der lithologischen Ausbildung der Schichten. Das gilt auch für den Abschnitt links der Ems im Norden von Rheine, wo die Lockergesteine durch die Nähe der Liefergebiete von tonig-mergeligem Abtragungsmaterial der Oberkreide-Anhöhen sehr feinkörnig tonig-schluffig ausgebildet sind (s. S. 77). In einem solchen Fall kann die Höffigkeit trotz größerer Schichtenmächtigkeit als ungünstig bezeichnet werden.

Weitere Grundwasserstockwerke in hydrogeologisch nutzbarer Tiefe kommen nördlich von Rheine im Blattgebiet nicht vor.

8.2.2.2. Münsterland

Im Münsterland liegt der aus Gesteinen der Oberkreide (Tonmergelsteine und Mergelsteine des Coniacs und Santons) gebildete Untergrund unter einer Deckschicht aus quartären Lockersedimenten, die im Mittel zwischen 15 und 25 m mächtig ist, örtlich aber auch noch bedeutend mächtiger werden kann.

In diesem Bereich ist ebenfalls nur das in den quartären Deckschichten entstehende oberste Grundwasserstockwerk hydrogeologisch von Bedeutung. Die schwer durchlässige Sohlfläche wird von den Oberkreidegesteinen gebildet. Diese Fläche ist nicht eben, sondern in stärkerem Maße in Rinnen und Erhebungen aufgegliedert (vgl. Taf. 1). Örtlich sind einzelne Teile der Rinnen kolkartig erweitert und vertieft. Das frühquartäre System von Rinnen entstand im Urstrom-Bereich der Ems und ihrer Nebenzuflüsse.

Auf diese Weise ist heute noch an der Quartärbasis durch die Rinnen und ihr Gefälle der alte Verlauf der Ems zu erkennen. Zwischen Waldhügel und Stadt-Berg bilden die Oberkreide-Gesteine eine Barriere, die der Fluß nur über Stromschnellen überwinden konnte. Außerdem ziehen sich Rinnen im Süden

²⁾ Unter Höffigkeit versteht man die geschätzte Ergiebigkeit von Grundwasserleitern. Die „höffige“ Grundwassermenge ist dabei als Erfahrungswert aus der Förderleistung von Brunnen üblicher Bauart abgeleitet und nicht auf eine bestimmte Flächeneinheit bezogen. Die Höffigkeit charakterisiert die Eignung eines Grundwasserleiters für die Grundwassergewinnung und nimmt bei Lockergesteinen im allgemeinen mit der Mächtigkeit des Grundwasserleiters zu.

und Osten um den Stadt-Berg herum, die nach Norden zu im Emsland verflachen.

Ein weiteres Rinnensystem verbirgt sich unter dem Münsterländer Hauptkies-sandzug mit Quartärmächtigkeiten bis zu 40 m (s. S. 66 ff.). Er ist der bedeutendste Porengrundwasserleiter des Blattgebietes.

Alle Lockergesteine der quartären Deckschichten, d. h. sämtliche Sand- und Kiesablagerungen sind ohne Berücksichtigung des geologischen Alters wichtige Porengrundwasserleiter, insbesondere wenn sie in größeren Mächtigkeiten vorliegen, wie beispielsweise in besonders tiefen Rinnenzonen. Verschiedentlich wurde allerdings durch Untersuchungen festgestellt, daß örtlich die tieferen Teile der Rinnen und der kolkartigen Vertiefungen mit tonig-schluffigen Sanden ausgefüllt sind und gut grundwasserdurchlässige Schichten nur in den höheren Abschnitten der Rinnen vorkommen.

Innerhalb der quartären Lockergesteins-Deckschicht sind weiträumige Einschaltungen und Linsen aus tonig-schluffigem Sand (hauptsächlich Interglazialbildungen und Grundmoränen) verbreitet. Derartige Einlagerungen sind aufgrund ihrer Zusammensetzung nur als Grundwasserhalbleiter anzusehen. Da sie insgesamt schwerer durchlässig sind als das über- und unterlagernde Material, bilden sie für die tieferen Lockergesteine einen Schutz gegen mögliche Verunreinigung. Sie besitzen somit die Funktion hydrologischer Grenzflächen.

8.3. Grundwasserneubildung

Für den Grundwasserhaushalt und damit auch für die hydrogeologischen Verhältnisse sind die Niederschläge naturgemäß von ausschlaggebender Bedeutung. Der natürliche Kreislauf des Wassers wird durch die Wasserhaushaltsgleichung dargestellt, in der die verschiedenen Wasserhaushaltsgrößen zueinander in Beziehung gebracht werden.

$$N = A_o + A_u + V + (R - B)$$

Darin bedeuten:

- N = Niederschlag (Regen, Schnee, Hagel, Tau, Nebel)
- A_o = Oberirdischer Abfluß (Wasser der Bäche und Flüsse)
- A_u = Unterirdischer Abfluß (Grundwasser)
- V = Verdunstung der freien Wasserflächen, der Vegetation und des unbewachsenen Erdbodens
- R = Rücklagen (gespeichertes Wasser in Seen, Talsperren, aber auch im Boden)
- B = Aufbrauch der Rücklagen

Die beiden Größen R und B gleichen sich über mehrere Jahre aus und können daher vernachlässigt werden. Man erhält somit die allgemeine Wasserhaushaltsgleichung

$$N = A_o + A_u + V$$

Aufgelöst nach der Wasserhaushaltsgröße A_{II} , die der Grundwasserneubildung entspricht, ergibt sich

$$A_{II} = N - V - A_o$$

Der unterirdische Abfluß stellt die Grundwasserneubildung dar und somit diejenige Menge an Grundwasser, die gewonnen werden kann.

Das Ausmaß der Grundwasserneubildung läßt sich aus den Ergebnissen meteorologischer und hydrologischer Beobachtungen herleiten. Hierbei sind für das Blattgebiet die Jahresmittelwerte der Station Rheine zugrunde zu legen:

Niederschlag N (mm)	Verdunstung V (mm)	Abfluß $A_o + A_{II}$ (mm)	Abflußspende $A_o + A_{II}$ (l/s · km ²)
729	468	261	8,25

Die Abflußspende ist relativ hoch, doch nur der in den Untergrund versickern-
de Anteil A_{II} wird zu neu gebildetem Grundwasser. Dieser Anteil wird im allge-
meinen recht unterschiedlich angegeben.

Die Grundwasserneubildung erfolgt durch die Versickerung eines Teiles der Niederschläge an der Tagesoberfläche. Die Menge des versickernden Niederschlagswassers hängt vom Klima, der Vegetation, vom Relief und besonders von der lithologischen Beschaffenheit der zutage anstehenden Schichten ab. RICHTER & RAMBOW (1961) schätzen, daß in den weiten Sandgebieten des südlichen Emslandes 15–25% der Jahresniederschläge versickern. Aufgrund von Messungen in der südwestlich von Rheine bei St. Arnold gelegenen Lysimeteranlage (PRENCK & FLENDER 1965) kommt M. SCHROEDER (1969) zu wesentlich höheren Versickerungsraten, die zwischen 60 und 65% liegen. Auch in den Sanden der Senne versickern nach M. SCHROEDER (1969) ca. 65% der Jahresniederschläge. Die von ihm mitgeteilten Werte geben allerdings die größtmögliche Grundwasserneubildung an, die bei den angeführten Lysimetern für ganz spezielle Böden gelten. Bei Verwendung anderer Methoden kann die Bestimmung der mittleren Grundwasserspense auch zu abweichenden Ergebnissen führen (BOLSENKÖTTER 1963).

In der Praxis sind daher etwas niedrigere Werte anzusetzen, die in den Flachlandgebieten bei etwa 30–50% der Jahresniederschläge liegen. Bei einem mittleren Jahresniederschlag von 729 mm und einem Versickerungsanteil von beispielsweise 30% würde die Grundwasserneubildung 219 mm betragen; das entspräche einer mittleren Grundwasserspense (A_{II}) von 6,94 l/s · km². Der oberirdische Abfluß A_o ist demzufolge in Sandgebieten sehr gering.

Für das Verbreitungsgebiet der mesozoischen Gesteine liegen Lysimetermessungen nicht vor. Naturgemäß ist dort der Oberflächenabfluß A_o größer als im Flachland; daher wird allgemein nur mit einem Versickerungsanteil von

höchstens 20% des mittleren Jahresniederschlages gerechnet, der nur im Verbreitungsgebiet gut durchlässiger Schichten in den Untergrund gelangt.

Dies trifft bei Rheine für den *rhodomagense*-Kalk und den Kalkstein des Turons zu, die auf den Oberkreide-Anhöhen zutage austreichen. Eine Grundwasserneubildung von ca. 146 mm Niederschlag würde dort einer mittleren Grundwasserspende (A_u) von $4,63 \text{ l/s} \cdot \text{km}^2$ entsprechen.

Beziehungen zwischen dem geologischen Aufbau des Gebietes und der Grundwasserspende zur Beurteilung der Höffigkeit und der Grundwasserneubildung sind aus Abflußmessungen abzuleiten.

Nach SCHRÖTER (1971) liefern Abflußmessungen in kleinen Vorflutern brauchbare Werte für die Abschätzung des Abflußverhaltens bestimmter lithologischer Bereiche.

An einer der wenigen Quellen im Blattgebiet, der Randelbach-Quelle (R 95 410, H 93 935), konnte nach einer über dreiwöchigen Trockenwetterperiode am 16. 10. 1972 eine Trockenwetterabfluß-Messung zur Bestimmung der Grundwasserspende vorgenommen werden. Trotz ihrer morphologisch höheren Lage und ihres relativ kleinen Niederschlagsgebietes von $1,18 \text{ km}^2$ fließt hier ständig, auch nach längeren Trockenzeiten, Grundwasser aus. Nach der durchgeführten Abflußmessung beträgt der Trockenwetterabfluß $4,2 \text{ l/s} \cdot \text{km}^2$.

Als Trockenwetterabfluß wird diejenige Wasserführung eines Gewässers bezeichnet, die lediglich aus dem Grundwasser gespeist wird (NATERMANN 1951). Diese Bedingungen liegen vor, wenn nach Niederschlägen das Oberflächenwasser und die Sickerwelle (KIRWALD 1955) abgeflossen sind und somit die gesamte Wasserführung des Gewässers aus dem Grundwasser stammt.

Die ständige Schüttung der Randelbach-Quelle, auch nach längeren Trockenperioden, läßt wegen des kleinen Niederschlagsgebietes vermuten, daß zu der Quelle ein größeres unterirdisches Einzugsgebiet, nämlich der klüftige *rhodomagense*-Kalk im Thieberg gehört, in dem das Grundwasser über größere Bereiche hinweg hydraulisch in Verbindung steht, das nur über diese eine Quelle ausfließt. Auch weist die chemische Analyse (Nr. 23 der Tabelle 9) das Wasser der Randelbach-Quelle als typisches Oberkreide-Wasser aus.

Da der Trockenwetterabfluß von $4,2 \text{ l/s} \cdot \text{km}^2$ für ein Niederschlagsgebiet von $1,18 \text{ km}^2$ ermittelt wurde, muß für den *rhodomagense*-Kalk des Thieberges die Grundwasserspende niedriger geschätzt werden.

8.4. Grundwassergewinnung

Im Blattgebiet 3710 Rheine wird Grundwasser an zahlreichen Stellen für die öffentliche und industrielle Wasserversorgung gefördert. Schwerpunkte der Grundwassernutzung für die Industrie liegen im Stadtgebiet und in der Umgebung von Rheine sowie in Neuenkirchen und Mesum. Das Grundwasser wird bis

auf wenige Ausnahmen aus dem quartären Grundwasserleiter gefördert, der somit lokal stark beansprucht wird. Außerdem wird auf dem Thieberg durch Brunnen Grundwasser gewonnen und in der Saline „Gottesgabe“ auch Sole gefördert.

8.4.1. Öffentliche Trinkwasserversorgung

Die Stadt Rheine und das Umland rechts und links der Ems, die Ortschaften Neuenkirchen, St. Arnold und Mesum, werden zentral mit Trinkwasser versorgt. Das gilt auch für zahlreiche einzeln liegende Gehöfte, die an das Versorgungsnetz angeschlossen sind.

Die Stadt Rheine betreibt zur Sicherstellung der Wasserversorgung das Wasserwerk „Hemelter Bach“, das auf dem östlichen Nachbarblatt 3711 Bevergern liegt (KOCH & THIERMANN in THIERMANN 1970b) und das südwestlich von Rheine liegende Wasserwerk St. Arnold-Neuenkirchen.

Das Wasserwerk St. Arnold-Neuenkirchen fördert Grundwasser aus dem Münsterländer Hauptkiessandzug. Es besitzt Brunnenreihen in St. Arnold mit 8 Brunnen und in Neuenkirchen mit 10 Brunnen. Beide Brunnenreihen liegen ca. 3 km voneinander entfernt. In der Nähe jeder der Brunnenreihen liegen Sicker-teiche und eine aufgelassene Sandgrube, die mit Wasser beschickt werden, das über eine Transportleitung vom Frischhofs-Bach zugeleitet wird. Die Zuführung von Fremdwasser war erforderlich, um eine Überbeanspruchung des Grundwasserleiters zu vermeiden.

Die verliehene Grundwassermenge beträgt für jede der beiden Fassungsanlagen je 2 Mio. m³/a, das sind zusammen 4 Mio. m³/a; die verliehene Wassermenge aus dem Frischhofs-Bach zur Anreicherung des Grundwassers bei beiden Brunnenreihen beläuft sich auf zusammen 2,3 Mio. m³/a.

8.4.2. Industrie- und Gebrauchswasserversorgung

Die Erschließung von Gebrauchswasser für Industrie und Wirtschaft erfolgt über betriebseigene Förderanlagen aus den Lockergesteinen der quartären Deckschicht und auch aus der Oberkreide. Soweit für diese Entnahmen wasserrechtliche Erlaubnisse ausgesprochen sind, werden auf dem Blattgebiet Rheine zur Zeit insgesamt 1 253 216 Mio. m³/a Grundwasser für die industrielle Nutzung verbraucht. Der größte Teil dieser Menge wird als gereinigtes Abwasser wieder abgeleitet.

Infolge günstiger Lage zur Ems wird von einigen Betrieben auch das Flußwasser genutzt. Die wasserrechtlich erlaubte Entnahmemenge beläuft sich auf insgesamt 472 000 m³/a. Es erfolgt eine Rückleitung der genutzten Wässer in die Ems.

Außer den Industriebetrieben nutzen noch zahlreiche Einzelgehöfte im Umland der zentral versorgten geschlossenen Siedlungsgebiete das Grundwasser aus

dem obersten Grundwasserstockwerk. Die Entnahmemengen sind gering und auf dem Blattgebiet Rheine statistisch gleichmäßig verteilt.

8.4.3. Solegewinnung

Im Norden von Rheine liegt die Saline „Gottesgabe“. Dort wurde früher (HUYSEN 1855) aus feinsandig-glaukonitischen Tonsteinen des Albs und wohl auch des Apts Salzsole gefördert, die auf Störungen von Norden her aus dem Röt (Salzstock von Salzbergen) aufstieg.

Das Grubengebäude, das nicht mehr befahrbar ist, bestand aus einem 78 m tiefen Schacht und zwei Stollenstrecken von 75 m (Nord-Süd-Stollen) und 200 m (Ost-West-Stollen) Länge. Heute wird keine Sole mehr gefördert sondern aus Hummeldorf die ca. 30%ige Sole zugeleitet (s. S. 100). Ausführliche Angaben zur geschichtlichen Entwicklung und den hydrochemischen Verhältnissen wurden von DIENEMANN & FRICKE (1961) mitgeteilt.

8.5. Grundwasserreserven

Wegen der in bestimmten Teilen des Blattgebietes geringen Inanspruchnahme der in Tabelle 8 angeführten Grundwasserleiter sind örtlich Grundwasserreserven vorhanden. Inwieweit sie für eine Grundwassererschließung im größeren Rahmen ausreichen, müßte durch Spezialuntersuchungen festgestellt werden. Die für die Hauswasserversorgung benötigten Grundwassermengen sind jedoch überall vorhanden. Sie werden auch den Wasserbedarf kleinerer Industriebetriebe decken.

In Teilbereichen des Blattgebietes, wo Festgesteine oberflächennah verbreitet sind, kann Grundwasser aus den Kalksteinen und Plänergesteinen des Cenomans und Turons gewonnen werden. Bereiche, die hierfür noch die günstigsten Voraussetzungen besitzen, liegen am Südhang des Thieberges und des Stadtberges und zwar in den Grundwasser-Stockwerken, die dort aufgrund der geologischen Lagerungsverhältnisse vorhanden sind. Dort kann man Grundwasser in wechselnden Mengen erschließen. Da die Grundwasserleiter der Oberkreide in zunehmend größere Tiefen abtauchen, je weiter man dort in südlicher Richtung fortschreitet, wird in größeren Tiefen (ab 80–100 m) mit dem Einsetzen der Versalzung zu rechnen sein (MICHEL 1963).

Anders liegen die Verhältnisse im Verbreitungsgebiet der quartären Lockergesteine. Während im Emsland wegen der im allgemeinen geringeren Mächtigkeit nur örtlich für weitere Hauswasser- oder kleinere Industrierversorgungen Grundwasser erschlossen werden kann, bietet im Münsterland der Bereich nördlich und westlich von Mesum noch relativ günstige Voraussetzungen. Dort sind, bedingt durch rinnenförmige Eintiefungen in die Gesteine der Oberkreide, örtlich über 20 m mächtige Lockergesteine bekannt. Da bei Lockergesteinen die

Tabelle 9
Chemische Beschaffenheit des Grundwassers

Lfd. Nr.	Lage		Geologische Schicht		Na ⁺		K ⁺		Mg ²⁺		Ca ²⁺	
	R	H	Entnahme- Stelle		mg/l	mval%	mg/l	mval%	mg/l	mval%	mg/l	mval%
1	26 00 900	57 87 200	Br.	Quartär	70	35,6	3	0,9	6	5,7	92	53,6
2	25 98 050	57 86 240	Br.	Quartär u. Oberkreide	30	14,5	18	5,1	8	7,4	131	73,0
3	26 94 070	57 86 860	Br.	Quartär	48	14,8	58	10,5	29	16,8	164	57,9
4	25 91 900	57 88 500	Br.	Quartär	1	4,4	2	5,6	2	17,8	13	72,2
5	26 92 460	57 91 050	Br.	Oberkreide	18	11,2	12	4,5	2	2,3	114	82,0
6	25 91 700	57 92 930	Br.	Oberkreide	170	33,7	184	21,5	17	6,3	169	38,5
7	25 93 550	57 93 550	Br.	Oberkreide	86	33,2	20	4,5	7	5,1	129	57,2
8	25 92 250	57 95 000	Br.	Quartär	16	12,2	2	0,9	22	31,4	64	55,5
9	25 96 250	57 86 580	Br.	Quartär	75	40,4	28	8,8	20	20,1	51	31,1
10	25 94 850	57 92 200	Br.	Oberkreide	14	7,2	1	0,4	5	4,9	148	87,5
11	25 95 250	57 91 125	Br.	Quartär u. Oberkreide	222	24,8	536	35,1	66	13,9	204	26,2
12	25 97 350	57 91 300	Br.	Oberkreide	40	9,0	220	29,1	41	17,4	173	44,5
13	25 97 435	57 92 325	Br.	Oberkreide	32	10,0	20	3,7	15	8,8	213	76,2
14	26 01 420	57 96 640	Br.	Quartär	21	1,8	16	8,2	9	14,7	75	74,5
15	26 01 950	57 91 520	Br.	Quartär	19	23,1	1	0,8	9	20,6	39	54,4
16	26 00 365	57 88 025	Br.	Quartär	19	18,7	1	0,03	9	16,6	59	55,9
17	25 97 800	57 87 645	Br.	Quartär	30	14,8	7	2,1	13	12,2	117	66,5
18	25 96 850	57 90 675	Br.	Quartär	21	13,5	19	7,3	13	15,9	84	62,3
19	25 95 165	57 90 845	Br.	Quartär u. Oberkreide	43	16,0	11	2,4	12	8,4	163	69,5
20	25 93 000	57 86 080	Br.	Quartär	17	8,5	53	15,5	18	16,9	103	51,8
21	25 91 330	57 92 510	Br.	Oberkreide	11	6,1	4	1,3	2	2,0	139	88,3
22	25 93 925	57 96 945	Br.	Unterkreide	58	23,4	14	3,3	28	21,4	111	51,6
23	25 95 410	57 93 935	Ra.	Oberkreide	20	12,5	2	0,7	22	25,9	85	60,9

Sp. = Spur	Entnahmestelle
— = nicht untersucht	Br. = Brunnen
n.n. = nicht nachgewiesen	Ra. = Randelbach-Quelle

Analytiker: Dr. H. WERNER

Fe ²⁺		Mn ²⁺		Cl ⁻		SO ₄ ²⁻		HCO ₃ ⁻		NO ₃ ⁻		Gesamt- Ionen- Summe mg/l	pH	Gesamt- härte °d	Kalk- agr. CO ₂ mg/l
mg/l	mval%	mg/l	mval%	mg/l	mval%	mg/l	mval%	mg/l	mval%	mg/l	mval%				
10	4,2	<0,2		128	41,7	69	16,6	214	40,5	6	1,2	598	7,4	14,2	—
<0,05	—	<0,2		64	19,9	125	28,7	250	45,3	34	6,1	650	7,7	20,2	—
<0,05	—	<0,2		101	19,6	114	16,4	531	59,8	38	4,7	1083	7,5	29,6	—
<0,05	—	<0,2		12	27,2	25	41,6	Sp.	—	24	31,2	79	6,0	2,27	—
<0,05	—	<0,2		67	26,1	64	18,5	183	41,3	63	14,1	523	7,4	16,2	—
<0,05	—	<0,2		280	39,0	224	23,0	409	33,1	62	4,9	1515	7,7	27,5	—
<0,05	—	<0,2		105	29,2	91	18,7	305	49,2	18	2,9	761	7,2	17,3	—
<0,05	—	<0,2		57	34,3	40	17,7	128	44,6	10	3,4	339	7,7	14,0	—
<0,05	—	<0,2		78	30,1	175	49,9	43	9,6	47	10,4	517	7,8	11,7	—
<0,05	—	<0,2		62	20,7	67	16,6	262	50,9	62	11,8	621	7,6	21,8	—
<0,05	—	<0,2		519	37,9	484	26,1	787	33,4	62	2,6	2880	7,6	43,6	—
<0,05	—	<0,2		152	21,7	52	5,5	836	69,6	34	3,2	1553	7,5	33,6	—
5	1,3	<0,2		50	10,0	242	35,9	452	52,7	12	1,4	1041	7,5	33,1	n.n.
1	0,8	<0,2		60	33,1	59	24,1	128	41,2	5	1,6	374	7,6	12,6	33
1	1,1	<0,2		60	54,4	38	25,4	37	19,6	1	0,6	205	9,6	7,5	40
10	8,1	<0,2		50	34,3	56	28,2	92	36,8	2	0,7	298	8,0	9,0	29
11	4,4	<0,2		50	17,0	66	16,5	336	66,3	1	0,2	601	7,8	19,3	13
2	1,0	<0,2		57	26,0	71	23,7	189	50,0	1	0,3	457	8,4	14,7	26
12	3,7	<0,2		121	28,9	125	22,1	348	48,3	5	0,7	840	7,7	25,5	n.n.
2	0,3	<0,2		92	30,8	191	47,5	104	20,2	8	1,5	588	8,7	18,6	13
5	2,3	<0,2		43	16,6	22	6,3	342	76,7	2	0,4	570	7,8	19,9	n.n.
2	0,3	<0,2		106	28,8	152	30,4	256	40,3	3	0,5	730	8	22,0	n.n.
<0,05	—	<0,2		78	33,8	96	30,6	122	30,8	19	4,8	444	7,9	16,9	24

Höffigkeit im allgemeinen mit der Schichtmächtigkeit größer wird, sind Möglichkeiten für eine Grundwassererschließung in dieser Gegend noch gegeben.

Im Münsterländer Hauptkiessandzug, soweit er im Südwesten das Blattgebiet durchzieht, kann zusätzliches Grundwasser nicht mehr erschlossen werden. Hier muß man statt dessen, um eine zu starke Grundwasserabsenkung zu vermeiden, den Grundwasseranteil durch ständige Zugabe von Oberflächenwasser anreichern.

8.6. Grundwasserbeschaffenheit

Die Grundwasserbeschaffenheit wird vom Chemismus, aber auch von der Belastung mit organischen Substanzen (Bakterien und Huminsäuren) bestimmt. Art und Menge der im Grundwasser gelösten Stoffe beeinflussen den Chemismus, der insbesondere von der petrographischen Ausbildung, aber auch von der Lagerung und Verbreitung der Schichten abhängig ist. Weitere Faktoren bestimmen sowohl die chemische Beschaffenheit, aber auch die hygienische Qualität des Grundwassers. Hierzu gehören die Art des Oberbodens, Bodennutzung, Düngung, Abwasserversickerung, Einflüsse des Uferfiltrats von Oberflächenwässern, Klima, Verweildauer des Grundwassers im Gestein und auch aufsteigende Tiefengrundwässer. Als Trinkwasser kann Grundwasser ohne Aufbereitung nur verwendet werden, wenn es hygienisch einwandfrei ist und der Chemismus gewisse Grenzwerte nicht übersteigt. Die Gefahr einer bakteriellen und chemischen Verunreinigung ist insbesondere in klüftigen Grundwasserleitern gegeben, da im offenen Kluftnetz dieser Schichten (Pläner und Kalksteine der Oberkreide) die Grundwasserfließgeschwindigkeit besonders groß ist. Die Porengrundwasserleiter haben hingegen ein gutes Reinigungsvermögen.

Eine Anzahl von physikalischen, chemischen und biologischen Vorgängen, z. B. Verdunstung, Ionenaustausch an Tonmineralien, Hydrolyse, Sulfatreduktion und ähnliches führen zur fortlaufenden Veränderung der chemischen Zusammensetzung der im Wasser gelösten Stoffe. Die oben genannten Einflüsse verändern den Grundwassertyp innerhalb gewisser Grenzen.

Der hydrochemischen Beurteilung des Grundwassers liegen 23 Vollanalysen zugrunde. Die Bestimmung wurde von Dr. H. WERNER im Chemischen Laboratorium des Geologischen Landesamtes Nordrhein-Westfalen durchgeführt. Die Analysen sind in Tabelle 9 zusammengestellt. Die im Vergleich zur Größe des Blattgebietes geringe Zahl an Analysen erlaubt nur allgemeine Aussagen. Die Proben wurden im Juli 1972 entnommen.

Um die verschiedenen Grundwässer miteinander vergleichen zu können, wurde auf eine Typeneinteilung des Grundwassers zurückgegriffen, in der die Ionen in der Reihenfolge der Häufigkeit genannt werden. Bei einem Anteil von

mehr als 50 mval‰³⁾ werden die Ionen kursiv geschrieben, zwischen 20–50 mval‰ stehen sie normal und zwischen 10–20 mval‰ werden sie zwischen Klammern gesetzt. Bei kleinen Gesamtionenkonzentrationen können geringe Mengenänderungen bestimmter Ionen bereits zu anderen Grundwassertypen führen.

8.6.1. Grundwassertypen in den geklüfteten Gesteinen

Bei den mesozoischen Ablagerungen besteht im allgemeinen ein enger Zusammenhang zwischen der Art der Gesteine und den darin vorkommenden Grundwassertypen. Der Chemismus der Grundwässer ist meist direkt abhängig vom Gestein, aus dem die verschiedenen typenbestimmenden Stoffe herausgelöst werden.

Das Grundwasser der Unterkreide gehört zum $\text{Ca-Na-Mg-HCO}_3\text{-SO}_4\text{-Cl}$ -Typ (Tab. 9, Analyse 22). Es zeichnet sich durch eine recht hohe Gesamtionenkonzentration von 730 mg/l aus. Ebenfalls ist die Gesamthärte recht hoch (22,0 °d). Die höhere Mineralisation ist wahrscheinlich durch Zufuhr von Tiefengrundwässern aus der Röt-salz-Struktur Salzbergen gegeben, so daß dieser Grundwassertyp für die Unterkreide nicht charakteristisch zu sein braucht.

In den Gesteinen der Oberkreide kommt normalerweise ein Grundwasser vom Ca-HCO_3 -Typ (Analyse 21) mit einer Gesamtionenkonzentration um 500 mg/l und einer Gesamthärte von 20 °d vor.

Die Zufuhr von Tiefengrundwasser auf Störungen im Untergrund bedingt Grundwässer vom $\text{Ca-K(Mg)-HCO}_3\text{-Cl}$ -Typ (Analyse 12), oder $\text{Ca(Na)-HCO}_3\text{-SO}_4\text{-Cl}$ -Typ (Analyse 13), die sich durch sehr hohe Gesamtionenkonzentrationen von mehr als 1 000 mg/l und Gesamthärten von über 30 °d auszeichnen. Der durch den Na-Cl-Gehalt gekennzeichnete Anteil von Tiefengrundwasser aus den Salzen des Zechsteins der Struktur Waldhügel (s. S. 96) liegt hierbei noch unter 50 mval‰.

Die Analysen 6, 7, 10 und 11 zeigen durch den über 50 mval‰ liegenden Natrium-Chlorid-Anteil bei wechselnden Gesamtionenkonzentrationen einen stärkeren Einfluß des Tiefengrundwassers.

Mischtypen mit einem höheren Anteil an Niederschlagswasser mit Gesamtionenkonzentrationen von weniger als 500 mg/l werden durch die Analysen 2, 5, 19 und 23 charakterisiert.

$$3) \text{ mval} = \frac{\text{Atomgewicht}}{\text{Wertigkeit}} = \text{Äquivalentgewicht in Milligramm}$$

mval‰ = mval – Werte der Kationen und Anionen werden jeweils gleich 100 gesetzt und daraus die Prozentanteile der jeweiligen Kationen und Anionen berechnet.

8.6.2. Grundwassertypen in porösen Gesteinen

Die Einförmigkeit im Aufbau der quartären Lockergesteinsdecke zeigt sich auch in einer weitgehenden Übereinstimmung der Grundwassertypen. Der vorherrschende Grundwassertyp ist ein Grundwasser vom $\text{Ca-Mg-(Na)-HCO}_3\text{-Cl-(SO}_4\text{)}$ -Typ (Analysen 8, 14, 18), bei dem örtlich anstelle von Magnesium und Natrium dann Natrium und Eisen eintreten können (Analyse 16). Desgleichen kann bei den Anionen neben dem stets vorkommenden Hydrogencarbonat der mval%-Anteil von Sulfat und Chlorid schwanken, so daß einerseits Sulfat, zum anderen Chlorid im Grundwasser in größerer Menge vorhanden ist. Die Gesamtionenkonzentration liegt sämtlich unter 500 mg/l; die Gesamthärte schwankt zwischen 9 und 15,0 °d.

Ein Teil der Wässer mit einer Gesamtionenkonzentration von mehr als 500 mg/l scheint offensichtlich durch die Grundwässer des mesozoischen Untergrundes mit beeinflußt zu sein (Analysen 3, 17), während bei den Analysen 9 und 20 andere Faktoren für die Änderung des Grundwassertyps verantwortlich sind. Im Gegensatz zum erstgenannten Grundwassertyp, einem Hydrogencarbonat-Chlorid-Sulfat-Wasser, herrscht hier ein Sulfat-Chlorid-Hydrogencarbonat-Wasser vor. Der Sulfatgehalt ist auf die Zersetzung pflanzlicher und torfiger Substanzen und die Einwirkung der Kunstdüngung, die Herkunft der Chlorid- und Nitratanteile im allgemeinen auf Verunreinigungen des Grundwassers durch Abwässer zurückzuführen (Analysen 1, 15).

Die geringe Gesamtionenkonzentration der Analyse 4 von nur 79 mg/l, die aus einem nicht genutzten Brunnen stammt, ist für eine Charakterisierung von quartärem Grundwasser ungeeignet, da es sich wohl um Zisternenwasser handelt.

9. Ingenieurgeologie

VON JAKOB KALTERHERBERG

Die vorliegende Geologische Karte gibt eine flächenmäßige Unterteilung des Blattgebietes in Einzelbereiche, die sich auch nach ingenieurgeologischen Gesichtspunkten unterscheiden. Da aber die Darstellung für ingenieurgeologische Belange sehr kleinmaßstäblich ist und ausreichende bodenmechanische Untersuchungen nicht vorliegen, können nur allgemein gehaltene Angaben gemacht werden.

Im folgenden soll versucht werden, aufgrund von Erfahrungen und an Hand der Gesteinsbeschreibung eine Übersicht über einige voraussichtlich zu erwartende Kennwerte und Eigenschaften der Gesteine für Grundbau- und Ingenieurbaufragen zusammenzustellen.

Für die ingenieurgeologische Beurteilung der auf Blatt Rheine vorkommenden Schichten sind Gesteinsausbildung, geologisches Alter, Entstehungsweise, Vorbelastung durch frühere Überlagerung von Inlandeis oder inzwischen erodierten Schichten und die Grundwasserverhältnisse von großer Bedeutung.

Nach diesen Gesichtspunkten ist die folgende Tabelle 10 aufgestellt, in der wichtige bodenmechanische Eigenschaften und einige Kennwerte zusammengefaßt sind.

Für die einzelnen geologisch-petrographisch unterschiedlichen Schichten soll eine kurze ingenieurgeologisch-bodenmechanische Beurteilung gegeben werden.

Am nordwestlichen Blattrand nördlich der Bauerschaft Landersum treten die feinsandigen graublauen und teilweise auch bräunlichen Tonsteine des Barrêmes sehr nahe an die Geländeoberfläche. Sie werden von einem ca. 1–2 m mächtigen Feinsand und feinsandigem Schluff überdeckt. Die Tonsteine des Barrêmes sind in Oberflächennähe verwittert und teilweise zu einem schluffigen Ton zersetzt. Dem oberflächennahen Teil dieser Schichten sind demnach die Kennwerte und Eigenschaften eines bindigen Bodens zu geben, der zwar gut konsolidiert und wenig kompressibel ist, bei dem aber bei Erdbaumaßnahmen bzw. Gründungsarbeiten für Bauwerke die Vorsichtsmaßnahmen für bindige Lockerböden anzuraten sind. Wegen der geringen Wasserdurchlässigkeit neigt der Boden zu Staunässebildung und kann bei temporärer Wassereinwirkung aufweichen. Aufgrund dieser Eigenschaften sind die ver-

witterten Tonsteine für den Wiedereinbau in Dammkörpern nur bedingt geeignet, weil u. U. ein Abtrocknen abgewartet werden muß oder der Einbau in lagenweisem Wechsel mit rolligem Material oder eine Stabilisierung mit Feinkalk erforderlich ist.

Die Gründung von Bauwerken kann bei Gründung im wenig verwitterten Tonstein mit Streifen- und Einzelfundamenten, bei Gründung im stark verwitterten oder zersetzten Material mit Streifenfundamenten vorgenommen werden.

Die Kalksteine, Kalkmergelsteine, Tonmergelsteine und Mergelsteine von Cenoman und Turon treten im SW--NE streichenden Höhenzug des Thieberges und Stadt-Berges in Rheine sowie in der WNW--ESE streichenden Aufwölbung des Waldhügels zutage oder nahe an die Tagesoberfläche.

In diesen Festgesteinen ist das auf Klüften und Schichtfugen umgehende Grundwasser erst in größerer Tiefe unter Gelände ($>10,00$ m) zu erwarten. Bei Gründungen sollte die Gründungssohle stets ganz im Fels liegen, d. h. eventuell teilweise unter einem Bauwerk vorliegender Verwitterungslehm sollte ausgeräumt und durch Magerbeton ersetzt werden. Das für Straßenbau in Einschnitten gewonnene Material ist im allgemeinen für den Wiedereinbau in Dammstrecken geeignet, mit Ausnahme des Tonmergelsteins und des Mergelsteins, die je nach Verwitterungsgrad nur bedingt einbaufähig sind (s. o. bei Tonstein). Die Standsicherheit von Einschnittsböschungen ist vom Flächen- und Lineargefüge der Festgesteine bzw. ihrer Orientierung in Beziehung zur Anschnittsrichtung abhängig, weshalb spezielle Untersuchungen anzuraten sind.

Im Kalkstein können Karsthohlräume vorkommen, die entweder noch offen oder mit jüngerem Lehmmaterial verfüllt sind. Hierauf sollte bei Bauvorhaben besonderes Augenmerk gelegt werden.

Der bis 1 m mächtige Verwitterungslehm der Kreidegesteine und der 1–2 m mächtige Geschiebelehm sind als gut konsolidierte tonige Schluffe, teilweise mit Sandgehalt, mit Einlagerungen von weniger zersetzten Gesteinsbrocken oder von eiszeitlichen Geschieben entwickelt. Diese oberflächennahen bindigen Böden sind wegen der noch vorhandenen diagenetischen Verfestigungen oder einer ehemals hohen Vorbelastung (ca. 300 m Eisüberdeckung) wenig kompressibel, reagieren aber dennoch empfindsam auf Vernässung und Frost. Hierauf ist bei Bauwerksgründungen und Erdbauarbeiten Rücksicht zu nehmen, so daß die Gründungstiefe stets wenigstens 1,10 m unter Gelände beträgt, daß offene Baugruben nicht überwintern sollen und höhere Endböschungen nicht wesentlich steiler als der Winkel der inneren Reibung des Materials angelegt werden sollen, da eine vorhandene Kohäsion im Laufe langer Zeiträume häufig abgebaut und gleich Null wird. Etwa austretendes Schichtwasser kann durch Dränagen (Flächen- und Ringdränagen),

Längs- und Quersickerungen mit Steinstützkörpern oder mit dem Kiesandeckverfahren abgefangen und abgeleitet werden (vgl. hierzu auch „Empfehlungen für den Bau und die Sicherung von Böschungen“).

Für den Einbau in Dammkörpern ist das Material im allgemeinen nur bedingt geeignet (Verfahren wie bei Tonstein). In ähnlicher Weise wie der Verwitterungslehm in situ und der Geschiebelehm ist der Geschiebemergel zu beurteilen, der jedoch noch den ursprünglichen Kalkgehalt und eine geringere Beeinflussung durch die Witterung zu verzeichnen hat. Infolgedessen sind einige Kennwerte höher anzusetzen als für den Geschiebelehm (zum Beispiel Kohäsion und Steifeiziffer), jedoch entsprechen sich die allgemeinen Eigenschaften weitgehend: relativ geringe Wasserdurchlässigkeit und dadurch Neigung zu Staunässebildung, Aufweichungsgefahr bei unmittelbarem Witterungseinfluß, Konsistenzänderungen bei Befahren mit schweren Baumaschinen im vernähten Zustand.

Der Kiessand des Münsterländer Hauptkiessandzuges streicht in etwa 600–700 m Breite in SE–NW-Richtung im Südwesten des Blattgebietes etwa zwischen St. Arnold und Offlum. Er ist als eiszeitliche Schmelzwasserablagerung mitteldicht bis dicht gelagert, gut wasserdurchlässig und eignet sich hervorragend als tragfähiger Baugrund, aber auch als Dammschüttgut und auch – in bestimmter Körnung – zum Einbau als Frostschuttschicht unter Verkehrswegen. Der Grundwasserspiegel kann – je nach Geländehöhe – bei 3–12 m Tiefe erwartet werden. Die Gründung von Bauwerken darf im ungestörten Boden mit Einzel- und Streifenfundamenten erfolgen (Dimensionierung nach DIN 1054).

Die Fließerden bestehen zum großen Teil aus schluffigen Fein- und Mittelsanden, teilweise aus umgelagertem Kreidematerial mit erheblichem Tonanteil. Sie sind insbesondere am Hangfuß der Höhenzüge entwickelt und haben infolge der oft lagenweise unterschiedlichen Zusammensetzung wechselnde bzw. unterschiedliche bodenmechanische Eigenschaften. Da sie vorwiegend eiszeitlichen Alters sind, kann für die bindigen Böden ein mittlerer Konsolidierungsgrad angenommen werden, für die überwiegend sandigen Teile mittlere Lagerungsdichte. Für die bindigen Böden, auch für schluffige Feinsande, besteht bei Vernässung die Gefahr des Aufweichens und bei dynamischer Beanspruchung die Gefahr der Konsistenzänderung, so daß sie dann leicht weich oder breiig werden können. Bei Gründungen von Bauwerken ist bei Vernässung in der Gründungssohle ein Mehraushub von ca. 10 cm und Ersatz durch eine Kiessandschicht (Körnung 0–30 mm ϕ) erforderlich, die als Sauberkeitsschicht dient und in die der Boden bei Belastung entwässern kann. Für den Einbau in Dammkörpern ist das Material nur bedingt geeignet, so daß dieser beim optimalen Wassergehalt und die Verdichtung z. B. mit statischen Schaffußwalzen oder ähnlichem Gerät erfolgen muß.

Die Fein- und Mittelsande der Niederterrasse sind örtlich auch mit Schluffgehalt entwickelt. Diese weitflächig verbreiteten Schichten zeichnen sich im allgemeinen durch einen relativ hochstehenden Grundwasserspiegelstand aus. Für die Gründung von Bauwerken in diesen Schichten kann von einer mittleren Lagerungsdichte ausgegangen werden, jedoch ist der Grundwasserspiegel in 1–2 m Tiefe zu erwarten, so daß entweder in entsprechender Höhe gegründet und gebaut werden muß, oder daß Grundwasserabsenkungen und bei evtl. geplanten Kellern Abdichtungen und Sicherung gegen Auftrieb erforderlich werden. Die Gründungssohle sollte jedoch allgemein wegen der Witterungseinflüsse mindestens 0,80 m unter natürlichem Gelände und wegen der erforderlichen Frostsicherheit mindestens 1,10 m unter endgültigem Gelände liegen. Die Gründung kann mit Streifen- und Einzel-fundamenten erfolgen, die Dimensionierung der Fundamente nach DIN 1054, wobei eine Reduzierung der Tafelwerte je nach Grundwasserspiegelabstand zur Fundamentsohle vorzunehmen ist (wichtig: Abstand zum maximal möglichen Grundwasserspiegelstand).

Die Mittel- und Feinsande der Uferwälle erheben sich wenige Meter über ihre Umgebung und haben als jungpleistozäne Flußaufschüttungen mitteldichte Lagerung. Örtliche Schluffbeimengungen verursachen geringere Wasserdurchlässigkeit. Der Grundwasserspiegel ist – zum Unterschied zum Bereich der Niederterrassenablagerungen – erst in 3–4 m Tiefe zu erwarten. Dementsprechend können Gründungen von Bauwerken mit Streifen- und Einzelfundamenten oberhalb des Grundwasserspiegels vorgenommen werden. Die Sande gehören nach DIN 18 300 in die Bodenklasse 2.23 und können eventuell örtlich bei größerem Schluffgehalt auch in die Bodenklasse 2.25 einzuordnen sein, wobei dann auf ihre Wasserempfindlichkeit besonders hinzuweisen ist.

Für den Einbau in Dämme von Verkehrswegen o. ä. sind die schlufffreien Mittel- und Feinsande geeignet, bei Schluffbeimengungen jedoch nur bedingt geeignet und als besonders feuchtigkeitsempfindlich und frostgefährdet zu kennzeichnen.

Älterer Flugdecksand und ältere Dünen bestehen aus schwach mittelsandigen Feinsanden von sehr gleichförmigem Korngrößenaufbau, die als Windablagerungen ursprünglich locker gelagert waren. Ob im Laufe der Zeit Kornumlagerungen zu einer größeren Lagerungsdichte geführt haben, bleibt zweifelhaft. Die Grundbruchlast kann nach DIN 1054, Beiblatt, 1969, bei lockerer Lagerung auf etwa $\frac{1}{6}$ der Grundbruchlast bei sehr dichter Lagerung abgemindert sein, insbesondere bei geringen Einbindetiefen der Fundamente. Deshalb empfiehlt sich für geplante Bauwerke eine Gründung mit untereinander verbundenen und konstruktiv bewehrten Streifenfundamenten von mindestens 0,50 m Höhe und Breite. Außerdem sollte der Boden in der

freigelegten Gründungssohle mit einer leichten Rüttelplatte künstlich verdichtet werden.

Jüngerer Flugdecksand und jüngere Dünen bestehen ebenfalls aus fast gleichförmigem Feinsand mit geringer Lagerungsdichte. Bei diesem Baugrund ist für geplante Gründungen unbedingt eine künstliche Verdichtung mit Rüttelplatten in der freigelegten Fundamentsohle erforderlich. Die Gründung von Bauwerken sollte auch hier mit untereinander verbundenen Streifenfundamenten mit leichter konstruktiver Bewehrung erfolgen.

Die Dünensande sind wegen ihrer großen Gleichförmigkeit im Korngrößen- aufbau nicht besonders gut für den Einbau in Dämme geeignet. Sollte aus Mangel an besserem Material ein Einbau trotzdem erforderlich sein, so sind Versuche über die optimal erreichbare Lagerungsdichte bei lagenweisem Einbau erforderlich, da bei zu starker Verdichtung leicht wieder eine Auflockerung eintritt. Es ist stets zu berücksichtigen, daß der Feinsand leicht erodierbar ist und – bei Aufbau eines Strömungsdruckes im Dammkörper – leicht zu Rutschungen in den Dammböschungen neigt. Solche Rutschungen sind besonders bei Sanddämmen auf wasserundurchlässigem Untergrund (Geschiebelehm, Geschiebemergel, Tonstein) zu befürchten.

Der Auen sand besteht aus schwach schluffigem Feinsand und zeichnet sich durch geringe Lagerungsdichte, geringes geologisches Alter und meist hochstehenden Grundwasserspiegel aus. Geplante Gründungen sollten deshalb in diesem Boden mit untereinander verbundenen und leicht konstruktiv bewehrten Streifenfundamenten von mindestens 0,50 m Höhe und Breite erfolgen. Eine künstliche Verdichtung des Bodens in der Gründungssohle kommt nur bei ausreichendem Abstand zum Grundwasserspiegel in Betracht. Ohne künstliche Verdichtung und bei hohem Grundwasserspiegelstand ist die Grundbruchgefahr für Gründungskörper relativ groß, weshalb auf eine Baugrunduntersuchung – auch für leichte Bauwerke – nicht verzichtet werden sollte.

Der Auen lehm ist als junger wenig konsolidierter schwach feinsandiger teils schwach toniger Schluff entwickelt. Die Gründung von Bauwerken sollte mit untereinander verbundenen und konstruktiv bewehrten Streifenfundamenten von wenigstens 0,50 m Höhe und Breite erfolgen. Ein hochstehender Grundwasserspiegel oder die kapillare Steighöhe des Wassers im Schluff verursachen häufig eine Vernässung des Bodens in der Gründungssohle von geplanten Bauten. Deshalb und wegen der Gefahr des Aufweichens des in der Gründungssohle freigelegten Bodens durch Regengüsse empfiehlt sich ein Mehraushub von 10 – 15 cm und Ersatz durch eine Kiessandschicht (Körnung 0 – 30 mm ϕ).

Ist die Gründungssohle jedoch bei dem im untersten Teil von Hand vorzunehmenden Aushub der Fundamentgräben trocken, so sollte sofort das Betonieren der Fundamente folgen, um Störungen des Bodens, die evtl. bereits

durch das Begehen verursacht werden, auszuschließen. Allgemein sollten für Bauten in diesem Boden stets spezielle Baugrunduntersuchungen durchgeführt werden, um z. B. ausschließen zu können, daß evtl. wenig unterhalb der geplanten Gründungssohle mögliche Einlagerungen von humosem oder torfigem Schluff vorkommen.

„Wiesenkalk“ ist nur in einem bis 1 m mächtigen Vorkommen bei Wadelheim festgestellt worden. Er besteht aus umgelagertem, verwittertem Kreidematerial und ist deshalb als kalkhaltiger, toniger Schluff ausgebildet und aus Quellkalk. Das geringe geologische Alter läßt auf geringe Konsolidierung schließen. Da die Mächtigkeit nur bis 1 m beträgt, sollten Gründungen von Bauwerken in dem darunter lagernden Fein- und Mittelsand der Niederterrasse erfolgen.

Moorerde und Torf, humoser Schluff und schluffig-toniger, teilweise aber auch feinsandiger Torf zeichnen sich wegen des hohen Gehalts an organischer Substanz durch besonders hohe Wassergehalte und große Kompressibilität aus. Der Wassergehalt kann ein Mehrfaches des Eigengewichtes betragen, die Zersetzung der organischen Substanz ist nicht abgeschlossen. Aus diesen Gründen muß mit großen Volumenänderungen gerechnet werden, die z. B. bei Austrocknen eines vorher nassen Bodens und bei Belastung entstehen können. Der Torf eignet sich nicht als Baugrund: Er sollte entweder durchteuft werden oder ausgeräumt und durch anderen Boden ersetzt werden.

Unter geplanten Dämmen erfolgt meist Baugrundersatz, teilweise können jedoch an den Dammrändern Reibungsfüße aus rolligem Material bis in die unterlagernde Schicht eingebaut werden, um dadurch ein seitliches Ausquetschen zu verhindern. Bei mächtigen Vorkommen hat sich das Moorsprengverfahren bewährt.

In allen Fällen sind spezielle Baugrunduntersuchungen unumgänglich.

Die in diesem Abschnitt gemachten Angaben können nur zu einer ersten Orientierung dienen und sollen keineswegs spezielle Baugrunduntersuchungen — die für moderne Planungen erforderlich sind — ersetzen. Selbstverständlich können sich bei speziellen Untersuchungen Abweichungen von den in der Karte angegebenen Verhältnissen und von den in diesem Kapitel angegebenen bodenmechanischen Eigenschaften und Gründungsverhältnissen ergeben.

10. Böden

VON HANS-JÜRGEN DUBBER

10.1. Vorbemerkungen

Die Geländearbeiten für die Bodenkarte 1 : 50 000 (s. Taf. 5) wurden im September 1971 und August 1972 durchgeführt. Dabei wurden die Böden nach Bodentyp (profilmorphologisch erkennbare Bodenentwicklung), Bodenart (korngrößenmäßige Zusammensetzung), geologischem Substrat (Ausgangsmaterial) und Wasserverhältnissen (Grundwasserschwankungsbereich und Staunässe) zu Bodeneinheiten zusammengefaßt und auf der Karte dargestellt. Weitere Angaben in der Legende beziehen sich auf wichtige Bodeneigenschaften, z. B. Sorptionskapazität für Nährstoffe, nutzbare Wasserkapazität, Durchlässigkeit, Ertrag sowie Nutzung⁴⁾.

Die Aufnahme und Darstellung der Böden erfolgte nach der Kartieranleitung der Arbeitsgemeinschaft Bodenkunde (1971). Dort ist auch die wichtigste Fachliteratur angeführt.

Zur Ergänzung der Geländebefunde wurden in Aufgrabungen auf repräsentativen Flächen wichtiger Bodeneinheiten horizontweise Proben für physikalische und chemische Analysen entnommen und in den Laboratorien des Geologischen Landesamtes Nordrhein-Westfalen untersucht. Die Ergebnisse sind in Tabelle 11 aufgeführt.

Eine Übereinstimmung der bodenkundlichen und geologischen Grenzen ist nicht in jedem Fall gegeben. Das kann darauf beruhen, daß stratigraphisch unterschiedliche geologische Einheiten gleiche petrographische Zusammensetzung aufweisen, gleiches geologisches Ausgangsmaterial durch den Einfluß des Reliefs unterschiedliche Wasserverhältnisse besitzt oder geologisch nicht erfaßte pleistozäne Deckschichten die Bodenbildung wesentlich beeinflussen.

⁴⁾ Für die Beurteilung der Durchlässigkeit wurden, soweit vorhanden, Messungen nach HOOGHOUT an vergleichbaren Substraten aus dem Blattgebiet L 3910 Burgsteinfurt herangezogen. Die Ermittlung der fehlenden Durchlässigkeitszahlen sowie der nutzbaren Wasserkapazität erfolgte nach den Angaben von RINGER (1971). Für die Einstufung der Böden nach ihrem Ertrag standen die Erfahrungen der Landwirtschaftskammer Westfalen-Lippe zur Verfügung. (schriftliche Mitteilung von SPIELHAUS 1971).

10.2. Faktoren der Bodenbildung

Die Bodenbildung im Untersuchungsgebiet wird vornehmlich durch das Ausgangsgestein, die Wasserverhältnisse, das Relief sowie das Klima beeinflusst (s. Kap. 2 und 8). Soweit zusätzliche Angaben erforderlich sind, erfolgt dies in den einzelnen Abschnitten. Dies bezieht sich sowohl auf den Einfluß von Basen- und Silikatgehalt des Ausgangsgesteins auf die Bodenbildung wie auch auf weitergehende Angaben über Grundwasserschwankung und Trockenperioden.

10.3. Beschreibung der Böden

Auf den verschiedenen im Blattgebiet auftretenden geologischen Substraten haben sich folgende Böden entwickelt: Rendzinen und Braunerden aus den Kreideablagerungen, Pseudogleye im Grundmoränengebiet sowie Podsol-Ranker und Podsole aus quartären Sanden. Alle diese Böden werden zu den terrestrischen Bodenbildungen gestellt, die außerhalb des ständigen Grundwassereinflusses entstanden sind; ihre Perkolation ist weitgehend von oben nach unten gerichtet. Hierzu werden auch die Böden gerechnet, bei denen das Niederschlagswasser gestaut wird (Pseudogleye) und der Stofftransport seitlich erfolgt.

In Niederungen sowie in der Ems-Aue sind die semiterrestrischen Böden, wie Auenböden und Gleye, vereinzelt auch Niedermoore, anzutreffen. Diese Böden entstehen unter dem Einfluß des Grundwassers. Die Stoffwanderung erfolgt durch den Grundwasserstrom seitlich oder abwärts und durch Diffusion der gelösten Stoffe.

10.3.1. Rendzinen

Die Rendzinen sind typische Böden kalkreicher Gesteine. Im Blattgebiet sind sie dort großflächig anzutreffen, wo die Kalk- und Mergelgesteine des Cenomans zutage treten. Das Bodenprofil baut sich aus dem dunkelgefärbten humosen, mit zahlreichen Steinen durchsetzten A-Horizont sowie dem darunterliegenden mäßig bis wenig verwitterten klüftigen C-Horizont auf.

Die Kalk- und Mergelsteine sind auf Grund ihrer Entstehung sandfrei. Sie verwittern, wie die Korngrößenanalyse des Profils 1 (Tab. 11) ergibt, zu einem schluffig tonigen Lehm mit etwa 40 % Ton und 45 % Schluff. Der weiterhin ermittelte Anteil von etwa 15 % Sand, der bei dem tieferliegenden Profil 2 im B/C Horizont bereits 39 % beträgt, kann daher kaum bei der Verwitterung des Kalks entstanden sein, sondern entstammt vermutlich einer pleistozänen Flug-sandüberwehung.

Die Nachteile des flachgründigen, meist dürrreempfindlichen kalkreichen Lehm-bodens werden durch eine hohe Sorptionskapazität (18,4 mval im Unterboden) sowie durch eine günstige Humusform gemildert, so daß diese Stand-

orte – mit Ausnahme einer Kammlage – ackerbaulich genutzt werden. Diesem landwirtschaftlichen Nutzwert entsprechen die Wertzahlen von 30–40 der Bodenschätzung.

10.3.2. Braunerden

An den flachgeneigten Hängen des Cenoman-Rückens schiebt sich zwischen die humose Krume und den angewitterten Kalkstein eine mehr oder minder lehmige braunfarbene Schicht. Ihre Farbe, entstanden durch das bei der Verwitterung freigesetzte Eisenoxidhydrat, hat diesem Boden den Namen gegeben. Ausgangsmaterial dieser mit B5 bezeichneten Bodeneinheit sind geringmächtige lehmig-sandige Fließerden und Kolluvien über Cenomankalk. Diese können, wie die Korngrößenanalyse des Profils 2 (Tab. 11) aufweist, erhebliche Flugsandbeimengungen enthalten. Die Böden dieser Einheit befinden sich großflächig an den Hängen des Cenoman-Rückens. Infolge der größeren Gründigkeit sind diese Flächen weniger dürr empfindlich als die Rendzinen.

Die Sorptionskapazität dieser Böden ist mit einem T-Wert von 7,6 mval im Unterboden als mittel einzustufen. Der bis in die Krume feststellbare CaCO_3 -Gehalt erhöht die Aggregatstabilität und vermindert die Druckempfindlichkeit. Die dadurch gegen Bearbeitungsfehler weniger empfindlichen Böden werden ausschließlich als Ackerland genutzt und weisen Wertzahlen zwischen 40 und 50 auf.

10.3.3. Podsol-Ranker

Die in dieser Einheit zusammengefaßten Böden kommen auf den kleinkuppigen Flächen der jungen Flugsandablagerungen vor. Ausgedehnte Vorkommen dieser aus Fein- und Mittelsand bestehenden Böden finden sich in der Gellendorfer Mark, im Offlumer Sand sowie südlich von Hauenhorst. Die Podsol-Ranker stellen eine junge Bodenbildung dar und sind an einer etwa 5–10 cm mächtigen Humusdecke über einem beginnenden Bleichhorizont kenntlich.

Häufig sind Podsol-Ranker im engen Wechsel mit Podsolen zu beobachten. Das ist dann der Fall, wenn junger Flugsand nur lückenhaft über älterem Flugsand liegt und an den nicht bedeckten Stellen der Podsol als Bodenbildung der älteren Dünengeneration zu Tage tritt. Verschieden alte Dünengenerationen lassen sich jedoch nicht immer an Hand von Bodenbildungen abgrenzen, da die Podsolmerkmale älterer Dünen häufig durch Winderosion gekappt sind und dann pedogenetisch nicht erkennbar junger Dünensand über älterem liegt.

Für die Einordnung von älteren Flugsanden scheinen außer bodenkundlichen Horizonten auch andere Merkmale in Frage zu kommen. Im tieferen C-Horizont von Dünenbildungen über Ems-Niederterrasse wurden häufig fingerartige Ausstülpungen beobachtet, die denen der Alleröd-Horizonte in ihrer Größe und Form ähneln, jedoch keine Holzkohlenreste und keine Aufhellung der umliegenden

den Bereiche aufweisen. Ob es sich dabei um Gänge des bis zur jüngeren *Dryas*-Zeit tätigen sogenannten Labradorkäfers handelt, ist gegenwärtig noch nicht sicher zu entscheiden.

Die Böden dieser Einheit sind durchweg dürrscheinlich und ertragsunsicher, da das Grundwasser tiefer als 2 m unter Flur steht und bei der sehr hohen Durchlässigkeit des Sandes die wasserhaltende Kraft sehr gering ist. Die Flächen werden daher weitgehend als Wald genutzt. Wertzahlen der Bodenschätzung: 14–17.

10.3.4. Podsole

Die Podsole sind der vorherrschende Bodentyp auf basenarmen Sanden mit Sauerhumus-Vegetation und entstehen durch Verlagerung von Humus und Sesquioxiden im Oberboden. Dies führt zu einer Gliederung des Bodens in einen grauen Verarmungshorizont und einen schwarz-, braun- oder rostfarbenen Anreicherungshorizont. Podsole haben sich im Blattgebiet überwiegend aus äolischen Sanden entwickelt.

Die Böden der Einheit P8₂ befinden sich im Bereich des Kiessandzuges. In diesen glazialen Ablagerungen verläuft die Bodenentwicklung in Richtung Braunerde, in der meist aufliegenden Flugsanddecke jedoch zum Podsol. Die Nutzung dieser Flächen erfolgt wegen der äußerst geringen wasserhaltenden Kraft fast ausschließlich als Kiefernforst. Die Wertzahlen der Bodenschätzung betragen 7–12.

Die in der Einheit P8₁ ausgrenzten Böden sind vor allem auf älteren Dünen und Flugsanden beiderseits der Ems und des Kiessandzuges sowie im Gebiet von Mesum und Hauenhorst anzutreffen. Sie bestehen, wie die Kornverteilungskurven der Abb. 13 erkennen lassen, aus Fein- und Mittelsand mit einem schwach ausgeprägten Körnungsmaximum in der Fraktion 0,1–0,2 mm. Den Kornverteilungskurven der drei für die Blattgebiete 3710 Rheine und L 3910 Burgsteinfurt typischen Proben ist ferner zu entnehmen, daß die Dünensande nur sehr geringe Mengen an Ton und Schluff enthalten, während die Flugsande im Bereich des Uferwalls nahe der Ems vielfach als schwach schluffiger bis schluffiger Sand einzustufen sind. Starke Übereinstimmung mit der Kornverteilung der äolischen Ablagerungen zeigen die Sande der Ems-Niederterrasse, die petrographisch mit den Flugsanden eng verwandt sind.

Nicht vom Grundwasser beeinflusste Sande besitzen einen leicht gelblichen oder rötlichen Schleier als Zeichen für die vorhandenen Eisenrinden um die Sandkörner. Die hellen, gelblichen oder graubraunen Farbtöne (10 YR 6/3 – 7/4 nach Munsell) des Oxydationshorizontes bei Gley-Podsolen sind auf das Fehlen dieser Eisenrinden zurückzuführen.

Dies ergaben Eisenbestimmungen an vergleichbaren Flugsanden aus dem Gebiet der Ems-Niederterrasse (DUBBER 1972). Nach KNIBBE & SCHELLING (1967)

wird infolge der erhöhten Lage dieser Böden das Eisen vom Grundwasser weitgehend abgeführt und damit die charakteristische Rostfleckung des G₀-Horizontes verhindert. Das Eisen wird z. T. mit dem Grundwasser abgeführt, z. T. in tiefergelegenen Mulden und Schlenken wieder ausgefällt und kann dann in Form von Raseneisenstein auftreten.

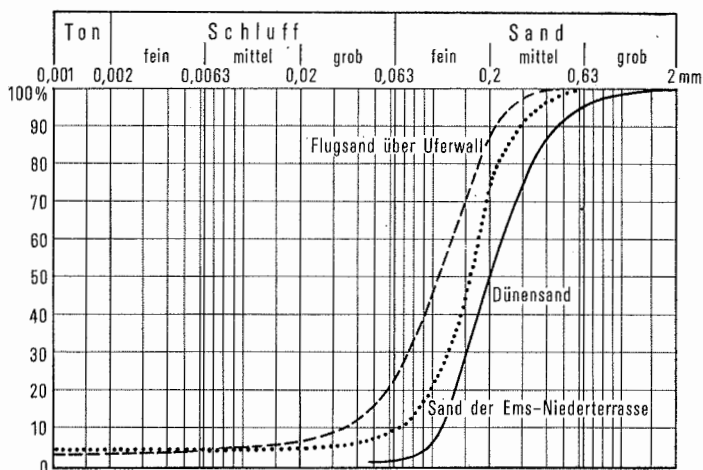


Abb. 13. Korngrößenverteilung der Sande

Die chemischen Analysen bestätigen die Basenarmut und die geringe Sorptionskapazität der Sande. Im C-Horizont betragen die pH-Werte 4,5–4,8, der Basensättigungsgrad weniger als 10 % und das Sorptionsvermögen 4,1–3,2 mval (ohne Humus). Die entsprechenden Werte für den Bleichhorizont liegen bei 3,3 (pH) bzw. 10,8 mval (s. Prof. 3, Tab. 11). Die relativ hohen T-Werte des Ae-Horizontes sind vermutlich z. T. durch einen gewissen Silikatanteil des Dünen sandes, z. T. durch den vorhandenen Humus (1,9 %) zu erklären.

Auf den Sanden können die landwirtschaftlichen Kulturpflanzen Grundwasser nur bis zu Flurabständen von 1,3 m nutzen. Bei tieferen Wasserständen sind sie ganz auf das im Boden gespeicherte pflanzenverfügbare Wasser angewiesen. Dieses beträgt nach SUNKEL (1968) bei Ackernutzung etwa 70–100 mm/m² (bezogen auf 1 m Wurzeltiefe). Ein vollentwickelter Pflanzenbestand benötigt etwa 5 mm/Tag. Da jedoch schon das Pflanzenwachstum beeinträchtigt wird, wenn die optimale Versorgungsgrenze von etwa 50 % der nutzbaren Wasserkapazität unterschritten wird, kann in einer 8–10tägigen Trockenperiode – auch wenn sie auf einen wassergesättigten Boden einwirkt – das pflanzenverfügbare Wasser weitgehend aufgebraucht sein.

Solche Perioden von 8–14tägiger Dauer treten im Münsterland nach REICHERT (1963) etwa alle 3–4 Jahre während der Hauptvegetationszeit auf. Besonders

betroffen von diesen Trockenperioden ist das Sommergetreide, da es die Winterfeuchte nur zum Teil nutzen kann.

Tabelle 12

Mittlere Zahl der Trockenperioden Münster 1891–1930 (REICHERT 1963)

	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.
4– 7 Tage	0,9	1,0	1,1	0,9	0,6	0,9
8–14 Tage	0,3	0,3	0,3	0,2	0,3	0,5

Über das Ausmaß dieser Ertrags-Einbußen bei Wassermangel berichtet SMITS (1962), der im Sommer 1949 auf pleistozänen Flugsanden des Isselgebietes den Einfluß der Grundwassertiefe auf den Haferertrag untersuchte. Nach seinen Beobachtungen führt ein Absinken des Grundwasserspiegels im Juni und Juli auf eine Tiefe von 2 m zu Ertragsminderungen von 20 dz/ha (Abb. 14).

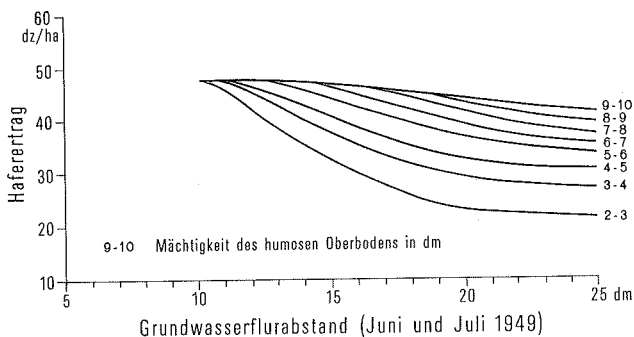


Abb. 14. Einfluß von Grundwasserstand und Mächtigkeit der Plaggenauflage auf den Haferertrag (SMITS 1962)

Nicht so ausgeprägt sind die Ertragsrückgänge bei Winterroggen, bei dem der Ertrag nur um 4 dz/ha (= 10 %) zurückging. Hier wirkten sich die Winterniederschläge noch günstig aus.

Seine Ertragsfeststellungen bestätigen sehr nachdrücklich den günstigen Einfluß der Plaggenauflage: Bei einer Mächtigkeit von 10 dm war nur ein Ertragsrückgang um 3 dz/ha gegenüber der Vergleichsparzelle (Grundwasser 1 m u. Flur) festzustellen und bei einer Mächtigkeit der humosen Auflage von 0,4, 0,6 bzw. 0,8 m Ertragseinbußen von jeweils 16, 10 bzw. 6 dz/ha.

Die angeführten Befunde erklären, weshalb die Sande mit tiefliegendem Grundwasser als Trocken-Standorte angesehen werden und meist nur forstlich genutzt werden. Sie zeigen andererseits aber auch, daß die Böden der Einheit gP8 durch den Grundwasseranschluß ziemlich sichere Ackerstandorte sind.

10.3.5. Pseudogleye

Die Pseudogleye sind durch einen häufigen Wechsel von Vernässung und Austrocknung gekennzeichnet. Sie entstehen dort, wo der Unterboden bzw. Untergrund mehr oder weniger dicht ist und das Niederschlagswasser ganz oder teilweise staut. Nach der Genese des Staukörpers unterscheidet man primäre und sekundäre Pseudogleye.

Primäre Pseudogleye haben sich im Untersuchungsgebiet aus pleistozänen Deckschichten entwickelt, die über Tonen der Kreide lagern. Die Bodeneinheit S₂ kennzeichnet schwere Böden. Sie ist aus tonhaltigen Fließerden, die die Tone der Kreide überdecken, aufgebaut und tritt in drei kleineren Flächen am Rand des Cenoman-Rückens auf. Der tonige Lehm Boden besitzt nur eine sehr geringe Durchlässigkeit und weist eine lange Vernässung bis in die Krume auf. Er ist als absolutes Grünland anzusehen, das auch nach Entwässerung nur bedingt trittfest ist. Die Wertzahlen der Bodenschätzung betragen 40–55.

Günstigere physikalische Eigenschaften weisen die Böden auf, die in der Einheit S_{7z} zusammengefaßt sind und aus lehmigem Sand über lehmigem Ton bestehen. Ausgangsmaterial sind hier sandige Ablagerungen der Grundmoräne über Barrême-Tonstein der Unterkreide. Der in 4–6 dm Tiefe anstehende Ton ist sehr dicht und, wie die in Tabelle 11 (Profil 5) angeführten Analysen zeigen, mit pH-Werten zwischen 3,5 und 4,1 stark sauer. Seine Sorptionskapazität ist hoch. Der T-Wert von etwa 40 mval/100 g Boden deutet auf Illit als vorherrschendes Tonmineral. Dieser Befund wird durch Röntgenanalysen von STADLER (1971) bestätigt.

Infolge der sehr dichten Stausohle und der geringmächtigen, gut durchlässigen Sandauflage ist mit einer Vernässung bis zur Oberfläche im Winter und einer Austrocknung im Sommer zu rechnen. Diese wechselfeuchten Standorte werden daher als Wald oder Grünland genutzt. Zu einer Ackernutzung drainierter Flächen kann nicht geraten werden, da auch dort, wo die Deckschicht mächtiger als 6 dm ist, die wasserhaltende Kraft der Sandauflage ziemlich gering ist und in Trockenperioden mit Dürreschäden gerechnet werden muß. Die Bodenschätzung stuft diese Böden mit Wertzahlen von 25 bis 35 ein.

Sekundäre Pseudogleye bildeten sich auf den Ablagerungen der Grundmoräne. Durch Tonverlagerung wurde die wasserstauende Wirkung des Geschiebelehms so verstärkt, daß in den Wintermonaten eine schwache bis mittlere Vernässung des Oberbodens erfolgt. Diese mit dem Symbol S₇₁ bezeichneten Flächen sind großflächig nordwestlich Rheine, bei Neuenkirchen und Hauenhorst sowie im südlichen Blattgebiet anzutreffen.

Wie aus den Analysendaten des Profils 4 (Tab. 11) zu ersehen ist, besitzt der Geschiebelehm im S₄-Horizont etwa 16 % Ton und ist damit als stark lehmiger Sand einzustufen. Er ist wesentlich ärmer an Ton als die im Blattgebiet der

L 3910 Burgsteinfurt verbreitet vorkommenden Grundmoränen-Ablagerungen, die im S_d - und S_{co} -Horizont durchweg Tongehalte zwischen 26 und 35 % aufweisen (DUBBER 1971). Auffallend ist, daß beide Sedimente etwa gleichen pH-Wert und Basensättigungsgrad (V-Wert) besitzen: pH 5,9 und V-Wert von 96 % beim Geschiebelehm Burgsteinfurt, pH 5,4 und V-Wert von 83 % bei den Grundmoränen Sedimenten des Blattes Rheine. Der Einfluß des unterschiedlichen Tongehaltes beider Ablagerungen ist beim T-Wert und dem Kalkgehalt (S_{co} -Horizont) deutlich erkennbar. Infolge des höheren Tongehaltes betragen T-Wert und $CaCO_3$ -Gehalt beim Geschiebelehm Burgsteinfurt 16,0 mval bzw. 9,5 %, beim Geschiebelehm Rheine nur 7,9 mval bzw. 1,5 %.

Trotz des geringen Tongehaltes ist der Geschiebelehm im Bereich des Blattes Rheines jedoch ziemlich dicht. Eine stärkere Wasserbewegung im Untergrund, die eine typologische Zuordnung zu den Gleyen erfordern würde, ist nicht feststellbar. Die natürliche Nutzung dieser wechselfeuchten Standorte mit geringem bis mittlerem Staunäseeinfluß bis in die Krume ist Grünland, sofern der dichte Geschiebelehm nicht bis zum Oberboden ansteht. Zur Erhöhung der Trittfestigkeit sowie bei Ackernutzung ist Dränung anzuraten. Die nach starken Niederschlägen nicht bearbeitbaren Böden haben Wertzahlen von 25–35.

10.3.6. Auenböden

Die in dieser Klasse zusammengefaßten Böden liegen in Talauen mit stark schwankendem Grundwasser und periodischen Überschwemmungen. Im Untersuchungsgebiet sind sie weitgehend an die Ems-Aue gebunden.

Aus den sich etwa 1–1½ m über die eigentliche Ems-Aue erhebenden Sedimenten der Inselterrasse haben sich die Braunen Auenböden – Bodeneinheit A8 – entwickelt. Bodenartlich sind sie im Untergrund aus gelblichbraunem Mittelsand aufgebaut, über dem in einer Mächtigkeit von etwa 1 m gelbbraune schluffige Sande liegen. Diese Deckschicht ist in der Regel gleichmäßig braun gefärbt. Sie kann aber auch aus rasch aufeinander folgenden Wechsellagen von sandigem und lehmigem Bodenmaterial bestehen (s. Profil 6, Tab. 11), bei denen keine Verbraunung erkennbar ist. Da die Bodenentwicklung durch den Basengehalt (pH 6,3–6,7) nicht behindert wird, dürfte es sich bei dieser Fläche um eine ziemlich junge Anlandung handeln, die auf den Rückstau der Ems durch die Kalkstein-Barriere bei Rheine zurückzuführen ist (KELLER 1950).

Die Braunen Auenböden sind ursprünglich natürliche Grünlandstandorte. Durch die Kanalisierung der Ems sind die früher häufigen Überschwemmungen stark zurückgegangen, und das Grundwasser steht bei den meisten Flächen 1–2 m unter Flur. Da heutigentags die Überflutungen nur noch wenige Tage dauern, werden die Auenböden überwiegend ackerbaulich genutzt. Dabei ist nur auf den ausschließlich aus Sand aufgebauten Bereichen mit Ertragsrückgängen durch Wassermangel bei längeren niederschlagsfreien Perioden zu

rechnen. Die durchlässigen Böden sind jederzeit bearbeitbar und haben Wertzahlen von 19–30.

In der eigentlichen Ems-Aue liegen die Auengleye (Bodeneinheit Ga8). Infolge des hoch anstehenden Grundwassers geht der meist schluffreiche stark gefleckte G_o-Horizont schon in 60–80 cm Tiefe in den G_r-Horizont über, so daß die Bodenbildungen vielfach Naßgley-Charakter haben. In den verlandeten Flußschlingen sind daher auch häufig kleinflächige anmoorartige Bildungen anzutreffen, die bei dem vorgegebenen Maßstab nicht auszugrenzen sind.

Die wegen des sehr feinkörnigen Substrates zur Dichtlagerung neigenden und häufiger überfluteten Flächen sind als absolutes Grünland anzusehen. Einer intensiven Beweidung steht bei fehlender Entwässerung örtlich eine mangelnde Trittfestigkeit entgegen. Die Wertzahlen der Bodenschätzung betragen 20–45.

10.3.7. Gleye

Die Böden mit wenig schwankendem, ziemlich hoch anstehendem Grundwasser sind als Gleye ausgeprägt. Durch den Einfluß des Wassers entsteht die für den Gley typische Horizontfolge A_h-G_o-G_r. Im Bereich der mittleren Grundwasserschwankung wird das im Wasser gelöste Eisen durch Luftzutritt oxydiert und setzt sich im Boden ab. Dieser Bereich wird Oxydations-Horizont (G_o-Horizont) genannt. In den ständig vom Grundwasser erfüllten Bereich dringt kaum Sauerstoff ein. Hier herrschen graue Reduktionsfarben vor (G_r-Horizont).

Der Verlauf der Grundwasserschwankung beeinflusst weitgehend die landwirtschaftliche Nutzung eines Gleys. Aus der in Abbildung 15 dargestellten Ganglinie eines Podsol-Gleyes aus Sand der Niederterrasse (Blatt 3811 Emsdetten R 02 200, H 80 210, DUBBER 1972) ist zu erkennen, daß der Grundwasserhochstand in den Monaten Januar bis März, der mittlere Tiefstand in den Monaten August bis Oktober eintritt. Allgemein ist die Schwankungsbreite in der Nähe eines Baches, z. B. bei einem Naßgley, geringer, bei einem Gley-Podsol auf einem Flugsandrücken größer. Auf ungestörten Standorten entspricht die Mächtigkeit des Oxydationshorizontes dem mittleren Schwankungsbereich.

Um die angeführten Befunde vollständig auf den Boden zu übertragen, muß ein Kapillarsaum von 2–3 dm, der über dem offenen Grundwasser steht, berücksichtigt werden. Podsol-Gleye sind daher in Normaljahren im Februar und in Naßjahren bis Mitte April bis zur Bodenoberfläche mit Wasser gesättigt. Sollen diese Flächen ackerbaulich genutzt werden, so müssen diese Grundwasserspitzen durch Entwässerung auf etwa 3–4 dm unter Flur abgesenkt werden. Auf nicht meliorierten Flächen sinkt im Sommer die Oberfläche des geschlossenen Kapillarsaums auf 9–10 dm unter Flur ab. Zur Vermeidung unnötiger Wasserverluste sollte die Dränung möglichst flach erfolgen.

Keiner Dränung bedürfen die Gley-Podsole, bei denen das Grundwasser im März etwa 4–5 dm unter Flur steht. Auf diesen Flächen kann jedoch in Trockenjahren das Grundwasser im Verlauf des Juni tiefer als 13 dm unter Flur absinken und damit der Grundwasseranschluß für die landwirtschaftlichen Kulturpflanzen verlorengehen.

Aus leichtem Bodenmaterial aufgebaut sind die Flächen der Bodeneinheiten G7₁, G7₂ und pG8. Die Bodeneinheit G7₂ umfaßt die holozänen sandigen Ablagerungen in Bachtälern, auf denen örtlich an Stellen starker Vernässung geringmächtige Anmoorbildungen auftreten. Stärkere Verbreitung weisen die mit G7₁ bezeichneten Böden auf. Sie sind aus lehmig-sandigen Fließerden, Geschiebelehm und lehmigem Sand der Niederterrasse hervorgegangen und befinden sich vorwiegend am Fuß des Cenoman-Rückens. In dieser Einheit kommen vereinzelt am Südhang des Thieberges Kolluvien vor, die durch Hangdruckwasser bis zum Oberboden vernäßt sind und die wegen ihrer geringen Verbreitung nicht als besondere Einheit ausgeschieden wurden.

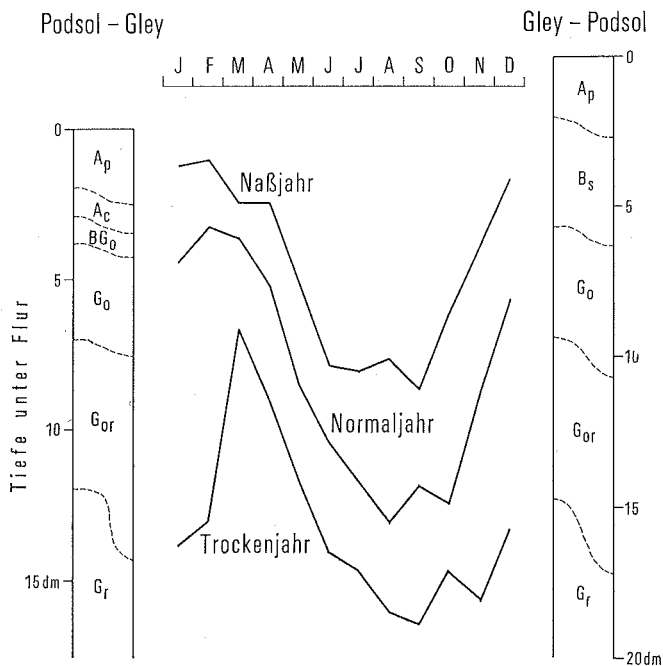


Abb. 15. Mittlere Grundwasserstände in einem Normal-, Naß- und Trockenjahr bei einem Podsol-Gley und Gley-Podsol aus Sand der Ems-Niederterrasse (DUBBER 1972)

Großflächig im ganzen Untersuchungsgebiet vertreten sind die Böden der Einheit pG8, die überwiegend aus mit Flugsand überdeckten Sanden der Niederterrasse bestehen. Wie die in Abbildung 13 dargestellte Kornverteilungskurve dieses Standortes zeigt, weisen die fluviatilen Sande ähnliche Fein- und Mittel-

sandgehalte auf wie die ihnen verwandten Flugsande. Lediglich der Schluffgehalt wechselt bei den fluviatilen Ablagerungen stärker. Bei verringerter Schleppkraft nimmt er zu, bei erhöhter Schleppkraft nimmt er ab. Die Verwandtschaft zwischen den Flug- und Terrassensanden ist auch bei dem pH-Wert und bei der Sorptionskapazität erkennbar. So beträgt die Wasserstoffionen-Konzentration im C-Horizont der Flugsande (Profil 3) 4,6 und 4,8 und im G_r-Horizont der Talsande (Profil 3 und 8) 4,7 und 4,3. Die entsprechenden T-Werte lauten: 3,2 und 4,1 mval (C-Horizont Profil 3) bzw. 2,1 und 6,3 mval (G_o und G_r-Horizont Profil 8). Es darf jedoch nicht übersehen werden, daß der pH-Wert im Grundwasserbereich durch Zufuhr basenreichen Wassers rasch verändert werden kann.

Die Gleye sind ohne Einschränkung weidefähig und werden nach Entwässerung und gegebenenfalls Brechen des Ortsteins vielfach als Acker genutzt. Infolge des ausgeglichenen Wasserhaushalts sind sie ertragssicher und bringen bei entsprechender Bewirtschaftung mittlere Erträge. Enthält der Sand etwas Ton, so daß er als lehmiger Sand bezeichnet werden kann, gedeiht auch Weizen. Alle Flächen sind in der Regel jederzeit bearbeitbar. Die Wertzahlen der Bodenschätzung betragen bei der Bodeneinheit G7₁ 25 bis 40, bei der Einheit G7₂ 25 bis 50 und bei der Bodeneinheit pG8 17 bis 26.

Mittelschwere Böden stellen die aus 4–8 dm mächtigen Auenlehmdecken entstandenen Gleye (Bodeneinheit G5) dar. Als einzelne größere Flächen treten sie südlich Neuenkirchen auf. Da die Durchlässigkeit der Lehmauflage, besonders bei Flächen mit stärkerem Tongehalt, stark gehemmt ist, tritt nach starken Niederschlägen häufig Staunässe auf. Die Flächen werden daher meist als Grünland genutzt, das jedoch nur bedingt trittfest ist. Eine Überführung in Ackerland erscheint, zumeist bei den tonigen Flächen, problematisch, nicht nur wegen der geringen Durchlässigkeit, sondern auch wegen der schwierigen Bearbeitbarkeit. Von der Bodenschätzung sind diese Flächen mit Wertzahlen von 35 bis 50 eingestuft worden.

Durch hohen Kalkgehalt zeichnen sich die Böden der Einheiten G2 und G7₃ aus, die beide am Nordhang des Cenoman-Rückens anzutreffen sind.

Die Böden der Einheit G2 sind aus einer pleistozänen Fließerde entstanden, die saumartig am Fuß des Thieberges auftritt. Die bis zur Oberfläche kalkreichen tonigen Lehme werden vielfach als Grünland genutzt. Nach Entwässerung ist Überführung in Ackerkultur möglich. Infolge des hohen Tongehaltes ist jedoch trotz der Kalkbeimengung mit erheblichen Bearbeitungsschwierigkeiten zu rechnen. Von der Bodenschätzung erhielten diese Flächen die Wertzahlen 40 – 50.

Aus oberflächlich holozänen sandigen Ablagerungen, die durch eine den Cenoman-Sedimenten entspringende Quelle stark mit Kalk angereichert wurden, aufgebaut, sind die Böden der Einheit G7₃. Sie stellen ein kleinflächiges Vorkommen dar.

Die als Wiesenkalk zu bezeichnende Einlagerung erreicht teilweise eine Mächtigkeit bis zu 5 dm und weist einen CaCO_3 -Gehalt von 53 % auf (Profil 7, Tab. 11). Auch bei den anderen Horizonten ist der Einfluß der Aufkalkung zu erkennen. Infolge des wenig durchlässigen Untergrundes sind die Flächen in der Regel feucht und weisen einen stärkeren Humusgehalt auf. Teilweise ist schwache Anmoorbildung zu beobachten.

Durch die hohe Basenversorgung besitzt das Grünland gute Qualität. Nach der Entwässerung wurden einzelne Flächen, z. B. auch die Fläche, auf der das Profil 8 aufgenommen wurde, ackerbaulich genutzt. Dies ist jedoch nur dort angezeigt, wo der Wiesenkalk mit dem Pflug unterfahren werden kann oder keine ausgeprägte Stauwirkung ausübt. Bei der Fruchtfolge ist Rücksicht zu nehmen auf die deutlich im alkalischen Bereich liegenden pH-Werte. Die Wertzahlen der Bodenschätzung betragen 35 bis 60.

10.3.8. Niedermoore

Steht das Grundwasser in Bachtälern oder Senken dauernd an oder über der Oberfläche, so bildet sich eine Niedermoor-Vegetation. Im Blattgebiet ist nur ein etwas größeres Vorkommen mit einer Torfmächtigkeit von etwa 3 dm in einem Bachtal südlich des Kiessand-Zuges anzutreffen. Zwei weitere kleine Vorkommen treten im Gebiet der Niederterrasse auf, und ein im Ems-Tal unterhalb des Güterbahnhofes von Rheine.

Die von Sand unterlagerten Moorflächen können infolge ihrer mangelnden Trittfestigkeit landwirtschaftlich nur als Wiese genutzt werden. Für intensive Nutzung ist schwache Entwässerung und für Beweidung geringmächtige Übersandung anzuraten. Die Wertzahlen der Bodenschätzung betragen 27 bis 35.

10.3.9. Plaggenesche

Die durch Plaggenauftrag entstandenen tiefreichend humosen Böden sind ein besonderes Kennzeichen der Landschaft des Münsterlandes und des Emslandes. Bei der bodenkundlichen Aufnahme wurden zwei verschiedene Bodeneinheiten ausgegrenzt. Die auf den Ablagerungen der Grundmoräne auftretenden Graubraunen Plaggenesche, die überwiegend aus lehmigem Sand aufgebaut sind, wurden mit dem Symbol E7 bezeichnet. Sie sind bei Neuenkirchen und Hauenhorst anzutreffen. Die Einheit E8 kennzeichnet die meist über podsolierten Böden auftretenden Graubraunen, stellenweise auch Grauen Plaggenesche aus Sand oder örtlich aus schwach lehmigem oder schwach schluffigem Sand. Vereinzelt wurden auch, vor allem bei etwas bindigerem Ausgangsmaterial, Braunerden beobachtet. Die Böden der Einheit E8 kommen auf den Uferwällen der Ems und der Steinfurter Aa, südlich und westlich von Hauenhorst sowie im nordöstlichen Blattgebiet vor.

Die Plaggenesche treten im allgemeinen auf grundwasserfreien Standorten auf. Sofern sich die Flächen über undurchlässiger Grundmoräne befinden, kann geringe bis mäßige Staunässe auftreten; hier ist eventuell eine Bedarfsdränung erforderlich. Auf den staunässefreien Flächen reicht die nutzbare Wasserkapazität der 6 bis 10 dm mächtigen Plaggenauflage – wie SMITS (1962) schon oben erwähnt – meistens aus, um Dürreschäden in normalen Trockenperioden zu verhindern. Lediglich bei den schwarzgrauen Plaggeneschen mit 6 dm mächtiger Plaggenauflage über durchlässigem Unterboden reagierte Sommergetreide im Juni 1970 nach einer längeren Trockenperiode mit Notreife. Als Anfang Juli desselben Jahres starke Niederschläge dem Boden die notwendige Feuchte zuführten, trieben die durch Dürre geschädigten Hafer- und Gerstenpflanzen erneut aus.

Die Plaggenböden verfügen – nach den chemischen Untersuchungsbefunden von Proben aus Aufgrabungen im Uferwall und in äolischen Ablagerungen im Bereich des Blattes L 3910 Burgsteinfurt (DUBBER 1971) zu urteilen – durchweg über eine mittlere Sorptionskapazität (7–10 mval). Diese kann örtlich durch lehmige oder schluffige Komponenten etwas erhöht sein. Im Unterboden liegt der pH-Wert bei den schwarzgrauen Böden meist im stark sauren Bereich (pH 4,2–4,5), bei den graubraunen Böden im sauren Bereich (pH 4,6–4,8). Die jederzeit bearbeitbaren Ackerstandorte besitzen durchweg mittlere Ertragsfähigkeit. Die Wertzahlen der Bodenschätzung für die Einheiten E7 und E8 betragen 28–40 bzw. 26–33.

10.4. Nutzung der Böden

Zur besseren Übersicht wurde die für die einzelnen Bodeneinheiten angegebene Nutzungsseignung in Abb. 16 dargestellt.

Vergleicht man die gegenwärtige Nutzung der Flächen mit den Eigenschaften der auskartierten Böden, so ergibt sich, daß ein großer Flächenanteil entsprechend der bodenbedingten Eignung genutzt wird (a). Gleichzeitig ist jedoch ersichtlich, daß etwa 40 % des Blattgebietes beregnungs- oder dränbedürftig sind (b).

a) Diejenigen Böden, die entsprechend ihrer Eignung genutzt werden und bei denen im allgemeinen keine Änderung der Nutzung angestrebt wird, sind folgendermaßen bezeichnet (Abb. 16):

„Ackerfähige Standorte“: Diese durchweg ohne Melioration ackerfähigen Flächen sind an den tiefgründigeren Hängen der Kreidehöhen (Bodeneinheit B5) auf den Uferwällen und den Grundmoränensedimenten mit Plaggenauflage (Bodeneinheit E8 bzw. E7), auf den Flugsandflächen mit Grundwasseranschluß (Bodeneinheit gP8) sowie überwiegend auf der höherliegenden Inselterrasse im Ems-Tal (Bodeneinheit A8) anzutreffen.

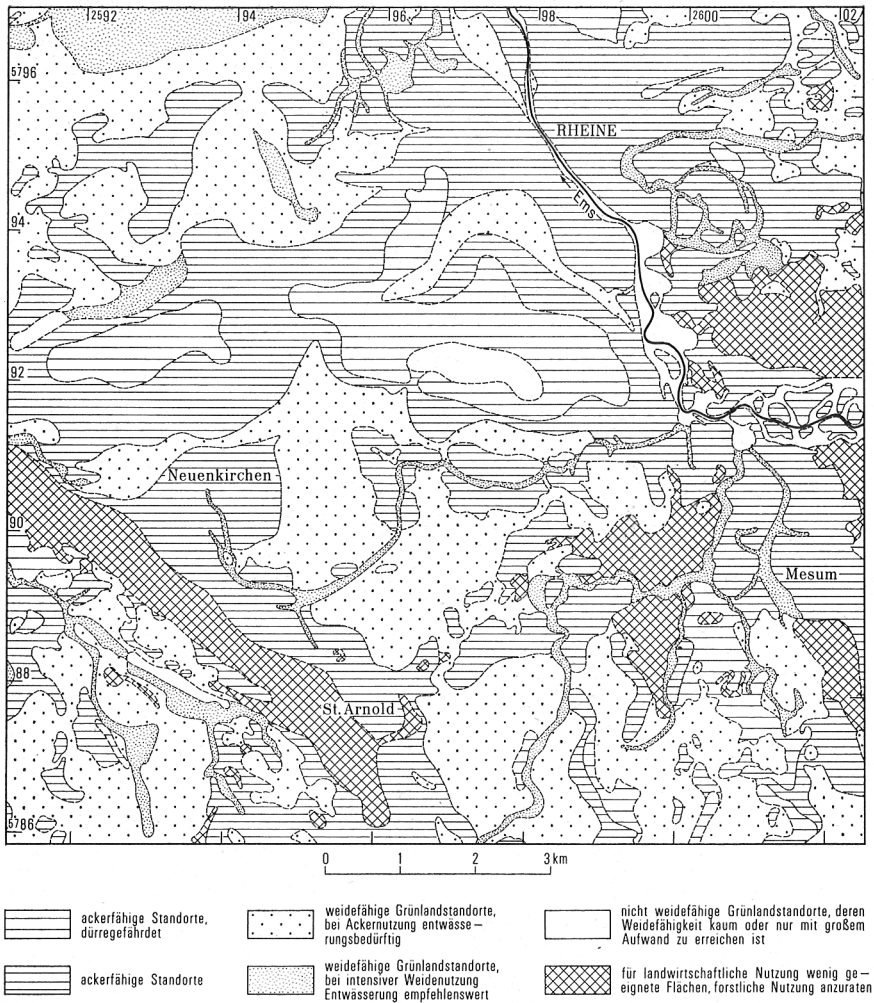


Abb. 16. Nutzungseignung der Böden und Hinweise für ihre Melioration

„Weidefähige Grünlandstandorte, bei intensiver Weidenutzung Entwässerung empfehlenswert“: Diese Einheit umfaßt die feuchten Flächen aus leichtem Bodenmaterial, die ohne Entwässerung weidefähig sind (Bodeneinheiten G7₂ und G7₃) Grünlandflächen aus lehmigen Deckschichten (Bodeneinheiten G2, G5 und S7₂), deren Trittfestigkeit durch Entwässerung erhöht werden kann.

„Nicht weidefähige Grünlandstandorte, deren Weidefähigkeit kaum oder nur mit großem Aufwand zu erreichen ist“: Solche nicht trittfesten und daher als Wiese zu nutzende Flächen stellen die Böden der Einheiten H_n (Niedermoor), S2 (Pseudogleye aus tonigem Geschiebelehm) und Ga8 (Naßgleye in den Rinnen der Ems-Aue) dar.

„Für landwirtschaftliche Nutzung wenig geeignete Flächen, forstliche Nutzung anzuraten“ kennzeichnet die Böden, die infolge tiefliegenden Grundwassers und geringer nutzbarer Wasserkapazität im allgemeinen als Wald genutzt werden. Sie befinden sich auf dem Kiessand-Zug (Einheit P8₂) und den Dünen- und Flugsandfeldern (Einheiten pN8 und P8₁).

b) Ackerbaulich genutzte Flächen, die bei Trockenperioden dürregefährdet sind, sind in der Einheit „ackerfähige Standorte, dürregefährdet“ zusammengefaßt. Diese Böden befinden sich auf flachgründigem Kalkstein (Einheit R2) und durchlässigem Dünensand mit tiefliegendem Grundwasser (Bodeneinheit P8₁). Ihr Anteil beträgt etwa 10 %.

Grünland, das nach Dränung ackerfähig wird, ist als „weidefähiger Grünlandstandort, bei Ackernutzung entwässerungsbedürftig“ dargestellt. Es ist vorwiegend auf Grundwasserböden aus Sand der Niederterrasse (Bodeneinheiten G7₁ und pG8) oder Staunässeflächen der Grundmoräne (Einheit S7₁) anzutreffen. Diese bisher nur in geringem Umfang dränierten Flächen umfassen etwa 30 % des Blattgebietes.

11. Bohrungen

Im Bohrarchiv des Geologischen Landesamtes Nordrhein-Westfalen sind gegenwärtig die Schichtenverzeichnisse von 184 Bohrungen aus dem Blattgebiet vorhanden. Davon haben nur vier Bohrungen Endteufen von 558 – 2341 m, die Zahl der Bohrungen mit Endteufen von 50 – 250 m beträgt 13, und die übrigen haben Endteufen von 3 – 50 m. Während der Kartierungen wurden außerdem von den einzelnen Bearbeitern (s. S. 13) insgesamt über 1200 Handbohrungen von 2 m Tiefe niedergebracht, deren Verzeichnis im Flachbohrarchiv aufbewahrt werden.

Nachstehend sind einige Schichtenverzeichnisse in teilweise gekürzter Form angeführt, um einen Einblick in die Abfolge und Ausbildung der Schichten zu geben, zumal einige der Schichten an der Tagesoberfläche nicht anstehen. Den Auftraggebern der Bohrungen sei auch an dieser Stelle für die Genehmigung zur Veröffentlichung der Schichtenverzeichnisse gedankt.

Die Nummern der Bohrungen stimmen mit denen der Bohrpunkte auf der Geologischen Karte überein. Die Führungszeichen bedeuten, daß die Gezeinsansprache auf die Bohrmeisterangaben zurückgeht.

Bohrung Nr. 1

Lage:	R 97 820, H 95 800 (Rheine, Gertrudenweg)	
Höhe über NN:	ca. 32,7 m	
Auftraggeber:	Tiefbauamt Rheine	
Zweck:	Baugrunduntersuchung	
Bearbeiter:	THIERMANN	
Bohrzeit:	1955	
– 0,60 m	Mutterboden, schwarz	Inselterrasse
– 2,10 m	Feinsand, wenig Mittelsand, gelbbraun	"
– 2,80 m	Feinsand, graubraun	Obere Niederterrasse (Talsand) (w,S,ta)
– 3,20 m	Mehlsand, schmutziggraubraun	"
– 4,00 m	Moorerde, torfartig, braunschwarz	Eem-Warmzeit (ee)
– 4,70 m	Feinsand, dunkelgrau	Warthe-Periglazial (sW,,p)

- | | | |
|----------|---|----------|
| — 5,00 m | Ton, fett, fest gelagert, kalkfrei, graublau | Alb (kl) |
| — 5,30 m | Ton, mit Kalksteinen durchsetzt, kalkhaltig, blaugrau | " |
| — 5,80 m | Klipp, blaugrau | " |

Bohrung Nr. 2

Name: Rheine 4
 Lage: R 01 580, H 93 940 (Fichtenvenn nördlich Rheine-Gellendorf)
 Höhe über NN: 39,9 m
 Auftraggeber: Finanzneubauamt
 Zweck: Grundwassererschließung
 Bearbeiter: THIERMANN
 Bohrzeit: 1955

- | | | |
|-----------|--|---|
| — 0,15 m | Feinsand, schwach humos | Älterer Flugdecksand (S,a(1)) |
| — 0,90 m | Feinsand, gelbbraun | " |
| — 2,10 m | Feinsand, hellgrau | " |
| — 12,50 m | Feinsand mit Schluffsand, grau | Obere Niederterrasse (Talsand) (w,S,ta) |
| — 13,00 m | Mittel- bis Feinsand, hellgrau | " |
| — 17,20 m | Schluffsand, schwach tonig, kalkig, grau | Warthe-Periglazial (sW,,p) |
| — 17,50 m | Schluffsand bis sandiger Ton, dunkelgrau | Drenthe-Grundmoräne (D,Mg) |

Bohrung Nr. 3

Name: Rheine 5
 Lage: R 01 090, H 92 600 (Rheine-Gellendorf)
 Höhe über NN: 37,5 m
 Auftraggeber: Finanzneubauamt
 Zweck: Grundwassererschließung
 Bearbeiter: THIERMANN
 Bohrzeit: 1957

- | | | |
|----------|--------------------------------|----------------------|
| — 0,20 m | Feinsand bis Schluff, gelb | Jüngere Düne („d(2)) |
| — 0,70 m | Fein- bis Mittelsand, gelbgrau | " |

– 3,50 m	Fein- (bis Mittelsand), gelb	Uferwall (w,S,sw)
– 7,70 m	Fein- bis Mittelsand, gelb	Obere Niederterrasse (Talsand) (w,S,ta)
– 8,50 m	Schluff, tonig, gelb	"
– 10,40 m	Feinsand (bis Mittelsand), gelbgrau	"
– 11,70 m	Schluff bis Feinsand, grau-gelblich	"
– 14,00 m	Mittel- bis Feinsand, grau	"
– 18,00 m	Mittel- bis Feinsand, etwas Grobsand nach Feinkies, einzelne Mittelkiese, grau-gelb	Vorschüttssand (D,S,gf(1))
– 19,50 m	wie zuvor, jedoch grau	"
– 22,50 m	Mittel- bis Feinsand, grau, etwas Fein- kies und Mittelkies	"
– 22,90 m	Ton	Coniac (kcc)

Bohrung Nr. 4

Lage: R 01 520, H 89 600 (Mesum)
 Höhe über NN: 37,6 m
 Auftraggeber: W. Gröning, Mesum
 Zweck: Grundwassererschließung
 Bearbeiter: THIERMANN
 Bohrzeit: 1930

– 0,7 m	Mutterboden	Uferwall (w,S,sw)
– 2,0 m	Sand, gelb	"
– 5,0 m	Sand, gelb	Obere Niederterrasse (Talsand) (w,S,ta)
– 9,0 m	Ton, sandig	Drenthe-Grundmoräne (D,Mg)
– 11,20 m	Sand, tonig	"
– 14,50 m	Grobsand, grau	Vorschüttssand (D,S,gf(1))
– 16,0 m	Sand, scharf	"
– 16,50 m	Ton, hart	Santon (ksa)

Bohrung Nr. 5

Lage: R 00 860, H 88 420 (Mesumer Mark)
Höhe über NN: ca. 44 m
Auftraggeber: Amtsverwaltung Rheine
Zweck: Grundwassererschließung
Bearbeiter: THIERMANN
Bohrzeit: 1965

- | | | |
|-----------|--------------------------------------|--|
| – 0,85 m | Mutterboden, schwarz | Älterer Flugdecksand
(,S,a(1)) |
| – 2,10 m | Feinsand, wenig Mittelsand, gelb | " |
| – 3,00 m | Lehm, Feindsandnähte, gelbbraun | Obere Niederterrasse
(Talsand) (w,S,ta) |
| – 4,80 m | Feinsand, wenig Mittelsand | " |
| – 5,50 m | Lehm, gelbbraun – braun | Eem-Warmzeit |
| – 8,15 m | Feinsand, viel Mittelsand, gelb | Nachschüttssand
(D,S,gf(2)) |
| – 8,60 m | Mittelsand, wenig Grobsand | " |
| – 9,40 m | Lehm, grau, gelb-rostbraun | Drenthe-Grundmoräne
(D,Mg) |
| – 10,60 m | Ton, dunkelgrau | " |
| – 11,80 m | Grobsand, viel Mittelsand, gelbbraun | Vorschüttssand
(D,S,gf(1)) |
| – 13,00 m | Ton, blaugrau | Santon (ksa) |

Bohrung Nr. 6

Name: Waldhügel 1 (Reichsbohrung 968)
Lage: R 97 260, H 92 374 (Bauerschaft Darbrook südlich von Rheine)
Höhe über NN: ca. 61 m
Auftraggeber: Konsortium Deutsche Tiefbohr AG, Gewerkschaft Elwerath, Deutsche Vacuum Öl AG
Zweck: Erdölaufschluß
Bearbeiter: BEYER, BOICK, HOFFMANN, LÖGTERS, MIDDENDORF, VON PROSCH, RIEDEL, WOLBURG (1953)
Bohrzeit: 16. 3. 1943 – 7. 2. 1944

- ca. 100 m Cenoman
- ca. 186 m Alb
- ca. 409 m Oberapt-Unteralb (Dörenther bzw. Rothenberg-Sandstein)

- ca. 510 m Apt, tonig
- 558 m Mittel- bis Oberbarrême (Gravenhorster Sandstein)

Bohrung Nr. 7

Name: Neuenkirchen 2
Lage: R 96 323, H 88 081 (1 km nordöstlich von St. Arnold)
Höhe über NN: ca. 49 m
Auftraggeber: Konsortium Mobil Oil AG, Deilmann Bergbau GmbH,
 Gewerkschaft Elwerath
Zweck: Erdöl-Untersuchungsbohrung
Bearbeiter: BISCHOFF, ERNST, ELSTNER, FÜCHTBAUER, PATZELT,
 STADLER, M. TEICHMÜLLER, WOLBURG
Bohrzeit: 5. 12. 1959 — 17. 3. 1960

- ca. 19 m Quartär
- ca. 1053 m Santon + Coniac
- 1327 m Turon
- 1452 m Cenoman
- 1562 m Oberalb
- 1617 m Mittelalb
- — — — — Transgression — — — — —
- 1675,5 m Unterer Buntsandstein
- — — — — Störung — — — — —
- 1736,45 m Plattendolomit (dichter Kalkstein) + Grauer Salzton
- ca. 1758,4 m Basalanhydrit (Anhydrit 2)
- 1851,4 m Werra-Anhydrit (Anhydrit 1)
- 1854,9 m Zechsteinkalk
- 1855,05 m Kupferschiefer
- 1855,2 m Zechsteinkonglomerat
- — — — — Transgression — — — — —
- 1930,4 m Oberkarbon (Westfal C)

Bohrung Nr. 8

Name: Neuenkirchen 1
 Lage: R 96 900, H 89 850 (östlich Neuenkirchen)
 Höhe über NN: 46,4 m
 Auftraggeber: Konsortium Dellmann Bergbau GmbH,
 Gewerkschaft Elwerath, Mobil Oil AG
 Zweck: Erdöl-Untersuchungsbohrung
 Bearbeiter: FÜCHTBAUER, FONTEIN, GREBE, HEIDORN, HÜTTNER,
 KEMPER, O. SCHMIDT, R. TEICHMÜLLER
 Bohrzeit: 9. 12. 1957 – 25. 6. 1958

– ca.	20 m	Quartär
–	490 m	Santon
–	1061 m	Coniac
–	1280 m	Turon
–	1460 m	Cenoman
–	1655 m	Alb mit Grünsandstein
– – – – –		Transgression – – – – –
–	1678 m	Wealden 3 + 4
– – – – –		Transgression – – – – –
–	1786 m	Röt
–	2147 m	Mittlerer + Unterer Buntsandstein
–	2170 m	Zechsteinletten
–	2175 m	Hauptanhydrit
–	2227 m	Plattendolomit
–	2257 m	Grauer Salzton + Anhydrit 2
–	2297 m	Hauptdolomitregion
–	2305 m	Anhydrit 1
–	2306 m	Dolomit 1
– – – – –		Störung – – – – –
	2341 m	Oberkarbon (Westfal C/B)

Bohrung Nr. 9

Name: Rheine Z 1
Lage: R 96 370, H 91 235 (Bauerschaft Catenhorn)
Höhe über NN: ca. 41 m
Auftraggeber: Konsortium Mobil Oil AG, Gewerkschaft Elwerath,
C. Deilmann Bergbau GmbH
Zweck: Erdöl-Untersuchungsbohrung
Bearbeiter: ELLERMANN, HÜTTNER, KEMPER, RICHWIEN, SEITZ
Bohrzeit: 25. 3. 1957 — 25. 7. 1957

— ca. 10 m	Quartär
— ca. 455 m	Santon + Coniac
— 915 m	Turon
— 1240 m	Cenoman
— 1415 m	Oberalb, tonig
— 1630 m	Mittelalb (mit Sandsteinen)
— 1662,7 m	Apt

12. Schriften und Karten

Schriften

- ALBERS: Chemische Untersuchung einiger Kochsalzarten (von Gottesgabe bei Rheine, Neusalzwerk, Salzuflen und Rothenfelde). — Verh. naturhist. Ver. preuß. Rheinlde u. Westph., **9**, S. 602–604, Bonn 1852
- ANDERSON, F. W. & HUGHES, N. F.: The „Wealden“ of North-West-Germany and its English Equivalents. — *Nature*, **201**, S. 907–908, London 1964
- ANDRES, J., BRAND, E., ENGELHARDT, W. VON & FÜCHTBAUER, H.: Die Erdgaslagerstätten im Zechstein von Nordwestdeutschland. — In: *Giacimenti gassiferi dell' Europa occidentale*, Milano 1957, **1**, S. 101–136, Roma (Acad. naz. Lincei) 1959
- ANT, H.: Die Gewässertypen Westfalens. — *Naturkunde in Westfalen*, **7**, S. 73–84, Hamm 1971
- ARENS, H.: Die Bodenkarte 1 : 5000 auf der Grundlage der Bodenschätzung, ihre Herstellung und ihre Verwendungsmöglichkeiten. — *Fortschr. Geol. Rheinland u. Westf.*, **8**, 164 S., 30 Abb., 17 Tab., 5 Taf., Krefeld 1960
- .— Zur Altersdatierung der Flugsande am Westrand des Münsterschen Kreidebeckens. — *Decheniana*, **117**, S. 133–140, 2 Abb., 1 Tab., Bonn 1964
- ARNOLD, H.: A. Geologische Karte. — In: *Übersichtskarte von Nordrhein-Westfalen 1 : 100 000*, Erläut. Blatt C 4310 Münster, S. 1–126, 5 Abb., 4 Taf., Krefeld 1960
- .— Kartierbericht für das Mbl. Rheine — 3710 (Nordhälfte), (Geol. Übersichtskartierung). — *Ber. Arch. Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.*, **21** S., 10 Taf., 4 Kten, Flachbohrverz., Krefeld 1956. — [Unveröff.]
- .— Die Erforschung der westfälischen Kreide und zur Definition der Oberkreidestufen und -zonen. — *Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf.*, **7**, S. 1–14, 1 Abb., 1 Tab., Krefeld 1964. — [1964a]
- .— Fossilliste für die Münsterländer Oberkreide. — *Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf.*, **7**, S. 309–330, 1 Abb., Krefeld 1964. — [1964 b]
- .— Fazies und Mächtigkeit der Kreidestufen im Münsterländer Oberkreidegebiet. — *Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf.*, **7**, S. 599–610, 3 Abb., 1 Taf., Krefeld 1964. — [1964 c]
- .— Die Verbreitung der Oberkreidestufen im Münsterland und besonders im Ruhrgebiet. — *Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf.*, **7**, S. 679–690, 2 Abb., 2 Taf., Krefeld 1964. — [1964 d]
- .— Analogien und Unterschiede im Bau des Waldhügels bei Rheine und des Kleinen Berges bei Bad Rothenfelde. — *Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf.*, **7**, S. 621–626, 5 Abb., Krefeld 1964. — [1964 e]
- ARNOLD, H. & THIERMANN, A.: Westfalen zur Kreidezeit. Ein paläogeographischer Überblick. — II. Die Unterkreide. — *Natur u. Heimat*, **27**, S. 1–7, 3 Abb., Münster 1967

- BACHMANN, M.: Untersuchungen von Süßwassermollusken aus dem Holozän des Blattes 3710 Rheine. — Ber. Arch. Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf., Krefeld 1972. — [Unveröff.]
- BAECKER, P.: Über altpleistozäne Flußrinnen und einige andere Probleme des Pleistozäns im Münsterland. — N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **117**, S. 59–88, 10 Abb., 2 Taf., Stuttgart 1963
- BÄRTLING, R.: Die Endmoränen der Hauptvereisung zwischen Teutoburger Wald und Rheinischem Schiefergebirge. — Z. deutsch. geol. Ges., **72**, Mber., S. 3–23, 2 Abb., 1 Taf., Berlin 1921. — [1921 a]
- .— Transgressionen, Regressionen und Faziesverteilung in der Mittleren und Oberen Kreide des Beckens von Münster. — Z. deutsch. geol. Ges., **72**, Abh., S. 161–217, 3 Taf., Berlin 1921. — [1921 b]
- .— Über den Gebirgsbau im westfälisch-holländischen Grenzgebiet. — Z. deutsch. geol. Ges., **76**, S. 52–61, 1 Taf., Stuttgart 1924
- .— Geologisches Wanderbuch für den niederrheinisch-westfälischen Industriebezirk. — 2. Aufl., 459 S., 123 Abb., Stuttgart (Enke) 1925
- BÄRTLING, R. & BENTZ, A.: Bericht über die Exkursion in das Deutsche Grenzgebiet bei Alstätte und Bentheim vom 6.–8. Juli 1928. — Versl. Geol. Sect., Geol. Mijnb. Genootsch. Nederlande, **3**, S. 221–225, 3 Abb., 3 Tab., 1 Taf., 's-Gravenhage 1929
- BÄSSLER, R., HOYER, P. & JOSTEN, K.-H.: In: Die Karbonablagerungen in der Bundesrepublik Deutschland. III. A. 3, Stratigraphie. — Das Karbon von Ibbenbüren, am Hüggel und Piesberg — Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **19**, S. 75–78, 2 Abb., 1 Taf., Krefeld 1971
- BARTENSTEIN, H.: 125 Jahre deutsche Unterkreide-Stratigraphie — ein historischer Rückblick auf das geologisch-paläontologische Wirken der drei Brüder Roemer aus Hildesheim. — N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1966**, S. 595–602, 4 Abb., 2 Tab., Stuttgart 1966
- .— Land und Meer in Europa vor 135 Millionen Jahren. Ein paläogeographisches Bild der tiefen Unterkreide. — Natur u. Museum, **99**, S. 79–91, 13 Abb., Frankfurt/M. 1969
- BARTENSTEIN, H. & BETTENSTAEDT, F.: Marine Unterkreide (boreal und Tethys). — In: Leitfossilien der Mikropaläontologie, S. 225–251, Abb. 17–24, Tab. 17–18, Taf. 33–41, Berlin (Borntraeger) 1962
- BARTENSTEIN, H., BETTENSTAEDT, F. & KOVATCHEVA, T.: Foraminiferen des bulgarischen Barrême. Ein Beitrag zur weltweiten Unterkreide-Stratigraphie. — N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **139**, S. 125–162, 1 Abb., 2 Tab., 3 Taf., Stuttgart 1971
- BARTENSTEIN, H. & TEICHMÜLLER, M. u. R.: Die Umwandlung organischer Substanz im Dach des Bramscher Massivs. — Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **18**, S. 501–538, 6 Abb., 7 Tab., 1 Taf., Krefeld 1971
- BARTHEL, K. W.: Zur Stratigraphie der Jura/Kreide-Grenzschichten in Mitteleuropa. — Z. deutsch. geol. Ges., **115**, S. 861–863, Hannover 1966
- BENTZ, A.: Über das Mesozoikum und den Gebirgsbau im preußisch-holländischen Grenzgebiet. — Z. deutsch. geol. Ges., **78**, S. 381–500, 6 Abb., 1 Taf., Berlin 1927. — [1927 a]

- , — Orogene und epirogene Bewegungen im Mesozoikum des westfälisch-holländischen Grenzgebietes. — Sitz.-Ber. preuß. geol. L.-Anst., **2**, S. 93–106, 5 Abb., Berlin 1927. — [1927 b]
- BESSIN, B.: Das Wealdenbecken und seine Überlagerung durch die marine Untere Kreide in Norddeutschland. — Jber. niedersächs. geol. Ver., **21**, S. 81–144, 2 Abb., Hannover 1928
- BEYENBURG, E.: Älteste Diluvialschotter, Endmoränen und Talsande im Preußisch-Holländischen Grenzgebiet. — Jb. preuß. geol. L.-Anst., **54**, S. 602–627, 1 Abb., 1 Taf., Berlin 1934
- BISCHOFF, G. & WOLBURG, J.: Zur Entwicklung des Ober-Malm im Emsland. — Erdöl-Z., **10**, S. 445–472, 5 Abb., 5 Tab., 3 Taf., Wien 1963
- BISEWSKI, L.: Das jüngere Oberkarbon der Bohrung Norddeutschland 8 bei Bentheim. — Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **18**, S. 263–280, 2 Abb., 1 Tab., 1 Taf., Krefeld 1971
- BOIGK, H.: Bemerkungen zur regionalen Tektonik des Emslandes. — Geol. Jb., **71**, S. 435–448, 6 Abb., Hannover 1955
- , — Das niedersächsische Becken westlich der Ems. — In: 20. Congreso geológico internacional, Symposium sobre yacimientos de petróleo y gas, **5**, S. 109–115, 1 Abb., 1 Tab., 1 Taf., Mexico 1956
- , — Zur Gliederung und Fazies des Buntsandsteins zwischen Harz und Emsland. — Geol. Jb., **76**, S. 597–636, 6 Abb., Hannover 1959
- , — Ergebnisse und Probleme stratigraphisch-paläogeographischer Untersuchungen im Buntsandstein Nordwestdeutschlands. — Geol. Jb., **78**, S. 123–134, 7 Abb., Hannover 1961
- , — Gedanken zur Entwicklung des Niedersächsischen Tektogens. — Geol. Jb., **85**, S. 861–900, 11 Abb., 1 Taf., Hannover 1968
- BOIGK, H., DIETZ, C., GRAHLE, H.-O., HOFFMANN, K., HOLLSTEIN, W., KÜHNE, F., RICHTER, W., SCHNEEKLOTH, H., & WAGER, R., mit Beitr. v. H. HILTERMANN und W. VON ZUR MÜHLEN: Zur Geologie des Emslandes. — Beih. Geol. Jb., **37**, 419 S., 51 Abb., 43 Tab., 5 Taf., 5 Kten., Hannover 1960
- BOLSENKÖTTER, H.: Vergleichende Betrachtung der Methoden zur Beurteilung der Grundwasserneubildung. — Wasserwirtschaft, **53**, S. 66–69, Stuttgart 1963
- BOLSENKÖTTER, H. & HILDEN, H. D.: Die Grundwasserlandschaften und die Verschmutzungsgefährdung der Grundwasservorkommen in Nordrhein-Westfalen, dargestellt an zwei Karten im Maßstab 1 : 500 000. — Nachr. deutsch. geol. Ges., **4**, S. 66–74, 2 Abb., Hannover 1971
- BRAND, E. & HOFFMANN, K.: Stratigraphie und Fazies des nordwestdeutschen Jura und Bildungsbedingungen seiner Erdöllagerstätten. — Erdöl u. Kohle, **16**, S. 437–450, 14 Abb., Hamburg 1963
- BRANDT, K.: Über das Alter der Dünen im unteren Lippegebiet. — Natur u. Heimat, **10**, S. 1–7, 9 Abb., Münster 1950
- , — Eisblockstörungen im Hauptkiessandzug bei Münster. — Natur u. Heimat, **15**, S. 1–3, 1 Abb., Münster 1955
- BRAUN, F. J.: Die geologische Geschichte der Landschaft und des Rheinstroms im unteren Niederrheingebiet. — In: Brückenschlag am Niederrhein, S. 7–16, 7 Abb., 1 Taf., Düsseldorf (Rheinland-Verl.) 1965

- Bericht über die Exkursion in das Gebiet westlich des Schafberges bei Ibbenbüren am 20. Juni 1965. — Mitt. geol. Ges. Essen, **6**, S. 42–50, 4 Abb., Essen 1968
- BRAUN, F. J., DAHM-ARENS, H. & BOLSENKÖTTER, H.: Übersichtskarte von Nordrhein-Westfalen 1 : 100 000, Erläut. Blatt C 4302 Bocholt, A. Geol. Karte, B. Bodenkarte, C. Hydrogeol. Karte. Mit Beiträgen von ANDERSON, H.-J., ARNOLD, H., HINZ, P., HOYER, P., SCHNELL, K., SIEBERT, G., VÖGLER, H. und WERNER, H. — 180 S., 14 Abb., 8 Tab., 5 Taf., Krefeld 1968
- BRAUN, F. J. & THIERMANN, A.: Fließerden der frühen Weichsel-Kaltzeit im Tecklenburger Land. — Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **21**, S. 297–302, 3 Abb., 1 Taf., Krefeld 1972
- BREUKER, H.: Die Wiesenmergel des oberen Emslandes, geologisch und bodenkundlich. — Diss. Münster, 157 Mskr.-S., 37 Abb., 2 Taf., Münster 1958. — [Unveröff.]
- BREYER, F.: Geophysikalische und geologische Beiträge zur oberflächennahen Tektonik im Dach des Bramscher Massivs. — Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **18**, S. 353–386, 13 Abb., 2 Tab., 2 Taf., Krefeld 1971
- BRINKMANN, R.: Über Rotfärbung in marinen Sedimenten. — Geol. Rdsch., **26**, S. 124–127, 2 Abb., Berlin 1935
- BRUEREN, J. W. R.: The stratigraphy of the Upper Permian „Zechstein“ formation in the Eastern Netherlands. — In: Giacimenti gassiferi dell' Europa occidentale, Milano 1957, **1**, S. 243–274, Roma (Acad. naz. Lincei) 1959
- BURCHARDT, O. & JÄGER, K.-H.: Deflationswannen- und Hochmoorbildung im Bereich der Gemeinde Wehe, Krs. Lübbecke/Westf. — Fortschr. Geol. Rheinland u. Westf., **16**, S. 196–204, 1 Abb., 1 Taf., Krefeld 1968
- CLAUSEN, C. D. & STEHN, O. E.: Kartierbericht für Bl. 3710 Rheine (Nordhälfte: Waldhügel und seine weitere Umgebung). — Ber. Arch. Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf., 10 Mskr.-S., Flachbohrverz., 2 Kten., div. Anl., Krefeld 1967. — [Unveröff.]
- CLOOS, H., LÖGTERS, H. & REICH, H.: Großblatt 59, Haselünne – Vechta – Rheine – Osnabrück. — In: Erläuterungen zur Geotektonischen Karte von Nordwestdeutschland 1 : 100 000, S. 116–123, Hannover-Celle (Amt f. Bodenforsch.) 1949
- CREDNER, H.: Über die geognostischen Verhältnisse der Umgebung von Bentheim und über das Vorkommen des Asphaltes daselbst. — Jb. naturforsch. Ges. Hannover, **11**, S. 31–42, 1 Taf., Hannover 1862
- Über die Gliederung der oberen Juraformation und der Wealdenbildung im nordwestlichen Deutschland. Nebst einem Anhang über die daselbst vorkommenden Nerineen und Chemnitzien. — X, 192 S., 27 Abb., 1 Kte., 10 Prof., Prag (Credner) 1863
- DACQUE, E.: Wirbellose der Kreide. — In: GÜRICH, G. & DACQUE, E.: Leitfossilien, **8**, 102 S., 52 Taf., Berlin (Borntraeger) 1942
- DECHEN, H. VON: Notiz über die geologische Übersichtskarte der Rheinprovinz und der Provinz Westphalen. — Verh. naturhist. Ver. preuß. Rheinld. u. Westph., **23**, S. 171–218, Bonn 1868
- Notiz über die zweite Ausgabe der geologischen Übersichtskarte der Rheinprovinz und der Provinz Westfalen. — Verh. naturhist. Ver. preuß. Rheinld. u. Westf., **40**, S. 312–373, Bonn 1883

- DECHEN, H. VON & RAUFF, H.: Geologische und Mineralogische Literatur der Rheinprovinz und der Provinz Westfalen, sowie einiger angrenzender Gegenden. — Verh. naturhist. Ver. preuß. Rheinlde u. Westf., **44**, S. 181–476, Bonn 1887
- DIENEMANN, W.: Zur Kenntnis der Talsande zwischen Weser und Ems. — Z. deutsch. geol. Ges., **93**, S. 384–392, 1 Abb., Berlin 1941
- DIENEMANN, W. & FRICKE, K., mit Beiträgen von W. HARRE, R. SCHMIDT-BERGER u. S. SCHNEIDER: Mineral- und Heilwässer, Peloide und Heilbäder in Niedersachsen und seinen Nachbargebieten. — Geologie u. Lagerstätten Niedersachsens, **5**, 5, 476 S., 52 Abb., 24 Tab., Göttingen-Hannover 1961
- DIN 1054 Baugrund, zulässige Belastung des Baugrunds. — 14 S., 2 Abb., 8 Tab., Berlin und Köln, 1969
- DIN 1054 Beiblatt, Baugrund, zulässige Belastung des Baugrunds, Erläuterungen. — 12 S.; 13 Abb., Berlin und Köln 1969
- DIN 18 300 VOB Verdingungsordnung für Bauleistungen, Teil C: Allgemeine Technische Vorschriften, Erdarbeiten. — 8. S., Berlin und Köln 1958
- DUBBER, H. J.: Chemische und physikalische Untersuchungen zu Bodeneinheiten der Bodenkarte L 3910 Burgsteinfurt. — 35 S., Ber. Arch. Geol. L-Amt Nordrh.-Westf., Krefeld 1971. — [Unveröff.]
- .— Grundwasserschwankungsbereich und Oxydationshorizont in quartären Sanden der oberen Ems. — Fortschr. Geol. Rheinlde u. Westf., **21**, S. 349–370, 11 Abb., 4 Tab., Krefeld 1972
- DUNKER, W.: Monographie der norddeutschen Wealdenbildung. Ein Beitrag zur Geognosie und Naturgeschichte der Vorwelt. — 86 S., 21 Taf., Braunschweig (Oehme & Müller) 1846
- EBERT, A.: Geologie der Ibbenbürener Karbonscholle. Mit einem Beitrag von J. LEESSER. — Beih. geol. Jb., **14**, 113 S., 23 Abb., 2 Tab., 6 Taf., Hannover 1954
- EDELMAN, C. H. & MAARLEVELD, G. O.: Pleistozän-geologische Ergebnisse der Bodenkartierung in den Niederlanden. — Geol. Jb., **73**, S. 639–684, 26 Abb., 3 Tab., 2 Taf., Hannover 1958
- EINECKE, G.: Die Eisenvorräte der Welt. — 418 S., 189 Tab., Atlas mit 95 Taf., Düsseldorf (Stahleisen) 1950
- EINECKE, G. & KÖHLER, W.: Das Toneisensteingebiet von Bentheim — Ochtrup — Ottenstein. — In: Die Eisenerzvorräte des Deutschen Reiches. — Arch. Lagerstättenforsch., **1**, S. 278–300, 1 Abb., 1 Taf., Berlin 1910
- ELLERMANN, C.: Neue Albvorkommen in der Münsterschen Kreidebucht und ihre Mikrofauna. — N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1962**, S. 385–408, 21 Abb., Stuttgart 1962
- .— Beitrag zur Gliederung und Verbreitung des Tertiärs im West-Emsland. — N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **117**, S. 111–130, 10 Abb., Taf. 8–11, Stuttgart 1963
- Empfehlungen für den Bau und die Sicherung von Böschungen, aufgestellt von der Deutschen Gesellschaft für Erd- und Grundbau e.V. Arbeitskreis 8a „Standssicherheit der Böschungen, Rutschungen“, Unterausschuß B. — Bautechn., **39**, S. 404–415, 2 Abb., 2 Tab., Berlin 1962
- ERBE, J.: Spätglaziale Ablagerungen im Emsland und seinen Nachbargebieten. — Geol. Jb., **76**, S. 103–128, 13 Abb., 3 Tab., Hannover 1958

- ERDTMAN, G. E.: The acetylosis-method. A revised description. — Svensk. bot. tidskr., **54**, S. 561–564, Uppsala 1960
- ERKWOH, F. D.: Mikromorphologische Untersuchung einer Wiesenkalkprobe von Blatt Rheine. — Ber. Arch. Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf., 2 S., 7 Abb., Krefeld 1973. — [Unveröff.]
- FABIAN, H. J.: Oberkarbon und Rotliegendes in neueren Bohrungen im Münsterland sowie in der östlichen und nördlichen Umrandung der Rheinischen Masse. — Erdöl u. Kohle, **7**, S. 66–70, 1 Abb., Hamburg 1954
- .— Stratigraphie und Tektonik. — In: Die Karbonablagerungen in der Bundesrepublik Deutschland, III. A. 4, Das Oberkarbon im Untergrund von Nordwestdeutschland und dem angrenzenden Nordseebereich. — Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **19**, S. 87–100, 6 Abb., 1 Tab., 1 Taf., Krefeld 1971
- FABIAN, H. J. & MÜLLER, GERM.: Zur Petrographie und Altersstellung präsaliner Sedimente zwischen der mittleren Weser und der Ems. — Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **3**, 3, S. 1115–1140, 3 Abb., 4 Taf., Krefeld 1962
- FIEDLER, K.: Strukturgeologische Untersuchungen zur Querplattung (Sigmoidalklüftung) in den Oberkreide-Kalken des Osnings. — Mitt. Geol. Staatsinst. Hamburg, **34**, S. 5–125, 49 Abb., 8 Taf., Hamburg 1965
- .— Schieferungsähnliche Flächenscharen (Querplattung) in Plänerkalken. — Z. deutsch. geol. Ges., **117**, S. 682, Hannover 1968
- FIEGE, K.: Das Raseneisenerz Schleswig-Holsteins. — N. Jb. Miner. Geol., Paläont., Mh., **1950**, S. 219–237, 1 Abb., Stuttgart 1950
- FIRBAS, F.: Spät- und nacheiszeitliche Waldgeschichte Mitteleuropas nördlich der Alpen. 1. Allgemeine Waldgeschichte, 480 S., 163 Abb., Jena (Fischer) 1949
- FLATHE, H.: Bericht über geoelektrische Untersuchungen bei Neuenkirchen (Krs. Steinfurt). — Ber. Arch. Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf., 7 S., viele Anl., Hannover 1958. — [Unveröff.]
- FRECHEN, J. & LIPPOLT, H. J.: Kalium-Argon-Daten zum Alter des Laacher Vulkanismus, der Rheinterrassen und der Eiszeiten. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **16**, S. 5–30, 8 Abb., 8 Tab., Öhringen/Württ. 1965
- FRICKE, K.: Eine chemisch-geologische Karte der Mineralquellen Nordrhein-Westfalens. Bemerkungen zur Karte und zur Nomenklatur und Begriffsbestimmung der Mineralwässer. — Geol. Jb. **69**, S. 491–500, 1 Taf., Hannover 1954
- FRICKE, K. & MICHEL, G.: Mineralwasserprovinzen in Nordrhein-Westfalen. — Z. deutsch. geol. Ges., S.-H. Hydrogeol. Hydrogeochem., S. 287–292, Hannover 1970
- FÜCHTBAUER, H.: Fazies, Porosität und Gasinhalt der Karbonatgesteine des norddeutschen Zechsteins. — Z. deutsch. geol. Ges., **114**, S. 484–531, 10 Abb., 3 Taf., Hannover 1964
- GRABERT, H.: Bodenkundliche Aufnahmen auf dem Südteil des Blattes Rheine. — Ber. Arch. Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf., 3 S., Krefeld 1949. — [unveröff.]
- .— Zur Dünenbildung im Münsterland. — Geol. Jb., **66**, S. 693–702, 1 Abb., Hannover 1952

- GREBE, H.: Mikroflora. — In: Die Karbonablagerungen in der Bundesrepublik Deutschland. III. A. 5. Die Fossilien und Kaolin-Kohlentonsteine. — Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **19**, S. 121–124, 2 Abb., Krefeld 1971
- GRÜNDEL, J.: Taxionomische, biostratigraphische und variationsstatistische Untersuchungen an den Ostracoden der Unterkreide in Deutschland. — Freiburger Forsch.-H., **C 200**, 105 S., 29 Abb., 26 Tab., 10 Taf., Leipzig 1966
- HAACK, W.: Die nordwestfälisch-lippische Schwelle. — Z. deutsch. geol. Ges., **76**, Mber., S. 33–52, 1 Abb., Berlin 1925. — [1925a]
- .— Erläuterungen zu einer Strukturkarte des Osnabrücker Landes. — Z. deutsch. geol. Ges., **77**, S. 166–171, 1 Taf., Berlin 1925. — [1925 b]
- .— Über die bei der Erweiterung des Bahnhofes Rheine entstandenen Aufschlüsse. — 1925, Ber. Arch. Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf., 1 S., 1 Abb., Krefeld 1925. — [1925 c, Unveröff.]
- .— Zur Kenntnis der Osnabrücker Trias. — Jb. preuß. geol. L.-Anst., **47**, S. 160–207, 2 Abb., 3 Tab., Berlin 1926
- .— Die Entwicklung des Diluviums in der weiteren Umgebung von Osnabrück. — Sitz.-Ber. preuß. geol. L.-Anst., **5**, S. 93, 1 Tab., Berlin 1930. — [1930 a]
- .— Geologische Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern 1 : 25 000, Erläut. zu Bl. Iburg. — 95 S., 7 Abb., 2 Tab., Berlin 1930. — [1930 b]
- .— Geologische Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern 1 : 25 000, Erläut. zu Bl. Lengerich. — 48 S., 2 Abb., Berlin 1935. — [1935 a]
- .— Geologische Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern 1 : 25 000, Erläut. zu Bl. Hasbergen. — 84 S., 5 Abb., Berlin 1935. — [1935 b]
- HAEFELI, CH., MAYNC, W., OERTLI, H. J. & RUTSCH, R. F.: Die Typus-Profile des Valanginiens und Hauteriviens. — Bull. Schweiz. Petrol. u. Ing., **31**, Nr. 81, S. 41–75, 14 Abb., Basel 1965
- HAMBLOCH, H.: Naturräume der Emssandebene. — Spieker, **9**, S. 35–58, 6 Abb., Münster 1958. — [1958 a]
- .— Das Alter einiger Dünen an der oberen Ems. — Erdkunde, **12**, S. 128–132, 4 Abb., Bonn 1958. — [1958 b]
- HAMM, F. & HILTERMANN, H.: Naturwissenschaftliche Bibliographie des Osnabrücker Raumes. — Teil C: Geologie, Paläontologie und Mineralogie. — Veröff. naturwiss. Ver. Osnabrück, **29**, S. 109–147, Osnabrück 1960
- HARBORT, E. & KEILHACK, K.: Geologische Karte von Preußen und benachbarten deutschen Bundesstaaten 1 : 25 000, Erläut. zu Bl. Senne. — 27 S., Berlin 1918
- HARK, H.-U.: Die westdeutsche Erdöl- und Erdgasexploration im Jahre 1960. — Erdöl u. Kohle, **14**, S. 245–260, 2 Abb., 2 Tab., Hamburg 1961
- 'T HART, B. B.: Die Oberjura- und Unterkreide-Sedimentation in den nördlichen und östlichen Niederlanden. — Erdöl u. Kohle, **22**, S. 253–261, 11 Abb., 2 Taf., Hamburg 1969

- HEDEMANN, H.-A. & TEICHMÜLLER, R.: Die paläogeographische Entwicklung des Oberkarbons. — In: Die Karbonablagerungen der Bundesrepublik Deutschland, III. A. Der paralische Raum. — Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **19**, S. 129–142, 6 Abb., 2 Tab., Krefeld 1971
- HEIDORN, F.: Über den westdeutschen Zechstein und seine Einfügung in das paläogeographische Bild der Zechsteinformation. — In: Erdöl u. Tektonik in Nordwestdeutschland, S. 97–113, 6 Abb., 1 Tab., Hannover-Celle (Amt f. Bodenforsch.) 1949
- HEIDORN, F. & KESSLER, W.: Das Erdgasfeld Bentheim. — In: Giacimenti gassiferi dell' Europa occidentale, Milano 1957, **1**, S. 135–150, Roma (Acad. naz. Lincei) 1959
- HEMPEL, L.: Über morphologische Formengruppen der Erosion an der Ems. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **14**, S. 68–76, 5 Abb., Öhringen 1963
- HESEMANN, J.: Geologische Übersichtskarte von Bl. 3710 Rheine (Südteil). — 1949, Manusk.-Kte., Flachbohrverz., Arch. Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf., Krefeld 1949. — [Unveröff.]
- .— Über die stratigraphische Stellung der großen Emsterrasse im Münsterland. — Geol. Jb., **64**, S. 633–641, 2 Abb., 2 Tab., Hannover 1950. — [1950 a]
- .— Über das Flußsystem der Ur-Ems im nördlichen Münsterland und seine Bedeutung als Grundwasserspeicher. — Bohrtechnik, Brunnenbau, **1**, S. 207–210, 1 Abb., 1 Tab., Berlin 1950. — [1950 b]
- .— Elster- und Saale-Eiszeit in Westfalen und anschließendem Rheinland nach ihrer Geschiebeführung. — N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1956**, S. 49–54, 1 Abb., Stuttgart 1957
- .— Zur Charakteristik des Münsterländer Abbruches. — Decheniana, **119**, S. 183–189, 2 Abb., 1 Tab., Bonn 1968
- HESMER, H.: Wald- und Forstwirtschaft in Nordrhein-Westfalen. — 540 S., 155 Abb., Hannover (Schaper) 1958
- HOFFMANN, K.: Zur Paläogeographie des nordwestdeutschen Lias und Dogger. — In: Erdöl und Tektonik in Nordwestdeutschland, S. 113–129, 3 Abb., 1 Tab., Hannover-Celle (Amt f. Bodenforsch.) 1949
- HOSIUS, A.: Beiträge zur Geognosie Westphalens. — Verh. naturhist. Ver. preuß. Rheinld. u. Westph., **17**, S. 274–326, 1 Taf., Bonn 1860; Z. deutsch. geol. Ges., **12**, S. 48–96, 1 Taf., Berlin 1860
- .— Beiträge zur Kenntnis der diluvialen und alluvialen Bildungen der Ebene des Münsterschen Beckens. — Verh. naturhist. Ver. preuß. Rheinld. u. Westph., **29**, S. 97–146, Bonn 1872
- HOYER, P., TEICHMÜLLER, R. & WOLBURG, J.: Die tektonische Entwicklung des Steinkohlengebirges im Münsterland und Ruhrgebiet. — Z. deutsch. geol. Ges., **119**, S. 549–552, 1 Taf., Hannover 1969
- HUCKE, K.: Einführung in die Geschiebeforschung (Sedimentärgeschiebe). — Hrsg. u. erweitert v. VOIGT, E., 132 S., 24 Abb., 5 Tab., 50 Taf., 2 Kten., Oldenzaal (Nederl. Geol. Ver.) 1967
- HUCKRIEDE, R.: Molluskenfaunen mit limnischen und brackischen Elementen aus Jura, Serpulit und Wealden NW-Deutschlands und ihre paläogeographische Bedeutung. — Beih. Geol. Jb., **67**, 263 S., 32 Abb., 25 Taf., Hannover 1967

- HUYSEN, A.: Die Soolquellen des Westphälischen Kreidegebirges, ihr Vorkommen und muthmaaslicher Ursprung. — Z. deutsch. geol. Ges., **7**, S. 17–252, 567–669, viele Tab., 6 Taf., Berlin 1855
- JARITZ, W.: Einige Bemerkungen über die Entstehung der Salzstrukturen Nordwestdeutschlands. — Erdöl u. Kohle, **21**, S. 519–520, 1 Abb., Hamburg 1968
- .— Epirogenese in Nordwestdeutschland im höheren Jura und in der Unterkreide. — Geol. Rdsch., **59**, S. 114–124, 3 Abb., Stuttgart 1969
- JARITZ, W., KOCHER, F., SAMES, C. W., STACKELBERG, U. VON, STETS, J. & STOPPEL, D., unter Mitarbeit von R. BALDSCHUH u. K.-D. KRAMPE: Paläogeographischer Atlas der Unterkreide von Nordwestdeutschland mit einer Übersichtsdarstellung des nördlichen Mitteleuropas, Erläuterungen. — 315 S., 18 Abb., Hannover 1969
- JESSEN, W.: Zusammenfassende Bemerkungen zur Stratigraphie des Steinkohlengebirges und seiner roten Hangendschichten in Nordwestdeutschland. — Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **3**, 3, 1141–1144, Krefeld 1962
- JESSEN, K. & MILTHERS, V.: Stratigraphical and palaeontological studies of interglacial freshwater deposits in Jütland and Northwest-Germany. — Danm. geol. Unders., (II), **48**, S. 1–379, Kopenhagen 1928
- JOSTEN, K.-H.: Die wichtigsten Pflanzenfossilien des Ruhrkarbons und ihre Bedeutung für die Gliederung des Westfals. — Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **3**, 2, S. 753–772, 2 Tab., 4 Taf., Krefeld 1962
- .— Zur Flora des jüngeren Karbons (Westfal C bis Stefan) in Norddeutschland und ihr Vergleich mit anderen Gebieten. Mit einem Beitrag von E. PAPROTH. — Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **13**, 1, S. 565–644, 24 Abb., 1 Tab., 18 Taf., Krefeld 1966
- .— Megaflora. — In: Die Karbonablagerungen in der Bundesrepublik Deutschland, III. A. 5. Die Fossilien und Kaolin-Kohlentonsteine. — Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **19**, S. 115–120, 3 Abb., Krefeld 1971
- JOSTEN, K.-H. & TEICHMÜLLER, R.: Zusammenfassende Übersicht über das höhere Oberkarbon im Ruhrrevier, Münsterland und Ibbenbürener Raum. — Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **18**, S. 281–292, 1 Taf., Krefeld 1971
- JÜTTNER, A.: Soolquellen in dem Münsterschen Kreidebecken und den westfälischen Steinkohlengruben. — Verh. naturhist. Ver. preuß. Rheinld. u. Westph., **24**, S. 41–55, Bonn 1887
- Kartieranleitung: Anleitung und Richtlinien zur Herstellung der Bodenkarte 1 : 25 000. — 1695., 4 Abb., 30 Tab., 1 Taf., Hannover (Arb. Gemeinsch. Bodenkde.) 1971
- KAUTZ, K.: Sedimentpetrographische Untersuchung zur Diagenese in Sandsteinen der marinen Unterkreide Norddeutschlands. — Beitr. Miner. u. Petrogr., **9**, S. 423–461, 29 Abb., Berlin-Göttingen-Heidelberg 1964
- KAYE, P.: Lower Cretaceous palaeogeography of North-West-Europe. — Geol. Mag., **103**, S. 257–262, 1 Abb., Hertford 1966
- KEILHACK, K.: Die großen Dünengebiete Norddeutschlands. — Z. deutsch. geol. Ges., **69**, Mber., S. 2–19, Berlin 1917
- KELLER, G.: Zur Frage des Münsterländer Hauptabbruchs nördlich von Münster. — Glückauf, **81/84**, S. 773–775, 3 Abb., Essen 1948

- , — Beitrag zur Altersfrage der Terrassen an der mittleren Ems. — Z. deutsch. geol. Ges., **101**, S. 86–92, 3 Abb., Hannover 1950
- , — Saaleeiszeitliche Mittelterrassenreste im Aatal bei Ibbenbüren. — N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1951**, S. 65–69, 5 Abb., Stuttgart 1951
- , — Beitrag zur Frage Oser und Kames. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **2**, S. 127–132, 4 Abb., Öhringen 1952
- , — Die stratigraphisch-fazielle Entwicklung der marinen Unterkreide im nord-westlichen Teutoburger Wald. — Z. deutsch. geol. Ges., **104**, S. 474–498, 4 Abb., 5 Tab., Hannover 1953
- , — Fluviale Feinsande des Saale-Weichsel-Interglazials an der Münsterlandseite des nordwestlichen Teutoburger Waldes. — N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1953**, S. 350–357, 4 Abb., 1 Tab., Stuttgart 1954
- KEMPER, E.: Die Ammonitengattung *Platylenticeras* (= *Garnieria*). Mit einem Beitrag zur Stratigraphie und Bionomie ihrer Schichten (Untere Kreide, mittleres Valendis). — Beih. geol. Jb., **47**, 195 S., 71 Abb., 3 Tab., 18 Taf., Hannover 1961. — [1961 a]
- , — Mikrofauna und Faziesfossilien im unteren Mittelvalendis Nordwestdeutschlands. — N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1961**, S. 87–94, 2 Tab., Stuttgart 1961. — [1961 b]
- , — Die Aufschlüsse der Unterkreide im Raum Rheine-Ahaus. — Geol. Jb., **80**, S. 447–494, 6 Abb., 4 Taf., Hannover 1963
- , — Einige Cephalopoden aus dem Apt des westlichen Norddeutschland. — Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf., **7**, S. 31–66, 7 Abb., 18 Taf., Krefeld 1964
- , — Die älteste Ammoniten-Fauna im Aptium Nordwestdeutschlands. — Paläont. Z., **41**, S. 119–131, 1 Abb., 4 Taf., Stuttgart 1967
- , — Geologischer Führer durch die Grafschaft Bentheim und die angrenzenden Gebiete. — 3. ergänzte Aufl., 172 S., 36 Abb., 13 Tab., 25 Taf., Nordhorn (Heimatver. Grafsch. Bentheim) 1968. — [1968 a]
- , — Einige Bemerkungen über die Sedimentationsverhältnisse und die fossilen Lebensspuren des Bentheimer Sandsteins (Valanginium). — Geol. Jb., **86**, S. 49–106, 13 Abb., 8 Taf., Hannover 1968. — [1968 b]
- , — Die Sandsteine der Unterkreide im deutsch-holländischen Grenzgebiet. — Z. deutsch. geol. Ges., **119**, S. 541–545, 3 Abb., Hannover 1969
- , — Ein Beitrag zur Gliederung und Abgrenzung des norddeutschen Aptium. — Newsl. Stratigr., **1**, S. 49–52, 2 Tab., Leiden 1970
- KETTE, H.: Die Eisenerzvorkommen von Ochtrup-Bentheim. — Glückauf, **34**, S. 436, Essen 1898
- KIRWALD, E.: Über Wald und Wasserhaushalt im Ruhrgebiet. — Mitt. Forsch.-Arb. Ruhrtalesperrenver. Essen, 104 S., 7 Abb., 20 Tab., 66 Anl., Essen 1955
- Klimakunde des Deutschen Reiches, **2**, 560 S. [Tabellen], 2 Kten., hrsg. v. Reichsamt f. Wetterdienst, Berlin (Reimer, Andreios & Steiner) 1939
- KLINGLER, W.: Mikrofaunistische und stratigraphisch-fazielle Untersuchungen im Kimmeridge und Portland des Weser-Aller-Gebietes. — Geol. Jb., **70**, S. 167–246, 575–576, 7 Abb., 17 Taf., Hannover 1955
- , — Zur Gliederung des Oberen Malm in Nordwestdeutschland. — Erdöl u. Kohle, **9**, S. 578–579, 1 Tab., Hamburg 1956

- KLINGLER, W., MALZ, H. & MARTIN, G. P. R.: Malm Nordwestdeutschlands. — In: Leitfossilien der Mikropaläontologie, S. 159–190, Abb. 15, Tab. 10, Taf. 22–27, Berlin (Borntraeger) 1962
- KNAUFF, W.: Ergebnis mikropaläozoologischer Untersuchungen von Bl. 3710 Rheine. — Ber. Arch. Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf., 4 S., Krefeld 1971. — [1971 a, unveröff.]
- .— Mikrofauna. — In: Die Karbonablagerungen in der Bundesrepublik Deutschland, II. A. 5. Die Fossilien und Kaolin-Kohlentonsteine. — Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **19**, S. 113–114, Krefeld 1971. — [1971 b]
- KNAUFF, W., KÖWING, K. & RABITZ, A.: Der erste Nachweis von Horizonten mit Foraminiferen im Westfal D von Nordwestdeutschland. — Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **18**, S. 257–262, 1 Taf., 2 Abb., Krefeld 1971
- KNIBBE, M. & SCHELLING, J.: De Ijzerverplaatsing naar gleygronden. In: G. G. I. STEUR et al., Bodenkartering. Een kwart eeuw onderzoek met boor et spade. — Wageningen (Sticht. Bodenkartering) 1967
- KOENEN, A. VON: Die Ammoniten des norddeutschen Neokom (Valanginien, Hauterivien, Barrémien und Aptien). — Abh. preuß. geol. L.-Anst., N. F., **24**, 451 S., 60 Taf. Berlin 1902
- .— Die *Polyptychites*-Arten des Unteren Valanginien. — Abh. preuß. geol. L.-Anst., N. F., **59**, 89 S., 33 Taf., (Text u. Atlas), Berlin 1909
- KOPP, E. & WOLDSTEDT, P.: Über den Charakter der Wärmezeit zwischen Drenthe- und Warthe-Stadial in Norddeutschland. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **16**, S. 37–46, 4 Abb., Öhringen 1965
- KOSSMANN, B.: Über die Toneisensteinlager in der Bentheim-Ochtruper Tonmulde. — Z. deutsch. geol. Ges., **50**, Mber., S. 127–131, Berlin 1898
- KREMP, G.: Das genauere Alter einiger Karbonkohlengerölle aus der Unterkreide des niedersächsischen Beckens auf Grund ihrer Mikroflora. — Z. deutsch. geol. Ges., **104**, S. 468–473, 2 Abb., Hannover 1953
- KRUSCH, P.: Die Eisenerzvorkommen der Unteren Kreide im Westen des Beckens von Münster und ihre Ausbeutungsmöglichkeit im Vergleich mit den polnischen Lagerstätten des mittleren Doggers. — Glückauf, **54**, S. 261–268, 1 Abb., Essen 1918
- LANG, H. D.: Geologische und bodenkundliche Kartenwerke in der Bundesrepublik Deutschland. — Geol. Jb., **88**, S. 681–686, 1 Tab., 4 Taf., Hannover 1970
- LESCHIK, G.: Der interglaziale Torf von Rheine a. d. Ems. — N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1962**, S. 359–371, 1 Abb., Stuttgart 1962
- LIMPRICH, H.: Berechnung der Grundwasserneubildung und des nutzbaren und verbrauchbaren Grund- und Oberflächenwasserdargebotes für die wirtschaftliche Rahmenplanung. — Z. deutsch. geol. Ges., S.-H. Hydrogeol. Hydrogeochem., S. 69–88, 7 Abb., 4 Tab., Hannover 1970
- LÖGTERS, H.: Paläogeographie, Tektonik und Erdölvorkommen im Emsland. — Z. deutsch. geol. Ges., **102**, S. 8–42, 11 Abb., 1 Taf., Hannover 1951
- .— Stratigraphie und Fazies der Unterkreide im westlichen Emsland. — In: Geologischer Exkursionsführer für Osnabrück, S. 20–21, 1 Tab., Osnabrück (Meinders & Elstermann) 1952

- LÖSCHER, W.: Zur Frage der westfälischen Galeritenbildungen. — Sitz.-Ber. niederrhein. geol. Ver., **1924**, S. 25–28, Bonn 1925
- LOHMANN: Statistische Rundschau für den Kreis Steinfurt. — 72 S., viele Tab., 1 Kte, Düsseldorf (Statist. L.-Amt Nordrh.-Westf.), 1970
- LOTZE, F.: Zur Entstehung der Münsterländer Hauptkiessandzone. — N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1950**, S. 321–328, 2 Abb., Stuttgart 1951
- , — Methodisches zur Feinstratigraphie des Turonpläners im Osning bei Lengerich. — N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1952**, S. 442–448, 1 Abb., 1 Tab., Stuttgart 1952
- , — Einige Probleme der Osningtektonik. — Geotekt. Forsch., **9/10**, S. 7–17, 2 Abb., 1 Taf., Stuttgart 1953
- , — Das Quartär zwischen Ems und Osning östlich von Rheine. — N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1953**, S. 145–152, 2 Abb., 1 Tab., Stuttgart 1954. — [1954 a]
- , — Der Münsterländer Hauptkiessandzug und seine Entstehung. — Natur u. Heimat, **14**, S. 3–12, 4 Abb., Münster 1954. — [1954 b]
- , — Probleme der Gebirgsbildung. — Arb.-Gem. f. Forsch. d. Landes Nordrh.-Westf., R. Naturwiss. u. Techn., **37**, S. 1–28, 12 Abb., Köln u. Opladen 1957
- LOZEK, V.: Quartärmollusken der Tschechoslowakei. — Ustr. ust. geol., **31**, 374 S., 91 Abb., 32 Taf., Prag 1964
- LÜTTIG, G.: Heisterbergphase und Vollgliederung des Drenthe-Stadiums. — Geol. Jb., **75**, S. 419–430, 6 Abb., 1 Tab., Hannover 1958
- , — Zur Gliederung des Auelehms im Flußgebiet der Weser. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **11**, S. 39–50, 4 Abb., Öhringen 1960
- , — Prinzipielles zur Quartär-Stratigraphie. — Geol. Jb., **82**, S. 177–201, 1 Taf., 1 Abb., Hannover 1964
- LÜTTIG, G. & VINKEN, R.: Die geokartographisch-sedimentologische Periglaziärforschung in Niedersachsen (Zur Geologie, Geokartographie und Sedimentologie der periglaziären Sedimente in Niedersachsen. 1.) — Geol. Jb., **86**, S. 173–176, Hannover 1968
- MAAS, H.: Die geologische Geschichte der westfälischen Dünen aufgrund der Bodenbildungen. — Z. deutsch. geol. Ges., **105**, S. 137–138, Hannover 1955
- MARCK, W. VON DER: Die Diluvial- und Alluvial-Ablagerungen im Innern des Kreidebeckens von Münster. — Verh. naturhist. Ver. preuß. Rheinlde u. Westph., **15**, Verh., S. 1–47, Bonn 1858
- , — Gault bei Rheine und Vertheilung der Belemniten in der Kreide. — Verh. naturhist. Ver. preuß. Rheinlde u. Westph., **16**, Corresp.-Bl., S. 42–43, Bonn 1859
- , — Bemerkungen über die mit den Ochtruper Eisensteinen vorgelegten Versteinerungen. — Verh. naturhist. Ver. preuß. Rheinlde u. Westph., **20**, Corr.-Bl., S. 81, Bonn 1863
- , — Die tonigen Sphärosiderite der Brechte bei Ochtrup. — Verh. naturhist. Ver. preuß. Rheinlde u. Westph., **21**, Corresp.-Bl., S. 45–46, Bonn 1864
- MARTIN, G. P. R. & WEILER, H.: Der Wealden in der Gegend von Barnstorf (Kreis Grafschaft Diepholz, Niedersachsen). — N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **118**, S. 30–64, 3 Abb., 6 Taf., Stuttgart 1963

- MATTHESS, G.: Beziehungen zwischen geologischem Bau und Grundwasserbewegung in Festgesteinen. — Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **58**, 105 S., 20 Abb., 18 Tab., 4 Taf., Wiesbaden 1970
- MENSCHING, H.: Die Entstehung der Auelehmdecken in Nordwestdeutschland. — Proc. 3. internat. Congr. Sedimentol., S. 193–210, 7 Abb., Groningen-Wageningen 1951
- MERKT, J.: Bemerkungen zu einer Karte der Lößverbreitung in Südniedersachsen. — Geol. Jb., **86**, S. 107–112, 1 Taf., Hannover 1968
- MESTWERDT, A.: Geologische Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern 1 : 25 000, Erläut. zu Bl. Halle i. W. — 41 S., 1 Tab., Berlin 1926
- MEYER, K.: Zur Paläogeographie der Stufen Rhät bis Alb im Emsland. — Erdoel-Erdgas-Z., **85**, S. 484–505, 21 Abb., Wien 1969
- MICHAEL, E.: Die Mikrofauna des nw-deutschen Barrême. — Teil I. Die Foraminiferen des nw-deutschen Barrême. — Palaeontographica, Suppl., **12**, 176 S., 9 Abb., 22 Tab., 26 Taf., Stuttgart 1967
- MICHEL, G.: Untersuchungen über die Tiefenlage der Grenze Süßwasser-Salzwasser im nördlichen Rheinland und anschließenden Teilen Westfalens, zugleich ein Beitrag zur Hydrologie und Chemie des tiefen Grundwassers. — Forsch.-Ber. Land NRW, **1239**, 131 S., 12 Abb., 10 Tab., 8 Anl., Köln u. Opladen 1963
- .— Über die mögliche Herkunft des mineralisierten Grundwassers im Münsterschen Becken. — Z. deutsch. geol. Ges., **115**, S. 566–571, 4 Abb., 1 Tab., Hannover 1966
- MÜCKENHAUSEN, E.: Die wichtigsten Böden der Bundesrepublik Deutschland, dargestellt in 60 farbigen Bodenprofilen mit Erläuterungen. — Wiss. Schr.-R. land- u. hauswirtschaftl. Auswertungs- u. Inform.-Dienst, **14**, 146 S., Frankfurt/M. (Kommentator-Verl.) 1957
- .— Entstehung, Eigenschaften und Systematik der Böden der Bundesrepublik Deutschland. — 148 S., 14 Abb., 60 farb. Bodenprof., Frankfurt/M. (DLG-Verlag) 1962
- MÜCKENHAUSEN, E. & MERTENS, H.: Die Bodenkarte 1 : 5 000 auf der Grundlage der Bodenschätzung, 3. Aufl., 40 S., 3 Abb., 5 Tab., Düsseldorf (Minist. f. Ernähr., Landwirtsch. u. Forst. d. Land. Nordrh.-Westf.) 1966
- MÜCKENHAUSEN, E. & WORTMANN, H.: Erläuterungen zur Bodenübersichtskarte von Nordrhein-Westfalen 1 : 300 000. Mit Beiträgen von F. EIDMANN, E. KLAPP, H. KLUG, E. SCHRÖDER u. H. WERNER. — 144 S., 2 Abb., 7 Tab., 10 Taf., Krefeld 1958
- MÜHLFELD, R.: Anleitung für die geologische Auswertung von Luftbildern und die Planung photogeologischer Arbeiten. — 64 S., 16 Abb., Hannover (Bundesanst. f. Bodenforsch.) 1964
- MÜLLER, G.: Die Untere Kreide im Emsbett nördlich Rheine. — Jb. preuß. geol. L.-Anst. u. Bergakad., **16**, S. 60–71, 1 Abb., Berlin 1896. — [1896 a]
- .— Das Diluvium im Bereich des Kanals von Dortmund nach den Emshäfen. — Jb. preuß. geol. L.-Anst. u. Bergakad., **16**, S. 40–59, 1 Taf., Berlin 1896. — [1896 b]

- .— Über die neueren Aufschlüsse im westlichen Gebiete des rheinisch-westfälischen Steinkohlenbeckens. — Verh. naturhist. Ver. preuß. Rheinlde u. Westf., **61**, S. 199–211, 1 Taf., Bonn 1904. — Glückauf, **40**, S. 800–803, 1 Taf., Essen 1904
- MÜLLER-WILLE, W.: Die Naturlandschaften Westfalens. Versuch einer naturland-schaftlichen Gliederung nach Relief, Gewässernetz, Klima, Boden und Vegetation. — Westf. Forsch., **5**, S. 1–78, 1 Kte., 2 Abb., Münster 1942
- .— Natur und Kultur in der oberen Emssandebene. — Decheniana, **113**, S. 323–344, 12 Abb., Bonn 1960
- NATERMANN, E.: Die Linie des langfristigen Grundwassers (AuL) und die Trocken-wetterabflußlinie (TWL). — Wasserwirtsch., **41**, S.-H. Vorträge Tag. Gewäs-serkundl. Anst. am 13./14. 9. 1950 in München, S. 12–14, Bielefeld 1951
- NEUMAYR, M. & UHLIG, V.: Ueber Ammonitiden aus den Hilsbildungen Nord-deutschlands. — Palaeontographica, **27**, S. 129–203, Taf. 15–57, Kassel 1881
- NIEDERMEIER, G.: Neue Forschungen in der Unterkreide Westfalens (Literatur-bericht 1945–1966). — Zbl. Geol. Paläontol., I, **1967**, S. 528–546, Stutt-gart 1967. — [1967 a]
- .— Neues zur Stratigraphie und Tektonik der westfälischen Oberkreide-Mulde (Literaturbericht 1945–1966). — Zbl. Geol. Paläont., Teil II, **1966**, S. 1980–1999, Stuttgart 1967. — [1967 b]
- .— Zur Feinstratigraphie der Cenoman/Turon-Grenze des Osnings und an-grenzender Gebiete. — Unveröff. Diss. Münster 1967
Auszug in: Diss. mathem.-naturwiss. Fak. westf. Wilhelms-Univ. Münster in Ref., **38**, S. 41–42, Münster 1967. — [1967 c]
- NODOP, J.: Vorweisung einer Karte des präkretazischen Untergrundes Nordwest-deutschlands. — Z. deutsch. geol. Ges., **114**, S. 423–426, 1 Kte., Hanno-ver 1963
- NÖTTING, J.: Kartierbericht für TK 3710 Rheine (westlicher Blatttrand). — Arch. Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf., 17 S., Flachbohrverzeichn., 2 Kten., Krefeld 1970. — [Unveröff.]
- OELKERS, K.-H.: Die Erarbeitung von Gesetzmäßigkeiten der Bodenverbreitung Südniedersachsens, unter Verwendung der Bodenschätzung sowie geolo-gischer und morphologischer Karten. — Z. deutsch. geol. Ges., **122**, S. 1–10, 5 Abb., Hannover 1971
- OVERBECK, F.: Moore. — 2. Aufl. — Veröff. niedersächs. Amt f. Landesplan. u. Statistik, A I, **3**, Lfg. 4, 122 S., 56 Abb., 2 Taf., Bremen-Horn 1950
- OVERBECK, F. & SCHNEIDER, S.: Mooruntersuchungen bei Lüneburg und Bremen und die Reliktnatur von *Betula nana* L. in Nordwestdeutschland. — Z. Bot., **33**, S. 1–54, Jena 1938
- PAPROTH, E.: Die stratigraphische Verbreitung der nicht-marinen Muscheln im Westfal Nordwestdeutschlands. — Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **3**, S. 787–794, 1 Abb., Krefeld 1962
- .— Megafauna. — In: Die Karbonablagerungen in der Bundesrepublik Deutschland. III. A. S. Die Fossilien und Kaolin-Kohlentonsteine. — Fort-schr. Geol. Rheinld. u. Westf., **19**, S. 109–112, 2 Abb., Krefeld 1971

- PAPROTH, E. & TEICHMÜLLER, R.: Die paläogeographische Entwicklung der subvariscischen Saumsenke in Nordwestdeutschland im Laufe des Karbons. — C. R. 4. Congr. internat. Strat. Géol. Carbonif. Heerlen 1958, **2**, S. 471–491, 16 Abb., Maastricht 1961
- POELMANN, H.: Geologische Streifzüge durch Westfalen. 1. Das nördliche Westfalen. — Aschendorffs naturwiss. Arbeitsh., 60 S., 2 Taf., 1 Kte., Münster (Aschendorff) 1930
- , — Zur Geologie von Rheine. — Natur u. Heimat, **1934**, S. 62–65, 6 Abb., Münster 1934
- , — Westfalen, Erd- und Vorgeschichte. — 246 S., 144 Abb., Münster (Regensburg) 1953
- PRENK, J. & FLENDER, A.: Die Großlysimeteranlage St. Arnold bei Rheine. — Deutsch. gewässerkundl. Mitt., **9**, S. 132–135, 4 Abb., Koblenz 1965
- QUESTER, H.: Petrographie des erdgashöffigen Hauptdolomits im Zechstein 2 zwischen Weser und Ems. — Z. deutsch. geol. Ges., **114**, S. 461–483, 4 Abb., 5 Taf., Hannover 1964
- RANDEBROCK, H.: Die Geologie der Umgebung von Rheine. — Unveröff. Diss. Münster 1920 [non vidi, Mskr. im Kriege verbrannt, Auszug, 5 S., von A. BENTZ, Arch. Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf., Krefeld]
- RAWSON, P. F.: Lower Cretaceous ammonites from North-East England: the Hauterivian genus *Simbirskites*. — Bull. Brit. Mus. nat. Hist. (Geol.), **20**, S. 25–86, 10 Abb., 12 Taf., London 1971
- REHAGEN, H. W.: Zur spät- und postglazialen Vegetationsgeschichte des Nieder-rheingebietes und Westmünsterlandes. — Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf., **12**, S. 55–95, 3 Abb., 4 Taf., Krefeld 1964
- , — Pollenanalytische Untersuchungen an einigen Torfvorkommen auf dem Meßfischblatt Bevergern (3711). — Ber. Arch. Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf., Krefeld 1969. — [Unveröff.]
- REICHERT, R.: Klimadaten für Bauwesen und Technik. — Ber. deutsch. Wetterdienst, **12**, 55 S., 4 Abb., 15 Tab., Offenbach/M. 1963
- REINECK, H.-E.: Marine Sandkörper, rezent und fossil. — Geol. Rdsch., **60**, S. 302–321, 11 Abb., Stuttgart 1970
- RENGER, M.: Die Ermittlung der Porengrößenverteilung aus der Körnung, dem Gehalt an organischer Substanz und der Lagerungsdichte. — Z. Pflanzenernähr., Bodenkunde, **130**, S. 53–67, 9 Abb., 6 Tab., Weinheim/Bergstr. 1971
- RICHTER, K.: Die stratigraphische Bewertung periglazialer Umlagerungen im nördlichen Niedersachsen. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **1**, S. 130–142, 5 Abb., Öhringen 1951
- RICHTER, W.: Ausbildung der Trias im Osnabrücker Bergland. — In: Geologischer Exkursionsführer für Osnabrück, S. 13–19, 3 Tab., Osnabrück (Meinders & Elstermann) 1952
- RICHTER-BERNBURG, G.: Anlage und regionale Stellung des saxonischen Beckens. — In: Erdöl u. Tektonik in Nordwestdeutschland, S. 37–46, 7 Abb., Hannover-Celle (Amt f. Bodenforsch.) 1949
- , — Die paläogeographischen Voraussetzungen für die Bildung der nordwestdeutschen Salzlager. — Jb. geogr. Ges. Hannover, **1953**, S. 166–182, 4 Abb., Hannover 1953

- , — Stratigraphische Gliederung des deutschen Zechsteins. — Z. deutsch. geol. Ges., **105**, S. 843–854, 1 Abb., 1 Tab., 1 Taf., Hannover 1955
- , — Zur Paläogeographie des Zechsteins. — In: Giacimenti gassiferi dell'Europa occidentale, Milano 1957, **1**, S. 87–99, 7 Abb., 1 Taf., Roma (Acad. naz. Lincei) 1959
- RICHTER, W. & RAMBOW, B.: Hydrogeologische Verhältnisse im mittleren und südlichen Emsland. — Geol. Jb., **78**, S. 1–28, 4 Abb., 5 Tab., 1 Taf., Hannover 1961
- RIEDEL, L.: Zur Stratigraphie der tieferen Unter-Kreide in Nordwestdeutschland, besonders in den Erdölgebieten. — Jb. Reichsst. Bodenforsch., **60** (1939), S. 431–483, 1 Taf., Berlin 1941
- ROEMER, F.: Über die geognostische Zusammensetzung des Teutoburger Waldes zwischen Bielefeld und Rheine und der Hügelzüge von Bentheim. — N. Jb. Miner., Geol., Geognosie u. Petrefactenkde, **1850**, S. 385–417, 1 Taf., Stuttgart 1850
- , — Die Kreidebildungen Westphalens. — Z. deutsch. geol. Ges., **6**, S. 99–236, 1 Taf., Berlin 1954 und Verh. naturhist. Ver. preuß. Rheinld. u. Westph., **11**, S. 29–110, 1 Kte., Bonn 1854
- ROESCHMANN, G.: Die Grundwasserböden des Emstaales zwischen Rheine und Papenburg und ihre Beziehungen zur Geschichte des Emslaufes. — Geol. Jb., **77**, S. 741–820, 11 Abb., 6 Tab., 2 Taf., Hannover 1960
- ROSENFELD, U.: Zur Stratigraphie des flözführenden Ruhrkarbons und seiner roten Hangendschichten in Nordwest-Deutschland. — Zbl. Geol. Paläont., **1**, **1967**, S. 709–734, Stuttgart 1967
- SCHÄFER, A.: Zur Entstehung der Seekreide — Untersuchungen am Untersee (Bodensee). — N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1973**, S. 216–230, 6 Abb., Stuttgart 1973
- SCHAMP, H.: Ein Jahrhundert amtliche geologische Karten. — Verzeichnis der amtlichen geologischen Karten von Deutschland und Nachweis ihrer Standorte in Bibliotheken und Instituten. — Ber. deutsch. Landeskd., S.-H., **4**, 536 S., 1 Kte., Bad Godesberg 1961
- SHELLMANN, W. & FASTABEND, H.: Über den Blähvorgang bei Tonen. — Geol. Jb., **82**, S. 1–20, 4 Abb., 6 Tab., Hannover 1963
- , — Laboratoriumsuntersuchungen zur Beurteilung von Blähtonen. — Ziegelindustrie, **25**, H. 2, S. 1–8, 5 Abb., Wiesbaden 1972
- SCHMID, F.: Bericht zur Übersichtskartierung des Meßtischblattes Salzbergen Nr. 3610. — 1960, 14 Mskr.-s. u. Anhang, 1 Kte 1 : 25 000, Arch. Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf., Krefeld 1960. — [Unveröff.]
- SCHMIDT, M.: Die Lebewelt unserer Trias. — 461 S., 122 Abb., 2 Tab., Öhringen (Hohenlohe'sche Buchhandl.) 1928
- SCHNEEKLOTH, H. & SICKENBERG, O.: Probleme der Interglazial-Forschung in Nordwestdeutschland. — Z. deutsch. geol. Ges., **117**, S. 368–369, Hannover 1968
- SCHNEIDER, F. K.: Erscheinungsbild und Entstehung der rhythmischen Bankung der altkretazischen Tongesteine Nordwestfalens und der Braunschweiger Bucht. — Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **7**, S. 353–382, 13 Abb., 4 Tab., 2 Taf., Krefeld 1964

- SCHNEIDER, HANS: Zur Frage des Münsterländischen Kiessandrückens. — Z. deutsch. geol. Ges., **90**, S. 603–615, 1 Abb., 1 Kte., Berlin 1938
- Die Grundwasserneubildung (Wege zu ihrer Ermittlung). — Z. Bohrtechnik - Brunnenbau - Rohrleitungsbau, **12**, S. 285–292, 321–328, 358–368, 14 Abb., Berlin 1961
- Geohydrologie Nordwestfalens. — 264 S., 278 Abb., Berlin (R. Schmidt) 1964
- SCHNEIDER, H. & WEHRLI, H.: Bericht über den Lehrausflug am 28. August 1938 von Münster über Geist, Tilbeck, Billerbeck, Neuenkirchen, Rheine, Salzbergen nach Emsbüren. — Decheniana, **98**, S. 209–211, Bonn 1939
- SCHOTT, W.: Paläogeographische Untersuchungen über den Oberen Braunen und den Unteren Weißen Jura Nordwestdeutschlands. — Abh. preuß. geol. L.-Anst., N. F., **133**, 51 S., 13 Abb., 6 Taf., Berlin 1930
- Zur Paläogeographie des nordwestdeutschen Malms. — In: Erdöl u. Tektonik in Nordwestdeutschland, S. 129–135, 6 Abb., Hannover-Celle (Amt f. Bodenforsch.) 1949
- Der Obere Weiße Jura und die tiefste Unterkreide im deutsch-holländischen Grenzgebiet. — geol. Jb., **65**, S. 213–270, 17 Abb., 2 Taf., Hannover 1951
- Nordwestdeutsches Wealdenbecken und Ostseebecken (Gedanken zur Paläogeographie des Wealden). — Geol. Jb., **85**, S. 919–940, 1 Abb., 2 Taf., Hannover 1968, — [1968 a]
- SCHOTT, W., unter Mitarbeit von W. JARITZ, F. KOCKEL & J. STETS: Zur Paläogeographie der Unterkreide im nördlichen Mitteleuropa, insbesondere in Nordwestdeutschland. — Z. deutsch. geol. Ges., **117**, S. 388–390, Hannover 1968, — [1968 b]
- SCHOTT, W., JARITZ, W., KOCKEL, F., SAMES, C.-W., STACKELBERG, U. VON, STETS, J. & STOPPEL, D.: Zur Paläogeographie der Unterkreide im nördlichen Mitteleuropa mit Detailstudien aus Nordwestdeutschland. Bemerkungen zu einem Atlas. — Erdöl u. Kohle, **20**, S. 149–158, 7 Abb., Hamburg 1967
- SCHREIBER, A.: Tektonische Stockwerke in Bau des mittleren Emslandes. — Z. deutsch. geol. Ges., **109**, S. 169–184, 9 Abb., Hannover 1957
- SCHROEDER, M.: Ergebnisse von Lysimetermessungen aus dem Münsterland. — Deutsch. gewässerkundl. Mitt., S.-H. Tag. Wiesbaden, S. 45–51, 9 Abb., 3 Tab., Koblenz 1969
- SCHRÖTER, H.: Erfahrungen bei Abflußmessungen in kleinen Vorflutern für hydrogeologische Spezialuntersuchungen. — Z. Bohrtechnik - Brunnenbau - Rohrleitungsbau, **22**, S. 48–52, 79–81, 12 Abb., Berlin 1971
- SCHUSTER, A.: Karbonstratigraphie nach Bohrlochmessungen. — Erdoel-Erdgas-Z., **84**, S. 439–457, 35 Abb., Wien-Hamburg 1968
- SCHUSTER, A. & WOLBURG, J.: Alb in den Bohrungen des Münsterlandes. — N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1962**, S. 409–422, 4 Abb., Stuttgart 1962
- Das Alb in der Bohrung Münsterland 1 und benachbarten Bohrungen. — Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf., **11**, S. 45–56, 2 Abb., 1 Tab., Krefeld 1963

- SEITZ, O.: Zur Paläogeographie des Wealden und der Pompeckj'schen Schwelle. — In: Erdöl u. Tektonik in Nordwestdeutschland, S. 135—143, 3 Abb., 1 Tab., 1 Taf., Hannover-Celle (Amt f. Bodenforsch.) 1949
- , — Über die Gliederung des Ober- und Mittelvalendis in Nordwestdeutschland. — Z. deutsch. geol. Ges., **101**, S. 137—145, 2 Tab., Stuttgart 1950
- SERAPHIM, E. TH.: Grobgeschiebestatistik als Hilfsmittel bei der Kartierung eiszeitlicher Halte. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **17**, S. 125—130, 1 Abb., Öhringen 1966
- SMITS, H.: Der Zusammenhang zwischen Grundwasserstand und Ertrag von Roggen, Hafer und Futterrüben auf humosen diluvialen Sandböden und von Grasland auf humosen diluvialen Sandböden, Moorböden und Moormarschboden in nassen und trockenen Jahren. — Ber. L.-Anst. Bodennutzungsschutz des Landes Nordrh.-Westf., **3**, S. 147—154, 10 Abb., Bochum 1962
- SPAETH, C.: Untersuchungen an Belemniten des Formenkreises um *Neohibolites minimus* (MILLER 1826) aus dem Mittel- und Ober-Alb Nordwestdeutschlands. — Beih. geol. Jb., **100**, 127 S., 27 Abb., 1 Tab., 9 Taf., Hannover 1971
- SPENGLER, R.: Neuere Erkenntnisse über die Grundwasser-Neubildung durch Infiltration in Abhängigkeit von geologischen und anderen Faktoren. — Z. angew. Geol., **16**, S. 69—75, 4 Abb., Berlin 1970
- STADLER, G.: Mineralogische Analysen von Gesteinen aus der Kreideformation des Meßtischblattes Rheine (3710). — Ber. Arch. Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf., **4** S., Krefeld 1971. — [Unveröff.]
- , — Untersuchung einer Wiesenmergel-Probe (Holozän). — Ber. Arch. Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf., Krefeld 1972. — [Unveröff.]
- STADLER, G. & TEICHMÜLLER, R.: Zusammenfassender Überblick über die Entwicklung des Bramscher Massivs und des Niedersächsischen Tektogens. — Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **18**, S. 547—564, 3 Abb., 1 Tab., Krefeld 1971
- STOLLEY, E.: Die Gliederung des norddeutschen marinen Unterneokoms. — Zbl. Miner. Geol. Paläont., **1937**, B, S. 434—456 u. 497—506, Stuttgart 1937. — [1937 a]
- , — Die Stratigraphie des norddeutschen Obergaults, *Minimus*-Tons und Flammenmergels im Vergleich mit dem englischen Lower und Upper Gault. — N. Jb. Miner. Geol. Paläont., Beil.-Bd., **78**, S. 1—65, 6 Tab., Stuttgart 1937. — [1937 b]
- SUNKEL, R.: Über die Auswirkungen des Grundwasserentzuges durch das Wasserwerk Borghorst-Burgsteinfurt GmbH in Emsdetten Ahlntel auf die landwirtschaftl. Bodennutzung. — Gutachten L.-Anst. Immissions- und Bodennutzungsschutz des Landes Nordrh.-Westf., 19 S., 12 Abb. u. Karten, Essen 1968, Arch. Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf., Krefeld. — [Unveröff.]
- TEICHMÜLLER, M. & R.: Das Inkohlungsbild des Niedersächsischen Wealden-Beckens. — Z. deutsch. geol. Ges., **100**, S. 498—517, 11 Abb., 2 Taf., Hannover 1950
- , — Karbonkohlen-Gerölle in der Unterkreide des Niedersächsischen Beckens. — Z. deutsch. geol. Ges., **104**, S. 459—467, 1 Abb., 1 Taf., Hannover 1953

- TEICHMÜLLER, M., HARTLIEB, J. & LENSCH, G.: Zur Petrographie der Karbon-Kohlen in bisher unverritzten Kohlenfeldern des Münsterlandes. — Forsch.-Ber. Land Nordrhein.-Westf., **1432**, 85 S., 2 Tab., 23 Abb., 6 Taf., Köln u. Opladen 1965
- TEICHMÜLLER, R.: Ein Querschnitt durch den Südtteil des Niederrheinischen Zechsteinbeckens. — Geol. Jb., **73**, S. 39—50, 8 Abb., 1 Taf., Hannover 1957
- Die Entwicklung der subvariscischen Saumsenke nach dem derzeitigen Stand unserer Kenntnis. — Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **3**, 2, S. 1237—1254, 2 Abb., 1 Tab., 2 Taf., Krefeld 1962
- Zur Stratigraphie und Inkohlung des jüngsten Oberkarbons (Silesium) in Nordwestdeutschland. — C.R. 5. Congr. Stratigr. Géol. Carbonif. Paris 1963, **3**, S. 1015—1030, 8 Abb., 7 Tab., Paris 1964
- THIERMANN, A.: Die Ammonitengattung *Endemoceras* n. g. aus dem Unter-Hauterive von Nordwest-Europa. — Geol. Jb., **81**, S. 345—412, 28 Abb., 6 Taf., Hannover 1963
- Geologische Karte von Nordrhein-Westfalen 1 : 25 000, Erläut. zu den Bl. 3707 Glanerbrücke / 3708 Gronau und 3709 Ochtrup mit Beiträgen von H.-W. REHAGEN und W. G. SCHRAPS. — 177 S., 3 Abb., 12 Tab., 4 Taf., Krefeld 1968
- Zur Stratigraphie und Fazies der marinen Unterkreide im Gebiet des Ochtruper Sattels am Nordrand der Rheinischen Masse. — Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **17**, S. 219—242, 2 Abb., 5 Tab., 1 Taf., Krefeld 1969
- Geologische Karte von Nordrhein-Westfalen 1 : 25 000, Erläut. zu Bl. 3712 Tecklenburg. Mit einem Beitrag von H. DAHM-ARENS. — 243 S., 22 Abb., 10 Tab., 7 Taf., Krefeld 1970. — [1970 a]
- Geologische Karte von Nordrhein-Westfalen 1 : 25 000, Erläut. zu Bl. 3711 Bevergern. Mit Beiträgen von M. KOCH und K.-H. WILL. — 120 S., 9 Abb., 6 Tab., 5 Taf., Krefeld 1970. — [1970 b]
- THIERMANN, A. & ARNOLD, H.: Die Kreide im Münsterland und in Nordwestfalen. — Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **7**, S. 691—724, 1 Abb., 1 Tab., Krefeld 1964
- TIETZE, O.: Über eine Bahnbegehung Rheine-Neuenkirchen. — 2 S., 1 Kte., 1905. Ber. Arch. Geol. L.-Amt Nordrhein.-Westf., Krefeld. — [Unveröff.]
- Über das Alter des Emstalsandes. Z. deutsch. geol. Ges., **59**, S. 132—134, Stuttgart 1907
- Beiträge zur Geologie des mittleren Emsgebietes. — Jb. preuß. geol. L.-Anst., **27**, S. 159—187, 1 Taf., Berlin 1909
- Das Steinkohlengebirge von Ibbenbüren. — Jb. preuß. geol. L.-Anst., **29**, II, S. 301—353, 6 Abb., 2 Taf., Berlin 1912
- Zur Geologie des mittleren Emsgebietes. Vergleichende Untersuchungen über die Entwicklung des alten Diluviums im Westen und Osten des norddeutschen Flachlandes. — Jb. preuß. geol. L.-Anst., **33**, II, S. 108—200, 11 Abb., 4 Taf., Berlin 1914
- TRENKNER, W.: Die Urfauna des Weser- und Emsgebietes. Systematische Zusammenstellung aller bislang in den Gebieten zwischen Weser und Ems gefundenen fossilen Thierreste. — Jber. naturwiss. Ver. Osnabrück, **3**, S. 84—172, Osnabrück 1877

- TRUSHEIM, F.: Über Halokinese und ihre Bedeutung für die strukturelle Entwicklung Norddeutschlands. — Z. deutsch. geol. Ges., **109**, S. 111–151, Stuttgart 1957
- .— Über radioaktive Leithorizonte im Buntsandstein Norddeutschlands zwischen Ems und Weser. — Erdöl u. Kohle, **14**, S. 797–802, 4 Abb., Hamburg 1961
- .— Zur Gliederung des Buntsandsteins. — Erdöl-Z., **79**, S. 277–292, 8 Abb., Wien - Hamburg 1963
- .— Zur Bildung der Salzlager im Rotliegenden und Mesozoikum Mitteleuropas. — Beih. geol. Jb., **112**, 51 S., 10 Abb., 2 Tab., 6 Taf., Hannover 1971
- UDLUFT, H.: Die hydrogeologischen Verhältnisse des Münsterländischen Kreidebeckens und ihre Bedeutung für die Wasserversorgung. — Abh. Reichsanst. f. Bodenforsch., N. F., **209**, S. 152–164, 2 Abb., Berlin 1944
- URBAN, H.: Der Glaukonit in der Unterkreide Westfalens und seine Entstehung. — Tonindustrie-Z., **81**, S. 363–371, 7 Abb., 2 Tab., Wilhelmshaven 1957
- VINKEN, R.: Zur Ablagerung und Genese von periglaziären Sedimenten. — Beobachtungen im Gebiet östlich von Hildesheim. — Geol. Jb., **87**, S. 529–540, 4 Abb., 1 Tab., Hannover 1969
- VOIGT, E.: Frühdiagenetische Deformation der turonen Plänerkalke bei Halle/Westf. als Folge einer Großgleitung unter besonderer Berücksichtigung des Phacoid-Problems. — Mitt. Geol. Staatsinst. Hamburg, **31**, S. 146–275, 34 Abb., 33 Taf., Hamburg 1962
- .— Über Randtröge vor Schollenrändern und ihre Bedeutung im Gebiet der Mitteleuropäischen Senke und angrenzender Gebiete. — Z. deutsch. geol. Ges., **114**, S. 378–418, 15 Abb., Hannover 1963
- VOIGT, E. & HÄNTZSCHEL, W.: Gradierte Schichtung in der Oberkreide Westfalens. — Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **7**, S. 495–548, 7 Abb., 3 Tab., 18 Taf., Krefeld 1964
- WAGENBRETH, O.: Zur Theorie der Randtröge und Randmulden. — Geologie, **14**, S. 931–948, 12 Abb., Berlin 1965
- WEERTH, O.: Die Fauna des Neocomsandsteins im Teutoburger Walde. — Paläont. Abh., **2**, 77 S., 11 Taf., Berlin 1884
- WEGNER, TH.: Führer zu den Exkursionen der zweiten Hauptversammlung des Niederrheinischen Geologischen Vereins zu Münster i. W. 22.–25. Mai 1908. I. Das Diluvium in der Umgebung Münsters. — Sitz.-Ber. naturhist. Ver. preuß. Rheinld. u. Westf., **1908**, Abt. D, S. 41–46, 3 Abb., Bonn 1909
- .— Über geschichtete Bildungen in den norddeutschen Endmoränen. — Verh. naturhist. Ver. preuß. Rheinld. u. Westf., **66**, S. 191–241, Bonn 1910
- .— Über eine Stillstandslage der großen Vereisung im Münsterlande. — Z. deutsch. geol. Ges., **62**, Mber., S. 387–405, 6 Abb., Berlin 1911
- .— Die nördliche Fortsetzung der münsterländischen Endmoränen. — Z. deutsch. geol. Ges., **67**, S. 57–68, Berlin 1915
- .— Das Münstersche Diluvium. — Schr. Ges. Förder. westf. Wilhelms-Univ. Münster, **7a**, S. 61–65, Münster 1925
- .— Geologie Westfalens und der angrenzenden Gebiete. — 2. Aufl., 500 S., 244 Abb., 1 Taf., Paderborn (Schöningh) 1926
- .— Geologie der Münsterschen Ebene. — Westfalenland, **4**, S. 1–44, 21 Abb., Paderborn 1927

- WEHRLI, H.: Interglaziale und vor-saalezeitliche Ablagerungen in der Münster-schen Bucht. — Z. deutsch. geol. Ges., **93**, S. 114–127, 4 Abb., Berlin 1941
- WICK, W. & WOLBURG, J.: Wealden in Nordwestdeutschland. — In: Leitfossilien der Mikropaläontologie, S. 191–224, Abb. 16, Tab. 11–16, Taf. 28–32a, Berlin (Borntraeger) 1962
- WIEDMANN, J.: Die Jura/Kreide-Grenze und Fragen stratigraphischer Nomen-klatur. — N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1967**, S. 736–746, 1 Tab., Stuttgart 1967
- .— Das Problem stratigraphischer Grenzziehung und die Jura/Kreide-Grenze. — Eclogae geol. Helv., **61**, S. 321–386, 4 Abb., 4 Tab., Basel 1968
- WIEGEL, E.: Hydrogeologische Übersichtskarte 1 : 500 000. Erläut. zu Bl. Münster. — Mit Beiträgen von C. DIETZ, K. FRICKE, H. KARRENBURG, H. W. QUITZOW, W. FRIEDRICH u. K. SCHNELL. — 172 S., 15 Abb., 19 Tab., 1 Kte., Remagen (Bundesanst. f. Landeskd) 1957
- WILHELMY, H.: Umlaufseen und Dammuferseen tropischer Tieflandflüsse. Z. Geomorph., N. F., **2**, S. 27–54, 18 Abb., Berlin 1958
- WILL, H.-J.: Untersuchungen zur Stratigraphie und Genese des Oberkeupers in Nordwestdeutschland. — Beih. geol. Jb., **54**, 240 S., 50 Abb., 4 Taf., Han-nover 1969
- WILLERT, H.: Das Toneisensteinvorkommen von Ahaus und Koesfeld und seine wirtschaftliche Bedeutung. — Glückauf, **44**, S. 304, Essen 1908
- WOHLRAB, B.: Bodenkundliche Untersuchungen und Kartierungen für den was-serwirtschaftlichen Rahmenplan. — Z. deutsch. geol. Ges., **122**, S. 47–55, 5 Abb., Hannover 1971
- WOLBURG, J.: Ergebnisse der Biostratigraphie nach Ostracoden im nordwest-deutschen Wealden. In: Erdöl u. Tektonik in Nordwestdeutschland, S. 349–360, 7 Abb., Hannover-Celle (Amt f. Bodenforsch.) 1949
- .— Vergleichende stratigraphische Untersuchungen der brackisch-limnischen Ablagerungen Europas an der Wende Jura-Kreide. — Geol. Jb., **64**, S. 159–171, 2 Tab., Hannover 1950
- .— Der Nordrand der Rheinischen Masse. — Geol. Jb., **67**, S. 83–115, 15 Abb., Hannover 1953
- .— Schwellen und Becken im Emsland-Tektogen mit einem paläogeographi-schen Abriß von Wealden und Unterkreide. — Beih. Geol. Jb., **13**, 115 S., 36 Abb., Hannover 1954
- .— Das Profil der Trias im Raum zwischen Ems und Niederrhein. — N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1956**, S. 305–330., 5 Abb., Stuttgart 1957
- .— Die Cyprideen des NW-deutschen Wealden. — Senck. Ieth., **40**, S. 223–315, 27 Abb., 5 Taf., Frankfurt/M. 1959
- .— Sedimentations-Zyklen und Stratigraphie des Buntsandsteins in NW-Deutschland. — Geotekt. Forsch., **14**, S. 7–74, 17 Abb., 5 Tab., 12 Taf., Stuttgart 1961
- .— Vom zyklischen Aufbau des Buntsandsteins. — N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1968**, S. 535–559, 12 Abb., Stuttgart 1968
- .— Die epirogenetischen Phasen der Muschelkalk- und Keuper-Entwicklung Nordwest-Deutschlands mit einem Rückblick auf den Buntsandstein. — Geotekt. Forsch., **32**, S. 1–65, 32 Abb., 7 Anl.-Taf., Stuttgart 1969

- WOLDSTEDT, P.: Über die Gliederung des Quartärs und Pleistozäns. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **13**, S. 115–124, Öhringen 1962
- WOLFF, W.: Einige glazialgeologische Probleme aus dem norddeutschen Tiefland. — Z. deutsch. geol. Ges., **79**, Mber., S. 342–360, 2 Abb., 1 Taf., Berlin 1928
- WOLLEMAN, A.: Die Bivalven und Gastropoden des deutschen und holländischen Neokoms. — Abh. preuß. geol. L.-Anst., N. F., **31**, 180 S., Atlas mit 8 Taf., Berlin 1900
- Die Bivalven und Gastropoden des norddeutschen Gaults (Aptiens und Albiens). — Jb. preuß. geol. L.-Anst., **27**, S. 259–300, 2 Tab., 5 Taf., Berlin 1909
- Nachtrag zu meinen Abhandlungen über die Bivalven und Gastropoden der Unteren Kreide Norddeutschlands. — Jb. preuß. L.-Anst., **29**, II, S. 151–193, 1 Tab., 5 Taf., Berlin 1912
- WORTMANN, H.: Genetik, Systematik und Verbreitung schwerer Tonböden auf Wiesen-Tonmergeln im westfälischen Münsterland. — Mitt. deutsch. bodenkundl. Ges., **1**, S. 69–72, 2 Abb., Hannover 1963
- Geologische Karte von Nordrhein-Westfalen 1 : 25 000, Erläut. zu Bl. 3617 Lübbecke und Bl. 3618 Hartum. Mit Beiträgen von G. MICHEL und H.-W. REHAGEN. — 214 S., 24 Abb., 13 Tab., 3 Taf., Krefeld 1971
- WURSTER, P.: Krustenbewegungen, Meeresspiegelschwankungen und Klimaänderungen der deutschen Trias. — Geol. Rdsch., **54**, S. 224–240, 11 Abb., Stuttgart 1964
- ZAGWIJN, W. H.: Vegetation, Climate and Radiocarbon Datings in the late Pleistocene of the Netherlands. — Mem. geol. Foundation of the Netherlands, W. S., **14**, S. 15–45, 's-Gravenhage 1961

Karten

- Bodenübersichtskarte von Nordrhein-Westfalen 1 : 300 000, bearb. von E. MÜCKENHAUSEN & H. WORTMANN, Krefeld — Hannover 1953
- Geotektonische Karte von Norddeutschland 1 : 100 000, Großblatt 59, Haselünne — Vechta — Rheine — Osnabrück, bearb. von H. CLOOS, H. LÖCTERS & H. REICH, Hannover-Celle 1948
- Gewässerkundliche Karten von Nordrhein-Westfalen, bearb. von K. SCHNELL. — 3 Karten im Maßstab 1 : 300 000, viele Tab., Düsseldorf (Min. f. Ernäh., Landwirtsch. u. Forsten Land Nordrh.-Westf.), 1955
- Klima-Atlas von Nordrhein-Westfalen. — 77 Kten., 10 Taf. u. Erläut., Offenbach (Deutscher Wetterdienst) 1960
- Paläogeographischer Atlas der Unterkreide von Nordwestdeutschland mit einer Übersichtsdarstellung des nördlichen Mitteleuropa, bearbeitet von SCHOTT, W., KOCH, E. K., KOCKEL, F., SCHREIBER, A., STACKELBERG, U. VON, STETS, J. & STOPPEL, D. unter Mitarbeit von GENIESER, K., HINZ, K. & MÜHLEFELD, R. — 289 Kten 1 : 100 000, 10 Kten., u. 1 Deckbl. 1 : 500 000, 6 Übersichtskten. nördl. Mittel-Europa 1 : 1 500 000, 1 stratigr. Tab., Hannover (Bundesanst. f. Bodenforsch.) 1967
- Zentrale Wasserversorgung in Nordrhein-Westfalen 1 : 100 000, Blatt C Rheine, mit Erläuterungen, Bad Godesberg (Bundesforsch.-Anst. f. Landeskd. u. Raumordn.) 1968